

*Excursions
des 20 et 21 septembre 78*

P. HAESAERTS*, B. VAN VLIET-LANOË**

Brussel—Vandoeuvre

PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES ET SOLS FOSSILES OBSERVÉS À MAISIÈRES-CANAL, À HARMIGNIES ET À ROCOURT

Résumé

L'analyse des phénomènes périglaciaires et des sols fossiles du Pléistocène supérieur observés dans un contexte stratigraphique précis à Maisières-Canal, à Harmignies et à Rocourt, a permis de reconstituer, dans la plupart des cas, une image approchée de l'environnement climatique et végétal.

Parmi les phénomènes périglaciaires, deux ensembles distincts ont été reconnus. Un premier ensemble de phénomènes comprend notamment les pseudomorphoses de coins de glace et les gleyes de toundra; il serait étroitement associé à la présence d'un pergélisol actif. Le second ensemble est représenté par des fentes de gel, des cryoturbations et des déformations dues au creep et à la solifluxion, et résulterait du gel saisonnier ou de l'action répétée de cycles de gel—dégel. Quant aux sols fossiles, ils comprennent principalement des sols illuvierés formés sous végétation forestière mais également des sols humifères construits développés sous végétation herbacée steppique.

Abstract

The genesis and the stratigraphical context of the periglacial phenomena and the fossil soils preserved into the Upper Pleistocene deposits at Maisières-Canal, Harmignies and Rocourt are discussed here; for most of them, it has been possible to reconstitute the type of vegetation and the climatic environment.

Two groups of periglacial phenomena were recognized. One, related to a permafrost environment, include ice wedge casts and tundra gleyes; the second, due to seasonal frost action or repeated frost and thaw cycles, include frost cracks, cryoturbations and creep or solifluxion mass movements. Fossil soils are either gray brown podzolic soils developed under forest, or humic steppic soils.

1. INTRODUCTION

Maisières-Canal, Harmignies et Rocourt font partie d'une dizaine de sites que nous avons étudiés dans le cadre d'un essai de zonation paléoclimatique des dépôts du Pléistocène supérieur de Moyenne Belgique (P. HAESAERTS, 1978). Les deux premiers sites appartiennent au bassin de la Haine, le troisième est situé dans le bassin de la Meuse, de même que les sites de Tongrinne, de Ans et de Kesselt (*cf.* compte rendu des excursions du 22 et 27 septembre par GEERAERTS, A. PISSART et F. GULLENTOPS; Fig. 1).

Les sites étudiés furent sélectionnés en fonction de leur position particulière dans le paysage (bord de vallée à Maisières-Canal, sommet de cuesta à Harmignies

* Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen, 31 Vautierstraat, B. 1040 Brussel, Belgie.

** Centre de pédologie biologique, 17 rue Notre Dame des Pauvres, B.P. 5, 54500 Vandoeuvre, France.

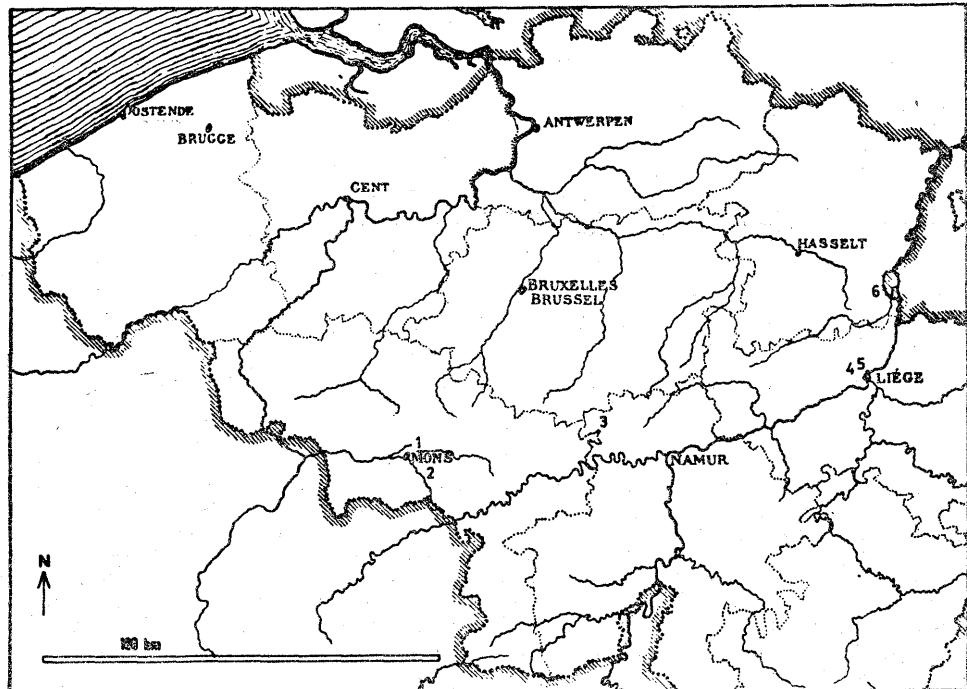


Fig. 1. Localisation de sites

1. Maisières-Canal; 2. Cuesta d'Harmignies; 3. Tongrinne; 4. Ans; 5. Rocourt; 6. Kesselt

et bord de versant à Rocourt), favorable à l'enregistrement des événements sédimentaires et paléoclimatiques, mais également dans la mesure où ils présentaient des formations suffisamment diversifiées accessibles sur de longues distances, permettant un contrôle des successions lithologiques et du caractère accidentel ou général des phénomènes observés.

Rappelons à ce propos que la diversité des faciès et le caractère discontinu des dépôts rencontrés dans les différents sites nous ont conduit à intégrer l'ensemble des observations locales dans un même schéma stratigraphique régional par comparaison et juxtaposition de séquences rythmiques jugées homologues, selon le principe des corrélations séquentielles (P. HAESAERTS, 1974). Pour cela nous avons choisi de transcrire les différentes séquences lithostratigraphiques en successions d'événements paléoclimatiques moins dépendants des conditions locales que ne le sont les événements sédimentaires. Nous avons donc apporté une attention particulière à l'analyse des phénomènes périglaciaires, des sols fossiles et des structures sédimentaires, complétée par des arguments plus discontinus comme l'analyse pollinique des dépôts (B. BASTIN, 1971) et la composition des micro- et macrofaunes (A. GAUTIER *et al.*, 1973).

2. PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES

Plutôt que de présenter les phénomènes périglaciaires observés dans les différents sites selon l'ordre de leur succession stratigraphique, nous avons jugé préférable

de les regrouper ci-après en fonction de leurs affinités morphologiques et génétiques. Le lecteur voudra bien se référer aux figures n° 2 à 13 où le contexte litho- et chrono-stratigraphique des différents phénomènes périglaciaires et des sols fossiles est précisé.

2.1. CRYOSOLS

2.1.1. Gleys de toundra

Par référence aux sols hydromorphes des régions arctiques, nous désignerons sous ce terme des sols fossiles caractérisés par un ou plusieurs horizons déferriés, soulignés par un horizon de précipitation d'hydroxydes de fer. Ces sols sont fréquents dans les dépôts limoneux de Moyenne Belgique et furent décrits précédemment sous le nom de *Nassböden* par F. GULLENTOPS (1954).

Un profil complet d'un gley de toundra, développé sur limon calcaire, est présent à Harmignies dans la partie supérieure des limons du dernier Glaciaire (P. HAESAERTS et B. VAN VLIET, 1973; B. VAN VLIET-LANOË, 1976a). Du haut vers le bas, nous y avons observé les horizons suivants (unités H.C.6 à H.C.1, Fig. 2).

- Ag1, de 0 à ± 10 cm: limon gris brun, humifère (0,56 % de carbone), présent localement; quelques taches de rouille
- C21g, de 0 à 30 cm: limon gris (0,22 % de Fer libre-sol total) massif, avec pores assez abondants répartis en plages; présence de déformations et de petites fentes
- C22g, de 30 à 50 cm: limon gris massif, peu poreux, avec taches de rouille (0,70 % de Fer libre-sol total); structure feuilletée de type lamellaire triée (B. VAN VLIET-LANOË, 1976b) se poursuivant dans l'horizon sous jacent; En lame mince, les agrégats lenticulaires, sont recouverts à leur surface supérieure d'un enduit cryptocrystallin carbonaté et argileux
- C23, de 50 à 80 cm: limon ocre jaune massif, peu poreux, avec abondantes taches de rouille (0,95% de Fer libre-sol total); structure lamellaire triée et structure prismatique grossière partant de plus haut, soulignée par des revêtements d'hydroxydes de fer
- C3f, de 80 à 200 cm: limon brun jaune clair, à structure prismatique grossière et à structure polyédrique subangulaire à lamellaire fine très bien développée; le plus souvent avec revêtements d'hydroxydes de fer sur les surfaces structurales (0,65 % de Fer libre-sol total).
Sous le binoculaire, l'horizon C3f présente une organisation en unités structurales anguleuses et allongées séparées par des fentes subhorizontales connectées verticalement par d'autres fentes; la surface des unités est polie, souvent recouverte d'une pellicule d'hydro-

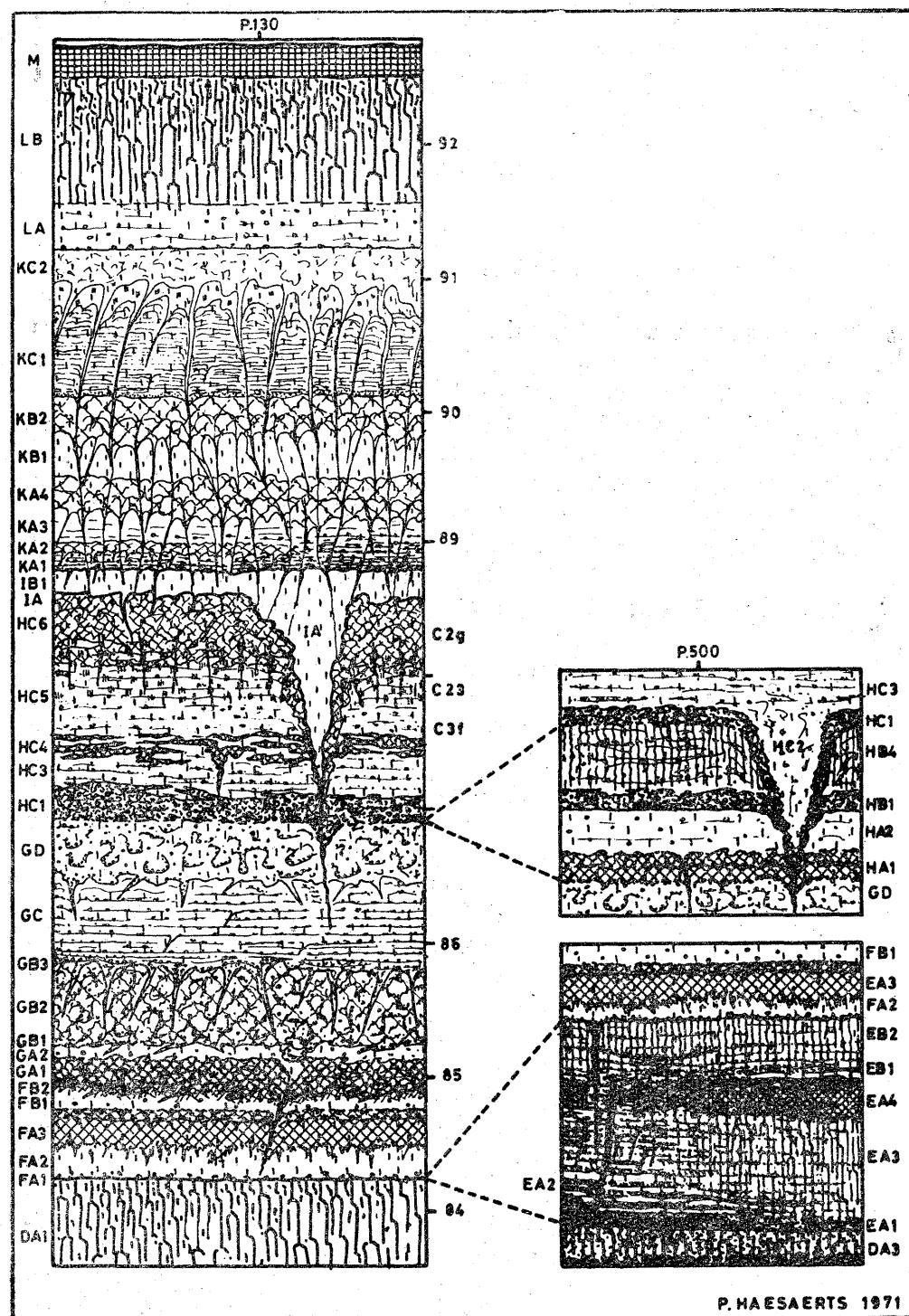


Fig. 2. Harmignies. Profils de détail de la paroi nord

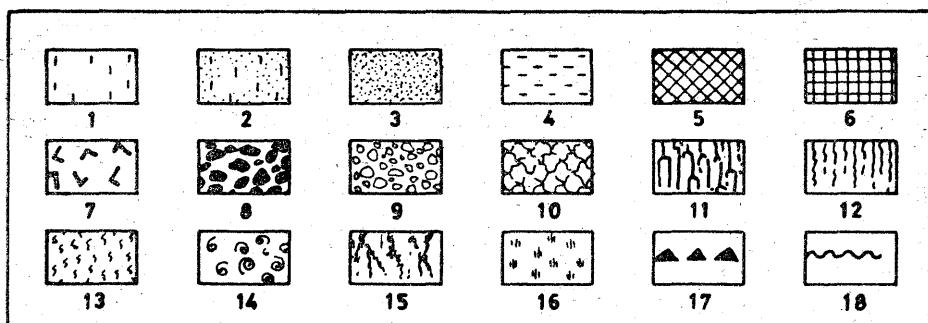
P. HAESAERTS 1971

xydes de fer. En lame mince, on observe une réorganisation pelliculaire à la surface des unités structurales (cf. P. HAESAERTS et B. VAN VLIET, 1973).

Le profil décrit ci-dessus traduit un déferrification des horizons supérieurs du sol (horizons Ag1 et C2g) et une accumulation du fer en profondeur (horizons C23 et partie supérieure de l'horizon C3f). La migration du fer s'est faite, soit par chélation, soit par mobilisation bactérienne, ce qui suppose la présence de matière organique et une certaine humidité. Si l'on tient compte du caractère perméable du substrat limoneux à l'état normal, cette humidité relative ne peut s'expliquer que par la présence d'un pergélisol en profondeur, ce dont témoigne la structure polyédrique à lamellaire de l'horizon C3f.

En effet, d'après G. BESKOW (1935), P. SHUMSKII (1964) et A. PISSART (1970), une structure de ce type apparaît dans un sédiment limoneux par ségrégation de lentilles de glace lors du développement d'un pergélisol, la surface lisse et l'orientation préférentielle des minéraux à la surface des unités structurales résultant de la pression exercée par la croissance des cristaux de glace; une fois formée, cette structure serait exceptionnellement stable en raison notamment de l'ultra dessication du sédiment (A. PISSART, 1970).

Dans le cas présent, l'apparition brutale de la structure polyédrique à lamellaire sous l'horizon C23 semble souligner la limite inférieure du lessivage et de l'activité biologique; elle correspondrait de ce fait à la position moyenne du sommet du pergélisol. En conséquence, la couche active atteignait près de 80 cm d'épaisseur et incluait les horizons déferrifiés ainsi que l'horizon ocre C23 enrichi en fer¹, ce qui est compatible avec la présence à ce niveau d'une structure lamellaire triée car ce type de



Légende des figures 2 à 12

1. limon; 2. sable limoneux; 3. sable; 4. argile; 5. sédiment humique et tourbe; 6. horizon anthropique; 7. déblai; 8. cailloutis; 9. granules crayeux; 10. sédiment déferrifié ou réduit; 11. sol lessivé (horizon illuvial); 12. sol brun lessivé (horizon illuvial); 13. pseudomycélium et concrétions calcaires; 14. coquilles de gastropodes; 15. traces de racines; 16. taches d'oxydation; 17. artefacts; 18. hiatus

¹ Dans une publication antérieure (P. HAESAERTS et B. VAN VLIET, 1973) nous avions situé le sommet du pergélisol à la limite supérieure de l'horizon ocre C23 car à cette époque nous avions attribué la "réduction" des horizons A1g et C2g à la présence d'une nappe phréatique permanente au sommet du pergélisol et non à une déferrification du sédiment.

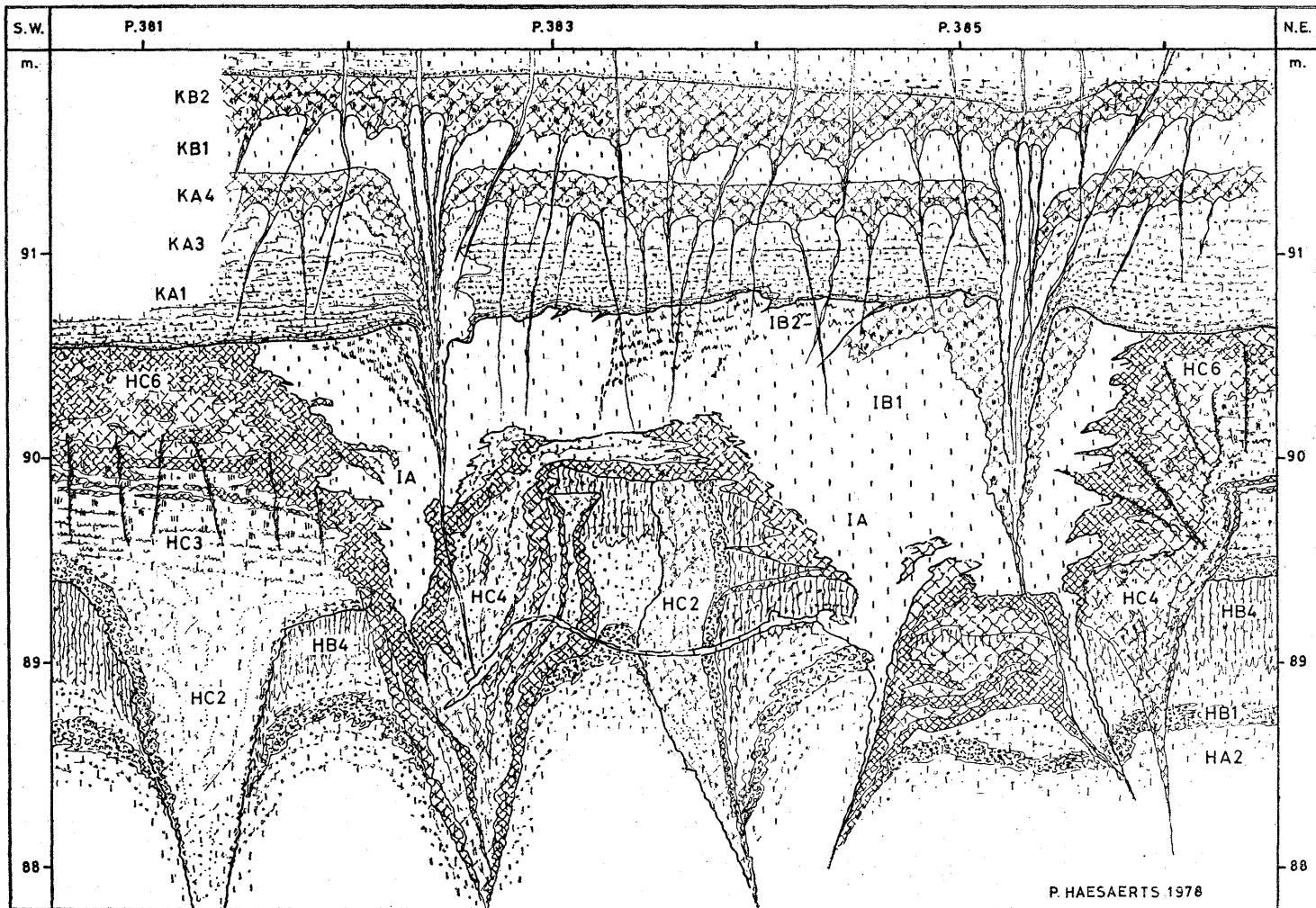


Fig. 3. Harmignies. Profil de détail de la paroi nord visible en 1978

structure triée, reconstituée expérimentalement en laboratoire (B. VAN VLIET-LANOË, 1975, 1976a) et bien connue en pédologie boréale en milieu non calcaire (J. DUMANSKI *et al.*, 1974; N. FEDOROVÁ *et al.*, 1972), résulterait d'une redistribution des composants du sédiment suite à une succession de cycles gel-dégel.

Dans l'ensemble, le schéma présenté ici est en accord avec les observations effectuées par J. TEDROW (1966, 1968) sur les sols de l'Arctique Canadien. En effet selon cet auteur, les horizons supérieurs de la couche active surmontant le pergélisol y sont réduits et déferrifiés, tandis que les horizons inférieurs sont enrichis en fer ferreux et ferrique (nodules); d'autre part la matière organique de ces sols proviendrait principalement d'algues et de mousses.

Signalons pour terminer ce commentaire, que le profil analysé ici constitue en quelque sorte un cas optimum, les gleys de toundra observés dans un autre contexte stratigraphique et dans d'autres sites, présentant le plus souvent des variations importantes de l'un ou l'autre horizon. Ainsi à Harmignies, les gleys de toundra correspondant aux unités G.A.1, G.B.3, K.A.4, K.B.2 et K.C.2 (Fig. 2 et 3), bien que développés sur limon calcaire, sont limités aux seuls horizons C2g et C23; dans ce cas, l'absence de structure de ségrégation de glace en profondeur traduirait une insuffisance de l'alimentation en eau des horizons supérieurs du pergélisol liée soit à la position des profils dans le paysage, soit au contexte climatique. Par contre, lorsque un gley de toundra est présent dans une dépression mal drainée, comme par exemple à Rocourt (unités F.A. à F.C., Fig. 8), l'horizon C3f à structure de ségrégation de glace est fortement développé et y est surmonté d'un épais horizon réduit enrichi en matière humique et en hydroxydes de fer. Enfin, dans la partie inférieure de la séquence d'Harmignies (unité E.B.1, Fig. 2), seul l'horizon C3f à structure de ségrégation est présent mais dépourvu de revêtements d'hydroxydes de fer; dans ce cas, la migration du fer fut sans doute inhibée par une carence en matière organique.

2.1.2. *Pseudogleys*

Ce type de sol se marque dans les profils sous la forme d'un horizon gris brun peu épais (5 à 20 cm), légèrement déferrisé, souligné par de petites concrétions ferrugineuses; il s'observe préférentiellement dans la partie supérieure de dépôts ou d'horizons humifères et est le plus souvent associé à une structure lamellaire triée très fine de type gel-dégel (unités E.A.4, F.A.3, F.B.2 et H.A.1 à Harmignies, Fig. 2 et 4). Sa formation serait donc liée à la présence de matière organique, mais surtout à un engorgement temporaire des horizons superficiels du sol, par exemple à la suite du gel saisonnier; dans la plupart des cas il serait indépendant de la présence d'un pergélisol en profondeur.

2.2. FENTES EN COIN À REMPLISSAGE LIMONEUX

Un grand nombre de fentes en coin à remplissage limoneux furent observées dans les différents sites, en particulier à Harmignies où un minimum de six générations distinctes ont été reconnues. L'une d'elles s'ouvre au sommet du gley de toundra H.C.6 et comprend un ensemble de grandes fentes triangulaires de 2 à 3 m de profon-

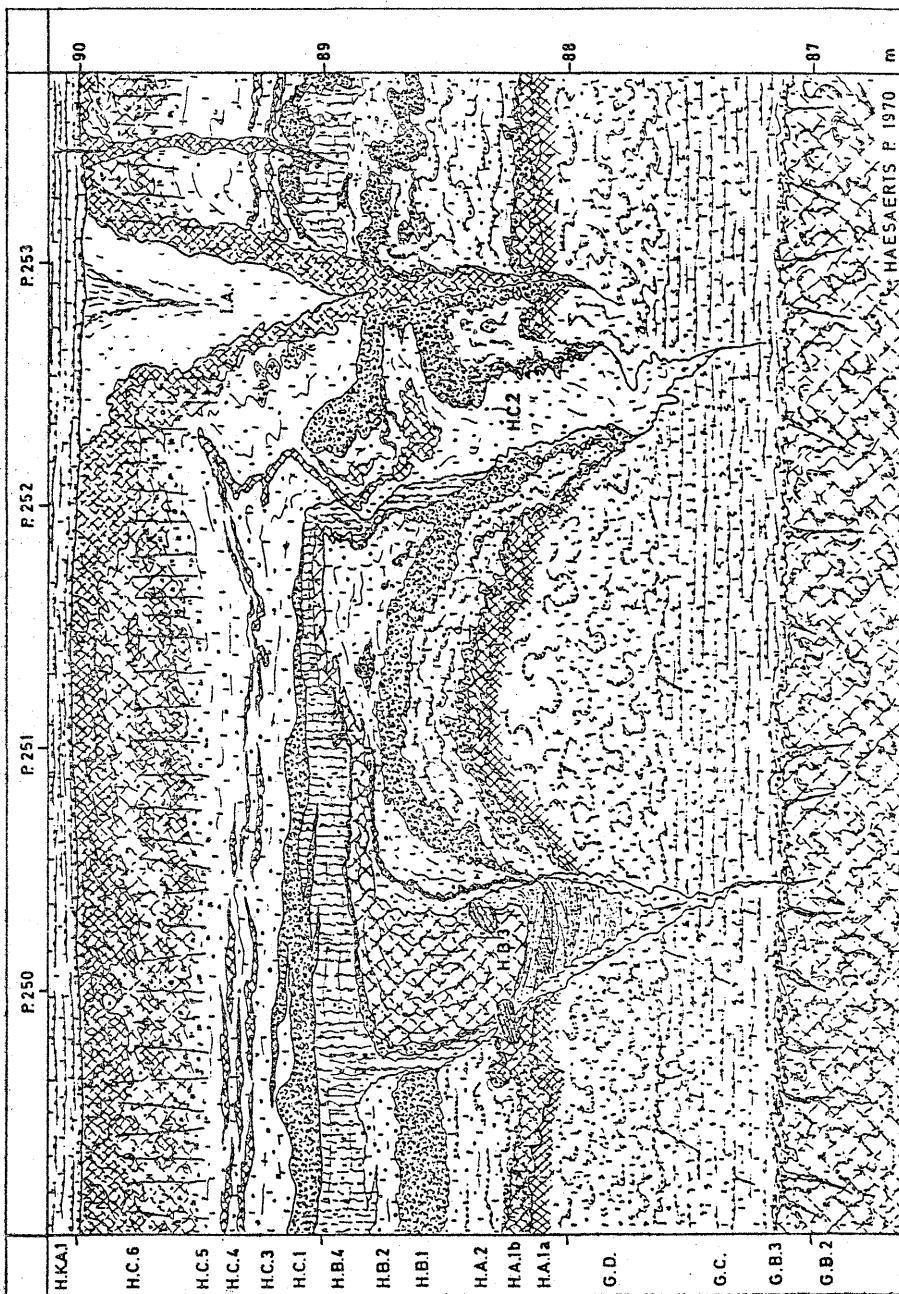


Fig. 4. Harmignies. Profil de détail de la paroi nord

deur, distantes de 20 à 30 m en moyenne, s'ordonnant en un réseau polygonal plus ou moins régulier (unité I.A., cf. P. HAESAERTS et B. VAN VLIET, 1973, 1974). Le remplissage de ce réseau se compose de limon homogène non stratifié (unité I.B.1) lequel recouvre latéralement les horizons supérieurs du gley de toundra H.C.6 dont des lambeaux tapissent le bord des fentes (Fig. 2, 3 et 4).

La forme et les dimensions des fentes de I.A. varient d'un point à l'autre de la coupe selon l'orientation du profil par rapport au réseau. En P.150 (Fig. 2) et en P.253 (Fig. 4) il s'agit d'une section orthogonale à l'axe du réseau : l'ouverture de la fente au sommet correspond effectivement à la plus grande largeur; par contre, en P.385 (Fig. 3), le profil recoupe un ensemble de fentes en oblique à proximité d'un noeud du réseau, d'où l'allure irrégulière et complexe des fentes de I.A. à cet endroit.

Les fentes triangulaires de I.A. ont été attribuées à une pseudomorphose d'un réseau de coins de glace (ice wedge cast, cf. R. BLACK, 1977; J. DYLIK et G. C. MAARLEVeld, 1967; A. PISSART, 1970, et A. L. WASHBURN, 1973) car :

- elles s'ouvrent toutes au sommet du gley de toundra H.C.6 dont le développement est lié à la présence du pergélisol;
- les unités adjacentes montrent le plus souvent une allure descendante au contact;
- des lambeaux des horizons supérieurs du gley de toundra ont flué le long des bords des fentes; celles-ci furent donc ouvertes à un moment de leur évolution;
- les apports limon éoliens (unité I.B.1) qui colmatent les fentes se sont mis en place pendant ou peu après la dégradation du pergélisol car ils ne sont pas affectés par les langues d'hydroxydes de fer et par la structure de ségrégation de glace dépendantes du gley de toundra H.C.6.

Si l'on admet l'hypothèse d'une pseudomorphose de coins de glace, la largeur maximum des fentes triangulaires de I.A. mesurée perpendiculairement à l'axe du réseau (environ 1,20 m) permet de supposer que l'épaisseur des coins de glace au sommet du pergélisol ne devait guère dépasser 80 cm lors du stade final de croissance. D'autre part, la profondeur atteinte par les fentes de I.A. implique qu'à cette époque la limite inférieure du pergélisol se situait au minimum 3 à 4 m sous le sommet du gley de toundra. Dans la mesure où, selon O. FERRIANS *et al.*, (1969) et A. WASHBURN (1973), la formation et la dégradation d'un pergélisol de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur nécessiteraient à chaque fois moins d'un siècle si les conditions thermiques sont favorables, et si l'on tient compte des vitesses de croissance de l'ordre de 0,5 à 1 cm par an obtenues pour des coins de glace actifs en Alaska (R. BLACK, 1952) et en Antarctique (T. BERG et R. BLACK, 1967), une durée globale d'environ un millier d'années paraît vraisemblable pour le développement du pergélisol de H.C.6 et du réseau de coins de glace qui lui est associé.

Des pseudomorphoses de coins de glace apparaissent également à d'autres niveaux dans les profils d'Harmignies, le plus souvent isolément comme en G.A.1, en H.B.3, en H.C.4, en I.B. et en K.A.4 (Fig. 3 et 4) où exceptionnellement groupées en un réseau irrégulier (unité H.C.2, Fig. 3). La plupart se distinguent des fentes de I.A. par un remplissage limoneux moins homogène. En H.B.3 notamment (Fig. 4), le remplissage d'une fente triangulaire comprend des lits sableux et limoneux sub-

horizontaux et des paquets étirés de limon réduit; dans ce cas, le remplissage s'est mis en place après la fusion d'un coin de glace, sous l'action conjuguée du ruissellement et de la solifluxion.

Plusieurs générations distinctes de coins de glace, à chaque fois associées à un gley de toundra, se marquent également dans les profils de Rocourt (unités F.D. et H.D., Fig. 8) et de Kesselt (unités E.C., E.E. et G.B., Fig. 12); la relation gley de toundra—coin de glace est surtout bien exprimée dans le second site, où deux coins imbriqués s'ouvrent au sommet du troisième et du second *Nassböden* des limons hesbayens (cf. compte rendu de l'excursion du 27 septembre à Kesselt, dans ce volume, p. 345—365).

2.3. FENTES TRIANGULAIRES À REMPLISSAGE SABLEUX ET CHENEAUX TUBULAIRES

Nous décrivons ici un ensemble de phénomènes périglaciaires liés génétiquement, que nous avons observés dans les profils de la Berge Nord-Est du site de Maisières-Canal, habitat du Paléolithique supérieur situé en bordure de la vallée de la Haine en amont de Mons (Fig. 1). L'horizon d'occupation fut découvert en 1966 au fond des terrassements du Canal du Centre entre 29 et 27 m d'altitude, soit 6 à 8 m sous la plaine alluviale actuelle de la Haine, et livra plus de 1.500 outils d'une industrie apparentée au Périgordien V (J. DE HEINZELIN, 1973).

En complément des profils du Champ de Fouilles situés au fond du canal, deux coupes furent levées de 1966 à 1968: celle de la Berge Sud-Ouest située plus au centre du canal entre 32,50 et 29 m, et celle de la Berge Nord-Est recoupant le versant entre 36 et 32,50 m, où le prolongement de l'horizon d'occupation fut détecté (Fig. 12). L'analyse détaillée de ces coupes, sur une distance de plusieurs centaines de mètres, a permis de reconstituer l'évolution de la sédimentation, de l'environnement et du climat pour une période s'étendant depuis environ 32.000 B.P. jusqu'à l'époque actuelle. Les résultats de cette étude sont en cours de parution dans les *Dissertationes Archaeologicae Gandenses* (Editions De Tempel, Brugge, Belgique).

Actuellement, les coupes du Champ de Fouilles et de la Berge Sud-Ouest sont noyées sous les eaux du canal ou recouvertes de béton; seules les coupes de la Berge Nord-Est demeurent accessibles, bien que talutées et envahies par la végétation. Les phénomènes périglaciaires décrits ci-après ne concernent donc que la partie supérieure de la séquence de Maisières-Canal; ils furent observés dans les profils que nous avons fait ouvrir dans la Berge Nord-Est entre P.51.60 et P.51.85 en prévision de l'excursion. Ces phénomènes s'inscrivent au sein d'un complexe comprenant des dépôts fluviatiles et colluviaux (unités F.A. à K.C., Fig. 12) ainsi que deux générations de sables de couverture (unités U.C. et U.E.); l'ensemble est compris entre les derniers limons éoliens du Dernier Glaciaire (unité E.D.2) et les formations tourbeuses de l'Holocène (unité V.A.).

En P.51.62, un premier ensemble de phénomènes périglaciaires se traduit par une nappe de cailloutis (unité U.D., Fig. 5), d'où part un coin sableux de 5 à 10 cm de largeur, pénétrant les unités sous-jacentes sur plus de 2 m de profondeur. Le remplissage de ce coin se compose de sable moyen à stratification subverticale évanescante et incorpore de nombreux fragments caillouteux (en majorité du silex et du phtanite) de 1 à 4 cm de diamètre.

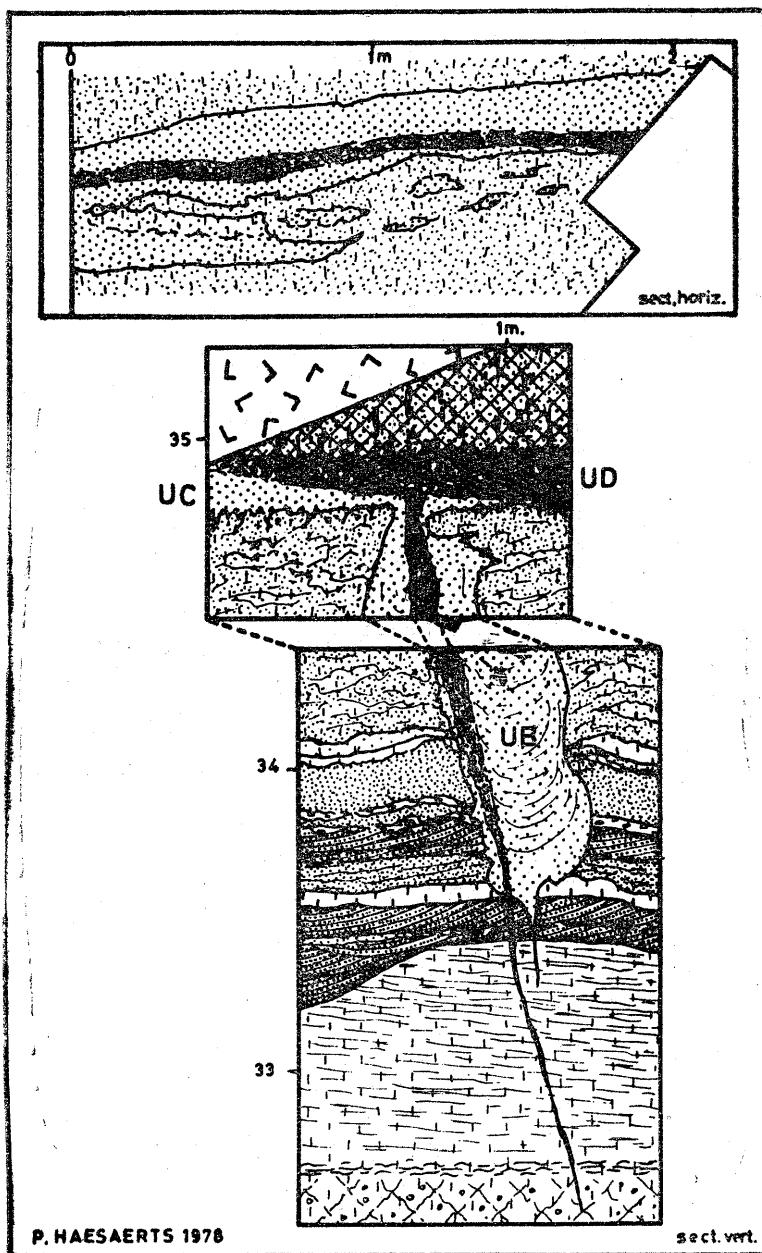


Fig. 5. Maisières-Canal. Profil de détail de la Berge Nord-Est en P.51.62

Si l'on se réfère aux schémas proposés par R. BLACK (1977), J. DYLIK et G. C. MAARLEVeld (1967), A. PISSART (1970) et A. WASHBURN (1973) pour ce type de structure, l'hypothèse d'une pseudomorphose d'un coin de glace peut également être retenue ici. En effet, la dimension des fragments caillouteux incorporés au remplissage sableux exclut l'hypothèse d'un coin à remplissage minéral (ground wedge) voire d'une fente de gel (frost wedge) car dans ce cas la fissuration du sol due au gel

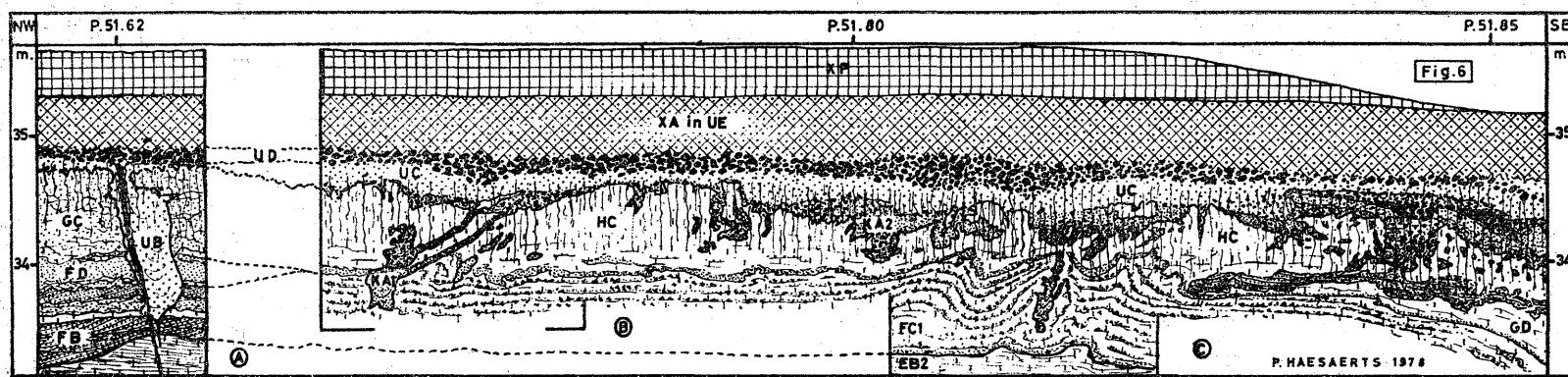


Fig. 6. Maisières-Canal. Profil de détail de la Berge Nord-Est entre P.51.61 et P.51.86

A, B et C — profils ouverts en 1978

saisonnier n'eut pas permis le passage de cailloux de 3 à 4 cm de diamètre (*cf.* R. BLACK, 1969, *in A. WASHBURN*, 1973). Le coin de glace serait antérieur au cailloutis U.D. car il ne traverse pas celui-ci; cependant, le fait qu'il incorpore des éléments dérivés de U.D. dans le remplissage sableux, implique que la mise en place du cailloutis U.D. s'est faite peu de temps après la fusion du coin de glace.

Le cailloutis U.D. sépare deux générations de sable de couverture (unités U.C. et U.E., Fig. 6) et est présent sur plus de 400 m de distance dans les coupes de la Berge Nord-Est, le plus souvent en un pavement continu, exceptionnellement en une lentille de 20 à 40 cm d'épaisseur entre P.51.60 et P.51.83 (Fig. 7). Il se compose d'une majorité de débris anguleux de silex et de phtanite de dimensions variables (de 5 à 15 cm en moyenne), dépourvu d'orientation préférentielle mais dont certains éléments sont fracturés en place.

Il faut faire appel à un processus particulier pour expliquer la présence d'une semblable nappe de cailloutis au sein des sables de couverture, car initialement les cailloutis étaient concentrés dans des dépressions du versant entre Saint-Denis et Casteau; ils ont donc subi un transport de près d'un kilomètre à partir de leur origine, sans doute incorporés à des coulées sableuses largement réparties sur le versant de la vallée ou localement accumulées dans des dépressions locales, comme entre P.51.60 et P.51.83. Ultérieurement, les cailloutis furent concentrés sur place par déflation du matériel fin puis gélivés; en dehors de la dépression, la déflation emporta également la partie sommitale des sables de couverture U.C., ce que semble indiquer la légère inversion de relief qui se marque au niveau de U.D. au-delà de P.51.85. (Fig. 7).

Un second type de phénomène périglaciaire est présent en P.51.62 à la base des sables de couverture U.C. (Fig. 5); il s'agit d'une sorte de chenal oblong de 1,30 m de profondeur dont le remplissage sableux ne se distingue guère des sables U.C. sus-jacents, sinon par une faible stratification subhorizontale en partie masquée par le lessivage dépendant de la pédogenèse holocène. En décapage horizontal, l'ensemble présente une section allongée plus ou moins régulière soulignée par quelques digitations (Fig. 5).

A la différence du coin de glace de U.D., il ne s'agit pas ici d'un phénomène isolé; plusieurs chenaux semblables espacés de 10 à 50 m selon les endroits, furent observés à la base de U.C. lors du levé des profils de la Berge Nord-Est en 1968 (fig. 7). La plupart présentaient un remplissage sableux homogène non stratifié et s'accompagnaient d'un mouvement ascendant des couches adjacentes au contact. En direction de l'ancienne Haine, ils étaient associés à des chenaux tubulaires de 20 à 50 cm de diamètre colmatés de sable homogène, dont certains se raccordaient à la base des sables U.C. (fig. 7).

La forme et les dimensions de U.B. en P.51.62, ainsi que le caractère stratifié du remplissage sableux suggèrent à nouveau une pseudomorphose d'un coin de glace; aussi avons-nous rapporté l'ensemble des chenaux oblongs de U.B. à un réseau plus ou moins régulier de coins de glace développé dans un pergélisol continu, puis colmaté ultérieurement par des apports sableux éoliens. Quant aux chenaux tubulaires qui accompagnent les coins de glace de U.B., ils correspondent selon nous à des conduits d'évacuation des eaux de fonte en provenance du versant, et furent sans doute

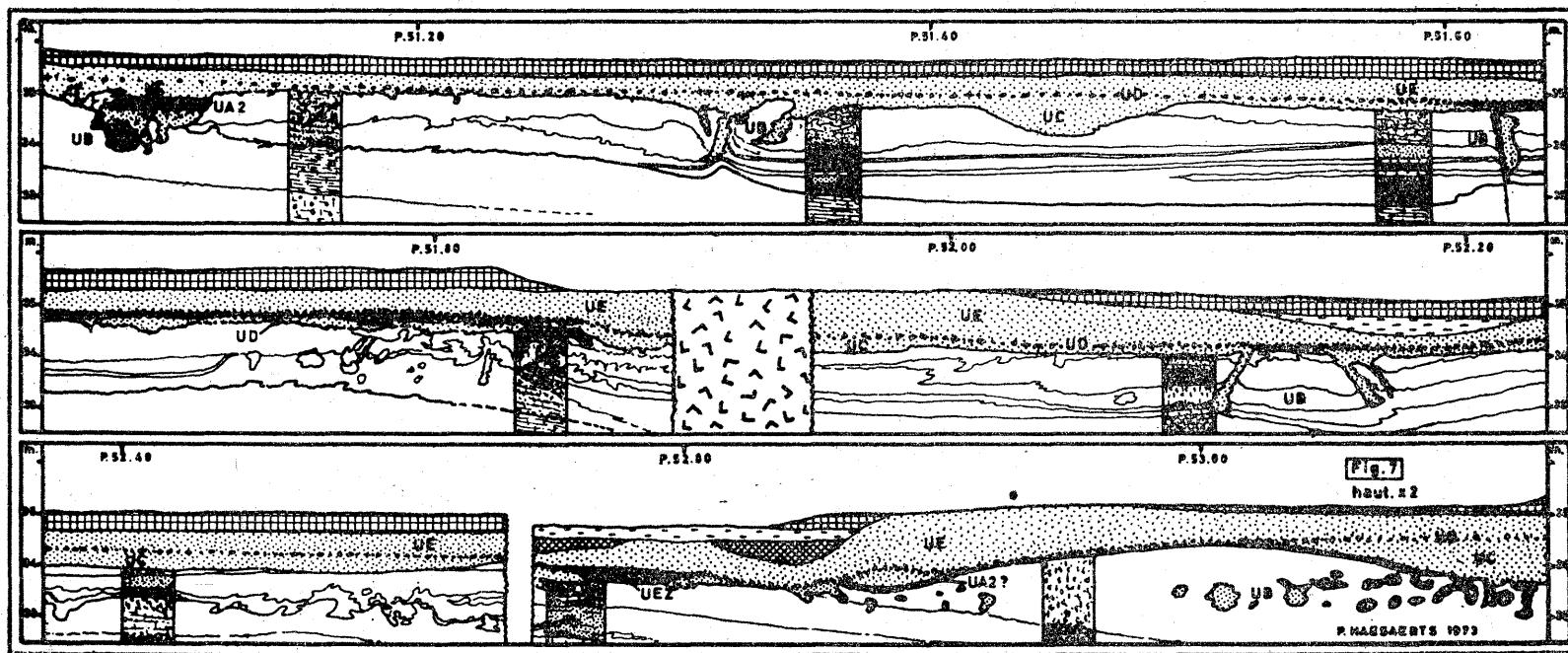


Fig. 7. Maisières-Canal. Répartition des sables de couverture tardiglaciaires (Berge Nord-Est)

fonctionnels lors de la dégradation du pergélisol. Certains coins de U.B. drainèrent également les eaux de fonte, du moins si l'on en juge par les indices de ravinement qui se marquent à la base de U.B. en P.51.36, et en P.52.12 (fig. 7).

L'interprétation proposée ci-dessus ne tient cependant pas compte des rebroussements qui affectent les couches adjacentes au contact de U.B. en P.51.10, P.51.36, P.52.12 et P.52.30, rebroussements plutôt compatibles avec des coins à remplissage minéral de type "ground wedge" (*cf.* R. BLACK, 1977; J. DYLIK et G. C. MAARLEVeld, 1967). En effet, il ressort d'un examen attentif des profils, que les coins de glace U.B. se sont probablement surimposés à des déformations préexistantes, car en P.51.80 et en P.52.30 notamment, des ondulations similaires nettement distinctes de U.A. et de U.B. déforment les chenaux tubulaires de K.A.1 et les unités sous-jacentes (fig. 6 et 7).

Les chenaux de K.A. et les déformations associées constituent une troisième génération de phénomènes périglaciaires, séparée de U.A. et de U.B. par une amélioration climatique enregistrée par la palynologie au sein de colluvions sableuses légèrement humifères (unités K.C., diagrammes polliniques Maisières IX et Maisières XI, *in* B. BASTIN, 1971). En K.A.1, ce sont des chenaux tubulaires, le plus souvent déformés, colmatés d'un sable compact moins bien classé que celui de U.B.; en K.A.2, il s'agit de poches de sable argileux glauconifère mélangé à des cailloutis et à des fragments de craie (fig. 6).

Par analogie avec les chenaux tubulaires de U.B., nous avons également attribué les chenaux et les poches de K.A. à l'écoulement des eaux de fonte dans un sol gelé. Bien que dans le cas présent, l'absence de coins de glace à ce niveau ne permette pas de les associer avec certitude à un pergélisol, ils n'en traduisent pas moins une nette détérioration climatique; celle-ci s'exprime également au sein des sables fluviatiles contemporains des chenaux de K.A.1 (unité K.B.), où un important recul des pollens arboréens par rapport aux unités sus- et sous-jacentes est enregistré dans le diagramme pollinique Maisières X (B. BASTIN, 1971).

Les déformations qui affectent K.A.1 ont sans doute une origine complexe. En P.51.82, elles s'apparentent à des involutions liées à des pressions cryostatiques développées dans le sol lors de la progression saisonnière du front de gel (*cf.* A. PIS-SART, 1970); en P.52.35 et en P.52.55 (Fig. 7), elles évoquent plutôt des mouvements de gravité dans un sédiment saturé en eau (*cf.* J. BUTRYM *et al.*, 1964).

2.4. RÉSEAUX DE FINES FENTES

Plusieurs réseaux de fines fentes partant de la base et de la partie médiane d'un gley de toundra faiblement développé furent observés à Harmignies dans la partie supérieure de la couverture limoneuse (unités K.A.2, K.A.4, K.B.2 et K.C.2, Fig. 2 et 3). A chaque fois, les fines fentes se disposent selon un réseau plus ou moins régulier de 40 à 60 cm de diamètre et pénètrent les dépôts sous-jacents sur près d'un mètre de profondeur; fréquemment, elles se superposent ou sont relayées vers le bas par de fines fentes appartenant à des réseaux antérieurs et atteignent de la sorte 3 à 4 m de longueur (Fig. 2). Par endroit, les fines fentes sont groupées en faisceaux, le plus souvent à l'aplomb de coins de glace de I.A. (Fig. 3).

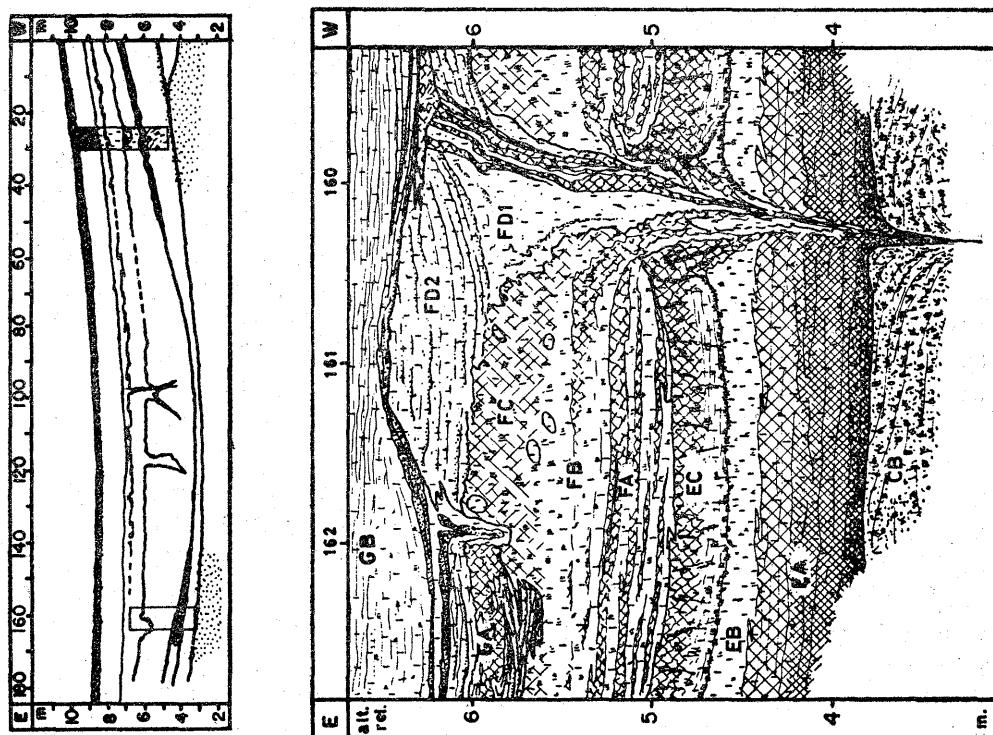
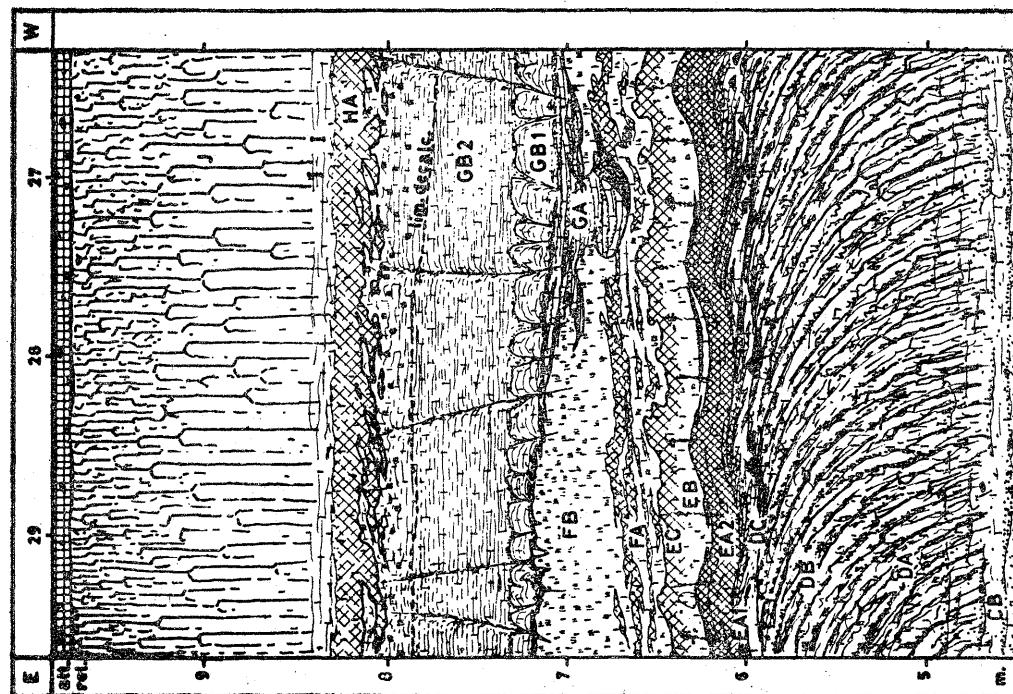


Fig. 8. Rocourt

En première analyse ces réseaux présentent certaines analogies avec les réseaux de fines fentes de gel à remplissage minéral qui selon R. BLACK (1969) se formeraient sous climat aride par contraction thermique répétée du pergélisol; elles seraient donc en accord avec l'environnement steppique sec qui caractérise les derniers dépôts loessiques en Moyenne Belgique. Cette interprétation n'a cependant pas été retenue ici car à Harmignies les fines fentes partent à chaque fois de la partie inférieure et non du sommet de l'horizon déferrié d'un gley de toundra, ce qui plaide plutôt en faveur d'un réseau de fines fentes à remplissage de glace. Dans ce cas, la présence dans un même réseau de deux générations de fentes partant respectivement de la base et de la partie médiane de l'horizon déferrié, pourrait s'expliquer par une surélévation progressive du sommet du gley de toundra à la suite d'une aggradation limoneuse éolienne.

Un second type de réseau de fines fentes est présent à Harmignies (unités G.B.3, Fig. 2 et 4) et à Rocourt (unité G.B.2, Fig. 8); elles atteignent 20 à 40 cm de profondeur et délimitent de petits dômes de 10 à 15 cm de hauteur. A Harmignies les fines fentes pénètrent les horizons supérieurs d'un gley de toundra et suggèrent un sol à buttes développé dans la couche active d'un pergélisol; à Rocourt, elles soulignent un pavement des petits cailloux dispersés au sein d'un dépôt limoneux finement stratifié, et ne semblent pas liées à la présence d'un pergélisol en profondeur.

2.5. FINES FENTES ISOLÉES OU EN RÉSEAU DISCONTINU

De fines fentes de 10 à 50 cm de profondeur apparaissent à plusieurs niveaux, isolément ou groupées par plages (unités E.A.3, G.C., J.B., K.A.1 et K.C.1; Fig. 2 et 3); parfois elles s'ouvrent au sommet d'un pseudogley (unités F.A.3 et H.A.1; Fig. 2 et 3) ou encore occasionnellement dans la partie supérieure d'un gley de toundra (unité H.C.6).

Nous avons assimilé ces fines fentes aux fentes de gel (*frost wedges*) formées par contraction thermique ou encore par dessication, lors du gel saisonnier des horizons superficiels du sol (*cf.* R. BLACK, 1952; A. WASHBURN *et al.*, 1963).

D'autres fentes à remplissage sableux ont été observées dans la partie inférieure des profils d'Harmignies, au sein de limons non calcaires (unités E.B.1 et F.A.1; Fig. 2 et 11); la plupart dépassent 1,50 m de profondeur, atteignent 5 à 6 cm de largeur au sommet et s'accompagnent localement de légers décrochements des couches adjacentes au contact.

A l'inverse des fines fentes décrites ci-dessous, nous les croyons indicatives de la présence d'un pergélisol, ce que suggère également la structure de ségrégation de glace à ce niveau (*cf.* paragraphe 2.1.1.).

2.6. CHENEAUX EN FOND DE BATEAU

Plusieurs cheneaux en fond de bateau, nettement distincts des cheneaux tubulaires de Maisières-Canal, sont présents à Harmignies et à Rocourt. La plupart ont quelques mètres de largeur et sont incisés sur 50 cm à 1 m de profondeur dans les horizons supérieurs d'un gley de toundra; ils montrent de nettes traces de ravinements à la base et sont colmatés de sable ou de sable limoneux à stratification oblique (unité

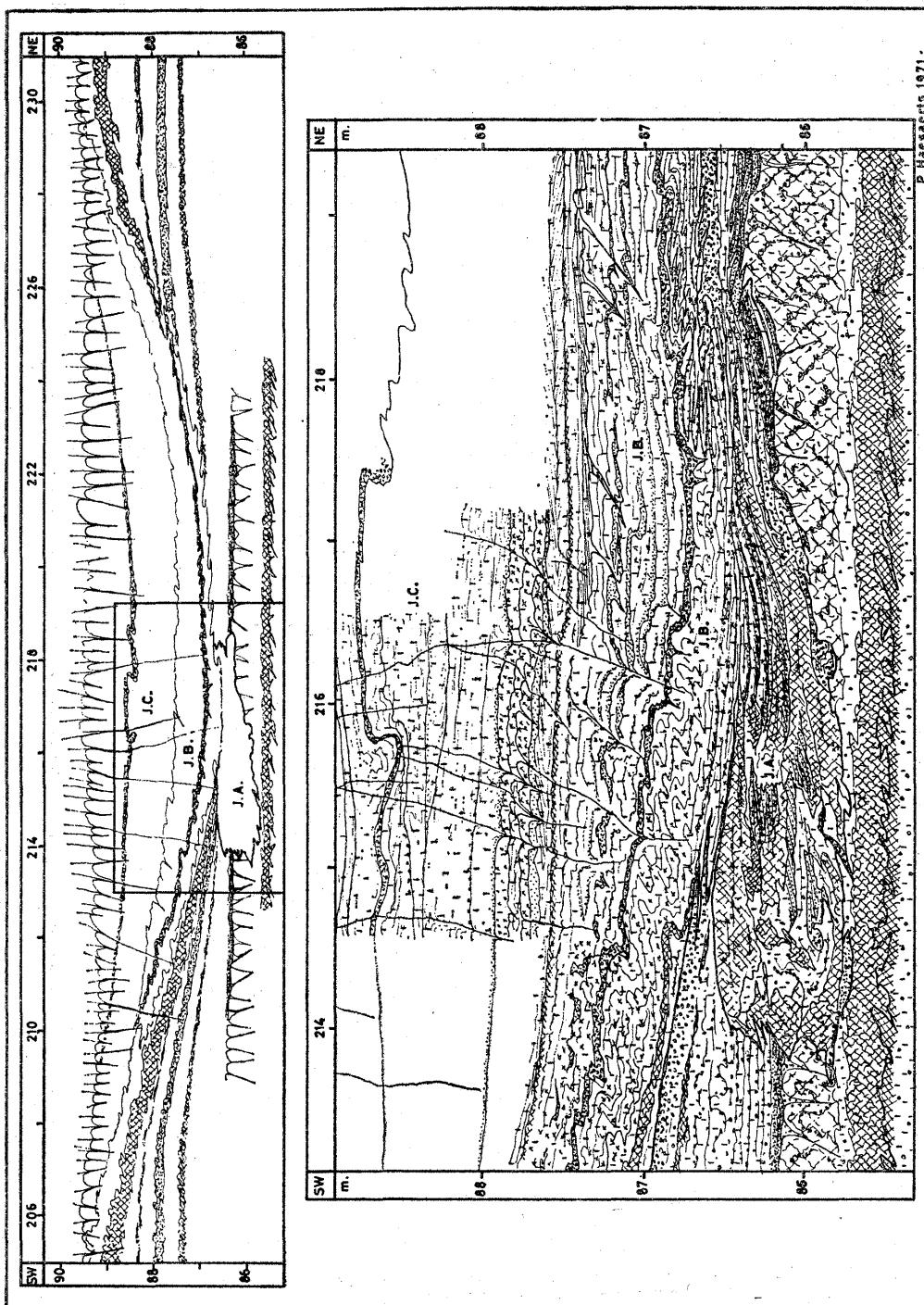


Fig. 9. Harmignies. Profil de détail du chenal de la paroi nord

G.A. à Rocourt; Fig. 8 et base de l'unité G.C. à Harmignies; Fig. 9). Ces chenaux peu profonds paraissent limités à la couche active du pergélisol et ont probablement drainé les eaux de fonte saisonnières.

A Harmignies d'autre chenaux plus importants s'ouvrent sous les limons de couverture; l'un d'eux (unités J.A., J.B., J.C., Fig. 9), fut recoupé sur une trentaine de mètres de distance et atteint près de 4 m de profondeur à l'emplacement d'une dépression préexistante. Le partie inférieure de chenal (unité J.A.), nettement érosive, incorpore des lentilles de cailloutis, du sable limoneux stratifié et de nombreux paquets étirés de limon réduit empruntés au gley de toundra H.C.6 (Fig. 9); les deux supérieurs du colmatage du chenal (unités J.B. et J.C.) traduisent une sédimentation plus régulière et se composent de dépôts limoneux et sablo-limoneux finement stratifiés localement flués sur le bord de chenal, avec à plusieurs niveaux des concentrations de granules crayeux sans doute remaniés par ruissellement. Il semble donc que le chenal J.A.-J.C. fut actif à plusieurs reprises; une première fois lors de la dégradation du pergélisol de H.C.6, puis une seconde fois après le dépôt des limons éoliens I.B.

2.7. DÉFORMATIONS LIÉES AU CREEP ET À LA SOLIFLUXION

Des déformations longitudinales caractérisées par un fauchage des dépôts selon la pente de l'ancienne topographie s'observent à Harmignies et à Rocourt. Dans le premier site, le fouchage affecte la base du gley de toundra G.A.1 et les dépôts humifères sous-jacents (unités F.A. et F.B.); dans le second site, il étire le limon humifère E.A.1 et les horizons supérieurs du sol de Rocourt (unités D.C. et D.B., Fig. 8). A chaque fois, la partie supérieure étirée subhorizontalement présente une structure lamellaire triée de type gel-dégel et conserve son organisation interne initiale; pour cette raison nous avons rapporté ces déformations à l'action du creep plutôt qu'à celle de la solifluxion (*cf.* A. WASHBURN, 1973).

A Rocourt, le creep serait également à l'origine des ondulations à grand rayon de courbure qui déforment les unités D.C., E.A. et E.B. (Fig. 8). Ces ondulations, nettement distinctes du fauchage qui affecte le sol de Rocourt, ont leur grand axe orienté parallèlement à la ligne de plus grande pente du versant; d'après A. PISSART (communication personnelle) elles seraient similaires à celles qui caractérisent les sols striés (non sorted stripes) des régions arctiques.

Par contre, à Harmignies, c'est à l'action conjuguée du ruissellement et de la solifluxion que nous avons attribué le remaniement des horizons illuvierés (unité H.B.4, Fig. 2 et 4) du sol interstadiaire de Kesselt, notamment en raison de l'oblitération complète de la structure pédologique à ce niveau.

3. SOLS ET DÉPÔTS HUMIFÈRES

Un seul sol humifère *sensu stricto* est présent dans les dépôts pléistocènes des sites étudiés; il s'agit d'un horizon humique légèrement podzolisé observé à Maisières-Canal à la base de la seconde génération de sable de couverture tardiglaciaire

(unité U.E.Z., Fig. 7 et 12). Ce sol, sans doute formé sous une végétation de forêt boréale, présente un degré de développement voisin de celui du sol d'Usselo aux Pays-Bas rapporté à l'interstadie d'Allerød (T. VAN DER HAMMEN, 1957).

Les autres couches humifères, souvent très épaisses, correspondent à des sols construits lorsque le développement de la végétation herbacée accompagne une aggradation éoliennes ou colluviale, comme par exemple en F.A.3, F.B.2 et H.A.1 à Harmignies (Fig. 2 et 4), en E.C. à Rocourt (Fig. 8) et en M.D., M.G., M.I., P.C. et K.C. à Maisières-Canal (Fig. 12), ou encore à des accumulations de colluvions préalablement enrichies en matière humique (unité E.A.4 à Harmignies et unité E.A.2 à Rocourt).

Ces deux types de dépôts humifères ont fourni plusieurs diagrammes et spectres polliniques (B. BASTIN, 1971; B. BASTIN *in* P. HAESAERTS et B. VAN VLIET, 1974), caractérisés le plus souvent par une légère prédominance des pollens arboréens; ils suggèrent soit un paysage végétal de steppe avec bosquets de pin, de bouleau et d'aulne, soit une végétation de taïga, selon les pourcentages atteints par les pollens arboréens.

A Harmignies, bien que les sédiments se soient avérés très pauvres en pollens, plusieurs spectres parallèles ont été obtenus pour le limon éolien d'origine autochtone F.A.2 et pour les sols humifères construits F.A.3 et F.B.2; si dans l'ensemble, les pourcentages totaux des pollens arboréens demeurent constants au sein du même dépôt, des variations qualitatives importantes se marquent cependant latéralement. Il n'est donc pas exclu qu'une partie au moins des pollens arboréens soit remaniée des formations antérieures.

4. SOLS ILLUVIÉS

Des sols illuviés existent à plusieurs niveaux dans les dépôts pléistocènes supérieurs de Moyenne Belgique, le plus souvent développés sur substrat limoneux. L'analyse macroscopique détaillée de ces sols, complétée par une étude en lame mince, a permis de reconstituer les étapes successives des pédogenèses puis, par comparaison avec les sols actuels, de préciser leur contexte climatique et leur environnement végétal. Les sols illuviés constituent donc des indices paléoclimatiques particulièrement précis, au même titre que les phénomènes périglaciaires et les dépôts humifères, mais dans une autre gamme.

Pour illustrer cette démarche, nous analyserons ci-dessous une succession de trois sols illuviés distincts observés dans la partie inférieure de la coupe d'Harmignies; ces sols dénommés respectivement "sol d'Harmignies", "sol de Villers-Saint-Ghislain" et "sol de Malplaquet" (P. HAESAERTS, 1978), y apparaissent entre les dépôts de l'Avant-Dernier Glaciaire et le plein développement des apports limoneux éoliens du Dernier Glaciaire (P. HEASAERTS, 1974; P. HAESAERTS et VAN VLIET, 1974).

4.1. SOL D'HARMIGNIES

La première pédogenèse, développée au sommet des dépôts de l'Avant-Dernier Glaciaire, se marque par un sol lessivé (*cf.* A. JAMAGNE, 1973), le plus souvent tronqué,

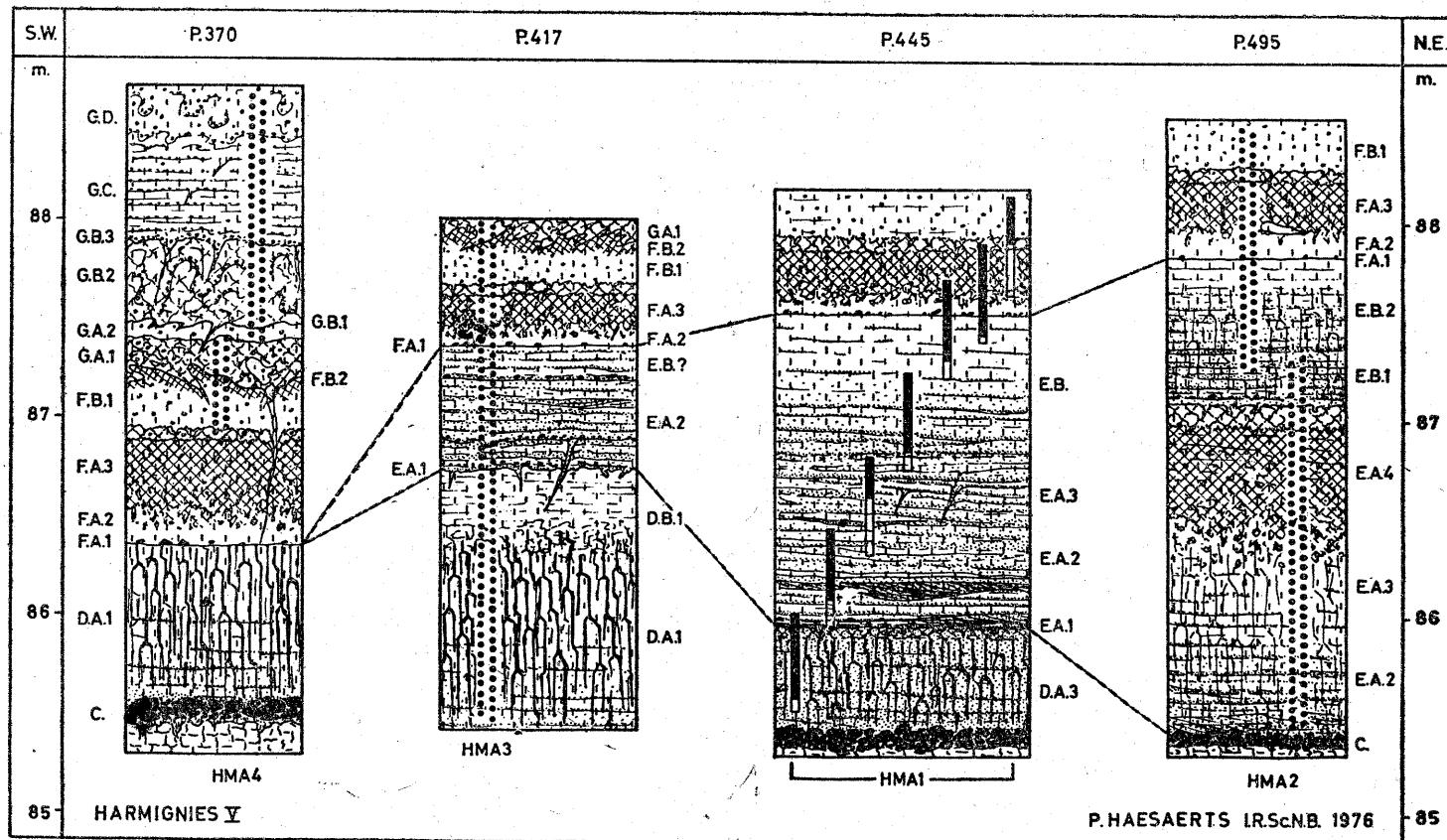


Fig. 10. Harmignies. Profils de détail de la partie inférieure de la paroi nord

dont le degré de développement varie latéralement selon la nature du substrat et le type de drainage (unités D.A.1, D.A.2 et D.A.3; Fig. 2 et 10). Sur les parties élévées de l'ancien paysage en général seuls les horizons illuvierés du sol sont préservés (unité D.A.1): il s'agit d'un limon argileux brun, non calcaire, à structure polyédrique subangulaire fortement développée, passant vers le bas à une structure prismatique, avec revêtements argileux épais et continus sur les surfaces des unités structurales; par place, s'observent des langues grises de dégradation soulignées par des précipitations d'hydroxydes de fer.

Sur le bord d'une large dépression, l'horizon éluvial est conservé sous la forme d'un limon sableux jaune clair à structure lamellaire avec revêtements limoneux, associée localement à une structure polyédrique avec revêtements argileux jaune clair discontinu (unité D.B.1). Dans la dépression, le limon D.B.1 passe latéralement à un dépôt sablo-limoneux stratifié (unité D.B.2), lequel repose au sommet d'un faciès hydromorphe du sol illuvieré (unité D.A.3).

Dans l'ensemble le sol illuvieré D.A.3—D.B.1 présente un degré de développement plus poussé que celui des sols lessivés holocènes de nos régions; sans doute s'est-il formé pendant un laps de temps plus long que ceux-ci, ou encore sous un climat plus chaud ou plus contrasté que le climat actuel. Les langues de dégradation qui pénètrent D.A.1 témoignent selon nous d'une légère podzolisation du sol lessivé au cours de la phase finale de la pédogenèse; elles seraient contemporaines des colluvions D.B.2 mais également de la formation de la structure lamellaire de gel—dégel observée en D.B.1. Podzolisation et structure de gel—dégel traduisent probablement une évolution de la forêt thermophile vers une végétation de taïga ou de forêt boréale, et seraient indicatifs d'un refroidissement progressif du climat.

4.2. SOL DE VILLERS-SAINT-GHISLAIN

Ce sol, ainsi que le sol de Malplaquet sus-jacent, s'est développé dans la partie supérieure des colluvions limoneuses qui colmatent la large dépression (unités E.A. et E.B.; Fig. 10). Ces colluvions ont pour origine le remaniement par ruissellement des horizons supérieurs du sol d'Harmignies situés plus haut sur le revers de la cuesta, mais incorporent également des apports éoliens allochtones dont la composition minéralogique est similaire à celle des limons éoliens du Dernier Glaciaire (E. JUVIGNE, 1978); elles se sont mises en place sous climat froid, dans un paysage végétal ouvert, ce dont témoigne la présence des fentes de gel en E.A.3 et de coins de glace en E.B.1 (Fig. 2 et 11; cf. paragraphe 2.5).

Le sol de Villers-Saint-Ghislain, formé au sommet des colluvions E.A., est surtout représenté entre P.495 et P.530 (Fig. 11). Il se présente sous la forme d'un limon argileux à structure polyédrique subangulaire fine bien développée avec revêtements argileux discontinus sur les surfaces structurales, pénétré par d'assez nombreuses langues de dégradation soulignées par des précipitations d'hydroxydes de fer. Latéralement, la structure polyédrique s'estompe et le sol fait place aux colluvions finement stratifiées.

Ce sol correspond à un sol brun lessivé (cf. A. JAMAGNE, 1973), dont seuls les horizons illuvierés sont préservés et présente un degré d'évolution voisin de celui des

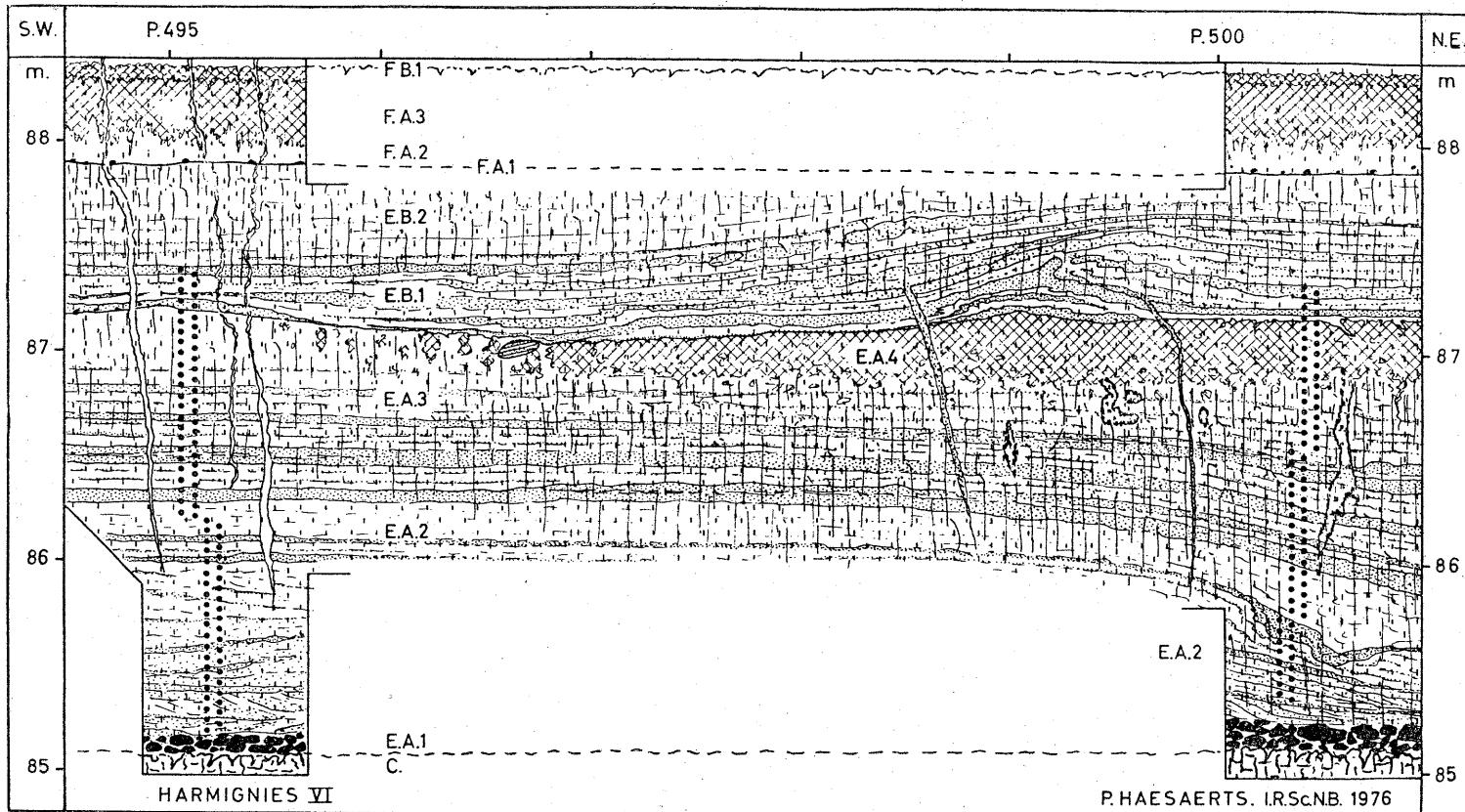


Fig. 11. Harmignies. Profil de détail de la partie inférieure de la paroi nord

sols illuviés actuels; il serait compatible avec une végétation de forêt boréale et montre en outre des traces de podzolisation plus prononcées que le sol d'Harmignies, ce qui semble indiquer une emprise plus forte de la forêt boréale pendant la phase finale de la pédogenèse.

Cette évolution du climat est en accord avec le développement d'un pergélisol associé à des coins de glace peu après la reprise de la sédimentation colluviale (unité E.B.1); elle serait également à l'origine du dépôt de l'épaisse couche lenticulaire de limon sableux humifère (unité E.A.4, Fig. 11) qui recouvre le sommet de E.A.3 au centre de la dépression. Ce dépôt humifère légèrement stratifié contient 0,30 % de carbone dont 0,13 % de carbone minéral et incorpore des silex à patine thermique et des petits fragments de charbon de bois; nous l'avons attribué à un remaniement des horizons supérieurs du sol de Villers-Saint-Ghislain à la suite d'un incendie de la couverture végétale du revers de la cuesta. En effet, l'analyse pollinique de E.A.4 (B. BASTIN *in P. HAESAERTS et B. VAN VLIET*, 1974) a montré qu'à cette époque la végétation correspondait à une taïga ou à une steppe boisée dominée par le pin; sans doute particulièrement sensible au feu car en déséquilibre du fait de la dégradation climatique (*cf. B. VAN VLIET-LANOË*, 1976b).

4.3. SOL DE MALPLAQUET

Dans la position actuelle du front de l'exploitation, le sol de Malplaquet se limite à un horizon illuvié fortement tronqué, lequel se marque en E.B.2 par une structure polyédrique subangulaire à prismatique assez bien développée, avec revêtements argileux peu épais et discontinus sur les surfaces structurales et de rares petites taches grises de dégradation (Fig. 11). Un profil plus complet de ce sol fut cependant observé il y a quelques années lorsque la coupe occupait une position plus proche du front de la cuesta (B. VAN VLIET, 1975). Les horizons illuvierés y atteignaient près de 1 m d'épaisseur (unité E.B.2) et étaient surmontés par 50 cm de limon sableux brun jaune clair à structure prismatique moyenne faiblement développée (unité E.B.3), attribué à un horizon éluvial A2 remanié.

Dans son ensemble, le sol de Malplaquet correspond à un sol brun légèrement lessivé caractérisé par un degré de développement nettement inférieur à celui des sols de Villers-Saint-Ghislain et d'Harmignies; en outre, l'observation de ce sol en lame mince suggère une persistance des cycles de gel—dégel pendant la pédogenèse. Pour ces diverses raisons, ce sol s'apparente plutôt aux sols illuviés formés actuellement sous taïga en Scandinavie et dans les régions septentrionales du continent américain (B. VAN VLIET, 1975).

En résumé, l'analyse des sols fossiles de la partie inférieure de la coupe d'Harmignies a permis de reconnaître au début du Pléistocène supérieur trois améliorations climatiques décroissantes en intensité, caractérisées chacune par une recolonisation de la végétation forestière. Ces améliorations sont séparées par deux épisodes plus froids s'accompagnant du dépôt de colluvions limoneuses dans un paysage végétal ouvert, et de phénomènes cryogénétiques, notamment des coins de glace associés à un pergélisol dès le début du second épisode. Dans l'ensemble, la nature des pédogenèses et le type de sédimentation qui caractérisent ces différents épisodes clima-

tiques suggèrent prédominance d'un contexte océanique au cours de cette période; en cela ils se distinguent nettement des épisodes suivants (unités F.A. à G.D.) dont le caractère continental se traduit par une sédimentation limoneuse éolienne plus ou moins continue mais également par le développement de sols humifères steppiques et decryosols.

Mentionnons à ce propos que la succession de trois sols illuvierés reconnue pour le début du Pléistocène supérieur à Harmignies ne constitue pas un cas isolé; des successions similaires, bien que plus compactées, existent également dans une position stratigraphique similaire à Kesselt (unités B.A. à B.C., Fig. 12, colonne 7) et pour partie à Rocourt (unités D.A. à D.B., Fig. 8) au sein des limons rougeâtres désignés sous le nom de sol de Rocourt par F. GULLENTOPS (1954).

Enfin signalons qu'un quatrième sol illuvieré apparaît plus haut dans la séquence d'Harmignies, où il occupe une position comparable à celle du sol interstadiaire décrit par F. GULLENTOPS (1954) dans la briqueterie Nelissen à Kesselt (voir également le compte rendu de l'excursion du 27 septembre dans ce volume). A Harmignies, il s'agit d'un sol brun lessivé dont seuls les horizons C2 enrichi en carbonates et C1 décalcifié (unités G.C. et G.D. et unités H.A.1 à H.B.2, Fig. 2 et 4) sont préservés en place, les horizons illuvierés enrichis en argile (unité H.B.4) ayant été remaniés et étirés par ruissellement et solifluxion (*cf.* paragraphe 2.7).

5. CORRÉLATIONS ENTRE PROFILS ET SÉQUENCE PALÉOCLIMATIQUE RÉGIONALE

Les exemples repris ci-dessus montrent que dans bien des cas, il est possible d'obtenir une image approchée de l'environnement végétal et climatique des dépôts par le biais de l'analyse des phénomènes périglaciaires et des sols fossiles, complétée par les données de la sédimentologie et de la palynologie. Rappelons que cette démarche visait surtout à l'établissement de séquences paléoclimatiques locales reproductibles et comparables, lesquelles ont servi de base aux corrélations entre profils. Ces séquences locales, reproduites à la Fig. 12 (colonnes 1 à 7), ont été construites en rapportant l'ensemble des interprétations à l'un des cinq types de paléoclimats repris ci-dessous, définis à partir des critères objectifs suivants.

Climat rigoureux (R), caractérisé par :

- une végétation de toundra ou de steppe,
- la présence d'un pergélisol actif,
- la formation occasionnelle de coins à remplissage de glace ou à remplissage minéral.

Ce type de climat se rapproche le plus du "polar desert climate" de la classification de W. KÖPPEN (1936), lequel se rencontre actuellement dans l'extrême nord de l'hémisphère boréal et en Antarctique; dans la mesure où il implique la présence d'un pergélisol actif, ce type de climat serait indicatif d'une température moyenne annuelle voisine ou inférieure à -5°C (*cf.* T. PÉWÉ, 1962; A. LACHENBRUCH, 1962; T. BERG et R. BLACK, 1967; A. WASHBURN, 1973).

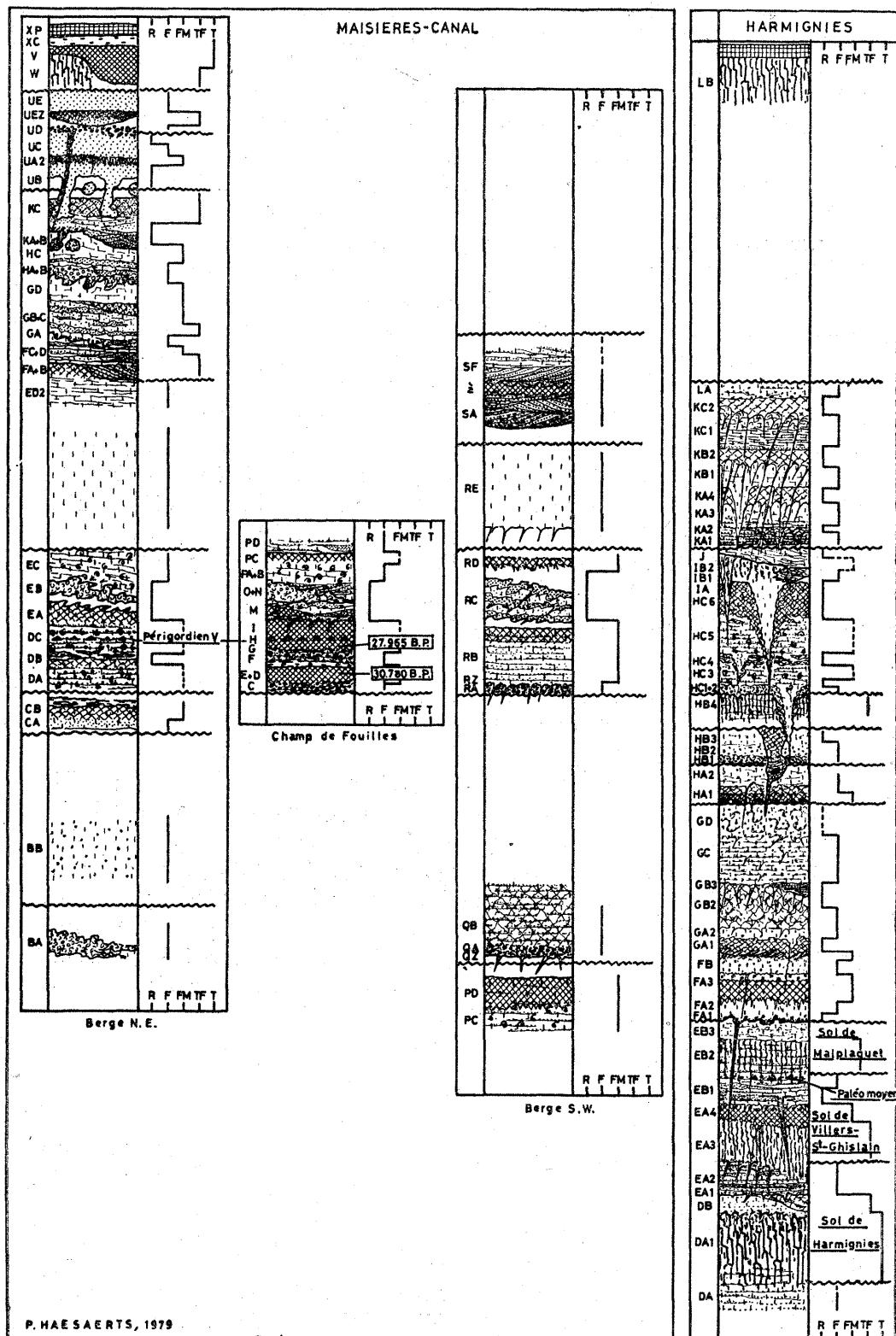
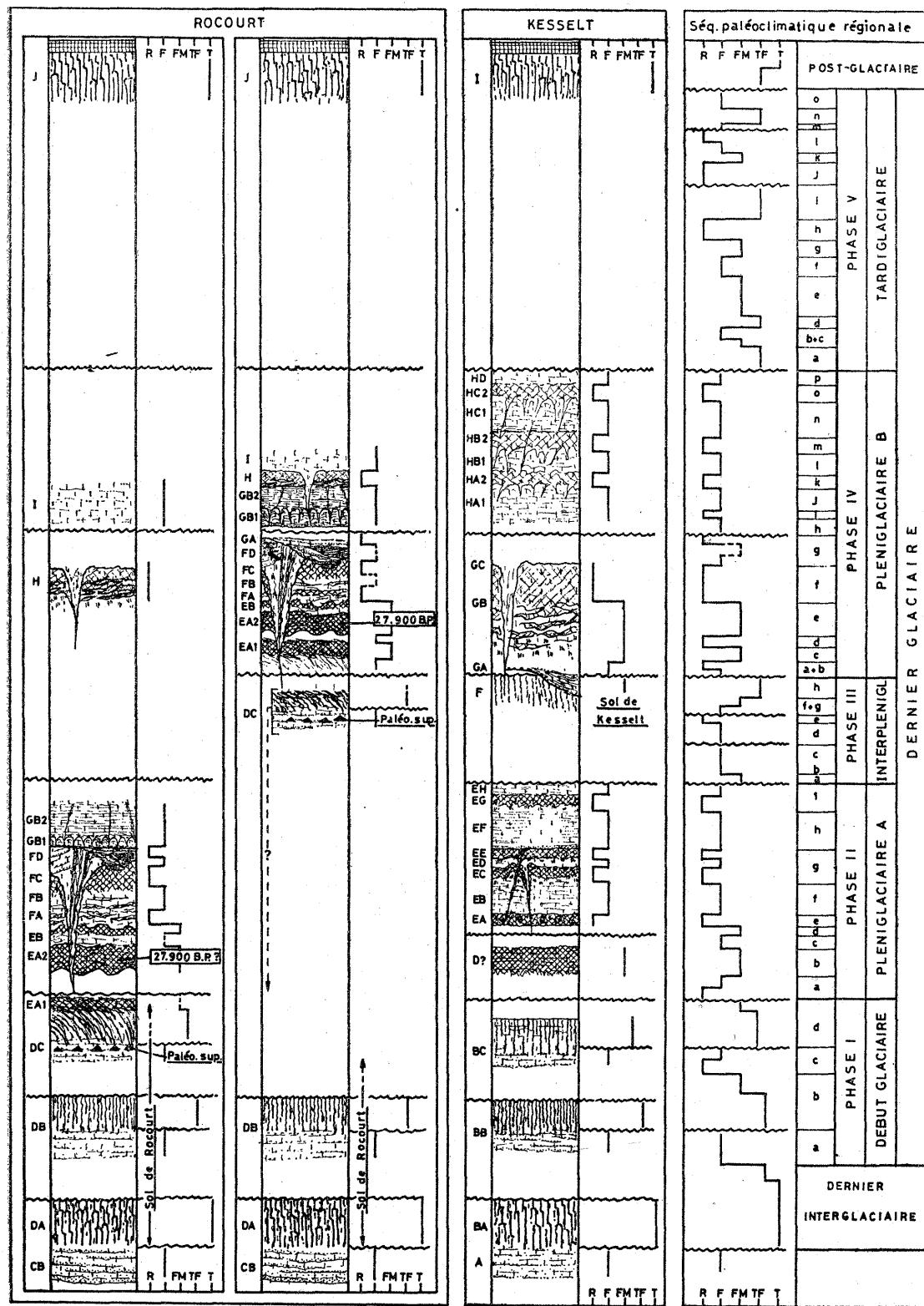


Fig. 12. Séquences lithostratigraphiques et



paléoclimatiques; corrélations entre les sites

Climat froid (F), caractérisé par:

- une végétation de toundra ou de steppe avec rares bosquets d'arbres,
- l'absence de pergélisol actif,
- la formation occasionnelle de fentes de gel, de cryoturbations et de phénomènes de solifluxion.

Ce type de climat correspond au "cold snow climate" de la classification de W. KÖPPEN, qui caractérise la partie nord de la zone holarctique.

Climat froid médium (FM), caractérisé par:

- une végétation de toundra ou de steppe boisée,
- des phénomènes liés aux cycles de gel—dégel.

Ce type de climat est en quelque sorte un intergrade entre le climat froid et le climat tempéré froid; il s'accompagne souvent de la formation de sols humifères construits ou du dépôt de colluvions.

Climat tempéré froid (TF), caractérisé par:

- une végétation de taïga ou de forêt boréale,
- la présence occasionnelle de phénomènes liés aux cycles de gel—dégel,
- la formation éventuelle de sols illuviés faiblement développés (sols bruns lessivés et podzols).

Ce type de climat serait équivalent au "boreal forest snow climate" de la classification de W. KÖPPEN, similaire au climat actuel du sud de la Scandinavie.

Climat tempéré (T), caractérisé par:

- une végétation forestière de feuilles thermophiles,
- la formation de sols illuviés décalcifiants bien développés (*cf.* A. JAMAGNE, 1973).

C'est le "dry temperate climate" de la classification de W. KÖPPEN, correspondant au climat actuel de nos régions.

Les séquences paléoclimatiques obtenues de la sorte pour les différents sites (fig. 12, colonnes 1 à 7) ont servi de base à l'établissement des corrélations. Celles-ci s'appuient sur l'identification, après comparaison, de successions homologues d'événements climatiques lesquelles ont servi de charnière aux corrélations, mais intègrent également l'ensemble des observations et notamment la composition minéralogique des dépôts (*cf.* E. JUVIGNE, 1978), la position des hiatus et les similitudes de faciès.

La séquence paléoclimatique régionale reproduite à la colonne 8 de la Figure 12, fut construite par juxtaposition des séquences locales. Nous y avons reconnu un ensemble d'épisodes plus ou moins froids rapporté au Dernier Glaciaire, encadré par deux épisodes nettement tempérés: le Dernier Interglaciaire et le Postglaciaire. Le Dernier Glaciaire a été subdivisé en cinq phases climatiques dénommées respectivement Début Glaciaire, Pléniglaciaire A, Interpléniglaciaire, Pléniglaciaire B et Tardiglaciaire; celles-ci regroupent un grand nombre de fluctuations assimilables à l'un des cinq types de paléoclimats définis ci-dessus, la plupart reproductibles d'un site à l'autre.

Dans l'ensemble, les corrélations entre les différents sites proposées à la figure 12 paraissent cohérentes, à l'exception cependant du site de Rocourt pour lequel deux interprétations stratigraphiques distinctes sont figurées (fig. 12, colonnes 5 et 6).

— La première interprétation (colonne 5) fut présentée lors de l'excursion du 22 septembre 1978. Selon ce schéma, l'ensemble des unités limoneuses E.A. à G.B. équivalents aux limons hesbayens de F. GULLENTOPS (1954), correspondraient à la première moitié du Dernier Glaciaire; d'autre part, les trois sols illuvierés fortement tronqués qui forment le sol de Rocourt (unités D.A. à D.C.) seraient comparables aux sols de la partie inférieure de la séquence d'Harmignies, ce qui implique un âge Début Glaciaire pour l'industrie lithique apparentée au Paléolithique supérieur découverte par l'un de nous dans l'unité D.C. (P. HAESAERTS, 1978).

C'est au sein des dépôts humifères présents à la base des limons hesbayens (unités E.A. à E.C.) que E. JUVIGNE (1977) situe la concentration de minéraux volcaniques dénommée "niveau de Rocourt"; c'est également au sein de ces dépôts que B. BASTIN (1971) a enregistré trois extensions de pollens arboréens rapportés respectivement par cet auteur aux interstades d'Amersfoort, de Brørup et d'Odderade.

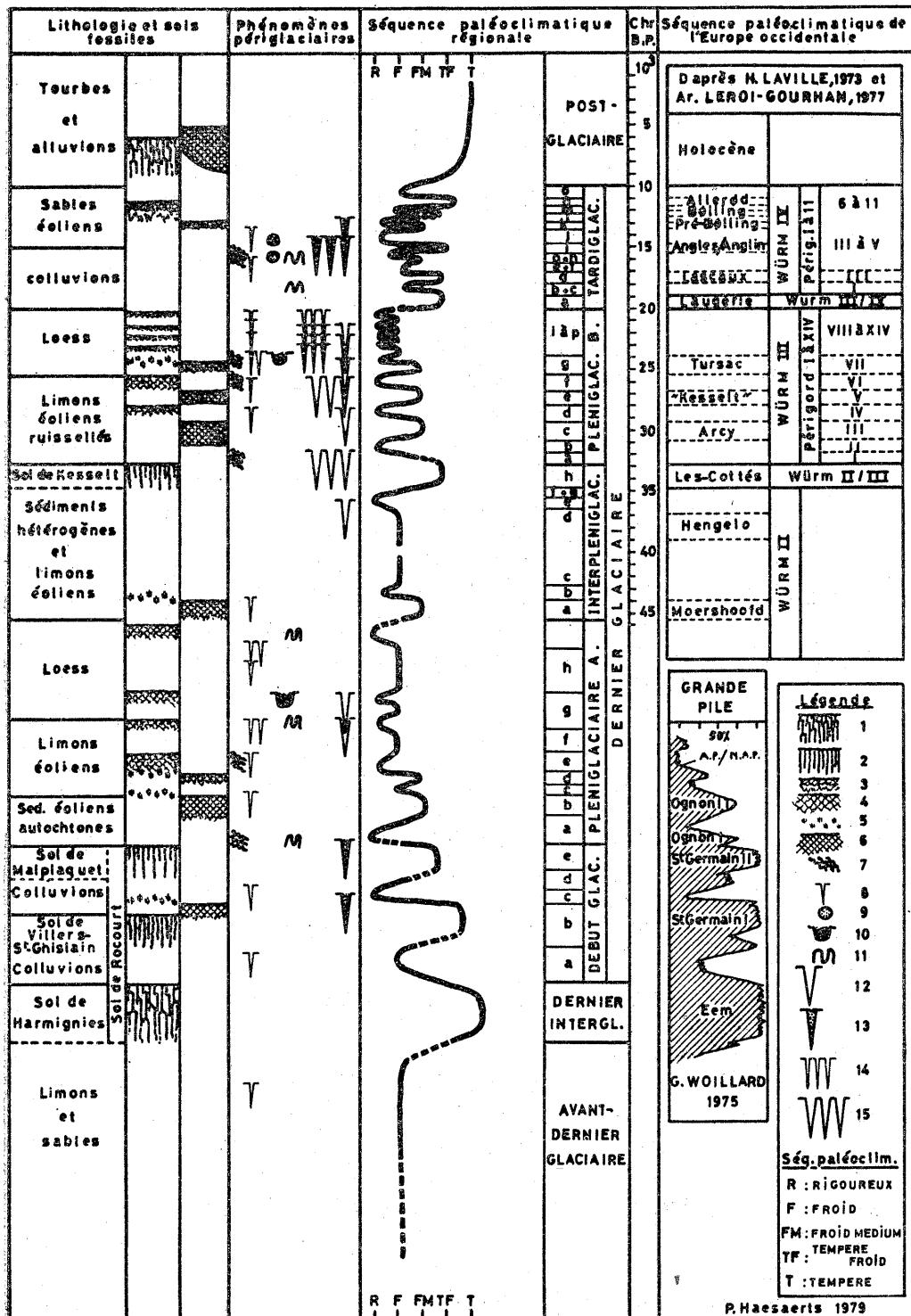
Enfin, l'horizon cryoturbé légèrement brunifié associé à un réseau discontinu de coins de glace (unités H.A. et H.B.), qui sépare les limons hesbayens des limons brabantiens (unités I. et J.), occuperait une position voisine de celle du sol interstadiaire de Kesselt, bien que dans le cas présent la pédogenèse du sol de Kesselt ne soit pas exprimée, le léger brunissement de l'horizon H.A. résultant en partie d'une migration d'argile et d'humus en relation avec la pédogenèse actuelle.

— La seconde interprétation du site de Rocourt, proposée à la colonne 6 à titre d'hypothèse, s'appuie principalement sur la datation C^{14} Lv-540 = 27.900 ± 830 B.P. obtenue récemment sur le limon humifère E.A. de Rocourt². Si la validité de cette datation était confirmée, il faudrait admettre que la totalité des dépôts limoneux sus-jacents au sol de Rocourt (unités E.A. à J.) se sont mis en place au cours du Pléniglaciaire B, ce qui d'une part ne paraît pas incompatible avec la succession des événements enregistrée pour cette période dans les autres sites de Moyenne Belgique et d'autre part rend plus vraisemblable la présence d'une industrie lithique apparentée au Paléolithique supérieur sous le limon humifère E.A.

6. CONTEXTE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE ET CONCLUSIONS

A la Figure 13 nous avons situé la séquence paléoclimatique régionale dans un cadre chronostratigraphique et chronologique européen. Cette démarche s'appuie principalement sur l'existence d'un certain nombre de similitudes entre la séquence régionale et un choix de séquences bien encadrées obtenues dans les pays voisins. La partie inférieure de la séquence régionale est comparée au diagramme pollinique de la Grand Pile obtenu par G. WOILLARD (1975) dans les Vosges; la partie médiane et la partie supérieure de la séquence se réfèrent aux successions d'événements clima-

² Communication personnelle de E. JUVIGNE que nous remercions vivement pour cette précieuse information; une datation de contrôle est actuellement en cours à Groningen.



tiques enregistrées par la sédimentologie et la palynologie dans le Centre et le Sud-Ouest de la France (H. LAVILLE, 1973; Ar. LEROI-GOURHAN et J. RENAULT-MISKOVSKY, 1977), aux Pays-Bas (T. VAN DER HAMMEN, G. C. MAARLEVeld, J. VOGEL et W. ZAGWIJN, 1967; W. ZAGWIJN, 1974) et dans le Nord de l'Europe (N. MÖRNER, 1972; A. RAUKAS et L. SEREBRYANNY, 1972; B. MENCKE, 1968).

A la Figure 13 (colonnes 1 à 3) nous avons également figuré en regard de la séquence régionale la succession des entités lithologiques ainsi que la position des sols fossiles et des phénomènes périglaciaires; il ressort de ce schéma que les phénomènes périglaciaires furent actifs à des degrés divers pendant la majeure partie du Dernier Glaciaire. Une distinction s'impose cependant entre les phénomènes liés au gel superficiel et saisonnier du sol, tels que les fentes de gel, les cryoturbations et les déformations dues à la solifluxion ou au creep, et ceux liés à la présence d'un pergélisol actif, notamment les gley de toundra et les pseudomorphoses de coins de glace. Les premiers se marquent indistinctement à de nombreux niveaux dans les dépôts, tandis que les seconds se caractérisent par une répartition différentielle dans le temps, selon le type de phénomène et la nature du substrat.

Ainsi, les gley de toundra se développent-ils exclusivement au Pléniglaciaire A et au Pléniglaciaire B, c'est-à-dire, au cours des seuls épisodes du Dernier Glaciaire caractérisés par une prédominance de conditions climatiques steppiques froides et par une sédimentation limoneuse éolienne abondante.

Quant aux pseudomorphoses de coins de glace, elles sont surtout représentées par de grandes fentes triangulaires à remplissage limoneux le plus souvent associées à un gley de toundra; peu fréquentes au Pléniglaciaire A (quelques fentes isolées), elles atteignent un grand développement au Pléniglaciaire B, entre environ 33.000 et 20.000 B.P., soit après la pédogenèse du sol de Kesselt. Pendant cette période pas moins de six générations distinctes de coins de glace se sont formées à Harmignies, dont deux développèrent un réseau polygonal plus ou moins régulier (H.C.2 vers 32.000 B.P. et I.A. vers 26.000 B.P.) ce qui implique assurément la présence d'un pergélisol continu lors de ces épisodes.

Un second type de réseau polygonal, également associé à un pergélisol continu, est représenté à Maisières-Canal par les chenaux oblongs à remplissage sableux (unité U.B.). Ceux-ci s'ouvrent à la base des sables éoliens tardiglaciaires et sont postérieurs à trois améliorations climatiques mises en parallèle avec les oscillations de Laugerie, de Lascaux et de Angles-sur-l'Anglin (P. HAESAERTS et B. BASTIN, 1977). Pour ces raisons, nous croyons que la mise en place de ce réseau correspond à l'épisode le plus froid de la partie terminale du Dernier Glaciaire, épisode sans doute contemporain de l'avancée maximum des moraines du Poméranie dans le Nord de l'Allemagne et des moraines de Vepsovo dans les Pays Baltes (*cf.* N. MORNER, 1972 et A. RAUKAS et L. SEREBRYANNY, 1972).

Fig. 13. Contexte chronostratigraphique de la séquence régionale

1. sol lessivé;
2. sol brun lessivé;
3. podzol;
4. gley de toundra;
5. pseudogley;
6. sédiments humifères et tourbes;
7. solifluxion ou creep;
8. fentes de gel;
9. chenaux tubulaires;
10. chenaux en fond de bateau;
11. cryoturbations;
12. pseudomorphose de coin de glace à remplissage sableux;
13. pseudomorphose de coin de glace à remplissage sableux;
14. réseau polygonal de fines fentes;
15. réseau polygonal à grande maille

Un troisième type de pseudomorphose de coins de glace se marque sous la forme de grandes fentes étroites à remplissage sableux apparaissant le plus souvent isolément. Ce type de fente, sans doute en relation avec un pergélisol discontinu, fut observé dans les limons non calcaires du Début Glaciaire à Harmignies (unité E.B.1), mais également à Maisières-Canal au sommet des sables de couverture U.C. rapportés au Plus Ancien Dryas.

Enfin, signalons que dans l'ensemble, les coins de glace présents dans les formations limoneuses de Moyenne Belgique paraissent épigénétiques; en effet, dans la majorité des cas, la formation du coin de glace semble accompagner une stabilisation temporaire de la surface topographique, sans doute du fait de la présence du pergélisol, tandis que le remplissage du coin semble s'être fait dès la reprise de la sédimentation, ce qui implique à chaque fois une fusion du coin de glace ainsi qu'une dégradation au moins partielle du pergélisol. Le grand nombre de pseudomorphoses de coin de glace enregistrées dans les dépôts pléistocènes supérieur de Moyenne Belgique permet donc de conclure à une relative instabilité du climat au cours des périodes froides du Dernier Glaciaire ce qui se traduit notamment par une accentuation de l'allure en dents de scie de la courbe paléoclimatique régionale.

Bibliographie

- BASTIN, B., 1971 — Recherches sur l'évolution du peuplement végétal en Belgique durant la glaciation du Würm. *Acta Geogr. Lovaniensia*, 9.
- BERG, T. E. and BLACK, R. F., 1966 — Preliminary measurements of growth of nonsorted polygons, Victoria Land, Antarctica. In: J. C. F. TEDROW — Antarctic soils and soil forming processes. Publ. 1418, Nat. Acad. Sci.; p. 61—108.
- BESKOW, G., 1935 — Tjälbildningen och tjälyftningen. *Medd. Statems. Väginstitut*, 48.
- BLACK, R. F., 1952 — Growth of ice wedge polygons in permafrost near Barrow, Alaska. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 63; p. 1235—1236.
- BLACK, R. F., 1969 — Climatically significant fossil periglacial phenomena in north central United States. *Bulletyn Peryglacjalny*, 20; p. 225—238.
- BLACK, R. F., 1976 — Periglacial features indicative of permafrost: ice and soil wedges. *Quaternary Research*, 6; p. 3—26.
- BUTRYM, J., CĘGŁA, J., DŻUŁYŃSKI, S. and NAKONIECZNY, S., 1964 — New interpretation of "periglacial" structures. *Folia Quaternaria*, 17; p. 1—43.
- DUMANSKI, J., MC KEAGUE, J. and ACTON, C., 1974 — Studies in soil micromorphology in Canada. In: Soil Microscopy. Proc. of the 4th Intern. Meet. on Soil Micromorphology. Ed. G. RUTHERFORD; Kingston; p. 84—100.
- DYLIK, J., MAARLEVeld, G. C., 1967 — Frost cracks, frost fissures and related polygons. *Medd. Geol. Stichting*, 18; p. 7—21.
- FEDOROVA, N. and YARILOVA, A., 1972 — Morphology and genesis of prolonged seasonally frozen soils in Western Siberia. *Geoderma*, 7; p. 1—13.
- FERRIANS, O., KACHADOORIAN, R. and GREENE, G., 1969 — Permafrost and related engineering problems in Alaska. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 678.
- GAUTIER, A., BALLMANN, P., DE CONICK, J., 1973 — La faune du site paléolithique de Maisières-Canal. *Mém. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique*, 172.
- GULLENTOPS, F., 1954 — Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 18; p. 125—252.

- HAESAERTS, P., 1974 — Séquence paléoclimatique du Pléistocène supérieur du bassin de la Haine. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 97; p. 105—173.
- HAESAERTS, P., 1978 — Contexte stratigraphique de quelques gisements paléolithiques de plein air de Moyenne Belgique. *Bull. Soc. Roy. Anthropol. Préhist. Belgique*, 89; p. 115—133.
- HAESAERTS, P. et BASTIN, B., 1977 — Chronostratigraphie de la fin de la dernière glaciation à la lumière des résultats de l'étude lithostratigraphique et palynologique du site de Maisières-Canal (Belgique). *Géobios*, 10; p. 123—127.
- HAESAERTS, P. et VAN VLIET, B., 1973 — Evolution d'un permafrost fossile dans les limons du Dernier Glaciaire à Harmignies. *Bull. AFEQ*, 3; p. 151—164.
- HAESAERTS, P. et VAN VLIET, B., 1974 — Compte rendu de l'excursion du 25 mai 1974 consacrée à la stratigraphie des limons aux environs de Mons. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 97; p. 547—560.
- HEINZELIN, DE, J., 1973 — L'industrie du site paléolithique de Maisières-Canal. *Mém. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique*, 171.
- JAMAGNE, A., 1973 — Contribution à l'étude pédogénétique des formations loessiques du Nord de la France. Thèse doct. Gembloux.
- JUVIGNE, E., 1977 — Zone de dispersion et âge des poussières volcaniques du tuf de Rocourt. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 100; p. 13—22.
- JUVIGNE, E., 1978 — Les minéraux denses transparents des loess de Belgique. *Ztschr. f. Geomorphologie*, 22; p. 68—88.
- KÖPPEN, W., 1936 — Der Geographische System der Klimate, Handbuch der Klimatologie. Berlin.
- LACHENBRUCH, A., 1962 — Mechanics of the thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, 70.
- LAVILLE, H., 1975 — Climatologie et chronologie du Paléolithique en Périgord. *Etudes Quaternaires*, 4; Univ. de Provence.
- LEROI-GOURHAN, Ar. et RENAULT-MISKOVSKY, J., 1977 — La palynologie appliquée à l'archéologie; méthodes, limites et résultats. In: Approche écologique de l'Homme fossile. *Suppl. Bull. AFEQ*; p. 35—49.
- MENCKE, B., 1968 — Das Spätglazial von Glüsing. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 19; p. 73—84.
- MÖRNER, N., 1972 — World climate during the last 130,000 years. *Intern. Geol. Congr. Canada*, 1972, Sect. 12, Quat. Geol.; p. 72—79.
- PÉWÉ, T. L., 1962 — Ice wedges in permafrost. Lower Yukon River area, near Galena, Alaska. *Bulletin Peryglacjalny*, 11; p. 65—76.
- PISSART, A., 1970 — Les phénomènes physiques essentiels liés au gel, les structures périglaciaires qui en résultent et leur signification climatique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 93; p. 7—49.
- RAUKAS, A. and SEREBRYANNY, L., 1972 — On the Late Pleistocene chronology of the Russian Platform, with special reference to continental glaciation. *Intern. Geol. Congr. Canada*, 1972, Sect. 12, Quat. Geol.; p. 97—102.
- SCHUMSKII, P., 1964 — Principles of structural glaciology. Trad. rus. Kraus, Dover Publ. Inc.
- TEDROW, J., 1966 — Polar desert soils. *Soil Sci. Am. Proc.*, 30; p. 381—387.
- TEDROW, J., 1968 — Pedogenic gradients in Polar Regions. *Jour. Soil Sci.*, 19; p. 197—204.
- VAN DER HAMMEN, T., 1957 — The stratigraphy of the Late-Glacial. *Geol. en Mijnbouw*, 46; p. 250—254.
- VAN DER HAMMEN, T., MAARLEVeld, G. C., VOGEL, J. and ZAGWIJN, W., 1967 — Stratigraphy, climatic successions and radiocarbon dating of Last Glacial in the Netherlands. *Geol. en Mijnbouw*, 56; p. 79—95.
- VAN VLIET, B., 1975 — Bijdrage tot de paleopedologie van Boven Pleistoceen, voornamelijk in het Bekken van de Haine. Thèse doct., Rijksuniversiteit Gent.
- VAN VLIET-LANOË, B., 1976a — Traces de ségrégation de glace en lentilles associées au sol et phénomènes périglaciaires fossiles. *Bulletin Peryglacjalny*, 26; p. 41—55.
- VAN VLIET-LANOË, B., 1976b — Corrélation entre la présence de charbon de bois au sommet de paléosols et la dégradation climatique. *Pédologie*, 1976 (1); p. 97.
- WASHBURN, A. L., 1973 — Periglacial processes and environments. London.

- WASHBURN, A. L., SMITH, D. D., GODDARD, R. H., 1963 — Frost cracking in a middle latitude climate. *Bulletyn Peryglacjalny*, 12; p. 175—189.
- WOILLARD, G., 1975 — Recherches sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et les Vosges Lorraines. *Acta Geogr. Lovaniensia*, 14.
- ZAGWIJN, W., 1974 — Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands; Part II: Middle Weichselian. *Medd. Rijks Geol. Dienst*, 25; p. 101—111.