

BRIGITTE VAN VLIET-LANOË*

Caen

HISTOIRE ET DYNAMIQUE DU PERGÉLISOL EUROPÉEN AU WEICHSÉLIEN

Résumé de l'auteur

Une reconstitution dynamique et cartographique du pergélisol au Weichsélien est proposée sur la base de traits cryopédologiques et paléopédologiques enregistrés dans les coupes de l'Europe de l'Ouest. Le pergélisol continu semble avoir atteint la baie du Mt Saint Michel vers 25 000 BP. Sa dynamique est en étroite corrélation avec les fluctuations des taux d'insolation et de précipitations annuelles: la fréquence des coins de glace peut également être expliquée de cette manière. Deux cycles d'extension du pergélisol existent au Weichsélien: ils sont tous les deux caractérisés par un retard d'installation du pergélisol dans la province océanique. Le stade de Poméranie peut être expliqué dans le cadre de cette dynamique du pergélisol. Le pergélisol discontinu subsiste en Europe de l'Ouest jusqu'au Dryas ancien.

Abstract

A dynamic and cartographical reconstruction of the weichselian permafrost is proposed on cryopedological and paleopedological data, recorded in profiles of western Europe. Continue permafrost seams to have reached the Mt St Michel bay (F) around 25 000 BP. Its dynamics is correctly controlled by the seasonal fluctuations of the insolation and the yearly precipitation rates: it is also the case for the frequency of ice wedges. Two cycles of permafrost extension can be defined into the Weichselian: both are characterized by a delay of permafrost formation in the oceanic provinces. The Pomeranian stadial can be explained in this context of permafrost dynamics. Discontinuous permafrost maintained in western Europe until the Oldest Dryas.

INTRODUCTION

La reconstitution de l'extension du pergélisol européen lors de la dernière glaciation est une entreprise difficile. La plupart des auteurs européens ont toujours utilisé pour caractériser les pergélisols quaternaires les critères définis dans le contexte nettement différent de l'Arctique actuel. Cette utilisation doit être modulée pour différentes raisons.

Les limites actuellement définies, que ce soit pour le continent nord américain, le Groënland ou l'Eurasie sont les suivantes (WASHBURN, 1979): — le pergélisol sporadique apparaît vers -1°C de température moyenne annuelle, son extension est souvent limitée aux dépressions mal drainées: — le pergélisol discontinu apparaît vers -2 ou -3°C T.M.A. et il se localise préférentiellement dans les fonds de vallée, les bas de versants exposés au Nord, les zones ventées ou mal drainées: — le pergélisol continu apparaît selon les régions vers -4°C ou le plus souvent vers -5°C . En Amérique du Nord, il correspond généralement à la toundra: ce n'est par contre pas le cas en Scandinavie. Son extension est très sensible à la dynamique de la couverture neigeuse, souvent contrôlée par la déflation (SEPPÄLA, 1976) ou la dynamique instantanée de la végétation (Allard et SEGUIN, 1987) qui est très difficile d'appliquer au milieu fossile. Il faut donc rechercher d'autres critères de définition.

* Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., rue des Tilleuls, 14000 Caen, France.

Il nous paraît hasardeux d'appliquer directement ces limites pour le pergélisol weichsélien: plusieurs différences majeures sont à prendre en considération. En effet, pour cette période. BROECKER et VAN DONK 1975 ont mis en évidence, à la suite des travaux de Milankovich, une importante diminution de l'insolation résultant de la superposition des différents cycles solaires; cette diminution atteint jusqu'à 40% de la valeur actuelle. BERGER (1979) a mis également en évidence par traitement mathématique des valeurs théoriques d'insolation, que la baisse de cette dernière pouvait, à la latitude de 60°N et au sommet de l'atmosphère, se produire à des saisons différentes selon la période du cycle périglaciaire weichsélien envisagée. Ainsi, la période allant de 65 à 30 000 BP est caractérisée par une répartition homogène de l'insolation par rapport à l'actuelle, bien que l'intensité en soit globalement plus faible. Par contre, de 30 000 à 20 000 BP, le Pléniglaciaire supérieur est caractérisé par des printemps et des débuts d'été bien plus froids que la normale, alors que les hivers sont modérément froids. Le Tardiglaciaire est par contre caractérisé par des printemps et des étés plus ensoleillés que la normale et des hivers très durs.

Par ailleurs, à la différence du milieu arctique actuel, le régime thermique diurne est nettement moins favorable à notre latitude en raison de la durée limitée du jour et d'une continentalité modérée liée à la baisse eustatique. Les regels nocturnes devaient être assez nombreux au printemps et peut-être même en été, en raison de la fréquence des nuits claires. C'est ce qui se produit aujourd'hui dans les Alpes méridionales. Ce facteur limite la profondeur de dégel, surtout en milieu sec (couche active isolante).

Dans ces conditions, il paraît donc plausible d'envisager des températures-limites pour les différentes zones du pergélisol un peu plus clémentes que celles observées actuellement. La limite méridionale du pergélisol continu devait peut-être se situer aux alentours de -3°C TMA. Il est également vraisemblable que les limites méridionales de ces différentes zones devaient être plus contiguës, comme c'est actuellement le cas sur la côte orientale de la Sibérie (WASHBURN, 1979).

1) CRITÈRES DE PRÉSENCE DU PERGÉLISOL ET CLASSIFICATION

A) CRITÈRES

La présence de coins de glace ou de leurs pseudomorphoses est considérée à l'heure actuelle comme un des rares indices prouvant l'existence d'un pergélisol continu (WASHBURN, 1979; HARRIS, 1982). Cependant, plusieurs auteurs (ROMANOWSKI, 1976; MARUSZCZAK, 1987) contestent cette validité. D'autre part, ces coins se forment de préférence en milieu mal drainé (absence de hiérarchisation du réseau hydrographique, dépression), à hivers rudes, et sur substrat très gélif (limons, limons argileux, tourbes), assez épais et homogène (coefficient de rétraction homogène. VAN VLIET-LANOË, 1987); mais ils n'affectent pas nécessairement une superficie importante des sols de la région envisagée.

La présence de cryoturbations peut être également envisagée. D'une part, les cryoturbations à fond plat peuvent être un indice de périgélisol (GULLENTOPS et PAULISSEN, 1978) en milieu naturellement mal drainé, bien que leur base corresponde encore à une partie de la couche active (VAN VLIET-LANOË, 1987). En milieu normalement bien drainé, d'autre part, comme c'est le cas des graviers et sables fluviatiles ou de la plupart des loess, leur présence indique l'existence d'une nappe perchée en automne; ceci implique obligatoirement celle d'un horizon imperméable aujourd'hui disparu; le sommet d'un périgélisol, sporadique à continu (VAN VLIET-LANOË, 1985, 1988). La présence de cicatrices de palses (PISSART, 1983) indiquent celle d'un périgélisol sporadique à discontinu.

A plus petite échelle, les séquences d'aggrégation ou de structuration des sédiments par la glace de ségrégation (VAN VLIET-LANOË, 1976, 1985) sont en fait les traits les plus fréquents permettant de détecter la présence du sommet d'un périgélisol aujourd'hui disparu. La discontinuité de taille des agrégats lamellaires (fig. 1), la déformation de leur surface et la présence de revêtements d'hydroxydes bactériens apparaissant en période de dégradation thermique permettent de les observer facilement sur le terrain. Ces séquences sont souvent associées à des gleys de toundra et à des pseudomorphoses de coins de glace en milieu loessique de plateau, ou une organisation de gélifluxion superficielle sur pente.

Ce type d'organisation peut être exprimée sous forme de fragipan dans les sols de surface (VAN VLIET-LANOË et LANGOHR, 1981) ou sous forme de „limon à doublets” (lamellefleckenzone) en milieu loessique (VAN VLIET-LANOË, 1987).

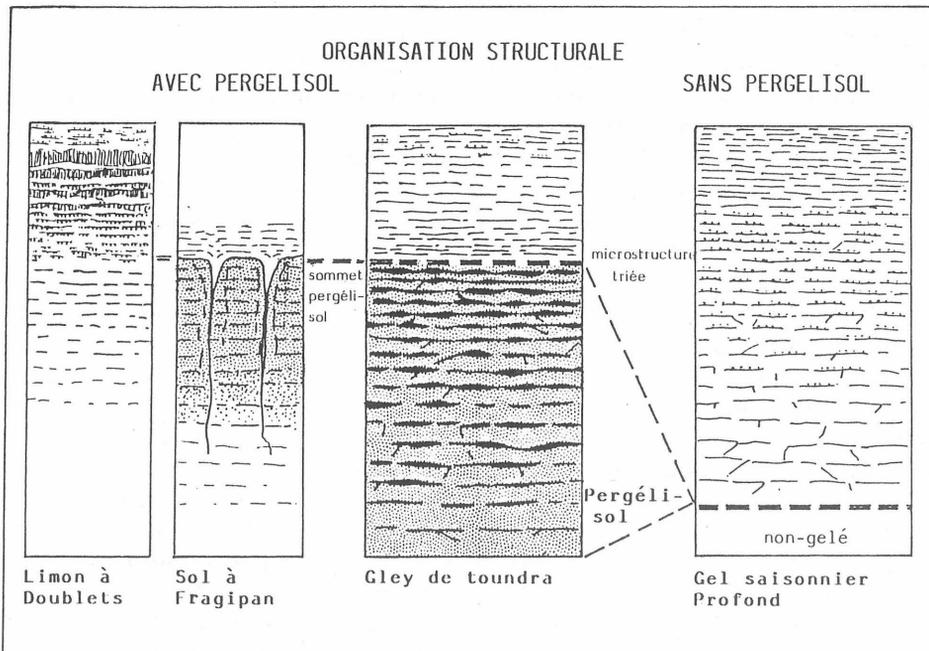


Fig. 1. Séquences de structuration cryogénique en milieu limoneux

Dans tous ces cas, c'est la répartition de ces horizons dans le paysage qui définira la caractéristique du pergélisol envisagé.

B) CLASSIFICATION

À partir de ces éléments, nous avons essayé d'établir un schéma des conditions thermiques régnant au cours des différents stades froids. Actuellement une pénétration hivernale du gel à un mètre de profondeur s'associe au milieu continental, au sud de la Finlande (taïga), et en façade océanique, au NO de la Norvège (végétation herbacée discontinue). Ceci nous permet de définir par exemple pour la façade armoricaine, un climat subarctique océanique caractérisé par la dominance des processus de colluvionnement et de cryorep-tation. Une seconde zone climatique peut être définie par celle du pergélisol sporadique selon les critères de localisation que nous avons décrits plus haut (introduction). C'est également le cas des zones climatiques correspondant aux pergélisols continu et discontinu. Notons que le pergélisol peut être parfois continu en milieu forestier continental.

Les informations recueillies avec les crières définis ci-dessus ont été complétées avec celles fournies par le biais de la paléopédologie.

2) INSTALLATION DU PERGÉLISOL

Lors du premier stade froid (stade isotopique 5d), la profondeur de gel n'excède pas 30 cm en Léon et 50 cm en baie de Saint Brieuc (Bretagne), 1 m à Harmignies (Belgique: VAN VLIET-LANOË, 1986). Les observations de MANIA et STECHEMESSER (1970) en DDR (Achlebener See), de DÜCKER (1967) et MENKE (1982) en Schleswig-Holstein ne mentionnent pas de traces probantes de pergélisol, mais seulement des cryoturbations ordinaires. Il est donc vraisemblable que le pergélisol sporadique atteignait à peine la Poméranie, alors qu'en Scandinavie, l'inlandsis se développe (LUNDQVIST, 1982; LÄGERBACK, 1988) et que le pergélisol continu envahit la Finlande (SAARNISTO et HIRVAS, 1989).

Lors du second stade froid (5b), le refroidissement est très brutal et le pergélisol discontinu atteint vraisemblablement le Nord de la Belgique, le sporadique le Nord de la France (Somme). Plus au sud, seules des sols veins peuvent être observés. Par contre, dans le nord de l'Allemagne et en Pologne, le pergélisol est cette fois bien présent (MANIA et STECHEMESSER, 1970; KOZARSKI, 1986; GOŹDZIK, 1986). La sédimentation loessique est déjà très active en Europe de l'Est (DEMEK et KUKLA, 1969; MARUSZCZAK, 1980).

Lors du troisième coup de froid, au début du stade 4, la profondeur de gel est très importante (pergélisol discontinu à Beerse, Belgique: HAEST et al. 1986) même en Bretagne et les premiers dépôts éoliens apparaissent en Europe océanique (baie de Saint Brieuc: MONNIER, 1973; Harmignies: HAESAERTS et Van VLIET, 1974). Le pergélisol discontinu atteint le N de la France.

Il deviendra quasi-continu au début du stade 3 à Harmignies (HAESAERTS et Van VLIET-LANOË, 1981) et dans le Nord de la France (LAUTRIDOU et SOMMÉ,

1981). On assiste donc entre la fin du stade 5e et le début du stade 3 à une transgression progressive du froid vers le SO de l'Europe avec une accélération, couplée à une continentalisation au début du stade 4 (Van VLIET-LANOË, 1986) (fig. 3).

3) PERGÉLISOL ET COINS DE GLACE

Les coins de glace se développent, comme nous l'avons vu plus haut essentiellement en milieu mal drainé, très gélif, et à hiver très froid. La richesse en glace du sommet du pergélisol semble être un des facteurs importants pour favoriser la contraction thermique (LACHENBRUCH, 1962) puisque le coefficient de rétraction de la glace est 10 fois supérieur à celui des roches. Il est donc intéressant de comparer les données d'insolation saisonnières définies par BERGER (1979) à la localisation stratigraphique des coins de glace pour une région climatique donnée, ici, plus particulièrement dans celui de la Belgique et du N-O de la France (fig. 2).

Pendant le Weichsélien ancien, les hivers, d'après les données de BERGER (1979), sont très froids alors que les étés sont privilégiés par rapport à l'actuel. Ceci explique la fréquence des soil veins, déjà observés en Bretagne dès la phase finale du 5c (phase de Brouennou, HALLÉGOUËT et Van VLIET-LANOË, 1986) et l'absence de pergélisol discontinu en Europe océanique. Après 75 000 BP, l'hiver est doux mais le printemps et l'été sont très déficitaires en insolation; seule l'arrière saison est favorable. Ces conditions impliquent une saison de fonte courte et expliquent l'importance de la profondeur de gel observée (plus de 2 m en Finistère) et, par là même, l'extension des pergélisols, notamment là où existe un drainage médiocre. Des refroidissements brutaux sont possibles en février et en mars, si la comparaison entre le Spitzberg, la Norvège et les Alpes est valable (façade océanique, barrière climatique), une couverture neigeuse limite la possibilité de pénétration des chocs thermiques et donc celle de la formation des coins; ils sont néanmoins bien exprimés au N de la Seine (LAUTRIDOU, 1984). A cette époque, le pergélisol devait être au moins de type discontinu en Europe océanique (début du stade 3).

Pendant le Pléniglaciaire moyen, de 60 000 BP à 30 000 BP environ, les hivers sont légèrement déficitaires, mais avec une insolation nettement moindre que l'actuelle comme le rappelle BERGER (1979). Les hivers sont donc froids, mais sans possibilité réelle de refroidissement brutal; les coins de glace sont exceptionnels, mais il existe de bonnes conditions pour la préservation ou une très lente dégradation du pergélisol discontinu à l'Ouest (stade 3 fin).

Après 30 000 BP et jusqu'aux environs de 19 000 BP, les printemps et les étés sont très déficitaires, de même que dans une moindre mesure la fin de l'hiver. Les sols se refroidissent nettement plus rapidement que lors du coup de froid de 75 000 BP puisqu'on part cette fois d'une situation déjà déficitaire. In n'est pas impossible, d'ailleurs, que le pergélisol ait subsisté à l'état de relique. L'aridité croissante du climat est attestée par l'arrivée massive des loess, et l'épaisseur du couvert neigeux est probablement insuffisante pour prévenir la contraction thermique. Les coins de glace et (ou) de sable peuvent donc se développer (stade 2, début).

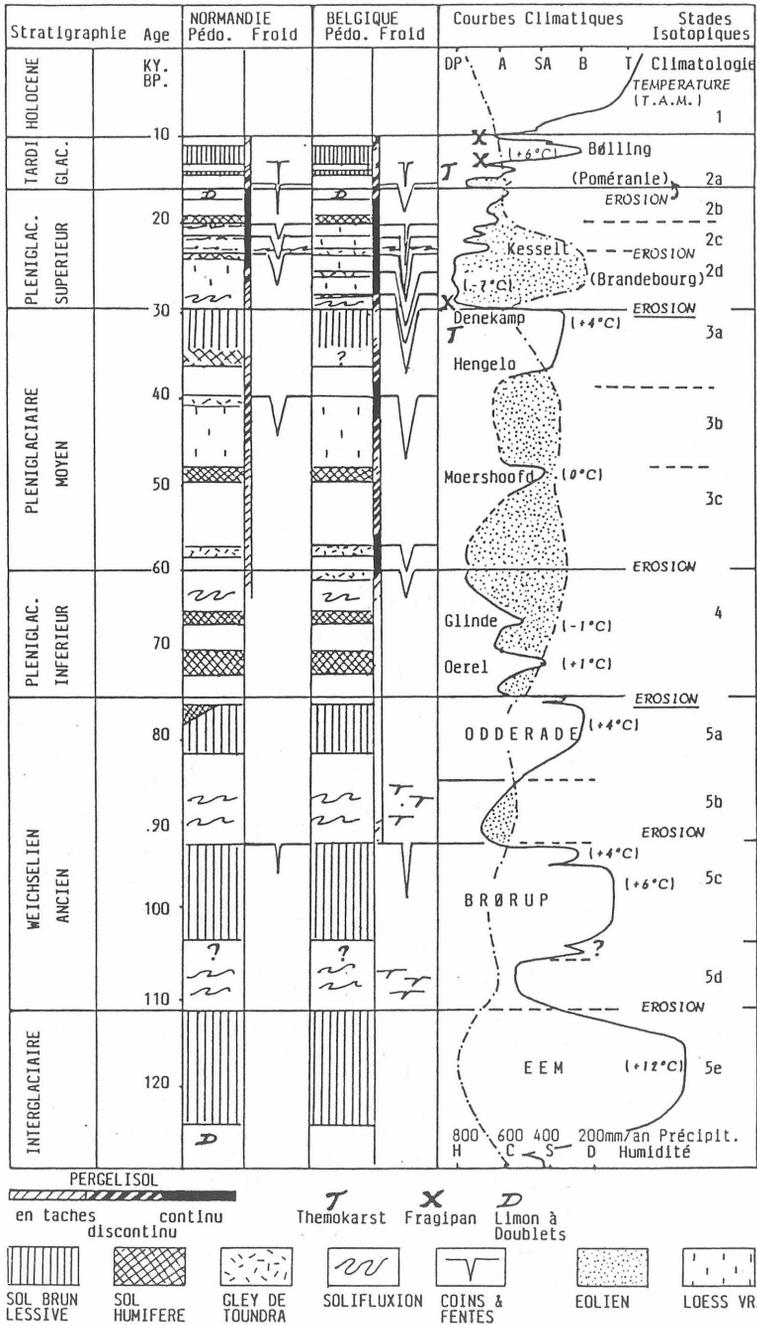


Fig. 2. Courbe climatique du Weichselien en Belgique et en relation avec l'extension du pergélisol (modifié de Van VLIET-LANOË)

Climat: DP – désert polaire, A – arctique, SA – subarctique, B – boréal, T – tempéré, humidité, H – océanique, C – continental, S – steppique, D – désertique

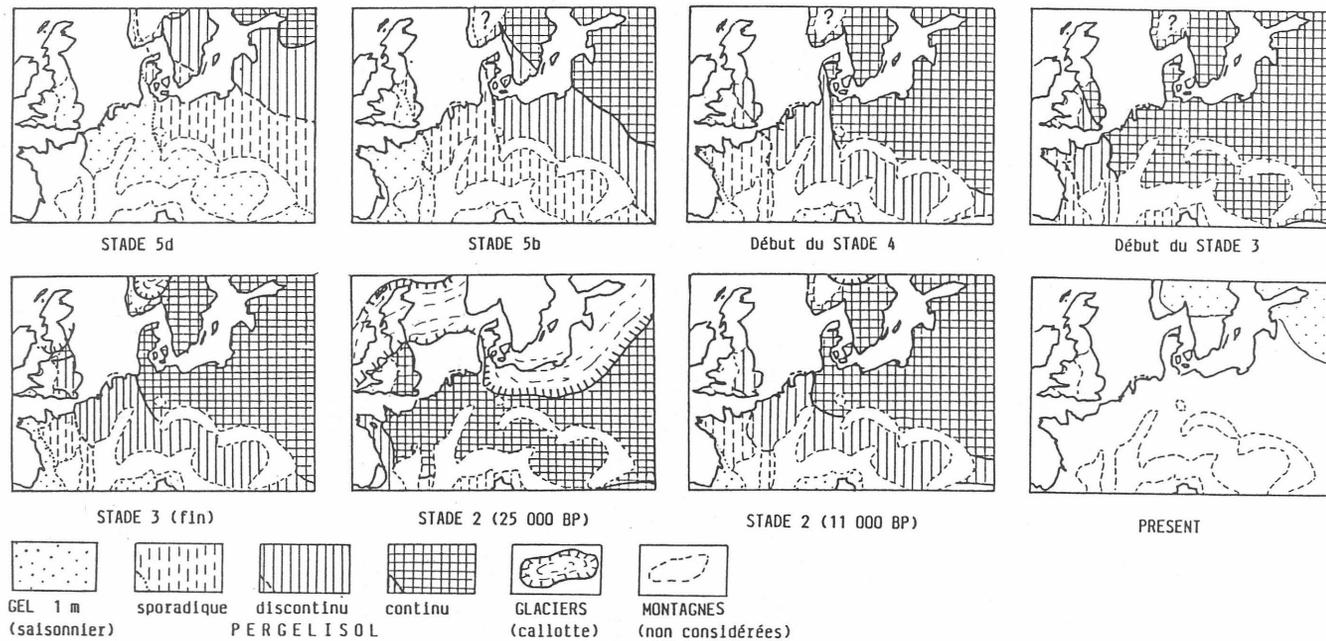


Fig. 3. Essais de reconstitution paléogéographique de l'évolution du pergélisol Weichsélien en Europe de l'Ouest, basé sur les données crypédologiques (Van VLIET-LANOË, 1987)

A partir de 19 000 BP, les printemps puis les étés bénéficient d'une insolation supérieure à la normale alors que les automnes puis les hivers sont de plus en plus déficitaires et précoces. Le pergélisol peut donc nettement régresser mais peut encore subsister dans les fonds de vallées. Par contre, les réseaux de contraction thermique doivent probablement fonctionner presque tous les hivers; des coins de sable peuvent se former à proximité des plaines alluviales comme c'est le cas actuellement au Spitzberg (Van VLIET-LANOË et HÉQUETTE, 1987) et était le cas au Pléniglaciaire supérieur au Danemark (KOLSTRUP, 1986); des fragipans pourront apparaître en dépression mal drainée.

Si les spéculations de cette approche théorique correspondent assez bien avec la position stratigraphique des coins de glace, elles ne peuvent expliquer ni le stade de Poméranie ni les Dryas et à fortiori le Dryas récent.

4) PERGÉLISOL ET PRÉCIPITATIONS

A ce canevas théorique, il nous faut donc superposer la composante humidité pour pouvoir reconstruire une meilleure approximation de la courbe climatique du Weichsélien.

L'étude des paléosols du Weichsélien ancien nous ont permis de mettre en évidence une continentalisation progressive du climat associée à une diminution de précipitations (Van VLIET-LANOË, 1986). Cette continentalisation est à mettre en relation non seulement avec la baisse eustatique mais fort probablement aussi en relation avec une descente hivernale de plus en plus méridionale de la banquise.

En Normandie, par exemple, elles ont dû passer de 600 mm/an (sol gris forestier, stade 5a) pour atteindre vraisemblablement 400/an pendant tout le Pléniglaciaire inférieur (sol de prairie arctique) et une bonne partie du Pléniglaciaire moyen. Cette humidité importante pour un milieu froid se reflète dans le caractère humifère des paléosols (faciès de „Warneton”, Van VLIET-LANOË, 1989) et dans la dynamique des dépôts (solifluxion et ruissellement) remaniant encore les premiers apports loessiques. Cette humidité s'est de nouveau accrue à la fin du Pléniglaciaire moyen lorsque s'est formé le sol brun lessivé boréal que l'on rencontre un peu partout au travers l'Europe de l'Ouest au Denekamp (Stillfried B en Autriche: FINK, 1962; Lohne Boden en Allemagne: SCHÖNHALS et al. 1964; Sol de Kesselt: GULLENTOPS, 1954) jusqu'en Bretagne. Cette „amélioration”, est vraisemblablement associée à la remontée du niveau marin calculée par SHACKELTON (1986) et fort probablement à la présence de polinies dans la banquise hivernale (possibilité de précipitations neigeuses).

Cette humidité relative de la première partie du Weichsélien, exprimée sous forme de glace de ségrégation dans les sols, explique pourquoi, malgré un contexte climatique peu favorable à la rétraction thermique, les coins de glace apparaissent vers 55 ou 60 000 BP au Nord de la Seine, dans des sites propices à l'installation d'un pergélisol discontinu, puis au sud ouest, vers 40 000 BP (Mesnil Esnard, LAUTRIDOU, 1984) en Normandie (fig. 2).

Après cette pédogénèse limitée, le froid augmente brusquement en parallèle avec la continentalisation; un pergélisol continu, associé avec de très beaux réseaux de coins de glace, s'installe rapidement en Belgique, dans le Nord de la France et à fortiori dans l'est de l'Europe. Son apparition est à nouveau plus tardive en Normandie et résulte vraisemblablement de la proximité relative de la mer (ce qui suggère un niveau marin voisin de -30 à -50 m dans la Manche) et peut être de la subsistance d'un branche du Gulf Stream (cf. Spitzberg du NO) créant ainsi une ambiance régionale un peu plus douce et plus humide. Pendant le début du stade 2, le climat devient rapidement désertique, avec des précipitations annuelles vraisemblablement inférieures à 200 mm/an (gley de tundra ahumiques, sols initiaux à petits polygones) pour une température moyenne annuelle probablement voisine de -7°C . Il semble que cette période très aride, ait été très brève (25 000 à 23 000 BP environ). Ensuite l'humidité réaugmente progressivement après l'évènement de Kesselt qui souligne un retour temporaire à des conditions arctiques, peut-être associé à un début de remontée du niveau marin (Van VLIET-LANOË, 1987). Néanmoins, le climat reste encore arctique et très sec en Belgique et à fortiori, plus à l'est comme à Nussloch (Allemagne, ZÖLLER et al. 1988) alors qu'il semble qu'à cette époque le niveau des précipitations devait déjà avoisiner 400 mm/an en Normandie (gley humifère flué à langues en Normandie).

Vers 19 000 BP, la sédimentation loessique se ralentit en même temps que réapparaissent les sols de prairie arctique, le pergélisol régresse probablement un peu et les coins de glace ne semblent plus fonctionnels. Le réchauffement et l'humidité s'accroissent encore vers 16 500–16 000 BP et un proto-sol lessivé à doublets se forme, apparemment toujours dans un contexte arctique à pergélisol, mais en voie de dégradation lente (thermokarst et agrégation cryogénique).

La poussée glaciaire du Stade de Poméranie reflète un retour temporaire du froid avec activité des coins de glace ou des coins de sable sans que le contexte soit nécessairement aride (voir 3). Il s'agit en fait d'une rétro-action positive de la calotte à l'augmentation progressive des précipitations, sans relation aucune avec un quelconque déficit d'insolation (Van VLIET-LANOË, 1987). L'extension temporaire du pergélisol qui s'en suit est directement corrélative. C'est vraisemblablement aussi le cas du Dryas ancien (formation des fragipans sur loess et sables de couverture). Ensuite le pergélisol disparaît totalement: les thermokarsts sont généralisées de la Russie (VELICHKO et MOROZOVA, 1976) à la Bretagne et rapidement colonisés au Bölling-Alleröd par une forêt boréale, siège de la pédogénèse léssivée, attribuée à tort à l'Holocène en Europe occidentale.

Cependant le pergélisol discontinu réapparaît au Dryas récent en Ardennes (PISSART, 1983) et sur les massifs de moyenne montagne européenne, alors qu'à basse altitude, un gel saisonnier affecte l'horizon argilique fraîchement formé sur plateau et en plaine (Van VLIET-LANOË et LANGOHR, 1982). Ce coup de froid ne peut être expliqué ni par un déficit d'insolation ni par une pulsation glaciaire rétro-active de la remontée eustatique. Son explication est peut-être à rechercher dans des éruptions volcaniques liées au rééquilibrage isostatique des masses continentales, conséquence de la déglaciation.

CONCLUSION

La comparaison entre les courbes théoriques d'insolation définies par BERGER (1979) et les données paléopédologiques et cryopédologiques permet de reconstituer et de comprendre l'essentiel de la dynamique du pergélisol weichsélien en Europe occidentale. Elle met en outre en évidence deux cycles périglaciaires distincts au cours de cette glaciation, annoncés par un déficit estival de l'insolation et associés systématiquement à un retard d'installation du pergélisol dans les provinces maritimes (Bretagne et Normandie), lié à la proximité de l'océan.

Le schéma d'extension du pergélisol que nous proposons pour l'Europe de l'Ouest diffère un peu de celui proposé par Lautridou et SOMMÉ (1981) et beaucoup de celui proposé par MARUSZCZAK (1987). Nous pensons d'une part que le pergélisol continu a, au moins, atteint la baie du Mont Saint Michel à l'Ouest et d'autre part, que le pergélisol discontinu, d'après la carte pédologique française et les informations communiquées personnellement par M. Jamagne (INRA, Orléans) atteignait encore probablement le S-O français au Dryas ancien ou au stade de Poméranie (fragipan). Par contre, le pergélisol discontinu n'a apparemment pas franchi les Alpes au Weichsélien (Van VLIET-LANOË et al., 1989) confortant notre impression de contiguïté des différentes zones de répartition du pergélisol.

D'autre part, cette séquence dynamique justifie également les observations de LAUTRIDOU (1984), concernant le non-synchronisme des fluctuations thermiques et hydriques en Normandie. L'analyse paléopédologique fine du Pléni-glaciaire supérieur a pu mettre en évidence des fluctuations froides relativement modérées grâce à une comparaison systématique avec les sols et la dynamique éolienne arctiques actuels. La somme de ces observations a d'ailleurs permis d'aboutir en un peu plus précis à une configuration de courbe climatique assez similaire à celles produites il y a quelques années par Van der HAMMEN et al. (1967) et MAARLEVELD (1976) par des méthodes différentes. Des variations temporaires et locales de la température estivale ou des fluctuations de la température moyenne annuelle de l'ordre de 1 à 2°C (comme au Petit Age Glaciaire) sont suffisantes pour provoquer, plus particulièrement en milieu loessique, l'ensemble des variations de faciès observées.

Bibliographie

- ALLARD M. et SEGUIN M. K. 1987: The Holocene evolution of permafrost near the tree line on the eastern coast of Hudson Bay (Northern Quebec). *Can. J. Earth. Sc.* 24, 2206—2222.
- BERGER A. 1979: Insolation signature of quaternary climate changes. *Il Nuovo Cimento*, 2 (1), 63—87.
- BROECKER W. S. et VAN DONK J., 1970: Insolation change, ice volumes and the 018 record in deep sea cores. *Review of Geophysics and Space Physics*, 8, 167—198.
- DEMEK J., KUKLA G. et Coll. 1969: Periglacial zone, Löss und Paläolithikum der Tschecoslowakei. Brno, 158p.
- DÜCKER A., 1967: Interstadiale Bodenbildung als stratigraphische Zeitmarken im Ablauf der Weichsel Kalkzeit. *Fundamenta* (2), Reihe B, 30—73.
- FINK J. 1962: Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich II: Wetzleindorf und Stillfried. *Archeologia Austriaca*, 31, 1—18.

- GOZDZIK J. 1986: Structures de fentes à remplissage primaire sableux du Vistulien en Pologne et leur importance paléogéographique. *Biul. Peryglacjalny* (31), 71–105.
- GULLENTOPS F. 1954: Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain, 18, 125–252.
- GULLENTOPS F. et PAULISSEN E., 1978: The drop soil of Eisdien type. *Biul. Peryglacjalny* (27), 105–115.
- HALLEGOUET B. et VAN VLIET-LANOË B., 1986: Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire, d'après l'étude des formations marines, dunaires et périglaciaires de la côte des Abers. *Bull. A.F.E.Q.*, 1–2, 127–138.
- HAESAERTS P. et VAN VLIET B., 1974: Compte-rendu de l'excursion du 25 mai 1974 consacrée à la stratigraphie des limons aux environs de Mons. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, 97, 547–560.
- HAESAERTS P. et VAN VLIET-LANOË B., 1981: Phénomènes périglaciaires et sols fossiles observés à Maisières-Canal, Harmignies et à Rocourt, lors des excursions du 21 et 22 septembre 1978). *Biul. Peryglacjalny* (28), 208–216.
- HAEST R., MUNAUT A., HUYSMANS L., GULLENTOPS F., MOOK W., 1986: La stratigraphie de Beerse – Dam. *Bull. AFEQ*, (1–2), 158–167.
- HARRIS S. 1982: Identification of permafrost zones using selected permafrost landforms. In "The R. Brown Memorial", *Proc. 4th. Can. Perm. Conf.*, H. French editor, NRC, 49–58.
- KOLSTRUP E. 1986: Reappraisal of the upper Weichselian environment from danish frost wedge casts. *Palaogeogr., Palaeoclimat & Palaeocol.*, 56, 237–249.
- KOZARSKI S., 1986: Early Vistulian permafrost occurrence in N.W. Poland. *Biul. Peryglacjalny* (31), 163–169.
- LACHENBRUCH A. H., 1962: Mechanics of the thermal contraction cracks and ice-wedges polygons in permafrost. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, (70).
- LAGERBÄCK R., 1988: Periglacial phenomena in the wooded areas of Northern Sweden – relicts from the Tärendo Interstadial. *Boreas*, (17), 487–499.
- LAUTRIDOU J. P., 1984: Le cycle périglaciaire en Normandie. Thèse d'état, publication 1985, Centre de Géomorphologie du CNRS, 908p.
- LAUTRIDOU J. P. et SOMMÉ J., 1981: L'extension des niveaux repères périglaciaires à grandes fentes de gel de la stratigraphie du Pléistocène récent dans la France du Nord-Ouest. *Biul. Peryglacjalny* (28), 179–185.
- LUNDQVIST J., 1978: New information about Early and Middle Weichselian interstadials in northern Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning C752*, 31p.
- MAARLEVELD G., 1976: Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the Last Glacial Time in Netherlands. *Biul. Peryglacjalny* (26), 57–68.
- MANIA D., STECHEMESSER H., 1970: Jungpleistozäne Klimazyklen in Harzvorland. Periglacial, Löss, Päläolithikum in Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik, 39–55.
- MARUSZCZAK H., 1980: Stratigraphy and chronology of the vistulian Loesses in Poland. *Quaternary studies in Poland*, 2, 57–76.
- MARUSZCZAK H., 1987: Problems of paleogeographic interpretation of ice wedge casts in European loesses. In *Loess and periglacial phenomena*, M. Pecsì & H. French editors, Acad. Kiado, Budapest, 285–301.
- MENKE B., 1982: On the Eemian Interglacial and the Weichselian Glacial in N.W. Germany (vegetation, stratigraphy, paleosols, sediments). *Quaternary Studies in Poland* (3), 62–68.
- MONNIER J. L., 1973: Contribution à l'étude des dépôts quaternaires de la région de Saint-Brieuc. Stratigraphie et sédimentologie des limons, des plages et des sols anciens. Thèse de IIIème cycle, Université de Rennes, 260p.
- PISSART A., 1983: Remnants of periglacial mounds in the Hautes Fagnes, Belgium. Structure and age of the remparts. *Geologie en Mijnbouw*, 62, 551–556.
- ROMANOWSKI N. N., 1976: The schema of correlation of polygonal structures. *Biul. Peryglacjalny*, (23), 237–77.
- SAARNISTO M. et HIRVAS H., 1989: The Last interglacial-glacial cycle in Finland. *Terra Abstracts* 1, (1), 63.
- SEPPÄLA M., 1976: Seasonal thawing of a palsa at Enontekiö, Finish Lapland in 1974. *Biul. Peryglacjalny*, (26), 17–24.
- SCHÖNHALS E., ROHDENBURG H., SEMMEL A., 1964: Ergebnisse neuer Untersuchungen zur Würmgliederung in Hessen. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 15, 199–206.
- SHACKLETON N., 1986: The Plio-Pleistocene Ocean: stable isotope history. *Amer. Geophys. Union, geodynamics serie*, (15), 141–153. Special issue „Mesozoic and Cenozoic Oceans”.

- VAN DER HAMMEN T., MAARLEVELD G., VOGEL J. et ZAGWIJN W., 1971: Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 46, 79–95.
- VAN VLIET-LANOË B., 1976: Traces de glace de ségrégation en lentilles associées aux sols et phénomènes périglaciaires fossiles. *Biul. Peryglacjalny*, (26), 42–55.
- VAN VLIET-LANOË B., 1985: Frost effects in soils. In *Soil and Quaternary Landscape Evolution*. J. Boardman editor, J. Wiley Publ. 115–156.
- VAN VLIET-LANOË B., 1986: Le pédocomplexe du Dernier Interglaciaire (de 125 000 à 75 000 BP). Variations de faciès et signification paléoclimatique, du sud de la Pologne à l'ouest de la Bretagne. *Bull. A.F.E.Q.*, 1–2, 139–150.
- VAN VLIET-LANOË B., 1987: Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages. Thèse de Doctorat d'État, Université de Paris I – Sorbonne. Publication Éditex, Caen, 1988, 854p.
- VAN VLIET-LANOË B., 1988: The genesis of cryoturbations and their significance in environmental reconstruction. *Journal of Quaternary Sciences*, (3), 85–96.
- VAN VLIET-LANOË B., 1989: Le pédocomplexe de Warneton: où en est-on? Bilan paléopédologique et micromorphologique. Colloque International „Méthodes et concepts en Stratigraphie du IVaire, Dijon, 5–7 déc. 1988. *Le Quaternaire*, sous presse.
- VAN VLIET-LANOË B., LANGOHR R., 1981: Correlation between fragipan and permafrost with special reference to Weichsel silty deposits in Belgium and Northern France. *Catena*, (8), 137–154.
- VAN VLIET-LANOË B., LANGOHR R., 1982: Evidence of disturbance by frost of pore ferriargilans in silty soils of Belgium and Northern France. IN „Soil micromorphology”, P. Bullock and C. Murphy editors, 511–518, ABA Publ. London.
- VAN VLIET-LANOË B., HEQUETTE A., 1987: Activité éolienne et sables limoneux sur les versants exposés au N.E. de la péninsule du Brögger, Spitzberg du NO (Svalbard). In *Loess and periglacial phenomena*, édité par M. Pecsì et H. French, Akad. Kiado, Budapest, 103–123.
- VAN VLIET-LANOË B., CREMASCHI M., PISSART A., 1989: Traces of ice segregation in northern Italy: permafrost or deep seasonal frost. Symposium des Commissions Loess et Paléogéographie de l'INQUA, Vérone, septembre 1988, en préparation.
- VELICHKO A. A., MOROZOVA T. D. (1976): Stages of development and palaeogeographical inheritance of recent soil features in the Central Russian Plain. *Catena*, 3, 169–189.
- WASHBURN A. L. 1979: *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. Ed. Arnolds Publ. Ltd., London, 406p.
- ZÖLLER L., STREMMER H., WAGNER G. A. 1988: Thermolumineszenzdatierung an Löss-Paläoboden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein/Bundesrepublik Deutschland. *Chemical Geology* (Isotope Geoscience Section, 73, 39–62.