

W. van Leckwijck, P. Macar

Bruxelles—Liège

## LES STRUCTURES PERIGLACIAIRES ANTERIEURES AU WURM EN BELGIQUE

### Abstract

Belgium has shown a nearly complete set of periglacial structures, but most of them are of Würm age. However cryoturbations, solifluctions, sand-pebbles, involutions and ice-wedges are known from the older Quaternary glaciations.

Involutions which are considered to belong to the first glaciation occur in a quarry, on a plateau near Liège. They disturb the upper beds of the so-called *trainée mosane*, the very first terrace of the Meuse, and seem to be syngenetic.

Ice-wedges of various kinds have been observed on the plateaux near Liège and Namur. The most numerous of them, crossing the *trainée mosane* and ending in the Tertiary sand below, are regarded as ice-wedges of a special kind. They are extremely narrow, and some reach 10 and 12 metres in depth. Their filling, made up mostly or entirely of clay, is quite different from the enclosing beds and also from the beds above. In the larger fissures, the filling material is very thinly banded, parallel to the walls, the banding being due to „interbedded” sandy layers. Their age may be defined as „at least Mindel” and they may belong to the first glaciation. There are also some more typical ice-wedges, with different and more varied filling materials. Most of them have their upper end below or within the *trainée mosane*, and are to be dated from the first glaciation.

Finally, a few syngenetic cryoturbations occur in later terraces of the Meuse, and some at least are of Mindel age.

Depuis une vingtaine d'années, de nombreux phénomènes périglaciaires ont été signalés en Belgique<sup>1</sup>. Toutefois, la majorité d'entre eux sont d'âge wurmien ou, parfois, plus récents encore. La liste de ceux qui sont antérieurs à la dernière glaciation s'allonge cependant rapidement. Elle groupe des formes du terrain, lesquelles consistent surtout en aplanissements et glacis d'érosion développés principalement en relation avec les divers niveaux de terrasses fluviales, et aussi des vallées asymétriques, puis diverses structures périglaciaires: fentes de gel, involutions, coulées de solifluction, cryoturbations, et enfin des cailloux ou sables éolisés, des cailloux ou des masses arrondies de sable ou limon répartis dans les alluvions grossières des terrasses, et, pour terminer, bien entendu, des dépôts de type loessique.

Ces derniers font l'objet d'un travail de M. G. Manil, tandis que les formes du terrain sont décrites par MM. Alexandre et Gullentops. Nous nous bornerons à passer en revue les autres phénomènes, en insistant

---

<sup>1</sup> Ils ont notamment été répertoriés par Maréchal (1956); voir aussi Maréchal et Maarleveld (1955).

plus particulièrement sur ceux que nous avons étudiés en détail dans la région de Liège et, avec G. Manil, aux environs de Namur.

Plusieurs terrasses de la Meuse ont fourni des observations diverses indiquant ou suggérant l'existence d'un climat périglaciaire pendant le dépôt de leurs alluvions (Macar et Alexandre 1960). Des cryoturbations affectant des couches interstratifiées dans les alluvions ont été signalées dans trois d'entre elles. Toutefois, l'un des points d'observation (Macar 1938, p. B 204), relatif à une basse terrasse de la Meuse que les travaux les plus récents (Zonneveld 1955) datent du Riss, se situe dans les Pays-Bas, à proximité de la frontière belge. Dans une haute terrasse<sup>2</sup>, datée du Mindel, ont été observées (Van Leckwijck et Macar 1949, p. M 46), à 15 km au Nord de Liège, près de Dalhem, des cryoturbations qui sont nettement recoupées par un lit d'alluvions sus-jacent. Enfin, dans la plus haute terrasse de la Meuse, dénommée *traînée mosane*, apparaissent, près de Liège, des involutions et des crevasses de gel syngénétiques, qui seront décrites plus en détail ci-après.

Les alluvions de la haute terrasse citée ci-dessus contiennent également des cailloux roulés de limon, situés au milieu des bancs graveleux, et qui n'ont évidemment pu, lors du transport et du dépôt, résister aux frottements et aux chocs que parce que leurs grains constituants étaient alors consolidés par le gel.

Dans la haute terrasse immédiatement inférieure, communément dénommée terrasse principale, et datée parfois du Riss I, mais plus souvent du Mindel (Brueren 1945; Zonneveld 1955), des phénomènes semblables ont été observés en plusieurs points<sup>3</sup>: il s'agit de cailloux roulés (Brueren 1945) ou de masses plus importantes de sable (van Leckwijck et Macar 1949), également inclus dans des alluvions graveleuses.

Dans cette même terrasse principale, on a également signalé (Tavernier 1947) la présence de nombreux cailloux éolisés, traces dans le Quaternaire d'une phase à climat steppique, où la rareté de la végétation ne pouvait guère résulter que du froid.

La même explication vaut apparemment pour les sables à haute teneur en grains éolisés (ronds-mats) signalés par A. Cailleux (1942) à un niveau déterminé des Sables de Mol (limite pliocène-quaternaire), en Campine.

En Ardenne, des structures périglaciaires préwurmiennes ont été signalées surtout par F. Gullentops et J. Alexandre. Le premier signale, en deux points du bassin de l'Ourthe, près de Laroche (Gullentops 1954), des coulées de solifluction ayant été, postérieurement à leur

<sup>2</sup> La seconde des hautes terrasses, à partir du bas.

<sup>3</sup> Sur le plateau de la Campine belge (Macar et Alexandre 1960), et dans le Limbourg méridional néerlandais (Rutten 1956).

formation, affectées par une rubéfaction importante, et il date la solifluction du Riss.

J. Alexandre (1953) signale, vers l'amont de la vallée de la Vesdre, plusieurs coulées de solifluction. La plus ancienne serait antérieure au creusement d'une terrasse (à cet endroit: basse terrasse de 10 m) synchronisée avec la terrasse principale de la Meuse, d'après des travaux récents (Chapelier 1957; Macar 1957), et datant aussi probablement du Mindel (ou, à la rigueur, du Riss I). Dans ces conditions, au moins une des coulées de solifluction doit être antérieure au Würm. Dans l'Ardenne Centrale enfin, si J. Alexandre (1958) fait souvent appel à des actions morphologiques de solifluction réparties dans tout le Quaternaire, toutefois, il ne décrit pas expressément de dépôts ou de structures correspondants.

C'est surtout, comme déjà dit, près de Liège et de Namur que des structures périglaciaires antérieures au Wurm ont été étudiées avec un certain détail (van Leckwijck et Macar 1949, 1951; Macar et van Leckwijck 1949 a, 1949 b, 1958).

Dans cette région, la succession des terrains la plus complète, telle qu'on a pu l'observer par exemple dans l'une des principales carrières étudiées, la carrière de l'Arbre-Saint-Michel (ou carrière Vincel, à Mons-lez-Liège), située sur un plateau à 10 km WSW de Liège, et à 125 m au-dessus du niveau actuel de la Meuse, se présente comme suit, de haut en bas:

#### Epaisseurs:

1. Limon brun, à rares cailloux, parfois avec cailloutis de base, et daté du Wurm ..... 0,60—2,5 m
2. Limon sableux, jaune, à taches manganésifères brun-noir (Riss?) ..... 0—3 m
3. Argile sableuse bigarrée, brun-rougeâtre et gris-verdâtre. Lit caillouteux à la base. D'après G. Manil (1958), loess ancien remanié, daté du Mindel au moins ..... 0—2,5 m  
N. B.: Les formations 2 et 3 se rencontrent uniquement dans des grabens dus à la dissolution de la craie.
4. *Traînée mosane* = plus ancienne „terrasse” conservée de la Meuse, formée de 0,5 à 3 m de sables (4a) à petits lits graveleux, souvent avec couches ou lentilles d'argile sableuse grise et parfois noire (Mn) surmontant un gravier clair (4b), avellanaire à ovaire, en général épais de 2 à 3 m. Considéré comme datant du début du Quaternaire ..... 1—6 m

5. Sable jaune. Oligocène ..... 5—15 m
6. Craie blanche. Sénonien. Visible localement au  
fond de la carrière ..... environ 20 m
7. Schistes imperméables du Houiller ..... (en profondeur)

Les cailloux de la *trainée mosane* comportent essentiellement (Macar et Meunier 1954) des petits galets bien arrondis ou „dragées” de quartz blanc, qu’accompagnent des roches siliceuses (surtout grès et quartzites paléozoïques d’origine ardennaise) ou silicifiées (notamment les *Kieseloolithes*, calcaires oolithiques silicifiés). Cette formation, que l’on considère actuellement comme fluviale, s’étend en une série de dépôts suivant une bande de plusieurs kilomètres de large couronnant les plateaux au Nord de la Meuse, entre Namur et Liège. Elle trouve des prolongements dans le Limbourg néerlandais, tandis qu’elle s’apparente très nettement, par sa composition lithologique, à la „Kieseloolithterrasse” du Rhin.

Dans la région voisine de Liège, la dissolution de la craie a provoqué diverses perturbations des couches sus-jacentes: ondulations en dôme ou en berceau, grabens, failles, cheminées ou poches de dissolution. Seul, le limon supérieur en est pratiquement indemne: il recouvre d’un manteau subhorizontal les couches sous-jacentes ainsi perturbées et ensuite nivelées par érosion; de ce fait, il peut être localement en contact avec les formations 2 à 5 inclusivement.

Les structures périglaciaires antérieures au Wurm consistent essentiellement, dans cette région, en involutions, qui affectent la *trainée mosane*, et en fentes à remplissage, que nous estimons être des fentes de gel, et qui sont surtout visibles dans le sable oligocène, mais dont on a pu voir, dans les cas favorables, qu’elles traversaient également la *trainée mosane*.

Les involutions ne s’observent pratiquement que dans la carrière de l’Arbre-Saint-Michel, décrite ci-dessus. On a pu les suivre de façon subcontinue sur les quelques centaines de mètres des parois de cette carrière. Elles sont bien typiques, sans direction préférentielle et avec, notamment, des poches ayant l’aspect de „têtes de haltères” (photos 1 et 2).

Ces involutions sont toujours localisées pratiquement au même niveau stratigraphique, c’est-à-dire vers la base du sable supérieur (4a) de la *trainée mosane*, ou à la limite de ce sable et du gravier (4b) sous-jacent, et ce, quels que soient les dérangements dus à la dissolution de la craie: on peut les voir sur les flancs des ondulations (photo 3), butant contre la paroi d’un graben, descendant sur les flancs de ceux-ci, ainsi que déplacées par de petites failles (photo 5). Elles sont donc incontestablement

antérieures aux premières manifestations un peu importantes de la dissolution de la craie.

Mais ceci fournit un indice quant à leur âge. En effet, on peut admettre que la dissolution de la craie sous-jacente a commencé au moins quand des circulations d'eau actives ont affecté ce terrain, c'est-à-dire quand la Meuse, en creusant sa vallée, est descendue sous le niveau supérieur de la craie (situé à la cote 175 environ). Or, dans sa descente, la Meuse a formé plusieurs terrasses, dont deux, qu'on s'accorde à dater au moins du Mindel, se situent à 130 et 145 m, soit nettement en dessous du niveau supérieur de la craie et même de sa base (située vers 155 m). Il est donc très probable qu'à l'époque mindelienne, la dissolution avait déjà fait sentir ses effets, et il s'ensuit que les involutions sont antérieures au Mindel, ou datent à la rigueur de l'extrême début de cette période.

Cette estimation est confirmée par le fait que les involutions sont traversées par quelques fentes à remplissage (photo 6) qui, pour des raisons indépendantes, ainsi qu'on va voir, doivent être rangées dans le Quaternaire ancien.

Un troisième indice est tiré de la profondeur atteinte par les involutions: si l'on suppose enlevé le limon wurmien n° 1, qui leur est manifestement postérieur, elles ont encore été observées jusqu'à 3,70 m sous la surface. D'après la littérature, il semble exceptionnel que des involutions typiques — comme le sont les nôtres — aient pu se former à cette profondeur. Mais, en outre, l'allure même de ces involutions, qui suivent strictement le même niveau, et apparaissent de ce fait entre 0 et 3,70 m de profondeur sous le limon n° 1, pour disparaître lorsque le niveau involué a été érodé, montre qu'elles sont antérieures à la période d'érosion. Dans ces conditions, elles ont dû se trouver, selon toute vraisemblance, au moins sous les épaisseurs maxima de limons anciens (2 et 3) que nous pouvons observer dans les grabens, soit sous 5,50 m de ces limons. Cette épaisseur, trop forte pour le mollisol au sein duquel les involutions se forment, conduit à la conclusion que la partie supérieure au moins des limons anciens s'est déposée postérieurement à la formation des involutions.

Certaines observations font enfin supposer que ces involutions sont syngénétiques ou, plus exactement, antérieures au dépôt des couches tout à fait supérieures de la traînée mosane. A divers endroits, on est frappé en effet par le passage rapide et brusque, vers le haut, de la zone cryoturbée à des couches — pourtant de même nature — qui n'accusent pratiquement aucun dérangement (photos 1 et 4). Localement même, un lit de cailloux subhorizontal nous a paru recouper nettement des involutions typiques.

Dans cette dernière hypothèse, les involutions doivent avoir l'âge de

la traînée mosane elle-même, et seraient à placer tout au début du Quaternaire. Notons à ce sujet que la traînée mosane est d'ordinaire synchronisée avec la partie supérieure des Sables de Mol, en Campine, et placée de ce fait, stratigraphiquement, en dessous de l'Argile de Tegelen. Si l'on admet les conclusions publiées en 1957 par Zagwijn — et reprises récemment par Woldstedt (1958) — on se trouverait ici en présence d'une manifestation datant de la première des périodes froides qu'il distingue, celle du Prétiglien.

Notons enfin que le bon état de conservation de ces involutions, surprenant à première vue si elles sont si vieilles, paraît dû à leur rapide enfouissement sous les couches supérieures de la traînée mosane, puis sous les limons anciens sus-jacents, qui les ont apparemment mises hors d'atteinte des mollisols des périodes périglaciaires ultérieures.

Des fentes à remplissage ont été observées dans sept carrières différentes, aux environs de Liège et de Namur (Macar et van Leckwijck 1958; Manil 1958). La très grosse majorité d'entre elles correspond à un type très particulier, fort rarement observé<sup>4</sup>, tandis que d'autres ont la forme de crevasses de gel plus ou moins typiques.

Les premières, que nous décrirons tout d'abord, étaient surtout abondantes dans la carrière de l'Arbre-Saint-Michel, citée ci-dessus, où les progrès de l'exploitation les ont fait disparaître, et le sont plus encore dans

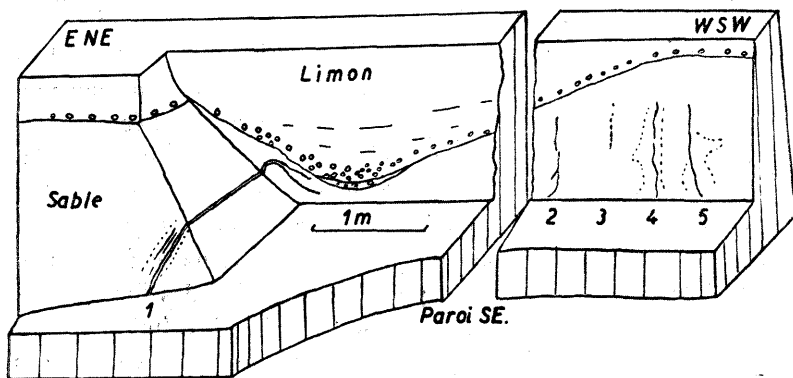
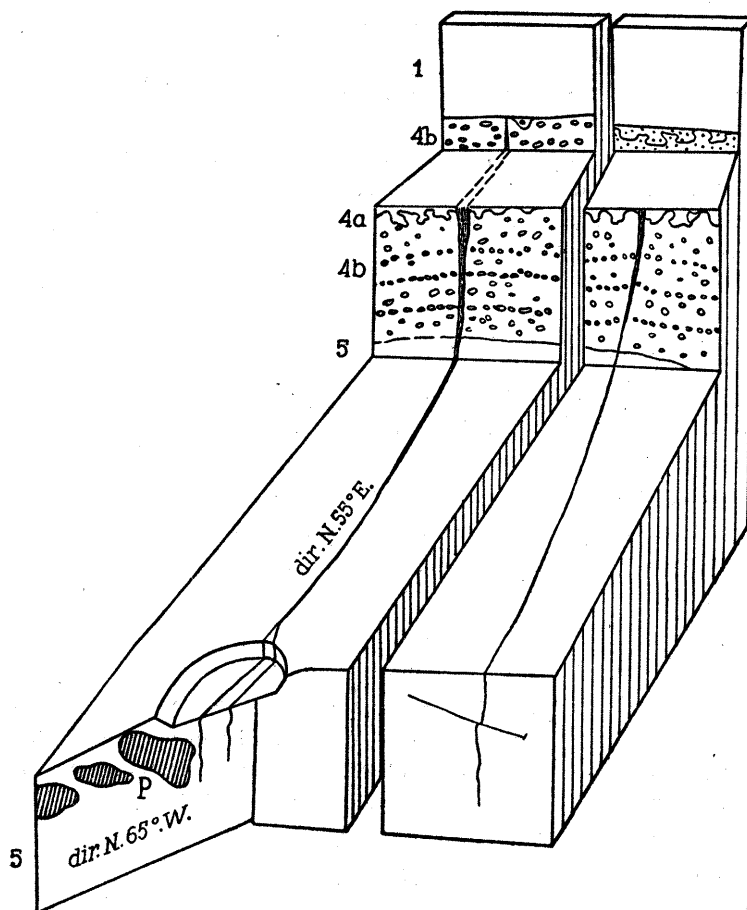


Fig. 1. Cinq fentes à remplissage argileux (gris ou brun), traversant le sable oligocène jusqu'à proximité du limon wurmien

A gauche, la fente inclinée no 1 se recourbe à quelques centimètres du limon, lui devient parallèle, s'effiloche et disparaît. A droite, quatre très fines fissures verticales rapprochées s'arrêtent dans du sable remanié sous le limon

<sup>4</sup> Voir, dans ce volume: Manil, van Leckwijck et Macar — Compte rendu de l'excursion du 10 juin 1959, observation de J. Dylik, p. 183. Voir aussi Dylik (1952).

une sablière voisine, dite du Puits Romain (hameau de Fontaine, village de Horion-Hozémont). Dans cette dernière, le sable oligocène est surmonté directement par le limon wurmien, les autres termes ayant disparu par érosion. Les fentes se perdent vers le bas dans le sable et viennent buter contre le limon ou, parfois, se montrent dérangées dans une zone peu épaisse, sous le limon, où le sable a été remanié (fig. 1). Dans la carrière de l'Arbre-Saint-Michel, comme déjà dit, on a pu voir (fig. 2) que



P = placage de limon

Fig. 2. Bloc-diagramme montrant deux profondes fentes à remplissage argileux brun traversant la trainée mosane et se terminant en allure filiforme (bifurquée à gauche) dans le sable oligocène

Vers le haut, ces fentes recoupent les cryoturbations du sommet du gravier. En P, placages argileux bruns, témoins d'une troisième fente de direction différente

les fentes traversaient la traînée mosane (photo 7) et recoupaient ses involutions (photo 6): elles sont donc plus récentes que l'une et les autres.

L'étude systématique de plus de soixante de ces fentes a révélé une série de propriétés, dont deux, qui sont essentielles et communes à toutes, servent à les reconnaître aisément: elles forment toujours des coins extrêmement étroits<sup>5</sup> et sont même parfois filiformes, et, d'autre part, elles possèdent un remplissage essentiellement argileux, brun ou gris clair selon les deux types de fentes distingués, qui est nettement distinct et des roches encaissantes (sables et graviers 4 et 5) et de celles (limons divers 1, 2, 3), qui surmontent ou ont surmonté ces dernières.

L'étroitesse des fentes les distingue immédiatement des crevasses de gel typiques. D'un autre côté, les fentes se terminent presque toutes avant le fond des carrières, et toutes celles dont l'extrémité inférieure est visible finissent dans le sable en fissure filiforme, parfois bi- ou trifurquée (fig. 2), et sans aucun prolongement qui pourrait indiquer une action directe de dissolution de la craie sous-jacente. Elles sont d'ailleurs très différentes des failles produites par cette dissolution, lesquelles n'ont pas de remplissage, tandis que nos fentes, par contre, n'accusent, sauf rarissime exception, aucun déplacement des épontes.

La plupart des fentes sont verticales ou subverticales. On observe toutefois des pentes de 35 à 55°, voire moindres encore. Quelques-unes sont coudées en coupe verticale, avec pente moindre en haut (photo 8). Le remplissage reste le même de part et d'autre des coudes, comme d'ailleurs dans les fentes très peu inclinées, et ceci fait nettement supposer que la paroi en surplomb, de nature sableuse, devait être gelée lors de l'ouverture de la fente.

Dès que la fente est un peu large le remplissage, formé le plus souvent d'argile brune, grasse, plastique, se montre zoné parallèlement aux parois, par intercalation de fines bandes sableuses jaune-brun entre les linéoles argileuses. Les fentes à remplissage gris clair sont moins nombreuses ( $\frac{1}{4}$  du total). On trouve parfois des juxtapositions ou des passages latéraux d'un remplissage à l'autre, ou encore, mais rarement, à des remplissages différents, de sables ocreux, ou localement graveleux, par exemple. Les deux types de fissures distingués (brun et gris clair) ne paraissent pas d'âge nettement différent, les indications tirées des fissures de type différent qui se croisent (photo 9) étant contradictoires.

Après examen de bon nombre d'autres hypothèses, nous sommes arrivés à la conclusion que nos fentes à remplissage, dont certaines ont pu

---

<sup>5</sup> Largeur maximum observée: 12 cm, pour des hauteurs de plusieurs mètres, et pouvant atteindre 12 m. Beaucoup de fentes ont moins d'un centimètre de large.



être suivies sur 10 et 12 m en hauteur, ou encore sur 30 m en horizontale (photo 13), représentent une variété particulière de crevasses de gel.

Rappelons à ce sujet que nous ne connaissons pratiquement jamais ici que la partie inférieure de nos fentes, dont la partie supérieure a été enlevée par l'érosion.

Notre opinion, basée sur les arguments déjà esquissés ci-dessus, s'appuie aussi sur les faits suivants:

a. une fente passe verticalement à une crevasse de gel de type normal; une autre passe latéralement à une poche de cryoturbation;

b. deux ou trois fentes, en traversant des lits graveleux, y provoquent un léger relèvement des strates vers le haut, accusant ainsi une poussée latérale due apparemment au gel (photo 7);

c. renforçant l'argument tiré ci-dessus des fentes à pente faible, une des principales fentes subverticales montre (photos 10 et 12) des bords irréguliers, avec saillants et rentrants anguleux et à contours souvent rectilignes: de tels redans, dont certains forment surplomb, n'auraient pu subsister le long des parois de sable de la fente ouverte si ce sable n'était à ce moment consolidé par le gel.

Notons que le zonage vertical des fentes assez larges (photo 12) rappelle le zonage des filons de glace actuels, décrit notamment par Schoumsky (1955; Schoumsky, Shvecov, Dostovalov 1955) en Sibérie, par Péwé (1958) en Alaska. Néanmoins, si nos fentes ont bien été ouvertes, comme le prouve en particulier un petit caillou roulé trouvé très bas dans l'une d'elles, et qui est descendu de plusieurs mètres, il semble que, vers le bas du moins, elles n'ont jamais été largement ouvertes: l'une d'elles en effet traverse un petit lit de gros cailloux dont l'un (photo 11) est resté bien en place au travers de la fente plus mince qu'il déborde, et qui n'a donc jamais dû atteindre la largeur (environ 5 cm) du dit caillou.

La région de Namur nous fournit, dans des conditions de gisement analogues, un premier argument quant à l'âge ancien de nos fentes à remplissage. Nous retrouvons ici, dans la carrière Collet (à Champion, au NE de Namur) le sable tertiaire, surmonté des cailloux de la traînée mosane. Entre cette dernière et le limon würmien supérieur s'intercale en outre un complexe sablo-graveleux rouge, à nombreuses stries grises parallèles, truffé vers le haut de grandes poches de cryoturbation à remplissage graveleux brun. Sous ce complexe, épais de 3 à 4 m, et venant buter contre lui, on observe une grande fente de gel typique, haute de 11 m au moins. Elle présente au sommet un large remplissage formé notamment de blocs

L'autre s'observe dans le sable oligocène de cette dernière carrière. Assez large (20 cm) et à remplissage surtout sableux et légèrement graveleux, avec zones de remplissage successives en forme de V, elle bute, sinon contre la base de la traînée mosane, du moins contre un niveau de gravier proche de cette base. A cet endroit, néanmoins, le gros gravier (terme 4b) de la traînée est absent, et il semble que seul le niveau supérieur (4a) soit représenté. Quoi qu'il en soit, on a là une fente, qui semble indubitablement une crevasse de gel, et qui est antérieure à la fin du dépôt de la traînée mosane: elle date donc de l'extrême début du Quaternaire.

Il est remarquable que toutes les crevasses de gel et fentes à remplissage citées ci-dessus s'observent uniquement sur des plateaux, à plus de 100 m au-dessus de la Meuse actuelle, et en relation avec les plus anciens dépôts connus de la Meuse ou ses équivalents. Or, plusieurs auteurs traitant des filons de glace actuels (Péwé 1958; Schoumsky 1955; Schoumsky, Shvecov, Dostovalov 1955) remarquent que ceux-ci se forment essentiellement dans les fonds de vallées et plus rarement sur les versants quaternaires. „En principe”, selon Schoumsky (Schoumsky et al. 1955, p. 110), „leur formation s'interrompt une fois les terrasses sorties du stade de fond de vallée, ou une fois les versants affermis”. Ceci semble indiquer que nos fentes de gel ont grande chance d'être subcontemporaines de la traînée mosane, ce qui leur conférerait à toutes un âge très ancien, correspondant au début du Quaternaire, et rejoindrait certaines des conclusions précédentes.

En résumé, on a observé en Belgique un certain nombre de phénomènes périglaciaires d'âge antérieur au Wurm: cailloux roulés de roches meubles, solifluctions, cryoturbations, involutions, crevasses de gel, les deux derniers types surtout ayant fait l'objet d'études de détail. L'âge de ces phénomènes n'est connu avec quelque précision que pour ceux qui sont syngénétiques: cryoturbations et cailloux meubles dans des terrasses de la Meuse datées du Mindel, involutions à notre avis syngénétiques de la traînée mosane, et qui doivent comme cette dernière dater de la première glaciation quaternaire, quel que soit le nombre exact de ces glaciations. Pour les autres, et notamment pour presque toutes les crevasses de gel, leur âge au moins Mindel et peut-être première glaciation, résulte de ce qu'elles sont antérieures à des dépôts plus ou moins rouges qui peuvent au minimum appartenir à l'interglaciaire Mindel — Riss, mais pourraient être subcontemporains de la traînée mosane à laquelle ils se rattachent. La seconde hypothèse est l'unique à retenir pour une fente qui, manifestement, n'atteint pas le sommet de la traînée mosane.

En conclusion, s'il reste encore beaucoup à faire pour déchiffrer l'écheveau des phases périglaciaires anciennes en Belgique, nous pouvons toutefois affirmer que nous connaissons des traces de deux de ces périodes au moins, l'une datant du Mindel et l'autre de la première des glaciations quaternaires.

*Discussion remise à l'excursion du 10 juin 1959 (p. 177).*

### Bibliographie

- Alexandre, J. 1953 — Les dépôts de la basse terrasse de la Vesdre à Béthane. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 77; pp. B 169—180.
- Alexandre, J. 1958 — Le modelé Quaternaire de l'Ardenne Centrale. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 81; pp. M 213—331.
- Brueren, J. W. R. 1945 — Het Terrassenlandschap van Zuid Limburg. *Medd. Geol. Sticht., Uitkomsten v. Nieuwe geol. paleont. Onderzoek. v. d. Ondergr. Nederland*, ser. C, VI, no 1; 93 p.
- Cailleux, A. 1942 — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. France*, t. 21, mém. 46; pp. 1—176.
- Chapelier, A. 1957 — Nouvelles observations sur les niveaux de terrasse de la Vesdre. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 80; pp. B 379—394.
- Dylik, J. 1952 — Peryglacialne struktury w plejstocenie środkowej Polski (summary: Periglacial structures in the Pleistocene deposits of Middle Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, nr 66; pp. 53—113.
- Gullentops, F. 1954 — Contributions à la chronologie du pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. 18; pp. 125—252.
- Leckwijck, W. Van, Macar, P. 1949 — Phénomènes pseudo-tectoniques, la plupart d'origine périglaciaire, dans les dépôts sablo-graveleux dits „Onx” et les terrasses fluviales de la région liégeoise. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 73; pp. M 3—78.
- Leckwijck, W. Van, Macar, P. 1951 — Nouvelles observations sur des phénomènes périglaciaires dans la région de Liège. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 75; pp. B 49—72.
- Macar, P. 1938 — Compte rendu de l'excursion du 24 avril 1938, consacrée à l'étude des terrasses de la Meuse entre Liège et l'Ubachsberg (Limbourg hollandais). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 61; pp. B 187—217.
- Macar, P. 1957 — Résultats d'ensemble d'études récentes sur les terrasses fluviales et les formes d'érosion associées en Haute Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 80; pp. B 395—412.
- Macar, P., Alexandre, J. 1960 — Indices climatiques en relation avec les terrasses alluviales du bassin de la Meuse moyenne. *Congr. Intern. Quaternaire (INQUA), Madrid—Barcelone 1957*.
- Macar, P., Van Leckwijck, W. 1949 — Phénomènes de cryoturbation, dont certains rapportés au Quaternaire inférieur, affectant les dépôts dits „Onx” de la région liégeoise. *Bull. Acad. Roy. de Belg., Cl. Sci.*, 5° sér., t. 35; pp. 70—81.

- Macar, P., Van Leckwijck, W. 1949 — Compte rendu de l'excursion du 20 mars 1949, consacrée à l'étude de phénomènes périglaciaires dans la région de Liège. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 72; pp. B 203—205.
- Macar, P., Van Leckwijck, W. 1958 — Les fentes à remplissage de la région liégeoise. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 81; pp. B 359—407.
- Macar, P., Meunier, J. 1954 — La composition lithologique des cailloux de la „Traînée mosane” et ses variations. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 78; pp. B 63—87.
- Manil, G. 1958 — Observations macromorphologiques, microscopiques et analytiques sur le remplissage des fentes de gel. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 81; pp. B 409—421.
- Maréchal, R. 1956 — L'étude des phénomènes périglaciaires en Belgique. *Rapp. Comm. Morph. Périgl. UGI, Rio de Janeiro 1956; Biuletyn Peryglacjalny*, nr 4; pp. 83—98.
- Maréchal, R., Maarleveld, G. C. 1955 — L'extension des phénomènes périglaciaires en Belgique et aux Pays-Bas. *Medd. Geol. Stichting, N. S.*, no 8; pp. 77—86.
- Péwé, T. L. 1958 — Permafrost and its effects on life in the North. *XVIII<sup>th</sup> Biology Colloquium*; 25 p.
- Rutten, M. G. 1956 — Sand „Pebble” at the base of Pleistocene Maas Gravel. *Geologie en Mijnbouw, N.S.*, 18 Jaarg.; p. 30.
- Schoumsky, P. A. 1955 — Principes de glaciologie structurale. La pétrographie de la glace comme méthode glaciologique (Traduction du russe: *Annales Centre Etudes et Documentation Paléontologiques*, Paris; 309 p., voir pp. 106—124, fig. 56—58).
- Schoumsky, P. A., Shvecov, P. F., Dostovalov, B. N. 1955 — Les particularités de la prospection géologique et celle du Génie dans les régions d'extension des formations filoniennes de glace. *Acad. Sci. U.R.S.S., Inst. V. A. Obruchev d'étude des périgelisols*; 58 p. (Traduction du russe de M. Jayet, no 1834 du Bureau de Recherches Géologiques, Géophysiques et Minières, Paris, Service d'information géologique).
- Tavernier, R. 1947 — Excursions géologiques en Campine. *La géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe*, Bruxelles; voir p. 457.
- Woldstedt, P. 1958 — Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Stuttgart, Ferd. Enke Verlag, 2 Bd.
- Zagwijn, W. H. 1957 — Vegetation, climate and time-correlations in the early Pleistocene of Europe. *Geologie en Mijnbouw, N.S.*, 19 Jaarg.; pp. 233—244.
- Zonneveld, J. I. S. 1955 — De Kwartaire Rivierterrassen van Zuid-Limburg. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen.*, Dl. 72; pp. 329—343.

- Macar, P., Van Leckwijck, W. 1949 — Compte rendu de l'excursion du 20 mars 1949, consacrée à l'étude de phénomènes périglaciaires dans la région de Liège. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 72; pp. B 203—205.
- Macar, P., Van Leckwijck, W. 1958 — Les fentes à remplissage de la région liégeoise. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 81; pp. B 359—407.
- Macar, P., Meunier, J. 1954 — La composition lithologique des cailloux de la „Traînée mosane” et ses variations. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 78; pp. B 63—87.
- Manil, G. 1958 — Observations macromorphologiques, microscopiques et analytiques sur le remplissage des fentes de gel. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 81; pp. B 409—421.
- Maréchal, R. 1956 — L'étude des phénomènes périglaciaires en Belgique. *Rapp. Comm. Morph. Périgl. UGI, Rio de Janeiro 1956; Biuletyn Peryglacjalny*, nr 4; pp. 83—98.
- Maréchal, R., Maarleveld, G. C. 1955 — L'extension des phénomènes périglaciaires en Belgique et aux Pays-Bas. *Medd. Geol. Stichting, N. S.*, no 8; pp. 77—86.
- Péwé, T. L. 1958 — Permafrost and its effects on life in the North. *XVIII<sup>th</sup> Biology Colloquium*; 25 p.
- Rutten, M. G. 1956 — Sand „Pebble” at the base of Pleistocene Maas Gravel. *Geologie en Mijnbouw, N.S.*, 18 Jaarg.; p. 30.
- Schoumsky, P. A. 1955 — Principes de glaciologie structurale. La pétrographie de la glace comme méthode glaciologique (Traduction du russe: *Annales Centre Etudes et Documentation Paléontologiques*, Paris; 309 p., voir pp. 106—124, fig. 56—58).
- Schoumsky, P. A., Shvecov, P. F., Dostovalov, B. N. 1955 — Les particularités de la prospection géologique et celle du Génie dans les régions d'extension des formations filoniennes de glace. *Acad. Sci. U.R.S.S., Inst. V. A. Obruchev d'étude des périgelisols*; 58 p. (Traduction du russe de M. Jayet, no 1834 du Bureau de Recherches Géologiques, Géophysiques et Minières, Paris, Service d'information géologique).
- Tavernier, R. 1947 — Excursions géologiques en Campine. *La géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe*, Bruxelles; voir p. 457.
- Woldstedt, P. 1958 — Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Stuttgart, Ferd. Enke Verlag, 2 Bd.
- Zagwijn, W. H. 1957 — Vegetation, climate and time-correlations in the early Pleistocene of Europe. *Geologie en Mijnbouw, N.S.*, 19 Jaarg.; pp. 233—244.
- Zonneveld, J. I. S. 1955 — De Kwartaire Rivierterrassen van Zuid-Limburg. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen.*, Dl. 72; pp. 329—343.



Photo 1. Cryoturbations, dont une tête de haltère, affectant la partie inférieure du niveau argilo-sablo-graveleux 4a de la traînée mosane. La partie supérieure du même niveau n'est guère dérangée



Photo 2. Involutions dans la partie inférieure du niveau 4a



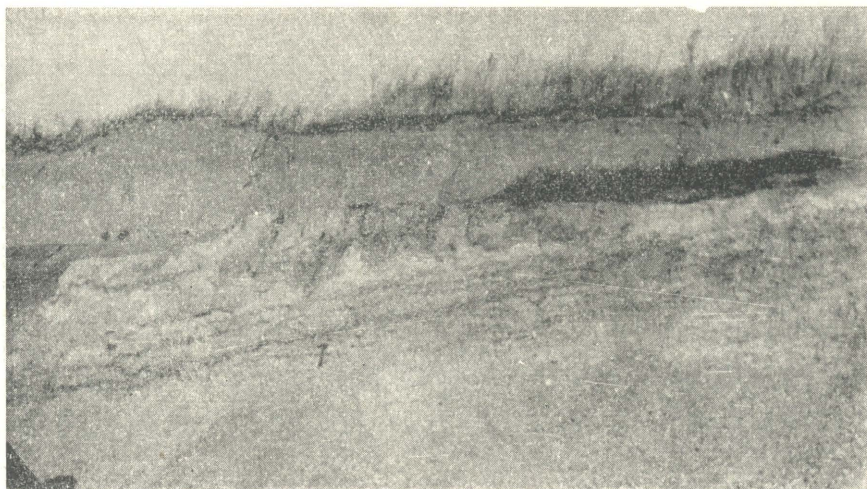


Photo 3. Cryoturbations dans le complexe 4a surmontant le gravier 4b non perturbé sauf à son extrême sommet. Ces dérangements sont antérieurs à l'ondulation anticlinale karstique sur le flanc de laquelle la photo les montre



Photo 4. Opposition d'allure entre la partie inférieure, violemment cryoturbée (avec tête de haltère), et la partie supérieure, à peine dérangée, du niveau 4a. Un lit de cailloux horizontal, surmonte immédiatement les dépôts involués



Photo 5. Involutions dans le niveau sablo-argileux 4a coupées par des failles karstiques diversement inclinées et de faible rejet (2 à 20 cm)



Photo 6. Fissure à remplissage argileux brun traversant le niveau sablo-graveleux 4a et recoupant ses involutions (la flechè pointe vers la fissure)





Photo 7. Fente à remplissage argileux brun (celle de droite de la figure 2) traversant le gravier 4a, dont certaines strates sont incurvées vers le haut au contact de la fente



Photo 8. Fente à remplissage argileux brun à pente de  $35^\circ$  en haut, puis de  $65^\circ$  plus bas; dans le sable oligocène



Photo 9. Croisement de deux fissures, l'une (30) à remplissage argileux gris clair avec épointes sableuses blanches et l'autre (29) à remplissage argileux brun. La première est déplacée de 2 cm vers la droite sous la seconde



Photo 10. L'une des fentes (29) de la photo 9, montrant des saillants et rentrants anguleux sur les deux parois





Photo 11. Fente à remplissage sablo-argileux limoniteux recontrant dans le sable oligocène un gros caillou d'un lit de silex, sans le déplacer et sans être déviée elle-même

Photo 12. Fente (29) à remplissage d'argile brune alternant avec des lits sableux. La paroi gauche décrit un redan à côtés rectilignes contre l'un desquels viennent buter les lits du remplissage



Photo 13. Longue fente à remplissage argileux brun qui a été suivie en horizontale sur 30 m dans le sable oligocène