

Illuviation particulière du sol : le rôle des paléoenvironnements froids

Soil Particles Translocation: The Impact of Past Cold Environments

Brigitte VAN VLIET-LANOË¹

¹ Directrice de recherche CNRS émérite, UMR 6538 Geo-Ocean's, CNRS-UBO, 29280 Plouzané, brigitte.lanoe4@gmail.com.

RÉSUMÉ. L'illuviation particulière existe aussi bien en contextes subarctiques/alpins que sub-arides. L'illuviation d'argiles fines ou silteuses est contrôlée via le pH par les propriétés géochimiques de surface des particules (loess, alluvions, plages fossiles ou dépôts de pente). Plusieurs processus peuvent entraver l'illuviation fine comme dans les paléoenvironnements acides, calcaires ou volcaniques. Le « point de charge nulle » (ZPC) de la surface minérale ou du complexe argilo-humique règle les conditions optimales de dispersion ou floculation des particules. Cela implique que ce processus illuvial est un facteur précoce lors l'évolution du sol, dans une fenêtre de pH étroite, mais peut être réactivé par le rajeunissement du sol après érosion ou par dépôt de loess, des apports superficiels naturels ou anthropiques, par enfouissement, par changement du fonctionnement hydrique ou de la couverture végétale. Les sols de nos régions résultent d'une histoire complexe et cumulative depuis au moins 50 voir 120 ka, modulée par l'évolution du climat et de la biosphère. Les revêtements argileux ne représentent pas nécessairement l'interglaciaire Holocène mais peuvent attester d'interstadias weichséliens, même très brefs, voire de l'interglaciaire précédent.

EXTENDED ABSTRACT. Particles translocation exists in both subarctic/alpine and sub-arid climate contexts. The geochemical surface properties of the particles (loess, alluvium, fossil beaches or slope deposits) induce a translocation of fine or silty clays under control of the pH. The process of illuviation corresponds to an early and precise period of soil evolution, depending on decarbonization or desaturation. It requires the percolation of a water flash: a meltwater, or a harsh rain in arid context. Any excess cations (Ca^{++} or Mg^{++} in alkaline or Al_2O_3 in acid context), allows rapid flocculation and locks the leaching process. Several processes can hinder fine illuviation as in acid, calcareous or volcanic palaeoenvironments. The "Zero Point Charge" (ZPC) of the mineral surface or of clay-humic complex regulates the optimum conditions for particle dispersion or flocculation. This implies that illuvial process is an early stage in the soil evolution within a narrow pH window, but it can be reactivated by the chemical rejuvenation of the soil after erosion or by loess deposition as natural or anthropogenic superficial inputs, by burial, by changes in hydrologic functioning or in vegetation cover. The soils of our regions are the result of a complex and cumulative history since at least 50 ka or even 120 ka, modulated by the evolution of the climate and the biosphere. Clay coatings do not necessarily represent Holocene or older interglacials but can attest as well to Weichselian interstadials, even very brief. A rejuvenation or fertilization by a sedimentary contribution or a truncation will allow a very brief return of the illuvial functioning followed by a rapid return to an oligotrophic status of the surface soil. This phenomenon also makes it possible to understand the succession of illuvial phases observed in thin sections. Most Bt horizons are cumulative and often polyphased. This succession of events, in addition to the evolution of the climate and the precipitation regime, makes it possible to understand, the genesis of the current pedocomplex in function of the loessic quaternary inputs. In regions with limited sedimentary input, the soil very early acidifies, degraded and the illuvial horizon no longer evolves since at least the MIS 3, or the Last Interglacial, as in the south-west of France and the margins of the Massif central or the Vosges. An acido-complexolysis of the clays is superimposed on the leaching, especially in the glosses of the inherited fragipan.

MOTS-CLÉS. Lessivage d'argiles, héritage, gel, point de charge nulle, Weichsélien supérieur, Holocène, classification des sols.

KEYWORDS. Clay translocation, heritage, frost, ZPC, upper Weichselian, Holocene, soil classification.

Introduction

Les pédologues attribuent la présence de revêtements d'argile orientés dans les sols et les sédiments à la déstructuration/lessivage des sols, un processus qui se produit en surface du sol et peut pénétrer à une profondeur de plusieurs mètres (Jamagne, 1969 ; Legros, 2007). Les géologues, eux, attribuent des revêtements d'argile orientée dans des sédiments grossiers à un processus d'épandage mécanique d'eau de rivière boueuse ou d'eau superficielle chargée, ou encore comme une résultante de la décarbonatation des sédiments ou des roches (Walker, 1976) en différents contextes peu végétalisés.

Ce phénomène d'illuviation est particulièrement bien développé dans les loess européens et le plus souvent attribué à un contexte holocène et tempéré. Nous verrons que cette affirmation est à moduler (§3). D'une manière générale l'illuviation particulière et plus particulièrement d'argiles est un processus relativement ubiquiste dépendant du contexte naturel local, vu qu'on l'observe aussi bien en milieu subarctique (Frénot *et al.*, 1995 ; Van Vliet-Lanoë & Fox, 2018) qu'en milieu tropical. Elle implique dans nos régions nécessairement des alternances de périodes sèches ou de gel (une forme orientée de dessiccation) et de précipitations marquées. Elle est associée à la zone d'infiltration non-saturée en eau, appelée parfois zone vadose, plus particulièrement de haut vers le bas des versants. Le processus d'infiltration mécanique n'est pas sous contrôle climatique et son effet ne se limite pas à la zone d'infiltration, mais peut s'étendre en basse nappe (climatique ou évapotranspiration) en dessous du niveau estival de la nappe phréatique en raison de ses fluctuations saisonnières (plusieurs mètres ; Buurman *et al.*, 1998).

1. Les conditions physico-chimiques pour les accumulations illuviales

Les revêtements accumulés dans la porosité ou en surface de la structure du sol (revêtements argileux ou silteux) couvrent une large gamme granulométrique allant des argiles fines (ferriargilanes), argiles grossières, siltanes et limons fins (dépôts de pente ; Van Vliet-Lanoë, 1995) parfois associés à des complexes argilo-humiques, même en Arctique. Les accumulations sont censées être profondes et entretenues. Mais leur stratification fréquente infirme pro parte ce caractère continu. Dans beaucoup de cas, le pH actuel des profils de sol n'est plus favorable au lessivage d'argiles en raison des pratiques agricoles de chaulage (Quénard *et al.*, 2011).

Les horizons d'accumulations illuviales et argileuses vont du centimètre (limon à doublets) jusqu'à 2 m d'épaisseur, sous une forme continue dans les dépôts limoneux, en bandes discontinues et profondes de plusieurs mètres sur sables ; elles peuvent être massives ou en ménisques entre la blocaille comme les horizons B silteux arctiques ou alpins (**figure 1A** ; Frénot *et al.*, 1995 ; Van Vliet-Lanoë & Fox, 2018). L'origine du matériel illuvié est traditionnellement considérée par les pédologues comme étant interne, c.-à-d. mobilisé par sa percolation vers des couches plus profondes du sol (Buurman *et al.*, 1998), avec un transfert vertical en plaine, mais également obliquement sur les versants (Van Vliet-Lanoë, 1995). La source du matériel transporté peut également être d'origine externe : elle est percolée sous forme d'eau de ruissellement boueuse via les fentes de retrait, d'eau de fonte de neige ou de glace ou encore ; issues de la formation de **croûtes de battance** (toutes régions du monde ; Bresson & Calot, 1992 ; Fox & Le Bissonnais, 1998). Les données micromorphologiques témoignent de l'importance initiale de la couche superficielle du sol et de sa sensibilité à la battance (Van Vliet-Lanoë & Fox, 2018 ; Williams *et al.*, 2018).

1.1. L'eau du sol et l'illuviation

L'illuviation est un processus qui est limité à la zone de drainage libre (zone vadose) contrôlée par la saisonnalité du climat. Elle est liée à différents types de percolation dans le sol, sous contrôle du

climat, de la végétation et de la faune du sol, quelle que soit la latitude. Toute perturbation de la porosité par compaction, bioturbation ou stratification va perturber ce mécanisme et constituer un drain ou une zone d'accumulation particulière préférentielle (argiles, matières organiques).

1.1.1. *L'infiltration dans le sol*

L'infiltration dans le sol est constituée pour l'essentiel par les eaux de surface. Leur pH varie généralement de 4 à 10. Néanmoins les eaux de fonte de neige (0 °C) sont nettement plus acides qu'à 20 °C en raison de la solubilité du CO₂. Ceci veut dire que les eaux de fonte de neige ont généralement un pH voisin de 4 et donc, un pouvoir de décalcification important (Ek, 1973 ; Van Vliet-Lanoë, 1985 ; Maire *et al.*, 1999). Ce caractère acide peut être accentué par la présence d'acides humiques ou nitriques sous croûte cryptobiologique, une végétation omniprésente, plus particulièrement sur sols froids. Cette décarbonatation peut atteindre selon nos observations sur loess en Pologne (Łódź ; climat tempéré froid nival) plusieurs dizaines de centimètres en un siècle (Van Vliet-Lanoë, 1985), accentué par une succion accentuée thermiquement au dégel.

1.1.2. *L'eau interstitielle*

L'eau interstitielle occupe la porosité du sol ou de la roche. Elle est soumise uniquement à la gravité et s'écoule librement dans le substrat. Dans un sol non saturé, l'eau percole à travers la macroporosité, indépendamment de son type, avec un écoulement localement turbulent (érosion, stratifications entrecroisées : **figure 1D**). C'est elle qui sera le vecteur primaire de l'illuviation de particules en tous genres dans le sol ou autres matériaux. Elle s'effectue en surface des agrégats ou de fentes ou de galeries et est généralement grossièrement interstratifiée avec les micro-strates silteuses ou argileuses ou parfois des traces de flux rapides (érosion, stratifications croisées dans le dépôt, formation de vésicules, **figure 1B**). Ce type de circulation est surtout localisé dans l'horizon E et les glosses.

1.1.3. *L'eau capillaire*

L'eau capillaire est encore sous forme liquide, elle est soumise aux forces de tension se développant au contact de l'eau et de l'air, ce qui génère une migration par succion capillaire en direction des zones les plus sèches, les micropores. Son écoulement est analogue à un flux laminaire. Elle acquiert un comportement de gel en surface proximale des particules (Ångström ; eau adsorbée et double couche). C'est cette eau capillaire qui va gérer le ralentissement de la percolation et la sédimentation argileuse interne aux agrégats. Ce ralentissement aura pour conséquence une réduction progressive de la capacité d'infiltration (Bresson & Cadot, 1992) par obturation progressive de la lumière des pores. Ce phénomène est associé à une diminution de la taille des particules véhiculées et à une réhumectation au moins saisonnière, via une succion capillaire pulsée (ferriargilanes laminés).

1.2. *Les caractéristiques physiques des particules et colloïdes illuviables*

Les particules illuviables du sol ont le plus souvent un diamètre inférieur à 20 µm (silts ou limons très fins) relativement inertes de quartz ou de carbonates de calcium (calcaire) et surtout des colloïdes de taille < 2 µm. Les colloïdes formant les revêtements argileux fins, stratifiés et orientés (ferriargilanes) sont généralement de taille < 0.2 µm. Ils sont formés de minéraux argileux, des silicates d'aluminium de type kaolinite de taille < 20 µm, du groupe illite-chlorite ou des smectites de taille < 0,2 µm. À côté des argiles, on rencontre également des hydroxydes d'aluminium et de fer, et des minéraux amorphes comme l'allophane dans les sols volcaniques, l'humus et des complexes argilo-humiques (Ugolini *et al.*, 1977 ; Sakurai *et al.*, 1990). Cette composition minéralogique peut évoluer dans le temps, selon l'agressivité des solutions du sol et sa diagenèse : dans les paléosols islandais recarbonatés en période glaciaire l'Allophane recristallise en Nontronite (Van Vliet *et al.*, 2018).

La plupart des colloïdes argileux et humiques se caractérisent par une surface naturellement chargée négativement (Sequaris & Lewandowski, 2003), surmontée par la fine pellicule d'eau adsorbée liée par les attractions électrostatiques en surface du minéral. C'est dans cette pellicule que les cations et anions se propagent en réactivité avec l'eau du sol et son contenu ionique.

Le **point de charge nulle** (ZPC) est généralement décrit comme le pH auquel la charge nette de la surface totale des particules du sol est égale à zéro, concept proche du point isoélectrique introduit par l'analyse des conditions de floculation des colloïdes en fonction du pH de l'eau du sol (Hajnos & Cieřla, 2011). Par exemple, la charge de surface du minéral est décrite par l'ion dominant adsorbé à sa surface. À un pH inférieur au ZPC, les ions hydrogène (H^+) seraient préférentiellement adsorbés (Kosmulski 2006). Par contre, si la surface du minéral est chargée positivement et que le pH augmente, les anions (OH^-) seront moins adsorbés à mesure que les hydroxydes métalliques (rouille) et les acides organiques augmentent. Du point de vue du minéral adsorbant, si le pH est inférieur au ZPC, sa charge superficielle devient positive permettant l'adsorption des anions (OH^- , CO_3^{2-}). Inversement, si le pH est supérieur à la valeur du ZPC, la charge de surface est négative, attirant les cations adsorbables (par ex. Ca^{++} , Mg^{++} , H^+).

2. Dispersion, mise en suspension et illuviation

Généralement les précipitations sont faibles en contextes froids, en raison de la tension de vapeur basse au-dessus des eaux de surface, sauf en fin de période estivale. En milieu fraîchement décarbonaté ou neutre comme en fin d'interstadaire voir d'interglaciaire, les sols sont moins actifs d'un point de vue biologique et un lessivage des sols s'exacerbe. La pédogénèse continue en période froide stadiaire.

Les particules de même charge se repoussent à l'échelle microscopique, tout comme celles à charge superficielle nulle (ZPC). Par conséquent, elles se dispersent dans l'eau capillaire qui s'infiltre à partir de la surface en cours de dénudation. La suspension migre par succion capillaire vers les zones les plus sèches ou plus froides du sol. En augmentant l'humidité du sol, la couche d'eau adsorbée en surface des colloïdes s'épaissit autour de la particule réduisant encore la force de rétention capillaire de l'eau. Elle peut être mise en suspension donc migrer plus facilement vers les micropores.

La mobilité des argiles est influencée par une série de facteurs complémentaires. La réhydratation d'un sol sec entraîne une perturbation de la stabilité des agrégats en surface du sol, sauf si la concentration ionique des eaux est élevée et favorable à la floculation (Ca^{++} , acides humiques, polymères d'aluminium). Un colloïde floculé ne produira pas de revêtements orientés et stratifiés à la dessiccation, mais seulement des revêtements massifs.

La dispersion optimale de l'argile se produit lorsque le pH du sol, au ZPC net, est différent du pH de la solution de sol (Rashad & Dultz, 2007). Cette dispersion se produit généralement entre des valeurs de pH de 5,5 et 6,5. Cela implique que le processus illuvial se produit dans une fenêtre de pH étroite lors l'évolution du sol dans le temps.

Si les argiles sont agrégées par des sesquioxides ou d'autres agents flocculants comme les cations de Ca^{++} et Mg^{++} ou les polymères alumineux, un ciment carbonaté pré-existant doit être dissous au préalable pour permettre la mobilité des argiles (Burmam *et al.*, 1989 ; Sakurai *et al.*, 1990). Un loess calcaire est généralement ~pH 8 dans un secteur crayeux, voire plus, dans les loess hypercarbonatés d'Alsace ou de Hongrie. La mobilité des argiles nécessite une décarbonatation préalable pour atteindre

le ZPC, alors que pour un sédiment glaciaire ou marin le pH est naturellement voisin de 6 et naturellement proche du ZPC.

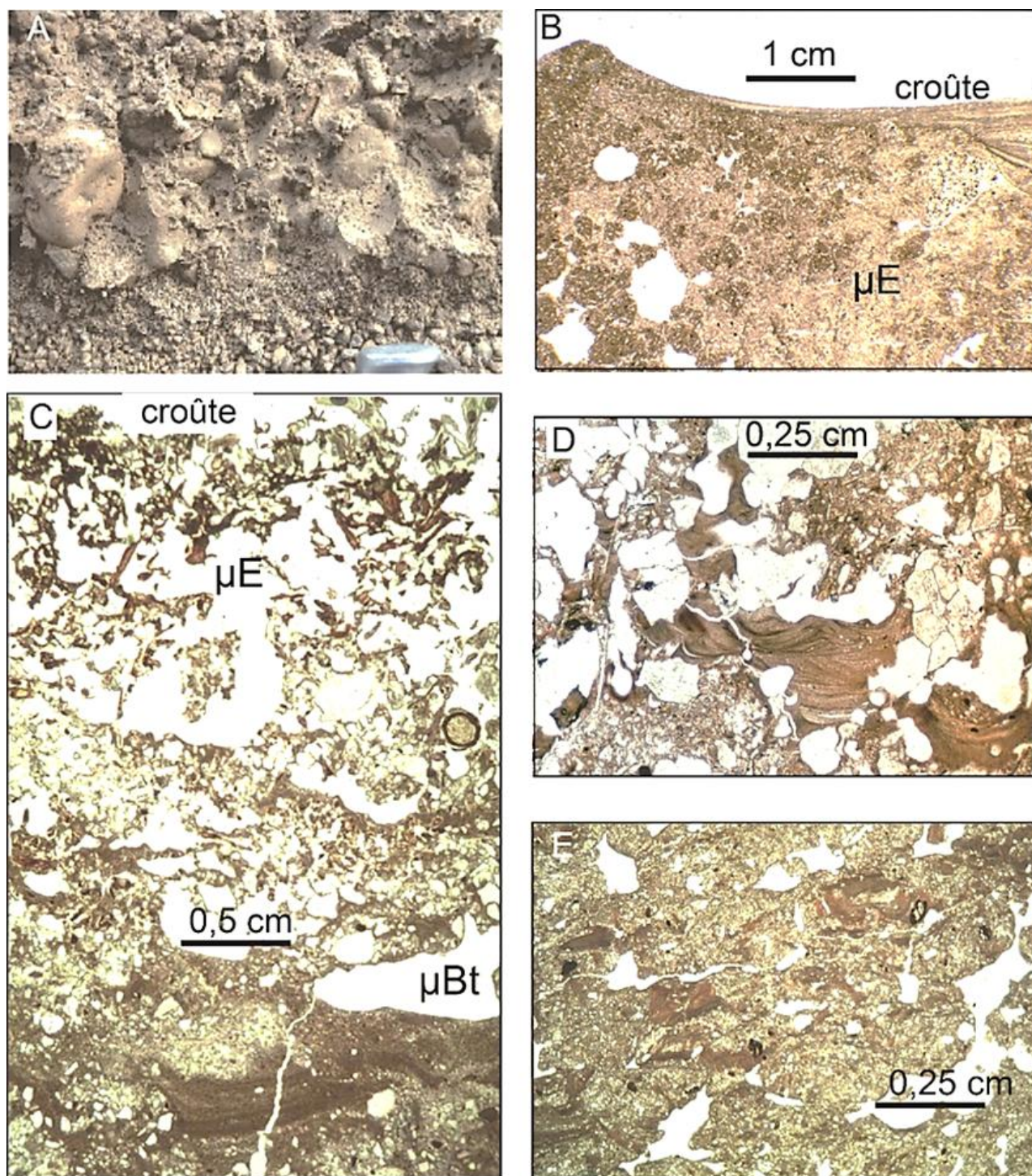


Figure 1. A. horizon B silteux dolomitique de gélifraction/dissolution dans les 30 cm supérieurs d'une plage fossile du Spitzberg du NO (60 ka) ; B. Croûte de battance sur un sol dolomitique des Alpes (Crête de Vars, Briançonnais) ; C. Croûte battance sous une croûte cryptobiologique actuelle (Lac Boniface ; N Québec, Canada) ; D. Siltanes à stratifications entrecroisées, dans un dépôt de pente arénacé (MIS 5c ; Les Ilets, N.Cotentin) ; E. Intégration de ferriargilanes dans la zone de ségrégation de lentilles de glace (lithalses sur limons lacustres, Lac Boniface ; N Québec, Canada).

Ce processus de neutralisation des charges peut être réactivé par le rajeunissement du sol par érosion (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1992a & 1992b ; Van Vliet-Lanoe & Guillocheau, 1995), par un

saupoudrage de loess calcaires, par des apports naturels superficiels comme des cendres ou des amendements anthropogènes comme la poussière d'une carrière, un apport de fumier ou encore les engrais de synthèse. Ce dernier facteur explique la forte instabilité superficielle de la structure des sols cultivés actuels et leur sensibilité à la battance (Paradelo *et al.*, 2013). Dans le processus de formation de croûte de battance (**figure 1B**), sur sol nu ou sous croûte cryptobiologique (**figure 1C**) de toute latitude (dessiccation, gel ; Chamberlain & Gow, 1978) ou sur une surface labourée, les agrégats superficiels initialement non-saturés en eau sont liquéfiés par une pénétration rapide d'eau lors de l'impact mécanique des gouttes de pluie, amenant la dispersion des argiles et leur évacuation par ruissellement ou par lessivage dans le sol, tout en encroûtant temporairement la surface du sol (**figure 1B** ; Bresson & Cadot, 1992 ; Fox & Le Bissonnais, 1998 ; Darboux & Algayer, 2013). Le lessivage du sol se produit notamment via les espaces inter-agrégats ou la porosité biologique (vers anéciques). La teneur en argiles diminue dans la croûte, tout comme dans l'horizon « éluvial » (**figure 1B** ; Sauzet *et al.*, 2016). C'est aussi ce qui se produit en surface des drains (glosses) tant que sol reste dans une gamme de pH proche du ZPC. Par conséquent, au fur et à mesure des épisodes successifs de percolation dans le sol, le taux d'infiltration en profondeur du sol diminue (Bresson & Cadot, 1992).

L'importance des polysaccharides (« colle » de vers de terre) entraîne généralement une augmentation de la stabilité du sol, favorisant la formation d'agrégats, et de leur capacité de rétention en eau capillaire, retardant l'effondrement des agrégats à la pluie et donc l'illuviation. La dégradation de la matière organique du sol par labour (Ap ; oxydation) entraîne a contrario une illuviation en profondeur de complexes argilo-humiques, stratifiés ou plus souvent sous forme particulière (agricutanes massifs). Il en est de même avec les sols lessivés de steppe (**figure 1** ; sols gris forestiers avec Bt).

Sous la valeur du ZPC, le pH devient très acide et l'acidolyse (dissolution des colloïdes) détruit les argiles floculées (Steinnes & Friedland, 2005), mettant en évidence les phases grossières illuviées (dégradation du sol).

Nous allons reprendre ces points d'un point de vue stratigraphique et archéologique dans le §3.

3. Paléosols lessivés en Europe tempérée ou méridionale

3.1. Le matériel

La fraction argileuse des horizons B illuviaux est généralement attribuée à la décarbonatation holocène des sols qui accroît également leur microporosité et facilite ainsi l'illuviation fine (cf. Jamagne, 1969 ; Fedoroff & Goldberg, 1982). Les loess alsaciens sont extrêmement riches en carbonates car issus du vannage des épandages fluvio-glaciaires alpins et naturellement à un $\text{pH} \geq 8$. Les dépôts de pente, les moraines ou les dépôts frais de sable éolien en milieu continental non-carbonaté ont un pH voisin de 6. C'est aussi le cas de limon éolien frais, non calcaire (Van Vliet-Lanoë, 1975). Le limon ruisselé dans un contexte agricole actuel est souvent proche de la neutralité et donc du ZPC en raison des engrais recommandés pour la fertilité du sol.

Une étude des loess et paléosols dans le sud de l'Alaska (Muhs *et al.*, 2004) montre que la taille des particules peut varier sur de courtes distances, que les dépôts de loess peuvent être épisodiques et récurrents et que les sols développés sur loess stabilisés peuvent présenter une variabilité latérale considérable sous une même végétation. Le fait de décarbonater un limon efface une grande partie des déformations ou transformations en contexte pléniglaciaire. Le fragipan de type périglaciaire

(sommet du paléopergélisol) n'est préservé que si le limon est non-calcaire ou déjà décarbonaté (Van Vliet-Lanoë & Langhor, 1981). Cela signifie également qu'après le dépôt du sédiment, un laps de temps a d'abord été nécessaire pour décalcifier le loess à plus d'un mètre de profondeur, estimé à environ un millier d'années, comme également déduit des données de l'Arctique actuel.

Les observations au MEB ont montré que dans les loess de l'Europe de l'Ouest, une fine particule argileuse adhère aux grains minéraux en raison de leur origine marine ou lacustre (Manche et mer du Nord ; Derbyshire *et al.*, 1988). Une partie de ces grains issus de la craie peuvent être dolomitisés (par ex. craies du pays de Caux, calcaires jurassiques de la Manche ou l'est de la France) permettant une prolongation de la période de dispersion des argiles. La décarbonatation libère une partie de cette pellicule, mais la gélifraction de la glauconie et d'autres grains minéraux permet de relâcher d'autres particules argileuses (Van Vliet-Lanoë, 1987 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1992a). Le taux de saturation de la capacité d'échange cationique ou CEC, joue également un rôle important à la surface des grains minéraux permettant, via le pH du ZPC, de disperser la totalité de la pellicule argileuse (Julien & Tessier, 2021).

3.2. La succession des événements en Europe de l'Ouest

Plusieurs phases de décarbonatation ont été observées régionalement vers 40 ka (Haesaerts & Van Vliet-Lanoë, 1985), vers 17 ka (Haesaerts, 1973), au Bölling (Dalrymple, 1962) et au Préboréal (Bertran *et al.*, 1998). Différents auteurs ont proposé un âge tardiglaciaire pour la formation du Bt (Brunnacker, 1959 ; Schönhals, 1960 ; Eimbreck-Roux, 1977 ; Van Vliet-Lanoë & Langhor, 1981, Van Vliet-Lanoë & Langhor, 1982 ; Miedema *et al.*, 1983). Les observations stratigraphiques montrent qu'une importante illuviation de l'argile a eu lieu probablement au Bölling (14,5-13 ka ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1992) et qu'un horizon Bt était déjà formé puis déformé au dernier Dryas à la Brackvenn (Fagnes Ardennaises, voir plus loin).

On recense à partir de 50 ka, un réchauffement coïncidant avec la fin de la fonte de la calotte du Jura (Bichet *et al.*, 2016), suivi de quatre épisodes d'illuviations antérieures au Préboréal. La succession des phénomènes recensés dans les loess de nos régions (nord de la France, sud de l'Allemagne, Pologne et Belgique) comprend généralement :

- une décarbonation précoce vers 42 ka à Harmignies (Belgique ; Frechen *et al.*, 2001) ou pour le « Lohner Boden » en Allemagne (Zöller, 1995), avec un Bt massif (« homogénéisé », Van Vliet-Lanoë, 1975 ; Van Vliet-Lanoë, 1987) ou seulement partiellement illuvié comme dans le sud de la Pologne (Van Vliet-Lanoë, 1987 ; Valladas *et al.*, 2003). Il est souvent repris par un colluvionnement et par une aggradation finale du pergélisol, préservé en profondeur (4-7 m) pendant cette période. C'est le Pedocomplexe de Lohne, d'une durée de 14 ka ;
- le LGM, avec une aridification majeure, sur pergélisol continu, dépôts de loess calcaires et gleys de toundra sous toundra-steppe prostrée ou croûte cryptobiologique, avec un peu de bouleau nain à l'abri du vent et un pergélisol continu en plaine au nord de la Seine ;
- une à deux générations d'illuviations argileuses de type « limon à doublets » (voir **figure 4**) décarbonaté en contexte périglaciaire à pergélisol et thermokarst superficiel, également associées à une reprise progressive des précipitations et une extension de la steppe-toundra à bouleau nain ;
- une avancée glaciaire tardive, le stade de Poméranie, suivi par le Dryas ancien avec pergélisol et sables de couverture ;

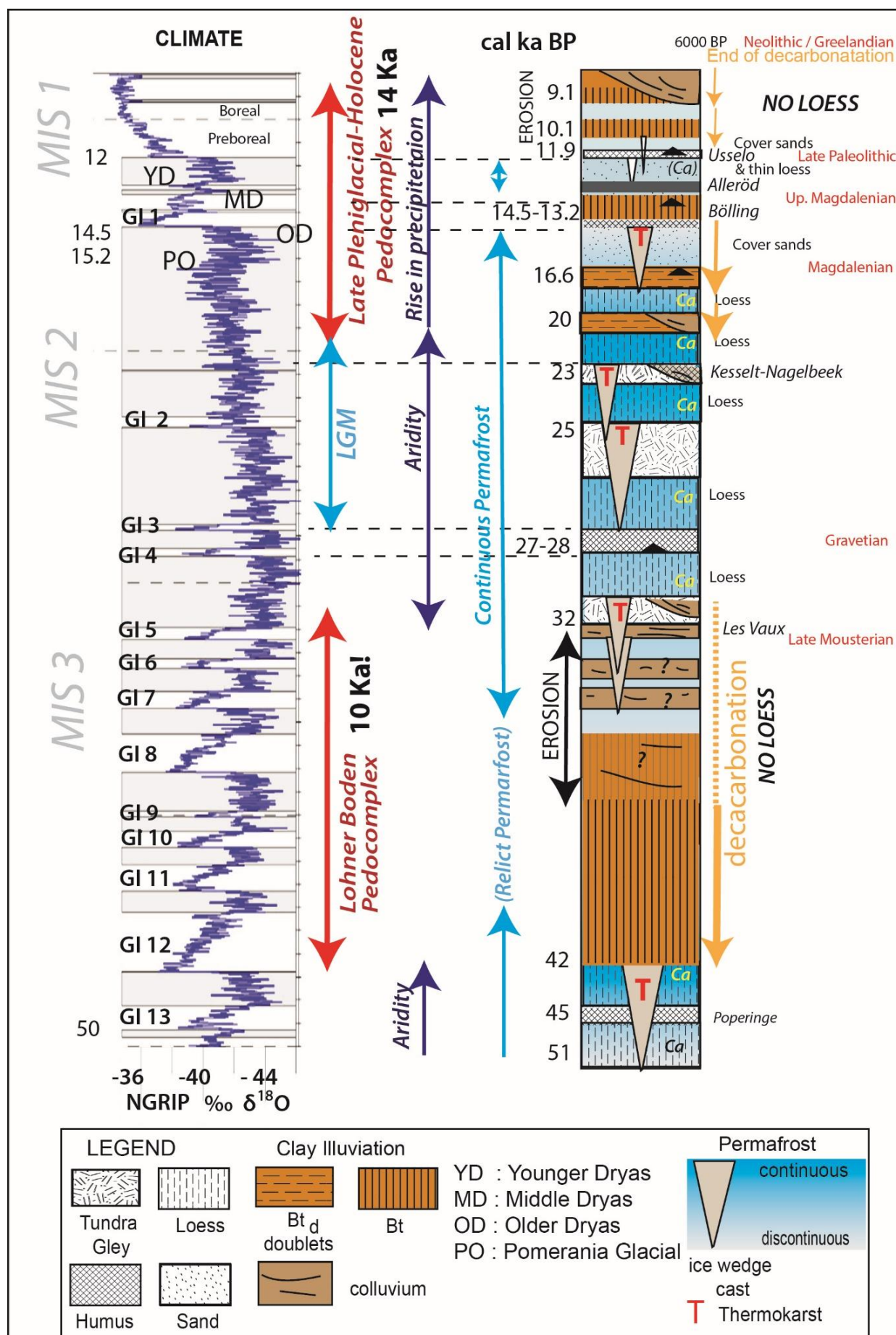


Figure 2. Chronologie des paléosols sur loess en Europe tempérée du Pléniglaciaire moyen à l'Holocène. GI : Greenland interstadial ; MIS : marine isotopic stages.

- des grands phénomènes thermokarstiques vers 14,5 ka, suivis par un petit sol humifère associé à une colonisation par des bouleaux verruqueux et des saules (arbres pionniers) ;
- une illuviation périglaciaire sans pergélisol au Bölling (hivers très froids, étés continentaux résultant du forçage orbital) ;
- un statut oligotrophe des sols dès l'Alleröd, marqué par l'augmentation des précipitations et une extension des tourbières (Vink & Sevink, 1971). D'après Paulissen *et al.* (1981), en milieu loessique drainé, la morphologie a été stable depuis l'Alleröd jusqu'à la première moitié de l'Atlantique ;
- un coup de froid tardif, avec pergélisol tardif et sporadique, le Dryas récent au début de l'Holocène sous taïga, suivis de deux refroidissements au Préboréal et au début du Boréal (10,3 et 9,3 ka) et de rares phases illuviales avec décarbonation ;
- La décarbonatation est terminée à la veille du Néolithique. 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). Les grandes coupes de loess (Van Vliet-Lanoë, 1975) mettent en évidence une stabilisation du front de décarbonatation des loess au moins depuis cette période, ceci en raison de l'importance du brassage biologique (lombriciens, remontée de Ca^{++}) et de la troncature par érosion des sols labourés ;
- Ensuite le contexte évolue en mésotrophique devenant « steppique » au Néolithique (vers 5 ka, Suboréal) en raison de l'évolution de la végétation ou en raison de l'aridification/continentalisation du climat au Néoglaciale et les débuts de l'agriculture (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1992 ; Van Vliet-Lanoë, 1987 ; Gebhardt *et al.*, 2018).

Cette histoire ne préjuge pas d'un rajeunissement du profil par érosion ou colluvionnement, susceptible d'aboutir via une reprise de la décarbonation à une brève réactivation de l'illuviation, si le ZPC est atteint.

3.3. Gel et illuviation

Le gel et la neige existent saisonnièrement dans nos régions tempérées. L'hiver 1962-63 a amené un gel des sols jusqu'à un mètre de profondeur (données Pont et Chaussées) et en 1910, d'importantes chutes de neige. En milieu sahilien, le gel est fréquent mais de faible intensité, détruisant la croûte cryptobiologique et donc favorisant la formation de croûte de battance et l'illuviation argileuse. Le Petit Âge glaciaire a encore fait mieux. Ce n'est donc pas une spécificité des périodes glaciaires.

Lors du dégel, les eaux de surface sont froides, acides (fonte de neige). Cependant dans le sol, l'eau expulsée par la cristallisation de la glace de ségrégation est concentrée en sels et peut remonter en profondeur le pH en début de fonte (Ostroumov *et al.*, 2001). La percolation des eaux de fonte de neige va donc pouvoir lessiver les cations et permettre une instabilité des agrégats cryogènes et, consécutivement, une dispersion et un lessivage des colloïdes.

L'illuviation qui en découle sera diffuse et limitée dans un loess en cours de décarbonatation et soumis aux alternances de gel-dégel. Elle sera seulement localisée au niveau de la porosité connectée dans un matériel déjà décarbonaté. Cette illuviation étant souvent obturante, une hydromorphie post-illuviale pourra se développer. L'illuviation en contexte périglaciaire est importante, granoclassée et litée avec la profondeur (Fedorova & Yarilova, 1973) ; elle est faiblement pigmentée par le fer libre ou la matière organique, lorsque l'activité biologique est restreinte. Elle peut apparaître dès quelques centimètres de profondeur dans des sols arctiques (**figure 1C**), souvent sous une croûte de battance ou une croûte cryptobiologique (**figure 1C**). En revanche, sous couverture végétale acidophile

(tundra) avec une activité épidermique de la pédofaune, l'illuviation sera nettement plus pigmentée voire argilo-humique comme c'est le cas en milieu podzolique (Ugolini *et al.*, 1977).

En 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, à condition que le milieu ne soit pas saturé en glace (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1992a). L'action répétée des alternances gel-dégel amène, par conséquent, l'enfoncement du sommet du Bt et son enrichissement en argiles par érosion progressive des horizons superficiels sous forme d'une « dégradation » (la « podzol flour » des auteurs russes : Sokolov, 1980) et d'une illuviation mécanique (Van Vliet-Lanoë, 1975, Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1992a). Les traits cutaniques illuviaux sont transformés en papules lors d'une pénétration plus profonde du gel dans le paléosol, notamment à la suite d'une troncature ou encore par solifluxion, en association avec un lessivage oblique.

3.2.1. Les limons à doublets

C'est ce qui s'observe pour un premier type de paléosols lessivés, finement laminés (bandes illuviées ; **figure 2**) développé à au moins 2 reprises lors de la fin du Pléniglaciaire supérieur (10 et 16,5 ka). Ce faciès se développe dans un contexte de steppe à bouleau nain, avec encore à pergélisol continu ou plus rarement relique (présent en profondeur).

C'est le faciès correspondant aux « limons à doublets » (**figure 3**) ou « Lamelleflecken zone » (Lieberoth, 1963 ; Lautridou, 1985), faciès fréquent de la Bretagne septentrionale à la Russie (Velichko & Morozova, 1976) en association avec un horizon de surface de type éluvial (E) à porosité vacuolaire (instabilité au dégel ; Van Vliet-Lanoë, 1987), un Bt en bandes (Btb) plus ou moins fines et d'espacement généralement diminuant vers le bas et avec un horizon C2ca mince, rappelant le gradient de formation des lentilles de glace de ségrégation dans une couche active sur pergélisol (**figure 3A** ; Haesaerts & Van Vliet-Lanoë, 1973).

L'analyse micromorphologique (**figure 3**) atteste de la persistance d'un gel saisonnier profond dans l'horizon illuvié et de la perturbation de la géométrie des bandes par la stratification héritée, les traces de coin de glace ou la pente. En Bretagne, le gradient d'épaississement des bandes se fait de haut vers le bas (**figure 3B**), avec un contraste moins marqué (gel saisonnier profond). Ce type de paléosols atteste d'une augmentation des précipitations par rapport au Dernier Maximum glaciaire et par conséquent un lessivage des carbonates précédant celui des argiles.

3.2.2. Les sols bruns lessivés

L'accumulation d'argiles illuviées dans les sols peut être intégrée au fond matriciel du sol par les contraintes mécaniques liées au gel dans l'horizon en cours d'illuviation du sol (**figure 1E**) et est observée de la Pologne à la France (Haesaerts & Van Vliet-Lanoë, 1973 ; Van Vliet, 1975 ; Van Vliet-Lanoë, 1987 ; Zöller 1995 ; Frechen *et al.*, 2001 ; Valladas *et al.*, 2003 ; Antoine *et al.*, 2014 ; Haesaerts *et al.*, 2016). Le contexte est une forêt claire à pin et bouleau nain, sujette au feu, et associé à une prairie. L'été est tempéré frais, mais les hivers sont très froids en raison du forçage orbital. Dans ce cas, aucun trait cutanique argileux n'a pu être observé, en contexte océanique, dans la partie supérieure du Bt malgré une teneur en argiles élevée pour le (Bt) héritée de loesses calcaires (Van Vliet, 1975).

En revanche, en Allemagne ou en Pologne, les traits illuviaux sont préservés en profondeur. Certains luvisols bruns observés en exposition plein sud, en Pologne (Piekary IIa, unité 7 b a, 42 ka, Valladas *et al.*, 2003) présentent des caractéristiques semblables à celles d'un sol brun lessivé «

interglaciaire » ou « interstadiaire ») avec la préservation à une certaine profondeur des traits cutaniques illuviaux, en fait dû à une formation très restreinte d'une ségrégation de glace hivernale (aridité).

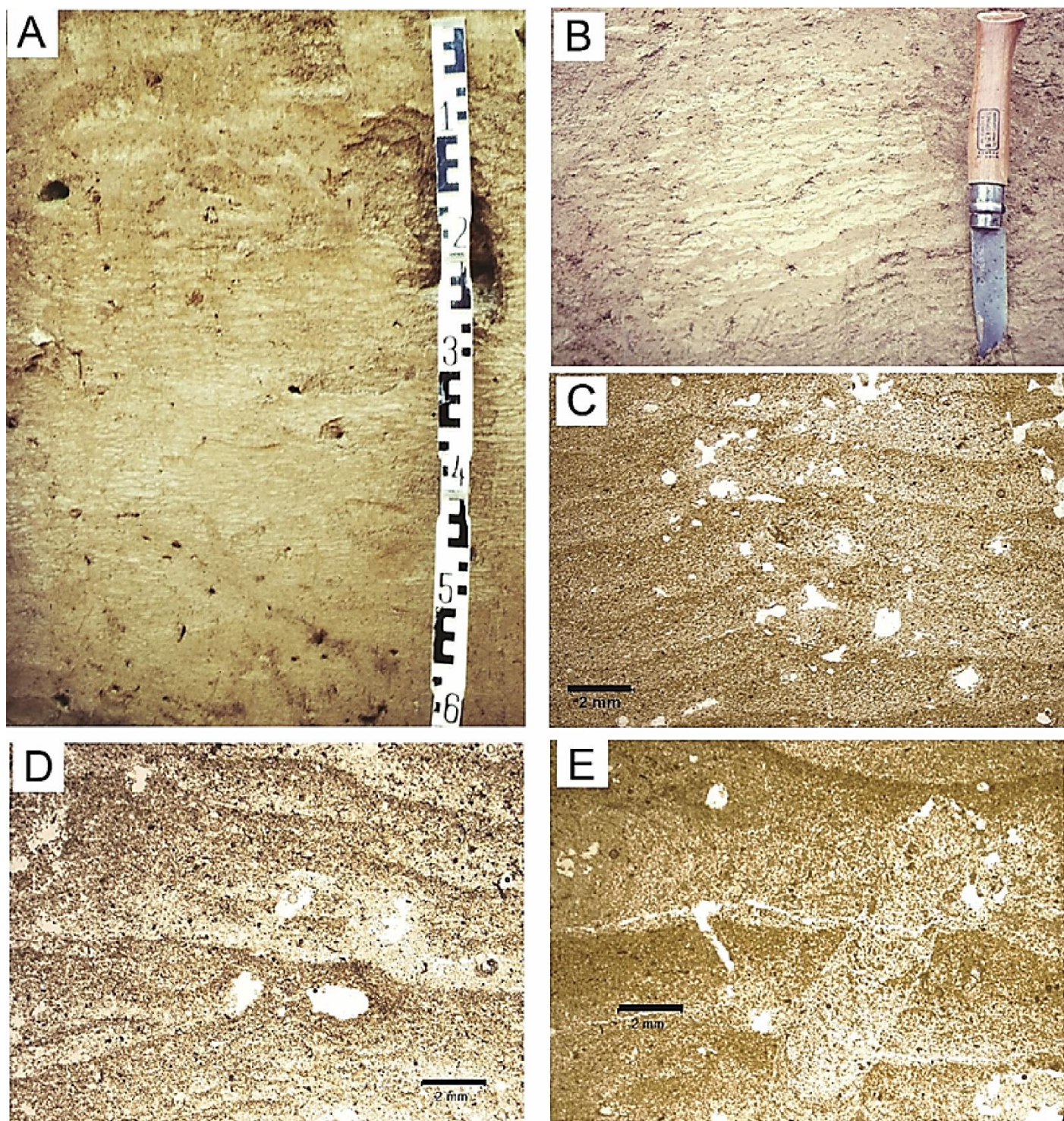


Figure 3. *Limons à doublets ou proto Btd s'amincissant et s'atténuant jusque vers 5 (A) : facies sur pergélisol (rue Québec, Caen) ; notez les biotubations affectant les doublets supérieurs ; B. Facies inverse s'épaississant vers le bas : gel saisonnier profond (Brouennou, Finistère) ; C. Perturbation des doublets par une fente de gel (vésicules) ; D. Évidences de gel saisonnier synsédimentaire (au niveau de l'échelle. Noter le caractère brutal de la limite supérieure des doublets ; E. Doublets éventrés par un terrier de larve de coléoptère. C, D et E : Échelle 2 mm.*

C'est ce qui peut être observé actuellement au Spitzberg en contexte drainé. Ces paléosols sont ensuite repris par une érosion et un colluvionnement intense, notamment associés à des charbons de bois de conifères, limitant l'épaisseur du paléosol préservé (B3t ou C1). Le « sol » des Vaux à Harmignies (Haesaerts *et al.*, 2016) est en fait un dépôt partiellement colluvial. Ceci témoigne que l'illuviation est un facteur précoce dans ces séquences. Le colluvionnement intervient au maximum de précipitation comme pour le pédocomplexe holocène (voir **figures 2 et 5**).

C'est également le cas des Bt formés au Bölling ou au Préboréal (Pédocomplexe Fini Pleniglaciaire-Holocène). Les observations montrent qu'une importante illuviation de l'argile a eu lieu vraisemblablement au début du Bölling (14,5-13 ka ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1992a) avec une première remontée en température et précipitations. Une seconde remontée des précipitations se produit à l'Alleröd. Vink & Sevink (1971) ont bien montré un développement de la gleyification et des tourbières à cette période aux Pays-Bas.

Des loges d'hibernation de vers anéciques, pré-illuviales, sont fréquemment recoupées a posteriori par les traces de gel saisonnier profond, compatibles avec le Dryas récent. Les faciès sableux très glauconifères de la Campine anversoise se révèlent importants pour raccorder les informations pédogénétiques de milieu sableux à celles des faciès loessiques. De Coninck & Herbillon (1969) y ont décrit l'existence d'un Bt biphasé sous le podzol actuel (sables de couverture récents du Dryas récent). 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). Le site de Belloy sur Somme (Fagnart *et al.*, 1988) témoigne de la présence d'un horizon illuvié pré-Alleröd, sous le niveau d'occupation du paléolithique final.

Un argument supplémentaire pour le rôle du relèvement du pH au ZPC pour l'illuviation a été montré dans les Hautes Fagnes belges (Konnersvenn ; Van Vliet-Lanoë, 1987) dans les lithalses, buttes cryogéniques de pergélisol discontinu du Dryas récent étudiées par Pissart *et al.* (1998). Situé près de 600 m d'altitude, ce secteur très acide des Ardennes était sous le vent des loess du Rhin, très calcaires, qui ont pu ré-neutraliser le sol pré-butte grâce à un apport loessique modeste au Dryas ancien (15 ka), et favoriser son illuviation au Bölling (14,5-13 ka). La dégradation de la butte cryogénique au Préboréal a permis grâce à un second saupoudrage loessique du Dryas récent, une seconde illuviation (ferriargilanes laminés) sans traits illuviaux postérieurs, malgré un gel toujours saisonnier.

La seule caractéristique importante qui s'est développée plus tard était un fragipan avec une hydromorphie intense, probablement vers 10,3 ka, le coup de froid marqué du Préboréal.

3.3.3. « Le sol holocène »

Une analyse stratigraphique avec datations montre que les sols de surface s'acidifient avec des précipitations croissantes dès l'Alleröd, bloquant par floculation alumineuse une illuviation tardive (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1992a). Les sols lessivés glossiques dégradés voir planosoliques (selon la nomenclature de M. Jamagne, 1969), témoignent depuis au moins le Préboréal (**figure 5**), d'un approfondissement polyphasé du Bt dérivant de sols plus anciens interstadias ou interglaciaires avec une acidification destructrice analogue à celles des sols dernopodzoliques des Russes.

Donc bien avant le développement de l'agriculture, les sols sur substrat non carbonaté étaient généralement oligotrophes, au moins après le Dryas récent, comme pour les buttes cryogènes des Ardennes. Les épisodes illuviaux temporaires du Préboréal et les plus récents sont soit liés à un saupoudrage encore fonctionnel de loess calcaires soit à un apport colluvial en régions calcaires et donc à un retour temporaire du pH du sol à la « neutralité », au ZPC.

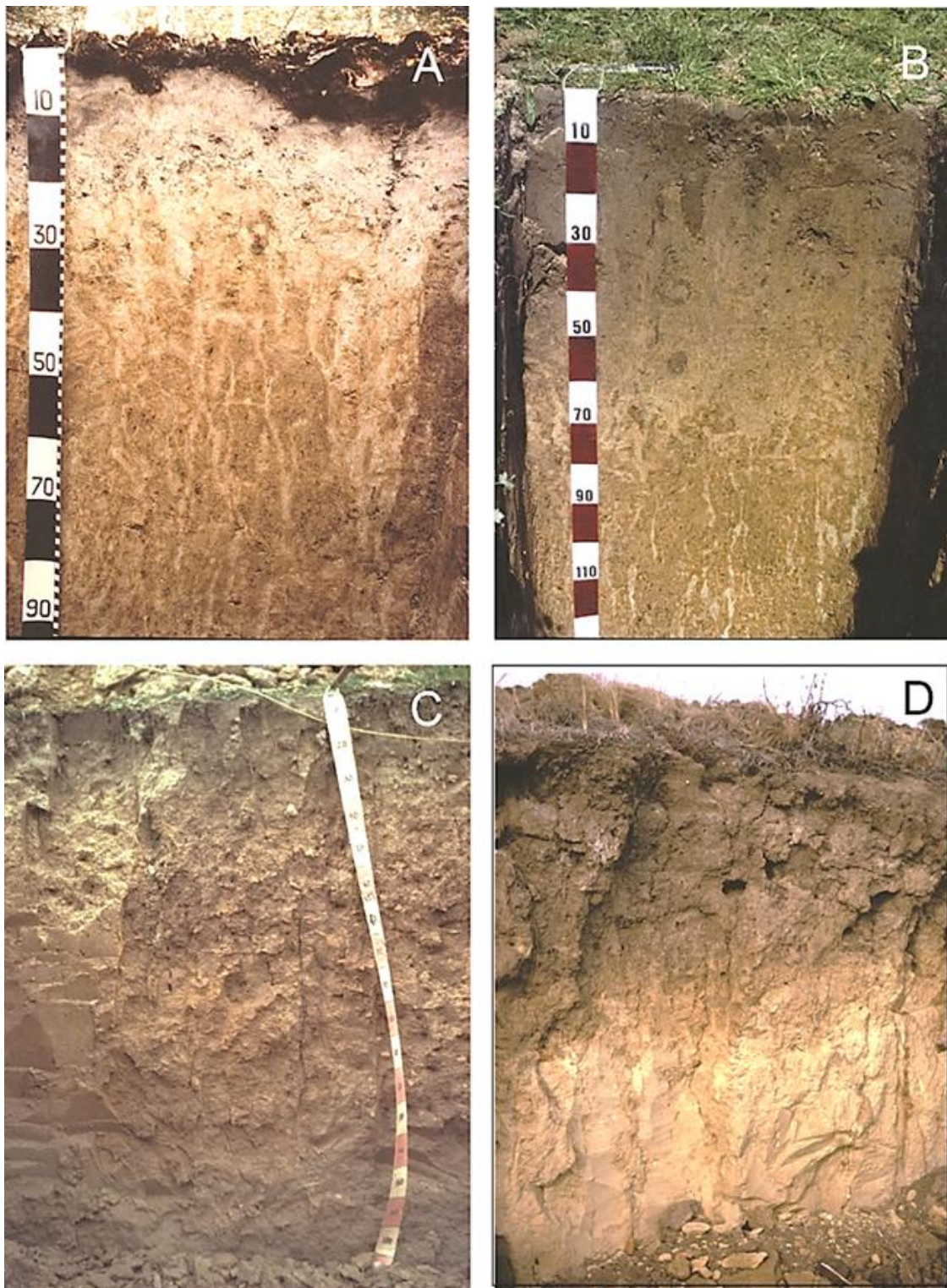


Figure 4. Steppisation du sol holocène, à la suite du défrichement, de l'agriculture et du développement de la prairie, naturelle ou anthropique du Subboréal. A. Sol lessivé glossique non cultivé, Bassin minier nord Français ; B. Sol lessivé glossique transformé par le développement d'une prairie ancienne : Forêt de Soignes (Belgique) ; C. Sol brun lessivé cultivé très bioturbé (Ardenne belges) ; D. Chernozem cultivé (SE de la Pologne).

3.3.4. La transformation anthropique

Vers 5 cal ka, la période du Subboréal (**figures 4 et 5**), le climat s'assèche et se refroidit et les cultivateurs du Néolithique défrichent. La forêt perd du terrain et la strate herbacée au sol se

développe, plus particulièrement à l'est des Vosges et dans les pays d'Europe centrale (Hongrie, Pologne) avec le développement d'un moder voir d'un mull (chernozem ; Velichko & Morozova, 1976 ; Van Vliet-Lanoë, 1987 ; Strouhalová *et al.*, 2020). Cette aridification permet une remontée en pH, via l'activité des lombriciens, actif même en contexte périglaciaire et une illuviation argilo-humique tardive, plus ou moins litée. Une accentuation de l'aridité comme depuis le Petit Âge glaciaire en Europe centrale permet en outre une précipitation secondaire de calcite y compris dans l'ancien horizon Bt.

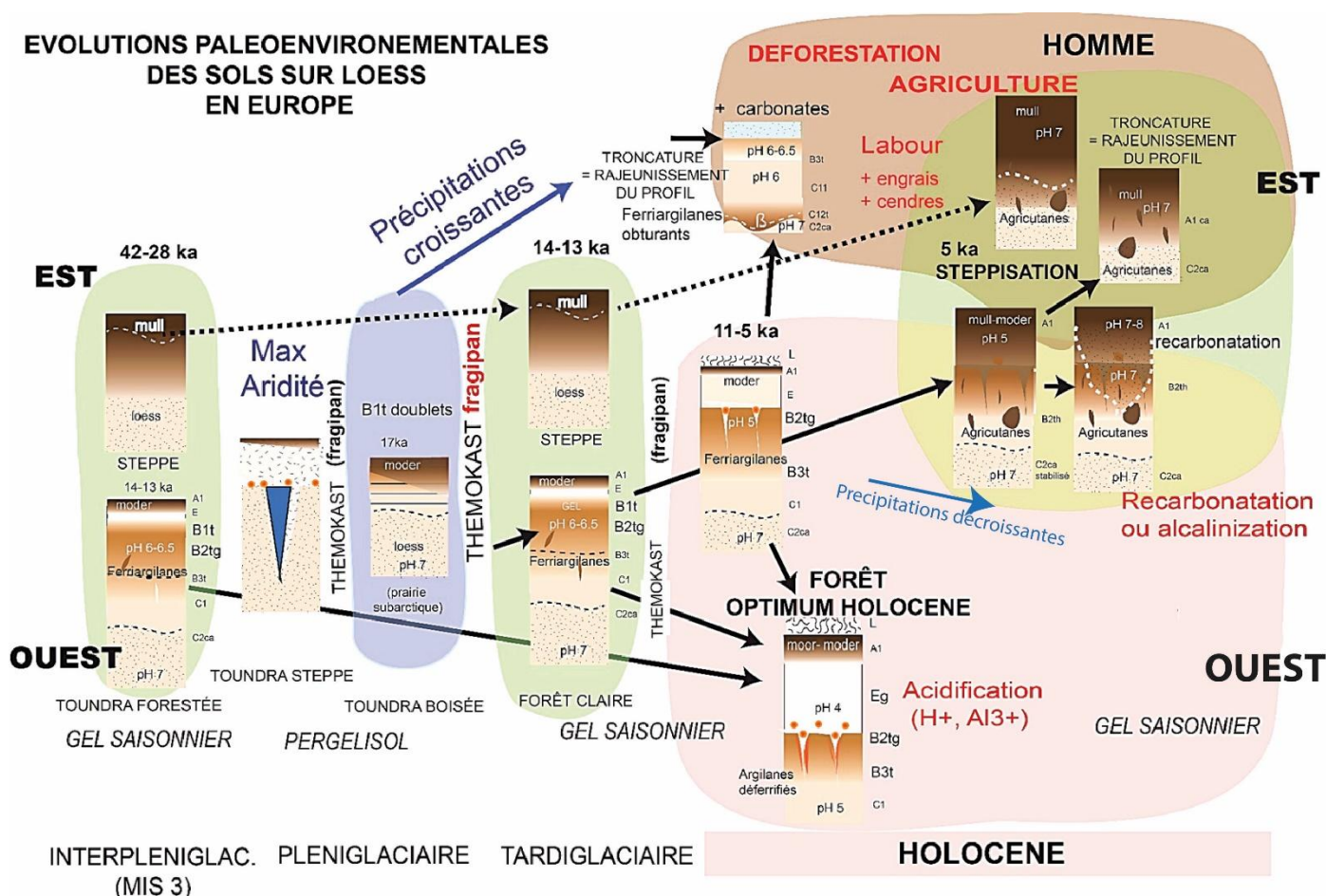


Figure 5. Schéma d'évolution du sol de surface sur loess depuis le Pléniglaciaire moyen en France et plaine loessique orientale selon un transect ouest-est.

Avec le défrichement, l'apport de fertilisants de type fumier ou litière forestière (étrépage) et le brûlis ont amené temporairement les sols cultivés au ZPC, permettant localement une illuviation, généralement massive et grossière du sol, avec cette fois une charge organique importante, les agricutanes. Des chernozem « agricoles » peuvent se développer en Europe centrale (Strouhalová *et al.*, 2020). Un rajeunissement chimique du profil peut aussi être induit par l'érosion agricole ou l'enfouissement sous colluvions.

Depuis la révolution verte (années 1960), le pH du sol cultivé est remonté à un pH voisin de 6,5 avec des engrais chimiques pour raison de fertilité, amenant la surface du sol au ZPC, et donc augmentant sa susceptibilité à l'illuviation (agrocutanes) mais également à la battance et à l'érosion. Cette situation est également accentuée par le labour profond par oxydation de la matière organique).

Dans un contexte agricole sous le vent d'une cimenterie (Harmignies, Belgique), l'illuviation a repris sur un Bt tronqué et cultivé, permettant le développement d'un horizon Béta (β ; Ducloux, 1970), avec une illuviation obturante au contact de la limite de décarbonatation (C2ca). D'autre part, la profondeur de labour récente (30 à 40 cm) dilue et oxyde la matière organique structurante de l'horizon labouré, et de ce fait, accentue la sensibilité à la battance de nos sols (Le Bissonnais, 2016).

D'autre part, la profondeur de labour récente (30 à 40 cm) dilue et oxyde la matière organique structurante de l'horizon labouré, et de ce fait, accentue la sensibilité à la battance de nos sols (Le Bissonnais, 2016).

4. Conclusion

Cette analyse séquentielle au cours du temps de la pédogénèse de nos régions ne peut être exprimée par les taxonomies existantes (World Soil Taxonomy, USDA, Référentiel pédologique français). Le processus d'illuviation dans les sols est un processus ubiquiste à corréliser à une instabilité, d'abord superficielle, de la structure du sol, dans un contexte à forte saisonnalité (dessiccation, gel) et dans une gamme de pH relativement étroite, proche du ZPC. Ce processus affecte les différentes fractions fines du sol (argiles et silts), verticalement ou obliquement. Les revêtements d'argiles fines (ferriargilanes) sont inféodés à une eau capillaire, migrant via la microporosité des agrégats vers les zones les plus sèches du sol (suction).

Le processus d'illuviation correspond à une période précoce et précise de l'évolution du sol, suivant la décarbonatation ou la désaturation : le ZPC. Elle nécessite la percolation d'un flash hydrique : une eau de fonte, ou une pluie battante en contexte aride. Tout excès de cations (Ca^{++} ou Mg^{++} en contexte alcalin ou Al_2O_3 en contexte acide), permet une floculation rapide et bloque le processus de lessivage. Un rajeunissement ou une fertilisation par un apport sédimentaire ou anthropique ou encore une troncature vont permettre un retour très bref du fonctionnement illuvial suivi d'un retour rapide à un statut oligotrophe du sol. Ce phénomène permet également de comprendre la succession des phases illuviales observées au microscope. La plupart des horizons Bt sont cumuliques et souvent polyphasés.

Ces séquences, en plus de l'évolution du climat et du régime de précipitation, permettent de comprendre en fonction des apports loessiques quaternaires, la genèse du pédocomplexe actuel. Dans les régions avec apport sédimentaire restreint, le sol s'acidifie très tôt et l'horizon illuvial n'évolue plus depuis au moins le MIS 3, voir le Dernier Interglaciaire, comme dans le sud-ouest de la France et les marges du Massif central ou des Vosges occidentales et une acido-complexolyse des argiles se superposent au lessivage, notamment dans les glosses du fragipan hérité.

Conflit d'intérêts

Aucun conflit d'intérêts à déclarer.

Évaluation

Les rapporteurs de cet article sont Dominique Schwartz et Christophe Petit.

Responsabilités des évaluateurs externes

Les évaluations des examinateurs externes sont prises en considération de façon sérieuse par les éditeurs et les auteurs dans la préparation des manuscrits pour publication. Toutefois, être nommé comme examinateur n'indique pas nécessairement l'approbation de ce manuscrit. Les éditeurs d'Archéologie, Société, Environnement assument la responsabilité entière de l'acceptation finale et la publication d'un article.

Bibliographie

- Antoine, P., Goval, E., Jamet, G., Coutard, S., Moine, O., Hérissou, D., Auguste, P., Guérin, G., Lacroix, F., Schmidt, E., Robert, V., Debenham, N., Meszner, S. Bahain, J.J., 2014. Les séquences loessiques pléistocène supérieur d'Havrincourt (Pas-de-Calais, France) : stratigraphie, paléoenvironnements, géochronologie et occupations paléolithiques. *Quaternaire*. 25(4), 321-368. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7278>
- Bertran, P., Fabre, L., Franc, O., Limondin-Lozouet, N., Thiébault, S., 1998. Évolution d'un versant au cours de l'Holocène à Vaise (France). *Géographie physique et Quaternaire*, 52(1), 69–90. <https://doi.org/10.7202/004769ar>
- Bichet, V., Buoncristiani, J.F, Ravie, E., 2016. Identification de sédiments du stade isotopique 3 (MIS-3) dans les formations proglaciaires du Haut-Jura, In : Barral Ph., Magny M., Thivet M. (Éds.), *De la reconstitution des paysages à l'histoire des sociétés. 10 000 ans d'archives sédimentaires en zones humides*, InFolio éditions, Gollion, 19-27.
- Bresson, L.M., Cadot, L., 1992. Illuviation and structural crust formation on loamy temperate soils. *Soil Science Society of America Journal*. 56 (5), 1565-1570. <https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600050038x>
- Brunnacker, K., 1959. Bemerkungen zur Parabrannerde. Ergebnisse der Bodenkartierung im Bayern. *Geologisches Jahrbuch* 76, 26-36.
- Buch, M., Zoller, L., 1990. Gliederung und Thermolumineszenz-chronologie der Würm loesse im Raum Regensburg. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 40, 63-84.
- Buurman, P., Jongmans, A.G., Pi-Pujol, M.D, 1998. Clay illuviation and mechanical clay infiltration - Is there a difference? *Quaternary International*. 51 (2), 66-69. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(98\)90225-7](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(98)90225-7)
- Chamberlain, E.G., Gow, A.J., 1978. Effects of freezing and thawing on the permeability and structure of soils. *Engineering Geology*. 13(1-4), 73-92. [https://doi.org/10.1016/0013-7952\(79\)90022-X](https://doi.org/10.1016/0013-7952(79)90022-X)
- Dalrymple, J.B., 1962. Some micromorphological implications of time as a soil-forming factor, illustrated from site in S.E.England. *Zeits. Pflanzenernahrung Dungkung Bodenkunde*. 98(143), 232-239.
- Darboux, F., Algayer, B., 2013. Croûtes de battance, ruissellement, érosion hydrique. Éditions QUAE, Versailles, 263 p.
- 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-Lanoë, B., Lautridou, J.P., Cremaschi, M., 1988. Loess and palaeoenvironment: Some results of a European joint programme of research. *Journal of Quaternary Science*. 3 (2), 147-169. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390030206>
- Ducloux, J., 1970. L'horizon bêta des sols lessivés sur substratum calcaire de la plaine poitevine. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du sol*. 3, 15-25.
- Eimberck-Roux, M., 1977. Les sols lessivés glossiques à pseudogley de l'Argonne méridionale. Caractérisation micromorphologique et minéralogique. *Science du sol*, 2, 81-92.
- Ek, C.M., 1973. La dissolution du carbonate de calcium. Essai de mise au point. *Bulletin de la Société géographique de Liège*. 9, 55-87.
- Fagnard, J.P., 1988. Le gisement de la Plaisance à Belloy-sur-Somme (Somme). *Revue archéologique de Picardie*. NS 7, 89-115. https://www.persee.fr/doc/pica_1272-6117_1988_hos_7_1_1796
- 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. and Yarilova, E.A., 1972. Morphology and genesis of prolonged seasonally frozen soils in Western Siberia. *Geoderma* 7, 1-13. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(72\)90049-3](https://doi.org/10.1016/0016-7061(72)90049-3)
- Fox, D.M, Le Bissonnais, Y., 1998. A process-based analysis of the influence of aggregate stability on surface crusting, infiltration, and interrill erosion. *Soil Science Society of America Journal*. 62 (3), 717–724.
- Frechen, M., Van Vliet-Lanoë, B., Vandenhaute P., 2001. The Upper Pleistocene Loess Record at Harmignies/Belgium – High Resolution Terrestrial Archive of Climate Forcing. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 173(3-4), 175-195.

- Frenot, Y., Van Vliet-Lanoë, B., Gloaguen, J.C., 1995. Particle translocation, and initial soil development on a glacier foreland, Kerguelen Islands, Sub-antarctic. *Arctic and Alpine Research*. 27(2), 107-115.
- Gebhardt, A., Champougny, A., Wuscher, P., 2018. Assèchement et dégradation des sols durant le Subatlantique : vers un niveau repère antique dans le Nord-Est de la France (Lorraine, Alsace)? *Archéosciences*. 42 (2), 77-94. <https://doi.org/10.4000/archeosciences.5954>
- 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., Damblon, F., Gerasimenko, N., Spagna, P., Pirson, S., 2016. The Late Pleistocene loess-palaeosol sequence of Middle Belgium. *Quaternary. International*, 411 (A), 25-43. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.02.012>
- Haesaerts P. & Van Vliet-Lanoë B. 1981 : Phénomènes périglaciaires et sols fossiles observés à Maisière-Canal, Harmignies et à Rocourt, lors des excursions du 21 et 22 septembre 1978. *Biuletyn. Peryglacjalny* 28 : 208-216.
- Haesaerts, P., Van Vliet-Lanoë, B. ., 1973. Evolution d'un pergélisol permafrost dans les limons du dernier Glaciaire à Harmignies (Belgique). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*. 10 (3), 151-164. <https://doi.org/10.3406/quate.1973.1224>
- Hajnos, M., Cieśla, J., 2011. Electrokinetic (Zeta) Potential of Soils., In : Gliński J., Horabik J., Lipiec J. (Éds.) Agrophysics. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht, 264-267. https://doi.org/10.1007/978-90-481-3585-1_5
- Jamagne, M., 1969. *Données sur l'évolution pédogénétique des formations limoneuses en Europe occidentale*. Société géologique de France Paris, Mémoire hors-série, 5, , 37-52.
- Julien, J. L., Tessier, D., 2021. Rôles du pH, de la CEC effective et des cations échangeables sur la stabilité structurale et l'affinité pour l'eau du sol. *Etude Etude et Gestion des Sols*. 28 (1), : 159-179.
- Kosmulski, M., 2006. pH-dependent surface charging and points of zero charge III. Update. *Journal of Colloid and Interface Science*. 298(2), 730-741. <https://doi.org/10.1016/j.jcis.2006.01.003>
- Langohr, R., 1990. The dominant soil types of the Belgian loess belt in the Early Neolithic, In Cahen D., Otte M. (Éds.), *Rubané et Cardial*, ERAUL (39), Liège, 117-124.
- Langohr, R., Sanders, J., 1985. The Belgian loess belt in the last 20000 years. Evolution of soils and relief in the Zoniën Forest. In Boardman J. (Éd.), *Soils and Quaternary Landscape evolution*, John Wiley & Sons, London, 359-371.
- Lautridou, J.P., 1985. *Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie*. Thèse de doctorat d'État, Publication du Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen, 907p.
- Le Bissonnais, Y., 2016. Aggregate Stability and Assessment of Soil Crustability and Erodibility: I. Theory and Methodology. *European Journal of Soil Science*. 67(1), 11-21. https://doi.org/10.1111/ejss.4_12311.
- Legros, J.P., 2007. *Les grands sols du monde*, Presses Polytech. & Univ. Romandes, Lausanne, 574 p.
- Lieberoth, I., 1963. Löss Sedimentation und Bödenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. *Geologie*. 12, 149-187.
- Maire, R., L'équipe Ultima Esperanza, 1999. Les « glaciers de marbre » de Patagonie, Chili. Un karst subpolaire océanique de la zone australe. *Karstologia*. 33, 25-40.
- Miedema, R., Slager, S., Jongmans, A.R. and Pape, T., 1983. .Amount, characteristics and significance of clay illuviation features in Late-Weichselian Meuse Terrace. In: Bullock, P. and Murphy, C. (eds), *Soil Micromorphology*, pp. 519-529. ABA Berkhamsted.
- Muhs, D.R., McGeehin, J. P., Beann, J., Fisher, E., 2004. Holocene loess deposition and soil formation as competing processes, Matanuska Valley, southern Alaska. *Quaternary Research*, 61 (3), 265- – 276. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.02.003>
- Ostroumov, V., Hoover, R., Ostroumova, N., Van Vliet-Lanoë, B., Siegert, Ch., Sorokovikov, V., 2001. Redistribution of soluble components during ice segregation in freezing ground. *Cold Regions Science and Technology*. 32 (2-3), 175-182.

- Paradelo, R., van Oort, F., Chenu, C., 2013. Water-Dispersible Clay in Bare Fallow Soils after 80 Years of Continuous Fertilizer Addition. *Geoderma*. 200-201, 40-44. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.01.014>
- Paulissen, E., Gullentops, F., Vermeersch, P.M., Geurts, M.A., Gilot, E., Van Neer, W., Van Wooren, E., Wagemans, E., 1981. Évolution holocène d'un flanc de vallée sur substrat perméable (Hesbaye sèche, Belgique). *Mémoire de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 31, 23-75.
- Pissart, A., Harris, S.A, Prick, A., Van Vliet-Lanoë, B. 1998 : La signification paléoclimatique des lithalses (Palsas minérales). *Biuletyn Peryglacialny*, 39, 141-174
- Rashad, M., Dultz, S., 2007. Decisive factors of clay dispersion in alluvial soils of the Nile River Delta, - a study on surface charge properties. *Eurasian Journal of Agricultural & Environmental Sciences*. 2 (3), 213-219.
- Quénard, L., Samouëlian, A., Laroche, B., Cornu, S., 2011. Lessivage as a major process of soil formation: A revisitation of existing data, 167-168, 135-147. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.07.031>
- Sakurai, K., Teshima, A., Kyuma, K., 1990. Changes in Zero Point of Charge (ZPC), Specific Surface Area (SSA), and Cation Exchange Capacity (CEC) of kaolinite and montmorillonite, and strongly weathered soils caused by Fe and Al coatings. *Soil Science and Plant Nutrition*. 36 (1), 73-81. <https://doi.org/10.1080/00380768.1990.10415711>
- Sauzet, O., Cammas, C., Barbillon, P., Étienne, M.P., Montagne, D., 2016. Illuviation intensity and land use change: Quantification via micromorphological analysis. *Geoderma*. 266, 46-57. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.11.035>
- Strouhalová, B., Gebhardt, A., Ertlen, D., Šefrna, L., Flašarová, K., Kolařík, P., Schwartz, D., 2020. From Chernozem to Luvisol or from Luvisol to Chernozem? A discussion about the relationships and limits of the two types of soils. A case study of the soil catena of Hrušov, Czechia. *Geografie*, 125 (4), 473-500. <https://doi.org/10.37040/geografie2020125040473>
- Schönhals, E., 1960. Spat- und Nacheiszeitliche Entwicklung-stadien von Boden aus Aeolischen Sedimenten in West Deutschland. *Trans. 7th International Congress of Soil Science*, 4, 283-290.
- Sequaris, J.-M., Lewandowski, H., 2003. Physicochemical characterization of potential colloids from agricultural topsoils. *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects*, 217 (1-3), 93-99. [https://doi.org/10.1016/S0927-7757\(02\)00563-0](https://doi.org/10.1016/S0927-7757(02)00563-0)
- Steinnes, E., & Friedland, A.J., 2005. Lead migration in podzolic soils from Scandinavia and the United States of America. *Canadian Journal of Soil Science*, 85(2), 291-294. <https://doi.org/10.4141/S04-022>
- Sokolov, I.A., 1980. Variety of non-gley hydromorphic soil formation. *Soviet Soil Science*. 10, 41-55.
- Ugolini, F.C., Dawson, H., Zachara, J.M., 1977.: Direct evidence of particles migration in the soil solution of a podzol. *Science*, 188(4317), 603-605. <https://doi.org/10.1126/science.198.4317.603-a>
- Valladas, H., Mercier, N., Escutenaire, C., Kalicki, T., Kozłowski, J., Sobczyk, K., Van Vliet-Lanoë, B., Zieba, A., 2003. The Late Middle Palaeolithic Blade Technologies and the Transition to the Upper Palaeolithic in Southern Poland: TL Dating Contribution. *Eurasian Prehistory*. 1(1), 57-82.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1975. Bijdrage tot het paleopedologie van het Boven Pleistoceen, voornamelijk in het bekken van de Haine. PhD thesis, Rijks Universiteit Gent, 245 p.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1985. Frost effects in soils, In : Boardman J. (Éd.), *Soil and Quaternary Landscape Evolution*, , John. Wiley & Sons, London, 115-156.
- 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 d'État, option Géomorphologie, Université de Paris I-Sorbonne, Paris, 854 p. Editex, Caen, 1988.,
- Van Vliet-Lanoë B., 1991: Late glacial and Holocene pedogenesis: the response to the human activities. *Palaeo-klimatforschung*, Stuttgart, n° Spécial ESF, n°3, 226-240.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1995. : Solifluxion et transferts illuviaux sur les versants périglaciaires lités. État de la question. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*. 1 (2), 85-113. <https://doi.org/10.3406/morfo.1995.860>
- Van Vliet-Lanoë, B., Langohr, R., 1981. Correlation between fragipan and pergélisol 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 Bullock P., Murphy C. (Éds.), *Soil micromorphology*, Berkhamsted, A. B. Academic Publishers, 511-518.
- Van Vliet-Lanoë, B., Fagnart, J.P., Langohr, R., Munaut, A., 1992a. Évolution écopédologique et morphopédologique du sol lessivé de surface dans les loess d'Europe occidentale : argumentation stratigraphique et archéologique. *Science du Sol*. 30(2), 75-93.
- Van Vliet-Lanoë, B., Helluin, M., Pellerin, J., Valadas, B., 1992b. Soil erosion in Western Europe : from the Last Interglacial to the Present. In : Bates M., Boardman J. (Éds.), *Past and Present Erosion*, Oxbow Books, Oxford, 101-114.
- Van Vliet-Lanoë, B., Guillocheau, F., 1995. Évolution de l'enregistrement pédosédimentaire depuis 150 ka en France du NW et en Belgique : biorhexistasie et bilans sédimentaires. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. 320(IIa), 419-426.
- Van Vliet-Lanoë, B., Fox, C., 2018. Frost activity. In : Stoops G., Marcelino V, Mees F., (Éds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*, Second edition. Elsevier, Amsterdam, chapitre 20, 575-604
- Van Vliet-Lanoë, B., Schneider, J.L., Guðmundsson, Á., Guillou, H., Nomade, S., Chazot, G., Liorziou, C., Guégan, S., 2018. Eemian estuarine record forced by glacio-isostasy (southern S Iceland) - link with Greenland and deep-sea records. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 55 (2), 154-171, <https://doi.org/10.1139/cjes-2017-0126>
- Velichko, A.A., & Morozova, T.D., 1976. - Stages of development and palaeogeographical inheritance of the recent soil features in the Central center of the Russian Pplain. *Catena*. 3 (2), 134-146 169-189. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(76\)90008-4](https://doi.org/10.1016/0341-8162(76)90008-4)
- Vink, A., Sevink, L., 1971. - Soils and paleosoils in the Luttersand.. In Van der Hammen T. & Wijnstra T. editors: *The Upper Quaternary of the Dinkel Valley*. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst.*, Nieuw Serie 22, 165-185.
- Walker, T.R., 1976. Diagenetic origin of continental red beds", INin : Falke . H. (tÉed.), 7- The Continental Permian in Central, west West and Southern Europe. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, pp. 240-282.
- Williams, A. J., Pagliai, M., Stoops, G., 2018. Physical and Biological Surface Crusts and Seal. In : Stoops G., Marcelino V., Mees F. (Éds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*, Second edition, 539-574. Elsevier Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63522-8.00019-X>
- Zöller, L., 1995. *Würm- und Rißlöß- Stratigraphie und Thermolumineszenz-Datierung in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten*. Habilitation th. Ruprecht-Karls-Universität (Heidelberg), 224 p.