



Les « viviers » des Hautes-Fagnes
Traces spectaculaires de la dernière glaciation

Albert Pissart

Professeur émérite à l'Université de Liège

Membre de l'Académie des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique



© Haute Ardenne asbl, 2014
Dépôt légal : D/2014/5229/1

Photos de couverture

- Couverture : lithales dans la Brackvenn. © Parc Naturel Hautes-Fagnes / Eifel asbl (photo haut de page) et © A. Pissart (photo bas de page) .
- Quatrième de couverture : « Champ » de lithales dans la Brackvenn de part et d'autre de la route Eupen - Monschau. © Ministère des Travaux Publics de Belgique, mission du 29 septembre 1970 (photo 73448, 62g).

**Les « viviers » des Hautes-Fagnes
Traces spectaculaires de la dernière glaciation**

Albert Pissart

**Professeur émérite à l'Université de Liège
Membre de l'Académie des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique**

**Haute Ardenne asbl
2014**

Avant-propos

Après la dernière guerre dans divers pays d'Europe occidentale dont la Belgique et la France, les géomorphologues ont pris conscience que le relief avait peu changé après la dernière glaciation. Une idée s'est imposée alors : pendant les périodes glaciaires, l'évolution de la morphologie a été rapide et le modelé des pays tempérés (du moins ceux qui n'ont jamais été recouverts par des glaciers), a été essentiellement façonné lorsqu'ils subissaient un environnement périglaciaire (environnement qui existe autour des glaciers et caractérisés par un climat froid). Dans un tel milieu, la désagrégation des roches par le gel est efficace, les transports en masse des matériaux sur les pentes sont rapides et les crues nivales des rivières transportent vers l'aval d'abondants sédiments. Les recherches se sont multipliées alors avec comme objectif de reconnaître les formes et les dépôts mis en place pendant les périodes froides. C'est seulement après la guerre 40-45 que l'origine éolienne des limons périglaciaires qui font la richesse de notre agriculture, a été reconnue en Belgique.

Dans ce cadre, le Professeur Paul Macar (Ulg) m'a proposé en 1950 comme travail de fin d'études en sciences géographiques, de rechercher l'origine des accumulations pierreuses de l'Ardenne. Je me suis focalisé sur les dépôts des Hautes-Fagnes qui avaient été considérés près de cinquante ans auparavant (Stamm, 1912) comme des dépôts glaciaires. Cette recherche m'a amené à conclure que les accumulations de blocs de quartzite revinien dans le fond des vallées du Haut Plateau étaient apparues sous des conditions froides, périglaciaires, en dehors de l'action de tout glacier.

En 1953 comme officier de réserve attaché à l'Institut Cartographique Militaire, j'ai pu accéder aux premières photos aériennes qui étaient prises pour réaliser par photogrammétrie les cartes topographiques. Ces photos étaient, en ces temps de guerre froide, des documents secrets auxquels j'avais seulement accès comme officier et que je n'ai plus pu consulter librement par la suite. Elles montraient admirablement les dépressions fermées entourées de remparts que sont les « viviers » des Hautes-Fagnes. Le Professeur R. Bouillenne avait étudié certains de ces viviers un peu avant la guerre et avait conclu que, comme on ne connaissait pas de processus naturels creusant des excavations et rejetant la terre sur les côtés, il fallait voir dans ces viviers des restes d'enceintes où des hommes préhistoriques avaient construit des habitations sur pilotis.

L'observation de ces milliers de dépressions représentant le déplacement de centaines de milliers de m³ de terre et aussi le souvenir d'avoir creusé péniblement de petites excavations pour étudier les accumulations pierreuses, m'avaient convaincu qu'une origine naturelle des viviers était beaucoup plus

vraisemblable qu'une œuvre due à des hommes préhistoriques. Après des recherches dans la littérature, j'ai proposé au Professeur P. Macar, mon maître, de considérer les viviers comme des traces de pingos, à savoir des traces de buttes périglaciaires connues dans le delta du Mackenzie et au Groenland. Le Professeur Macar a trouvé cette hypothèse trop hardie et j'en étais resté là.

Une année plus tard, alors que j'étais professeur de géographie à l'Athénée de Chimay, Monsieur Macar de retour d'une réunion périglaciaire qui s'était tenue à Paris, m'a écrit que le Professeur Maarleveld d'Amsterdam avait expliqué comme des traces de pingos des dépressions aux Pays-Bas. Il m'encourageait à ce moment à publier sans tarder mon hypothèse de l'origine des viviers des Hautes-Fagnes. C'est ainsi qu'en 1956, j'ai publié dans les annales de la Société géologique de Belgique une première note intitulée « L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes ». L'hypothèse était osée car les connaissances de ces formes arctiques étaient toujours fort réduites.

En 1960, grâce à une bourse postdoctorale Otan, j'ai reconnu au Pays de Galles des formes semblables aux viviers. Une partie des remparts était constituée de dépôts stratifiés qui établissaient leur origine naturelle.

En 1965 et 1966, grâce à des bourses du Conseil des Arts du Canada, j'ai passé deux étés dans le haut Arctique canadien avec le Service géologique du Canada pour étudier des pingos. Il m'est apparu alors qu'il était impossible d'appliquer au plateau des Hautes-Fagnes les mécanismes qui formaient les pingos au Canada. Si les viviers n'étaient pas des restes de pingos, il restait toutefois très vraisemblable que les viviers étaient sans doute des traces de buttes naturelles périglaciaires dont on ne connaissait pas à ce moment des équivalents.

Dans les années 1970, presque simultanément en Laponie et au Canada, ont été décrites pour la première fois des buttes remplies de glace jusque-là inconnues. Il s'agissait des lithalses dont nous détaillerons les caractéristiques.

En Belgique, la connaissance des viviers s'est aussi enrichie à la suite de l'étude de tranchées réalisées grâce à des subsides du FNRS. La tranchée qui a donné les résultats les plus intéressants a été décrite en 1980. Elle a montré ainsi que les viviers sont apparus effectivement sous des conditions périglaciaires lors de l'ultime coup de froid de la dernière glaciation, période appelée le Dernier Dryas, il y a plus de 10.000 ans.

C'est en 1998 seulement, soit après 42 ans de recherches que j'ai observé en Hudsonie (Québec) des dépressions entourées de remparts semblables aux viviers. Ces formes n'avaient pas jusque-là attiré l'attention des chercheurs.

Mais il reste encore bien des incertitudes. En 2010, j'ai montré que les traces de lithalses se trouvent sur des roches quartzitiques du Revinien qui ont été altérées avant la transgression du Secondaire. Ainsi il est devenu clair que ce n'est pas seulement le climat rigoureux du Haut Plateau pendant le Dernier Dryas qui est responsable de la répartition des viviers. Le substratum constitué de roches quartzitiques altérées a joué aussi un rôle important dans la formation des viviers.

Plus de 50 ans après ma première publication sur les viviers des Hautes-Fagnes, je pose aujourd'hui la question de savoir si les remparts des viviers ne sont pas nés, non seulement par la descente de matériaux sur les pentes des lithalses mais aussi par une poussée latérale de la masse de glace en croissance (Pissart *et al.*, 2011). On n'a donc pas fini de se poser des questions dont les réponses viendront vraisemblablement de recherches faites dans les conditions difficiles et coûteuses de l'Arctique.

Bref, pendant toute ma vie académique, je n'ai cessé de m'intéresser aux viviers des Hautes-Fagnes. Au cours de tout ce temps, le progrès des connaissances géomorphologiques de l'Arctique a été considérable et l'interprétation des viviers des Hautes-Fagnes a, de ce fait, évolué. Les buttes cryogènes qui expliquaient les viviers étaient en 1956 des pingos ; elles sont devenues en 1998 des lithalses...

Les connaissances acquises pendant les 60 ans où j'ai été concerné par les viviers sont exposées dans le présent volume. Une synthèse des connaissances en l'an 2000 a été publiée dans la revue Hautes Fagnes en six articles sortis en 1999 et 2000. Ces articles étaient fort détaillés. En voici une version plus courte et mise à jour puisqu'elle fait état des faits reconnus au cours de la dernière décennie.

Fin 2012, le manuscrit du présent fascicule était rédigé. Un confrère de l'Académie, le Professeur émérite Cyrille Sironval a accepté de relire ce texte pour qu'il soit aisément compris par les non-spécialistes. Il m'a fait de nombreuses suggestions pour améliorer le manuscrit. J'ai suivi un certain nombre de ses recommandations et je le remercie vivement pour le temps précieux qu'il y a consacré alors qu'il avait plus de 90 ans.

Mon ami Adrien Laurant a bien voulu, avec son soin particulier, relire et corriger la dernière épreuve de ce manuscrit. Je lui en suis très reconnaissant.

Enfin, je suis reconnaissant à Haute Ardenne d'avoir publié ce fascicule. J'exprime aussi toute ma gratitude à Monsieur Serge Nekrassoff, Secrétaire de cette association, pour en avoir assuré la mise en page et la publication.

1. Introduction

1.1 Dans la première moitié du 20^e siècle, quelques esprits curieux se sont intéressés à des formations particulières propres aux plateaux des Hautes-Fagnes et de la Baraque de Fraiture en Belgique : les viviers. Il s'agit de dépressions fermées, remplies de tourbe et entourées d'un rempart (figures 1 et 2) qui existent en très grand nombre sur ces plateaux. Nous avons proposé, il y a plus de 50 ans (Pissart, 1956) que leur origine était liée à l'apparition de glace dans le sol et cette origine paraît bien admise de nos jours. Toutefois le détail des mécanismes qui leur ont donné naissance est toujours discuté.

1.2 Dans le texte ci-dessous, nous montrons d'abord ce que sont les viviers des Hautes-Fagnes, puis nous expliquons ce que sont les buttes cryogènes de l'Arctique qui ont été considérées successivement comme étant à l'origine des viviers, à savoir les pingos, les palses et les lithalses. Dans le chapitre suivant intitulé « historique », je détaille comment, avec le progrès des connaissances des régions froides, les idées ont évolué pour arriver aujourd'hui à considérer les viviers comme des traces de lithalses. Par la suite, nous exposons les résultats des fouilles réalisées dans les remparts des viviers, fouilles qui ont permis de préciser comment ces formes sont apparues et de les dater du Dernier Dryas. Nous donnons ensuite des indications sur le climat des Hautes-Fagnes pendant cette période froide. Enfin, nous expliquons comment le climat s'est brusquement refroidi pendant le Dernier Dryas, période qui a duré environ 1.100 ans (entre 11.600 et 12.700 années calendrier avant aujourd'hui).



Figure 1 - Vue aérienne oblique, à basse altitude, des viviers de la Brackvenn à proximité de la route Eupen-Montjoie visible à l'arrière plan. (Photo A. Pissart)

2. Les viviers des Hautes-Fagnes

2.1. Comme le montrent les figures 1 et 2, les viviers des Hautes-Fagnes sont des dépressions fermées remplies de tourbe et entourées d'un rempart.

2.2. Les remparts des viviers sont constitués de limons éoliens mélangés avec des débris du substratum cambrien, à savoir, des quartzites et des phyllades. Ils constituent des endroits secs et, de ce fait, par leur couverture végétale différente, ils apparaissent clairement sur les photos aériennes. Parfois leur élévation au-dessus du sol voisin est très faible mais ils peuvent quelquefois atteindre plus de 3 mètres d'élévation.

2.3. Les viviers des Hautes-Fagnes peuvent avoir des formes très variées comme le montre la figure 3. A côté de formes circulaires ou irrégulières (figure 3a, 3b, 3c) existent des formes allongées (figure 3d) et des zones de relief anarchique (figure 3b et 3d, *pro parte*). Toutes les transitions peuvent être trouvées entre ces différentes morphologies.

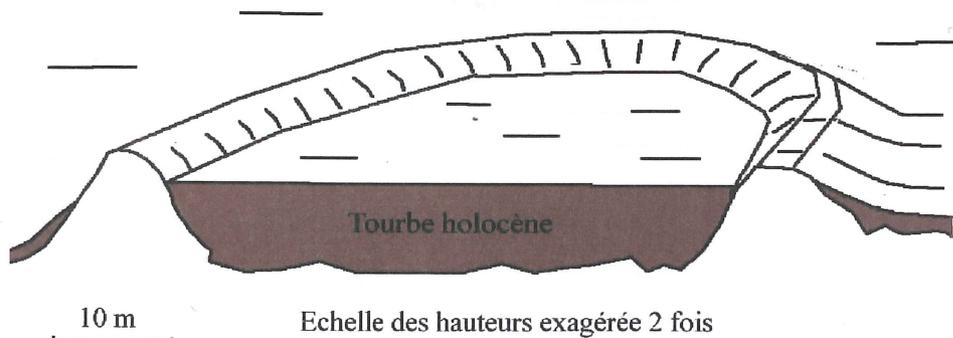
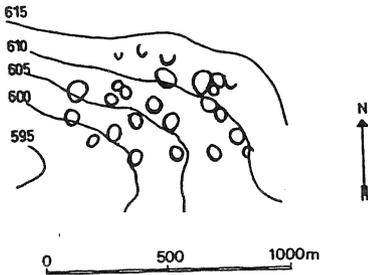


Figure 2 - Photo et schéma d'un vivier circulaire au lieu-dit « la Brackvenn ». Le profil dessiné sous la tourbe holocène à l'avant-plan correspond au profil mesuré sur le terrain par des sondages dans la tourbe suivant la ligne blanche de la photo.

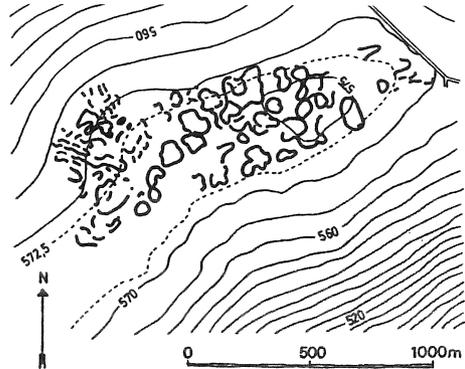
Les formes fermées témoignent clairement du développement de buttes isolées et sont les plus faciles à expliquer. Ce sont ces formes qui ont toujours été considérées comme les plus caractéristiques du Haut Plateau.

Quant aux **remparts allongés**, ils atteignent dans le cas le plus remarquable 800 m de longueur. Ces formes n'existent que sur des pentes variant entre 2.4% et 4% et s'étirent selon la ligne de plus grande pente.

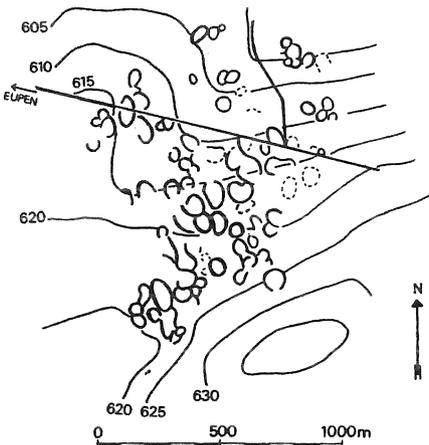
a - Baraque Fraiture



b - Crête de Malchamps



c - Brackvenn



d - Steinley

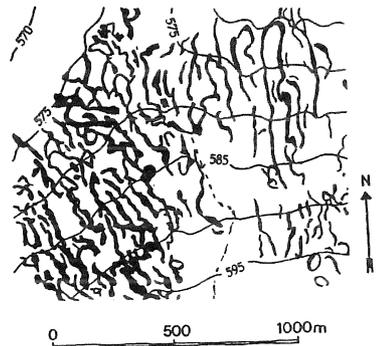


Figure 3 - Tracés de remparts de viviers d'après des photos aériennes. La couverture végétale différente sur les remparts plus secs les fait apparaître clairement. Les formes circulaires sont les plus régulières (plateau des Tailles en a). Les tracés des remparts sont de plus en plus complexes en b et c et spécialement en d avec des formes étirées au lieu-dit Steinley.

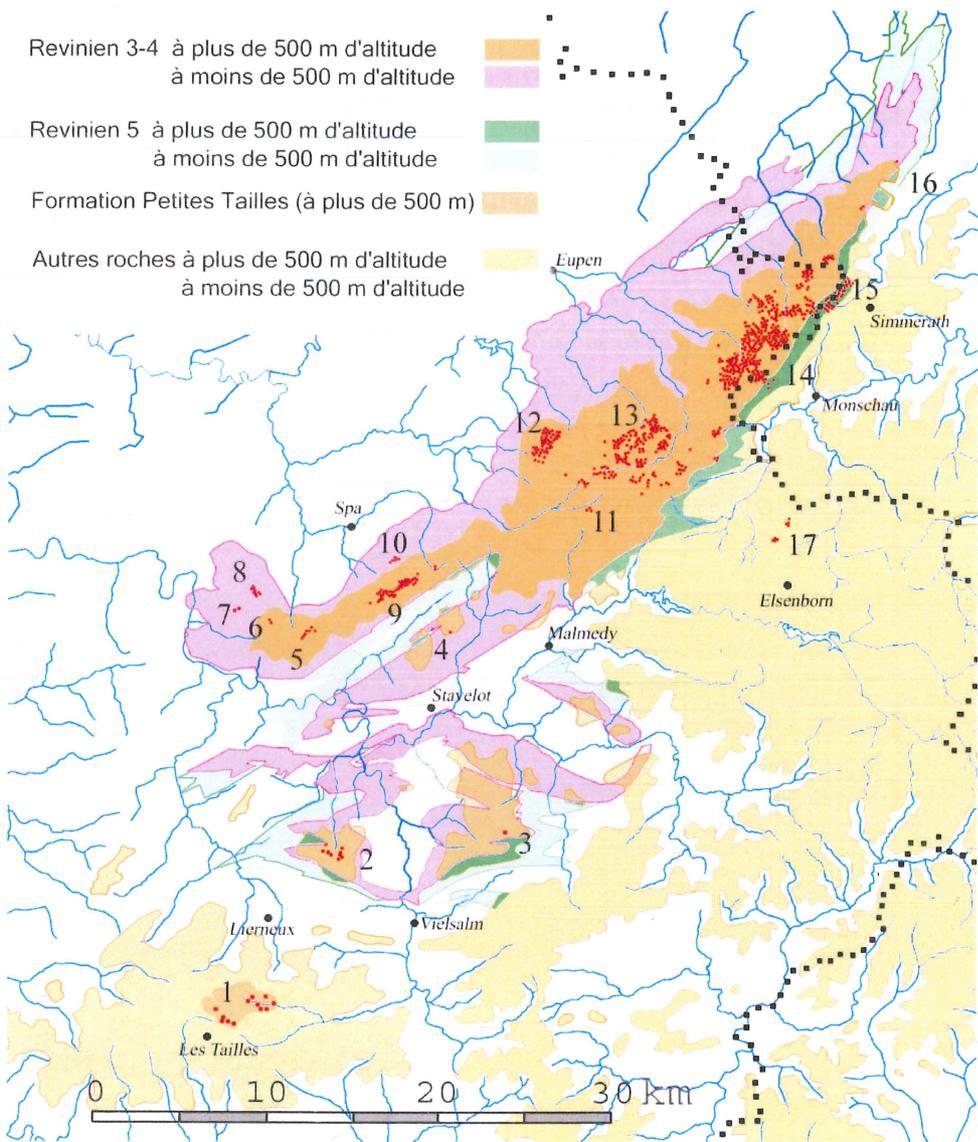


Figure 4 - Répartition des viviers connus. Ils sont presque tous en Belgique sauf quelques-uns distribués en Allemagne dans la région de Monschau et Simmerath. Cette carte montre leur localisation par rapport à l'altitude de 500 m et par rapport aux limites des formations géologiques proposées par Geukens (1999). Chaque point rouge correspond à un groupe de viviers.

2.4. La figure 4 montre la localisation des viviers connus. Sur cette carte où les viviers ou groupes de viviers sont représentés par des points de couleur rouge, les chiffres reportés correspondent aux sites mentionnés ci-après : 1. Plateau des Tailles, 2. Massif à l'ouest de Grand-Halleux, au nord d'Arbrefontaine, 3. Massif à l'est de Grand-Halleux, 4. 4.6 km au nord de Stavelot, 5. Extrémité de la crête de la Vecquée, au nord des fagnes de La Gleize, 6. Bronromme (4 km au nord de Stoumont), 7. Sur la fagne, à l'extrémité ouest de la fagne de la Vecquée, 8. Vert-Buisson, 9. Malchamps, 10. Aérodrome de Spa, 11. Plateau de la Baraque-Michel, 12. Plenesses, Fermes en fagne, Fange Leveau, 13. Fagne wallonne et fagne des Deux-Séries, 14. Fagnes du nord-est, 15. A l'ouest de Simmerath, 16. En Allemagne, à l'extrémité nord du Massif Cambrien, 17. Dans le terrain militaire d'Elsenborn.

2.5. La carte montre que les viviers sont presque tous à plus de 500 m d'altitude. Toutefois, quelques viviers sont à des altitudes inférieures (points 6, 7, 8 et 10 sur la figure 3) avec les moins élevés à 430 m (point 6). Mis à part les viviers du point 17 (Elsenborn), les viviers sont tous sur des roches du Cambrien moyen et supérieur. Il est remarquable qu'aucun vivier n'ait été reconnu sur le Haut Plateau qui s'étend au sud-est de la crête des Hautes-Fagnes à plus de 500 m d'altitude.

3. Pingos, paises, lithalses. De quoi s'agit-il ?

Notions de géomorphologie périglaciaire

3.1. Les viviers des Hautes-Fagnes ont été interprétés comme des traces de buttes dues à l'apparition de glace dans le sol pendant la dernière glaciation (Pissart, 1956). On les a expliqués successivement comme des traces de pingos, puis de paises minérales et enfin de lithalses. Nous expliquons ici ce que sont ces différentes buttes présentes dans l'Arctique.

Ces trois termes désignent des buttes formées par apparition de glace dans le sol dans les régions froides où existe un pergélisol, c'est-à-dire dans des régions où le sol reste toute l'année sous 0°C. Ces buttes sont caractéristiques de régions froides qui s'étendent autour des glaciers, dans des environnements dits périglaciaires. La Belgique a été dans de tels environnements au cours des glaciations. Les viviers sont apparus à la fin de la dernière glaciation, il y a environ 12.000 ans, au moment où la calotte glaciaire du nord de l'Europe avait déjà abandonné l'extrémité sud de la Scandinavie.

3.2. Les pingos

3.2.1. Le mot pingo (mot esquimau) désigne des buttes qui, le plus souvent, ont une forme conique et peuvent atteindre 50 m de hauteur (figure 5). Il désigne des reliefs dus à des accumulations de glace dans le sol qui soulèvent la couche superficielle. Les pingos ont été bien étudiés dans le delta du Mackenzie où Stager (1956) en a dénombré plus de 1300. 85% de ces formes ont moins de 20 m d'élévation (Mackay, 1962). En plan, les pingos les plus typiques ont une forme circulaire. Leur diamètre varie entre 30 et 300 m. Cependant des formes allongées existent.

Lorsqu'un pingo se forme, la terre est soulevée et se fissure. Le réseau des fractures présente une allure radiale et converge à la partie sommitale (figure 5). En s'élargissant, il permet la fusion du noyau de glace sous-jacent. Ainsi se développe, au sommet de la butte, une dépression amorcée par l'action d'étirement des couches qui se soulèvent. Elles donnent aux pingos évolués l'aspect d'un cône volcanique.

Les pentes des pingos sont très variées. Mackay (1979) a montré que les buttes s'élargissaient peu au cours de leur croissance. En conséquence, les pentes s'accroissent progressivement et peuvent atteindre localement 45°. Du côté du « cratère », les pentes plus courtes se rapprochent parfois de la verticale.



Figure 5 - Vue de l'Ibyuk pingo près de Tuktoyaktuk dans le delta du Mackenzie. Avec 49 m d'élévation, il s'agit du pingo le plus haut de cette région. Il grandit encore actuellement de 2,3 cm par an. Mackay (1977) lui donne un âge d'environ 1000 ans. (Photo A. Pissart)

3.2.2 Caractères internes

Des sections faites à travers différents pingos ont montré l'existence au cœur de la butte d'une énorme lentille de glace pure formée par la congélation d'eau injectée lors du soulèvement du sol. Mackay (1979) pense que de la glace de ségrégation (dont la formation sera expliquée plus loin) peut s'accumuler aussi dans le noyau gelé des pingos. La présence d'une lentille d'eau libre soulevant le noyau de glace a été démontrée par Mackay en 1977 par l'observation de « pulsating pingos », pingos qui se soulèvent et s'affaissent de plusieurs décimètres en quelques mois ou quelques jours. L'affaissement est, dans ce cas, le résultat de la vidange à la surface de la poche d'eau formée sous la glace.

Les matériaux soulevés par le noyau de glace sont de nature très variée. Parfois ce sont des roches meubles allant des argiles aux graviers ; parfois ce sont des roches consolidées telles que des grès (Müller, 1959), des schistes (Balkwill *et al.*, 1974) ou des dolomies schisteuses paléozoïques (St-Onge et Pissart, 1990). L'épaisseur de la couche soulevée varie considérablement ; elle dépasse l'épaisseur de la couche qui gèle et dégèle chaque année, sans quoi la glace fondrait chaque été. L'épaisseur la plus grande observée semble être de 14 m pour l'Ibyuk pingo (figure 5).

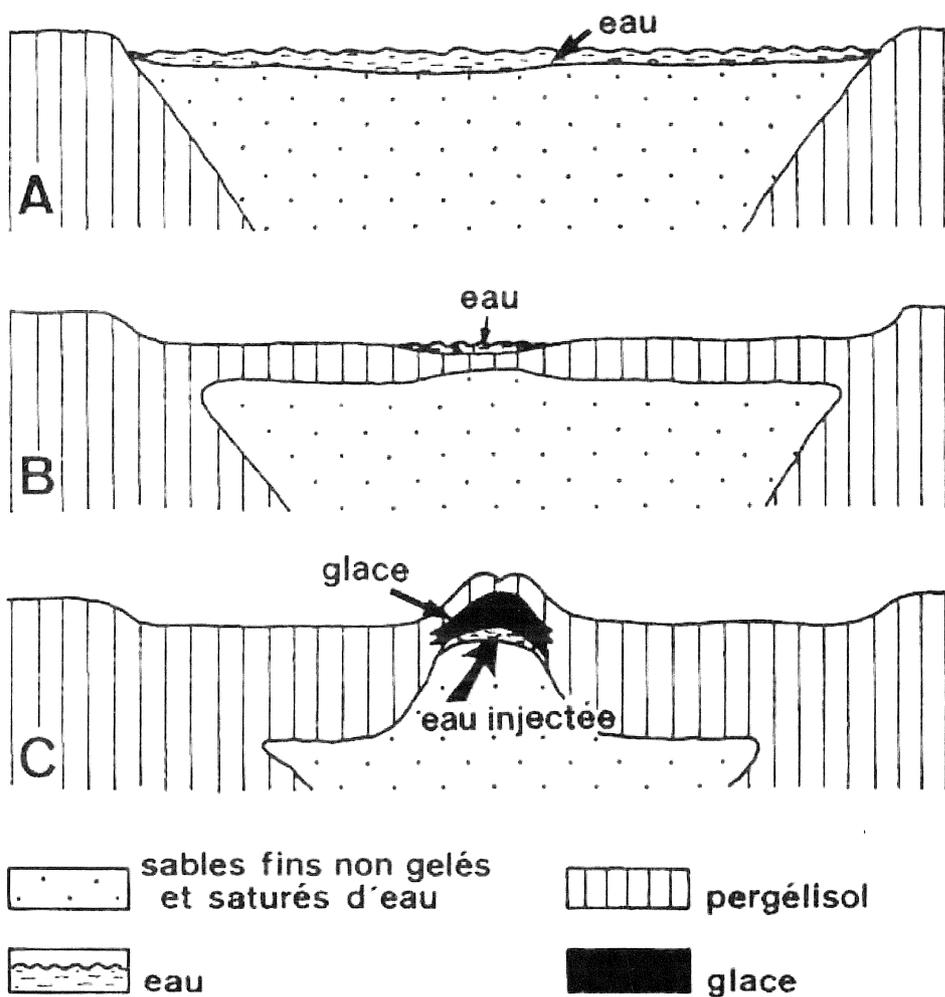


Figure 6 - Origine des pingos du Mackenzie « en système fermé ».

- A. Sous un lac assez profond, il n'existe pas de pergélisol.
- B. Si le niveau du lac s'abaisse et que la lame d'eau n'est plus suffisante pour empêcher le gel d'atteindre le fond du lac une poche de sédiments non gelés se forme et est progressivement prise par le gel.
- C. La pression qui apparaît dans cette poche non gelée où l'eau se transforme en glace détermine l'injection d'eau sous la masse de glace déjà apparue. Cette eau va geler sur place ou, parfois, s'écouler en surface (d'après Mackay, 1979).

3.2.3 Origine des pingos

Deux mécanismes sont proposés pour décrire la formation des pingos.

3.2.3.1. Les pingos du delta du Mackenzie sont apparus « en système fermé ». Ce sont les formes les mieux étudiées principalement grâce aux recherches de J. R. Mackay. Ces pingos, comme ceux de Yakoutie centrale, sont localisés à l'emplacement d'anciens lacs. Ceux-ci jouent un rôle déterminant dans le mécanisme qui leur donne naissance comme nous l'expliquons ci-dessous.

Dans les régions où le sol toujours gelé (le pergélisol) peut atteindre une grande épaisseur, une zone non gelée persiste sous les lacs profonds (figure 6A): la température moyenne du fond de ces lacs est nettement plus élevée que celle de la surface du sol autour de celui-ci. Cette zone non gelée s'explique parce qu'en hiver, à l'emplacement de ces lacs, le gel n'atteint pas le fond ; et qu'en été, l'eau des lacs échauffée par les rayons du soleil est à une température moyenne supérieure à celle de la surface du sol.

Si, à la suite d'un abaissement du niveau du lac, l'épaisseur de la lame d'eau diminue, le fond du lac se refroidit et est pris par le gel. Ainsi apparaît sous le fond de l'ancien lac une poche de sédiments non gelés entourée de toutes parts de sédiments gelés (figure 6B). Porsild (1938) compare ce phénomène avec ce qui se produit dans une bouteille de lait soumise au gel : l'augmentation de volume qui accompagne le gel de l'eau détermine dans le système fermé que constitue la poche de sédiments non gelés, une augmentation de pression qui peut être très importante et va provoquer une injection d'eau vers la surface.

Cette eau injectée peut parvenir à la surface. Si le phénomène se passe en hiver, l'eau y gèle rapidement et constitue une masse de glace que les anglais dénomment icing. (L'arrivée d'eau liquide à la surface pendant l'hiver forme des icings). Le plus souvent cependant l'eau est retenue dans le sol, sous une couche de glace déjà formée qui est soulevée. Cette poche d'eau y est par la suite congelée, donnant de la glace dite d'injection, glace résultant de la congélation d'eau injectée dans le sol.

La majorité des lacs asséchés du delta du Mackenzie ont donné naissance à un seul pingo. Rares sont ceux qui font apparaître deux pingos. Aussi la densité au km² des pingos en système fermé est toujours réduite : 10 pingos par 10 miles carrés, soit une distance moyenne de 1.1 mile entre les pingos pour tout le delta du Mackenzie (voir la carte de Stager, 1956). La densité maximum trouvée dans ce delta est de 31 pingos pour 10 miles carrés. Cette caractéristique les distingue des viviers des Hautes-Fagnes qui sont, dans de nombreux secteurs, quasi contigus (figures 1 et 4).

3.2.3.2. Les pingos nés en système ouvert sont décrits aussi au Groenland, en Sibérie, au centre de l'Alaska, au Yukon et au Spitzberg. Le schéma donné sur la figure 7 montre leur mécanisme de formation. De l'eau circule sur le versant entre le pergélisol et la roche en place imperméable. Cette eau mise sous pression le long du versant est injectée dans le sol supérieur. La pression ne résulte pas ici de l'augmentation de volume d'eau qui gèle (pression cryostatique), mais d'une pression hydrostatique due à la mise en charge d'une nappe aquifère sur un versant. Ces pingos apparaissent dans des zones moins froides que les pingos en système fermé : ils se forment dans la zone du pergélisol discontinu. Ils sont toujours très dispersés : leur densité en Alaska atteint parfois 10 pour 260 km² (Holmes *et al.*, 1968).



Figure 7 - Origine des pingos en système ouvert (d'après Holmes *et al.*, 1968).

3.3. Les palses

3.3.1. Le mot palse est un mot lapon signifiant une butte couverte de tourbe et localisée dans un marais. Dans cette butte se trouve un noyau toujours gelé (pergélisol) contenant une grande quantité de glace.

Différents types de palses ont été décrits d'après leur morphologie : des palses coniques, des palses allongées et des palses complexes. La hauteur des palses est rarement supérieure à 7 m. Des plateaux palsiques appartenant à la même famille se présentent comme des surfaces planes surélevées. De très nombreuses lentilles de glace de ségrégation se trouvent au sein des palses. Ce type de glace joue un rôle déterminant dans la formation de ces formes.

3.3.2. La glace de ségrégation

La glace de ségrégation apparaît sous forme de lentilles (figure 9) qui se développent dans des matériaux de granulométrie fine. Le terme «ségrégation» évoque la séparation au sein du sol de l'eau et de la matière minérale, de la même manière que l'on parle de ségrégation raciale lorsque l'on sépare des personnes de races différentes.



Figure 8 - Palse typique en Laponie près du fjord Varanger. (Photo A. Pissart)

La formation de lentilles de glace au sein du sol résulte de la migration de l'eau dans les capillaires vers la zone de gel par un phénomène identique à celui qui s'effectue dans un sol qui s'assèche, comme par exemple lorsqu'il est exposé à l'action des rayons du soleil. Dans cette circonstance, ce n'est pas seulement la couche de surface qui voit sa teneur en eau diminuer, car toute la partie supérieure

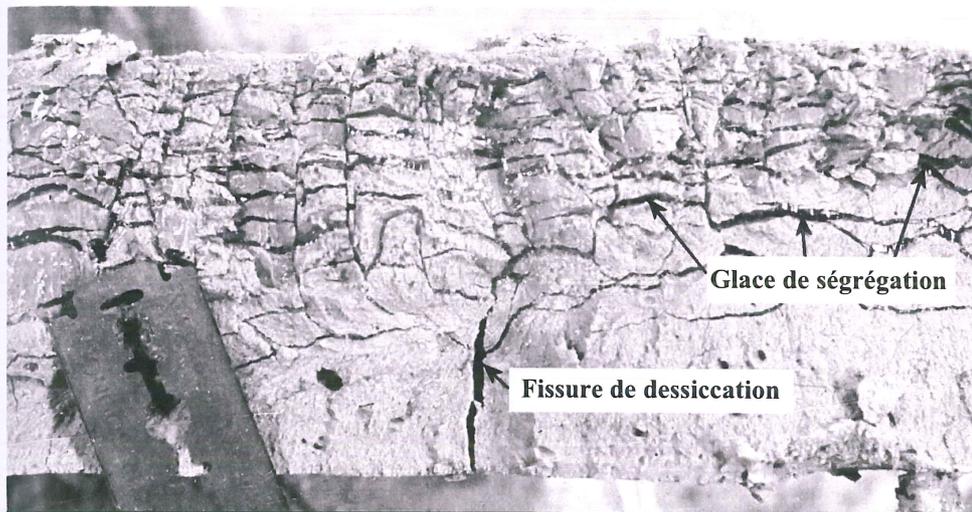


Figure 9 - Une couche de boue de 10 cm d'épaisseur a été soumise dans un réfrigérateur à un gel lent depuis la surface (une pénétration lente du gel a été obtenue par un réchauffement à la base de la couche de boue). Des lentilles de glace de ségrégation sont apparues dans la moitié supérieure de cette couche qui est devenue très riche en H_2O par migration d'eau (cryosuccion) depuis la partie inférieure du bac. La couche inférieure s'est ainsi asséchée et des fissures de dessiccation y sont apparues. (Photo A. Pissart, 1987)

du sol s'assèche. L'eau migre en effet alors par les films capillaires depuis la profondeur vers la surface. Lors du gel d'un sol, il se produit un phénomène identique : l'épaisseur du film capillaire diminue à l'emplacement où de l'eau devient de la glace, c'est-à-dire contre les lentilles de glace en croissance. La tendance à reconstituer les films capillaires provoque la migration de l'eau vers le front de gel (figure 10). La seule différence avec le phénomène d'évaporation consiste dans le fait que, lors du gel, l'eau reste présente dans le sol sous forme de lentilles de glace, tandis que la vapeur disparaît dans l'atmosphère. Il faut souligner en passant le rôle important des phénomènes de surfusion: c'est parce que l'eau migre dans les capillaires à une température inférieure à 0°C que souvent le déplacement de l'eau peut se poursuivre. Cette migration de l'eau vers le front de gel est appelée cryosuccion. Une conséquence de ce phénomène est

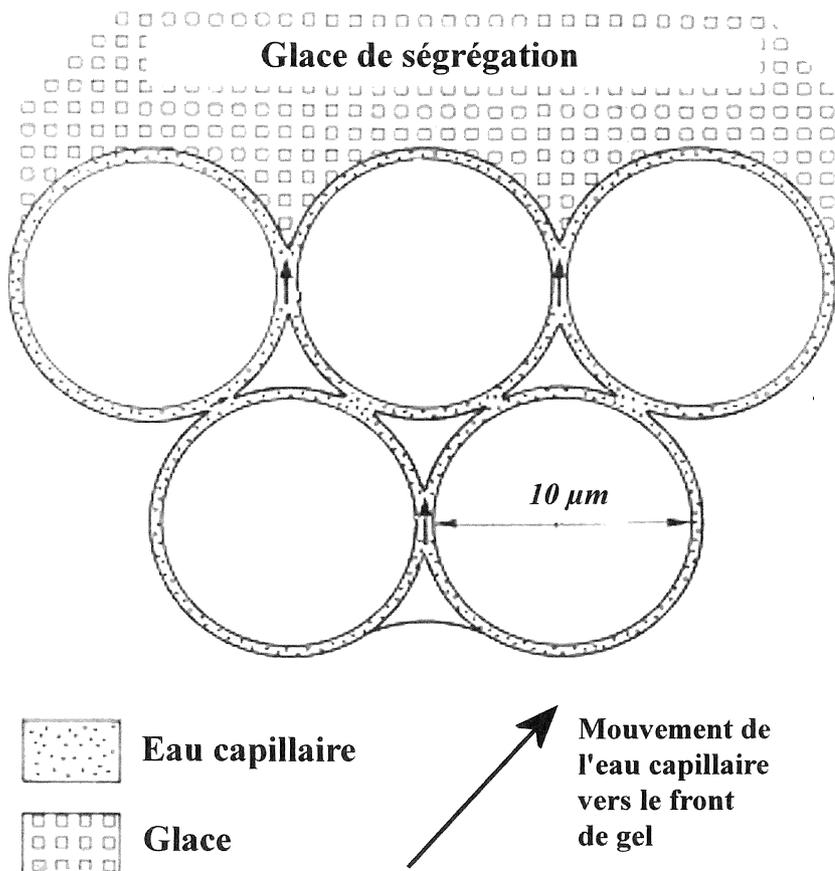


Figure 10 - Schéma montrant la migration d'eau capillaire (cryosuccion) vers une lentille de glace de ségrégation au sein de particules limoneuses.

bien apparente lorsqu'apparaît une fine couche de glace au-dessus de ce qu'était la surface de flaques d'eau dont l'eau est disparue : en fait cette eau a été aspirée par cryosuccion par le sol voisin de la flaque d'eau en train de geler.

Les conditions nécessaires pour qu'apparaisse cette cryosuccion, et donc la glace de ségrégation, sont les suivantes:

- 1) La présence d'eau dans le sol.
- 2) Une granulométrie du sol permettant la présence d'eau capillaire. Le limon est le plus favorable. Dans les sables grossiers, comme il n'existe pas de films capillaires, de la glace de ségrégation ne peut apparaître. Dans les argiles, la perméabilité très faible n'autorise qu'une migration très lente de l'eau qui est peu favorable à la formation de lentilles de glace.
- 3) Un gel lent. Si le gel est brutal, l'eau capillaire n'a pas le temps de se déplacer et est figée sur place sans permettre la croissance de lentilles. Si la migration de l'eau capillaire est très lente, un refroidissement très lent est aussi indispensable pour que de la glace de ségrégation se développe.

Ces trois conditions sont très souvent remplies, aussi l'apparition de glace de ségrégation est un phénomène extrêmement banal, même de nos jours en Belgique. Les aiguilles de glace qui apparaissent quand il gèle à la surface des sols limoneux humides constituent une forme superficielle de cette glace. Dans ce cas, la glace de ségrégation apparaît à la surface en soulevant une fine couche de sol et souvent des petits cailloux.

3.3.3. L'apparition de glace de ségrégation dans le sol entraîne un soulèvement de celui-ci, phénomène fréquemment observé dont on note des effets indirects comme l'impossibilité d'ouvrir des portes (non basculantes) de garage lors de périodes de gel. Ce soulèvement du sol par le gel est connu depuis très longtemps, mais il a été seulement correctement expliqué en 1929 lorsqu'un ingénieur américain, Taber, a montré par des expériences que le soulèvement d'un sol soumis au gel n'était pas dû à la simple augmentation de volume de l'eau qui se trouve dans le sol comme on le croyait jusqu'alors, mais à l'arrivée d'eau par cryosuccion dans le sol en train de geler.

L'accumulation sous forme de glace de quantités importantes d'eau dans le sol qui gèle a des conséquences importantes lors du dégel. À ce moment, surtout lorsque le sol est toujours gelé en profondeur, c'est-à-dire lorsque le sous-sol gelé imperméable empêche le retour de l'eau en profondeur, la fonte des lentilles de glace provoque une sursaturation en eau du sol. C'est ce phénomène qui provoque l'apparition d'une couche de boue si glissante pour les footballeurs lorsque la température redevient positive après une nuit de gel. Cette même sursaturation du sol est responsable de la destruction des routes lorsqu'après une

longue période de gel qui a fait apparaître de la glace de ségrégation en profondeur, des véhicules lourds les empruntent au moment du dégel. Autrefois, pour éviter cette destruction des routes, on élevait des barrières de dégel, c'est-à-dire que l'on interdisait la circulation des véhicules lourds au moment où l'assise des routes était instable. C'est pour empêcher cette formation de glace de ségrégation que l'on dispose des graviers et des sables grossiers sous les routes, car ces matériaux, en limitant la présence d'eau capillaire, empêchent la cryosuccion de se produire.

En bref, la glace de ségrégation apparaît aisément en période de gel. Les conséquences de sa formation sont diverses et sont étudiées par les ingénieurs pour la protection des routes, mais aussi par les agronomes car le soulèvement du sol par la glace de ségrégation brise les radicelles des jeunes plantes. La sursaturation du sol au dégel est aussi responsable d'autres phénomènes dont le plus connu est la congélifluxion qui permet, au dégel, le déplacement de matériaux boueux sur des pentes faibles.

L'apparition et le développement des pases ne font donc pas appel à un processus exceptionnel comme celui qui donne naissance aux pingos, mais à un phénomène extrêmement banal.

3.3.4. L'apparition et le développement des pases

Les pases existent dans la zone du pergélisol discontinu. Quand une passe commence à grandir, comme elle émerge au-dessus du marais, la couverture de neige qui est un isolant thermique excellent, est amincie; plus la passe est élevée, plus la neige est emportée par le vent et plus le gel pénètre profondément. D'autre part, la couverture de tourbe est un meilleur conducteur de chaleur quand, en hiver, elle est gelée humide. Elle est par contre beaucoup plus isolante en été quand elle est sèche. Il est de ce fait facile de comprendre qu'aussitôt qu'une passe est apparue, elle continue à grandir en constituant un îlot de pergélisol.

Il est par contre plus difficile d'expliquer comment tout au début, elles apparaissent. Il est généralement accepté maintenant que l'action du vent provoquant une distribution inégale de la neige peut être la cause du premier soulèvement du sol. La végétation peut aussi jouer un rôle décisif. Par exemple la croissance d'un arbre qui retient la neige dans ses branches peut induire un sol plus froid sous celui-ci et déterminer l'apparition d'un îlot de pergélisol. Enfin, en de nombreux sites, coexistent des pases en croissance, des pases matures et des pases en fusion montrant que leur formation et leur évolution n'est pas déterminée par des changements climatiques. Les recherches poursuivies au siècle dernier ont montré que les pases ont un développement cyclique qui est déterminé par leur propre évolution. Toutefois il est clair que si le réchauffement climatique de l'Arctique se poursuit, beaucoup de pases vont disparaître.

3.4. Les lithalses

3.4.1. Les lithalses sont semblables aux palses, mais n'ont pas de couverture tourbeuse. Elles sont formées aussi par accumulation de glace de ségrégation dans le sol. Leurs dimensions et leurs formes ne sont guère différentes de celles des palses. Toutefois l'action thermique de la tourbe superficielle n'existant pas ici, la couche active (celle qui gèle et dégèle chaque année) est plus épaisse qu'au sommet des palses. Ces formes n'existent de ce fait que dans les régions les plus froides du pergélisol discontinu, soit près de la limite du pergélisol continu.

Des lithalses ne sont connues qu'au Québec septentrional et en Laponie. Il s'agit de reliefs liés à des conditions climatiques particulières comme nous le montrerons plus loin.

3.4.2. En l'absence d'un terme spécial qui les distinguerait des palses, les lithalses ont été dénommées pendant 50 ans par des expressions diverses.¹ Le terme *palse minérale* (Dionne, 1978) a été très utilisé pendant une vingtaine d'années. Toutefois en Laponie, le mot *palse* désigne une butte couverte de tourbe. Aussi un auteur finlandais bien connu pour ses travaux dans le domaine, Matti Seppälä (1988), a formulé des critiques sévères contre l'emploi de ce terme pour désigner des buttes sans couverture de tourbe. Pour cette raison, il a été proposé (Pissart *et al.*, 1998) d'utiliser le mot *lithalse* créé par S. Harris en 1993 et qui évoque très heureusement une parenté avec les palses.

3.4.3. La seule différence claire entre les palses et les lithalses est une conséquence de la présence de limon au lieu de tourbe à la surface. Ce matériau permet à la congélifluxion de s'exercer sur les pentes des lithalses, phénomène qui ne se produit pas dans la tourbe. L'accumulation de ces matériaux autour de la butte forme un rempart qui subsiste après la fusion de la glace.

1. Comment ont été appelées les lithalses : Des "*cryogenic mounds without a peat cover*" ont été d'abord mentionnés par Lundqvist (1951) et Svensson (1964a, 1969). Par la suite, ces buttes ont été décrites en détail par Wramner (1972) et mentionnées sous des noms différents: *Palsa like frost mounds in pure mineral soil* (Wramner, 1972), "*mounds consisting of purely mineral material*" (Spolanskaya and Evseyev, 1973), "*buttes minérales cryogènes, cryogenic mineral mounds, wooded cryogenic mineral plateau*" (Payette *et al.*, 1976, Lagarec, 1982), "*pure mineral soil palsa with no peat, purely minerogenic palsas with no peat*" (Ahman, 1977), "*palses minérales, mineral palsas*" (Dionne, 1978; Pissart et Gangloff, 1984, Akerman and Malmstrom, 1986), "*cryogenic mounds*" (Lagarec, 1982; An and Allard, 1995), "*mineral permafrost mounds and permafrost plateaus*" (Allard *et al.*, 1986; Matthews *et al.*, 1997), "*palsas-like mounds*" and "*lithalsas*" (Harris, 1993), "*non-peat-covered mound*" (Allard et Rousseau, 1999). Les références des différents travaux mentionnés peuvent être trouvées dans le *Treatise of Geomorphology* sous le chapitre 8.22 (A. Pissart, Elsevier, 2011).



Figure 11 - Restes de lithalses aujourd'hui disparues en bordure du lac Boniface en Hudsonie à proximité immédiate du camp du professeur Payette. (Photo A. Pissart)

De telles dépressions entourées d'un rempart ont seulement été observées en 1998 (Pissart, 2000) dans l'Arctique et plus précisément au Québec (figure 11).

Il est probable que des intermédiaires existent entre paises et lithalses. Des buttes ayant une très mince couche de tourbe peuvent aussi donner naissance à des remparts comme le montre une publication de Seppälä (1980).

4. Historique. Le progrès des connaissances

4.1. Avant 1956

Les viviers étaient désignés autrefois localement sous le nom de *gotes* ou de *pourri fagnes* (Toussaint, 1937). Le terme de vivier s'est imposé pour ces dépressions par assimilation avec le toponyme « ancien vivier » qui, selon Bouillenne et Dubois (1936), est inscrit sur la carte de Ferraris (1770). La première étude scientifique de ces dépressions date de 1937 ; réalisée par R et M. Bouillenne, elle est intitulée « Les viviers du Plateau de la Baraque Michel ». Ils écrivent :

« On a inventé selon la fantaisie du moment pour les viviers des fagnes des origines diverses : abreuvoirs, viviers de piscicultures, réservoir d'eau, lavages d'or, carrières, habitations de palafittes ou de cités lacustres, pièges à gros gibiers, dépressions d'origine volcanique (p. 405) ».

Ils pensent qu'il :

« n'est pas logique d'admettre qu'un phénomène naturel ait pu organiser des dépressions de cette manière, vidant une enceinte de son limon superficiel pour l'accumuler en rempart circulaire régulier. Il a fallu une société humaine importante et organisée pour déplacer tant de milliers de mètres cubes de terre et de pierres et les façonner en remparts circulaires à l'intérieur desquels elle a élevé sur pilotis des constructions en bois de facture extrêmement primitive (p. 413) ».

L'origine anthropique des viviers paraissait alors hautement probable. L'étude rudimentaire des pollens trouvés dans la tourbe conduisait cependant R. et M. Bouillenne à conclure que les dépressions elles-mêmes s'étaient formées pendant l'époque préboréale (p. 422). Or l'époque préboréale a suivi la fin de la dernière glaciation, ce qui confère une crédibilité à l'idée que les formes en viviers sont générées sous un climat froid.

4.2. En 1956, origine proposée : des traces de pingos

En 1956, j'ai présenté devant la Société Géologique de Belgique une note intitulée, « L'origine périglaciaire des viviers des Hautes-Fagnes » qui a été publiée dans les Annales de cette Société. Alors que je n'avais à ce moment qu'une connaissance uniquement livresque des phénomènes périglaciaires, je proposais de voir, dans les viviers, des traces de pingos, qui seraient apparues pendant la dernière glaciation. L'hypothèse était hardie, mais soutenue par ma conviction qu'aucune civilisation n'avait été assez développée sur les

Hautes-Fagnes pour déplacer les millions de m³ de terre qui avaient été mis en œuvre pour constituer les « viviers ».

L'hypothèse que j'avais proposée a mis quelque temps à s'imposer mais en 1966, après que j'ai eu décrit au Pays de Galles (Pissart, 1963) des formes semblables, le Professeur Bouillenne (1966, p.34) lui-même qui était resté sceptique, a accepté cette hypothèse.

4.3. De 1965 à 1983, un doute apparaît : les viviers des Hautes-Fagnes sont des traces de buttes périglaciaires mais s'agit-il vraiment de traces de pingos ?

En 1965 et 1966, désireux de mieux connaître les pingos, j'ai passé deux étés dans le haut Arctique canadien (île Prince Patrick, 76° lat. N.) pour étudier des buttes de ce type. J'ai été confronté ainsi aux mécanismes de formation de ces buttes et j'ai réalisé que la formation de pingos sur le Haut Plateau posait problème.

Quand, en 1956, j'avais proposé, sur la base de quelques photos et de quelques rares articles, de considérer les viviers des Hautes-Fagnes comme des traces de pingos, j'avançais une hypothèse très hardie. Certes, il était évident que, après la fusion des pingos, il devait rester des dépressions entourées d'un rempart car les matériaux soulevés par la glace devaient descendre sur les pentes des pingos pendant les étés lorsque la couche superficielle était dégelée, mais dans ce texte, je ne discutais pas de l'origine des pingos eux-mêmes.

Quand, plus tard, j'ai cherché par quel processus des pingos ont pu apparaître sur les crêtes des Hautes-Fagnes, je n'ai trouvé aucune solution. Aucun lac n'a existé sur le Haut Plateau et, d'autre part, des viviers existent sur des sommets comme la crête de Malchamps qui n'est surmontée d'aucun versant. Ni le système fermé, ni le système ouvert ne peuvent expliquer que des pingos soient un jour apparus sur le Haut Plateau. Par ailleurs, il semblait évident que nulle part au monde une densité de pingos au km² semblable à la densité des viviers n'avait été observée.

4.4. Une autre explication génétique des viviers et un nouveau nom (1978) est proposé : les paises minérales

En 1972, un Scandinave, Wramner, dans sa thèse a décrit des « palsa like formation in mineral soil ». Ce travail réalisé en Laponie et publié en suédois était peu accessible et a mis du temps à être internationalement connu. Il décrivait des paises sans couverture de tourbe. Il s'agit de buttes formées de glace de ségrégation et pas de glace d'injection. Le mécanisme de leur genèse est totalement différent de celui responsable des pingos, même si dans un cas

comme dans l'autre, c'est l'accumulation de glace dans le sol qui est à l'origine de la formation des buttes.

Au même moment au Canada, Lagarec (1973) a signalé des buttes sans tourbe et montré que l'on ne pouvait définir la limite entre une palse typique recouverte de tourbe et une butte uniquement minérale. Les observations se sont dès lors succédé en Laponie (Ahman, 1977) et au Québec (Dionne 1978). Les objections que rencontrait l'hypothèse pingos disparaissaient si on considérait les buttes apparues dans les Hautes-Fagnes comme des restes de palses sans couverture de tourbe. Aussi, dès 1983, le terme de « palse minérale » proposé en 1978 par Dionne a paru le plus adéquat pour désigner les buttes responsables des viviers. De 1983 à 1998, ce terme a été utilisé en Belgique pour désigner les buttes périglaciaires qui ont été à l'origine des viviers.

4.5. Depuis 1998, le terme de palse minérale est remplacé par celui de lithalse

Comme nous l'avons déjà mentionné, un chercheur finlandais, M. Seppälä (1986) s'est élevé contre l'usage du terme « palse minérale ». Il affirme que le terme lapon « palse » désigne toujours une butte recouverte de tourbe et donc que ce mot ne peut être utilisé pour des buttes qui en sont dépourvues. Pour mettre un terme à une discussion terminologique stérile, nous avons proposé (Pissart *et al.*, 1998) d'utiliser le terme lithalse inventé par S. Harris en 1993 pour des buttes du Yukon. Cette proposition, avancée il y a 16 ans maintenant, semble être internationalement acceptée.

4.6. Terminologie recommandée

Nous estimons souhaitable de conserver le terme « vivier » pour désigner les traces de buttes périglaciaires qui sont apparues sur le plateau des Hautes-Fagnes à la fin de la dernière glaciation. Bien que ce terme évoque une origine anthropique et soit peu approprié, il a été toutefois utilisé dans toutes les études scientifiques réalisées à ce jour et, à ce titre, il mérite d'être conservé.

Plus de 50 ans après que j'ai proposé (en 1956) d'y voir des traces de pingos, certains peu au courant du progrès des connaissances mentionnent toujours cette hypothèse. Le progrès des connaissances dans l'Arctique permet actuellement avec certitude de rejeter cette origine. Ce n'est pas de la glace d'injection, mais de la glace de ségrégation qui est à l'origine des buttes périglaciaires apparues sur le Haut Plateau. Le mécanisme de formation est différent. Par contre le changement d'appellation de « palses minérales » à « lithalses » n'implique aucune modification dans la genèse des formes, mais est seulement un changement de terminologie.



Figure hors texte - « Champ » de lithalses dans la Brackvenn de part et d'autre de la route Eupen - Monschau. © Ministère des Travaux Publics de Belgique, mission du 29 septembre 1970 (photo 73448, 62g).

5. Les fouilles dans les remparts des viviers

5.1 Si l'examen du remplissage tourbeux des viviers a été entrepris très tôt (Bouillenne, 1937), l'étude des remparts matériellement beaucoup plus difficile a été réalisée beaucoup plus tard. Essentiellement limoneux, ils comprennent de nombreux fragments de roches et parfois d'énormes blocs de quartzite revinien. Il est indispensable de disposer de moyens puissants pour dégager des sections sur plusieurs mètres de hauteur dans ces dépôts hétérogènes.

Grâce à des subsides du FNRS, des coupes ont pu être dégagées à l'aide de pelles mécaniques. La première coupe étudiée (Bastin *et al.*, 1974) a fourni des indications intéressantes mais c'est une seconde coupe (Pissart et Juvigné, 1980) qui, de loin, s'est révélée la plus riche en enseignements. Sept autres coupes ont été excavées par la suite, confirmant les enseignements déjà obtenus, mais sans apporter des nouvelles données fondamentales.

La figure 12 présente la coupe observée (Pissart et Juvigné, 1980) dont une bonne partie reste encore visible en 2012, alors que le front de la coupe a reculé de plusieurs mètres.

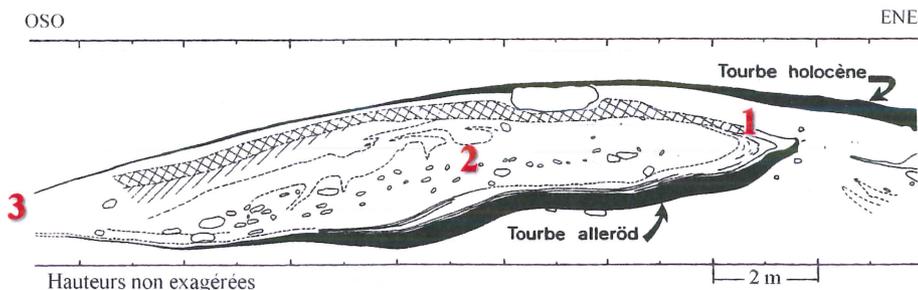
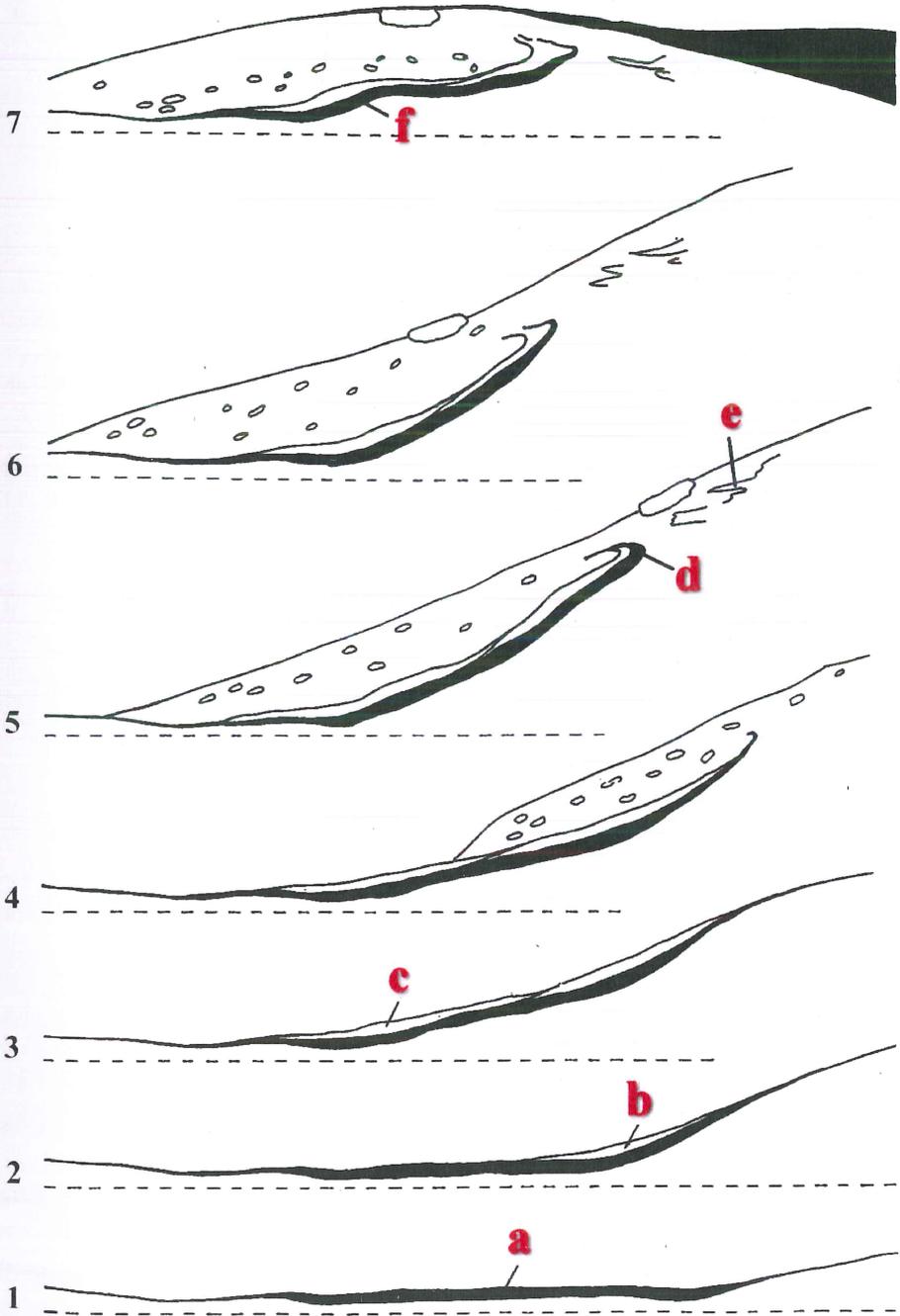


Figure 12 - Coupe dégagée au lieu-dit Konnerzvenn (Pissart et Juvigné, 1980). Voir le commentaire dans le texte.

5.2. A droite sur la figure 12, la tourbe holocène (postérieure à la dernière glaciation), dont on ne voit qu'une extrémité, se prolonge vers l'E.-N.-E. au-delà de la figure où elle remplit la cuvette du vivier sur une épaisseur maximale de 4m 20.

Une couche de tourbe alleröd, la plus ancienne trouvée sur le Haut Plateau, est enfouie sous des sédiments limono-caillouteux et atteint au maximum 32 cm d'épaisseur. Directement au-dessus de cette couche de tourbe, apparaissent de fines couches litées de limons noirâtres qui ont été mises en place par ruissellement.

Le reste du dépôt est formé d'un mélange d'argiles, de limons et de débris du substratum paléozoïque à savoir quartzites et phyllades. Un gros bloc de quartzite de plus de 1.50 m de longueur trônait au sommet du rempart.



Les minéraux denses étudiés par E. Juvigné ont montré par la teneur en hornblende verte, épidote et grenat de la fraction fine que le pourcentage en limon éolien était important; le rapport hornblende verte + grenat / zircon + rutile indiquait en outre que les limons que l'on retrouve dans cette tranchée se sont déposés au cours de la dernière glaciation.

Sous la couche de tourbe alleröd, les formations limoneuses ont une forte teneur en calcaire, atteignant en poids 10% du sédiment, ce qui témoigne qu'en cet endroit, les limons éoliens mélangés à des éléments du substrat n'ont pas été lessivés. La couverture de tourbe puis les matériaux limoneux qui les ont recouverts les ont abrités de tout lessivage.

5.3. La figure 13 montre comment le rempart est apparu.

Ces dessins montrent que la plus grande partie du rempart est constituée de matériaux descendus par solifluxion sur la pente d'une butte aujourd'hui disparue. Si l'on compare le profil 1 et le profil 7 de cette figure 13, il apparaît toutefois que la couche de tourbe alleröd a été déformée et qu'elle reste partiellement soulevée dans la partie E.-N.-E. de la figure en donnant naissance à un gradin marqué (f sur la figure 13). Ce soulèvement a été expliqué (Pissart et Juvigné, 1980) par un soulèvement oblique des matériaux lors de la croissance de la butte suivis par une retombée verticale de ceux-ci lors de la fonte de la glace de ségrégation, ces mouvements donnant l'épaississement des couches et le ressaut que nous venons de mentionner. Pour admettre ce phénomène, il faut tenir compte de ce que la glace de ségrégation répartie dans toute la masse permet au moment de la fusion un mouvement fort libre des agrégats. Cette explication est remise en cause 30 ans plus tard (Pissart *et al.*, 2011) à la suite d'observations réalisées dans une lithalse de Hudsonie. Il est possible que, lors de la formation de la lithalse, il y ait eu non seulement un soulèvement vertical de la butte mais aussi une poussée latérale de la glace en train d'apparaître (figure 16).

← **Figure 13** - Formation du rempart de la Konnerzvenn représenté sur la figure 12.

En 1, au bas de la figure, une couche de tourbe (a) est apparue dans une légère dépression. En 2, le sol commence à se soulever à l'E.-N.-E. par apparition de glace de ségrégation dans le sol; des limons colluvionnés (b) se déposent dans la concavité limitant le soulèvement. En 3, le soulèvement a progressé vers l'ONO et le maximum d'épaisseur de la lentille de limons ruisselés à ce moment (c) indique la position de la concavité. En 4, la pente est suffisante pour amener des matériaux limono-caillouteux par congélifluxion. En 5, l'extrémité de la couche de tourbe est retournée (d) par les mouvements de masse qui remanient la partie supérieure du sol et des loupes de solifluxion (e) apparaissent. En 6, la butte atteint son développement maximum. Un gros bloc de quartzite a progressé selon la pente. En 7, après la fusion de la glace, la coupe telle qu'elle a été observée.

6. L'âge des viviers : palynologie, datations ^{14}C et tephrostratigraphie

6.1. La conservation des traces de lithaleses des Hautes-Fagnes est remarquable. Les pentes des remparts sont raides, de petits ressauts à la surface des remparts apparus lors de la fusion de la glace qu'ils contenaient sont même localement conservés. Pour le géomorphologue qui connaît l'action des gels/dégels, cette conservation du détail de la morphologie indique que les viviers ont été formés à la fin de la glaciation. Ces observations ne permettent cependant pas de dater avec un peu de précision l'apparition de ces buttes.

6.2. Palynologie

Une étude palynologique a été effectuée en même temps que l'étude pionnière de R. et M. Bouillenue (1937) dont nous avons parlé. Réalisé par le hollandais Florschütz et sorti de presse en 1938, ce travail proposait que le remplissage des cuvettes des viviers avait commencé pendant la deuxième période du Tardiglaciaire. En 1946, van Oye et Florschütz écrivent que la formation de la tourbe dans le vivier Fagnoul a commencé au Tardiglaciaire et peut-être même pendant un interstade du Würm.

Par la suite, la fin du Dernier Dryas et le Préboréal ont été également trouvés dans les viviers de Belle-Croix (van der Hammen, 1953), dans un vivier de la fagne wallonne (Slotboom, 1963) et dans un vivier du plateau des Tailles (Mullenders, 1963). Le problème a été repris par Woillard (1975) dans des viviers de la Konnerzvenn (soit dans le secteur où se trouve la coupe de la figure 12). Elle avait trouvé au fond d'un vivier des couches limoneuses et tourbeuses avec du pollen d'épisodes chauds et froids et en a déduit que les buttes périglaciaires étaient apparues avant le Dernier Dryas.

Cette divergence d'avis, à savoir buttes apparues au cours du Dernier Dryas (la dernière phase du Tardiglaciaire) ou auparavant, peut sans doute s'expliquer par le fait que dans le souci de remonter le plus loin possible dans le passé, le pollen étudié provenait non seulement des couches tourbeuses mais aussi de limons remaniés qui contenaient du pollen plus ancien.

En 1975, les avis étaient donc contradictoires. La question a été définitivement résolue par la découverte, dans le rempart de la Konnerzvenn, de la couche de tourbe Alleröd mise en place avant la croissance de la lithalse (tourbe Alleröd, figure 12). Cette couche de tourbe, incontestablement antérieure au Dernier Dryas, a en effet pu être datée par ^{14}C , et par tephrostratigraphie.

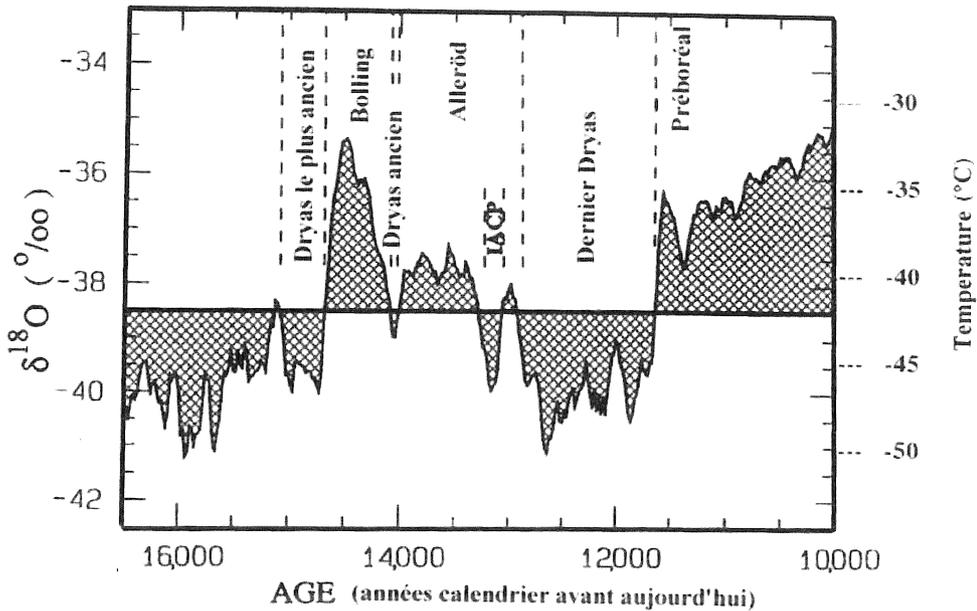
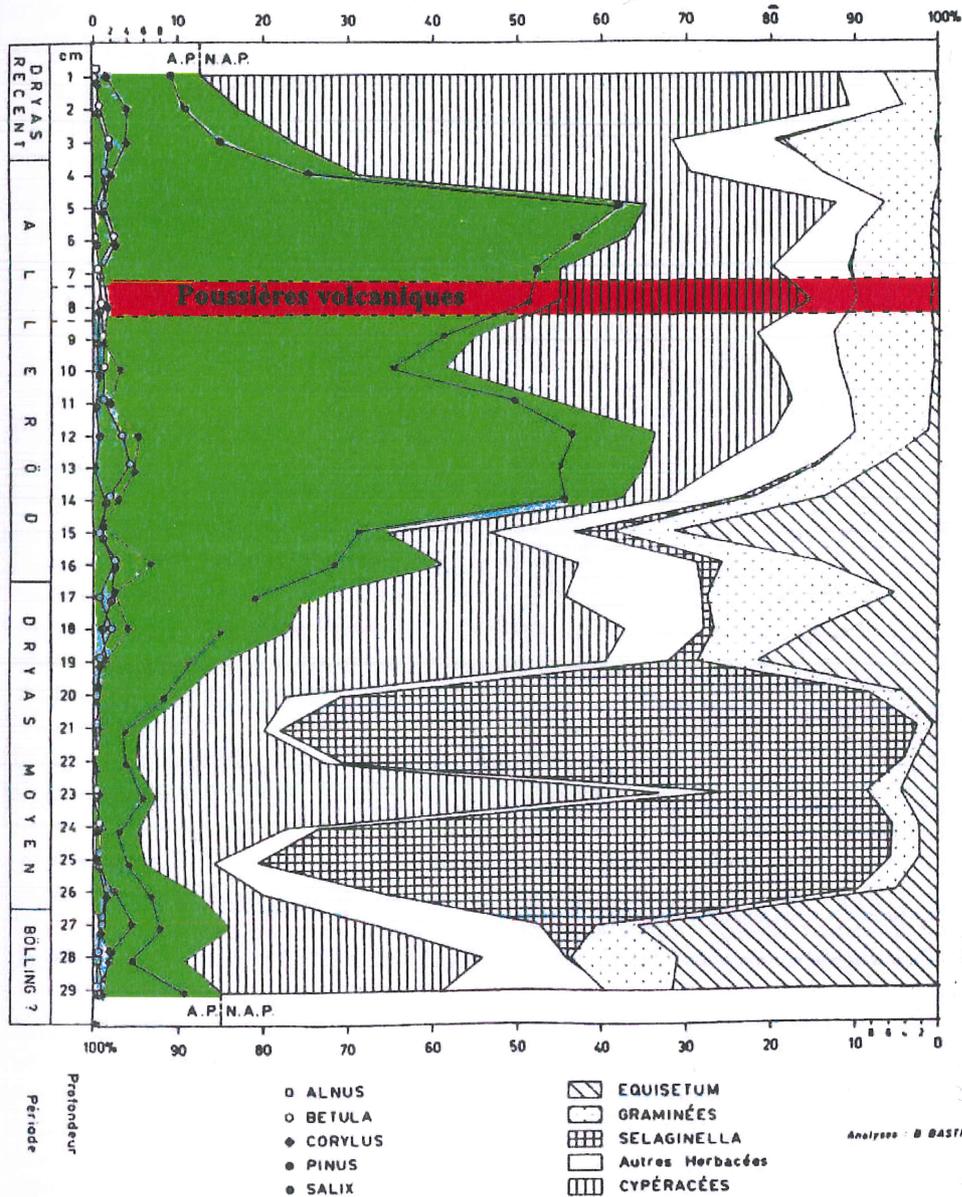


Figure 14 - Courbe donnant les principales fluctuations de $\delta^{18}\text{O}$ de la glace du sondage GISP2 réalisé dans la calotte glaciaire du Groenland. Sur cette courbe sont inscrits les noms des périodes reconnues par la palynologie en Europe. L'axe des temps est donné en années calendrier déterminées par le comptage des couches de glace. De légères modifications ont été apportées à la figure originale de Stuiver et al. (1995) dont l'inscription d'une échelle de température à droite de la figure. Cette échelle de température est douteuse et ne s'applique probablement pas exactement à toute la période concernée car la composition isotopique de la neige a été influencée pendant les périodes glaciaires par une température plus basse des océans tropicaux d'où viennent les précipitations. La brutalité des fluctuations de température apparaît très bien : elle est surtout remarquable pour les périodes de réchauffement de la fin du Dernier Dryas (Youngest Dryas) et à la fin du Dryas le plus ancien (Oldest Dryas).

L'étude palynologique de cette couche de tourbe Alleröd enfouie dans le rempart du vivier de la Konnerzvenn a été réalisée par B. Bastin. Le diagramme pollinique qu'il a obtenu est donné sur la figure 15. Un échantillon a été prélevé tous les cm et donc 29 échantillons ont été étudiés. Bien que cette recherche palynologique fût terminée dès 1979, elle n'a été publiée qu'en 1985 lorsque des âges ¹⁴C n'ont plus laissé aucun doute sur les différentes périodes reconnues (Bastin, 1985).



← **Figure 15** - Courbe palynologique de la tourbe provenant de la coupe de la Konnerzvenn (Bastin, 1985) montrée sur la figure 12. 29 échantillons prélevés à 1cm de distance ont été étudiés dans cette couche de tourbe de 29 cm d'épaisseur. L'approche la plus facile de ce diagramme consiste à considérer la variation du pollen d'arbres (AP en vert sur la figure) et de pollen de non arbres (NAP). A la base de la coupe, le pourcentage d'arbres est de 15% et il diminue encore pour les échantillons supérieurs.

Cette partie du diagramme a été interprétée par Bastin comme représentant la fin du Bölling. Ensuite suit probablement le Dryas ancien, une période froide pendant laquelle il y a eu moins d'arbres et le nombre de Selaginella devient important. Par la suite la quantité de pollen augmente beaucoup (particulièrement Pinus) témoignant des températures plus élevées de l'Alleröd, période pendant laquelle les poussières volcaniques du Laacher See (un maar volcanique de l'Eifel) se sont déposées (bande rouge sur la figure). Dans les 5 cm supérieurs de la couche de tourbe, le pollen arboréen diminue à la suite de l'arrivée des conditions froides du Dernier Dryas. Les périodes attribuées résultent des mesures ^{14}C et sont confirmées par la présence du tuf volcanique à 8 cm de profondeur. Le dessin original de Bastin donne en plus le nombre de spores et pollen comptés à chaque niveau.

Ce diagramme montre très clairement, même pour une personne non avertie, que la base du diagramme contient très peu de pollen d'arbres (moins de 10%) puis que ce pollen arboréen devient nombreux (plus de 60%), ce qui correspond au passage de la toundra à la forêt, c'est-à-dire à un réchauffement. Dans la partie supérieure de la tourbe, les arbres disparaissent à nouveau témoignant du retour de conditions froides, le Dernier Dryas.

6.3. Carbone 14

Les âges attribués dans la première colonne du diagramme palynologique par l'intitulé de périodes (Dryas récent, Alleröd, Dryas ancien et Bölling) résultent, comme nous l'avons dit, non seulement des observations palynologiques mais aussi des datations ^{14}C qui ont été nombreuses.

Les dates obtenues par cette méthode sont les suivantes (les abréviations des noms des laboratoires et les numéros des datations sont donnés entre parenthèses) : base de la tourbe 12170 +/-90 BP (GrN 9258), 12710 +/- 180 BP (Lv 1012) ; niveau de poussières volcaniques 11030 +/-160 BP (GrN 8891), 10830 +/-45 BP (GrN 10579) et 10820 +/-150 BP (Lv 1011) ; sommet de la tourbe 10640 +/-130 (MBN 191) et 10320 +/-70 BP (Beta 122423).

Ces datations obtenues par radiocarbone donnent en années BP (before present, mais plus exactement avant 1950), la durée de la période qui s'est écoulée depuis la fossilisation du carbone étudié. La durée après le sigle +/- constitue un écart-type des erreurs de comptage, c'est-à-dire qu'il y a 68 % de chance que la vraie valeur tombe dans un écart-type (de part et d'autre de la valeur obtenue), 95% qu'elle se trouve dans deux écarts-types et 99.7% de chance qu'elle se trouve dans 3 écarts-types. Autrement dit, la première datation donnée soit 12170 +/-90 a, du fait des erreurs de comptage, 68% de chance de se trouver entre 12080 et 12260 BP et 95% de chance de se trouver entre 11990 et 12350 BP.

Mais il y a une autre incertitude dans les datations ^{14}C et c'est la plus sévère. Elle résulte de ce que la date obtenue dépend de la teneur en ^{14}C qui se trouvait dans l'atmosphère au moment où l'organisme que l'on date s'est constitué (car les organismes étaient alors en équilibre avec la teneur en ^{14}C de l'atmosphère). Une correction pour cette teneur initiale est indispensable. La méthode utilisée pour reconnaître la teneur initiale en ^{14}C s'appuyait jusqu'il y a peu uniquement sur la dendrochronologie. Elle consiste à déterminer la teneur en ^{14}C de cernes d'arbres dont l'âge est connu par simple comptage des cernes (en passant éventuellement d'arbres vivants à des arbres morts) et donc à mesurer ainsi de combien l'âge obtenu par radiocarbone s'écarte du résultat des comptages des cernes. La courbe de calibration établie par cette méthode ne s'étend pas au-delà de 11800 années calendrier, date proche de la fin du Dernier Dryas, période froide pour lesquelles on ne dispose plus d'arbres d'âge connu. De ce fait, jusqu'il y a quelques années, il était impossible de traduire en années calendrier les datations qui vont au-delà de cette limite de la courbe de calibration.

Heureusement, en passant à des sédiments lités déposés dans la mer, on est parvenu maintenant à établir une table de correction pour la teneur en ^{14}C jusqu'à 50.000 ans. Cette courbe de calibration connue sous le nom de Intcal 09 (Reimer *et al.*, 2009) permet de transformer en années calendrier les mesures ^{14}C données précédemment. La base de la tourbe datée 12170 (+/- 90) serait à 68% de chance entre 14110 et 13920 cal BP. L'autre datation pour la base de la tourbe 12710 (+/- 180) avec le même pourcentage de 68% de chance, tombe entre 15835 et 14892. Quant au sommet de la tourbe, la datation 10320 (+/-70) avec le même pourcentage de chance donne un âge de 12220 à 12030 cal. BP. Il est clair que cette datation correspond au début du Dernier Dryas dont, selon Hajdas (1995), le début se trouve entre 12900 et 12100 ans cal B.P. (actuellement la date retenue est 12700 BP par comptage des lits de glace dans la calotte glaciaire du Groenland).

6.4. Les poussières volcaniques du Laacher tuf

En 1969, Mullenders et Gullentops ont reconnu que des viviers du plateau des Tailles étaient apparus pendant le Dernier Dryas en montrant l'existence de minéraux volcaniques de l'Eifel d'âge Alleröd dans les remparts et leur absence dans le remplissage des cuvettes. Personnellement, et bien à tort, comme les études ultérieures l'ont montré, je ne l'ai pas cru. E. Juvigné, qui a étudié les minéraux denses dans les coupes des Hautes-Fagnes, a retrouvé des poussières volcaniques dans la couche limoneuse qui était en surface avant la formation de la butte périglaciaire (Bastin *et al.*, 1974), mais il attribuait cette couche au Pléniglaciaire car sa composition minéralogique composée de 95% de hornblende basaltique n'avait jamais été observée en Belgique.

La coupe de la Konnerzvenn (figure 12) a permis pour la première fois d'observer à l'œil nu en Belgique un niveau de poussières volcaniques. Au sein de la tourbe Alleröd elle-même, E. Juvigné a reconnu une traînée blanchâtre qui correspond à un niveau de poussières composé à 57% de hornblendes brunes avec 31% de pyroxènes et 11% de sphènes (localisée en rouge sur la courbe palynologique de la figure 14). Les datations ^{14}C dont nous avons parlé précédemment ne laissent donc plus aucun doute sur le moment de formation de ce tuf ; il provient de l'éruption du Laacher See, un volcan situé dans l'Eifel non loin de Coblenz. En conclusion, E. Juvigné s'est déclaré par la suite enclin à penser que, en dépit des différences minéralogiques, les lithales sont apparues au cours du Dernier Dryas comme Mullenders et Gullentops l'avaient très justement proposé dès 1969.

7. La formation et la fusion des lithalses

Les mécanismes proposés

7.1. Des observations relativement récentes apportent des données nouvelles en ce qui concerne la formation des lithalses.

La première résulte de ce que les lithalses sont presque toutes localisées, comme le montre la figure 4 (Pissart, 2009, 2010), sur des roches du Revinien 3 et 4 (formation de la Venne-Coo) (Geukens, 1999), caractérisées par une alternance de phyllades noirs et de quartzites foncés. Cette relation avec le socle géologique n'a pas été observée plus tôt en l'absence d'une carte géologique détaillée de ces formations non fossilifères. A plus de 500 m d'altitude, les roches cambriennes des zones où se trouvent les traces de lithalses sont proches de la surface de transgression du Secondaire. Soumis à une longue altération météorique avant l'arrivée de cette mer, les quartzites ont été ainsi localement réduits en sables et les phyllades en argile. Cette altération a été conservée sous les dépôts secondaires, puis a été exhumée par l'érosion ultérieure et est maintenant partiellement conservée sous les limons et dépôts de solifluxion superficiels. Cette correspondance avec le substratum nous paraît établir que de petites nappes aquifères locales existent sous les lithalses et ont dû jouer un rôle dans leur formation. Il convient aussi de remarquer que la seule lithalse qui a été percée par plusieurs sondages en Hudsonie (Calmels, 2005, thèse p. 54) repose aussi sur une couche perméable de sables passant progressivement à de fins graviers en profondeur, le tout reposant sur des gneiss. Ces sables et graviers laissés par la transgression marine de Tyrrell, qui a suivi la fonte de la calotte glaciaire, auraient permis aussi une alimentation en eau à la base des lithalses lors de leur croissance.

7.2. Une seconde observation concerne le ressaut de la couche de tourbe inférieure (Alleröd) que montre la figure 12. Un soulèvement partiel (partie ENE) de cette couche de tourbe subsiste après la fusion de toute la glace. Soit il y a eu poussée latérale de sédiments sous la couche de tourbe lors de la croissance de la lithalse, soit la retombée verticale des matériaux soulevés par la glace de ségrégation explique la déformation observée (hypothèse avancée par Pissart et Juvigné en 1980). A la suite d'observations réalisées dans une lithalse de Hudsonie qui a été complètement traversée par plusieurs sondages (Calmels, thèse, 2005 ; Calmels *et al.*, 2008b), il nous paraît vraisemblable maintenant que les deux processus interviennent.

Dans cette lithalse actuelle de Hudsonie, depuis le sommet du pergélisol à environ 1.50m de profondeur jusqu'à 2,50 m, la majorité des lentilles de glace sont horizontales et les joints et failles n'y sont pas nombreux. Ces lentilles horizontales montrent bien une progression de gel verticale.

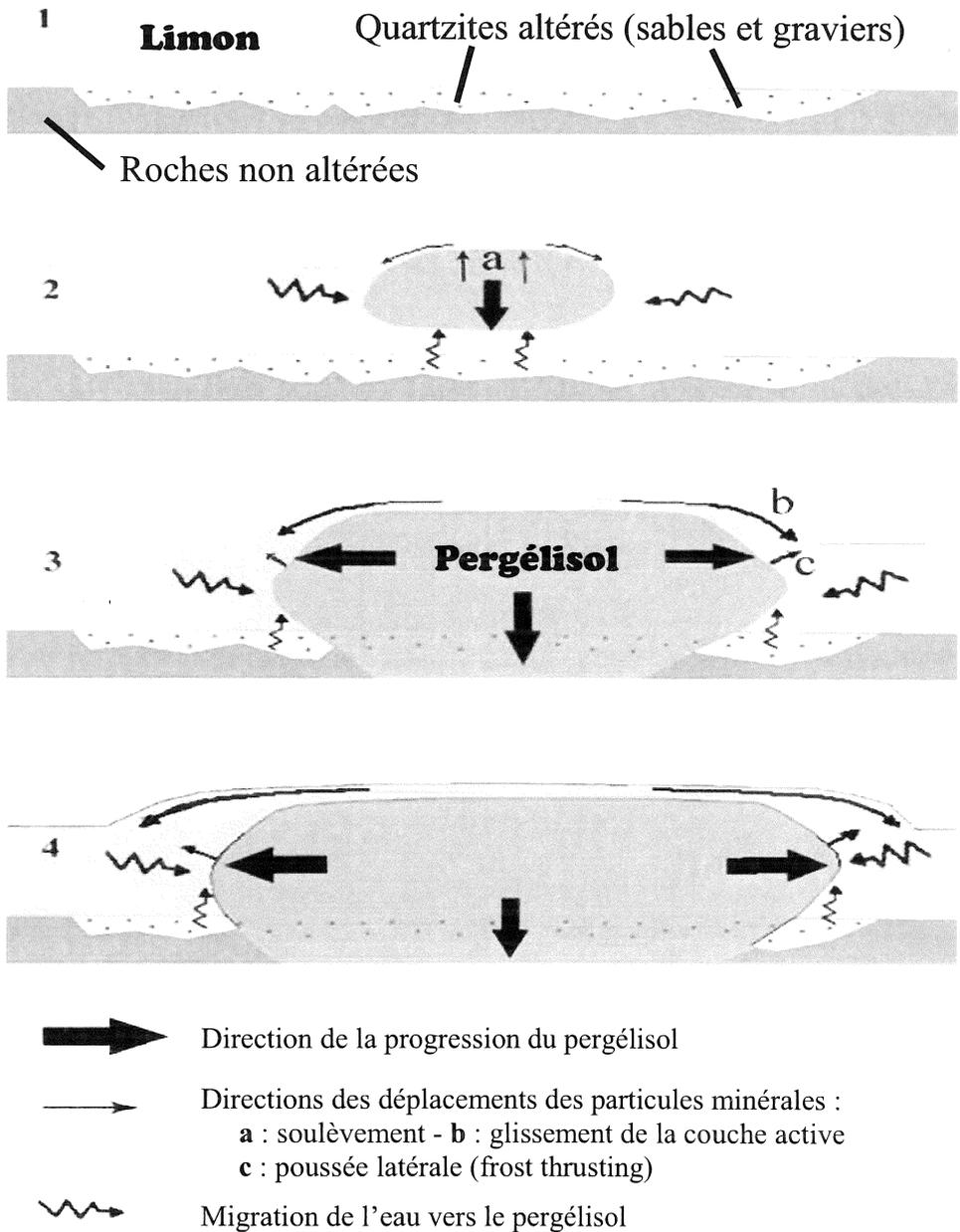


Figure 16 - Modèle de formation d'une lithalase dont le rempart est formé par la descente de matériaux sur les pentes de la lithalase et par poussée oblique exercée par l'apparition latérale de glace de ségrégation. La lithalase s'élargit progressivement.

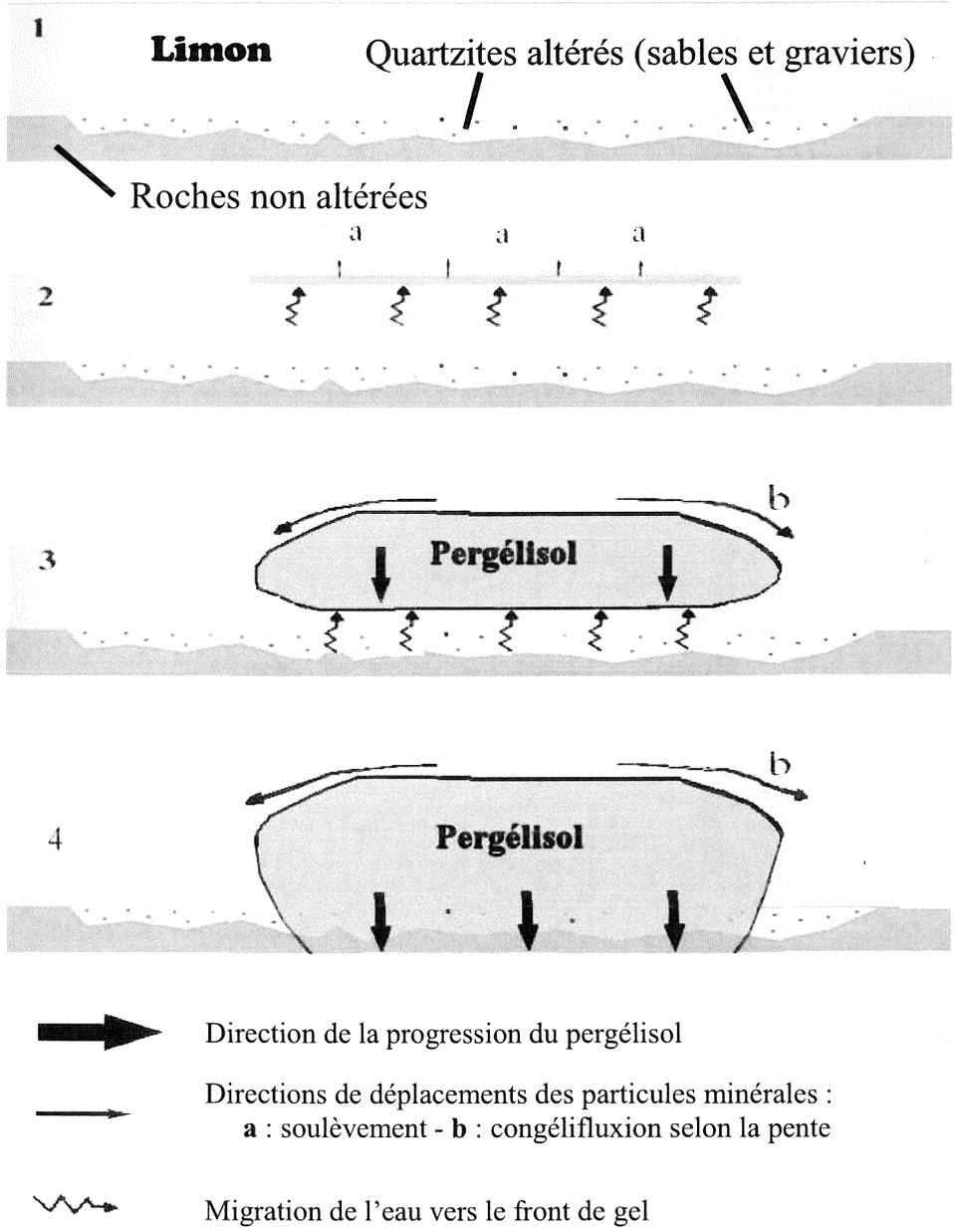


Figure 17 - Modèle de formation des lithalèses dont le rempart est formé uniquement par déplacement des matériaux par congélifluxion sur les pentes de la butte. La grande différence avec le modèle précédent consiste en ce qu'il n'y a pas d'élargissement de la lithalèse au cours de sa croissance.

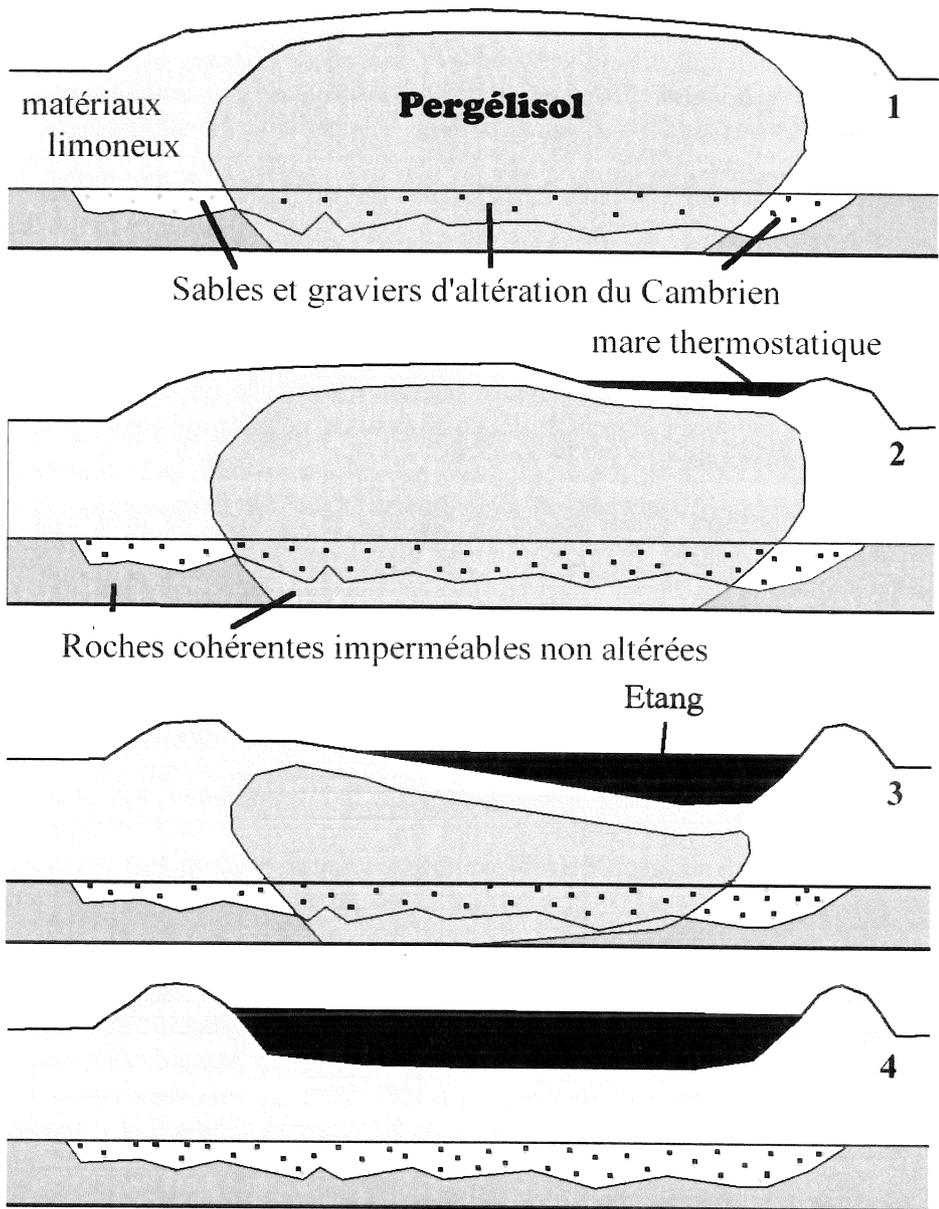


Figure 18 - Différents stades de fusion des lithales des Hautes Fagnes d'après les observations de Calmels en Hudsonie (thèse 2005 p.108 ; Calmels et al. 2008a).
1. lithalse avant toute fusion ; **2.** la fusion commence en bordure de la lithalse sur la convexité, à un endroit où, suite à la congéfluxion, le pergélisol est le plus proche de la surface ; **3.** la mare apparue par processus thermokarstique s'agrandit ce qui entraîne la fusion de la glace (thermokarst) par le réchauffement qui se produit sous la nappe d'eau ; **4.** reste de lithalse inondée (vivier).

En dessous, les lentilles de glace sont très inclinées. Comme les lentilles de glace de ségrégation grandissent parallèlement au front de gel, cette observation suggère fortement une pénétration oblique du gel qui aurait engendré un soulèvement oblique et donc avec une composante horizontale. Les orientations des carottes de sondage extraites de la lithalse n'étant pas connues, on ignore si l'inclinaison des lentilles de glace est bien en pente vers l'extérieur de la lithalse, ce qui constituerait un argument décisif en ce qui concerne la formation de ces buttes.

En intégrant ces observations, la figure 16 montre comment il est possible que se forment les lithalses avec une poussée latérale déterminée par l'apparition de glace de ségrégation sur le front de gel en croissance, poussée qui contribuerait à la formation du rempart.

7.3. Aucune observation de terrain ne rapporte, à ce jour, les modalités de croissance des lithalses. Le réchauffement actuel de l'arctique n'est d'ailleurs pas favorable à la réalisation de telles observations. Par contre, il est possible, en observant les différents stades de fusion des lithalses, de reconstituer comment disparaissent les lithalses et apparaissent les formes qui constituent des viviers (Figure 18).

8. Le climat des régions où existent de nos jours des lithalses et le climat du Dernier Dryas dans les Hautes-Fagnes

8.1. La localisation de presque tous les viviers au-dessus de 500 m d'altitude ou à une altitude voisine (figure 4) paraissait, en l'absence d'autre explication, être due au climat plus rigoureux qui existait sur le Haut Plateau au moment de la formation de ces buttes cryogènes. Maintenant qu'il est apparu que leur localisation était liée aux roches quartzitiques altérées du Revinien 3 et 4 (figure 4), le facteur climatique, s'il reste important, ne paraît plus le seul à intervenir. En effet, si c'étaient seulement les conditions climatiques qui avaient déterminé la localisation des lithalses en Ardenne, celles-ci auraient dû se trouver aussi en grand nombre sur le plateau qui se poursuit à l'est du Massif cambrien de Stavelot (figure 4). Or, aucune forme semblable n'a été rapportée à ce jour dans cette région. Seuls quelques viviers ont été repérés dans le camp militaire d'Elsborn dans une zone dont la géologie reste, faute d'affleurement, très incertaine.

8.2. La Hudsonie (Québec septentrional) est la seule région au monde où les lithalses actuelles sont nombreuses. Elles se répartissent là-bas près de la limite du pergélisol continu, dans la zone la plus froide du pergélisol discontinu.

Les données climatiques qui sont disponibles pour cette région sont peu nombreuses. Elles proviennent des stations météorologiques reportées sur la figure 19. Ces données montrent que les lithalses existent dans la zone où la température moyenne actuelle est inférieure à -5°C , tandis que la température moyenne du mois le plus chaud est inférieure à $+10^{\circ}\text{C}$.

8.3. En Laponie, de rares données climatiques imprécises montrent pour les zones où des lithalses ont été reconnues, des températures moyennes annuelles un peu plus chaudes, de -3 à -4.5°C , et des températures moyennes du mois le plus chaud inférieures à $+9^{\circ}\text{C}$. Des deux côtés de l'Atlantique, les lithalses se trouvent à la limite du pergélisol discontinu et proche de la limite des arbres qui correspond à l'isotherme de $+10^{\circ}\text{C}$ pour le mois le plus chaud de l'année. Si l'on compare les cartes du pergélisol discontinu et la limite de la forêt, il n'y a guère d'autre région au monde où ces deux limites sont très proches l'une de l'autre. Cela résulte principalement de l'influence maritime de la baie d'Hudson qui, en hiver, permet des froids rigoureux quand la baie est gelée, tandis qu'en été, le réchauffement est limité quand la mer est libre de glace. En conséquence, on ne trouvera pas de lithalses en Sibérie, ni au Canada à l'ouest de la baie d'Hudson, car le climat continental détermine des étés beaucoup trop chauds pour permettre la conservation de ces buttes.

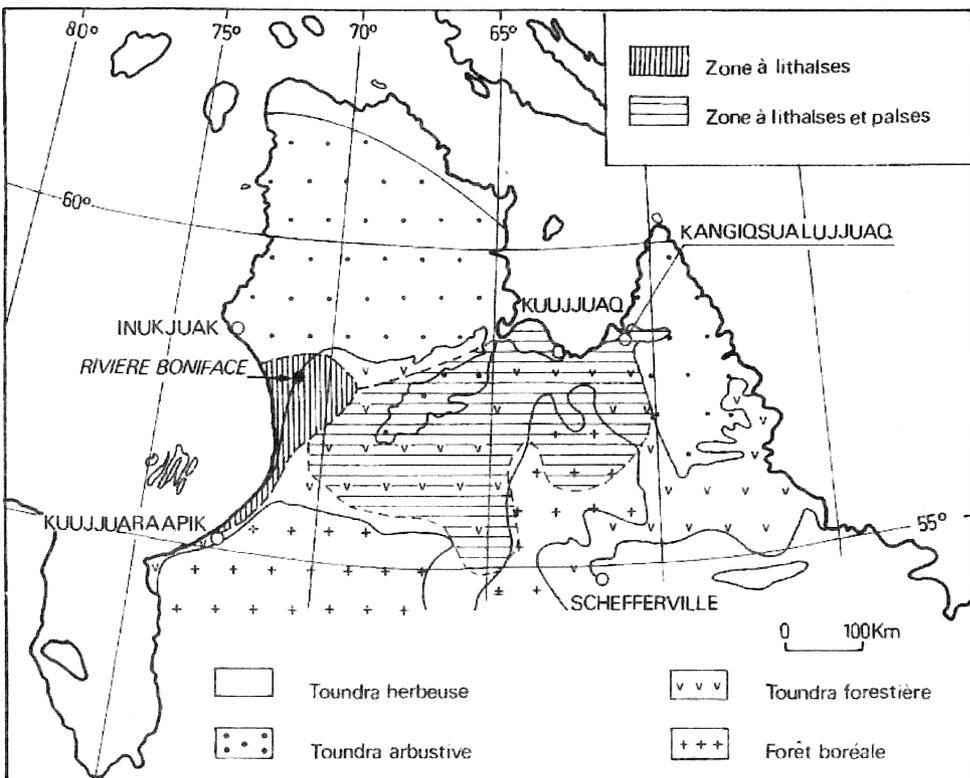


Figure 19 - Carte de Hudsonie donnant la localisation des associations végétales selon Lavoie et Payette, 1994. Sur ce document sont reportées les zones où le Professeur D. Lagarec localisait les lithalses en 1986 (d'après un document manuscrit que m'a envoyé ce chercheur). Les stations météorologiques sont indiquées sur cette figure, de même que l'endroit près de la rivière Boniface où a été prise la photo de la figure 11

8.4. Les études des macrofossiles et de 140 diagrammes polliniques de tourbières du Dernier Dryas de l'Europe occidentale présentées comme thèse en 1997 à l'Université d'Amsterdam par René Isarin indiquent qu'entre 500 et 700 m d'altitude où se trouvent les viviers sur le plateau des Hautes-Fagnes, les températures d'été étaient entre +10.5 et +9.3°C.

Par ailleurs, les phénomènes périglaciaires observés en Europe occidentale et datées du Dernier Dryas, telles que les fentes de gel, ont permis d'établir que la température moyenne annuelle était à cette époque, pour les altitudes de 500 à 700 m, de -5 à -6.2°C.

Les températures actuelles au Canada et en Laponie où se localisent les lithales actuelles sont semblables à celles obtenues à partir de données palynologiques et périglaciaires des zones où, au Dernier Dryas, les lithales sont apparues.

Sur la base de ces données, on peut comparer les températures actuelles (1960-1990) de Botrange avec celles qui ont existé lors du Dernier Dryas au même endroit (figure 20).

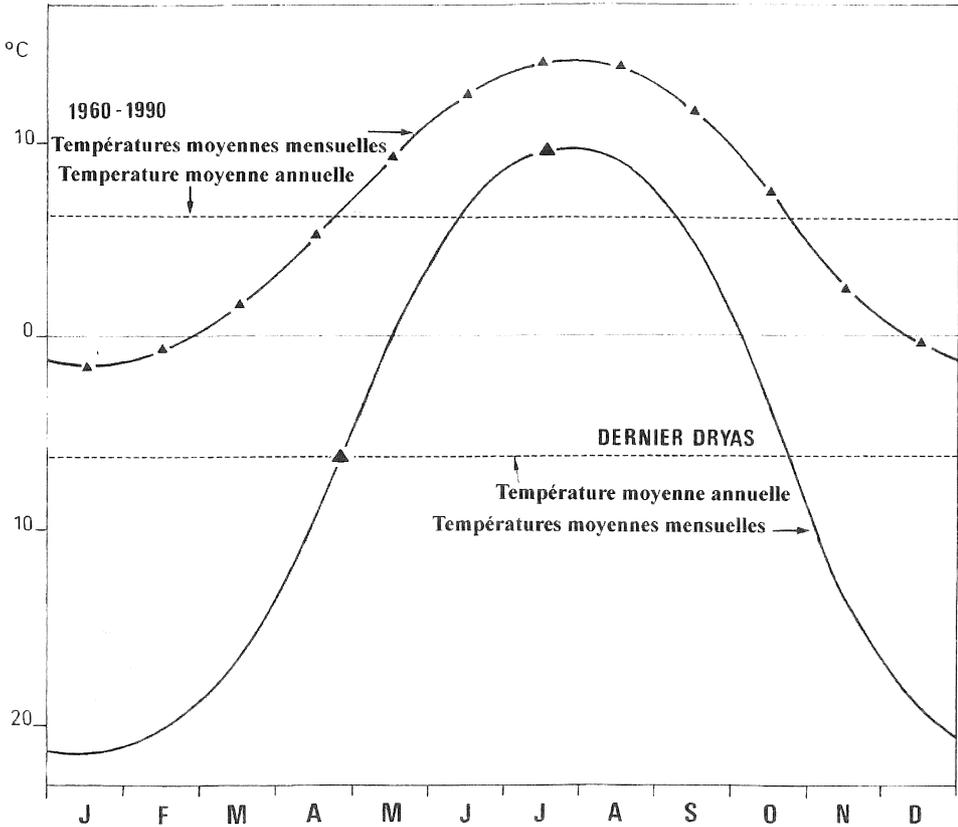


Figure 20 - Comparaison des températures actuelles avec les températures supposées au Dernier Dryas à Botrange. Comme les courbes sont des sinusoïdes, la température du mois le plus chaud et la température moyenne annuelle permettent de trouver la température moyenne du mois le plus froid. Les données actuelles sont celles de l'IRM (M. Vandiepenbeeck) pour la période 1960-1990. Les températures au Dernier Dryas proviennent des données de la thèse d'Isarin (1997). Ces dernières données montrent que si les étés étaient alors environ 4.5°C plus froids, les hivers étaient beaucoup plus rigoureux avec une température environ 20°C plus froide qu'actuellement. **Le nord de l'Océan Atlantique était gelé et l'influence du Gulf Stream ne se faisait plus sentir.**

9. La cause du refroidissement du Dernier Dryas

9.1. La cause du refroidissement marqué du Dernier Dryas, qui a donné naissance aux viviers des Hautes-Fagnes, est restée longtemps une énigme. Les explications proposées pour rendre compte des glaciations, comme par exemple la variation de la teneur de l'atmosphère en gaz à effet de serre ne peut s'appliquer à une modification climatique aussi brève (1.100 années). C'est en 1984 (Broecker *et al.*, 1985) qu'un changement de la circulation océanique de l'Atlantique a été proposé pour expliquer les observations. Cette hypothèse a été considérée avec beaucoup de scepticisme par la majorité des scientifiques jusqu'au début des années 90, moment où ont été réalisés des sondages dans la calotte glaciaire du Groenland. Ceux-ci ont montré la brutalité des changements intervenus au début mais surtout à la fin du Dernier Dryas (figure 14). Actuellement des modifications de la circulation thermohaline des océans sont généralement acceptées comme responsables du refroidissement.

9.2. Deux sondages, l'un européen (GRIP) et l'autre américain (Gisp 2), ont été implantés à 30 km de distance au sommet de la calotte glaciaire du Groenland. Ils ont atteint la roche en place à plus de 3000 m de profondeur. Ces deux sondages, caractérisés par leur finesse de résolution temporelle, ont donné les mêmes résultats, du moins en ce qui concerne les 90% supérieurs des carottes de sondages. La fin du Dernier Dryas se trouve à 1700m de profondeur dans Gisp 2.

Du fait de la latitude et de l'altitude, la température du sommet de la calotte où les sondages ont été implantés reste toujours sous 0°C. Les couches de neige originelles qui se sont accumulées, se sont lentement transformées en glace en conservant une stratification annuelle reconnaissable qui permet depuis la surface le comptage des années. D'autre part, cette glace, vu qu'aucune fonte ne s'est produite, n'est pas polluée par des eaux qui auraient modifié la composition de la neige originelle. Au sein de cette neige devenue de la glace, il est possible d'estimer par la mesure de l'Oxygène 18, la température à laquelle s'est produite la condensation (par comparaison avec ce qui s'observe dans les chutes de neige actuelles, un gradient de température de 0,06% de $\delta^{18}\text{O}$ pour un degré centigrade est appliqué d'habitude d'après Stuiver *et al.*, 1995). Les modifications de température, tout comme de nombreux paramètres isotopiques et aussi la quantité annuelle de précipitations, peuvent être suivies avec un grand détail dans ces carottes de sondages. Est apparue ainsi la brutalité des changements de température qui sont survenus au début et à la fin du Dernier Dryas. Le changement climatique entre le Dernier Dryas et le Préboréal se serait effectué en moins de 10 ans (Severinghaus *et al.*, 1998), tandis que l'accumulation de neige a doublé à la fin du Dernier Dryas peut-être en 1 à 3 ans (Alley *et al.*, 1993). Ces observations ont intrigué et inquiété bien des personnes par la

menace qu'elles représentent de voir survenir de nos jours un refroidissement brutal du climat. Cette inquiétude avait déjà été exprimée après le sondage Gisp 1 commencé en 1971 et étudié par Dansgaard.

9.3. Le refroidissement du Dernier Dryas a principalement touché l'Atlantique Nord et les régions voisines. Il a été beaucoup moins ressenti ailleurs. Dans le monde entier, de nombreuses modifications climatiques ont été enregistrées à ce moment, mais il s'agit le plus souvent d'altérations du régime des précipitations et non de refroidissements. Des corrélations entre les sondages réalisés sur la calotte glaciaire du Groenland et ceux de l'Antarctique montrent qu'un réchauffement s'est produit dans l'Antarctique au moment du refroidissement du Dernier Dryas. Il ne s'agissait en tout cas pas d'un refroidissement global de la terre, mais d'une distribution différente de la chaleur sur notre planète.

9.4. L'interruption de la circulation thermohaline est la seule explication qui rende compte de l'amplitude, de la rapidité et de la localisation de ces changements autour de l'Atlantique Nord. L'importance de cette circulation sur le climat actuel est énorme. Ainsi, quand on regarde une carte climatique du monde actuel et spécialement celle des températures d'hiver, le climat de l'Europe apparaît comme très anormal. L'Europe occidentale jouit d'un climat plus chaud que partout ailleurs aux mêmes latitudes de l'hémisphère Nord. Les températures moyennes de janvier de Montréal (-12°C) et de Bordeaux (+7°C), qui se trouvent à des latitudes très voisines, présentent une différence de près de 20°C. Ces conditions climatiques exceptionnelles sont dues au Gulf Stream et à la dérive nord-atlantique qui amènent d'énormes quantités d'eau chaude à l'ouest de l'Europe et en adoucissent de manière importante les températures hivernales. La quantité d'eau qui arrive dans l'Atlantique Nord est colossale : 20 millions de m³ par seconde soit un débit comparable à celui de l'eau qui tombe sur toute la terre (Broecker, 1997). Ces eaux chaudes amènent dans l'hémisphère nord un trillion de kilowatts soit une quantité d'énergie 100 fois supérieure à la consommation d'énergie de toute l'humanité (Rahmstorf, 1997). C'est la disparition de ces courants marins qui a plongé l'Europe dans le refroidissement du Dernier Dryas.

Cette circulation est régie en partie par la densité des eaux, qui est contrôlée par la salinité et la température : on parle pour cela de la circulation thermohaline. L'idée du rôle joué par ce qui est appelé en anglais « the great conveyor » est venue pour la première fois à Broecker en 1984 (Broecker, 1997). Si la circulation des eaux en surface est connue depuis longtemps, c'est seulement au cours des 25 dernières années que les déplacements des eaux en profondeur ont été retracés pour aboutir à la carte de la circulation marine de la figure 21.

Pendant le Dernier Dryas, les eaux chaudes du Gulf Stream n'ont plus atteint le nord de l'Atlantique. L'Océan Atlantique a été couvert de glace pendant les hivers très rigoureux. L'été, l'Océan était dégagé de glace et les températures plus élevées. Au total, la température moyenne annuelle a pu localement, entre autres sur le plateau des Hautes-Fagnes, faire apparaître des îlots de pergélisol.

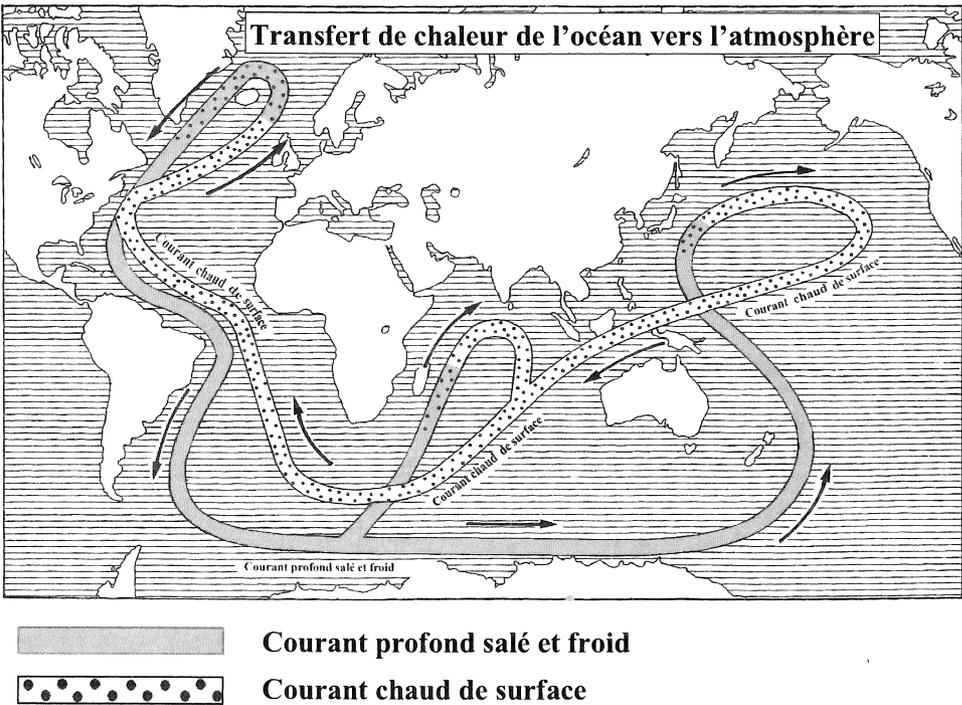


Figure 21 - Vue générale simplifiée de la circulation thermohaline (the great conveyor) qui amène de grandes quantités d'eau chaude à l'ouest de l'Europe où elle plonge à plus de 1000 m de profondeur. Le mouvement est contrôlé par la densité des eaux, c'est-à-dire par leur salinité et leur température. En gros pointillés, les courants superficiels ; en grisés, les courants profonds (d'après Hamblin et al., 1998).

Le moteur de cette circulation est la plongée des eaux très salées (l'Atlantique est l'océan le plus salé) et refroidies qui se produit dans le nord de l'Atlantique. C'est cette plongée des eaux denses qui a été interrompue au Dernier Dryas en arrêtant l'arrivée massive d'eau chaude dans l'Atlantique Nord.

9.5. En 1982, Rooth a proposé d'expliquer l'épisode froid du Dernier Dryas par l'arrivée dans l'Atlantique d'eau douce de fonte glaciaire provenant de la vidange du lac Agassiz, un énorme lac qui était apparu en Amérique en bordure

de la calotte glaciaire en retrait. Des lacs semblables ont été très nombreux et très étendus au Canada pendant les glaciations, car les glaciers en progressant du nord au sud, ont barré les cours d'eau qui se dirigeaient vers le nord. Avant le Dernier Dryas, le lac Agassiz particulièrement important se déversait vers le Mississippi. Brusquement, à la suite du retrait glaciaire, les eaux de ce lac ont trouvé un nouvel exutoire et se sont écoulées vers le Saint Laurent et de là dans l'Océan Atlantique. De grandes quantités d'eau douce de faible densité se sont ainsi étendues à la surface des océans. Cette couche d'eau douce de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et de faible densité aurait empêché le refroidissement de la colonne d'eau amenée par le Gulf Stream et, de ce fait, arrêté la production d'eau de densité élevée plongeant en profondeur (Manabe et Stouffer, 2000).

L'arrêt de la descente en profondeur d'eau froide et salée, donc denses, près du Groenland aurait ainsi été responsable de la diminution rapide de la circulation thermohaline et d'une réorganisation de la circulation des eaux des océans.

9.6. Au cours de la dernière glaciation, de nombreuses fluctuations semblables se sont produites, alors que pendant l'Holocène c'est-à-dire depuis le Dernier Dryas, le climat de l'Atlantique Nord est resté remarquablement stable. De nombreux chercheurs cherchent à savoir ce qui pourrait faire à nouveau basculer la circulation thermohaline en entraînant un brusque refroidissement de nos régions. Si diverses causes ont été évoquées qui pourraient produire de nos jours un tel refroidissement brutal en Europe occidentale, une grande incertitude plane toujours sur cette question fondamentale pour l'avenir de notre climat. Il est établi maintenant que la circulation thermohaline a été plus de 20 fois modifiée pendant la dernière glaciation, mais aussi qu'après celle-ci, soit à l'Holocène (époque postglaciaire actuelle), la circulation thermohaline est restée remarquablement constante.

10. Conclusions

En résumé, l'état des connaissances en 2012 peut être résumé comme suit :

10.1. Les viviers des Hautes-Fagnes sont des restes de buttes formées par accumulation de glace de ségrégation dans le sol.

10.2. Des datations ^{14}C , des études palynologiques et de poussières volcaniques ont établi que ces buttes sont apparues pendant le Dernier Dryas, dernier coup de froid de la période glaciaire qui s'est étendu entre environ 11600 et 12700 années calendrier avant 1950.

10.3. Dénommées lithalses, des buttes semblables actuelles sont connues seulement en Hudsonie et en Laponie. Elles sont seulement localisées à la limite nord du pergélisol discontinu.

10.4. La thèse de Isarin (1997) consacrée au climat de l'Europe occidentale pendant le Dernier Dryas a permis de montrer que les conditions climatiques qui existaient à cette époque au sommet des Hautes-Fagnes étaient semblables à celles des zones à lithalses actuelles de Hudsonie et de Laponie.

10.5. Comme les viviers des Hautes-Fagnes sont localisés sur des roches quartzitiques altérées du Revinien, des conditions locales particulières liées à ces roches (sans doute une nappe aquifère proche de la surface) ont joué un rôle dans l'apparition des lithalses.

10.6. Des traces de lithalses semblables aux viviers sont seulement connues dans les Hautes-Fagnes, au Pays de Galles et en Irlande.

10.7. Les remparts qui subsistent après la fonte des viviers ont été formés en grande partie par descente des matériaux soulevés sur les pentes de la butte mais aussi probablement par des poussées latérales de la glace en croissance.

10.8. La cause du refroidissement brutal qui a donné naissance aux lithalses est un refroidissement de l'Atlantique Nord déterminé par la disparition du Gulf Stream et de la dérive Nord Atlantique.

11. Lexique de termes techniques

Buttes cryogènes

Reliefs de toutes dimensions dus à l'apparition de glace dans le sol. Les pingos, les palses et les lithalses sont des buttes cryogènes.

Circulation thermohaline

Circulation mondiale des eaux océaniques contrôlée partiellement par la descente d'eaux froides et salées plongeant en profondeur dans l'Atlantique Nord (voir figure 21).

Congélifluxion

Déplacement lent de matériaux boueux saturés en eau après le dégel du sol.

Couche active

Couche superficielle du sol qui gèle et dégèle chaque année et surmonte le pergélisol.

Cryosuccion

Déplacement de l'eau capillaire vers le front de gel.

Dernier Dryas

Dernière période froide de la dernière glaciation qui a affecté l'Atlantique Nord et toutes les régions voisines et qui s'est étendue environ de 12.700 à 11.600 ans avant aujourd'hui. *Dryas octopetala* est une plante de la toundra dont le pollen très abondant à certaines périodes du tardiglaciaire marque le retour du froid dans les analyses polliniques de l'Europe occidentale.

Holocène

Période géologique actuelle c'est-à-dire postérieure à la dernière glaciation qui s'est terminée il y a environ 11.600 ans, à la fin du Dernier Dryas.

Icing

Accumulation de glace qui se forme l'hiver dans les régions arctiques lorsque de l'eau s'écoule en surface.

Glace d'injection

Glace formée au cœur des pingos par le gel d'eaux injectées dans la butte.

Glace de ségrégation

Glace formée par cryosuccion lors du gel lent de sédiments. Les sédiments les plus favorables sont les matériaux limoneux perméables.

Lithalses

Buttes cryogènes formées par accumulation de glace de ségrégation et qui ne sont pas recouvertes de tourbe. Après leur fusion, elles abandonnent des dépressions entourées d'un rempart semblables aux viviers des Hautes-Fagnes.

Pergélisol continu

Pergélisol qui existe partout sous la surface d'une zone considérée.

Pergélisol discontinu

Lorsque le pergélisol existe en certains endroits et pas en d'autres en raison de facteurs d'exposition, de végétation, etc.

Palse

Butte cryogénique recouverte de tourbe et formée par apparition de glace de ségrégation dans le sol.

Pingo

Butte cryogénique constituée de glace d'injection pouvant atteindre près de 50 m de hauteur.

Thermokarst

Processus entraînant la fusion du pergélisol riche en glace à la suite d'un réchauffement du sol.



Figure 22 - Traces de lithalses en fagne de Malchamps. © Ministère des Travaux Publics de Belgique, mission du 14 avril 1959 (photo 103^c 60538)

12. Bibliographie

- **R. AHMAN**, Palsar i Nordnorge (Summary: Palsas in Northern Norway), *Meddelanden fran Lunds Universitets Geografiska Institution*, 78, 1977, 156 p.
- **R.B. ALLEY, D.A. MEESE, C.A. SCHUMAN, A.J. GOW, K.C. TAYLOR, P.M. GROOTES, J.W.C. WHITE, M. RAM, E.D. WADDINGTON, P.A. MAYEWSKI, G.A. ZIELINSKI**, Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event, *Nature*, 362, 1993, p. 527-529.
- **B. BASTIN**, Etude palynologique d'une couche de tourbe mise au jour dans le rempart d'une palse de la Konnerzvenn, *Hautes Fagnes*, 179, 1985, p. 72-73.
- **B. BASTIN, E. JUVIGNÉ, A. PISSART, J. THOREZ**, Etude d'une coupe dégagée à travers un rempart d'une cicatrice de pingo de la Brackvenn, *Annales la Société Géologique de Belgique*, 97, 1974, p. 341-358.
- **M. BOUILLENNE-WALRAND ET ABBÉ CH. DUBOIS**, Les viviers de la Baraque Michel, *Hautes Fagnes*, 5, 1936, p. 138-141.
- **R. ET M. BOUILLENNE**, avec la collaboration de S. Defosse, l'Abbé Ch. Dubois, J. Damblon et A. Willam, Les viviers du plateau de la Baraque Michel, *Bulletin de la Société royale des Sciences de Liège*, 12, 1937, p. 404-427.
- **R. BOUILLENNE**, La Réserve domaniale des Hautes Fagnes de Belgique, *Ministère de l'agriculture. Administration des Eaux et Forêts. Service des Réserves Naturelles domaniales et de la Conservation de la Nature. Travaux*, 2, 1966, 42 p.
- **W.S. BROECKER, J.P. KENNET, B.P. FLOWER, J.T. TELLER, S. TRUMBORE, G. BONAMI, W. WOLFLI**, Routing of meltwater from Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode, *Nature* 341, 1985, p. 318-321.
- **W.S. BROECKER**, Will our ride into the greenhouse future be a smooth one?, *GSA today*, 7(5), 1997, p. 1-7.
- **F. CALMELS**, *Genèse et structure du pergélisol. Etude des formes périglaciaires de soulèvement au gel au Nunavik (Québec Nordique au Canada)*, Thèse de doctorat inédite présentée à l'Université de Caen, (France), 2005, 169 p.

- **F. CALMELS, M. ALLARD, G. DELISLE**, Development and decay of a lithalsa in Northern Québec: a geomorphological history, *Geomorphology*, 97, 2008a, p. 287-299.
- **F. CALMELS, G. DELISLE, M. ALLARD**, Internal structure and the thermal and hydrological regime of a typical lithalsa: significance for permafrost growth and decay, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 45, 2008b, p. 31-43.
- **W. DANSGAARD, JWC WHITE ET S.J. JONSEN**, The abrupt termination of the Younger Dryas climate event, *Nature*, 339, 1989, p. 532-533.
- **J.C. DIONNE**, Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, *Géographie physique et Quaternaire*, 32(3), 1978, p. 187-247.
- **F. FLORSCHÜTZ, E. VAN OYE**, Over de ouderdomsbepaling van het "vijvers" op het Plateau van het belgisch Hoogveen, *Tijdschrift Kon. Acad. Aardrijkskundige Genootschap*, 55, 1938, p. 454-461.
- **F. FLORSCHÜTZ, E. VAN OYE**, Recherches analytiques de pollen dans la région des Hautes Fagnes (Belgique), *Biol. Jaarboek Dodonaea*, 6, 1939, p. 227-233.
- **F. GEUKENS**, Notes accompagnant une révision de la carte structurale du Massif de Stavelot, *Aardk. Mededelingen*, 9, 1999, p. 183-190.
- **I. HAJDAS, S. IVY-OCHS, G. BONANI, A. LOTTER, B. ZOLITSCHKA AND C. SCHLÜCHTER**, Radiocarbon age of the Laacher See tephra : 11230 ±40BP, *Radiocarbon*, 37 (2), 1995, p. 149-154.
- **W.K. HAMBLIN, E.H. CHRISTIANSEN**, *Earth's dynamic systems*, Prentice-Hall International, London, 1998, 740 p.
- **S. HARRIS**, Palsa like mounds developed in a mineral substrate, Fox lake Yukon Territory, *Sixth International Conference on permafrost. July 5-9, 1993, Proceedings*, Beijing, China, 1, 1993, p. 238-243.
- **G.W. HOLMES, D.M. HOPKINS AND H. FOSTER**, Pingos in central Alaska, *Geological Survey Bulletin*, Washington, 1241-H, 1968, p. H1-H40.
- **R.F.B. ISARIN**, *The climate of northwestern Europe during the Younger Dryas. A comparison of multi-proxy climate reconstructions with simulation experiments*. Drukkerij Elinkwijk b.v. Utrecht, 1997, 190 p.
- **D. LAGAREC**, Eléments de la morphologie cryogène du Golfe de Richmond, Nouveau Québec, *Cahiers de Géographie du Québec*, 17, 1973, p. 465-482.
- **C. LAVOIE ET S. PAYETTE**, Recent fluctuations of the lichen spruce forest limit in subarctic Québec, *Journal of Ecology*, 82, 1994, p. 725-734.

- **J.R. MACKAY**, Pingos in the Pleistocene Mackenzie River Delta Area, *Geographical Bulletin*, 18, 1962, p. 21-63.
- **J.R. MACKAY**, Pulsating pingo, Tuktoyaktuk peninsula, NWT, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, 1977, p. 209-222.
- **J.R. MACKAY**, Pingos of the Tuktoyaktuk peninsula area, Northwest territories, *Geographie physique et Quaternaire*, 33 (1), 1979, p. 3-61.
- **S. MANABE AND R.J. STOFFER**, Study in abrupt climate change by a coupled ocean-atmosphere model, *Quaternary Science Reviews*, 19(1-5), 2000, p. 285-299.
- **W. MULLENDERS**, Note préliminaire sur la palynologie des pingos du Plateau des Tailles (Belgique), *Zeitschrift für Geomorphologie*, 7(2), 1963, p. 165-168.
- **W. MULLENDERS, F. GULLENTOPS**, The age of the pingos of Belgium, *In: Péwé, T. L. (Ed.) The periglacial environment, past and present*, Montreal, Mc Gill Queen's university Press, : 1969, p. 321-335
- **A. PISSART**, L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes, *Annales de la Société géologique de Belgique*, 79, 1956, p. 119-131.
- **A. PISSART**, Les traces de "pingos" du Pays de Galles (Grande Bretagne) et du Plateau des Hautes Fagnes (Belgique), *Zeitschrift für Geomorphologie*, 7 (2), 1963, p. 147-165.
- **A. PISSART**, *Geomorphologie périglaciaire*. Texte des leçons de la chaire Franqui belge. Edition du laboratoire de géographie Physique de l'Université de Liège, 1987, 135 p.
- **A. PISSART**, Les viviers des Hautes Fagnes. Les connaissances en l'an 2000. *Hautes Fagnes*, 1999 (2), p. 44-50 ; 1999 (3), p. 75-83 ; 1999 (4), p. 99-109 ; 2000 (1), p. 16-25 ; 2000 (2), p. 49-55 ; 2000 (3), p. 74-83.
- **A. PISSART**, The remnants of lithalsas of the Hautes Fagnes (Belgium): a summary of present day knowledge, *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(4), 2000, p. 327-355.
- **A. PISSART**, Palsas, lithalsas and remnants of these periglacial mounds, *Geomorphology*, 53 (1-2), 2003, p. 605-621.
- **A. PISSART**, Remnants of lithalsas on the Hautes Fagnes plateau (Belgium) are on weathered quartzitic rocks, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 54 (1), 2010, p. 1-15.

- **A. PISSART**, Palsas and lithalsas. *Treatise of Geomorphology*, 2011, Elsevier -Academic Press, Vol. 8, Glacial and periglacial geomorphology, Giardino and Harbor, vol. edit., p. 223-237.
- **A. PISSART, F. CALMELS, C. WASTIAUX**, The potential lateral growth of lithalsas, *Quaternary Research*, 75, 2011, p. 371-377.
- **A. PISSART ET E. JUVIGNÉ**, Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou palse) de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique), *Annales de la Société géologique de Belgique*, 103, 1980, 73-86.
- **A. PISSART, S. HARRIS, A. PRICK ET B. VAN VLIET-LANOË**, La signification paléoclimatique des lithalses (palses minérales), *Biuletyn Periglacialny*, 37, 1998, p. 141-154.
- **A.E. PORSILD**, Earth mounds in unglaciated arctic northwestern America, *Geographical Review*, 28, 1938, p. 46-58.
- **S. RAHMSTORF**, Ice-cold in Paris, *New Scientist*, 8-2-1997, p. 26-30.
- **P.J. REIMER, MGL. BAILLIE, E. BARD, A. BAYLISS, JW. BECK, PG. BLACKWELL, C. BRONK RAMSEY, CE. BUCK, GS. BURR, RL. EDWARDS, M. FRIEDRICH, PM. GROOTES, TP. GUILDERSON, I. HAJDAS, TJ. HEATON, AG. HOGG, KA. HUGHEN, KF. KAISER, B. KROMER, FG. MCCORMAC, SW. MANNING, RW. REIMER, DA. RICHARDS, JR. SOUTHON, S. TALAMO, CSM. TURNEY, J. VAN DER PLICHT, CE. WEYHENMEYER**, IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 Years cal BP, *Radiocarbon*, 54 (4), 2009, p. 1111 -1150.
- **C. ROTH**, Hydrology and ocean circulation, *Progress in Oceanography*, 11, 1982, p. 131-139.
- **J.P. SEVERINGHAUS, T. SOWERS, E.J. BROOK, R.B. ALLEY, M.L. BENDER**, Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice, *Nature*, 391, 1998, p. 141-146.
- **R.T. SLOTBOOM**, Comparative geomorphological and palynological investigations of the pingos (viviers) in the Hautes Fagnes (Belgium) and the mardellen in the Gutland (Luxembourg), *Zeitschrift für Geomorphologie*, 7, 1963, p. 194-231.
- **M. SEPPÄLÄ**, Stratigraphy of a silt-cored palsa, Atlin region, British Columbia, Canada, *Arctic*, 33 (2), 1980, p. 357-365.

- **M. SEPPÄLÄ**, The origin of palsas, *Geografiska Annaler*, 63 A (3), 1986, p. 141-147.
- **M. SEPPÄLÄ**, Palsas and related forms, *Advances in Periglacial Geomorphology*, Edit. M.J. Clark. John Wiley and Sons Ltd, 1988, p. 247-278.
- **R.T. SLOTBOOM**, Comparative geomorphological and palynological investigation of the Pingos (Viviers) in the Hautes Fagnes (Belgium) and the Mardellen in the Gutland (Luxembourg), *Zeitschrift für Geomorphologie*, 7, 1963, p. 194-231.
- **J.K. STAGER**, Progress report on the analysis of the characteristics and distribution of pingos, east of the Mackenzie Delta, *Canadian Geographer*, 7, 1956, p. 13-20.
- **K. STAMM**, Glacialspuren im rheinischen Schiefergebirge, *Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der preussischen Rheinlande und Westfalens*, 1912, p. 151-214.
- **D. ST-ONGE, A. PISSART**, Un pingo en système fermé dans les dolomies paléozoïques de l'Arctique canadien, *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, 1990, p. 275-282.
- **M. STUIVER, P.M. GROOTES, T.F. BRAZUNIAS**, The Gisp2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16500 years and the rule of the sun, ocean and volcanoes, *Quaternary Research*, 44, 1995, p. 341-354.
- **S. TABER**, Frost heaving, *The Journal of Geology*, 37, 1929, p. 428-461.
- **F. TOUSSAINT**, Les viviers de la Fagne, *Hautes Fagnes*, 9, 1937, p. 296.
- **E. VAN OYE, F. FLORSCHÜTZ**, Recherches palynologiques dans la région des Hautes Fagnes belges, *13^e Biologisch jaarboek, Dodonaea*, 1946, p. 307-315.
- **TH. VAN DER HAMMEN**, Late glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands, *Leidse Geo. meded.*, 17, 1953, p. 71-184.
- **G. WOILLARD**, Recherches palynologiques sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges lorraines, *Acta Geographica Lovaniensia*, 14, 1975, 118 p.
- **P. WRAMNER**, Palslika bildningar i mineraljord. Nagra iakttagelser fran Taavavuoma, Lappland (Summary: Palsa-like formation in mineral soil. Some observations from Taavavuoma, Swedish Lapland), *Göteborgs Universitet Naturgeografiska Institutionen, Guni rapport 1*, 1972, 60 p.

13. Table des matières

Avant-propos	p. 4
1. Introduction	p. 7
2. Les viviers des Hautes Fagnes	p. 8
3. Pingos, paises, lithalses. De quoi s'agit-il ?	p. 12
4. Historique. Le progrès des connaissances	p. 23
5. Les fouilles dans les remparts des viviers	p. 27
6. L'âge des viviers : palynologie, ^{14}C , tephrostratigraphie	p. 30
7. La formation des lithalses. Les mécanismes proposés	p. 36
8. Le climat des régions où existent de nos jours des lithalses et le climat du Dernier Dryas	p. 41
9. La cause du refroidissement du Dernier Dryas	p. 44
10. Conclusions	p. 48
11. Lexique de termes techniques	p. 49
12. Bibliographie	p. 51

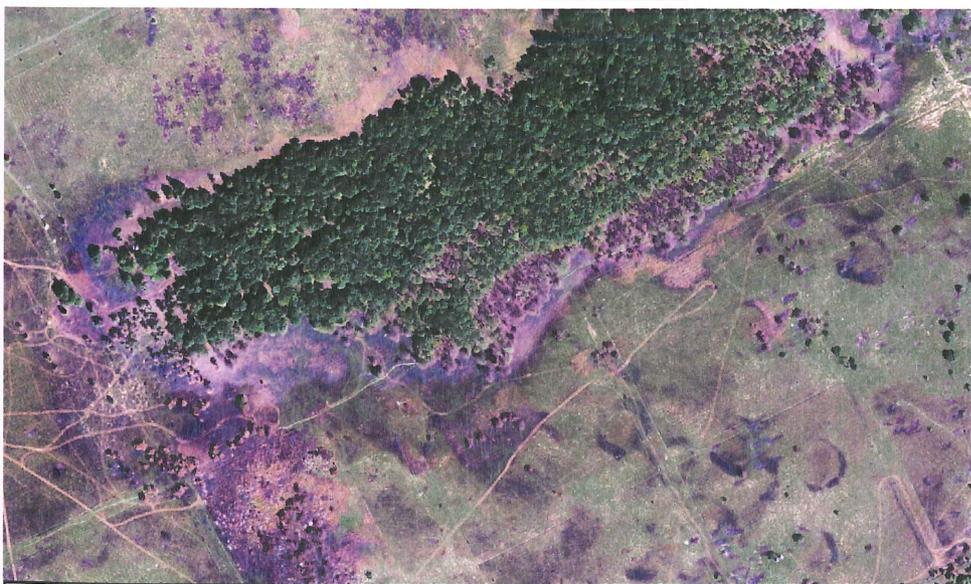


Figure 23 - Traces de lithalses au sud du Geitzbuch, après l'incendie d'avril 2011. © Parc Naturel Hautes-Fagnes / Eifel asbl.



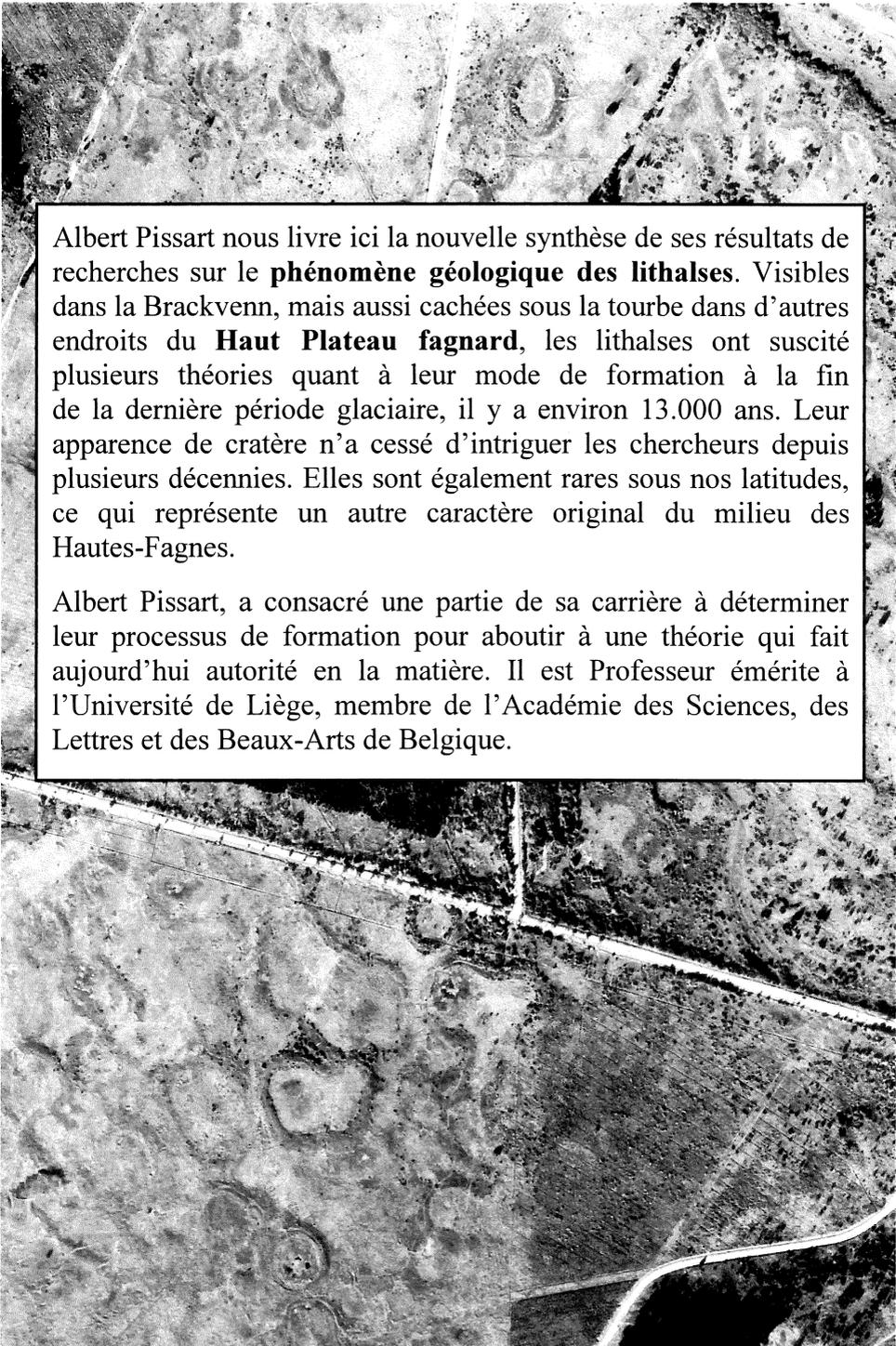
Photo page précédente

Lithalses dans la Brackvenn. © Parc Naturel Hautes-Fagnes / Eifel asbl

Haute Ardenne asbl

Route de Botrange, 137
B-4950 ROBERTVILLE

E-mail : haute.ardenne@skynet.be



Albert Pissart nous livre ici la nouvelle synthèse de ses résultats de recherches sur le **phénomène géologique des lithalses**. Visibles dans la Brackvenn, mais aussi cachées sous la tourbe dans d'autres endroits du **Haut Plateau fagnard**, les lithalses ont suscité plusieurs théories quant à leur mode de formation à la fin de la dernière période glaciaire, il y a environ 13.000 ans. Leur apparence de cratère n'a cessé d'intriguer les chercheurs depuis plusieurs décennies. Elles sont également rares sous nos latitudes, ce qui représente un autre caractère original du milieu des Hautes-Fagnes.

Albert Pissart, a consacré une partie de sa carrière à déterminer leur processus de formation pour aboutir à une théorie qui fait aujourd'hui autorité en la matière. Il est Professeur émérite à l'Université de Liège, membre de l'Académie des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique.