

Importance de la succession des phases écologiques anciennes et actuelles dans la différenciation des sols lessivés de la couverture loessique d'Europe occidentale : argumentation stratigraphique et archéologique.

VAN VLIET-LANOË B. (1)

FAGNART J.P. (2)

LANGOHR R. (3)

MUNAUT A. (4)

RÉSUMÉ

L'évolution du pédocomplexe récent en Europe occidentale peut être divisée en 3 phases : une phase de la fin du Pléniglaciaire weichsélien, une phase tardiglaciaire et une phase holocène. La décarbonatation des loess a été active depuis 16000 BP. Le fragipan s'est développé en relation avec l'avant-dernière extension du pergélisol, vers 13500 BP. La phase principale de formation de l'horizon argilique dans les sols loessiques s'est effectuée au Bölling, dans un contexte de toundra boisée à bouleaux, en relation avec les actions mécaniques périglaciaires, encore très actives à cette période du Tardiglaciaire. Ce phénomène est une conséquence directe de la gélivité des formations limoneuses et des importants gradients thermiques à l'origine de potentiels hydriques importants (suction) existant au dégel à cette époque. L'extension du pin à l'Alleröd a favorisé le développement de processus hydromorphes liés à l'accumulation de la neige. Par contre, les sables éoliens sont peu sensibles à ces facteurs, hydromorphie nivale exceptée ; c'est pour cette raison que les sols tardiglaciaires sont peu développés sur sables, l'altération biogéochimique étant très sensible aux facteurs éda- phiques limitants (sécheresse, brièveté de la saison végétative) existant à cette époque. L'acidification des sols limoneux a, sauf exceptions, débuté dès l'Alleröd et s'est poursuivie pendant l'Holocène. Les dernières modifications morphologiques importantes datent du début du Bölling, en relation avec la disparition du pergélisol ; après l'Alleröd et jusqu'aux interventions anthropiques de la seconde moitié de l'Holocène, la morphogénèse a été totalement inefficace malgré le retour du froid au Dryas Récent, ceci, en raison de la continuité du couvert végétal. La pédogénèse holocène est jusque là exclusivement biogéochimique (brunification).

MOTS-CLÉS : horizon argilique - loess - sable éolien - paléosol - Périglaciaire.

IMPORTANCE OF THE SUCCESSIVE PALAEO AND PRESENT ECOLOGICAL PHASES IN THE FORMATION OF LUVISOLS IN THE LOESS COVER OF WESTERN EUROPE : STRATIGRAPHICAL AND ARCHAEOLOGICAL DATA.

The development of the surface pedocomplex in Western Europe can be divided into 3 phases : the end of the weichselian Pleniglacial, the Late Glacial and the Holocene (Fig. 1). Decalcification has been active since 16000 BP. The fragipan resulted from the

(1) Centre de Géomorphologie du CNRS - 24, rue des Tilleuls - 14000 CAEN

(2) Service régional de l'Archéologie - 5, rue H.-Daussy - 80000 AMIENS & ERA 37 du CNRS

(3) Pédologie générale, Institut de Géologie, Université d'État - 278 Krijgslaan - 9000 GAND (BELGIQUE)

(4) Laboratoire de Palynologie et Dendrologie - 4, place Croix du Sud - Université Catholique - 1348 LOUVAIN-LA-NEUVE (BELGIQUE)

penultimate extension of permafrost around 13500 BP. The main formation period of the argillic horizon of loessic soils correlates with the Bölling, under birch forested tundra. Illuviation was related to periglacial mechanical processes, still very active at that time of the Late Glacial. The fragipan and the illuviation result directly from the high frost susceptibility of silt and high thermal gradients inducing important hydraulic potential (suction) occurring at that time in spring. The extension of pine forest during the Alleröd is responsible for hydromorphic processes resulting from snow accumulation. In contrast, aeolian sands have a low sensitivity to these frost induced processes, with the exception of the hydromorphic one. This is why soils developed weakly during the Late Glacial on sands, as the biogeochemical weathering is limited by edaphic factors that existed at that time (drought, short vegetative period). The acidification of the loessic soils had been in most of the cases, effective since the Alleröd and developed during the Holocene. The last important morphological evolution of the landscape occurred during the early Bölling, in junction with permafrost degradation. Afterwards, despite the cooling of the Youngest Dryas, from the Alleröd to the anthropogenic modifications of the second half of the Holocene, the morphogenic activity was non existant, because of the continuity of the vegetation cover. Until that time, pedogenesis was controlled by biogeochemical processes (darkening).

KEY-WORDS : argillic horizon - loess - aeolian sand - paleosoil - Periglacial environment

INTRODUCTION

L'âge de l'horizon argilique des sols limoneux de nos régions reste très controversé : il peut être attribué au Pléistocène supérieur (BRUNNACKER, 1959 ; EIMBERCK-ROUX, 1977 ; VAN VLIET-LANOË & LANGOHR, 1982 ; MIEDEMA *et al.*, 1983 ; CREMASCHI, 1987) ou à l'Holocène (LIEBEROTH, 1963 ; FEDOROFF & GOLDBERG, 1982 ; BORK, 1983). L'hypothèse classique est celle d'une pédogénèse débutant à l'Holocène et d'un développement optimal au cours de l'Atlantique. Néanmoins, cette hypothèse ne permet pas d'expliquer de nombreuses caractéristiques du sol tels que la proportion importante d'accumulations argileuses, exprimée sous forme de traits non-illuviaux au sein de l'horizon Bt, le caractère fossile de certains traits hydro-morphes et l'ensemble des traits cryogéniques. La répartition topographique d'horizons pédologiques tels que les fragipans et la morphologie de certains vallons sont à mettre en relation avec un autre système morphoclimatique que l'actuel. Cependant de nombreux auteurs (SEMMELE, 1974) considèrent qu'en raison du faible développement pédologique dans les sables de couverture au Tardiglaciaire, le lessivage d'argiles ne peut avoir eu lieu lors de cet interstade.

Comme nous allons le voir, l'évolution du sol actuel et du paysage auquel il est associé en Europe occidentale peut être divisée en trois phases : une phase correspondant à la fin du Pléniglaciaire Weichsélien, une phase tardiglaciaire et une phase holocène. De plus, la disparité entre le développement pédologique en milieu sableux par rapport à celui du milieu loessique peut être facilement expliquée.

I. DONNÉES PALÉOCLIMATIQUES ET PALÉOPÉDOLOGIQUES

La Figure 1 reprend l'ensemble des données stratigraphiques et paléoclimatologiques qui seront discutées dans cet article. Elle est bâtie à partir des données paléopédologiques et cryopédologiques, sédimentologiques, palynologiques et archéologiques disponibles en Europe du nord-ouest.

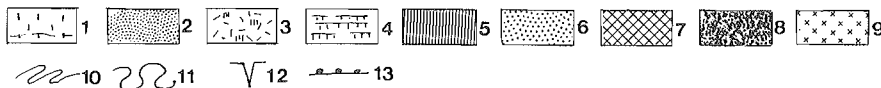
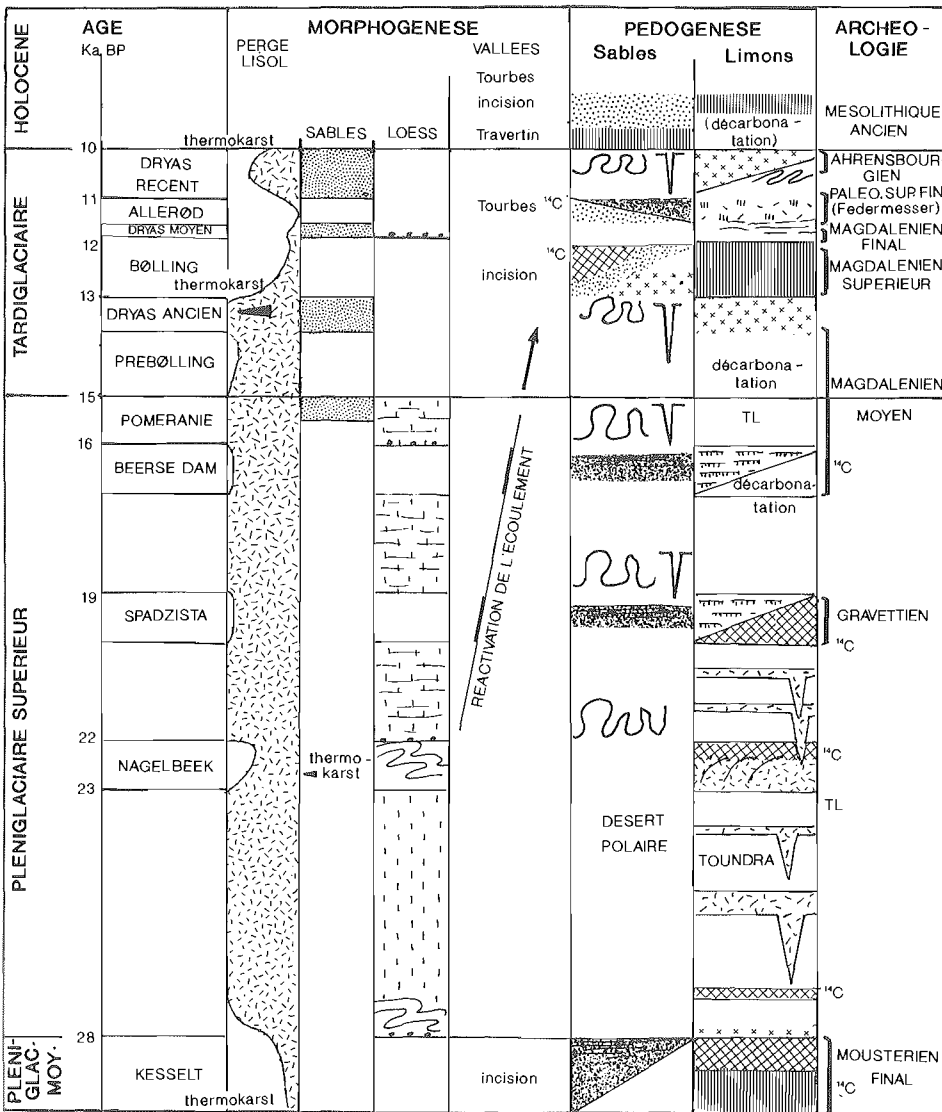


Figure 1 : Tableau chronostratigraphique des pédogenèses et morphogenèses en milieux loessiques et sableux, Europe de l'Ouest (50 à 55° Lat. N). 1) loess - 2) sable éolien - 3) gley et précipitations d'hydroxydes de fer - 4) limon à doublets - 5) horizon argilique - 6) podzol - 7) horizon humifère - 8) tourbe - 9) fragipan - 10) solifluxion - 11) cryoturba-tion - 12) coins de glace - 13) surface d'érosion.

Chronostratigraphic sketch of pedogenetic and morphogenetic phases in loessic and sandy materials from Western Europe.

1. La fin Pléniglaciaire

Les loess pléniglaciaires européens sont le plus souvent calcaires ; leur période principale de sédimentation a débuté avec le Pléniglaciaire. Les teneurs en carbonates sont variables selon le contexte régional et l'âge des loess, allant de 3 à 5 % en Moyenne Belgique à plus de 30 % dans la vallée du Rhône ou celle du Rhin. A la fin du Pléniglaciaire, cette sédimentation est progressivement remaniée par le ruissellement et les rivières ; ces dernières, à chenaux anastomosés sont en équilibre avec les larges vallées, surdimensionnées par rapport aux cours d'eau holocènes (GULLENTOPS, 1957). Ce phénomène est à mettre en relation avec une reprise des précipitations et une amélioration, par étapes, du climat (VAN VLIET-LANOË, 1988) depuis l'interstade de Nagelbeek-Kesselt (Niveau à langues) situé vers 23000 BP. La présence quasi-continue d'un pergélisol (VAN VLIET-LANOË, 1989) conditionne la morphogénèse et la pédogénèse.

Une première phase de décarbonatation se manifeste dans nos régions vers 16000 BP en relation avec la formation du faciès "limon à doublets" (Fig. 1) (LAUTRIDOU, 1985). Ce faciès se manifeste sur pente faible et occupe une zone étroite (500 km) allant de la plaine russe (VELICHKO *et al.*, 1985) à la Bretagne en passant par le sud de la Pologne. Il est le plus souvent caractérisé par un horizon constitué de microbandes illuviales, très contrastées, épaisses de 1 à 2 cm et espacées d'autant au sommet de l'horizon passant à des linéoles beaucoup plus pâles, épaisses de quelques millimètres vers le bas (Fig. 2a). Cet horizon a souvent été assimilé à un horizon B3t en bandes classique. Il s'agit en fait d'une pédogénèse antérieure à celle du sol de surface, caractérisée par un petit horizon éluvial (rarement préservé), très marqué par le gel et par cet horizon en microbandes illuviales sur traces de lentilles de glace. Nous assimilons cette accumulation à un proto-Bt sur pergélisol (VAN VLIET-LANOË, 1988, 1990), c'est-à-dire à un Bt sans revêtements argileux détectables macroscopiquement. Cette phase est corroborée par l'accumulation de précipitations carbonatées (poupées plates) en fond de vallée. Les étés sont déjà "chauds" comme le montrent la profondeur des sols de vallée, l'abondance des précipitations organo-ferriques périracinaires et des bioturbations (larves de coléoptères, déjections d'enchytréides et de collemboles); d'après le développement pédologique et les traces préservées, comparés à ceux de leurs homologues actuels, la végétation devait vraisemblablement correspondre à une toundra herbacée avec îlots de saules et de bouleaux nains.

Plus au nord, de la Pologne centrale aux Pays-Bas, ce sont des pédogénèses encore arctiques qui se développent en raison de la plus grande aridité (VANDENBERGHE, 1985) et des basses températures liées à la proximité de l'inlandsis scandinave : ce sont des sols humifères de prairie arctique (toundra herbacée), des gleys de toundra (toundra éparse à croûte cryptogamique) et des tourbières à sphaignes et carex.

Pendant le stade de Poméranie (vers 15000 BP), les formations antérieures sont érodées et un nouveau dépôt limoneux, encore fréquemment calcaire et souvent associé à un petit cailloutis, se met en place, principalement par solifluxion, ruissellement ou remobilisation nivéo-éolienne. Ce sont des dépôts qui remanient les formations antérieures (HAESAERTS, 1973 ; HAEST, 1985 ; LAUTRIDOU, 1985 ; VAN VLIET-LANOË, 1988) et qui se retrouvent dans le fond des grandes vallées actuelles (PELLE-RIN, 1984 ; HAESAERTS, 1973 ; FAGNART, 1991) tandis que les rivières, toujours à

chenaux anastomosés, commencent à s'inciser. C'est dans ce matériel que va se développer ultérieurement la pédogenèse lessivée, indépendamment du faciès à doublets (VAN VLIET-LANOË, 1988, 1990). Ce sédiment a été daté par thermoluminescence à 15000 BP (Allemagne centrale, BUCH & ZOLLER, 1990). La sédimentation sableuse responsable des sables de couvertures apparaît en bordure immédiate des plaines alluviales à la veille du stade de Poméranie, en raison du caractère saisonnier de l'activité des rivières (crue printanière ; PEETERS, 1944 ; GULLENTOPS, 1957) et aussi sur les marges morainiques abandonnées par l'inlandsis (Pologne centrale ; MANIKOWSKA, 1985).

2. Le Tardiglaciaire

La seconde phase de décarbonatation des loess débute dès le Pré-Bölling, caractérisé par une amélioration modeste du climat, encadré par deux périodes très froides : le stade de Poméranie et le Dryas ancien (DALRYMPLE, 1962 ; MEENE & ZAGWIJN, 1978 ; VAN VLIET-LANOË, 1988). Le climat est arctique à subarctique selon la région. Un coup de froid important suit (Fig. 1) ; il a été mis en évidence par ATKINSON *et al.*, (1987) vers 13500, juste avant l'amélioration climatique de l'interstade Bölling-Alleröd (définition selon LOWE & GRAY, 1980).

Après le stade de Poméranie, sur l'ensemble de l'Europe, les étés deviennent chauds, mais les hivers sont encore rigoureux. Dans le nord-ouest de l'Europe, la végétation passe d'une toundra herbacée à une toundra parc à bouleaux et mésophyles au Bölling (Fig. 5) puis à une taïga à pins et à tourbières de vallées à l'Alleröd (MUNAUT et PAULISSEN, 1973 ; WATTS, 1980) ; plus à l'est, en Pologne et en Allemagne centrale, la prairie à pin semble caractéristique du Bölling (LATALOWA, 1988). Les vallées s'incisent fortement lors du Bölling en raison de leur faible charge sédimentaire, corollaire de l'extension de la végétation (BOHNCKE *et al.*, 1988 ; TURKOWSKA, 1988 ; VANDENBERGHE *et al.*, 1991).

Cette période se termine par une réactivation de la solifluxion dans le nord et l'ouest de la France tandis que le pergélisol discontinu se réinstalle sur l'Ardenne (PISSART, 1983), que les cryoturbations perturbent les tourbières Alleröd dans le nord de la Belgique et aux Pays-Bas (VANDENBERGHE *et al.*, 1991) et que des réseaux de fentes de gel apparaissent des Pays-Bas à la Pologne (MAARLEVELD, 1976). Cette péjoration du climat et la déstabilisation du sol qui en résulte ont pu être accentuées par les feux de forêt, comme c'est le cas actuellement en milieu subarctique (FILION *et al.*, 1991).

Les sables de couvertures se mettent en place principalement pendant les récurrences froides des Dryas, des Pays-Bas jusqu'à l'Oural et plus isolément en baie du Mont Saint-Michel (LAUTRIDOU, 1985), dans le bassin de Mons, en Belgique (HAE-SAERTS & BASTIN, 1977) et en Tardenois, au NE de Paris (VERMEERSCH *et al.*, 1973).

3. L'Holocène

Aux environs de 50° N, le contexte climatique général est resté assez homogène et continental pendant le Tardiglaciaire et le Préboréal de la frontière russe au Léon. Peu après, la remontée du niveau marin a fortement modifié les régimes de précipitations et a accentué les contrastes continent-littoral.

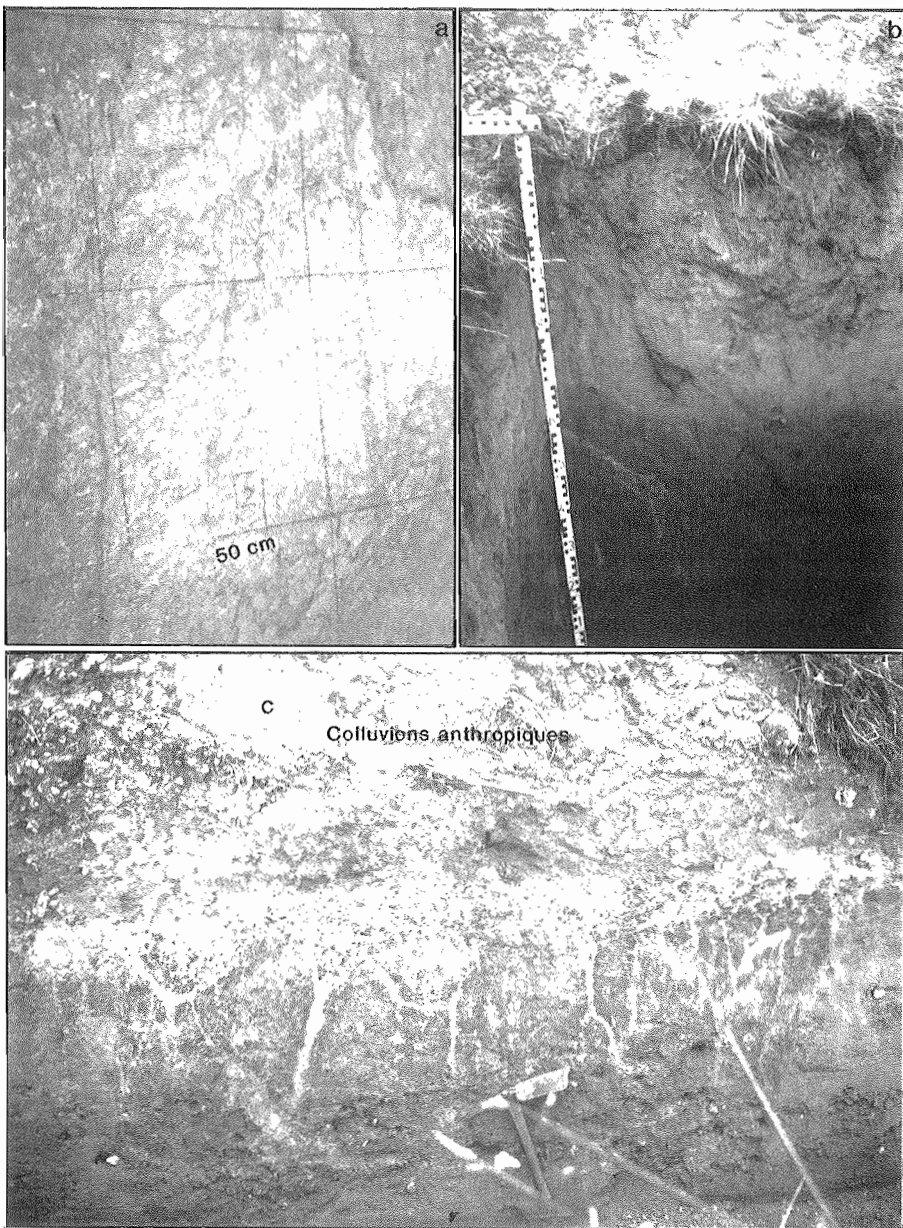


Figure 2 : a) Limon à doublets : horizon B d'un proto-sol brun lessivé sur pergélisol ; Cracovie, Pologne. Développement pédologique antérieur à celui du sol de surface.

b) Glosses fauchées, luvisol glossique, Saint-Vaast-la-Hougue, Cotentin,

c) Glosses fauchées en Y (coupe orthogonale à la pente), Luvisol Dernique glossique et fragile du Massif de Guéret.

a) Limon à doublets : B horizon of a proto-brown luvisol on permafrost, Cracow, Poland. Pedogenesis older than the superficial one

b) Bleached tongues, bended by solifluction, glossic luvisol, St. Vaast la Hougue, Cotentin.

c) Bleached tongues deformed in "Y" by solifluction (section cross to the slope), demic glossic fragic luvisol, Massif de Guéret.

Au tout début de l'Holocène, la décarbonatation est très active comme en témoigne la généralisation des dépôts carbonatés de fond de vallée (GEURTS, 1976 ; ROSANSKI *et al.*, 1988). Cependant, le suivi de grandes coupes de loess (VAN VLIET-LANOE, 1975) a mis en évidence une stabilisation du front de décarbonatation des loess au moins depuis le Néolithique, ceci en raison de l'importance du brassage biologique (remontée de Ca⁺⁺). D'après PAULISSEN *et al.*, en milieu loessique drainé, la morphogénèse a été stable depuis l'Alleröd jusqu'à la première moitié de l'Atlantique et la pédogénèse qui en résulte est un "sol brunifié noir". Ce qui est certain, c'est qu'à l'arrivée des Néolithiques, la majorité des sols lessivés était déjà totalement désaturée et associée à une lande à bruyère (LANGOHR & SANDERS, 1985 ; LANGOHR, 1990).

II. UNE ILLUVIATION TARDIGLACIAIRE : LES ARGUMENTS STRATIGRAPHIQUES

Nous avons vu que l'unité limoneuse dans laquelle se développe l'horizon argilique est le plus souvent postérieure au stade de Poméranie. Néanmoins, dans beaucoup de sites, comme dans le sud du Bassin de Paris, le développement peut se faire dans des formations beaucoup plus anciennes, mises à nu par l'érosion. Le sol actuellement en surface est le plus souvent caractérisé par la succession de processus pédologiques suivante : décarbonatation, fragipan, illuviation argileuse, hydromorphie et enfin dégradation silteuse (JAMAGNE, 1973 ; EIMBERCK-ROUX, 1977 ; CAILLER, 1977 ; VAN VLIET-LANOE & LANGOHR, 1981 ; FRIEDLAND & JAMAGNE, 1981 ; MIEDEMA, 1987).

Des observations systématiques menées en Belgique et dans le nord de la France ont permis de mettre en évidence un démantèlement des revêtements argileux (papules, JAMAGNE, 1973) et des taches hydromorphes jusqu'à un mètre de profondeur au moins, en relation avec l'action d'un gel saisonnier profond (Fig. 4 a-b & 5) VAN VLIET-LANOE & LANGOHR, 1983 ; LANGOHR & PAJARES, 1983) ; elle est souvent associée à des déformations par solifluxion (Fig. 2b-c). Cette perturbation peut être suivie depuis le sud de la Pologne, jusque sur la façade atlantique, en Léon ou en Cotentin. En contexte océanique, une pénétration aussi profonde du gel ne peut avoir lieu au plus tard qu'au Dryas récent.

Il faut donc placer l'apparition du fragipan, de l'illuviation primaire d'argiles et, de la ou les phases hydromorphes entre le Dryas récent et le stade de Poméranie. Les sites d'Orveau au S-W de Paris (VAN VLIET-LANOE, 1988) sur substrat calcaire, de la Hesbaye belge et ceux de la Brackvenn et de la Konnersvenn (Hautes Fagnes belges ; PISSART, 1983) ont permis de montrer (VAN VLIET-LANOE, 1988) que le Bt était antérieur à l'extension des tourbières et du pin à l'Alleröd (chablis post-illuviaux) et aux déformations du Dryas récent, et, qu'en contexte très acide, aucune illuviation argileuse ne s'est formée postérieurement à la perturbation du Dryas récent.

III. LES HERITAGES PERIGLACIAIRES :

L'ILLUVIATION D'ARGILES, LE FRAGIPAN ET L'AGRADATION FRAGIQUE

L'origine de la fraction argileuse des loess a été souvent recherchée dans la fraction carbonatée (DUCLOUX, 1984) ou la gélifraction. Une pellicule argileuse existe sur

tous les grains (DERBYSHIRE *et al.*, 1988) et provient de la floculation des argiles sur les particules limoneuses en milieu estuarien ou lacustre (VAN VLIET-LANOE, 1988). Elle peut donc être facilement libérée, lorsque les conditions mécaniques (réhumectation) et chimiques (décarbonatation et désaturation partielle des argiles en Ca ou Mg) sont favorables à la dispersion (GOMBEER & D'HORRE, 1971, NGUYEN et PAQUET, 1975) et au lessivage. En milieu périglaciaire, la période de fonte est optimale pour les processus éluviaux/illuviaux, au même titre que les fortes précipitations dans les autres régions climatiques. Ces phénomènes sont connus et décrits en milieux périglaciaires actuels (cf. SCHMERTMAN & TAYLOR, 1965 ; KUBIENA, 1970 ; MAC KEAGUE *et al.*, 1973 ; SOKOLOV, 1980 ; VAN VLIET-LANOE, 1989). L'illuviation périglaciaire est massive, granoclassée et litée avec la profondeur (FEDOROVA & YARILOVA, 1973) et faiblement pigmentée par le fer libre ou la matière organique, lorsque l'activité biologique est restreinte ; elle est outre rapidement intégrée au fond matriciel par les contraintes mécaniques liées au processus de ségrégation de glace (VAN VLIET-LANOE, 1985). Elle peut apparaître dès quelques centimètres de profondeur dans des sols arctiques, souvent sous une croûte de battance ou une croûte cryptogamique. Par contre, sous couverture végétale acidophile et activité pédofaunique peu profonde, elle sera nettement plus pigmentée voire argilo-humique comme c'est le cas en milieu podzolique (UGOLINI *et al.*, 1977).

Dans un contexte périglaciaire, à la différence des autres systèmes morphoclimatiques, les gradients thermiques ($>1^{\circ}\text{C}/\text{cm}$) sont très importants en début de fonte et amènent donc en milieu continental à gel saisonnier profond ou sur pergélisol, une réelle "aspiration" des suspensions vers le milieu encore gelé, avec une différence de potentiel matriciel voisine de 5 unités pF, à condition que le milieu ne soit pas saturé en glace. L'action répétée des alternances gel-dégel amène l'enfoncement du sommet du Bt et son enrichissement en argiles par érosion progressive sous forme d'une "dégradation" et d'une illuviation mécanique (VAN VLIET-LANOE, 1975) et explique *pro parte* la "planosolisation" observée par JAMAGNE (1973).

Etant donné cette caractéristique particulière des milieux périglaciaires, il est plausible qu'une illuviation d'argiles se produise rapidement, comme par exemple, lors du réchauffement du Bölling (hivers rigoureux mais étés chauds et secs ; BERGER, 1979), plus particulièrement dans le cas de loess décarbonatés non encore désaturés. L'accumulation argileuse, incorporée dans le fond matriciel dans la partie supérieure du Bt peut être aussi bien imputée à l'intégration mécanique par le gel (VAN VLIET-LANOE, 1985) qu'à l'activité biologique comme le pensent HOEKSEMA et EDELMAN (1960) : des loges d'hibernation de lombrics, pré-illuviales, sont fréquemment recoupées *a posteriori* par les traces de gel saisonnier profond. La préservation des revêtements argileux de pores au sein de l'horizon B3t atteste une diminution de la profondeur hivernale du gel, qui peut être mise en relation avec un réchauffement climatique. Mais, une accumulation de neige plus importante qu'au Pléniglaciaire, limitera également par ses caractéristiques isolantes la pénétration hivernale du gel, ce qui s'observe actuellement lors de l'extension du couvert arboré (LEVESQUE *et al.*, 1988).

La présence très fréquente du fragipan pré-illuvial est à corrélérer avec la dernière période très froide précédant le Bölling, probablement celle décrite par ATKINSON *et al.* (1987). Cet horizon résulte en fait de la persistance des traces de ségrégation de

glace (accentuées par le regel estival d'eau de fonte) imposées par l'horizon sommital d'un pergélisol en milieu loessique non carbonaté ou déjà décarbonaté (VAN VLIET-LANOË & LANGOHR, 1981). En Belgique (LANGOHR & VERMEIRE, 1982) et en France (VAN VLIET-LANOË, 1988), la répartition des fragipans dans le paysage est en relation étroite avec le caractère imperméable du substrat et une orientation topographique N ou NE, propice à l'existence d'un pergélisol. Cet épisode est également attesté par la persistance d'une microtopographie thermokarstique (Fig. 3) pré-illuviale (résultat de la fonte du pergélisol ; VELICHKO & MOROZOVA, 1976 ; LANGOHR & SANDERS, 1985). Par contre, une compaction post-éluviale, associée également à des traces de ségrégation de glace se marque dans les zones déprimées : il s'agit d'une compaction produite par une ségrégation de glace en milieu engorgé sans pergélisol et que nous avons appelé agradation fragique (Fig. 5) ; VAN VLIET-LANOË, 1988). Cette agradation recoupe au Dryas récent les traces d'hydromorphie post-illuviale.

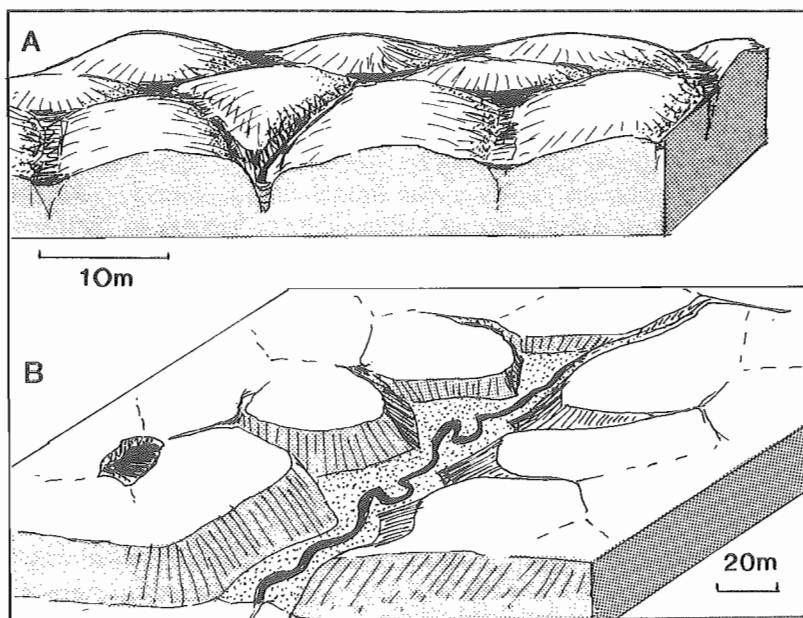


Figure 3 : Morphologie thermokarstique

(A) en "fossettes", associées à la dégradation d'un réseau de coins de glace (d'après VELICHKO & MOROZOVA, 1976) ;

(B) vallée en zigzag, associée à un thermokarst régressif et de petites dépressions sur réseau de coin de glace ou de fentes de contraction thermique.

Thermokarst morphology

A) in "fossettes", related to the melting of a net of ice wedges ;

B) zigzag shaped gully related to a retrogressive thermokarst and some shallow depressions on a net of ice wedges or thermal fissures.

IV. LES PEDOGÉNÈSES TARDIGLACIAIRES DANS LES SABLES DE COUVERTURES

Les pédogénèses sont peu marquées dans les dunes continentales : elles présentent certains points communs avec la pédogénèse en milieu loessique à l'Alleröd : VINK et SEVINK (1971) ont bien montré un développement de la gleyification et des tourbières aux Pays Bas. Cette phase hydromorphe se retrouve aussi bien en Pologne (AEg assez développé et charbons de conifères ; MANIKOWSKA, 1986) qu'en Belgique sous la forme de tourbe (PAULISSEN & MUNAUT, 1969) ou de paléosol brun ou podzolique à horizon blanchi irrégulier (AEg ou A2g) (GULLENTOPS, 1957 ; HAEST *et al.*, 1986 ; HAESAERTS et BASTIN, 1977). Plus au sud, dans l'ouest et le centre du Bassin de Paris, cette phase est représentée par des formations tourbeuses aliotiques (LAUTRIDOU, 1985) ou des podzols humiques (VERMEERSCH *et al.*, 1973). La plupart de ces formations sont cryoturbées lors du Dryas récent.

La pédogénèse du Bölling n'est pas évidente entre 50 et 55° de latitude nord : elle est à peine développée en Pologne (sol brun subarctique), caractérisée par un "fragipan" aux Pays-Bas (VINK & SEVINK, 1971) qui peut être aujourd'hui interprété comme un horizon cimenté par de l'imogolite comme on en rencontre à la base des podzols arctiques (FARMER, 1982) ou un petit moder peu marqué comme en Campine belge. Dans l'ensemble, ces sols sont mal développés en raison du caractère drainant du substrat, bien que des sols à pseudogley existent en fond de vallée (Fig. 4d). Le seul site où un développement pédologique important a pu être récemment observé est nettement plus méridional : il s'agit du podzol humique hydromorphe de Saponay en Tardenois, enfoui sous des colluvions humifères remaniant des charbons de conifères et des débris de Bs. Il est recouvert par une tourbe aliotique se raccordant aux podzols humiques déjà étudiés (VERMEERSCH *et al.*, 1973).

Les faciès sableux très glauconifères de la Campine anversoise se révèlent importants pour raccorder les informations pédogénétiques du milieu sableux à celles des faciès loessiques. DE CONINCK et HERBILLON (1969) y ont décrit l'existence d'un Bt biphase sous le podzol actuel.

En conclusion, sur sables, les pédogénèses tardiglaciaires sont faibles en raison du caractère très sec du climat régnant au nord de la bande limoneuse d'Europe moyenne (effet d'inertie climatique en période de réchauffement, liée à la persistance de l'inland-sis scandinave, VAN VLIET-LANOE *et al.*, 1991), mais également en raison de la pauvreté des sables en minéraux altérables. Ceci explique l'altération un peu plus poussée des sables dunaire polonais, dérivés de tills, par rapport à ceux de la façade ouest de l'Europe, remaniés à partir de stocks tertiaires très épuisés. Seul le sol de Saponay a dû présenter une évolution un peu plus importante, malgré sa pauvreté minéralogique (Stampien), en raison de sa position nettement plus méridionale, donc moins aride et caractérisée par des étés plus longs que dans les autres sites. Au Bölling, les sols de dépressions sont encore drainés, mais à l'Alleröd, les nappes remontent considérablement, favorisant l'expression de l'hydromorphie. Il n'est pas impossible que le caractère fréquemment mal drainé que nous avons attribué à "la remontée" des nappes à l'Alleröd, soit en partie le simple corollaire de la dégradation d'un pergélisol pléni-glaciaire épais de plusieurs dizaines de mètres (80 à 100 m) et d'un abaissement topogra-

phique consécutif (Fig. 1) mais surtout, la résultante d'une plus grande accumulation hivernale de neige par la forêt de pin (Fig. 5) (LULL & RUSHMORE, 1961). L'obturation partielle de la porosité par l'illuviation préalable du Bt (EIMBERCK-ROUX, 1977) ne fera qu'accroître le phénomène en milieu loessique et faciliter l'expression de l'agradation fragile.

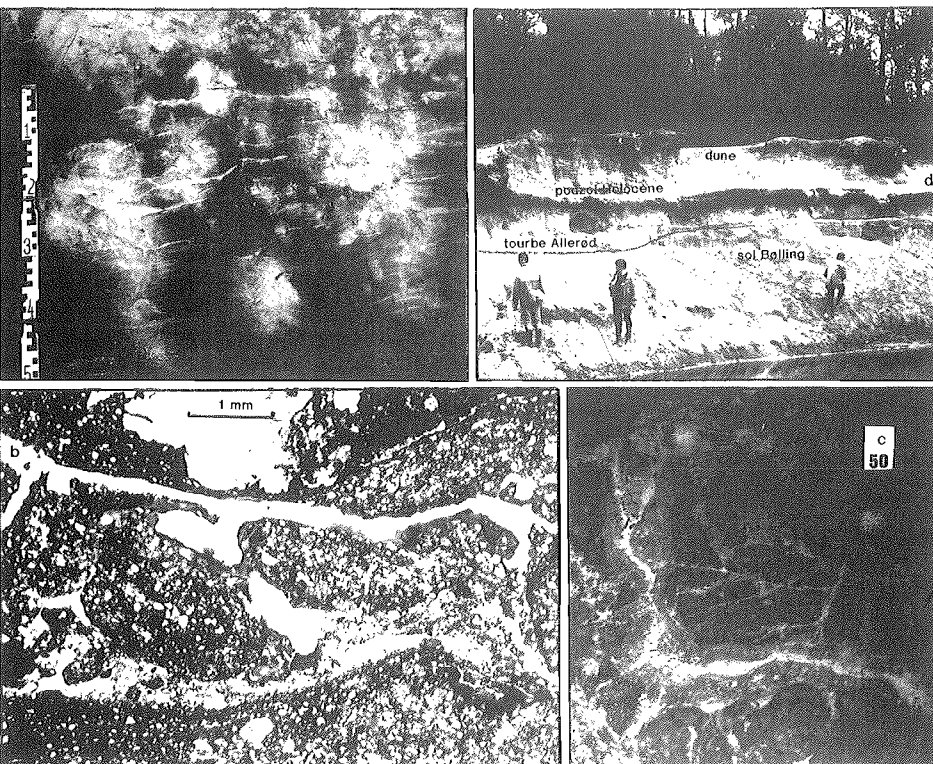


Figure 4 : a) traces tardives de gel saisonnier profond attribuées au Dryas récent, recoupant l'hydromorphie post-illuviale dans un luvisol dégradé glossique et fragique de Campine belge (BEERSE).

b) traces de ségrégation de glace du Dryas récent recoupant l'illuviation argileuse fine ; luvisol glossique, fragique dégradé (Forêt de Soignes, Belgique).

c) réseau de contraction thermique du stade de Poméranie et du Dryas ancien préservé dans un luvisol dégradé glossique et fragique (Soil Tax. : Fraglossudalf) de Campine belge (BEERSE).

d) tourbe Alleröd et sol Bölling de la vallée du Dinkel, NE des Pays-Bas.

a) traces of a late deep seasonal frost from the Youngest Dryas, reworking the post illuvial hydromorphic phase in a degraded glossic fragic Luvisol.

b) traces of ice lensing from the Youngest Dryas, reworking the main fine clay illuviation ; degraded glossic fragic Luvisol.

d) Alleröd peat and Bölling soil from the Dinkel Valley (NE Netherlands).

Il semble également que la phase du Dryas moyen soit responsable d'un remaniement colluvial ou alluvial des sols du Bölling comme dans la vallée de la Somme en milieu loessique (FAGNART, 1991) ou sur sables en Campine belge. Notons que dans le nord de la Belgique et aux Pays-Bas, presque toutes les coupes présentent une grosse bande illuviale d'argiles humifères massive mais non cryoturbée, développée dans les sables du Dryas récent, probablement contemporaine du tout début de l'Holocène (Préboréal).

Les dunes constituent donc des milieux pédologiquement très secs que les végétaux supérieurs colonisent difficilement, fonds humides exceptés. De plus, la période végétative était brève (3 mois environ) au Tardiglaciaire, ne permettant pas une accumulation importante de matières organiques.

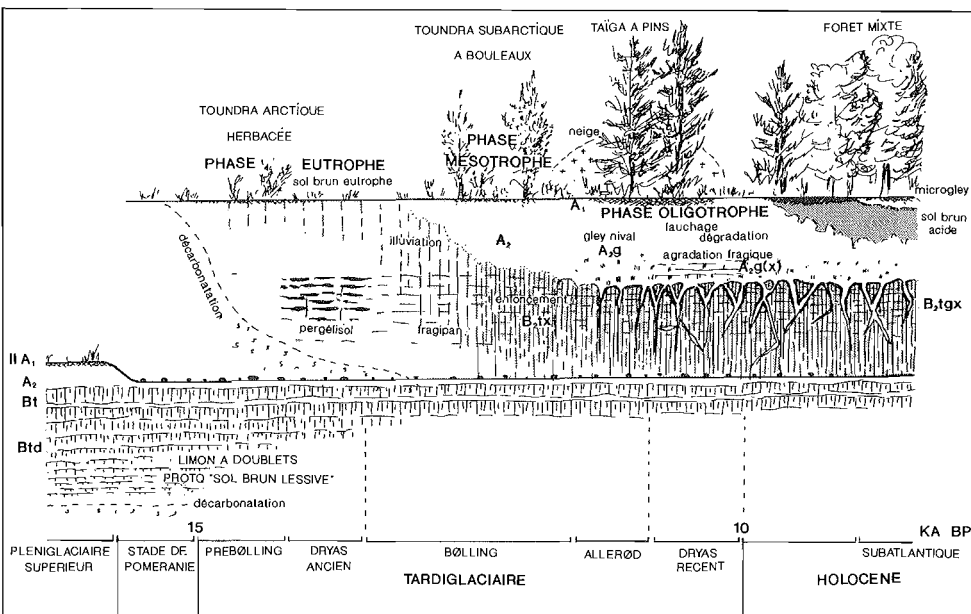


Figure 5 : Schéma de l'évolution pédologique du sol de surface en milieu loessique, de la fin du Pléniglaciaire à l'Holocène.
Sketch of the pedogenetic evolution of the superficial soil in loessic material, from the end of the Pleniglacial to the Holocene.

V. L'APPORT DE L'ARCHÉOLOGIE

Dans un contexte où les éléments de datations sont rares en raison de l'altération pédologique, les industries lithiques permettent un calage chronologique correct pour le Pléniglaciaire supérieur, et un autre, très fiable, à partir du Bölling. Vers 30 000 BP, les industries sont de type Aurignacien et la phase récente du Gravettien se développe vers 23 000 BP. La fin du Pléniglaciaire est caractérisée par l'apparition du Magdalénien. Au Tardiglaciaire, les industries se diversifient fortement (Fig. 1) en raison du caractère beaucoup plus clément et varié des environnements biologiques et climatiques (FAGNART, 1988).

A Belloy-sur-Somme (FAGNART, 1991), en milieu très carbonaté, l'horizon argilique est tronqué par un cailloutis recouvert par un colluvionnement organique et non calcaire contenant du Magdalénien final à sa base et daté du Dryas moyen. Ce dépôt est surmonté par une industrie de type Federmesser (Paléolithique supérieur final) et une industrie à pièces mâchurées (contemporaine de l'Ahrensbourgien), caractéristiques respectivement de l'Alleröd et de la fin du Dryas récent ou du début du Préboréal. L'ensemble est enfoui par un limon gris tourbeux, contenant des débris charbonneux et un mélange d'industries du Mésolithique et du Néolithique, ce qui suggère un âge Atlantique. Ce type de séquence se répète fort régulièrement dans les vallées limoneuses (CHARTIER, 1990 ; PAULISSEN *et al.*, 1981).

Enfin, la fouille archéologique a pu montrer que les hommes du Magdalénien supérieur avaient creusé des fosses dans un horizon argilique déjà formé sur loess (Allemagne centrale, BUCH & ZOLLER, 1990).

Il semble également à la lumière de ces exemples que le Bt était déjà formé à la fin du Bölling, qui plus est en milieu drainé ou très calcaire.

CONCLUSION

En Europe de l'ouest, le facteur important de la formation de l'horizon argilique a été la présence d'eau et le facteur de préservation des différentes phases génétiques a été l'accumulation colluviale des matériaux au cours des différentes phases d'instabilité du paysage.

En milieu topographiquement bien drainé, la décarbonatation a été vraisemblablement tardive (Bölling-Alleröd ou début Holocène), et le fragipan inscrit dans des matériaux encore calcaires a été détruit par la perte volumique associée à la décarbonatation. Le décryptage de la séquence d'événements pédogénétiques est malaisé. Néanmoins, la grande majorité de nos sols lessivés présente une dégradation cryogène des revêtements (papules, squelettanes et siltanes) et l'archéologie peut fournir une réponse chronologique très satisfaisante de l'âge des troncatures existantes.

En milieu légèrement déprimé et loessique (sol lessivé glossique), par contre, la formation de l'horizon argilique a donc pu débiter par une décarbonatation précoce (Pré-Bölling ou plus ancienne), voire aujourd'hui sur pergélisol (SOKOLOV, 1980). Le fragipan primaire s'est formé à la fin du Dryas ancien. Il a été suivi par l'illuviation principale ou primaire qui s'est apparemment effectuée brutalement au Bölling, selon l'hypothèse que nous avons formulé en 1981 (VAN VLIET-LANOE & LANGOHR), à un moment où la pénétration du gel était restreinte (préservation des ferriargilanes de pores du B3t). Les taches hydromorphes principales sont liées à la remontée des nappes et à une accumulation de neige plus importante lors de la phase Alleröd. Le refroidissement du Dryas récent et la persistance du gel au préboréal sont responsables en milieu loessique d'une agradation fragile tardive, de la solifluxion, de la cassure des revêtements argileux (papules) et de l'organisation lamellaire triée (gel saisonnier) qui remanie l'ensemble des traits antérieurs (dégradation silteuse), et aussi, de la bande illuviale (pré-podzolique) existant dans les sables du Dryas récent. Il semble également que la désaturation des argiles et leur aluminisation aient commencé à s'exprimer dès l'Alleröd, limitant en cela l'expression d'illuviations simples ultérieures en milieu loessique (argilo-humiques ou anthropiques exceptées). Tous ces mécanismes impli-

quent au Tardiglaciaire un fonctionnement du milieu identique à celui des sols derno-podzoliques.

Par contre, dans la plaine russe, l'illuviation primaire du Bölling est beaucoup plus modeste (VELICHKO & MOROZOVA, 1976), étant donné le contexte encore ultra-continental et sec à cette époque ; la minéralogie beaucoup plus riche (Mg et Ca) des loess a permis une activité de l'illuviation jusqu'au début de l'Holocène.

Enfin, en milieu initialement très carbonaté (loess alsaciens), dans les fonds de vallées où les conditions physico-chimiques sont restées favorables à leur dispersion, ou encore, sous influence anthropique (LANGOHR, 1990), des illuviations d'argiles se sont poursuivies pendant l'Holocène.

Pour conclure, dans de nombreux sites limoneux de latitude moyenne, la formation du Bt a probablement déjà débuté dès la fin du Pléniglaciaire, lors de la formation sur pente du faciès "limon à doublets", mais la phase principale de formation de l'horizon argilique doit, pour les différents arguments que nous venons d'exposer, être attribuée à la phase Bölling de l'interstade du Tardiglaciaire. Ceci n'est pas valable pour le sud-ouest de la France (VAN VLIET-LANOE *et al.*, 1991). Cependant, les sites où la séquence chronologique des événements peut être décryptée et datée sont très rares étant donné la superposition courante de différents facteurs parasites comme une phase illuviale au début de l'Holocène, comme une transformation par l'agriculture, ou encore une érosion. Actuellement, sous forêt, l'aluminisation limite considérablement les processus d'illuviation d'argiles. En fait, chaque site-clef possède sa propre histoire en raison de son contexte géomorphologique, mais la séquence événements climato-pédogénétiques enregistrée, elle, est homologue.

L'opposition existant entre les pédogenèses de milieux loessiques et celles sur sables réside dans la différence de comportement des matériaux vis-à-vis du gel et de l'altération. La formation de l'horizon argilique résulte au Tardiglaciaire, de la forte gélixité des matériaux limoneux et de l'évolution cryogénique qui en découle : il s'agit pour l'essentiel d'une forme mécanique de pédogenèse où le facteur biologique intervient peu (décarbonatation, pigmentation des argiles par le fer libre et les matières organiques). Par contre, la pédogenèse sur sable est peu sensible aux facteurs mécaniques : il s'agit essentiellement d'une altération biogéochimique, beaucoup plus sensible aux facteurs édaphiques que le milieu limoneux. Le Tardiglaciaire est en fait une période charnière, où les actions mécaniques périglaciaires sont encore très actives dans un milieu déjà fixé par une végétation pionnière mais encore peu affecté par l'altération biogéochimique. Il faut noter que cette conception de la pédogenèse s'applique presque entièrement, entre 45 et 55° N, à la fin de l'avant-dernier Glaciaire et au dernier Interglaciaire (Eémien). Ceci explique aussi de manière satisfaisante pourquoi des horizons argiliques peuvent se développer au début de gros interstades de la Dernière Glaciation (VAN VLIET-LANOE, 1988). Notons que cette interprétation mécanique des sols bruns lessivés pourrait être étendue à d'autres environnements (NETTLETON *et al.*, 1990).

Remerciements :

Nous remercions très sincèrement Marcel Jamagne pour ses commentaires judicieux. Nous remercions également Michel Joly, du Centre de Géomorphologie pour le tirage des photos.

Reçu pour publication : Mars 1992

Accepté pour publication : Septembre 1992

BIBLIOGRAPHIE

- ATKINSON T., BRIFFA K. & COOPE G., 1987 - Seasonal temperatures in Britain during the past 22000 Y BP reconstructed using beetle remains. *Nature*, 325, 6105, 587-592.
- BERGER A., 1979 - Insolation signature of quaternary climate changes : *Il Nuovo Cimento*, 2, 1, 63-87.
- BOHNCKE S., VANDENBERGHE J. & WIJNSTRA T.A., 1988 - Lake level changes and fluvial activity in the Late Glacial lowland valleys. In : *Lake, Mire and River Environments*, G. Land & C. Schlüchter editors, Balkema, 115-122.
- BORK H.R., 1983 - Die Holozäne Relief und Boden entwicklung in Lössgebieten. Beispiele aus dem Südöstlichen Niedersachsen. *Catena supplement*, 3, 3-93.
- BRUNNACKER K., 1959 - Bemerkungen zur Parabraunerde. Ergebnisse der Bodenkartierung im Bayern. *Geol. Jour.*, 76, 26-36.
- BUCH M. & ZÖLLER L., 1990 - Gliederung und Thermolumineszenz-chronologie der Würmlössle im Raum Regensburg. *Eizeitaler und Gegenwart*, 40, 63-84.
- CAILLER M., 1977 - *Étude chronoséquentielle des sols sur les terrasses alluviales de la Moselle. Genèse et évolution des sols lessivés glossiques*. Thèse de Spécialité, Université de Nancy I, 110 p.
- CHARTIER M., 1991 - *Étude des paléoenvironnements de la vallée de l'Aisne à l'Holocène*. Thèse de doctorat d'Université, Paris VII, 262 p.
- CREMASCHI M., 1987 - *Paleosols and vetusols in the Central Po plain (Northern Italy)*. Unicopli, edit., Milano, 306 p.
- DALRYMPLE J.B., 1962 - Some micromorphological implications of time as a soil-forming factor, illustrated from site in S.E. England. *Zeitschrift für Pflanzenernährung Düngung und Bodenkunde*, 98, (143) 3, 232-9.
- DE CONINCK F. & HERBILLON A., 1969 - Évolution minéralogique et chimique des fractions argileuses dans des alfisols et spodosols de la Campine (Belgique). *Pédologie*, 29, 2, 159-272.
- DERBYSHIRE E., BILLARD A., VAN VLIET-LANOE B., CREMASCHI M. et LAUTRIDOU J.P. - Loess and paleoenvironment : Some results of a European joint programme of research. *Jour. Quaternary Sci.*, 3, 2, 147-170.
- DUCLOUX J., 1978 - *Contribution à l'étude des sols lessivés sous climat atlantique*. Thèse d'Etat, Université de Poitiers, 200 p.
- EIMBERCK-ROUX M., 1977 - Les sols lessivés glossiques à pseudogley de l'Argonne méridionale. Caractérisation micromorphologique et minéralogique. *Science du Sol*, 15, 2, 81-92.
- FAGNART J.P., 1988 - Les industries lithiques du Paléolithique supérieur dans le nord de la France. *Revue Archéologique de Picardie*, n° spéc. 153 p., 98 Fig., 16 tabl.
- FAGNART J.P., 1991 - Nouvelles observations sur le gisement Paléolithique supérieur de Belloy-sur-Somme (Somme). *Gallia Préhistoire* (sous presse).
- FARMER V.C., 1982 - Significance of the presence of allophane and imogolite in podzol Bs horizons for podzolisation mechanisms : a review. *Soil Sci. Plant Nutrition*, 28, 571-578.
- FEDOROFF N. & GOLDBERG P., 1982 - Comparative micromorphology of two late Pleistocene paleosols (in the Paris Basin). *Catena*, 9, 3/4, 227-251.
- FEDOROVA N.N. & YARILOVA E.A., 1972 - Morphology and genesis of prolonged seasonally frozen soils in Western Siberia. *Geoderma*, 7, 1-13.

- FILION L., SAINT-LAURENT D., DESPONTS M. & PAYETTE S., 1991 - The late Holocene record of aeolian and fire activity in northern Québec, Canada. *The Holocene*, 1, 3, 201-208.
- FRIEDLAND V.M. & JAMAGNE M., 1981 - Etude comparative des caractéristiques de l'évolution des sols dernopodzoliques de l'URSS et des sols lessivés de France. Proceed. 12 th Intern. Congress AISS, New Delhi, 20 p.
- GEURTS M.A., 1976 - Genèse et stratigraphie des travertins de fond de vallée en Belgique. *Acta Geographica Lovaniensis*, 16, 66 p.
- GOMBEER R. & D'HOORE J., 1971 - Induced migration of clay and other moderately mobile constituents (III). *Pédologie*, 21, 3, 311-342.
- GULLENTOPS F., 1957 - L'évolution du relief depuis la dernière glaciation. *Bull. Soc. Belge Et. Géogr.*, 26, 71-87.
- HAESAERTS P., 1973 - *Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique*. Thèse de doctorat, Vrije Universiteit, Brussel, 395 p.
- HAESAERTS P. & BASTIN B., 1977 - Chronostratigraphie de la fin de la dernière glaciation à la lumière des résultats de l'étude lithostratigraphique et palynologique du site de Maisière-Canal (Belgique). *Geobios*, 10, 123-127.
- HAEST R., 1985 - *Invloed van het Weichsel Glaciaal op de geomorfologie van de Noorder Kempen*. Thèse de doctorat, Katholiek Universiteit Leuven, Geomorfologië, 2 tomes, 396 p.
- HOEKSEMA K.J. & EDELMAN C.H., 1960 - The role of biological homogenization in the formation of Gray Brown Podzolic Soils. Trans. 7 th Intern. Congress Soil Sc. 4, 402-405.
- JAMAGNE M., 1973 - *Contribution à l'étude pédogénétique des formations du nord de la France*. Thèse de Doctorat, Fac. Sciences Agronomiques de l'État, Gembloux, Belgique.
- KUBIENA W., 1970 : Micromorphology of polygenetic soils and paleosoils in Polar regions. *Annales de Edafologia y Agrobiologia*, 845-856.
- LANGOHR R., 1990 - The dominant soil types of the Belgian loess belt in the Early Neolithic. In : *Rubané et Cardial*, Cahen D. & Otte M. éditeurs, ERAUL 39, Liège, 117-124.
- LANGOHR R. & PAJARES, 1983 - The chronosequence of pedogenetic processes in Fraglossudalfs of the Belgian loess belt. In : *Soil micromorphology*, Bullock P. & Murphy C. editors, ABA, Berkhamsted, 503-510.
- LANGOHR R. & SANDERS J., 1985 - The Belgian loess belt in the last 20000 years. Evolution of soils and relief in the Zoniën Forest. In : *Soils and Quaternary Landscape evolution*, J. Boardman editor, John Wiley & Sons, 359-371.
- LANGOHR R. & VERMEIRE W., 1982 - Well degraded soils with adegraded Bt horizon in loess deposits in Belgium ; relationship with periglacial processes. *Biuletyn Peryglacjalny*, 29, 203-212.
- LATALOWA M. , 1988 - The Late-glacial and early Holocene history of the vegetation in the Wolbrom area (Silesian-Cracovian Upland, s. Poland). In : *Lake, Mire and River Environments*, G. Land & C. Schlichter editors, Balkema, 9-22.
- LAUTRIDOU J.P., 1985 - *Le cycle préglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie*. Thèse de doctorat d'État, 1984, Caen, public. Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen, 2 vol., 907 p.

- LEVESQUE R., ALLARD M. & SEGUIN M.K., 1988 - Regional factors of permafrost distribution and thickness, Hudson bay coast, Québec, Canada. V Intern. Permafrost Conf., Trondheim, Norway Tapir Publ. Trondheim, 199-204.
- LIEBEROTH I., 1963 - Löss Sedimentation un Bödenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. *Geologie*, 12, 149-187.
- LOWE J.J. & GRAY J.M., 1980 - The stratigraphic subdivision of the Late Glacial of N-W Europe : a discussion. In : *Studies in the Lateglacial of North-West Europe*, J.J. Lowe, J.M. Gray & J.E. Robinson editors, Pergamon Press, 157-176.
- LULL H.W. & RUSHMORE F.M., 1961 - Influence of forest cover on snow and frost in the Adirondaks. Eastern Snow. Conf. Proc. 18 th Ann. Meet., 69-71.
- MAARLEVELD G., 1976 - Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the Last Glacial Time in the Netherlands. *Biuletyn Peryglacjalny*, 26, 57-78.
- MACKEAGUE A., MACDOUGALL J.I. & MILES N.M., 1973 - Micromorphological, physical and mineralogical properties of a catena of soils from Prince Edward Island, in relation to their classification and genesis. *Canadian Journal of Soil Science*, 53, 281-295.
- MANIKOWSKA B., 1985 - On the fossil soils stratigraphy and lithology of the dunes in Central Poland. *Acta Geogr. Lodz*, 52, 137 p.
- MEENE E.A. & ZAGWIJN W.H., 1978 - Die Rheinläufe im deutsch- niederländischen Grenzgebiet seit Saale-Kalzeit. Überblick neuer geologischer und pollenanalytischer Untersuchungen. *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 28, 345-359.
- MIEDEMA R., 1987 - *Soil formation, microstructure and physical behaviour of Late Weichselian and Holocene Rhine deposits in the Netherlands*. PhD thesis, Ponsen and Looijen, Wageningen, 340 p.
- MIEDEMA R., SLAGER S., JONGMANS A.R. & PAPE T., 1983 - Amount characteristics and significance of clay illuviation features in Late Weichselian Meuse terraces. In : *Soil Micromorphology*, P. Bullock & C. Murphy editors, ABA Publ., London, 519-529.
- MUNAUT A. & PAULISSEN E., 1973 - Evolution et paléoécologie de la vallée de la Petite Nèthe au cours du Post-Würm (Belgique). *Annales Société Géologique de Belgique*, 96, 301-348.
- NETTLETON W.D., PRICE A.B. & BOWMAN G.A., 1990 - Argillic horizon formation in Late Wisconsinian eolian material in Southwest Colorado, USA. In : *Soil micromorphology : a basic and applied science*, L.A. Douglas editor, 149-154.
- NGUYEN K. & PAQUET H., 1975 - Mécanismes d'évolution et de redistribution des minéraux argileux dans les pélosols. *Bull. Soc. Geol.*, 28, 1, 15-28.
- PAULISSEN E. & MUNAUT A., 1969 - Un horizon blanchâtre d'âge Bölling à Oppgrimbie. *Acta Lovaniensa*, 4, 65-91.
- PAULISSEN E., GULLENTOPS F., VERMEERSCH P.M., GEURTS M.A., GILOT E., VAN NEER W., VAN WOOREN E. & WAGEMANS E., 1981 - Evolution holocène d'un flanc de vallée sur substrat perméable (Hesbaye sèche, Belgique). *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 31, 23-75.
- PEETERS L., 1944 - The ondergrond der continentale duinen van Lommel. *Nat. Wetens. Tijdschr.* 20, 98-102.
- PELLERIN J., 1984 - Relation entre les deux phases majeures du Weichsélien de l'Orne et des séquences de versant. *Bulletin de l'AFEQ*, 1-2-3, 41-44.

- PISSART A., 1983 - Remnants of periglacial mounds in the Hautes Fagnes, Belgium. Structure and age of the remparts. *Geologië en Mijnbouw*, 62, 551-556.
- ROZANSKI K., WCISLO D., HARMATA K., NORYSKIEWICZ, RALSKA-IASIEWICZOWA M., 1988 - Palynological and isotope studies on carbonate sediments from some Polish lakes - Preliminary results. in : *Lake, Mire and River Environments*, G. Land & C. Schlüchter editors, Balkema, 41-48.
- SCHMERTMANN J.H. & TAYLOR R.S., 1965 - Quantitative data from patterned ground site over permafrost. *CRREL Research report*, 96, 76 p.
- SEMMELE A., 1974 - Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Mainz Gebiet. *Rhein-Main. Forsch.*, 78, 9-56.
- SOKOLOV I.A., 1980 - Variety of non-gley hydromorphic soil formation. *Soviet Soil Science*, 10, 41-55.
- TURKOWSKA K., 1988 - Evolution des vallées fluviales sur le plateau de Lodz au cours du Quaternaire Tardif. *Acta Geographica Lodziana* 57, 157 p. (en polonais, résumé français).
- UGOLINI F.C., DAWSON H. & ZACHARA J.M., 1977 - Direct evidence of particles migration in the soil solution of a podzol. *Science*, 188, 603-605.
- VANDENBERGHE J., 1985 - Palaeoenvironment and stratigraphy during the Last Glacial in the Belgian-Dutch Border Region. *Quaternary Research*, 24, 23-38.
- VANDENBERGHE J. & Collaborators, 1991 - Excursion guidebook of the Symposium Periglacial environments in relation to climatic change, Maastricht/Amsterdam, 3-6 may 1991, Vrije Universiteit Amsterdam, 171 p.
- VAN VLIET-LANOË B., 1975 - *Bijdrage tot de paleopedologie van Boven Pleistoceen, voornamelijk in het Bekken van de Haine*. Thèse de Doctorat, Rijks Universiteit Gent, 245 p.
- 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., 1988 - *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, Géographie, option Géomorphologie, Université de Paris I-Sorbonne, 1987, Éditeur Editec, Caen, 854 p.
- VAN VLIET-LANOË B., 1989 - Dynamics and extent of the Weichselian Permafrost in Western Europe (Stages 5e to 1). Compte-rendu Session The Last Interglacial-Glacial cycle, EUG, Strasbourg, 20-23 mars 1989. *Quaternary International*, 3/4, 109-114.
- VAN VLIET-LANOË B., 1990 - The genesis of the argillic horizon in Weichselian Loess of Northwestern Europe. *Quaternary International*, 5, 49-56.
- 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, 2, 137-154.
- VAN VLIET-LANOË B., LANGOHR R., 1983 - Evidence of disturbance of pores ferriargilans in silty soils of Belgium and northern France. In : *Soil Micromorphology*, P. Bullock & C. Murphy editors, ABA Publ., Berkhamstead, 511-518.
- VAN VLIET-LANOË B., VALADAS B. & VERGNE V., 1991 - La place du Massif Central dans la paléogéographie de l'Europe centre occidentale au Weichsélien : réflexions sur les paléols et l'inertie climatique. *Le Quaternaire*, 2, 3/4, 134-146.

- VELICHKO A.A. & MOROZOVA T.D., 1976 - Stages of development and palaeogeographical inheritance of recent soil features in the Central Russian Plain. *Catena* 3, 2, 134-146.
- VELICHKO A.A., BOGUCKI A.B., MOROZOVA T.D., UDARSTEV V.P., KHALCHEVA T.A. & TSATSKIN A.I., 1984 - Periglacial Landscapes of the East European plain. In : *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*. A. Velichko publ. 95-118.
- VERMEERSCH P.M., MUNAUT A. & HINOUT J., 1973 - Un sol d'Usselo d'âge Alleröd à Saponay (Tardenois). *Bull. A.F.E.Q.*, 34, 1, 47-51.
- VINK A. & SEVINK J., 1971 - Soils and paleosoils in the Luttersand. In : *The Upper Quaternary of the Dinkel Valley*, Van der Hammen T. & Wijnstra T. editors. *Mededel. R. Geol. Dienst*, Nieuw Serie 22, 165-185.
- WATTS W.A., 1980 - Regional variation in the response of vegetation to Lateglacial climatic events in Europe. In : *Studies in the Lateglacial of North-West Europe*, J. Lowe, J.M. Gray & J.E. Robinson editors, Pergamon Press, 1-22.

