

## GENESE ET AGE D'UNE TRACE DE BUTTE PERIGLACIAIRE (PINGO OU PALSE) DE LA KONNERZVENN (HAUTES FAGNES, BELGIQUE)<sup>1</sup>

par

A. PISSART<sup>2</sup> & E. JUVIGNE<sup>2</sup>

(7 figures)

**RESUME.**- Une coupe (figure 2) dégagée dans le rempart d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou palse) permet de reconstituer les étapes de formation de ce rempart (figure 4). Une couche de tourbe mise en place avant la croissance de la butte a été datée par <sup>14</sup>C de l'Alleröd. Des poussières volcaniques ont été trouvées au sein de cette couche de tourbe. Elles sont tombées, il y a 11.030 ans B.P. (± 160).

Les données obtenues sont comparées avec celles recueillies en 1974 dans un autre rempart situé à moins d'un kilomètre de distance.

**ABSTRACT.**- A section through the rampart of an ancient periglacial hill (pingo or palsa) permits the reconstruction of the stages of its formation. A peat layer deposited before the growth of the hill was dated by C<sup>14</sup> as Alleröd. Volcanic ashes in this peat layer were deposited 11.030 ± 160 years B.P. Comparison is made with a similar outcrop situated at c. 1 km distance.

### 1.- INTRODUCTION

Des dépressions entourées d'un rempart existent en grand nombre sur le plateau des Hautes Fagnes (voir fig. 1 dans E. JUVIGNE & A. PISSART, 1979).

Jusqu'en 1956, elles ont été considérées comme des dépressions anthropiques qui auraient été creusées dans un but mal déterminé. Certains ont supposé qu'elles avaient été utilisées comme viviers de pisciculture. Cette dernière hypothèse a été souvent retenue, d'où le nom local de "viviers" qui leur est quelquefois appliqué et que nous utilisons dans cet article comme un terme purement descriptif, sans lui accorder aucune signification génétique.

A. PISSART (1956) a interprété ces formes comme des traces de pingos datant de la dernière glaciation.

W. MULLENDERS & F. GULLENTOPS (1969), après étude des pollens et des minéraux denses dans des viviers du plateau des Tailles (à une cinquantaine de kilomètres au sud-ouest de la forme que nous décrivons dans cet article), ont établi qu'ils étaient apparus pendant le dernier Dryas.

A. PISSART (1974) a défendu la thèse que ces buttes périglaciaires sont dues à l'apparition de glace de ségrégation et non de glace d'injection; elles seraient donc plus proches de paises que de pingos.

B. BASTIN *et al.* (1974) ont étudié une coupe dans le rempart d'une trace de butte périglaciaire de la Brackvenn (fig. 1). Ils ont montré que ce rempart résultait non seulement de la descente de matériaux sur les pentes de la butte sous l'action d'agents de transport en masse, mais aussi de poussées profondes de la masse de glace en croissance. L'étude a permis de reconnaître au sein du rempart un niveau de poussières volcaniques qui paraissait s'être mis en place peu avant le début de la croissance de la butte. Des observations palynologiques indiquaient que cette forme était apparue après l'interstade d'Arcy-Stillfried B.

La trace d'une butte périglaciaire qui fait l'objet de la présente recherche est située dans la Konnerzvenn à 800 m au nord-ouest de celle que nous avons étudiée à la Brackvenn (BASTIN *et al.*, 1974). Comme le montre la figure 1, la forme est allongée parallèlement à la pente qui, à cet endroit, est de 2,5 0/0. L'ex-

<sup>1</sup> Communication reçue le 22 juillet 1980, présentée le 7 octobre 1980.

<sup>2</sup> Géomorphologie et Géologie du Quaternaire, Université de Liège, 7 place du Vingt Août, B 4000 Liège, Belgique.

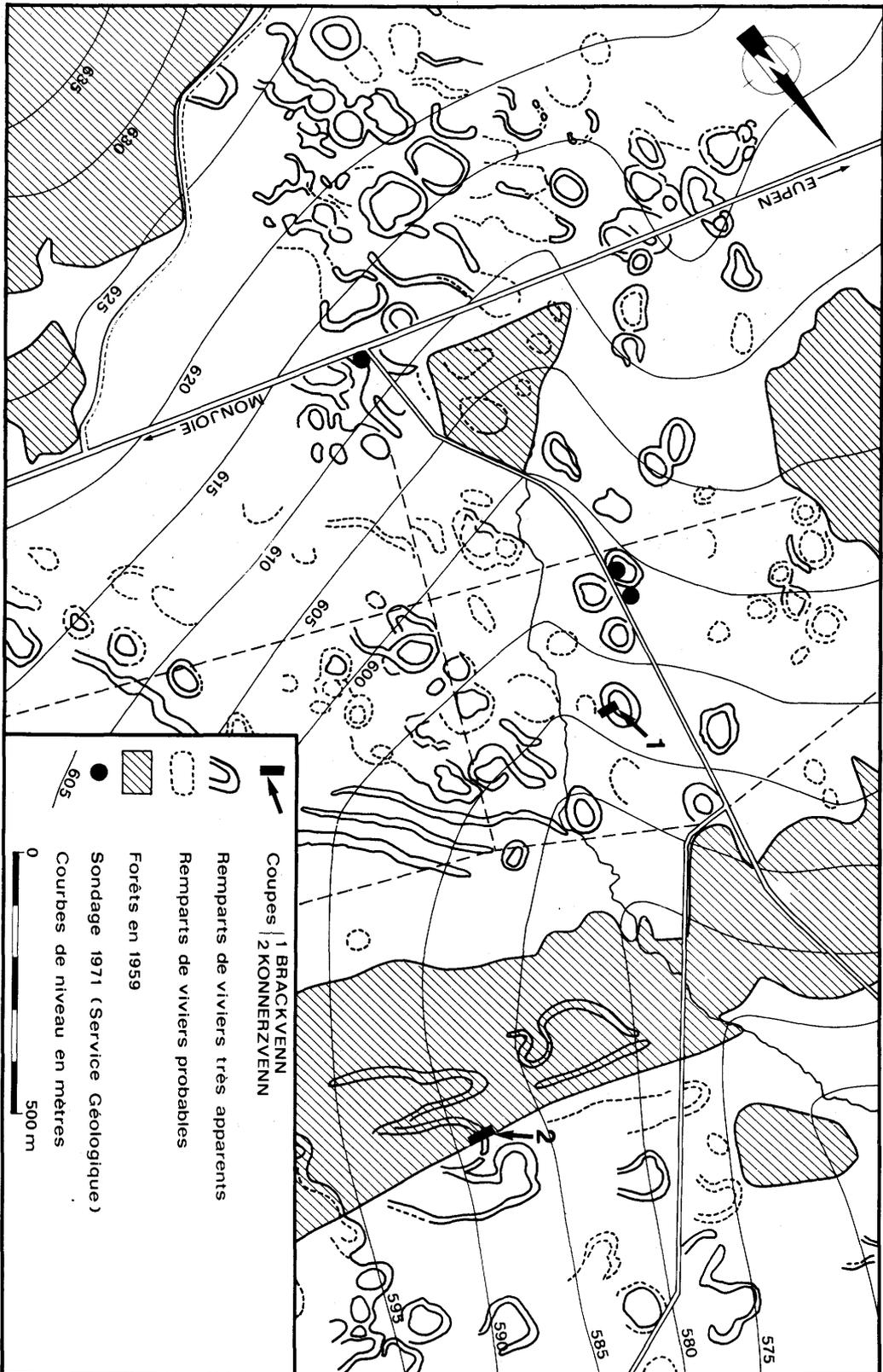


Figure 1.- Carte des traces de buttes périglaciaires de la Brackveem et de la Konnerzveem dominant la localisation des coupes étudiées. Ce schéma a été réalisé d'après une photo aérienne du Ministère des Travaux Publics datant de 1959.



riaux les unités sont difficiles à distinguer les unes des autres en l'absence de contrastes importants et de contacts nets. De ce fait, les limites représentées sur la figure 2 doivent être interprétées comme des zones de transition progressive.

Couche 2 : limon argileux clair (10 YR 5/3) avec galets en général de petite taille (moins de 10 cm). Un bloc volumineux (L = 1,7 m) en faisait également partie.

Couche 3 : limon argileux clair (10 YR 5/3) à charge graveleuse ; une quantité importante de matières organiques s'y trouvent dispersées et lui donnent dans l'ensemble une couleur brun sombre.

Couches 4 et 5 : limon argileux brunâtre (7,5 YR 5/3) à charge graveleuse ; la partie supérieure (couche 4) comprend en plus des langues incurvées brun foncé, formées de matières tourbeuses.

Couche 6 : limon argileux clair (10 YR 5/3) contenant des galets plus nombreux et plus volumineux que les autres couches ; la longueur de quelques galets atteint plusieurs décimètres.

Couche 7 : limon argileux gris clair (10 GY 5/1) comprenant des petits cailloux.

Couche 10 : limon argileux gris à charge graveleuse.

Zone 11 : les langues dessinées dans cette zone n'apparaissent que par de légères différences de couleurs.

## 2.2.- ENSEIGNEMENT DES OBSERVATIONS DE TERRAIN

Sans entrer ici dans les considérations relatives à la nature des matériaux et à leur âge, il ressort cependant déjà de cette description un certain nombre d'étapes fondamentales dans la formation du rempart :

- 1) En raison de sa texture et de sa structure, il est vraisemblable que la couche 10 s'est mise en place par solifluxion sur le versant.
- 2) La couche de tourbe 9 s'est accumulée sans doute dans une faible dépression (les arguments en faveur de cette interprétation sont donnés plus loin).
- 3) Un soulèvement de la partie ESE a affecté les couches inférieures en déclenchant d'abord le ruissellement responsable du complexe 8. Le soulèvement se poursuivant, les matériaux des couches 7 à 2 se sont

déplacés en fauchant la couche tourbeuse 9 et les couches du complexe 8.

- 4) Un affaissement a suivi dans la partie ESE, déterminant l'apparition d'une dépression fermée dont seule l'extrémité est visible sur la figure 2.
- 5) La couche de tourbe 1 s'est alors développée.

## 3.- ANALYSES DE LABORATOIRE ET LEURS ENSEIGNEMENTS

### 3.1.- GRANULOMETRIE

Les échantillons dont la granulométrie a été étudiée sont localisés sur la figure 2 par les lettres G ; ils ont été prélevés ponctuellement. Il est possible que de légères variations, existant au sein des couches, n'aient pas été décelées.

Comme le montre la figure 2, des débris de roche très volumineux existent dans les formations étudiées. Ils sont entourés d'une matrice fine parmi laquelle existe une fraction argileuse importante. Ces dépôts sont donc mal classés. Toutefois le classement est meilleur pour l'ensemble des couches 8 (fig. 2) qui ne comprennent pas d'éléments plus grossiers que des sables.

Les analyses granulométriques n'ont porté que sur la fraction inférieure à 3,36 mm. Elles ont été réalisées par tamisage au-dessus de 74  $\mu$ m et par sédimentation dans l'eau avec mesure à l'hydromètre, pour la fraction fine. Les résultats essentiels sont rassemblés dans la figure 3a.

La fraction limoneuse (2 à 50  $\mu$ m) domine et varie de 46 à 69 o/o. Pour la majorité des échantillons (G 1, 2, 5, 6, 7, 9, 10 et 11) un mode discret apparaît aux environs de 32  $\mu$ m attestant la présence de limon éolien. Dans les autres échantillons, soit G 4, G 8 et G 12, malgré l'abondance de la fraction limoneuse, aucun mode ne permet d'affirmer la présence de loess.

La couche 8, qui ne comprend pas de cailloux, est caractérisée par l'abondance de sa fraction argileuse : 34 o/o.

Sauf en ce qui concerne la couche 8, les indices de classement obtenus par ces analyses donnent, en raison de l'absence de la fraction grossière, l'image de sédiments mieux triés qu'ils ne le sont en réalité. L'indice d'hétérométrie de CAILLEUX varie de 0,7 à 3,1, le Q de  $\phi$  de KRUMBEIN est compris entre 1,2 et 4,8 (2).

A	B	C	D	E	F	G
G12		26	1.5	1.1	1.92	0.2
G11		33	1.8	1.05	1.92	0.2
G10		32	1.95	1.3	0.46	0.2

G9		32	1.12	0.9	1.84	0.2
G8		42	1.75	1.25	3.14	0.2
G7		32	1.55	1.25	1.38	0.2
G6		32	1.4	1.0	1.88	0.4
G5		33	1.3	0.95	0.4	0.4
G4		42	—	1.1	1.4	0.6
TOURBE						
G2		32	1.4	1.1	0.78	2.4
G1		32	1.25	0.85	0.52	9



Figure 3a.- Granulométrie de la fraction inférieure à 3.360 µm, teneurs en matières organiques et en calcaire.

- A : numéros des échantillons d'après la figure 2.
- B : pourcentages de différentes fractions granulométriques.
- C : modes.
- D : Q de φ de Krumbein.
- E : Indices d'hétérométrie de Cailleux.
- F : Teneur en matières organiques en pourcent du poids.
- G : Teneur en CaCO<sub>3</sub> en pourcent du poids.

3.2.- LA TENEUR EN CALCAIRE  
(Figures 3a et 3b).

Les analyses ont été réalisées au calcimètre de BERNARD sur la fraction inférieure à 1 mm.

Tous les échantillons contiennent au moins des traces de calcaire (0,2 à 1 0/o) et la couche inférieure (10) s'est avérée tellement riche que des mesures détaillées ont été faites tous les 10 cm (fig. 3); elles montrent jusqu'à 11,13 0/o de CaCO<sub>3</sub>.

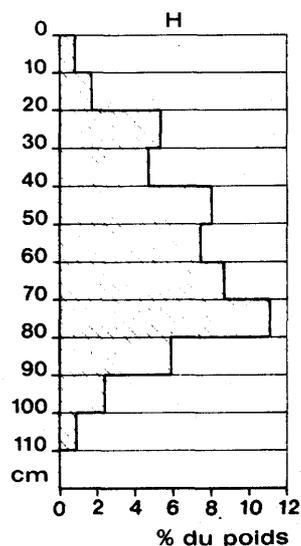


Figure 3b.- Courbe détaillée de la teneur en CaCO<sub>3</sub> dans la couche 10 :

- 0 = contact tourbe/couche 10 ; les profondeurs sont exprimées en cm par rapport à ce contact.
- Abscisse : teneurs en CaCO<sub>3</sub> en pourcent du poids.

Comme le substratum revinien est réputé non calcaire et que des formations calcaires d'âge crétaé n'ont pas été reconnues dans le secteur étudié, nous pensons que ce calcaire a été apporté avec les limons éoliens.

Les faibles pourcentages généralement observés s'expliquent par des phénomènes de lessivage postérieurs au dépôt des loess. Sous la couche de tourbe (couche 9), le lessivage se serait surtout exercé verticalement et aurait déterminé une reprecipitation en profondeur.

(2) La technique de mesure utilisée ne nous permet pas en effet de prolonger beaucoup la courbe granulométrique sous la dimension de 2 µm. Par conséquent, quand il existe 20 0/o d'argile, il est impossible de connaître la masse qui correspond aux dimensions inférieures. Il est impossible par exemple de connaître la dimension à laquelle correspond 16 0/o de la masse du sédiment, valeur qui est cependant indispensable pour calculer l'indice de classement de Folk and Ward (1959).

### 3.3.- LES TENEURS EN MATIERES ORGANIQUES

(Figure 3).

Les mesures ont été faites par la méthode de Walkey Black. Des matières organiques existent dans tout le sédiment mais spécialement dans la couche 3; ainsi s'explique vraisemblablement la couleur sombre de certaines parties.

### 3.4.- LES DATATIONS $^{14}\text{C}$

Des datations  $^{14}\text{C}$  de 2 échantillons de la tourbe ont été effectuées par le Dr. MOOK (Groningen). La position exacte des prélèvements est représentée sur la figure 2 et les résultats sont les suivants :

GrN8891: niveau du tuf volcanique : 11.030 BP ( $\pm$  160)  
GrN9258: base de la tourbe : 12.170 BP ( $\pm$  90)

### 3.5.- LES MINERAUX DENSES

Deux objectifs ont été poursuivis en cette matière, à savoir la mise en évidence des associations minéralogiques et une recherche quantitative des poussières volcaniques.

Tous les échantillons ont été prélevés par raclages continus suivant les épaisseurs désignées par les sigles M 1 à M 9 ; les prélèvements ont été ponctuels en M 10 à M 12. Tous ont été séparés par centrifugation dans le bromoforme (E. JUVIGNE, 1979b).

#### 3.5.1.- Association minéralogique générale

Le traitement a été fait de manière à n'éliminer aucun grain de 30 à 420  $\mu\text{m}$ . Dans chaque lame, plus de 100 grains ont été comptés dans cette classe granulométrique suivant la méthode du "ruban de Van Harten". Les résultats sont représentés sur la figure 4.

Dans chaque préparation, plus de 98 % des grains ont une plus grande largeur comprise entre 30 et 60  $\mu\text{m}$ .

Dans les échantillons M 1 à M 7, M 11 et M 12, le spectre de minéraux denses est caractérisé par un contenu élevé en hornblende verte (24 à 42 %) et épidote (10 à 20 %) accompagnées par 3 à 9 % de grenat. Le rapport hornblende verte + grenat/zircon + rutile est compris entre 0,94 et 2,82.

En comparant l'ensemble de ces résultats à ceux obtenus précédemment dans les loess de moyenne Belgique (E. JUVIGNE, 1978), nous pouvons assimiler les fractions limoneuses des échantillons précités à des limons d'origine éolienne de la dernière glaciation.

Par contre, les échantillons M 8 et M 9 sont nettement plus pauvres en hornblende verte et grenat et

l'échantillon M 10 est dépourvu de ces minéraux. La présence d'épidote (15 et 21 %) dans les échantillons précités indique la possibilité d'une corrélation, du moins partielle, avec les limons prévistuliens (E. JUVIGNE, 1978), mais une contamination par des minéraux du substratum ne peut être exclue.

Indépendamment de cette corrélation, une relation est possible entre la couche 2 et la formation où l'échantillon M 10 a été prélevé. La couche 2 pourrait ainsi être héritée de la seconde lors du glissement des matériaux sur le flanc de la butte.

#### 3.5.2.- Recherche de poussières volcaniques

Des recherches minéralogiques antérieures sur le plateau des Hautes Fagnes ont permis de mettre en évidence des niveaux de poussières volcaniques dans les dépôts quaternaires.

L'étude de la fraction comprise entre 100 et 420  $\mu\text{m}$  permet d'obtenir des préparations particulièrement favorables à la recherche de ces poussières volcaniques car celles-ci constituent, en général, la plus grande part des minéraux denses de cette classe granulométrique. Celle-ci est obtenue par tamisage de 100 g d'échantillons ; elle est relativement faible (moins de 3 g). La répétition des centrifugations dans le bromoforme est ainsi évitée et l'entièreté de la récolte peut être montée dans une seule lame. En pratiquant de cette façon, l'étude quantitative des minéraux volcaniques est considérablement simplifiée.

Exception faite pour l'échantillon M 10, des minéraux volcaniques existent à tous les niveaux dans le rempart. Les concentrations atteignent au maximum 20 minéraux denses transparents, de 100 à 420  $\mu\text{m}$  pour 10 g de sédiment inférieur à 420  $\mu\text{m}$  (fig. 4). Toutefois, il existe dans la couche de tourbe 9 un tuf en place.

#### a) Présence du "tuf de Rocourt" (E. JUVIGNE, 1977a)

Dès la base de la couche 10 apparaissent des minéraux volcaniques qui n'ont pu être contaminés par le tuf en place contenu dans la tourbe 9. Nous en avons établi l'association minéralogique et la granulométrie pour la fraction supérieure à 100  $\mu\text{m}$ .

#### Composition minéralogique

Hornblende brune	31,2 %
Pyroxènes monocliniques (notamment augites aciculaires)	46,8 %
Enstatite	22 %

#### Granulométrie :

la figure 5 montre qu'il n'existe que des

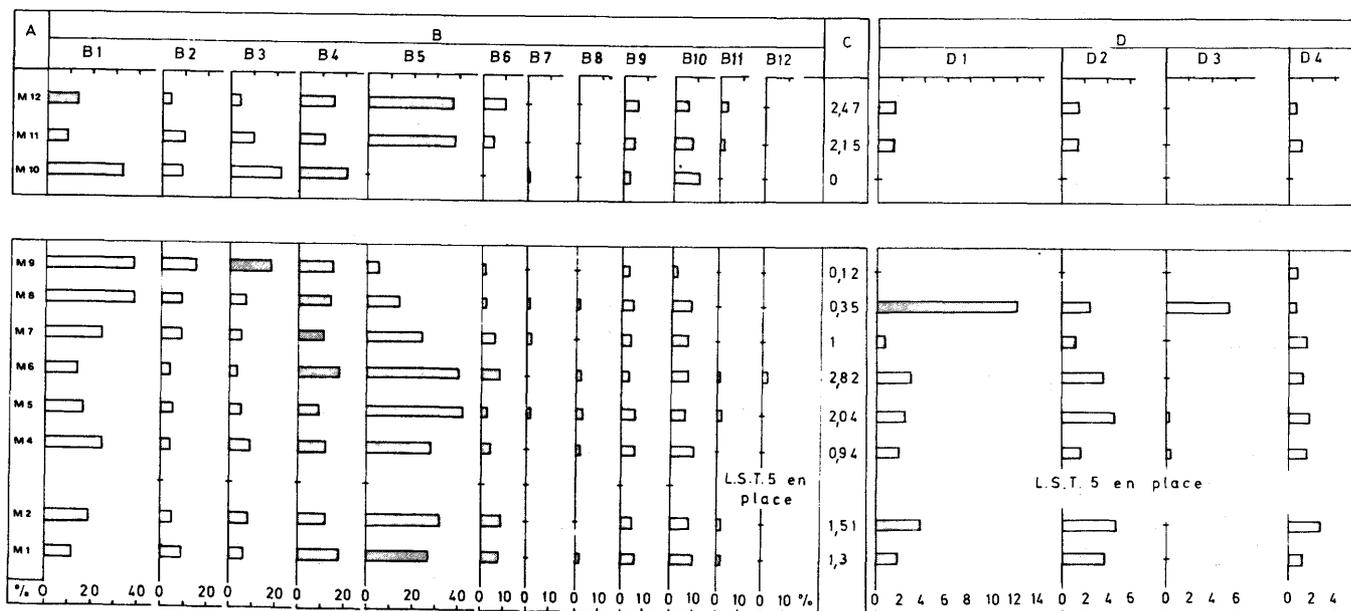


Figure 4.- Les minéraux denses.

A : numéros des échantillons d'après la figure 2.

B : pourcentages des différents minéraux denses dans la classe granulométrique de 30 à 60  $\mu\text{m}$ .

B 1 : zircon

B 2 : tourmaline

B 3 : rutil, brookite, anatase

B 4 : groupe de l'épidote

B 5 : hornblende verte

B 6 : grenat

B 7 : disthène

B 8 : sphène

B 9 : minéraux troubles

B 10 : indéterminés

B 11 : pyroxènes

B 12 : hornblende brune

C : Rapport hornblende verte + grenat/zircon + rutile.

D : Nombre de minéraux denses volcaniques de plus de 100  $\mu\text{m}$  pour 10 g de sédiment inférieur à 420  $\mu\text{m}$ .

D 1 : hornblende brune

D 2 : pyroxène monoclinique

D 3 : sphène

D 4 : enstatite.

différences minimales entre les courbes de chaque minéral et que leur taille peut atteindre 280  $\mu\text{m}$ .

L'ensemble de ces caractéristiques nous porte à mettre ce tuf en corrélation avec le "tuf de Rocourt" (E. JUVIGNE, 1977a).

Aucune concentration particulièrement élevée n'a été observée à la base, ce qui atteste l'état remanié de ces minéraux à tous les niveaux, même dans la couche inférieure (E. JUVIGNE, 1977a).

Il découle de cette observation la confirmation de l'âge vistulien de toutes les formations du rempart,

âge déjà proposé plus haut sur base de l'association des minéraux des loess.

b) Présence du L.S.T. 5 final (3) (E. JUVIGNE, 1977b)

L'étude de l'échantillon M 3 a permis de mettre en évidence la présence de ce tuf volcanique dans la tourbe de la couche 9.

L'association de minéraux denses de plus de 100  $\mu\text{m}$  est la suivante :

(3) L.S.T. = Laacher See Tuff d'après J. FRECHEN (1959).

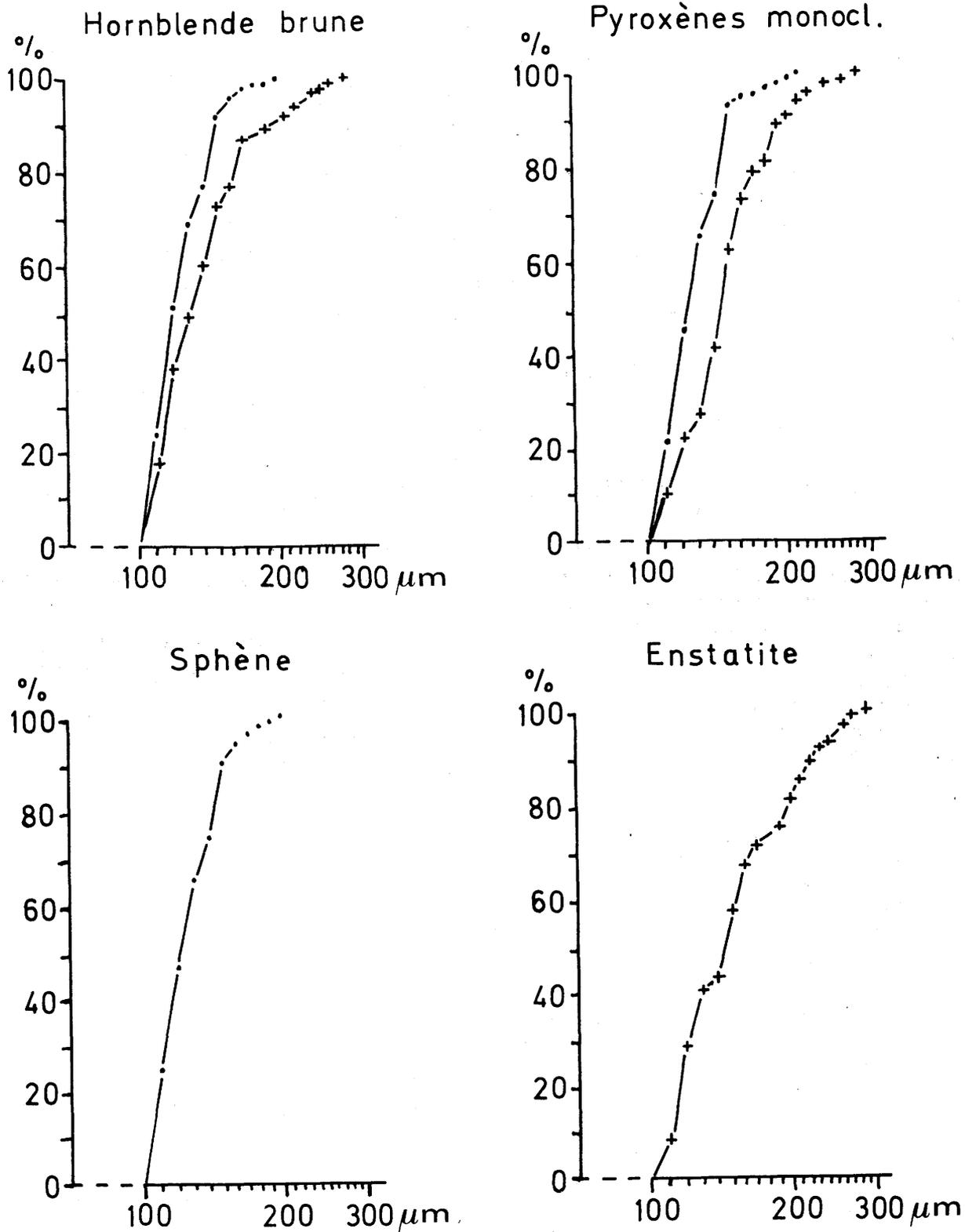


Figure 5.- Granulométrie des minéraux denses volcaniques de plus de 100  $\mu\text{m}$  dans la coupe de la Konnerzvenn.

● minéraux du "Laacher See Tuff" 5 final.

+ minéraux du tuf de Rocourt.

hornblende brune	57,1 o/o
pyroxènes monocliniques	31,4 o/o
sphène	11,4 o/o

Les courbes granulométriques de chaque minéral sont peu différentes (fig. 5) et les grains sont, en général, plus petits que ceux du tuf inférieur ; ils ne dépassent pas 200  $\mu\text{m}$ .

Une recherche microscopique détaillée a ensuite montré que les minéraux volcaniques sont essentiellement concentrés à environ 9 cm sous le sommet de la tourbe. En rafraîchissant soigneusement le profil, une coloration plus claire sur une épaisseur de 2 à 3 mm est visible à ce niveau. Cette fine bande est légèrement plissée mais parfaitement en place. Il s'agit ainsi de la première découverte d'un tuf volcanique en place et visible à l'oeil nu sur le plateau des Hautes Fagnes.

D'après les datations absolues rapportées par J. FRECHEN (1959), les éruptions du volcan du Laacher See ont eu lieu entre environ 11.500 BP et 10.680 BP. L'âge proposé pour la fin des éruptions est probablement un peu trop jeune car les diagrammes polliniques de diverses tourbières montrent que les différents L.S.T. se situent toujours dans l'Alleröd, soit avant 10.750 BP.

L'âge déterminé au niveau du tuf (11.030  $\pm$  160 BP) s'accommode parfaitement à l'hypothèse d'un "Laacher See Tuff".

La présence d'une courbe continue de sphène dans les couches au-dessus de la tourbe y atteste la présence des minéraux du L.S.T. 5 final remaniés.

Nous avons pensé un moment que l'accroissement de concentration de hornblende brune dans la couche 3 pouvait correspondre à la présence d'un tuf supplémentaire. Toutefois, une recherche ultérieure portant sur une série d'échantillons prélevés de 5 en 5 cm dans cette couche n'a pas confirmé la présence de cet enrichissement qui ne serait donc qu'une manifestation particulière du remaniement des minéraux du L.S.T. 5 final.

A plusieurs reprises au cours des dernières années, des traces de tufs volcaniques plus récents que le tuf de Rocourt ont été trouvées en Haute Belgique (4). La composition du spectre de minéraux denses consiste toujours en hornblende brune, pyroxènes monocliniques et sphène mais les proportions des différents minéraux varient très fort d'un site à l'autre (E. JUVIGNE, 1977b; B. BASTIN & E. JUVIGNE, 1979). Le fait de n'avoir jamais trouvé qu'un seul tuf récent (= postérieur au tuf de Rocourt) dans un site déterminé nous porte à croire qu'il n'en n'existerait qu'un seul présentant des variations importantes des pourcentages de minéraux

denses. Ce serait, selon nous, le L.S.T.5 final d'âge Alleröd (11.030  $\pm$  160 BP).

Une objection importante subsiste cependant dans le cas du "tuf de la Brackvenn" où B. BASTIN, par la palynologie, a situé dans le Vistule 3 un tuf que nous avons cru reconnaître en place dans une couche de limon d'origine éolienne (B. BASTIN *et al.*, 1974).

La présente recherche ne résoud pas définitivement ce problème mais, une nouvelle fois, il nous faut insister sur le fait que, dans l'hypothèse de tufs distincts, le L.S.T. n'existerait pas dans le rempart de la Brackvenn et, inversement, le tuf de la Brackvenn ne serait pas présent dans le rempart de la Konnerzvenn.

#### 4.- INTERPRETATION

Dans le texte ci-dessous, nous nous efforçons de montrer comment est apparu le rempart étudié. Notre propos est illustré par la figure 6.

La couche 10, constituée d'un mélange non stratifié de limon éolien et de débris du substratum, s'est mise en place par solifluxion pendant la dernière glaciation.

A la suite d'un phénomène de lessivage, en relation avec une pédogenèse d'âge indéterminé, le calcaire de la partie supérieure a été entraîné et s'est reprécipité dans la zone actuellement enrichie.

La couche de tourbe 9 s'est formée pendant le Bølling et l'Alleröd (datations  $^{14}\text{C}$ ) dans une dépression humide (B. BASTIN, en préparation). Elle n'a probablement jamais été beaucoup plus étendue qu'actuellement car elle s'amincit progressivement vers l'aval et vers l'amont. De ce côté, elle contient encore le L.S.T.5

(4) R. TAVERNIER et J. LARUELLE (1952), B. BUSTAMEN-TE (1974) et E. JUVIGNE (1979a) dans des plaines alluviales de haute Belgique.

B. BOURGUIGNON (1953) et F. GULLENTOPS (1954) dans des sols actuels.

E. JUVIGNE in :

- B. BASTIN *et al.* (1974) dans un rempart de pingo de la Brackvenn.
- A. PISSART *et al.* (1975) dans la vallée de la Soor.
- E. JUVIGNE (1977) dans la région du coude de l'Ourthe à Noiseux.
- E. JUVIGNE (1977b) dans les sols actuels et dans le site archéologique de Bomal.
- B. BASTIN et E. JUVIGNE (1978) dans la vallée morte des Chôdières à Malmédy.

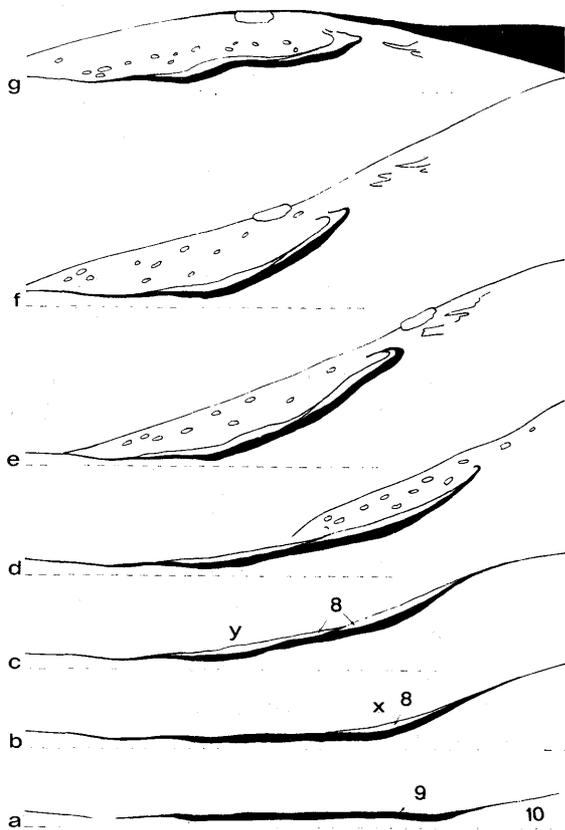


Figure 6.- Etapes de la formation du rempart de la Konnerzvenn (voir les explications dans le texte, paragraphe 4).

final à 15,50m (M 13, M 14, M 15, fig. 2), soit dans la partie où la couche de tourbe s'amincit considérablement ; cette observation établit en effet que la diminution d'épaisseur de la couche de tourbe n'est pas due à une érosion postérieure à l'accumulation de celle-ci (fig. 6a).

Les couches 8 de la figure 2 sont clairement des dépôts de ruissellement. La coloration sombre de certaines de ces petites couches résulte de la présence de matières organiques arrachées en contrehaut, sur la butte. Ces couches ruisselées ont dû se déposer où la pente diminuait, soit à l'emplacement d'une concavité basale. L'épaississement de cette série de petites couches en X (fig. 2 et 6) et leur disparition quelques mètres vers l'aval indiquent où se trouvait la concavité

au moment de leur sédimentation (fig. 6b). L'épaississement de la couche en Y (fig. 2 et 6) montre que, peu après, la concavité basale a dû se localiser un peu plus loin vers l'aval (fig. 6c). C'est seulement plus tard qu'elle s'est portée en Z (fig. 2) où se trouve aujourd'hui la principale inflexion de la couche tourbeuse. Cette disposition indique clairement que la butte périglaciaire a non seulement grandi en hauteur mais également qu'elle s'est élargie progressivement, au moins sur quelques mètres. Cette croissance s'est effectuée dans les stades initiaux de croissance de la butte latérale, avant le début des phénomènes de solifluxion qui, probablement, se sont déclenchés sur des pentes plus fortes et ont mis en place les formations supérieures (fig. 6d).

Ces phénomènes de solifluxion ont vraisemblablement joué tout d'abord sur la partie supérieure de la butte (fig. 6d). Par la suite, la couche de tourbe elle-même, a été affectée par les mouvements de masse. Prise dans la partie supérieure du sol qui se déplaçait, elle a été fauchée (fig. 6e). L'affaissement consécutif à la fusion de la glace a ensuite, par retombée des matériaux, amené les formations dans la disposition que nous observons aujourd'hui (fig. 6f).

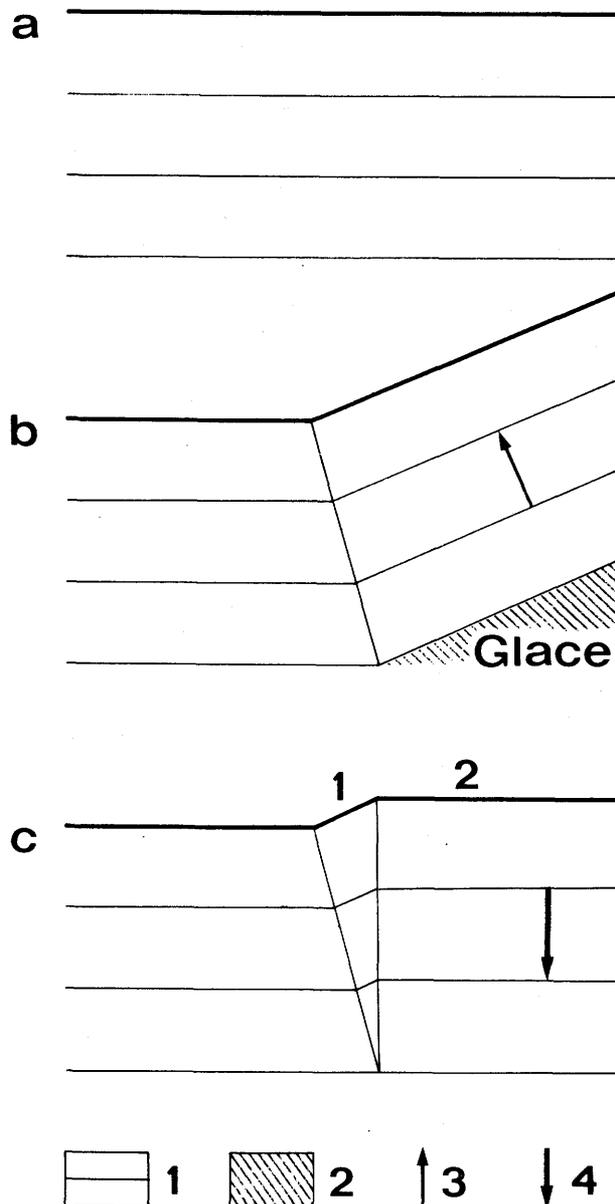
Il nous paraît vain, dans l'état actuel de nos connaissances, de vouloir attribuer une signification génétique aux zones de différentes colorations que nous avons signalées précédemment et donc de tenter une interprétation plus détaillée.

L'évolution dessinée montre cependant que la plus grande part de la masse du rempart est constituée de matériaux descendus sur le versant de la butte périglaciaire. La tourbe et les matériaux sous-jacents ont été repoussés par la masse de glace en croissance. Dans un article écrit précédemment, l'un de nous (A. PISSART, 1963) croyait voir les traces d'une poussée latérale profonde. D'après les observations dont nous disposons aujourd'hui, nous supposons que le soulèvement de matériaux profonds, en bordure de la masse de glace, a eu pour résultat de basculer sur la pente de la butte périglaciaire, les matériaux auparavant disposés presque horizontalement (fig. 7a). Comme le montre le schéma théorique présenté sur la figure 7, le soulèvement des matériaux, suite à l'apparition locale d'une masse de glace (fig. 7b), a pour effet d'incliner les couches en les soulevant. Celles-ci, pour autant qu'elles retombent verticalement, conservent sur une courte section, la pente qui était acquise (fig. 7c, emplacement 1) et voient s'accroître légèrement leur épaisseur, du moins dans un plan vertical. Ce mouvement a pour résultat de conserver, même après la fusion de la butte,

une certaine élévation de la surface (fig. 7c, emplacement 2). Ce schéma est évidemment indicatif. La retombée des couches que nous dessinons serait improbable dans le cas où le soulèvement aurait été provoqué par une couche unique de glace. Il n'en est pas de même s'il provient de l'apparition de lentilles de glace nombreuses, dispersées verticalement et horizontalement au sein des couches soulevées. Or, ce devrait être le cas ici puisque nous admettons maintenant que les buttes périglaciaires des Hautes Fagnes étaient dues à l'apparition de glace de ségrégation (A. PISSART,

1974). Dans ce cas, en effet, au moment de la fusion, chaque partie de la couche a pu être séparée de la partie voisine. Elle a pu ainsi avoir un comportement indépendant et effectuer une réelle descente verticale.

Après la fusion de la glace et l'affaissement du centre de la butte, la tourbe 1 s'est alors développée. Elle est très mince sur le rempart mais s'épaissit dans la cuvette où, par forage, nous avons mesuré jusqu'à 4,20 m d'épaisseur. Des analyses polliniques réalisées par B. BASTIN (en préparation) montrent que la formation de cette tourbe a commencé au Préboréal.



##### 5.- COMPARAISON AVEC LA COUPE DEGAGEE DANS LE REMPART D'UN VIVIER DE LA BRACKVENN EN 1974

Comme nous l'avons précisé au début de cet article, une seule coupe dans le rempart d'un vivier a été étudiée précédemment. Elle avait été dégagée dans la fagne de la Brackvenn, à 800 m au sud-ouest de l'excavation que nous venons de décrire. Il est intéressant de comparer les données obtenues dans ces deux fouilles afin de préciser les faits qui ont été retrouvés de part et d'autre, et de souligner les confirmations qui résultent de cette comparaison.

Figure 7

*Schéma montrant comment un relief peut être conservé en bordure de la trace d'une butte périglaciaire suite à un soulèvement, avec une composante latérale, des formations surmontant la glace, et une descente verticale des mêmes formations lors de la fusion de celle-ci.*

*En a, les couches sont horizontales.*

*En b, les couches soulevées à l'état gelé sont repoussées latéralement.*

*En c, la descente verticale des sédiments dégelés permet la conservation d'un relief non seulement au-dessus de l'endroit où se trouvait la masse de glace, mais encore en bordure de celle-ci.*

*1: direction de la stratification ; 2: glace ; 3: direction du soulèvement ; 4: direction de la descente.*

La coupe observée dans le vivier de la Brackvenn (fig. 4 dans B. BASTIN *et al.*, 1974) montrait une similitude très grande avec celle que nous venons de décrire dans la Konnerzvenn. Aucune couche de tourbe n'indiquait cependant où se trouvait la surface au moment où la butte périglaciaire est apparue. Par contre, une couche de limon remanié avait été découverte à proximité de cette surface. A la lumière des observations dont nous disposons maintenant, il paraît clair que cette couche de limon est apparue dans les premiers stades de croissance de cette butte périglaciaire. Contrairement à ce que nous avons écrit, la surface du sol au moment où la butte a commencé à croître se trouvait donc à la base de la couche 9 (fig. 4, p. 344 dans B. BASTIN *et al.*, 1974). D'une façon identique à ce que démontre de manière absolue la coupe de la Konnerzvenn, la butte périglaciaire s'est agrandie, non seulement verticalement mais encore latéralement. L'épaississement de la couche 9, à l'emplacement du prélèvement M (sur la figure 4 dans B. BASTIN *et al.*, 1974), correspond à l'endroit où se trouvait la concavité basale de la butte, au moment de la mise en place de cette couche 9.

Après avoir longuement examiné cette coupe en 1974, P. HAESAERTS (5) avait conclu sur la base d'autres arguments que la surface topographique se trouvait bien, comme nous le pensons maintenant, à la base de cette couche 9.

Cette nouvelle interprétation est d'ailleurs beaucoup mieux en accord avec les résultats des analyses palynologiques, tels qu'ils étaient donnés par B. BASTIN dans cet article. En effet, ce dernier avait montré que la base de la couche 9 correspondait à un refroidissement marqué du climat.

Cela mis à part, les deux coupes sont, en gros, identiques ; les remparts étant dus, des deux côtés, à la fois à la déformation des matériaux déjà en place et à la descente par congélifluxion des matériaux sur la pente de la butte périglaciaire.

En ce qui concerne la date d'apparition de ces deux remparts, les résultats sont divergents. A la Konnerzvenn, l'apparition de cette butte lors du dernier Dryas est incontestable. Cet âge est doublement établi, à la fois par datation  $^{14}\text{C}$  et par téphrochronologie.

A la Brackvenn, par contre, c'est sur base d'un diagramme pollinique que B. BASTIN a proposé un âge pléniglaciaire pour la formation du pingo. D'autre part, dans la couche 9 de ce même pingo, E. JUVIGNE a trouvé un tuf volcanique qu'il croyait en place et pour lequel il acceptait, de ce fait, un âge pléniglaciaire.

Il est pourtant étonnant que le "tuf de la Brackvenn" n'ait été reconnu nulle part ailleurs dans la région et que E. JUVIGNE ait cherché en vain les traces du "tuf de la Konnerzvenn" (L.S.T. 5 final) dans la partie supérieure de la coupe de la Brackvenn.

De ce fait, nous sommes maintenant enclins à penser que les deux buttes étudiées sont apparues au même moment, à savoir au cours du dernier Dryas.

Cette conclusion implique qu'à la Brackvenn, l'ensemble des minéraux volcaniques sont remaniés dans la couche 9 malgré la présence d'un maximum de concentration très net. Elle implique probablement une altération différentielle des minéraux volcaniques dans la tourbe (Konnerzvenn) et dans le limon gleyifié (Brackvenn) pour expliquer les différents pourcentages de minéraux denses. Enfin, il en découlerait aussi que l'interprétation du diagramme pollinique de la Brackvenn devrait être modifiée.

Rappelons toutefois que les études palynologiques de G. WOILLARD (1975) dans le remplissage tourbeux de six viviers différents l'ont conduit à affirmer que le colmatage des cuvettes a commencé bien avant le début de l'Holocène et que la fonte de certaines buttes périglaciaires était complètement achevée avant le début du Tardiglaciaire.

Pour résoudre définitivement cette importante question, de nouvelles recherches devront être entreprises.

## 6.- CONCLUSIONS

En prouvant que le rempart du "vivier" étudié à la Konnerzvenn est apparu pendant une période froide (à savoir le dernier Dryas), la coupe étudiée confirme l'origine périglaciaire de ces formes. La démonstration que la butte périglaciaire a grandi non seulement verticalement mais encore latéralement est très intéressante pour reconnaître les mécanismes qui lui ont donné naissance. En effet, une telle croissance latérale n'a jamais été observée pour des pingos et est considérée comme très improbable lors de l'apparition de glace d'injection, pour plusieurs raisons théoriques (J.R. MACKAY, 1979, p. 42). A. JAHN (1975, p. 94) estime que cette croissance latérale caractérise les formes nées

(5) Docteur en Sciences. Inst. Roy. Sc. Nat. de Belgique. Rue Vautier, 31, 1040 Bruxelles.

à la suite de l'apparition de glace de ségrégation. Cette observation apporte donc un argument à ajouter à ceux que l'un de nous (A. PISSART, 1974) a invoqué pour démontrer que les "viviers" des Hautes Fagnes résultaient de l'apparition de glace de ségrégation. La découverte d'une couche de tourbe qui existait à la surface du sol au moment de la croissance de la butte augmente encore la ressemblance avec les palse car ceux-ci apparaissent normalement sous une couche de tourbe dont jusqu'à présent l'existence, même sporadique, n'avait jamais été démontrée sur le haut plateau.

La forme étudiée à la Konnerzvenn est apparue après l'Alleröd. Cette datation obtenue confirme la conclusion à laquelle étaient arrivés W. MULLENDERS et F. GULLENTOPS (1969) après l'étude de "viviers" du plateau de la Baraque Fraiture, situés à 50 km au sud-ouest. Il est intéressant de noter que le même âge a été obtenu par palynologie pour des formes identiques du Pays de Galles (S. HANDA & P.D. MOORE, 1976).

Rappelons en passant que la présence de ces viviers a fourni un argument contre l'hypothèse d'une glaciation des Hautes-Fagnes. En effet, au moment de la croissance des buttes périglaciaires, le Haut Plateau ne pouvait être recouvert par un glacier. De ce fait, admettre un âge pléniglaciaire pour ces buttes, comme nous le faisons après l'étude de la coupe de la Brackvenn (B. BASTIN *et al.*, 1974) avait comme corollaire direct le fait qu'une calotte glaciaire n'avait pu exister sur le Haut Plateau, du moins pendant la dernière glaciation. Cette question montre tout l'intérêt de bien connaître le moment d'apparition des buttes périglaciaires et la nécessité de réaliser de nouvelles coupes dans des remparts de viviers.

Notre travail confirme la rigueur climatique du dernier Dryas qui, bien que très bref, a permis la formation d'un pergélisol sur le plateau des Hautes Fagnes. En effet, pour qu'une butte formée par l'apparition d'un noyau de glace au sein du sol se conserve et grandisse pendant plusieurs années, il est nécessaire que le sol ne dégèle pas pendant l'été. Les pingos et palse sont donc des indices absolument fiables de l'existence d'un pergélisol. L'un de nous (A. PISSART, 1974), en étudiant les conditions d'apparition des buttes des Hautes Fagnes, a montré qu'elles étaient vraisemblablement apparues alors qu'existait un pergélisol discontinu. Au Canada, le pergélisol discontinu s'étend approximativement dans la zone où la température moyenne annuelle de l'air est comprise entre  $-10^{\circ}$  et  $-8^{\circ}$  (R. BROWN, 1967 ; C. CRAWFORD & G. JOHNSTON, 1971 (6)). Ces indications paléocli-

matiques sont complémentaires de celles que fournit la palynologie, qui nous renseigne essentiellement sur les températures estivales.

Enfin, soulignons que la découverte au sein d'un niveau de tourbe de poussières volcaniques et sa datation précise sont une contribution importante à l'étude de la téphrostratigraphie de notre pays.

## BIBLIOGRAPHIE

- BASTIN, B., JUVIGNE, E., PISSART, A. & THOREZ, J., 1974. Etude d'une coupe dégagée à travers un rempart d'une cicatrice de pingo de la Brackvenn. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 97 : 341-358.
- BASTIN, B. & JUVIGNE, E., 1978. L'âge des dépôts de la vallée morte des Chôdières (Malmédy). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 101 : 289-304.
- BOURGUIGNON, P., 1953. Associations minéralogiques des limons et argiles des Hautes Fagnes. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 76 : 39-59.
- BROWN, R., 1967. Permafrost in Canada. Canada Geol. Survey, Map 1246 A, Nat. Research Council, Publication 9769.
- BROWN, R., 1969. Factors influencing discontinuous permafrost in Canada, in PEWE, T.L., *The periglacial environment*, Mc Gill-Queen's Univ. Press, 487 p.
- BUSTAMANTE, B., 1974. Synthèse sommaire de l'évolution quaternaire du cours de la Meuse. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 97 : 383-386.
- CRAWFORD, C.B. & JOHNSTON, G.H., 1971. Construction on permafrost. *Canadian Geotechn. J.*, 8 : 236-251.
- FRECHEN, J., 1959. Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leigesteine und Zeitmarken, *F.G.R.W.*, 4 : 363-370.
- GULLENTOPS, F., 1954. Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 18 : 125-252.
- HANDA, S. & MOORE, P.D., 1976. Studies in vegetational history of Mid Wales. *New Phytol.*, 77 : 205-225.
- JAHN, A., 1975. Problems of the periglacial zone. Traduction par le U.S. Dept Commerce, Nat. Techn. Inf. Service, TT72-54011, 223 pp.
- JUVIGNE, E., 1977. Déflation éolienne sur des alluvions de l'Ourthe au Pléistocène. *Rev. belge de Géogr.* : 175-185.
- JUVIGNE, E., 1977a. Zone de dispersion et âge des poussières volcaniques du tuf de Rocourt. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 100 : 13-22.

(6) Localement, un pergélisol discontinu a été observé en un endroit où la température moyenne de l'air atteignait  $-9,4^{\circ}\text{C}$  (R. BROWN, 1969).

- JUVIGNE, E., 1977b. La zone de dispersion des poussières émises par une des dernières éruptions du volcan du Laachersee (Eifel). *Zeit. für Geom.*, 21 : 323-342.
- JUVIGNE, E., 1978. Les minéraux denses transparents des loess de Belgique. *Zeit. für Geom.*, 22 : 68-88.
- JUVIGNE, E., 1979a. L'encaissement des rivières ardennaises depuis le début de la dernière glaciation. *Zeit für Geom.*, 23 : 291-300.
- JUVIGNE, E., 1979b. Scheidetrichtermethode oder Zentrifugaltrennung zur quantitativen Gewinnung von Schwermineralen. *Senckenbergiana marit.*, 11 : 171-174.
- JUVIGNE, E. & PISSART, A., 1979. Un sondage sur le plateau des Hautes Fagnes au lieu-dit "La Brackvenn". *Ann. Soc. géol. Belg.*, 102 : 277-284.
- MACKAY, J.R., 1979. Pingos of the Tuktoyaktuk peninsula area, Northwest territories. *Geogr. Phys. Quat.*, XXXIII (1) : 3-61.
- MULLENDERS, W. & GULLENTOPS, F., 1969. The age of the pingos of Belgium, dans *The periglacial environment*, edited by T.L. Pewe, Mc Gill-Queen's University Press : 321-335.
- PISSART, A., 1956. L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 76 : 129-133.
- PISSART, A., 1963. Les traces de pingos du Pays de Galles (Grande-Bretagne) et du plateau des Hautes Fagnes (Belgique). *Zeit. für Geom.*, 7 : 147-165.
- PISSART, A., 1974. Les viviers des Hautes Fagnes sont des traces de buttes périglaciaires ; mais s'agissait-il réellement de pingos ? *Ann. Soc. géol. Belg.*, 97 : 359-387.
- PISSART, A., BASTIN, B., JUVIGNE, E. & THOREZ, J., 1975. Etude génétique, palynologique et minéralogique des dépôts périglaciaires de la vallée de la Soor (Hautes Fagnes, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 98 : 415-439.
- TAVERNIER, R. & LARUELLE, J., 1952. Bijdrage tot de Petrologie van de recente Afzettingen van het Ardenne Maasdekken. *Natuurwetensch. Tijdschrift.*, 34 : 99-110.
- WASHBURN, A.L., 1979. *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments.* Edwards Arnold, London, 406 pp.
- WOILLARD, G., 1975. Recherches palynologiques sur le Pléistocène dans l'est de la Belgique et dans les Vosges lorraines. *Acta Geographica Lovaniensia*, 14, 118 pp.