

L'ÉVOLUTION 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

Albert PISSART¹, Dominique HARMAND² et Leendert KROOK³

¹ Université de Liège, Département de Géographie physique, B.11, 4000 Liège, Belgique ; ² Université de Nancy 2, Campus Lettres-Sciences humaines, B.P. 3397, 54015 Nancy Cedex, France ; ³ Vrije Universiteit, Faculteit Aardwetenschappen, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, Pays-Bas.

RÉSUMÉ

Pour la première fois, les terrasses reconnues dans la vallée de la Meuse entre Toul et Maastricht ont été raccordées, ce qui a permis d'étendre au bassin de Paris les datations proposées pour ces terrasses aux Pays-Bas. Ces raccords permettent de proposer un âge pour les différentes captures qui se sont produites dans le cours supérieur de la Meuse, à savoir : 1) La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant se serait réalisée au Miocène : il est vraisemblable que la trace de cette capture se retrouve dans les dépôts sableux miocènes d'Opgrimbie. 2) La capture de l'Aisne est démontrée pour la première fois par une diminution brusque de la teneur en tourmaline. Elle s'est produite après la terrasse 5 et avant la terrasse 4' (Pissart 1961), qui correspondent respectivement aux terrasses de St Geertruid 1 et de St Geertruid 2 (Felder *et al.*, 1989), il y a environ 900 000 ans. Cette capture a provoqué une perte de débit très importante de la Meuse en aval de Nouzonville et par conséquent une forte diminution de l'érosion verticale dans le massif de Rocroi ; ceci explique pourquoi le fleuve s'est peu encaissé en amont dans le bassin de Paris depuis cette époque. 3) La capture de la Meuse par la Bar a eu lieu pratiquement au même moment (terrasse 4'). 4) La capture de la Moselle s'est produite entre le Saalien I et II, soit il y a environ 250 000 ans. 5) Il nous a été impossible de déterminer quand s'est réalisée la capture de l'Aire. Il est probable que cette capture a eu lieu avant le déversement de la Moselle vers le Rhin. Les terrasses de la Meuse ne montrent aucune trace d'un soulèvement en dôme de l'Ardenne.

ABSTRACT

The evolution of the Meuse front Toul to Maastricht front the Miocene to the present. Chronological correlations and age determinations of the captures of the lotharingian Meuse as reflected by the heavy minerals studies. For the first time, the terraces of the Meuse between Toul and Maastricht have been correlated, and this has made it possible to extend the dating of the terraces in The Netherlands to those in the Paris basin. These correlations allow us to propose ages for the captures which took place in the upper part of the Meuse. The following conclusions may be drawn: 1) The capture of the Meuse of Lorraine by the Meuse of Dinant occurred during the Miocene; indications of this capture are found in the sandy Miocene deposits of Opgrimbie (N. Belgium, west of the Meuse). 2) The capture of the Aisne is demonstrated for the first time by a sudden decrease of the content of tourmaline. This occurred

after the formation of terrace no. 5 and before the formation of terrace no. 4' (Pissart, 1961). These terraces correspond with the terraces of St Geertruid 1 and St Geertruid 2 (Felder et al., 1989), respectively. This capture, which took place at about 900,000 y BP, caused a considerable decrease in the discharge of the Meuse and this explains the relatively slight incision of the river in the southern Ardennes and, consequently, in the Paris Basin during this period. 3) The capture of the Meuse by the Bar took place at about the same time (terrace no. 4'). 4) The capture of the Moselle occurred between Saalian 2 and Saalian 1, about 250,000 y BP. 5) It has been impossible to determine the age of the capture of the Aire. It is probable that this capture happened before the diversion of the Moselle to the Rhine. The terraces of the Meuse do not show any trace of updoming of the Ardennes.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Entwicklung der Maas von Toul zu Maastricht vom Miozän an. Das Alter der Anzapfungen des Flussbeckens der lotharingischen Maas und ihre Datierungen mittels Schwerminerale. Zum ersten Mal sind die Terrassen der Maas zwischen Toul und Maastricht korreliert worden, was uns ermöglicht hat, die in den Niederlanden bestimmten Datierungen der Terrassen bis zum Pariser Becken zu erweitern. Diese Korrelierung ermöglicht es ein Alter für die verschiedenen Anzapfungen im oberen Einzugsgebiet der Maas festzustellen, nämlich : 1) Die Anzapfung der lothringischen Maas durch die Maas von Dinant wäre im Miozän verwirklicht worden ; Anweisungen dafür gibt es in den miozänen Ablagerungen von Opgrimbie (Nordbelgien). 2) Die Anzapfung der Aisne wird zum ersten Mal durch eine plötzliche Abnahme des Turmalingehalts gezeigt. Sie hat zwischen Terrassen 5 und 4', d.h. Terrassen St Geertruid 1 bzw. 2 in den Niederlanden entsprechen, d.h. vor etwa 900.000 Jahren stattgefunden. Diese Anzapfung hat eine bedeutende Verminderung der Wasserführung verursacht, was die schwache Einschneidung des Flusses in den südlichen Ardennen und, infolgedessen, im Pariser Becken ab dieser Zeit erklärt. 3) Die Anzapfung der Bar wurde etwa im selben Zeitpunkt datiert (Terrasse 4'). 4) Zwischen Saale 1 und 2, d.h. vor etwa 250.000 Jahren, hat die Anzapfung der Mosel stattgefunden. 5) Es war bis jetzt nicht möglich, das Augenblick der Anzapfung der Aire festzustellen. Wahrscheinlich aber hat diese bevor der Verlegung der Mosel nach dem Rhein stattgefunden. Die Terrassen der Maas zeigen keine Spur von Hebung der Ardennen.

INTRODUCTION

En 1974, l'un de nous (A.P.) a publié une synthèse des connaissances sur l'évolution de la Meuse en Belgique et en France, tandis que dans le même volume publié à l'occasion du centenaire de la Société géologique de Belgique, Zonneveld consacrait un article aux terrasses de la Meuse en aval de Maastricht. Depuis lors, plusieurs recherches ont été publiées qui imposent de considérer de nouveau le raccord des terrasses et la synthèse des connaissances. Parmi ces travaux, il convient de citer la thèse que l'un des auteurs de cet article (Harmand, 1992) a publiée et qui, pour la première fois, décrit de nombreux niveaux de terrasses dans le secteur de la Meuse lorraine. Citons en outre la carte des terrasses du Limbourg méridional publiée par le Rijks Geologische Dienst (Felder *et al.*, 1989) et celle réalisée par Juvigné (1992) à l'aval de Liège. Par ailleurs, des données nouvelles sont apportées dans le présent article en ce qui *concerne* les minéraux denses des alluvions des terrasses. Cette recherche minéralogique a été réalisée par le troisième auteur qui a déjà reconnu par cette méthode dans la carrière du Belvédère à proximité de Maastricht (Krook, 1993), le moment où s'est produite la capture de la Moselle. L'étude minéralogique a porté sur des échantillons prélevés par Pissart dans la région de Givet et dans le bassin de Paris.

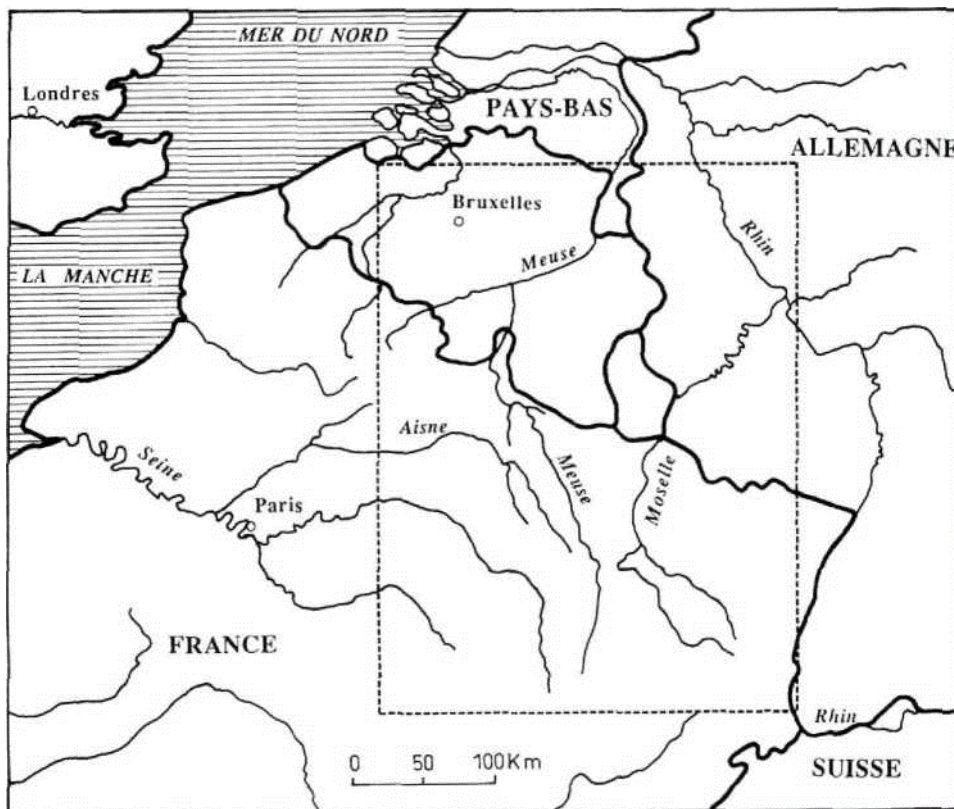
L'ensemble des travaux mentionnés ci-dessus permet de proposer un profil continu des terrasses de la Meuse depuis le Val de l'Ane (Toul) jusqu'aux Pays-Bas (fig. 1). Le raccord des profils établis par différents chercheurs à savoir de l'amont à l'aval, par Harmand (1992), Pissart (1961), Clairbois (1958), Juvigné et Renard (1992) et Felder *et al.* (1989) a demandé quelques ajustements des profils originaux, mais ces modifications ont été limitées aux zones de raccords *entre les* différentes études (sauf pour la Meuse lorraine où Harmand a apporté des modifications au profil qu'il a publié en 1992). Le profil présenté sur la figure 2 permet d'étendre à tout le cours du fleuve les datations qui ont été localement avancées et permet de proposer une chronologie pour les différentes captures qui ont été reconnues dans le bassin de Paris. Il s'agit non seulement des captures de la Moselle et de l'Aire décrites par Davis en 1895, mais aussi des captures de l'Aisne supérieure vers le bassin de la Seine et de la capture de la Meuse par la Bar. Les modifications minéralogiques observées consécutives à *la capture de la* Moselle confirment la validité des raccords d'une très basse terrasse (la terrasse de Caberg) tandis que les modifications consécutives à la capture de l'Aisne permettront peut-être de vérifier de la même manière les raccords de la terrasse de Eben - St Geertruid.

LE PROFIL DES TERRASSES DE LA MEUSE DE TOUL À MAASTRICHT

1) INTRODUCTION

Les raccords des lambeaux de terrasse en niveaux de terrasse distincts et le tracé de ceux-ci tout le long du cours de la Meuse pour établir un profil longitudinal continu restituant l'encaissement progressif du fleuve constituent un travail délicat dont le résultat reste douteux s'il est uniquement établi d'après l'altitude des lambeaux. Nous nous sommes livrés à cet exercice sans espérer que les propositions que nous formulerions, seraient indiscutables et indiscutées. Nous en présentons ci-dessous le résultat (fig. 2 et tabl. I).

Figure 1.



Localisation en Europe occidentale de la région étudiée avec, en pointillés, les limites de la figure 5.
Location of the study area in western Europe. A detailed map (internal rectangle) is given in figure 5.

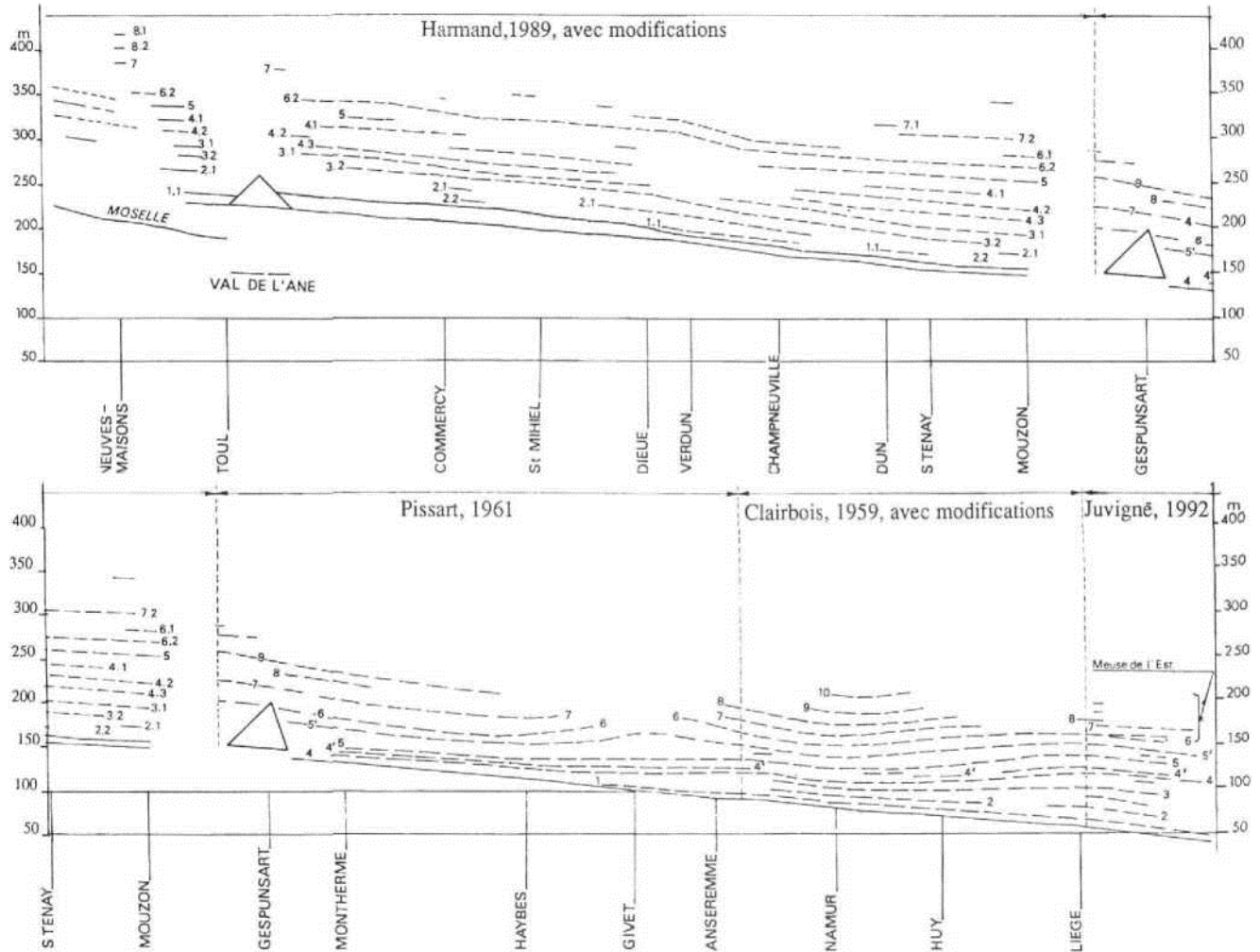
2) LE PROFIL DE HARMAND DE TOUL À SEDAN (PROFIL DE 1989, AVEC DES MODIFICATIONS)

Avant de présenter les niveaux de terrasses, il convient de décrire brièvement les formations alluviales qui ont été distinguées dans la vallée de la Meuse lorraine.

Au nord de la paléoconfluence Moselle-Meuse, la vallée de la Meuse lorraine possède trois types de formations alluviales :

- 1) des formations carbonatées de fond de vallée postérieures à la capture de la Moselle ;
- 2) des alluvions siliceuses peu altérées, à galets de granite : alluvions siliceuses discontinues, situées sous les alluvions calcaires de fond de vallée et alluvions sablo- conglomératiques de la basse terrasse T1. À l'amont, dans la vallée de la Moselle toulousaine, ces deux formations se raccordent respectivement avec les alluvions du fond du Val de l'Ane et avec les alluvions de la terrasse de la Justice, dernières nappes alluviales déposées par la haute Moselle avant la capture ;
- 3) des témoins résiduels de paléonappes alluviales, altérées, constituées de galets de quartz et de quartzites (CFS- « s » : faciès siliceux). Toutefois, quelques formations fluviales anciennes ont été conservées sous des dépôts de pente. Par exemple, le dépôt de Dieue, se trouvant au sud de Verdun, est constituée de galets calcaires d'origine locale et d'éléments siliceux (sables et galets) issus des Vosges. La relative « fraîcheur » du matériel contenant une part notable de galets de granite peu altérés serait due à sa fossilisation sous des colluvions (éboulis calcaires, grèzes, limons) aujourd'hui déblayées. Ajoutons qu'en outre, des galets peu émousés de formations silicifiées du Tertiaire (quartzite du type « pierre de Stonne ») ont été observés sur plusieurs hautes terrasses.

Figure 2.



Profil longitudinal de la Meuse et de ses terrasses de Toul à Maastricht en suivant l'ancien cours de la Meuse par Gespunsart. Les remblaiements apparaissent comme des triangles dans le Val de l'Ane et dans la vallée de Gespunsart. Longitudinal profile of the Meuse river and of the terraces between Toul and Maastricht via the old course through the valley of Gespunsart. The triangles represent the valley fills of the Val de l'Ane and in the Gespunsart valley after the captures.

Tableau I. Raccords entre les terrasses décrites par Harmand (1989). Pissart (1961). Clairbois 1959), Juvigné (1992) et Felder et al. (1989) et âges proposés pour les terrasses du Limbourg hollandais par ces derniers auteurs

Nos terrasses	Numéros Clairbois (1958) Pissart (1961)	Noms des terrasses Juvigné (1992)	Noms des terrasses Felder (1989)	Équivalent aux Pays- Bas Felder (1989)	Âge proposé
	1	Jupille	Caberg		0,26
	2	Trou-Louette	Rothem 2	Formation de Veghel	0,32
		Cornillon	Rothem 1		0,43
	3	Fouron-le-Comte	Gravenvoeren		0,52
		Lorette	St Pietersberg 2		0,61
2-2	4	Hermée	St Pietersberg 2	Formation de Sterksel	0,70
	4'	Eben-St.Geertruid	St Geertruid 2		0,89
2-1	5	Bombaye-Wonck	St Geertruid 1		1,05
		Lixhe	Valkenburg 2		1,19
3-1	5'	Hognée	Valkenburg 1	Formation de Kedichem	1,30
4-3	6	Houlpaix-Trembleur	Sibbe		1,41
		Rabosée	Margreten		1,56
4-1	7	Bruyères	Simpelveld		1,80
5	8	Houlpaix	Noorbeek	Formation de Tegelen Kieseloolithe	1,93
		La Havée	Crapoel		2,03
6-2	9	Beyne-Heusay	Kosberg		2,20
	10		Brunssum		

Les corrélations effectuées avec la vallée de la haute Moselle font rattacher les alluvions déposées au moment de la capture de la Moselle au Saalien. Les dépôts alluviaux résiduels appartiennent à des paléonappes alluviales du Quaternaire ancien, voire du Tertiaire pour les plus anciennes (« dépôts alluviaux de plateaux »).

LES NIVEAUX DE TERRASSES

Le profil que donne la figure 2 de Toul à Sedan, est basé sur les observations que Harmand a présentées dans sa thèse (1989) à l'Université de Nancy 2. Les données ont toutefois été reconsidérées et le profil longitudinal présenté ici est légèrement différent de celui qu'il a donné antérieurement (1989, 1992). Il a en effet tenu compte de nouvelles observations ainsi que des raccords avec les terrasses de la vallée de la haute Moselle et celles de la vallée de la Meuse en aval de Sedan.

Le nombre élevé de placages alluviaux, associés fréquemment à des replats topographiques, a permis de tracer sur la longueur de la section de vallée prise en considération (plus de 100 km), les profils longitudinaux de 16 niveaux de terrasses, notés de T1.2 à T8.1 du niveau le plus récent au niveau le plus ancien.

Ce profil, le mieux ajusté possible, montre que les niveaux de terrasses sont rarement continus sauf pour T3.2, T3.1, T6.2. Les discontinuités les plus marquées concernent les plus hauts niveaux (T7, T8) pour lesquels les reconstitutions des paléovallées sont difficiles en raison de

l'absence de tout paléomodelé fluvial. Il est impossible, par exemple, de tenir compte des méandres qui ont certainement existé.

La discontinuité des niveaux de terrasses est due à l'ancienneté des dépôts, aux rôles de la lithologie et de la morphologie. Les niveaux de terrasses manquent sur le substratum argilo-marneux, comme au nord de Mouzon, où la vallée est modelée dans des formations peu résistantes du Lias. De même, les niveaux de terrasses sont plus rares dans les sections de vallée encaissées dans les calcaires sublithographiques de l'Oxfordien moyen, très gélifs, comme au nord de Saint-Mihiel. Par ailleurs, les niveaux T2.1 et T2.2 sont inscrits dans des paléovallées plus étroites, dans lesquelles les formations alluviales ont été davantage déblayées avant le dépôt des deux dernières nappes alluviales présumées saaliennes.

Les profils mettent en évidence un certain nombre d'anomalies :

1. Les pentes des terrasses sont très peu inclinées dans les sections de vallée situées au sud de Verdun et de Commercy (pour le niveau T6.2). La pente est accentuée en aval de ces sections de vallée, surtout pour les hautes terrasses. Cette anomalie serait due aux effets de la néotectonique, le soulèvement le plus important semblant coïncider avec les ondulations synclinales du Luxembourg et secondairement de Sarreguemines-Savonnières (Fourniguet, 1987).
2. La tendance à la divergence des terrasses vers l'aval, entre les plus hautes terrasses T8 à T4.1 et les plus basses est probablement due au creusement des dépressions orthoclinales des côtes du Dogger et de l'Oxfordien moyen, postérieur à T4.1. et éventuellement aux effets de la néotectonique au sud de l'Ardenne.
3. Les plus basses terrasses convergent vers l'aval, en conséquence sans doute d'une incision verticale moindre. Cette lenteur de rencaissement ne résulte pas seulement de la difficulté qu'a éprouvé la Meuse pour creuser dans les roches dures de l'Ardenne, mais aussi, comme nous le montrerons plus loin, de la capture de l'Aisne supérieure qui, autrefois, se jetait dans la Bar.

3) LE RACCORD ENTRE LE PROFIL DE HARMAND (1995) ET CELUI DE PISSART (1961)

La Meuse, autrefois, ne s'écoulait pas à l'emplacement où se trouve maintenant Charleville-Mézières, mais empruntait une vallée où coulent la Vrigne et la Goutelle et passait alors par Gespunsart (fig. 3). Le profil longitudinal que nous présentons ici a été établi en suivant cet ancien tracé. Ce cours abandonné apparaît sur le profil (fig. 2) comme un triangle dont la base correspond à l'altitude de la Meuse au moment de l'abandon de ce cours (c'est-à-dire au moment de la capture de la Meuse par la Bar) et le sommet au maximum du remblaiement (dépôts de versants et alluvions de ruisseaux affluents) mis en place après le détournement du fleuve. Comme cette vallée a été abandonnée alors que la Meuse se trouvait seulement entre 15 et 20 m au-dessus de son cours actuel à Nouzonville, notre profil présente la majeure partie des terrasses. Un autre profil devrait être dessiné passant par Charleville-Mézières pour représenter les terrasses les plus basses.

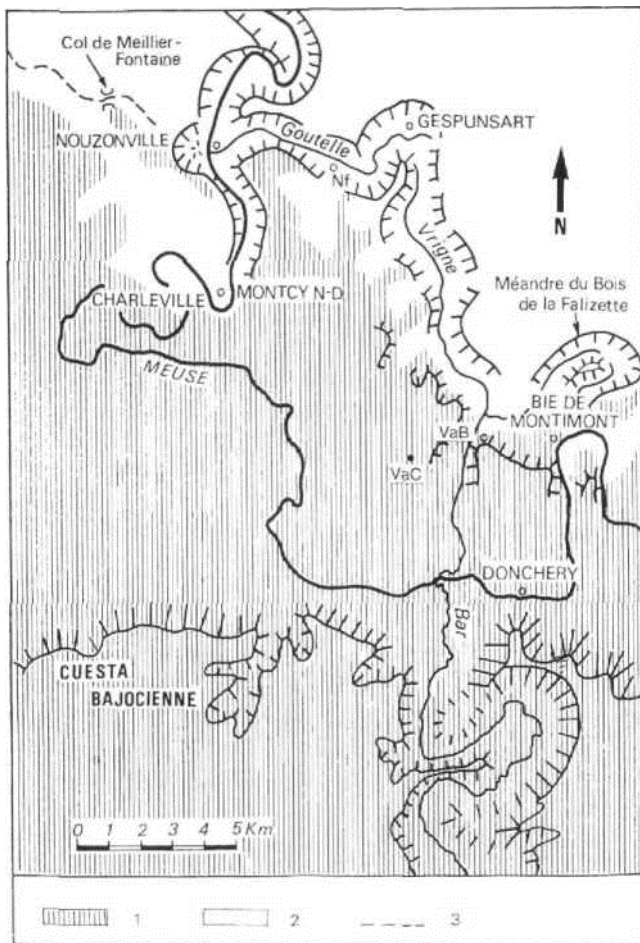
Le nombre de lambeaux de terrasses reconnus dans la partie ardennaise du cours de la Meuse n'est pas très grand, en partie parce que l'érosion latérale a été limitée par la résistance

considérable des roches du Cambrien et du Dévonien inférieur. D'autre part les terrasses reconnues dans la région de Sedan sont peu nombreuses et, de ce fait, une certaine incertitude subsiste en ce qui concerne la valeur des raccords. Afin de bien faire apparaître ce qui est connu ou supposé, l'allure probable des niveaux de terrasses n'a pas été dessinée lorsque des observations manquent sur plusieurs dizaines de kilomètres.

Par ailleurs, les raccords sont délicats en raison de deux particularités locales. La première consiste en un méandre recoupé situé 6,5 km au NW de Sedan (le méandre du Bois de la Falizette décrit par Pissart en 1960 ; voir fig. 3). Avant l'abandon de ce méandre, le cours de la Meuse était plus long d'au moins 6 km et coulait sur cette distance sur des roches paléozoïques résistantes sur lesquelles la pente du fleuve devait être plus forte que sur les roches du Secondaire. La seconde incertitude concerne le tracé de la Meuse avant l'abandon de la vallée de Gespunsart. Après avoir revu la région en détail, et à la lumière des sondages réalisés dans l'ancienne vallée de la Meuse (voir plus loin le paragraphe traitant de la capture de la Meuse par la Bar), Pissart n'est plus convaincu (contrairement à l'article qu'il a publié en 1960) que la Meuse ait emprunté le couloir qui relie la Briqueterie de Montimont à Vrigne-aux-Bois. *Il lui semble maintenant* possible que le fleuve soit passé au sud de Vrigne-aux-Bois et ait suivi le cours de la Vrigne entre Vrigne-aux-Bois et Vi- vier-au-Court. Ce tracé rend plus aisée l'explication de la capture de la Meuse par la Bar et permet de rendre compte de la présence de cailloux de la Meuse entre Vrigne-aux-Bois et Donchéry, cailloux qui avaient été déjà signalés par Tricart en 1952 et que mentionne aussi la carte géologique de la région. Sur cette base, les raccords proposés entre les niveaux de terrasses reconnus par Harmand et par Pissart sont donnés au tableau I.

Figure 3. Tracé actuel de la Meuse à la bordure sud de l'Ardenne.

Present course and old course of the Meuse at the southern border of the Ardennes.



Sur cette figure apparaît la vallée morte passant par Gespunsart (où coulent la Goutelle et la Vrigne) que la Meuse empruntait avant d'être détournée vers Charleville par la Bar. Au nord-ouest de cette figure est dessiné en tiretés le tracé probable de la Meuse avant la capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant qui passait par le col de Meillier-Fontaine.

VaB = Vrigne-aux-Bois ; VaC = Vivier-au-Court ; Nf= Neufmanil. 1) Formations secondaires du bassin de Paris ; 2) roches paléozoïques de l'Ardenne ; 3) ancien cours de la Meuse.

Before the capture of the Meuse by the Bar, the course of the Meuse was through the valley of Gespunsart. At present two small rivers, the Goutelle and the Vrigne flow in this large dead valley. The dashed line in the northwest part of the map shows the course of the Meuse before the piracy of the Lotharingian Meuse by the Meuse of Dinant.

VaB = Vrigne-aux-Bois ; VaC = Vivier-au-Court ; Nf= Neufmanil. 1. Mesozoic formations of the Paris basin ; 2. Palaeozoic formations of the Ardennes ; 3. Old course of the Meuse.

Ces raccords restent incertains, car ils sont établis sur des bases uniquement altimétriques, ils trouvent cependant une certaine confirmation en ce qui concerne les niveaux inférieurs dans le fait que les granites disparaissent habituellement dans le bassin de Paris au niveau de la terrasse 2-2 de Harmand et que d'une manière comparable l'étude des minéraux denses montre l'existence d'une très forte altération et la disparition des hornblendes brunes des Vosges au niveau de la terrasse 5 de Pissart dans la région de Givet.

4) LE PROFIL SEDAN - ANSEREMME (PISSART, 1961)

Le profil proposé par Pissart en 1961 n'a pas été remis en cause, ni modifié. L'hypothèse d'une déformation en dôme de la région de Givet est maintenue sans qu'aucun argument nouveau n'ait été apporté quant à son existence. À la suite de la présente recherche, nous comptons reprendre cette question dans une publication ultérieure et rechercher par la minéralogie des dépôts de terrasse si cette proposition peut être maintenue.

5) LE PROFIL ANSEREMME - LIÈGE (CLAIRBOIS, 1959)

Le raccord entre le profil de Pissart (1961) et de Clairbois (1959) ne pose pas de problème étant donné que cette question avait été considérée attentivement en 1961. Pissart avait d'ailleurs effectué des levés de terrain en aval d'Anseremme pour établir ces raccords et ces levés avaient confirmé entièrement les niveaux proposés par Clairbois. Pissart avait repris d'ailleurs, en 1961, la numérotation des terrasses utilisée par Clairbois.

Les profils longitudinaux entre Givet et Namur devront cependant être considérés de nouveau pour tenir compte de l'évolution des méandres qui se sont développés progressivement au cours du Quaternaire dans la région de Chooz, par exemple, ou qui se sont recoupés (méandres d'Anhée et d'Annevoie-Rouillon).

La présente étude permet de prolonger la terrasse de Caberg jusqu'à la région de Givet. À proximité de la frontière belge, sur la rive gauche, une terrasse dont la base se trouve au bord de la route à 6 m au-dessus du plan d'eau de la Meuse, soit à environ 102,5 m contient toujours les minéraux des Vosges. La capture de la Moselle n'était pas réalisée au moment de la mise en place de ce dépôt. Dix kilomètres en amont, une basse terrasse observée à l'aval de la centrale de Chooz et dont la base est à 100,76 m, ne montre plus les minéraux des Vosges. L'incertitude sur la position de la Meuse au moment où s'est produite la capture de la Moselle ne dépasse pas dans ce secteur 3 m. C'est en fonction de cette observation que la terrasse de Jupille (terrasse 1 de Clairbois) qui se raccorde à la terrasse de Caberg, a été prolongée jusqu'en amont de Givet.

Le changement marqué de la pente des terrasses à Namur résulte, comme il a été expliqué (Pissart, 1974), du changement de direction du fleuve. Celui-ci qui s'écoule du sud vers le nord jusqu'à Namur, se dirige à partir de là, en direction de l'ENE. Un soulèvement différentiel de l'Ardenne donnant un basculement orienté vers l'ONO suffit à expliquer le changement d'inclinaison observé.

6) LE RACCORD DU PROFIL DE CLAIRBOIS (1959) AVEC LES OBSERVATIONS DE JUVIGNÉ (1992) EN AVAL DE LIÈGE

En amont et en aval de Liège, la pente des terrasses n'est pas la même. Comme à Namur, cette différence peut être expliquée par le basculement de l'Ardenne dont nous venons de parler car ici aussi, le fleuve change de direction et s'écoule de nouveau en direction du nord. Ainsi s'explique aussi la divergence qui peut s'observer sur le profil en aval de Liège, entre d'une part les terrasses supérieures qui s'écoulaient autrefois en direction d'Aix-la-Chapelle (Meuse de l'est) et d'autre part les terrasses plus basses qui suivent un tracé dirigé vers le nord.

C'est dans cette perspective et en tenant compte de l'étude de Juvigné (1992) donnant l'altitude des lambeaux de terrasses, que des raccords entre les terrasses observées à l'amont et à l'aval de Liège sont proposés. Ces raccords ont été établis en reportant sur un même profil à 1/100 000 les observations de terrain de Clairbois (1958) et les descriptions de Juvigné (1992). Étant donné que la Meuse a décrit au niveau de certaines terrasses de grands méandres, les profils des terrasses ont été établis, dans la partie située en aval de Liège, en reportant les observations de terrasses à des distances qui depuis Liège correspondent au parcours du fleuve sur chaque niveau de terrasse. La réalisation des profils nous a amené d'autre part à regrouper quelques terrasses à savoir celles de Houlpaix et de Rabosée, celles de Wonck et de Bombaye et enfin les terrasses de Jupille et de Caberg. Ces niveaux distingués par Juvigné sont en effet très proches les uns des autres. Précisons que la terrasse de Caberg désignée par la notation Ca 53 sur le profil dessiné par Juvigné (1992, fig. 6, p. 179) a été placée par erreur 10 m trop haut.

Les raccords que donne la figure 2 entre les profils de Juvigné (1992) et de Clairbois (1958) ont entraîné la modification des raccords de l'extrémité aval du profil de Clairbois. Cette partie de son profil était peu assurée puisqu'elle n'avait pas considéré ce qui se passait en aval de Liège.

7) LE RACCORD AVEC LES FORMATIONS DES PAYS-BAS

Entre la carte publiée par Felder et al. (1989) et celle publiée par Juvigné et Renard en 1992, des raccords possibles sont détaillés dans le tableau I.

Ces raccords ne sont souvent pas évidents, et il convient d'être conscient des problèmes rencontrés. Signalons entre autres que la terrasse de Hermée de Juvigné correspond tantôt à la terrasse de St Pietersberg et tantôt à celle de St Geertruid (de Felder et al.). Dans le tableau I, nous avons opté sur la base de déterminations paléomagnétiques, pour un raccord avec la terrasse St Pietersberg. Des problèmes identiques existent pour d'autres niveaux de terrasse. Par ailleurs, Juvigné raccorde à la terrasse de Trembleur trois niveaux bien distincts à l'aval, à savoir les terrasses de Sibbe, de Margraten et de Simpelveld. Nous avons préféré raccorder la terrasse de Simpelveld à la terrasse des Bruyères. Précisons enfin que le raccord de la terrasse de Houlpaix avec celle de Noorbeek a été proposé par Juvigné et Renard (1992). Enfin, nous avons raccordé la terrasse de La Havée avec celle de Crapoel et celle de Beyne-Heusay avec celle de Kosberg pour avoir un parallélisme entre les deux séries de terrasses. Ces derniers raccords ne sont pas basés sur d'autres arguments.

Après avoir insisté sur les doutes qui existent en ce qui concerne les raccords entre les terrasses, nous tenons à souligner toutefois que l'incertitude ne porte jamais que sur des niveaux voisins les uns des autres et que ces incertitudes ne se cumulent pas.

8) LES ENSEIGNEMENTS DU PROFIL LONGITUDINAL DE TOUL À MAASTRICHT

Ce profil longitudinal conduit à formuler les observations suivantes :

Les niveaux de terrasses sont beaucoup plus nombreux à l'aval qu'à l'amont ; en effet à l'extrémité aval, dans la région de Maastricht, 16 niveaux de terrasses sont connus, sans compter les niveaux très inférieurs que nous n'avons pas considérés ici, étant donné que leurs restes vers l'amont sont trop rares et discontinus pour pouvoir en tirer des conclusions. À Namur le profil

indique 11 niveaux, tandis que 8 seulement sont dessinés à Monthermé. Dans le bassin de Paris, étant donné l'altitude des dépôts à kieseloolithes de La-Grandville (270 m) et de Raucourt (300 m), nous sommes bien contraints d'admettre qu'au-dessus du niveau 6-2 de Harmand, les terrasses sont d'âge tertiaire. Nous aurions donc une dizaine de niveaux distincts, antérieurs à (à capture de la Moselle. Notre proposition de raccorder le niveau 2-2 de Harmand à la terrasse 4 de Pissart donne un nombre de niveaux comparable (une dizaine) pour la même période.

On peut expliquer le plus grand nombre de niveaux à l'aval par la proximité du graben du Rhin inférieur qui s'est affaissé au cours du Quaternaire. Par ailleurs, si des oscillations eustatiques ont joué, elles n'ont pu se faire sentir qu'à l'extrémité aval du profil.

Entre Haybes et Maastricht, des mouvements tectoniques sont évidents. Ceux-ci expliquent non seulement le bombement des terrasses dans la région de Givet mais aussi les changements de pente qui sont visibles à Namur et à Liège. Comme il a été expliqué (Pissart, 1974), ces changements de pente peuvent résulter d'un unique basculement de l'Ardenne vers le NO. L'étude des terrasses de Harmand (1989, 1992) ne décèle, pas plus que celle de Pissart (1961), l'existence d'un soulèvement en dôme de l'Ardenne. L'allure particulière des hautes terrasses entre Commercy et Verdun est toutefois peut-être la trace d'un faible mouvement tectonique.

À Monthermé et à la bordure sud de l'Ardenne, les niveaux inférieurs n'ont pas été retrouvés. La terrasse 5 qui, à Liège, est à 77 m au-dessus de la plaine alluviale, se trouve à 15 m au-dessus de celle-ci à Nouzonville. Ce rapprochement des niveaux inférieurs de la plaine alluviale est attesté par l'allure de la terrasse de Caberg (terrasse 1 du profil) dont la position dans la série des terrasses peut être reconnue par le fait que c'est à ce niveau que disparaissent les minéraux des Vosges (Krook, 1993) ; or, ce niveau est très proche de la plaine alluviale à Chooz, comme nous l'avons montré plus haut. Ce niveau est d'ailleurs pratiquement au niveau de la plaine alluviale à Montcy-Notre-Dame, à l'entrée de la Meuse en Ardenne (note ajoutée en décembre 96 : les hornblendes brunes disparaissent à Montcy-Notre-Dame à l'altitude de 140,3 m). Le faible encaissement du fleuve à partir du niveau 5 avait intrigué l'un de nous (Pissart, 1961), qui y avait reconnu le résultat d'une perte de débit de la Meuse. Il avait pensé alors qu'il s'agissait de la capture de la Moselle. Maintenant qu'il est clairement établi que cette dernière capture s'est produite beaucoup plus tard, au niveau de la terrasse 1 de Pissart, il faut chercher une autre perte de débit. Nous donnerons plus loin les raisons pour lesquelles, nous pensons y voir la conséquence de la capture de l'Aisne. Par ailleurs, le très épais remblaiement (près de 50 m) de la large vallée abandonnée par la Meuse à Gespunsart (fig. 3) atteste clairement que ce cours a été abandonné depuis très longtemps bien que les sondages établissent que le fleuve était à Nouzonville seulement 15 à 20 m au-dessus de la Meuse actuelle.

Ce profil permet de tenter d'étendre jusqu'au bassin de Paris les datations qui ont été proposées aux Pays-Bas. À ce sujet, nous comparerons d'abord la chronologie des terrasses proposées par Felder et al. (1989 ; fig. 4) avec les rares données dont nous disposons actuellement en Belgique. Il s'agit d'une part d'une détermination paléomagnétique réalisée par J. Hus de l'observatoire de Dourbes en Belgique (communication orale, 1995) de dépôts fluviatiles de la terrasse de Romont (rattachée à la terrasse de Hermée par Juvigné et Renard, 1992), qui atteste que le dépôt de cette terrasse s'est effectué après le changement de polarité magnétique Matuyama-Brunhes (730 000 ans BP). D'autre part, une autre datation bien assurée provient du site paléontologique de la Belle Roche près du confluent de l'Ourthe et de l'Amblève, dont l'âge est

estimé à environ 500 000 ans par Cordy (1993) d'après de très nombreux restes paléontologiques. Il s'agit du remplissage d'une grotte horizontale qui s'est vraisemblablement formée alors que le niveau de la rivière était très proche. Le paléomagnétisme de ces dépôts démontre également une mise en place après l'inversion Matuyama-Brunhes. Le raccord de ce niveau avec le travail de Juvigné et Renard (1992) a été réalisé par Cornet (1995) qui rattache le niveau de Belle-Roche à la terrasse de Hermée. Le remplissage de la cavité est bien entendu postérieur au façonnement de la terrasse et la discordance de 200 000 ans entre la formation de la terrasse (voir tabl. I) et la mise en place du remplissage est très possible. Ces deux observations, à savoir le paléomagnétisme de la terrasse de Romont et le site paléontologique de la Belle-Roche, sont donc en accord avec les datations proposées par Felder et al. (1989) que la figure 4 reproduit.

LES MINÉRAUX DENSES

1) L'ÉTUDE DE BUSTAMENTE SANTA CRUZ (1973)

L'étude des minéraux denses des terrasses de la Meuse a été réalisée par Bustamente Santa Cruz dans la thèse qu'il a présentée en 1973 à Leuven (voir aussi Bustamente Santa Cruz, 1986). Cette thèse était centrée principalement, en ce qui concerne les terrasses de la Meuse, sur la partie située en aval de Liège, bien que des terrasses situées en amont jusqu'à proximité de Dinant aient été aussi considérées. L'auteur distingue quatre formations dans les terrasses de la Meuse qu'il décrit comme suit, de la plus ancienne à la plus récente :

- La formation 1 qui comprend les niveaux à kieseloolithes et la terrasse de Mortroux-Rabosée (terrasse de Rabosée- Margraten, tableau I) est composée par environ 98 % de minéraux résistants contre 2 % de minéraux altérables (constitués essentiellement d'épidote et de sphène).
- La formation 2 qui comprend les terrasses de Feneur-La- Tombe, de la Campine, de Lanaken à 65 m, d'Elsloo et de Caberg-Pietersem (c'est à dire de la terrasse 5 Bombaye- Wonck à la terrasse 1 Jupille-Caberg de notre tabl. I) est caractérisée par une forte teneur en minéraux altérables parmi lesquels les minéraux les plus représentatifs sont la hornblende brune, le couple chloritoïde-grenat et l'épidote.
- La formation 3 trouvée dans les terrasses d'Eisden-Lanklaar et de Mechelen-aan-de-Maas est semblable mais sans les hornblendes brunes.
- La formation 4 dans les dépôts de la terrasse de Geistingen et de la plaine alluviale contient en outre les minéraux correspondant à l'éruption Alleröd de l'Eifel.

Seules les trois premières formations concernent les terrasses reportées sur notre profil 2. La formation 4 concerne les terrasses tout à fait inférieures qui ne sont pas, comme nous l'avons écrit plus haut, représentées sur cette figure. Le contact entre les formations 2 et 3 correspond à la capture de la Moselle. Celle-ci a eu lieu après la construction de la terrasse de Caberg et avant celle de Eisden-Lanklaar, c'est- à-dire à une période située entre le Saalien 1 et le Saalien 2. Bustamente Santa Cruz (1986) a reconnu que la disparition des hornblendes brunes pouvait aussi être localisée entre des terrasses qui, l'une à Tailfer a sa base à 107 m, et l'autre à Hun a sa base à 99,5 m. Ces observations concordent avec le tracé de la terrasse 1 de notre figure 2.

L'examen des comptages donnés dans la thèse de Bustamente Santa Cruz (1986) montre que des variations importantes existent dans les dépôts d'une même terrasse. Ainsi, dans la terrasse de Feneur-La-Tombe, différents comptages donnent pour les hornblendes brunes des valeurs de 2 à 33 %. Comme la localisation au sein de la coupe des différents échantillons n'est pas donnée, il est impossible de discuter d'une éventuelle cause de cette fluctuation. De même, pour la terrasse de la Tombe appartenant au même niveau, le pourcentage de zircons varie de 6 à 36 %. En conséquence, il convient d'être prudent lorsque des résultats surprenants de pourcentages des minéraux résultent d'un seul comptage.

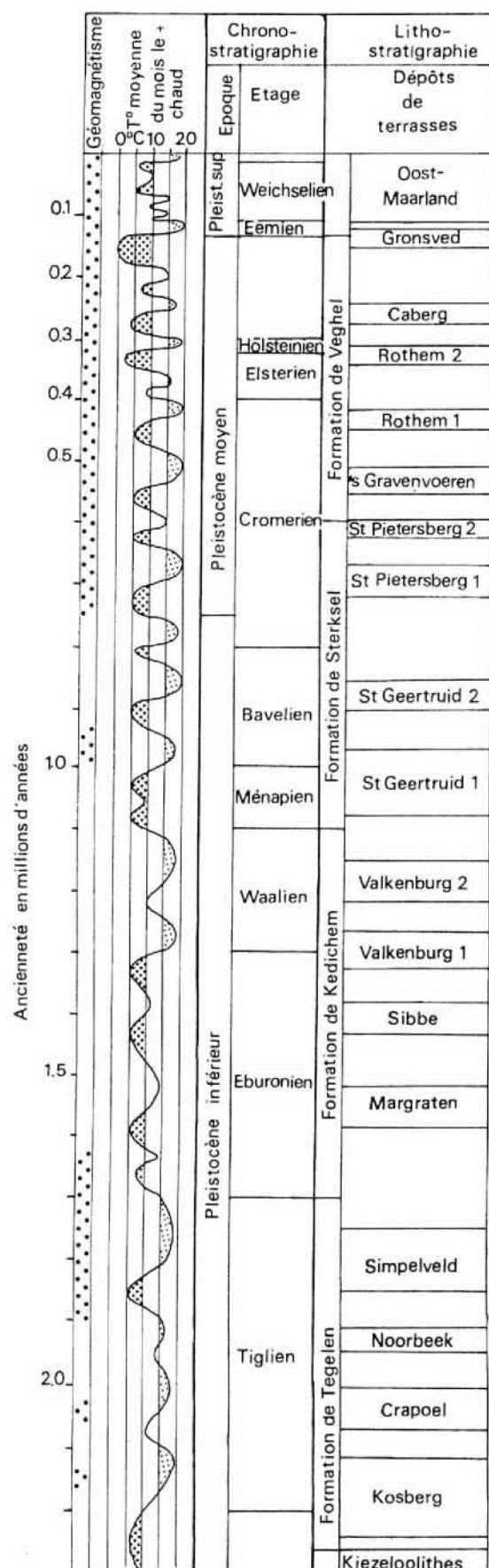


Figure 4. Tableau donnant l'âge des terrasses du Limbourg hollandais d'après Felder et al. (1989)
 Table showing the age of the Quaternary terraces of the Meuse in southern Limburg (The Netherlands) after Felder et al. (1989)

Nous nous intéresserons particulièrement au passage entre la formation 1 et la formation 2 de Bustamente Santa Cruz. Ce passage se situe entre les terrasses 5 (base à 123 m) et la terrasse 6 (base à 165 m) en aval de Liège. À Seilles, entre Namur et Huy, la même variation minéralogique est décelée aussi entre les terrasses 5 (base à 114 m) et 6 (base à 148 m). En amont de Namur, à Hun cette transition serait localisée entre les terrasses 5 (base à 127 m) et la terrasse 5' (base à 151 m) si on admet pour la formation 1 que le pourcentage de grains de minéraux altérables soit ramené de 2 % (limite de Bustamente Santa Cruz) à 8 %. Si on admet cet ajustement, le passage de la formation 1 à la formation 2 de Bustamente Santa Cruz s'accorde aussi avec le profil longitudinal des terrasses présenté sur la figure 2.

2) LES COMPTAGES RÉALISÉS DANS LE CADRE DE LA PRÉSENTE ÉTUDE (KROOK)

Des déterminations des minéraux denses d'alluvions de la Meuse, de la Moselle, de l'Aire et de l'Aisne ont été réalisées pour deux fractions granulométriques, à savoir la fraction silteuse, de 32 à 53 μm , et la fraction sableuse de 53 à 420 μm . Il convient de mentionner que la limite granulométrique supérieure a rarement été atteinte. Ces deux fractions ont été séparées pour pouvoir comparer les résultats avec ceux obtenus dans la terrasse de Caberg dans le Limbourg hollandais (Krook, 1993) où la même méthode a été appliquée. Soulignons que la fraction fine peut être influencée par un mélange avec du lœss, alors que ce n'est pas le cas pour la fraction plus grossière.

Les minéraux légers ont été aussi considérés. Le contenu en feldspaths a en effet été reconnu par la détermination de l'indice de réfraction dans la fraction de 105 à 210 μm . La majorité des feldspaths sont des feldspaths potassiques, mais cependant quelques albites peuvent être rencontrées. Des macles de feldspaths se sont révélées être extrêmement rares. La localisation des prélèvements étudiés est donnée sur les figures 5 et 6.

LA MOSELLE

Quatre échantillons (20, 23, 25, 27) des alluvions actuelles de la Moselle prélevés un peu en amont de Toul ont été étudiés (les quatre échantillons ont été prélevés au même endroit localisé sur la fig. 5). Il faut y ajouter en outre un échantillon recueilli par A. Weisrock à l'entrée du Val de l'Ane (dans le village d'Ecrouves) et qui provient de la nappe mise en place au moment de la capture de la Moselle (fig. 5, échantillon 46).

La fraction grossière des minéraux lourds est très altérable car elle comprend principalement des grenats et des hornblendes, la plus grande partie étant des hornblendes caractéristiques des Vosges, de couleur brune. Des biotites sont aussi présentes, caractérisées par des halos pléochroïques. La fraction fine contient beaucoup de zircons. Parmi les minéraux légers, plus de 40% sont des feldspaths.

La plus grande partie de ces minéraux provient de la partie supérieure de la Moselle et de ses tributaires. La raison pour laquelle cette région a fourni tant de sédiments a été expliquée par Salomé (1968) qui a étudié la morphologie et les sédiments de la Moselotte. Cette rivière draine une partie des Vosges cristallines. Pendant le Tertiaire, les roches cristallines ont été profondément altérées, en partie sous des conditions relativement sèches à l'Oligocène et en partie sous des conditions humides subtropicales au Pliocène. Il en est résulté une profonde

arénisation dont les produits ont subi une érosion importante pendant les périodes glaciaires. Les sédiments glaciaires ont fourni une partie considérable des alluvions de la Moselle. En ce qui concerne les minéraux, Salomé (1968) a trouvé principalement des hornblendes, des zircons, des tourmalines et des rutilles provenant des roches granitiques. Malheureusement, il n'a pas décrit les hornblendes. Toutefois, il a donné des dessins des zircons, y compris des zircons zonés qui sont si caractéristiques des Vosges, comme l'a aussi montré Bustamente Santa Cruz en 1976. Le contenu de cette variété de zircons est en moyenne de 45%. Les grenats de la Moselle proviennent vraisemblablement de gneiss voisins (voir Von Eller, 1976).

L'échantillon du Val de l'Âne (2) contient beaucoup de hornblendes des Vosges et peu de grenats. La séparation des grenats plus ou moins sphériques et relativement lourds, des amphiboles prismatiques plus légères, résulte du comportement hydraulique de ces minéraux.

L'AIRE

Trois échantillons prélevés dans la plaine alluviale de l'Aire ont été étudiés (localisation des prélèvements : fig. 5, échantillon 29). La fraction lourde de ces échantillons contient principalement des minéraux stables : zircons, tourmalines et rutilles. La fraction grossière et la fraction fine ont presque la même composition, la principale différence étant le plus grand pourcentage de minéraux métamorphiques (staurotides et kyanites) dans la fraction grossière. Le contenu en zircons zonés est d'environ 5 % dans la fraction fine.

Dans la fraction légère existent seulement 2 % de feldspaths. En outre, cette fraction contient relativement beaucoup de grains de glauconite et quelques éléments de carbonate.

Le grand pourcentage de minéraux non altérables n'est pas surprenant car ces dépôts proviennent de la partie détritique de formations d'âge jurassique (plus exactement du Malm) et d'âge crétacé.

L' AISNE

Comme les minéraux de l'Aire, les minéraux de l'Aisne sont très peu altérables (localisation de l'échantillon : fig. 5, échantillon 34). Toutefois, il apparaît ici une différence considérable entre les fractions grossières et fines. La fraction grossière contient de nombreuses tourmalines, tandis que dans la fraction fine dominent les zircons. En outre, la fraction grossière contient des minéraux volcaniques relativement nombreux, à savoir des hornblendes brun-vert et des augites, tandis que les sphènes peuvent avoir aussi la même origine.

Le contenu en zircons zonés est en moyenne de 6 %. Le contenu en feldspaths est faible, seulement de 3 %. Des grains de glauconie et de carbonate sont fréquents quoique jamais très abondants. Nombreux sont les grains turbides avec une *aggregate* polarisation. Il peut s'agir d'une variété de calcédoine. Les sédiments de l'Aisne proviennent des roches crétacées.

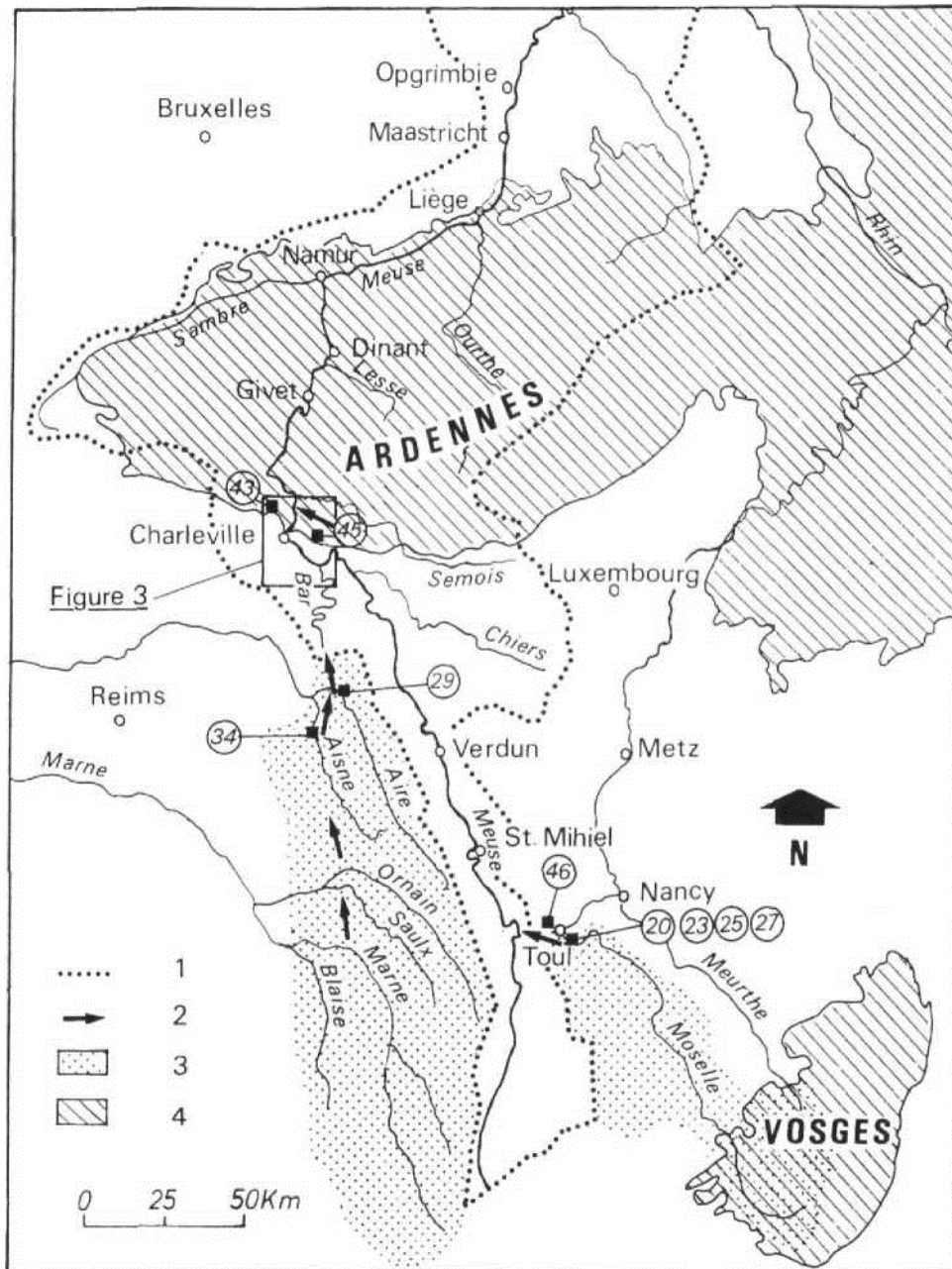
LA MEUSE

Des échantillons des alluvions de la Meuse ont été prélevés à des niveaux différents allant de la plaine alluviale aux terrasses les plus anciennes. Le dépôt fluviatile du col de Meillier-Fontaine (localisation : fig. 5, échantillon 43) et le dépôt à kieseloolithes de La-Grandville (fig. 5, échantillon 45) ont aussi été étudiés. La majorité des échantillons provient de la région située en amont de Givet (fig. 6), c'est-à-dire là où la vallée s'élargit parce que la Meuse quitte les roches dures du Dévonien inférieur pour arriver dans les roches plus tendres du Dévonien moyen et supérieur. Un complexe important de terrasses y est développé comme l'un de nous (A.P.) l'a montré en 1961. Les figures 7 et 8 montrent les résultats de ces comptages rassemblés comme si tous les endroits des prélèvements étaient les uns au-dessus des autres. En réalité, les résultats présentés sur ces figures sont répartis sur un secteur long de 11 km, entre Montigny et Chooz.

Pour éliminer l'influence des minéraux altérables dans la comparaison des différents niveaux, des graphiques ont été dessinés qui considèrent seulement des minéraux résistants (fig. 8). La figure 8D montre la relation zircon/tourmaline tandis que la figure 8B donne le contenu en zircons zones.

Des dépôts les plus anciens jusqu'aux dépôts les plus récents, les compositions minéralogiques suivantes ont été observées. Les sédiments du col de Meillier-Fontaine (43 et 44) contiennent seulement des minéraux stables, principalement des zircons, des rutiles et des tourmalines. Cependant, un grain de hornblende brune a été trouvé qui a persisté à la longue période d'altération qui s'est écoulée depuis la mise en place du sédiment, probablement parce qu'il se trouvait dans des conditions « scellées ». La fraction légère contient seulement des quartz. Le pourcentage de zircons zones (9,5 %) est seulement un peu plus élevé que celui des dépôts actuels de la Meuse.

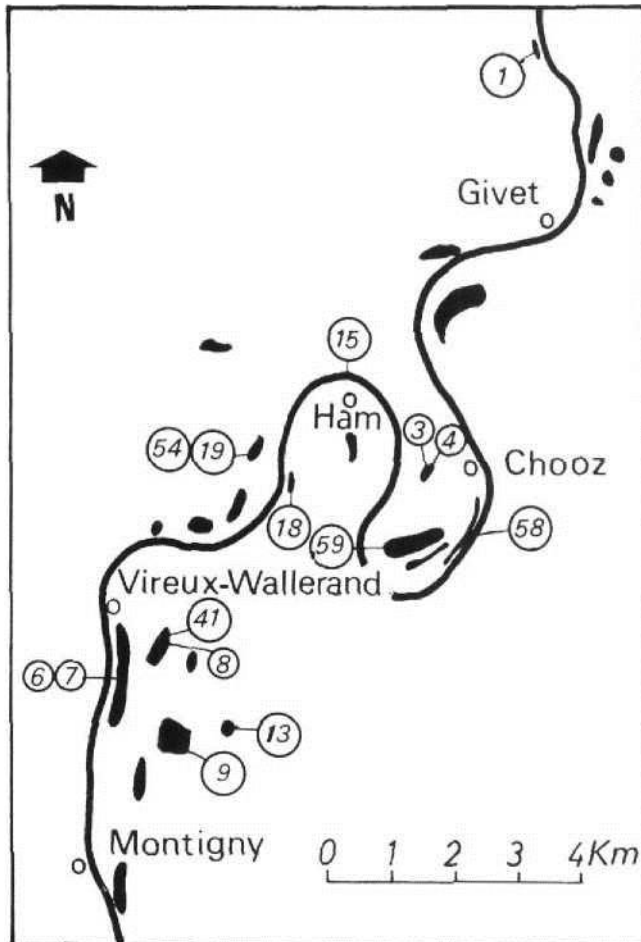
Figure 5. Carte du bassin versant actuel et ancien de la Meuse française et belge.
 Map of the past and present drainage basins of Maas.



1) Limites du bassin versant de la Meuse actuelle : 2) directions d'écoulement de la Meuse et de ses affluents qui ont été modifiées par captures au cours du dernier million d'années ; 3) parties du bassin que la Meuse a perdu depuis environ 1 million d'années ; 4) substratum paléozoïque. 20 à 46 : numéros des échantillons étudiés.
 Legend: 1) Boundaries of the present drainage basin: 2) flowing directions of the Meuse and its tributaries which were modified by captures during the last million of years; 3) Parts of the drainage basin lost during the last million of years; 4) Paleozoic substratum. 20 to 46: numbers of the studied samples.

Figure 6. Carte des terrasses de la Meuse entre Montigny et Givet où ont été prélevés les échantillons d'alluvions dont les associations de minéraux denses sont données sur les figures 7 et 8.

Map of the Meuse and its terraces between Montigny and Givet, showing the locations where the samples were taken whose heavy minerals are given in the figures 7 and 8.



Les numéros identifient les échantillons. Trois échantillons n'apparaissent pas sur cette figure. Il s'agit de l'échantillon 41 qui provient d'une terrasse située au NE de Fumay à l'ouest du Chêne Saint-Antoine, soit 5,5 km au sud de Montigny. L'échantillon 45 provient du dépôt à kieseloolithes de La-Grandville (Pissart, 1959). Les échantillons 43 et 44 ont été recueillis en 1959, dans le dépôt du col de Meillier-Fontaine (fig. 3) qui serait selon Pissart (1961) un témoin des dépôts les plus anciens d'un ancêtre de la Meuse qui s'écoulait vers la Seine.

The locations of three samples are not shown, viz. 1) sample n° 41 which was taken from a terrace north-west of Fumay. 5.5 km south of Montigny, 2) sample n° 45 which is a part of the kieseloolithes deposit of La Grandville (Pissart, 1959), 3) the samples 43 and 44 which are from Meillier-Fontaine deposit (fig- 3).

Les minéraux denses du dépôt à kieseloolithes de La-Grandville (échantillon 45) ne comprennent pas de minéraux altérables. Le pourcentage de zircons zonés est très élevé, ce qui montre une grande influence des apports venus des Vosges. Contrairement à la fraction dense, la fraction légère montre un contenu élevé en minéraux instables, à savoir 23 % de feldspaths.

Les dépôts des terrasses comprises entre 29 et 100 m au-dessus de la plaine alluviale en amont de Givet sont principalement composés de minéraux stables, quoique quelques minéraux instables existent, et spécialement des épidotes. Le contenu en feldspaths est modéré sauf dans les dépôts les plus élevés. Le contenu moyen en zircons zonés est de 12%.

La fraction grossière des dépôts des terrasses supérieures à 29 m à Aubrives (cimetière) montre un haut contenu en tourmalines ; en conséquence, le rapport zircon/tourmaline est relativement faible.

À un niveau peu inférieur (terrasse localisée sous le Belvédère aménagé à proximité de la centrale de Chooz, soit 2,5 km à l'est) les sédiments contiennent à côté des minéraux stables de nombreuses hornblendes des Vosges et quelques hornblendes vertes, des épidotes et des grenats. La biotite est aussi présente, minéral qui n'est pas habituellement mentionné dans les comptages de minéraux denses. Il est caractérisé par des halos pléochroïques. Les hornblendes des Vosges sont fortement altérées. Les sables ont un contenu en feldspaths modéré ainsi qu'un faible contenu en zircons zonés. La composition minéralogique de ces terrasses est semblable à celle de la terrasse de Caberg qui, aux Pays-Bas, est la plus basse terrasse avec un contenu en hornblendes des Vosges supérieur à de simples traces (Zonneveld, 1949 ; Bustamente Santa Cruz, 1973 ; Krook, 1993).

Dans la plaine alluviale, les hornblendes des Vosges et la biotite sont absentes. Les zircons zonés et les feldspaths sont peu nombreux. Parfois (mais cela n'apparaît pas sur la fig. 7) des minéraux volcaniques comme la hornblende basaltique, l'augite et des grains de verre volcanique ont été reconnus. Quelques grains de carborundum résultent de l'influence de l'industrie.

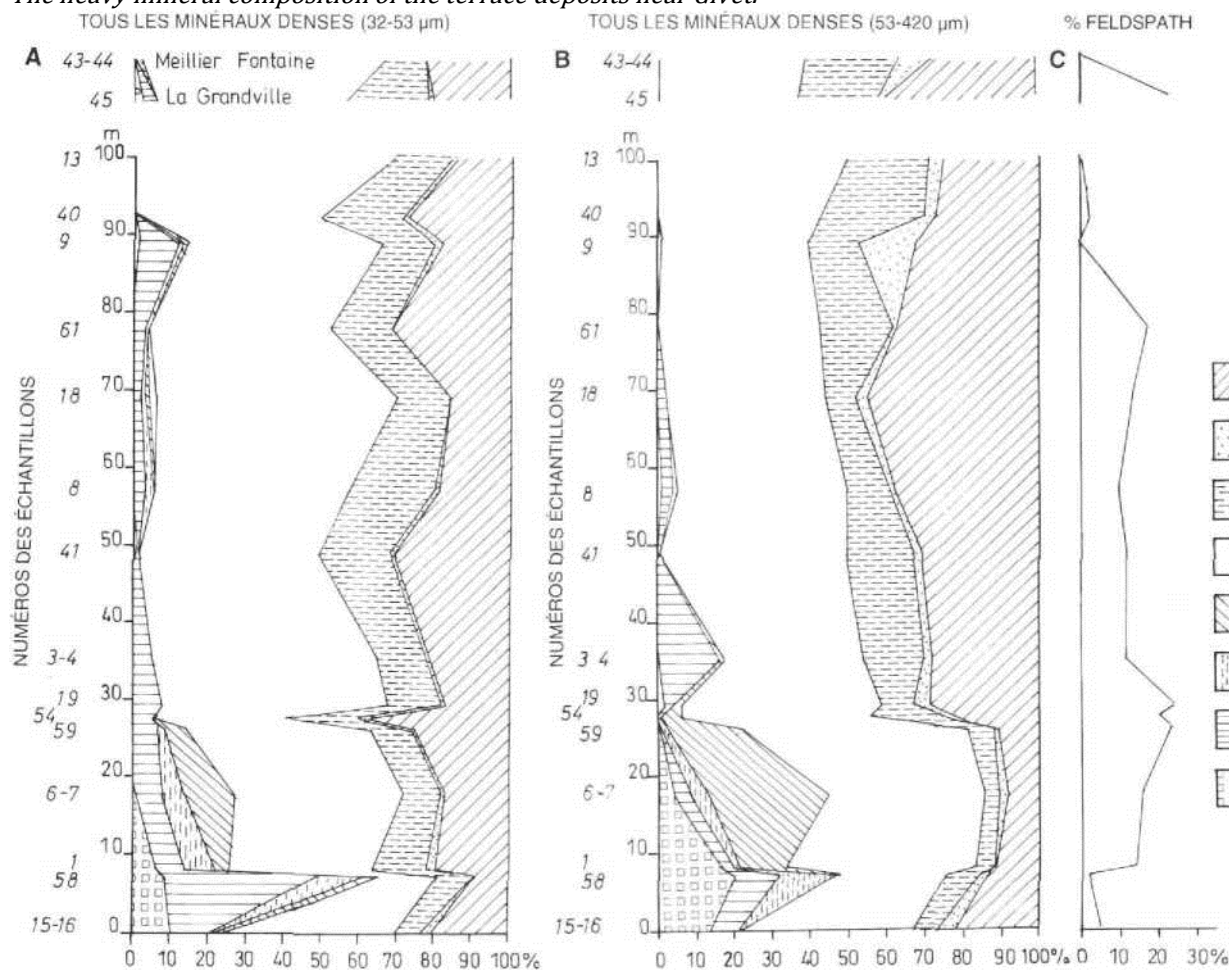
3) CONCLUSIONS DÉCOULANT DE L'ÉTUDE DES MINÉRAUX DENSES

Les dépôts du col de Meillier-Fontaine, d'âge miocène supposé, montrent une provenance partielle des Vosges cristallines. Dans le dépôt à kieseloolithes de La-Grandville, le grand contenu en zircons zonés et en feldspaths indique clairement aussi la présence d'éléments d'origine vosgienne.

Le contenu élevé en tourmalines des plus hautes terrasses indique une alimentation de l'Aisne, tandis que les zircons zonés montrent aussi un apport des Vosges. La brusque diminution des tourmalines semble indiquer la capture de l'Aisne. Cette rupture se produit entre la terrasse 5 (la capture n'était pas réalisée) et la terrasse 4' pour laquelle la teneur en tourmalines a diminué brusquement. Cette rupture est bien visible sur les figures 7 et 8, et est particulièrement nette sur la figure 8D qui donne le rapport entre le pourcentage de zircons et celui de tourmalines.

Figure 7. Les associations de minéraux lourds comprises dans les alluvions des terrasses de la Meuse en amont de Givet (entre Montigny et Chooz).

The heavy mineral composition of the terrace deposits near Givet.



A. Fraction de 32 à 53 µm ; B. fraction de 53 à 420 µm ; C. pourcentage de feldspaths. 1. Tourmaline ; 2. minéraux para-métamorphiques (staurolite, disthène, andalousite, sillimanite) ; 3. rutile, anatase, brookite ; 4. zircon ; 5. hornblende des Vosges ; 6. hornblende verte ; 7. épidote ; 8. grenat.

A. grainsize 32-53µm, B. grainsize 53-420 µm ; c. feldspar content. 1. Tourmaline ; 2. metamorphic minerals (staurolite, kyanite, andalusite, sillimanite) ; 3. rutile, anatase, brookite ; 4. zircon ; 5. Vosges hornblende ; 6. green hornblende ; 7. epidote ; 8. garnet.

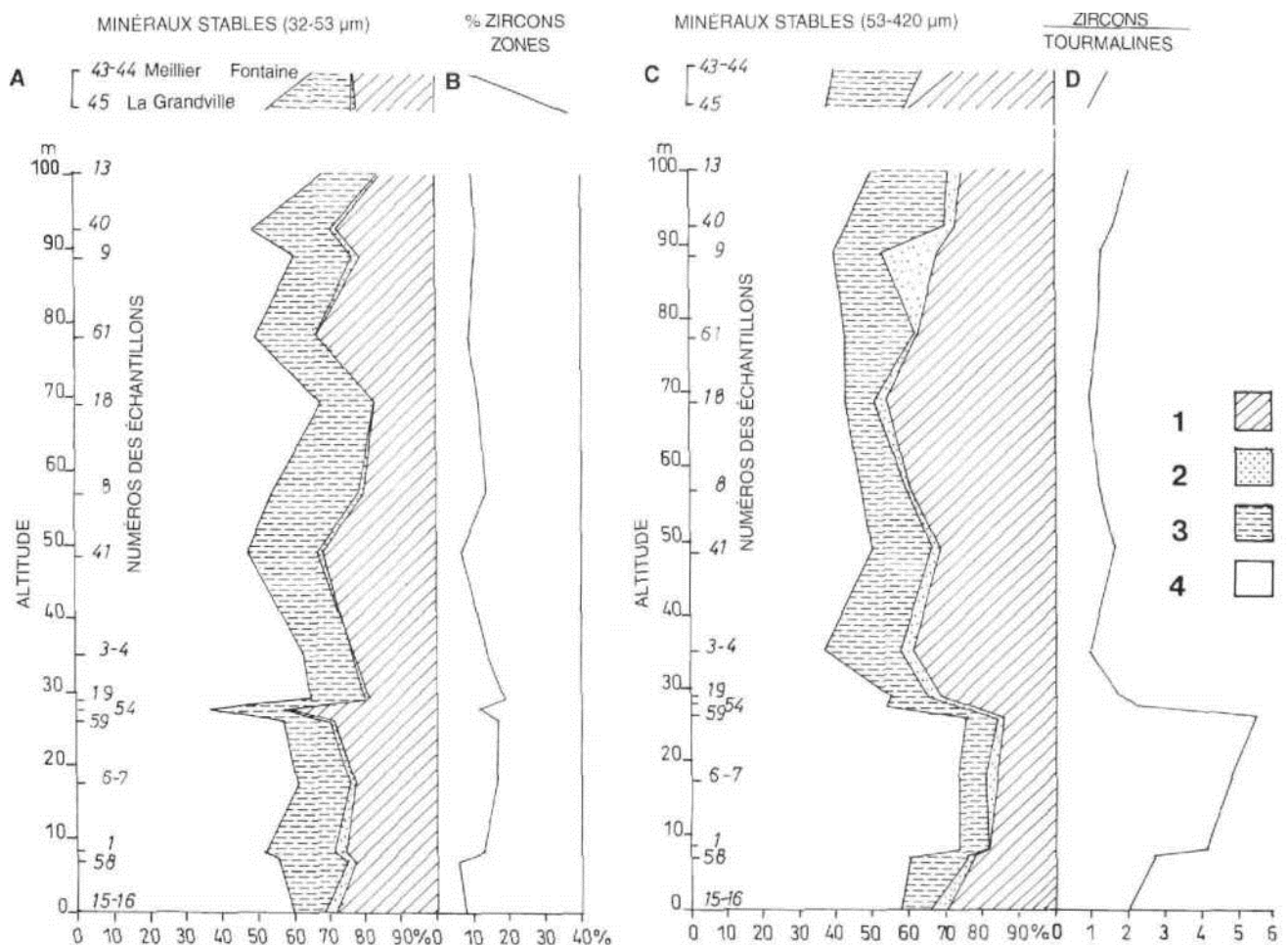
Dans les terrasses inférieures, l'influence de la Moselle est très claire. Cela est démontré spécialement par le pourcentage élevé en hornblendes des Vosges. Les dépôts actuels ne contiennent ni hornblendes des Vosges, ni biotites à la suite de la capture de la Moselle près de Toul. Cette capture a aussi marqué la fin de l'alimentation abondante en feldspaths.

Il est évident que, dans toutes les terrasses à partir de celle de 6 m à Givet, une partie des zircons a une origine vosgienne. Comme la hornblende des Vosges ainsi que la plus grande partie des zircons zonés proviennent de la Moselle, il paraît intéressant de déterminer la relation entre le contenu de hornblendes des Vosges (dans la fraction grossière) et le contenu en zircons zonés (dans la fraction fine) dans les dépôts où la hornblende des Vosges n'a pas disparu par altération. Les résultats sont donnés sur la figure 9. Cette relation est claire dans les dépôts de la Meuse et établit que lorsque les hornblendes vosgiennes sont absentes, un contenu relativement élevé de zircons zonés indique l'influence des apports de la Moselle. Les échantillons de la

Moselle tombent en dehors des normes des dépôts de la Meuse. Cela résulte du contenu relativement faible en hornblendes des Vosges des sédiments de la Moselle par rapport au contenu très élevé en grenats des mêmes sédiments.

Quoiqu'un contenu élevé en zircons zonés soit typique des sédiments de la Moselle, la Meuse, l'Aisne et l'Aire contiennent aussi quelques éléments de ce minéral caractéristique. L'explication peut être la suivante. Comme le socle vosgien n'a été affouillé qu'à partir de l'Oligocène (Schirardin, 1954), l'apport des zircons zonés dans les vallées de l'Aisne et de l'Aire ne peut être rapporté qu'à la longue évolution continentale de l'ensemble est du bassin de Paris-Vosges au Céno-zoïque, avant l'individualisation des vallées de la Moselle et de la Meuse.

Figure 8. Les minéraux lourds résistants (les autres minéraux n'ont pas été considérés dans les comptages) dans les alluvions des terrasses de la Meuse en amont de Givet (entre Montigny et Chooz).
 The composition of the stable components of the heavy minerals in the terrace deposits near Givet.



A. Fraction de 32 à 53 µm ; B. pourcentage de zircons zonés ; C. fraction de 53 à 420 µm ; D. rapport entre le nombre de zircons sur le nombre de tourmalines. 1. Tourmaline ; 2. minéraux métamorphiques ; 3. rutile, anatase, brookite ; 4. zircon.

A. grainsize 32-53 µm ; B. percent- age of zoned zircons ; C. grainsize 53-420 µm ; D. zircon/tourmaline ratio. 1. tourmaline ; 2. metamorphic minerals ; 3. rutile, anatase, brookite ; 4. zircon.

De la sorte, alors que les zircons zonés ont été apportés dans la vallée de la Moselle et dans celle de la Meuse avant la capture de la haute Moselle, directement depuis les granites des Vosges, les

zircons zonés des alluvions de l'Aisne et de l'Aire représenteraient les restes de formations continentales détritiques oligocènes ou post-oligocènes aujourd'hui disparues.

4) LES SABLES MIOCÈNES D'OPGRIMBIE

Gullentops (1963) a trouvé deux associations distinctes dans la composition des minéraux denses des sables blancs miocènes d'Opgrimbie (sur la rive gauche de la Meuse, 12 km au nord de Maastricht, fig. 5). Les sables inférieurs sont riches en minéraux métamorphiques et en tourmalines tandis que dans les sables supérieurs, les zircons sont les minéraux dominants (fig. 10). La composition en minéraux denses de la terrasse de St Pietersberg est semblable à celle des sables blancs supérieurs mis à part quelques hornblendes et grenats.

Il y a quelques années, J. Schwan et un des auteurs de cet article (L. Krook) de la Vrije Universiteit Amsterdam, ont aussi prélevé des échantillons des sables d'Opgrimbie dans le cadre d'une étude minéralogique et géochimique et ils trouvèrent les associations décrites par Gullentops (1963). Toutefois la fraction légère fut aussi considérée. Dans la partie supérieure riche en zircons, environ 2 % de feldspaths furent découverts. La partie inférieure contient seulement du quartz. Le fait que quelques feldspaths soient encore présents dans ces sables intensément altérés laisse croire que le contenu originel en feldspaths était à l'origine beaucoup plus élevé. Cela pourrait indiquer qu'une partie des sédiments vient des Vosges et a été transportée par la Meuse. En plus, il peut être affirmé que les sables riches en zircons n'ont pas remplacé les sables sous-jacents riches en tourmaline, mais se sont mélangés avec eux. Les minéraux grossiers ($>105\ \mu\text{m}$) peu abondants contenus dans les sables supérieurs ont environ la même composition que les sables inférieurs dont la fraction lourde est en grande partie plus grossière que $105\ \mu\text{m}$.

Figure 9. Relation entre les pourcentages de zircons zonés et de hornblendes brunes des Vosges dans les alluvions de la Meuse et de la Moselle.

Relation between the percentages of zoned zircons and of Vosges hornblende in the deposits of the Meuse and the Moselle.

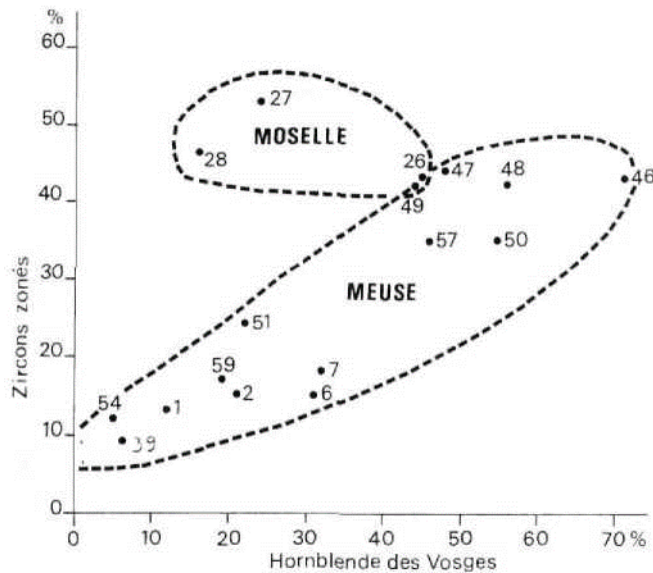
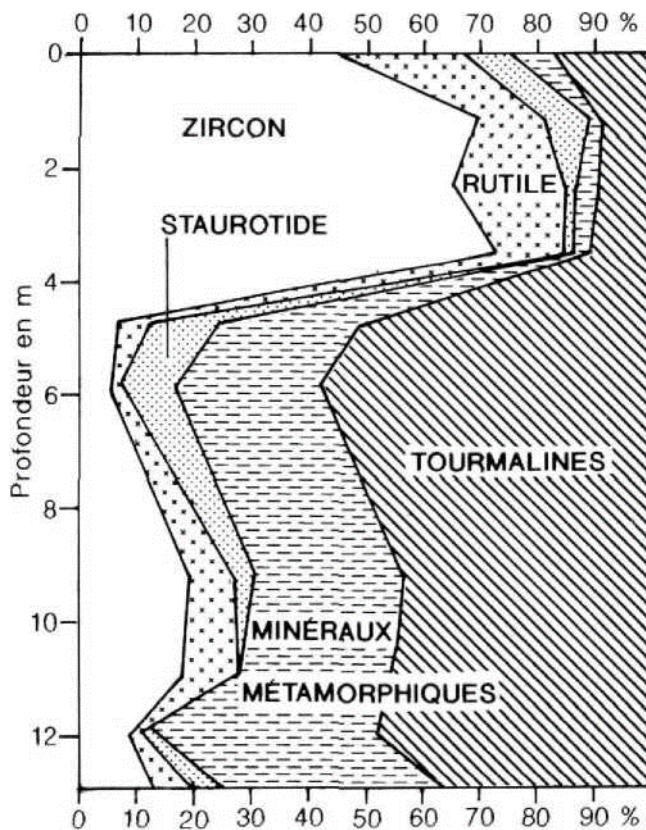


Figure 10. Les minéraux lourds de la sablière d'Opgrimbie au nord de Maastricht.

The heavy minerals of the sandpit near Opgrimbie, north of Maastricht



Il semble impossible de dire où était l'embouchure de la Meuse à cette époque. La Meuse de l'est n'existait pas encore. Les sables étaient dispersés dans une zone étendue du littoral. Dans la sablière Beaujean, au nord de Heerlen dans le Limbourg néerlandais, à environ 25 km à l'est d'Opgrimbie, une distinction semblable de deux associations a été trouvée par Van Loon (1973). Cette observation concorde avec l'interprétation de Demoulin (1994) affirmant que l'axe Sambre et Meuse se serait formé pendant le Miocène moyen. Il peut aussi en être tiré argument pour dater de cette époque la capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant (Pissart, 1961).

ÂGE DES DIFFÉRENTES CAPTURES S'ÉTANT PRODUITES DANS LA MEUSE SUPÉRIEURE

Le tracé des profils longitudinaux de la Meuse actuelle et de ceux des différents niveaux de terrasses ainsi que l'étude des minéraux denses, conduisent tout naturellement à donner des estimations de l'âge probable des différentes captures qui se sont produites dans la partie supérieure du cours de la Meuse. Nous considérerons successivement dans l'ordre probable où elles sont apparues, les captures suivantes : la capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant la capture de l'Aisne, la capture de la Meuse par la Bar, la capture de l'Aire et enfin celle de la haute Moselle (voir fig. 5).

1) LA CAPTURE DE LA MEUSE LORRAINE PAR LA MEUSE DE DINANT

L'un d'entre nous (Pissart, 1960, 1961), a proposé l'hypothèse selon laquelle la Meuse s'écoulait autrefois vers la Seine et a été détournée à Nouzonville par un affluent de l'axe Sambre et Meuse qui est devenu par la suite la Meuse de Dinant. La présente étude apporte des éléments nouveaux à cette question par la détermination des minéraux denses du col de Meillier-Fontaine et par l'analyse des minéraux denses d'Opgrimbie, en aval de Maastricht. L'étude d'un échantillon prélevé en 1960 et conservé depuis lors à l'Université de Liège a donné en effet des résultats complètement différents de ceux publiés en 1975 par Bustamente Santa Cruz et Voisin, comme s'il ne s'agissait pas du même dépôt. L'échantillon étudié n'a en effet pas été récolté au même endroit. Il provient d'une excavation disparue, située à l'est de la route N.389 où existaient, au sein du dépôt lui-même, des cailloux roulés fortement altérés. La découverte d'une hornblende des Vosges dans ce dépôt du col de Meillier-Fontaine est extraordinaire étant donné l'altération profonde des sables conservés en cet endroit. De par la présence de ce minéral, et aussi par la présence des zircons zonés qui n'existaient pas dans le sédiment étudié par Bustamente Santa Cruz et Voisin (1975), l'influence des apports vosgiens dans ce dépôt paraît établie.

D'autre part, l'apparition brusque, dans les dépôts miocènes d'Opgrimbie d'une association minéralogique susceptible de provenir du bassin de Paris pourrait être le témoin de la capture dont nous parlons ici. Cette capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant se serait produite au Miocène moyen et non au Miocène supérieur comme de Heinzelin (1964) l'avait proposé.

2) LA CAPTURE DE L' AISNE SUPÉRIEURE DÉTOURNÉE VERS LE BASSIN DE LA SEINE

Il est très probable que l'Aisne se jetait autrefois dans la Bar et qu'elle a appartenu ainsi au bassin de la Meuse. Davis (1895, p. 47) avait fait remarquer que les sinuosités de la vallée de la Bar sont disproportionnées par rapport à la taille du bassin de l'Aire qui, comme nous le rappellerons plus loin, se déversait également dans la Bar. Davis en tirait la conclusion que « le drainage d'un bassin beaucoup plus vaste s'écoulait autrefois par la vallée de la Bar ». Selon ses propres dires, il n'avait cependant pas découvert de fait précis à l'appui de cette hypothèse.

Il semble que ce soit Bois (1903) qui le premier ait considéré cette capture comme probable en observant l'alignement de la Marne, de l'Aisne et de la Bar. Cette hypothèse est reprise par de Heinzelin (1964) qui estime que cette capture se serait produite entre le Miocène supérieur et le Pliocène. Harmand (1992) mentionne que cette capture est possible, tandis que Deshaies (1994 ; Deshaies *et al.*, 1995) observant comme Davis la taille gigantesque des méandres aux sources actuelles de la Bar, précise que c'était l'Aisne qui fournissait le débit important dont on retrouve la trace. D'après lui, l'Aisne remontait la vallée de l'Aire entre Termes et Saint-Juvin et empruntait la vallée fossile de l'Aire-Bar. Il est évident que la persistance de cette morphologie de grands méandres indique que cette capture est beaucoup plus récente que le Miocène, âge que de Heinzelin lui attribuait en 1964.

Par ailleurs, il a été montré beaucoup plus tôt que l'Aisne a eu pendant une partie du Quaternaire un bassin beaucoup plus étendu que celui qu'on lui connaît de nos jours. Le premier sans doute à avoir montré que la Marne supérieure et ses affluents ont appartenu au bassin de l'Aisne est Buvignier en 1856. Depuis lors la question a été bien étudiée et le lecteur intéressé par l'évolution des idées à ce sujet, lira avec intérêt l'historique et la description des faits dans la thèse de Tricart (1952). Contentons-nous ici de préciser que l'Aisne devait être un grand cours d'eau qui drainait à la confluence de l'Aire-Bar un bassin versant de 6760 km² (Deshaies, 1994).

En 1961, Pissart étudiant les terrasses de la Meuse à la traversée de l'Ardenne découvrait que la Meuse ne s'était plus guère encaissée dans le massif de Rocroi (et en conséquence, dans le bassin de Paris) à partir de la terrasse 5 (tabf. I) et il interprétait cet arrêt de l'érosion comme une conséquence d'une perte de débit de la Meuse. Il considérait alors qu'il s'agissait d'une conséquence de la capture de la Moselle, ce qui était une erreur, car la capture de la Moselle s'est produite beaucoup plus tard. Nous comprenons maintenant que la perte de débit observée résultait sans doute de la capture de l'Aisne supérieure détournée par l'Aisne inférieure vers le bassin de la Seine. L'étude des minéraux denses donne de nouveaux arguments en faveur de cette capture et permet de préciser qu'elle s'est réalisée entre la terrasse 4' et la terrasse 5, comme nous l'avons montré plus haut.

L'âge de cette capture peut de la sorte être déterminé car la terrasse 5 correspond à la terrasse de St Geertruid 1 qui s'est formée il y a environ un million d'années, tandis que la terrasse 4' qui correspond à St Geertruid 2 date de 890 ka (Felder *et al.*, 1989 ; voir fig. 4).

Il est vraisemblable suivant une hypothèse déjà formulée par Deshaies (1994) que le détournement de l'Aisne vers le bassin de la Seine soit antérieur aux captures de la haute Marne et de l'Ornain-Saulx.

3) LA CAPTURE DE LA MEUSE PAR LA BAR

Le profil des terrasses de la Meuse fournit de la même manière des indications sur le moment où s'est produit l'abandon de la vallée de Gespunsart (fig. 2). Il suffit pour cela de savoir à quelle altitude ce cours a été abandonné par le fleuve. En 1979, Voisin a publié les données livrées par les sondages exécutés jusqu'à cette date dans les vallées de la Vrine et de la Goutelle (il s'agit des cours d'eau qui de nos jours, drainent la vallée de Gespunsart). Bien que ces sondages aient été réalisés par percussion et curage et donc qu'ils ne décrivent pas précisément les dépôts traversés, ils indiquent exactement le contact entre le remplissage quaternaire et le socle paléozoïque.

Il nous paraît évident que lorsque la Meuse a abandonné le tracé suivi par la Vrine et La Goutelle, un remblaiement de la vallée par les agents de transport en masse et par les ruisseaux affluents a immédiatement commencé. Les principes de géomorphologie ne permettent absolument pas de croire qu'une incision verticale a été possible après cette capture sauf peut-être sur quelques centaines de mètres près de la Meuse si celle-ci s'était encaissée brutalement (ce qui n'est pas le cas). Les profondeurs variables et discordantes auxquelles les sondages ont atteint la roche en place résultent du fait qu'ils n'ont pas tous été implantés au plus profond de l'ancienne vallée. Il est impossible sous un remblaiement de plus de 40 m dans une vallée dont les versants ont évolué pendant près d'un million d'années après la disparition de la rivière qui l'a façonnée, de localiser très exactement l'emplacement où passait le cours d'eau au moment de la capture. Dans ces circonstances, nous ne pouvons pas suivre l'interprétation de Voisin (1979) qui a publié les données de ces sondages et nous ne considérerons ici, comme caractéristiques du niveau où se trouvait la Meuse que deux sondages, à savoir ceux qui ont atteint le socle aux altitudes les plus basses. Il s'agit d'un sondage à Neufmanil qui a trouvé le socle à 151 m, et d'un sondage au nord de Vrine-aux-Bois qui a percé le socle à 152,7 m. Le tracé de la pénéplaine posthercynienne en cet endroit (Pissart, 1962) permet d'affirmer que nous sommes ici près de 20 m sous le contact Secondaire/Primaire et donc qu'il n'y a pas confusion entre des formations secondaires et les alluvions anciennes de la Meuse. En tout cas, ces chiffres ne paraissent pas contredits par les observations faites dans le tracé Donchéry- Mézières-Nouzonville où nous n'avons pas trouvé des alluvions des Vosges (c'est-à-dire des alluvions postérieures à la capture de la Meuse par la Bar) au-dessus de l'altitude de 152 m.

Cette altitude permet de préciser que la Meuse a abandonné le cours de Gespunsart au niveau de la terrasse 4', c'est-à-dire pratiquement au moment où s'est produit la capture de l'Aisne. L'âge de la terrasse de St Geertruid 2 qui y correspond est estimé à 890 000 ans. L'ancienneté de cette capture est clairement démontrée par l'importance considérable du remblaiement postérieur à la capture, qui atteint plus de 45 m au sud de Gespunsart dans une vallée dont la largeur est, au sommet du remblaiement, de plus de 500 m.

Ces datations nous permettent de mieux comprendre comment la capture de la Meuse par la Bar a pu se produire : le débit de la Bar qui recevait toujours à ce moment l'Aisne était aussi grand ou plus important que le débit de la Meuse au même moment. L'influence de la résistance plus grande des roches paléozoïques n'était nullement compensée, pour la Meuse, par un débit plus important que celui de la Bar.

Les sondages dont nous avons parlé plus haut et, aussi, l'étude de la vallée qui s'ouvre près de la briqueterie de Montimont (fig. 3) nous *obligent à admettre contrairement* à l'article que l'un de nous a écrit (Pissart, 1960) que la capture de la Meuse par la Bar s'est bien réalisée par tangence et que la Meuse entrainait comme plusieurs auteurs l'avaient décrit auparavant (Nordon, 1928; Blache, 1943; Macar, 1945) par le couloir qu'emprunte la Vrine actuellement à l'emplacement de Vrine-aux-Bois (fig. 3).

4) LA CAPTURE DE LA MOSELLE SUPÉRIEURE DÉTOURNÉE VERS LE BASSIN RHÉNAN

La disparition des minéraux des Vosges dans les terrasses de la Meuse a permis de préciser le moment de cette capture. Zonneveld (1949) puis Bustamente Santa Cruz (1973) avaient montré que ces minéraux n'existaient plus dans les alluvions des terrasses plus basses que la terrasse de Caberg, tandis que l'un de nous (Krook, 1993) a établi que ces minéraux disparaissent au sommet de cette terrasse au moment où des formations froides font place à des dépôts de climat plus chaud. Cette observation a permis de préciser que cette capture s'est produite au moment d'un interstade saalien dont l'âge a été déterminé par thermoluminescence (Huxtable, 1993) en datant des silex brûlés à 250 ± 20 ka.

Dans la vallée de la haute Moselle existaient trois nappes alluviales rattachées au Saalien. Ces nappes ont été notées de la plus ancienne à la plus récente Fx1, Fx2 et Fx3 (Taous, 1994). Les deux premières sont présentes dans la vallée de la Meuse, la dernière n'existe que dans la vallée de la Moselle actuelle à l'aval de Toul (Harmand *et al.*, 1995). La capture de la Moselle se situe donc entre Fx2 et Fx3. L'âge saalien de la capture de la haute Moselle semble être confirmé par les travaux réalisés dans la vallée de la Moselle allemande (Kremer, 1954 ; Negendank, 1983) : la terrasse de la Moselle à l'aval de Toul dénommée TMM7-TUM7 est marquée par l'apparition de galets de granite, tandis que la terrasse immédiatement supérieure n'en possède pas.

5) LA CAPTURE DE L'AIRE DÉTOURNÉE APRÈS LA CAPTURE DE L'AISE VERS LE BASSIN DE LA SEINE

La capture de l'Aire est celle qui est la plus difficile à dater. La perte de débit subie par la rivière n'a pas été très importante et la vallée de la Bar était de toute manière une vallée disproportionnée à la suite de la perte préalable du débit de l'Aisne. Par ailleurs, un seul sondage existe dans la vallée de la Bar, à Buzancy (à la limite du bassin actuel de la Bar et de l'Aire), et à ce jour, l'on ne sait pas si ce sont des alluvions de l'Aisne ou de la Bar qui se trouvent à la base du remplissage. La clarté morphologique du phénomène qui a été décrit par de nombreux auteurs et notamment par Davis en 1895, laisse supposer un âge plus récent que celui de la capture de la Meuse par la Bar. Il nous est impossible aujourd'hui de localiser cette capture dans la série des terrasses de la Meuse et d'affirmer que ce phénomène est plus jeune ou plus ancien que la capture de la Moselle. Le très faible encaissement de la partie de l'ancienne vallée de la Bar occupée maintenant par la Meuse rend toute interprétation géomorphologique difficile. Cet encaissement n'a pas en effet dépassé 20 m depuis un million d'années. Des recherches plus poussées sont nécessaires pour tenter de résoudre cette question.

CONCLUSIONS

L'étude des minéraux denses de la région de Givet s'accorde assez bien avec les résultats de la thèse de Bustamente Santa Cruz (1973). Mais nous avons mis en évidence l'existence d'une rupture minéralogique marquée entre les terrasses 4' et 5 qui paraît bien être la conséquence de la capture de l'Aisne. Cette capture serait ainsi pour la première fois démontrée. La rupture minéralogique observée paraît établir la validité des profils des terrasses présentés sur la figure 2. En conséquence, le raccord avec les travaux des Hollandais (fig. 4) permet d'étendre jusqu'au bassin de Paris la chronologie établie aux Pays-Bas et donne des datations pour les différentes captures qui sont survenues dans la Meuse supérieure. Ainsi, la capture de l'Aisne se serait produite il y a un peu moins d'un million d'années, à peu près au moment où la capture de la Meuse par la Bar s'est produite. La perte très importante de débit qui a résulté du détournement de l'Aisne a eu une grande influence sur le pouvoir d'érosion de la Meuse en aval. Une période de stabilité relative du cours d'eau en a été la conséquence ; elle a entraîné la formation de terrasses très proches les unes des autres qui ont été groupées autrefois en Belgique sous le nom de terrasse principale. La capture de la Meuse par la Bar qui s'est produite à peu près en même temps que la capture de l'Aisne, a remplacé par un débit semblable celui de l'ancienne Bar sur le tracé de Vrine-sur-Meuse à Nouzonville en passant par Charleville (fig. 3). Mais si le débit n'a guère varié dans ce tracé, il était toutefois devenu beaucoup plus faible en aval de Nouzonville. Une érosion verticale importante ne s'est plus alors exercée que dans la partie aval de la Meuse, car la pente de la Meuse au travers de l'Ardenne était insuffisante pour que l'érosion verticale s'y produise encore. Cette *faible érosion* verticale du fleuve dans l'Ardenne et spécialement dans le massif de Rocroi après la capture de l'Aisne explique que le fleuve se soit si peu encaissé depuis lors dans le bassin de Paris. Le moment où la capture de l'Aire s'est produite n'a pu être déterminé par la présente recherche, tandis que la position du fleuve au moment où s'est produite la capture de la Moselle a pu être reconstitué.

De nombreux compléments à la présente étude ne peuvent trouver place ici et notamment la considération des nombreuses et très précieuses observations que L. Voisin a publiées pendant plusieurs décennies sur la bordure méridionale de l'Ardenne. Ces compléments seront donnés dans une publication ultérieure.

NOTE AJOUTÉE EN JANVIER 1997

Pendant l'année 1996, alors que notre manuscrit était déposé pour publication auprès de *Géographie physique et Quaternaire*, nous avons localisé à l'entrée de la Meuse en Ardenne, (à proximité immédiate de Montcy-Notre-Dame. fig. 3), la disparition des micas, des granites et des hornblendes brunes à l'altitude de 140,3 m. Cette altitude correspond au niveau où se trouvait en cet endroit la Meuse au moment de la capture de la haute Moselle. Par ailleurs, comme nous avons trouvé des dépôts en place de l'ancienne Aisne-Bar également à l'entrée de l'Ardenne et spécialement dans le méandre recoupé de Nouzonville. Nous avons obtenu ainsi la preuve que la forte teneur en tourmalines que nous avons décrite dans les terrasses de la Meuse en aval était bien due aux apports de l'Aisne. Ces observations feront l'objet d'une publication complémentaire en cours de préparation.

REMERCIEMENTS

La présente recherche a été réalisée dans le cadre de la préparation du colloque que A. Weisrock a organisé à Nancy en 1995. C'est donc à lui que revient le mérite d'avoir fait entreprendre le travail que nous venons de présenter. A. Weisrock, ainsi que A. Demoulin, D. St-Onge, S. Occhietti et P.J.H. Richard ont eu l'obligeance de relire le manuscrit et de nous proposer de nombreuses améliorations. Des travaux de terrain ont été réalisés avec l'aide de J.L.Genicot, technicien sous contrat P.R.I.M.E. mis à la disposition du C.N.R.G. par la Région Wallonne. Nous les prions de trouver ici l'expression de nos remerciements.

References

- Blache, J., 1943. Captures comparées. La vallée morte de la Bar et les cas voisins. *Revue de Géographie alpine*, 31 (1) : 1-37.
- Bois, P., 1903. Sur les variations de la Meuse à l'époque quaternaire. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 137 : 85-89.
- Bustamente Santa Cruz, L. 1973. Les minéraux lourds des alluvions sableuses du bassin de la Meuse. Thèse de doctorat, Université de Leuven, 3 vol., 335 p.,
- Bustamente Santa Cruz, L. 1976. L'évolution plio-pléistocène du bassin mosan d'après ses minéraux lourds. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* 8(4) : 291-300.
- Bustamente Santa Cruz, L. 1986. Aperçu sur révolution actuelle et plio-pléistocène du bassin mosan d'après ses minéraux lourds. *Annales des Mines de Belgique*, 9-10 : 835-839.
- Bustamente Santa Cruz, L. et Voisin, L., 1975. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. Remise en question partielle basée sur l'analyse des minéraux lourds. Ministère des Affaires économiques. Service géologique de Belgique, Bruxelles, 17 p
- Buvignier, A., 1856. Réunion extraordinaire à Joinville du 7 au 14-9-1856. Séance du vendredi 12 septembre à St Dizier. Communication de A. Buvignier. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2 série, 13 : 870872.
- Clairbois, A. M., 1958. L'évolution du cours de la Meuse entre Liège et Anseremme au cours du Quaternaire. Mémoire de licence en sciences géographiques, Université de Liège, 175 p.
- Clairbois, A. M., 1959. L'évolution de la Meuse entre Liège et Anseremme au cours du Quaternaire. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 82 : 213-234.
- Cordy, J. M., 1993. La grotte de la Belle-Roche (Sprimont, Province de Liège) : un gisement paléontologique et archéologique d'exception au Benelux. *Bulletin de la Classe des Sciences, Académie royale de Belgique*, 1993 (1-6) 165-186.
- Cornet, Y., 1995. L'encaissement des rivières ardennaises au cours du Quaternaire, p. 155-177. *In* A. Demoulin, édit., *L'Ardenne. Essai de géographie physique*, Département de Géographie physique et du Quaternaire. Université de Liège, 238 p.
- Davis, W.M., 1895. La Seine, la Meuse et la Moselle. *Annales de Géographie*, 5 : 25-49.
- de Heinzelin, J., 1964. Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène. Essai de reconstitution. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 72 (2) : 137-148.
- Demoulin, A., 1994. L'origine de l'axe Sambre et Meuse. *Annales de la Société géologique de Belgique*. 116 (1) : 29-41.
- Deshaies, M., 1994. Les méandres encaissés dans les plateaux calcaires de la France de l'est. Thèse de doctorat, Université de Nancy II, 383 p
- Deshaies, M. et Weisrock, A., 1995. Amplitude des méandres encaissés quaternaires et surface des bassins-versants dans le Nord-Est de la France : implications paléogéographiques. *Geodinamica Acta* (Paris), 8 (1)33-55

Felder, W. M., Bosch, P.W et Bisschops, J.H., 1989. Geologische kaart van Zuid-Limburg en omgevlng. Afzettingen van de Maas. Rijks Geologische Dienst, Haariem (une carte à 1/50 000 avec des explications au verso).

Fourniguet, J., 1987. Géodynamique actuelle dans le nord et te nord-est de la France. Mémoires du Bureau des Recherches géologiques et minières. 127, 160 p.

Gullentops, F., 1963, Excursion du 6^e congrès international de sédimentologie, Belgique et Pays-Bas. Étude de divers faciès quaternaires et tertiaires dans le nord et l'est de la Belgique. Fascicule distribué aux participants aux excursions de ce congrès.

Harmand, D., 1989. La Meuse lorraine. Contribution à l'étude des alluvions anciennes de la Meuse entre Pagny-sur-Meuse et Mouzon (Ardennes). Tentative d'une reconstitution paléogéographique et dynamique actuelle du bassin. Thèse de Doctorat, Université de Nancy II-Nancy I, 603 p.

Harmand, D., 1992. Histoire de la vallée de la Meuse lorraine. Presses universitaires, Nancy, 146 p

Harmand, D., Kartit, A., Occhietti, S., Weisrock, A., 1995. L'âge de la capture : corrélations entre les formations fluviales saallennes de la Haute Moselle et de la Meuse. Revue géographique de l'Est, 3-4: 269-290.

Huxtable, J., 1993. Further thermoluminescence dates from burnt flints from Maastricht-Belvédère and a finalised thermoluminescence age for the unit IV Middle Palaeolithic sites. Mededelingen Rijks Geologische dienst. 47 : 41-44.

Juvigné, É, et Renard, F., 1992. Les terrasses de la Meuse de Liège à Maastricht. Annales de la Société géologique de Belgique, 115 (1) : 167-186.

Kremer, E., 1954. Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel als Beitrag zur Quartärgeschichte. Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde. 6 : 91p.

Krook, L., 1993. Heavy minerals in the Belvédère deposits. Mededelingen Rijks Geologische Dienst. 47 : 25-30.

Macar, P., 1945. L'étrange capture de la Meuse par la Bar. Annales de la Société géologique de Belgique, 68 : 198-213.

Negendank, J., 1983. Trier und Ungabung. Sammlung Geologischer Führer, 60 (2): 195 p.

Nordon, R., 1928. Sur deux anciens cours de la Meuse ardennaise. Bulletin de l'Association des Géographes français, 23-24 : 40-44.

Pissart, A., 1959. Premiers résultats de l'étude de la gravière de Cons-la-Grand- ville. Un nouveau gîte de kieseloolithes. Annales de la Société géologique de Belgique. 84 : 115-125.

Pissart, A., 1960 a. L'Ardenne du sud-ouest. Étude de géomorphologie. Tome 1. Le réseau hydrographique. Thèse de doctorat, Université de Liège, 151 p

Pissart, A., 1960 b. Le méandre recoupé du Bois de la Falizette et la capture de la Meuse par la Bar. Annales de la Société géologique de Belgique, 83 : 115- 125.

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, M1-M108.

Pissart, A., 1962. Les aplanissements tertiaires et les surfaces d'érosion anciennes de l'Ardenne du sud-ouest. Annales de la Société géologique de Belgique, 85 (2) : M71-M150.

Pissart, A., 1974. La Meuse en France et en Belgique. Formation du bassin hydrographique. Les terrasses et leurs enseignements, p. 105-131. *In* P. Macar, édit., L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la mer du nord méridionale, Liège, Centenaire de la Société géologique de Belgique.

Salomé, A. I., 1968, A morphological study of the drainage area of the Moselotte and upper Vologne in the Vosges (France), Doctorate, Université d'Utrecht, 98 p.

Schirardln, J., 1954. Les formations littorales et côtières du Sannoisien de la Moyenne-Alsace. Bulletin du Service de la Carte géologique Alsace- Lorraine, 7 : 35-67.

Taous, A., 1994. Le système alluvial de la moyenne terrasse de la Moselle en Lorraine méridionale (approche sédimentaire et pétrographique). Thèse de Doctorat. Université de Nancy II. 201 p.

Tricart, J., 1952. La partie orientale du bassin de Paris. Étude morphologique. L'évolution morphologique au Quaternaire. SEDES Paris, 215-474.

Van Loon, A. J., 1973. « Habitus » of some heavy minerals from the Tertiary of Southern Limburg (The Netherlands). Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 23 : 39-67.

Voisin, L., 1979. Le couloir Vrine-Goutelle. État de la question en 1979. Société d'histoire naturelle des Ardennes, 69 : 24-31.

Von Eller, J. P., 1976. Vosges-Alsace. *In* C. Pomerol, édit., Guides géologiques régionaux, Paris, Masson. 182 p.

Zonneveld. J. I. S., 1949. Zand petrologische onderzoekingen in de terrassen van Zuid-Limburg. Mededelingen Geologische Stichting, *N.S.*, 3 :103-123.

Zonneveld. J. I. S., 1974. The terraces of the Maas (and the Rhine) downstream of Maastricht, p. 133-157 *In* P. Macar. édit., Centenaire de la Société géologique de Belgique. L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la mer du nord méridionale. Société géologique de Belgique, Liège, 318 p.