

Evolution des sols sur les sables d'altération des calcaires gréseux du Lias inférieur dans le sud-est de la Belgique

J. HERBAUTS *

SOMMAIRE

Les sols forestiers développés dans les sables issus de la dissolution des calcaires gréseux du Lias inférieur, dans le sud-est de la Belgique, ont été classés comme sols lessivés ou, plus rarement, comme sols lessivés podzoliques.

En fait, l'auteur a pu mettre en évidence la nature composite du matériau originel : aux éluvions de dissolution autochtones (au sein desquelles se développent des horizons argiliques) se superpose systématiquement une couverture sableuse à composante allogène (loessique), où des indices nets de podzolisation se manifestent.

L'hypothèse génétique qui apparaît comme la plus plausible est celle selon laquelle les profils brunifiés ou podzolisés développés dans les sables à composante loessique constituent l'expression de la pédogenèse forestière holocène, alors que les horizons argiliques que l'on observe à la base des profils, sous la discontinuité lithologique, sont probablement hérités d'une phase évolutive antérieure.

* Université Libre de Bruxelles, Laboratoire de Botanique systématique et d'Ecologie, 28, avenue P.-Héger, B 1050 Bruxelles.

I. — INTRODUCTION.

Les profils de sol développés dans les sables issus de la décarbonatation des calcaires gréseux du Sud-Est belge présentent très généralement une morphologie typique de **sols lessivés** : un horizon sableux éluvial, d'un demi-mètre d'épaisseur, y surmonte un horizon nettement plus argileux et plus ferrifère, se présentant fréquemment sous forme de B en bandes.

De tels profils ne présentent rien d'exceptionnel : ils sont conformes aux descriptions classiques des sols formés aux dépens de matériaux à texture grossière, tels ceux décrits, entre autres, par FOLKS et RIECKEN (1956), WUERMAN *et al.* (1959), KUNDLER (1961), DE CONINCK et LARUELLE (1964), COEN et PAWLUK (1966), DE CONINCK et HERBILLON (1969), ROBIN et DE CONINCK (1975).

On admet généralement que de tels sols lessivés constituent l'expression « climatique » de la pédogénèse sur matériaux sédimentaires meubles et, notamment, les sables et les sables limoneux. Ils sont néanmoins susceptibles de se dégrader facilement par acidification, modification du type d'humus et podzolisation superficielle. Ils donnent alors naissance à des sols lessivés podzoliques, puis des sols podzoliques, voire même de véritables podzols secondaires (DUCHAUFOR, 1976). Dans une telle séquence, la podzolisation qui prend progressivement de l'ampleur dans les horizons superficiels des sols lessivés est considérée comme un phénomène de dégradation provoqué par l'accentuation du lessivage. Il s'agit d'une podzolisation que DUCHAUFOR a qualifié d'« indirecte », dans la mesure où un appauvrissement en éléments fins et en fer des horizons de surface constitue, semble-t-il, un préalable nécessaire au développement d'horizons spodiques au sommet de l'horizon éluvial. Selon ce schéma évolutif, **les processus de lessivage et de podzolisation sont donc génétiquement et chronologiquement liés.**

Une telle podzolisation indirecte a souvent été attribuée à une transformation néfaste du couvert forestier, d'origine anthropique.

Bon nombre de profils lessivés des forêts du Sud-Est belge sont également pourvus d'indices morphologiques de podzolisation superficielle, en sorte que les pédologues et les forestiers qui ont travaillé dans cette région se sont conformés à ce schéma traditionnel : ils ont classé et cartographié la majorité des sols développés dans les sables d'altération des calcaires gréseux, soit comme sols lessivés, soit comme sols lessivés podzoliques, soit encore comme sols podzoliques, selon le développement respectif des horizons argiliques et spodiques (HALLET, 1959 ; SOUGNEZ, 1967 ; STEFFENS, 1960, 1970 et 1971 ; MARECHAL et TAVERNIER, 1974).

Toutefois, les observations de terrain que nous avons effectuées dans la même région ont mis en évidence l'absence d'horizons illuviaux à la base de certains profils développés pourtant dans un contexte topographique, dans des conditions stationnelles et dans des matériaux très comparables à ceux où s'observent des sols lessivés typiques.

Cette absence d'horizons argiliques est difficilement justifiable d'un point de vue pédogénétique : en effet, si, comme on l'admet généralement, les sols lessivés constituent l'aboutissement de la pédogénèse normale sur ces matériaux sédimentaires meubles, l'extension spatiale de ces sols lessivés devrait être tout à fait générale. Or, dans le Sud-Est de la Belgique, il n'en est rien. Dès lors, devant les difficultés soulevées par l'interprétation évolutive classique de ces sols forestiers, nous avons tenté de répondre aux quatre questions suivantes :

1. Quelles sont la nature exacte et l'origine des matériaux soumis à la pédogénèse ?

2. Quels sont les caractères évolutifs qui s'expriment dans ces matériaux composites et particulièrement dans la tranche supérieure des profils ?

3. Quelles sont les conditions stationnelles qui s'avèrent déterminantes dans l'orientation pédogénétique dont les couches superficielles du sol sont encore actuellement le siège ?

4. Quelle est la part qui revient à des processus évolutifs actuels (ou, plus exactement, holocènes) et celle qui peut être attribuée à des pédogénèses plus anciennes ?

II. — CADRE DE L'ETUDE.

2.1. CONTEXTE REGIONAL :

Les sols étudiés sont localisés dans le secteur calcaro-gréseux du Sud-Est de la Belgique, situé sur la bordure nord-orientale des terrains sédimentaires du Bassin parisien, entre les socles paléozoïques des Ardennes et du Massif schisteux rhénan (« Golfe du Luxembourg »).

Les assises calcarifères du Lias inférieur (Sinémurien au nord, Lotharingien au sud) et les faciès siliceux qui leur sont apparentés, y affleurent en une large bande orientée d'ouest en est (fig. 1). Elles composent l'ossature d'une cuesta qui est

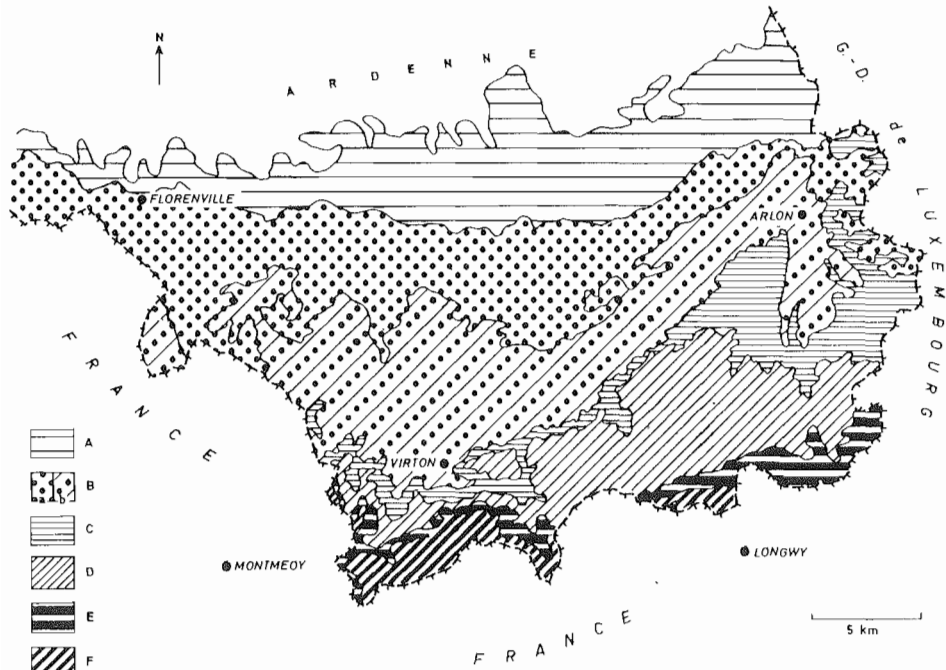


FIGURE I. — Croquis de situation et cadre phytopédologique régional.

A : chênaies-charmaies, sols bruns et bruns lessivés marmorisés sur marnes triasiques ; B : hêtraies-chênaies acidophytes, sols bruns acides à podzoliques sur sables d'altération des grès calcaires infra-liasiques (a = Sinémurien, b = Lotharingien) ; C : chênaies-charmaies, sols bruns et bruns lessivés marmorisés, sur marnes carixiennes ; D : hêtraies-chênaies mésophytes, sols bruns et bruns lessivés sur grès argileux domériens ; E : chênaies-charmaies neutrophytes, sols bruns eutrophes marmorisés sur marnes toarciennes ; F : hêtraies mélangées calcicoles, sols bruns calciques et rendzines brunifiées sur calcaires bajociens et hêtraies mélangées mésophytes sur loess et terra fusca.

(D'après VAN SEVEREN et HERBAUTS, 1977).

Geographical localisation of the study area, with soil and forest environmental background

soulignée dans le paysage, de la frontière française à la frontière grand-ducale, par une succession quasi ininterrompue de grands massifs forestiers couvrant, entre 300 et 400 mètres d'altitude, une superficie de quelque 30.000 hectares. Les peuplements de feuillus, à base de hêtres et de chênes, y dominent largement : ils représentent 70 % de la superficie boisée.

Les précipitations y sont voisines de 1.100 mm et la température annuelle moyenne oscille autour de 8 °C.

2.2. CARACTERISTIQUES STATIONNELLES ET PEDOLOGIQUES GENERALES :

La roche-mère géologique est un calcaire gréseux, ou, plus exactement, une roche sédimentaire mixte, constituée par l'alternance, en proportions plus ou moins égales, de bancs calcaro-gréseux indurés, de quelques décimètres d'épaisseur, et de couches sableuses meubles, calcarifères, de même puissance. Ces **calcaires gréseux** sont constitués de grains de quartz cimentés par de la calcite. Sur lames pétrographiques, on observe en outre quelques feldspaths potassiques (orthose) et des grains de chert (micro-quartz) ; ni micas, ni plagioclases n'y sont par contre décelables. Des oolithes et des débris de fossiles sont également englobés dans la matrice carbonatée.

Les teneurs en carbonates sont habituellement comprises entre 50 et 80 % dans les calcaires gréseux, entre 10 et 30 % dans les sables intercalaires.

Par dissolution, les calcaires gréseux du Sinémurien (« Calcaires sableux de Florenville ») et du Lotharingien (« Grès d'Orval » et « Grès de Virton »), libèrent donc un important résidu siliceux. Cet insoluble est essentiellement sableux : la classe granulométrique dominante est celle comprise entre 100 et 200 µm (fig. II). La fraction fine (inférieure à 50 µm : limons et argiles) est largement minoritaire et ne dépasse que rarement 5 % (et même souvent 2 %) de la fraction détritique, ce qui

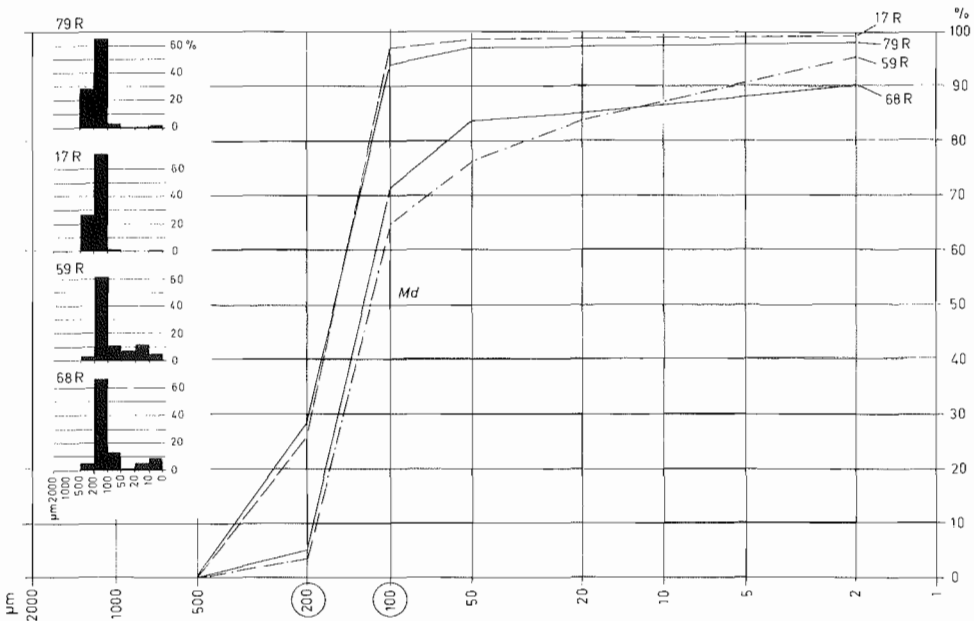


FIGURE II. — Composition granulométrique (courbes cumulatives) du résidu insoluble à HCL 1/5 v/v de quatre échantillons de calcaires gréseux du Lias inférieur (79R : Sinémurien, 17R : Lotharingien inférieur, 59R et 68R : Lotharingien supérieur).

Cumulative curves of the insoluble residue of four limy sandstones samples.

équivalent à moins de 2 % de la roche carbonatée. Les calcaires gréseux du Lotharingien supérieur (« Grès de Virton ») sont cependant, en règle générale, plus riches en éléments fins (10 à 15 %) et en fer (1,5 % de Fe_2O_3) que ceux des autres assises (en général, moins de 1 % de Fe_2O_3). Ceci n'est pas sans incidence sur le développement des sols formés au départ de ces matériaux respectifs ou de leurs formations de remaniement (voir § VII).

La dissolution de ces roches calcaro-gréseuses a donc donné naissance à des **éluvions de texture sableuse** (plus rarement argilo-sableuse), homologues des argiles de décarbonatation formées sur calcaires francs. La puissance de ces éluvions est souvent importante et peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Sur les plateaux, un épais manteau sableux recouvre les calcaires gréseux qui, en conséquence, n'apparaissent jamais à l'affleurement ; même sur les versants, la roche-mère en place ou gélifractée et remaniée est enfouie sous des colluvions sableuses à charge calcaro-gréseuse faible ou nulle.

La désaturation de ces matériaux est rapide, si bien que la quasi-totalité des profils forestiers sont décalcifiés et acides (pH voisin de 5) sur une grande profondeur (pratiquement jusqu'à quelques décimètres au-dessus du front de décarbonatation). Les humus qui s'y développent sont essentiellement des moders, associés à des formes de transition, soit vers les mors, soit vers les mulls oligotrophes (mulls sableux, peu structurés et acides, mais à économie azotée plus favorable : HERBAUTS, 1980).

Les types forestiers les plus répandus sur la côte du Lias inférieur sont en conséquence des forêts à net caractère acidophytique, au sein desquelles domine la flore du moder (**Luzulo-Fagetum**) (SOUGNEZ, 1967 ; TANGHE, 1967 ; COUTEAUX, 1969). Il existe néanmoins — et toujours sur des substrats sableux — des associations stationnelles plus mésophiles, à flore du mull mésotrophe (**Melico-Fagetum**).

III. — METHODES ANALYTIQUES.

Les techniques conventionnelles suivantes ont été appliquées aux échantillons de sol séchés à l'air et tamisés soit à 2 mm, soit à 0,4 mm après broyage complémentaire :

— **Granulométrie** : méthode de la pipette (ROBINSON), après prétraitement H_2O_2 et dispersion à l'hexamétophosphate de Na (concentration finale : 0,2 g/l) ; les argiles fines ($< 0,2 \mu\text{m}$) sont déterminées par centrifugation selon le protocole décrit par Mc KEAGUE (1977). Les échantillons qui ont subi un fractionnement granulométrique complet (courbes cumulatives) ont en outre été prétraités par un tampon oxalique dans le but d'éliminer les amorphes.

— **Analyses chimiques** : pH-eau et pH-KCl (sur pâte « saturée » sol/eau ou sol /KCl N), cations échangeables (extraction par $\text{CH}_3\text{COONH}_4$ N à pH 7), C.E.C. à pH 7, Al^{3+} échangeable (extraction par KCl N), azote total (semi-micro KJELDAHL), carbone organique (combustion sèche au Carmograph 12 Wösthoff), fer et aluminium (formes « amorphes » : extractibles à l'oxalate acide d'ammonium ; formes « libres » : extractibles au réactif combiné de DUCHAUFOUR et SOUCHIER (1966) ; formes « organo-complexées » : extractibles au pyrophosphate de sodium à pH 10 (BASCOMB, 1968) ou à la soude 0,1N tamponnée à pH 9,7 (BRUCKERT, 1979). Sur les extraits alcalins obtenus par le pyrophosphate ou la soude à pH 9,7, on dose également le carbone extractible, y compris le carbone des acides humiques et des acides fulviques, après acidification des extraits à pH 1.

— **Déterminations minéralogiques** : par diffraction-X sur les fractions granulométriques argileuses ($< 2 \mu\text{m}$ et $< 0,2 \mu\text{m}$) et limoneuse (2-20 μm), après séparation sédimentométrique ; l'identification diffractométrique a été réalisée sur des échantillons préalablement déferrifiés (réactif de MEHRA et JACKSON) et orientés sur lamelles de verre et séchés à l'air ; saturations Mg^{++} , K^+ , Na^+ et Li^+ , hydratation à l'éthylène-glycol (vapeurs) ou au glycérol (liquide) et chauffages à diverses températures

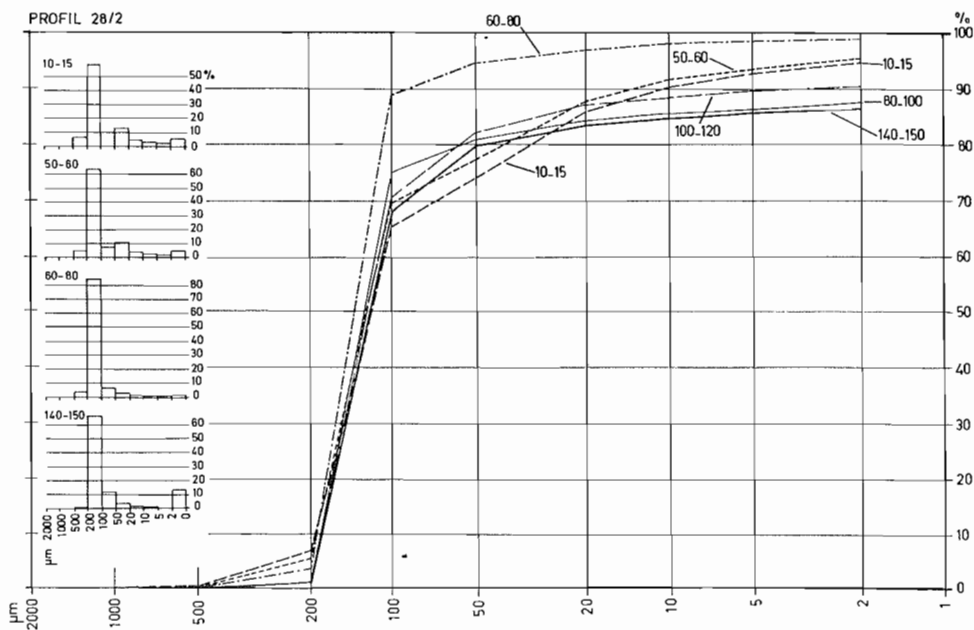
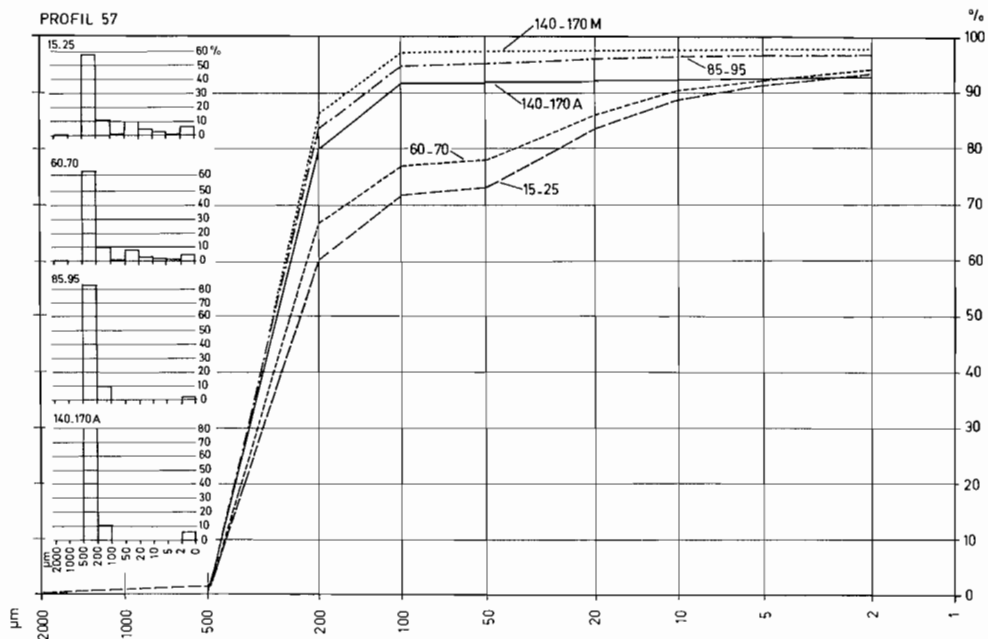


FIGURE III. — Composition granulométrique des profils 57 et 28/2. Courbes cumulatives

· Cumulative curves of profiles 57 and 28/2

(200 °C, 250 °C, 450 °C et 550 °C) ; traitements désaluminisants au citrate de sodium (TAMURA) et au fluorure d'ammonium (RICH et OBENSHAIM, 1955) ; traitement HCl. Les protocoles utilisés sont conformes à ceux préconisés par ROBERT et TESSIER (1974).

— **Micromorphologie** : la fabrication des lames minces a été effectuée à l'Institut de Géologie de l'Université de Gand, à partir d'échantillons de sol fixés avec le polymère Vestopal.

IV. — PROFILS TYPES.

Quatre profils représentatifs des principaux types de sols formés sur matériaux sableux ont été sélectionnés à titre d'exemple : un sol brun acide à mull, deux sols bruns ocreux à moder (ils seraient diagnostiqués plus classiquement comme sols lessivés acides) et un sol ocre podzolique à moder (ou sol lessivé podzolique).

Une courte description ainsi que leurs principales caractéristiques analytiques sont données en annexe.

V. — NATURE ET ORIGINE DES MATERIAUX SOUMIS A LA PEDOGENESE.

A priori, on pourrait considérer que les sables d'altération des calcaires gréseux constituent le matériau originel au départ duquel se sont formés les différents profils de sols que l'on peut observer actuellement : le manteau sableux qui recouvre les calcaires gréseux est, à première vue, fort homogène sur toute son épaisseur. Cette uniformité n'est toutefois qu'apparente comme le mettent en évidence des déterminations texturales et minéralogiques.

5.1. CRITERES TEXTURAUX :

Toutes les déterminations granulométriques effectuées dans les couches sableuses qui, en position de plateau, recouvrent les assises calcaro-gréseuses, ont permis de déceler **systématiquement** une **discontinuité texturale**. Celle-ci se manifeste principalement au niveau de la fraction limoneuse et, dans bien des cas, simultanément au niveau des fractions sableuses (fig. III).

Dans tous les profils inventoriés se différencient de la sorte deux matériaux superposés : en surface, une couche sableuse ou limono-sableuse de 60 à 80 cm d'épaisseur, diversement contaminée par des apports allogènes (essentiellement loessiques) ; en dessous, un résidu sableux ou argilo-sableux de décarbonatation, autochtone, non remanié, et reposant à une profondeur variable (parfois plusieurs mètres) sur la roche calcaro-gréseuse en place. Ajoutons que la coupure texturale entre le matériau de surface et l'éluvion de dissolution sous-jacente est très fréquemment soulignée par la présence dans les sables de couverture d'une charge graveleuse allogène, principalement constituée de grès ferrugineux ou siliceux*. Lorsque ceux-ci ne sont pas décelables sur le terrain, ils apparaissent néanmoins dans les fractions sableuses grossières en micromorphologie. En outre, la couche limono-sableuse de surface se distingue fréquemment des matériaux sableux ou argilo-sableux sous-jacents par sa relative homogénéité de couleur et de texture, particulièrement lorsqu'elle recouvre des éluvions constituées par la succession de bandes argilo-sableuses foncées dans une matrice sableuse claire.

Jamais nous n'avons rencontré de profil développé dans un matériau strictement autochtone.

* Il s'agit du produit d'érosion et de remaniement de cuirasses ferrugineuses (cuirasses alluviales et cuirasses de glaciais) formées dans la région au Pliocène (Souchez-Lemmens; 1971).

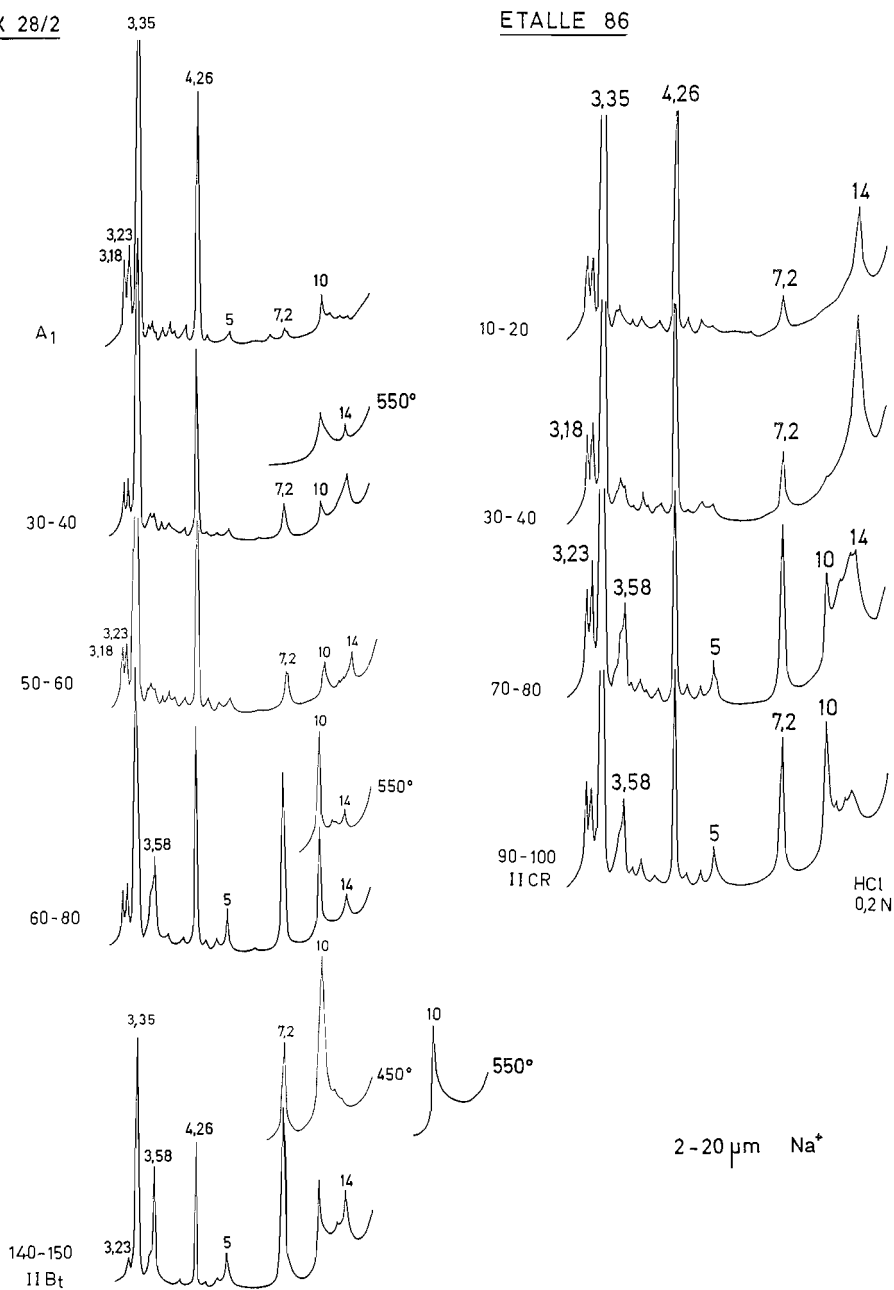


FIGURE IV. — Diffractogrammes-X de la fraction limoneuse (2-20 μm) extraite de deux profils développés dans les sables d'altération des calcaires gréseux du Lias inférieur, l'un en position topographique de plateau (28/2), l'autre dans un recouvrement colluvial de versant (86).

La contamination loessique est traduite par la réflexion 3,18 Å des feldspaths plagioclases (la réflexion à 3,23 Å est celle des feldspaths K, ubiquistes) et par la réflexion à 14 Å d'une chlorite, stable au chauffage; elle se manifeste dans les 80 cm supérieurs du profil de plateau, alors que le profil du versant est entièrement mêlé de loess jusque dans la colluvion calcaro-gréseuse de base.

Echantillons déferrifiés (citrate-dithionite), saturé Na^+ , éventuellement chauffés à 450° ou 550°C. Les carbonates ont été éliminés de l'échantillon prélevé à la base du profil colluvial par un traitement à l'HCl 0,2 N.

Smoothed X-ray diffraction patterns of the 2-20 μm fraction of two profiles developed respectively in sandy table-land eluvium (left) and slope colluvium (right).

5.2. CRITERES MINERALOGIQUES :

A cette discontinuité texturale se superpose une **coupe minéralogique** souvent nette. Elle peut être caractérisée par quatre traits majeurs :

1. La présence de feldspaths plagioclases dans la fraction limoneuse fine (2 à 20 μm) des sables de couverture et leur complète absence des fractions limoneuses extraites de l'insoluble des roches-mères et des éluviions de dissolution qui en dérivent (fig. IV). Ces plagioclases résultent manifestement d'une contamination loessique comme en témoignent des déterminations comparatives effectuées dans des profils voisins, développés dans des placages de loess quasi purs. A l'opposé, les feldspaths-K sont ubiquistes.

2. Un apport modéré, dans ces mêmes sables de couverture, de chlorite, observable dans la fraction 20-50 μm montée sur lame pétrographique, ainsi que dans les fractions 2-20 μm et $< 2 \mu\text{m}$ observées en diffraction-X (fig. IV).

3. La présence d'amphiboles (hornblende verte) et d'épidote dans la fraction limoneuse grossière (20 à 50 μm) des sables de couverture et leur absence du cortège des minéraux lourds extraits des éluviions de décarbonatation et de l'insoluble des roches-mères sous-jacentes, ce qui confirme les observations préliminaires effectuées sur les loess du Sud-Est belge par BOURGUIGNON et DELECOUR (1955).

4. La grande richesse en fer libre que recèlent les fractions granulométriques limoneuses des éluviions de dissolution, comparée à la faible proportion qu'en contiennent ces mêmes fractions granulométriques dans les sables limoneux de couverture (plus de 10 % de fer extractible au citrate-dithionite dans les premières, contre moins de 5 % dans les secondes).

La filiation génétique entre la roche-mère calcaro-gréseuse et l'éluviion de dissolution autochtone qui la surmonte est évidente (elle peut d'ailleurs être prouvée par des critères texturaux et minéralogiques). Par contre, l'origine précise des sables limoneux de couverture est plus difficile à déterminer. Il est clair cependant qu'ils résultent de l'amalgame des sables issus de la dissolution des calcaires gréseux et d'un apport loessique plus ou moins important. Il est donc raisonnable de penser que leur mise en place s'est effectuée en conditions périglaciaires.

Quelle que soit son origine exacte et quel que soit l'âge de sa mise en place, par sa composition géochimique et texturale, cette couche sableuse de surface va jouer un rôle de premier plan dans l'orientation de la pédogénèse holocène.

VI. — CARACTERISATION PEDOGENETIQUE.

La plupart des profils développés dans les sables et sables limoneux qui couvrent les calcaires gréseux de la cuesta du Lias inférieur présentent, nous l'avons signalé, une morphologie de sols lessivés. La présence, en profondeur, d'horizons argileux illuviaux constitue traditionnellement un argument majeur pour justifier un développement de profil lessivé de type A₁A₂B₁C. Tel pourrait être le cas ici si, outre la présence d'une discontinuité qui doit inciter à la prudence dans l'interprétation pédogénétique, on n'observait dans ces profils divers caractères qui sont manifestement en désaccord avec un tel diagnostic :

1. La distribution verticale des argiles grossières et des argiles fines ($< 0,2 \mu\text{m}$) n'est pas conforme à ce que l'on pourrait attendre de sols lessivés typiques, puisqu'il y a souvent plus de particules fines au sommet du « A₂ » qu'à sa base.

2. Dans la majorité de ces « A₂ », la distribution verticale de l'aluminium libre s'apparente clairement à celle que l'on observe dans les sols brunifiés à tendance podzolique (sols bruns ocreux : DUCHAUFOR et SOUCHIER, 1965 et 1968) et la

répartition de l'aluminium libre y est en tout cas indépendante de celle de la fraction argileuse. Or, une des caractéristiques des sols lessivés est de présenter une migration des argiles accompagnée d'une migration simultanée et « passive » du fer et de l'aluminium (BLUME et SCHWERTMANN, 1969).

3. Il y a contradiction entre le développement de certains de ces horizons illuviaux (plusieurs mètres d'épaisseur) et la puissance du « A₂ » sus-jacent (50 à 70 cm d'épaisseur maximum).

Par ailleurs, les horizons présumés éluviaux coïncident très exactement avec les sables limoneux de couverture, alors que les horizons plus argileux situés à la base des profils sont, en règle générale, situés sous la discontinuité. Rappelons aussi que ces horizons argiliques peuvent parfois faire complètement défaut.

Si, d'un point de vue morphologique, la plupart de ces profils sont bien des sols lessivés, on est donc néanmoins en droit de se demander s'il y a ou non un lien génétique entre les deux couches superposées, **dans la disposition qu'elles occupent actuellement**. En d'autres termes, de tels profils correspondent-ils réellement à des sols lessivés, ou bien n'en présentent-ils que les apparences ?

TABLEAU 1. — Teneurs moyennes en argiles et en fer libre (extractible à l'oxalate-dithionite) et rapports argiles fines (AF < 0,2 µm)/argiles totales (AT < 2 µm) de sables de décarbonatation illuviés (éluvions à texture contrastée) ou non illuviés (éluvions à texture homogène), comparés aux teneurs moyennes en argiles et aux rapports AF/AT mesurés sur les insolubles à HCl des calcaires gréseux sous-jacents. A droite, composition minéralogique simplifiée (minéraux 2/1, à l'exclusion de la kaolinite, omniprésente) des fractions argileuses des différents éluvions (14 Sm = smectites ; 14 V = vermiculites).

Total clay content, fine clay of total clay ratio (AF/AT) and free-iron content of sandy eluvium, with or without clay accumulation, compared with total clay content and AF/AT ratio of the insoluble residue of limy sandstones. The simplified mineralogical composition of the clay-size fractions is also given (right).

| | | <2 µm % | AF/AT % | Fe _{od} % | INSOLUBLE roche-mère | | Minéraux argileux | | |
|-------------------------------------|-------------|------------|------------|-----------------------|-------------------------|------------|-------------------|--------------|------|
| | | | | | <2 µm % | AF/AT % | <2 µm | <0,2 µm | |
| ELUVIONS à TEXTURE HOMOGENE | | 6,1 | 34,7 | 1,75 | 2,1 | 32,8 | 14 Sm | 14 Sm | |
| ELUVIONS à TEXTURE CONTRASTEE | B massifs | 13,6 | 37,9 | 2,30 | 1,3 | 30,0 | 14 Sm + 14 V | 14 V | |
| | B en bandes | A | 9,2 | 50,1 | 1,40 | - | - | 14 Sm + 14 V | 14 V |
| | | M | 1,8 | 40,7 | 0,37 | - | - | | |

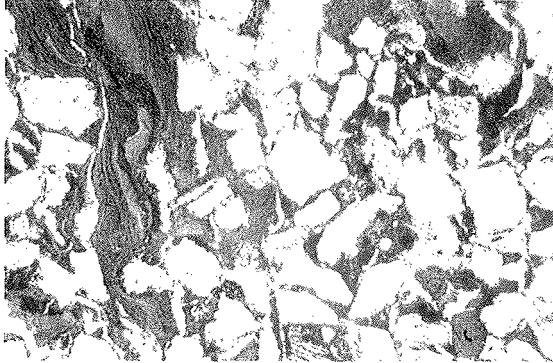


FIGURE V. — *Ferri-argillanes d'illuviation dans un horizon B, développé dans une éluvion sableuse de dissolution des calcaires gréseux du Lotharingien inférieur*

Ferri-argillans in a B₁ horizon developed in a sandy eluvium

6.1. LES HORIZONS ARGILO-SABLEUX DE PROFONDEUR :

Ces horizons se présentent soit sous forme d'horizons argilo-sableux compacts, massifs, épais de plusieurs dizaines de centimètres et souvent un peu rubéfiés (5 YR 4/6), soit, plus fréquemment, sous forme de bandes argilo-sableuses brunes et cohérentes, de quelques centimètres d'épaisseur, interstratifiées dans une matrice purement sableuse, de couleur claire. Ils sont riches en fraction $< 2 \mu\text{m}$ (de 7 à 15 %) et en fer libre (de 1 à 3 %).

De tels horizons sont bien d'origine illuviale : des critères texturaux, micromorphologiques et minéralogiques le prouvent.

6.1.1. Critères texturaux :

La proportion des argiles fines ($< 0,2 \mu\text{m}$) par rapport aux argiles totales ($< 2 \mu\text{m}$) est systématiquement plus élevée dans les bandes texturales argilo-sableuses que dans les matrices sableuses intercalaires (tableau 1). Or, on sait que ce rapport AF/AT est un bon indice d'illuviation argileuse (McKEAGUE et SAINT-ARNAUD, 1969 ; Soil Taxonomy, 1975). En outre, ce même rapport AF/AT est presque toujours supérieur à celui mesuré sur le résidu insoluble des calcaires gréseux sous-jacents. Il y a, de toute façon, dans ces horizons, de 6 à 20 fois plus d'argiles totales qu'il n'y en a, en moyenne, dans les insolubles des roches-mères.

6.1.1. Critères micromorphologiques :

La réalisation de lames minces dans les éluvions sableuses ou argilo-sableuses situées à la base de quatorze profils a permis de mettre en évidence :

1° La présence constante de dépôts d'argiles ferrifères orientées (ferriargillanes : fig. V) dans les horizons sableux enrichis en argile ;

2° L'absence de ces mêmes revêtements (ou alors leur présence très limitée et très localisée) dans les éluvions ne présentant pas de redistribution de la phase argileuse.

6.1.3. Critères minéralogiques :

La composition minéralogique de la fraction argileuse de ces horizons illuviaux permet d'établir qu'un apport de minéraux argileux non autochtones participe à leur

formation : en effet, on retrouve dans ces horizons argiliques, à côté de minéraux gonflants (smectites) communs à toutes les éluvions, une composante stable à 14 Å en saturation magnésienne et en atmosphère d'EG, se fermant à 10 Å en saturation potassique, après chauffage à 250 °C. Cette composante vermiculitique — qui est même exclusive dans la fraction < 0,2 µm — est inexistante dans les sables non illuviés (tableau 1).

La composition minéralogique de ces derniers est en fait très voisine de celle des roches-mères : smectite, illite et kaolinite sont les constituants essentiels de la fraction < 2 µm. Les vermiculites proviennent donc d'un apport extérieur : elles sont, en l'occurrence, originaires de la composante loessique des sables de couverture qui surmontent les éluvions de dissolution. Cette interprétation rejoint celle de MORAND (1966) et de ROBIN et DE CONINCK (1975), qui ont attribué une origine mixte aux horizons ferro-argilliques développés, dans la région parisienne, sur les calcaires de l'Aquitainien, à la base des sables « soufflés » pléistocènes. Elle rejoint aussi les observations de LEGROS (1976) et de CURMI (1979) qui, dans les arènes granitiques, ont mis en évidence l'enrichissement d'origine illuviale, en vermiculite, vermiculite-Al et interstratifiés 10-14V de la phase argileuse des raies texturales par rapport à l'arène.

Sur base de ces critères minéralogiques, on ne peut donc nier qu'il y a un lien entre la contamination loessique qui a affecté les couches supérieures des éluvions sableuses de dissolution et la formation des horizons argilo-sableux qui se sont développés au sein des éluvions autochtones. Toutefois, nous ne pensons pas que la présence d'argiles illuviées, en provenance des loess, constitue pour autant un argument suffisant pour affirmer que les couches superficielles limono-sableuses, **dans la disposition qu'elles présentent actuellement** sont à l'origine des horizons texturaux qu'elles surmontent, et ceci pour deux raisons majeures :

1. Si tel était le cas, tous les profils à deux couches (c'est-à-dire tous les profils présentant en surface une couche sableuse à composante loessique), tous ces profils devraient présenter à leur base des horizons illuviaux. Il n'en est rien et il existe, comme indiqué précédemment, des profils non illuviés.

2. Il y a, rappelons-le, une disproportion fréquente entre l'épaisseur du présumé A₂ et le développement des horizons illuviaux sous-jacents.

Il nous semble donc plus vraisemblable d'admettre que la formation des horizons illuviaux est, au moins en grande partie, sinon antérieure à la mise en place des sables de couverture, tout au moins antérieure au dernier remaniement périglaciaire de ces formations superficielles.

Il est apparu par ailleurs que la couche sableuse à composante loessique qui recouvre en discontinuité les éluvions de dissolution présente une orientation pédogénétique qui lui est propre et qui n'est pas liée à un processus d'illuviation. En effet, il est possible de montrer, par une série de critères chimiques et minéralogiques, que **les processus pédogénétiques qui sont décelables actuellement dans les sables de couverture sont en fait des processus de brunification ou de podzolisation plus ou moins accentuée**. La brunification et la podzolisation, lorsque celle-ci reste modérée, ne sont pas exprimées sur le plan morphologique (pas de redistribution du fer libre), en sorte que ces deux processus évolutifs passent généralement inaperçus (sauf, bien entendu, dans les stades de développement les plus extrêmes, c'est-à-dire dans les sols franchement podzolisés ; ces derniers constituent cependant l'exception). A défaut d'analyses appropriées, il n'est donc pas étonnant que ces sols aient été diagnostiqués comme sols lessivés, l'accent ayant été mis sur le caractère morphologique le plus évident, à savoir les horizons argiliques (STEFFENS, 1971).

6.2. CARACTERISATION PEDOGENETIQUE DU RECOUVREMENT SABLEUX A COMPOSANTE LOESSIQUE.

Rappelons que les sables de couverture reposent en discontinuité sur les éluvions sableuses ou argilo-sableuses de dissolution et qu'ils s'en distinguent texturalement

par une augmentation plus ou moins sensible de la teneur en limons (de 8 à 20 %). Les argiles, dont les teneurs oscillent entre 2 et 10 %, sont soit distribuées régulièrement, soit selon un gradient décroissant vers le bas. Il faut souligner que la teneur en argile de ces matériaux allogènes est parfois aussi élevée que celle des horizons illuviaux du matériau II sous-jacent, ce qui est aussi en contradiction, dans l'hypothèse de sols lessivés, avec le caractère « éluvial » de ces horizons de surface.

Les sables à composante loessique sont toujours acides ; on y observe fréquemment, entre 20 et 40 cm de profondeur, un horizon de couleur plus vive et à structure particulaire meuble et très aérée (horizon « ocreux » à structure « fluffy »), contrastant avec la structure particulaire plus massive des horizons sous-jacents. Des mesures de densités apparentes confirment ces observations morphologiques (d.a. voisines de 1,25 g/cm³ dans les horizons ocreux, voisines de 1,4 à la base de la couche limono-sableuse ; les différences sont significatives).

6.2.1. Critères chimiques et biochimiques :

L'analyse des différentes formes du fer et de l'aluminium dans une soixantaine de profils forestiers échantillonnés dans les sables de couverture à composante loessique a permis de dégager les faits suivants :

1. La distribution verticale du Fe et de l'Al libres (extractibles à l'oxalate-dithionite) dans les différents profils est loin d'être uniforme (fig VI) et l'on peut, sur cette base, regrouper pratiquement les profils en quatre catégories :

- des profils ne présentant aucune redistribution ni du Fe ni de l'Al (ou très modérée pour ce dernier élément) ;
- des profils ne présentant pas de redistribution du Fe, mais montrant par contre un début de mobilisation de l'Al ;
- des profils présentant une forte mobilisation de l'Al et un début de redistribution du Fe (développement progressif d'horizons à caractère spodique, sous le A₁) ;
- des profils témoignant d'une forte redistribution et du Fe et de l'Al (d'où, cette fois, une différenciation morphologique marquée : association d'horizons spodiques alumino-ferriques et de A₂ de blanchiment).

2. L'ensemble des profils géochimiques du Fe et de l'Al composent une **séquence évolutive continue**, confirmée par la distribution verticale du fer extractible à l'oxalate acide d'ammonium [Fe_o] et du fer organo-complexé [Fe_o et Fe_h : tabl. 2 et fig. VII] (augmentation progressive de la proportion des formes complexées du fer par rapport aux formes extractibles au dithionite). Cette sériation évolutive est en outre confirmée par divers paramètres relatifs à la fraction carbonée : évolution du rapport C/N et du rapport AF/AH par exemple (fig. VIII).

3. Une telle séquence reflète un **gradient de podzolisation croissante**, auquel correspond d'ailleurs une évolution parallèle des types d'humus (mull → moder). Dès lors, on peut reconnaître dans les sables à composante loessique (« A₂ » des sols « lessivés »), respectivement :

- 1° Des **sols bruns acides** ;
- 2° Des **sols bruns ocreux** ;
- 3° Des **sols ocre podzoliques** et
- 4° Des **sols podzoliques** (ou même, dans certaines conditions stationnelles, des **podzols ferrugineux**).

Reliés entre eux par des formes intergrades, ces profils composent donc, dans les sables limoneux de couverture, une sériation évolutive continue, menant des sols brunifiés aux sols podzolisés.

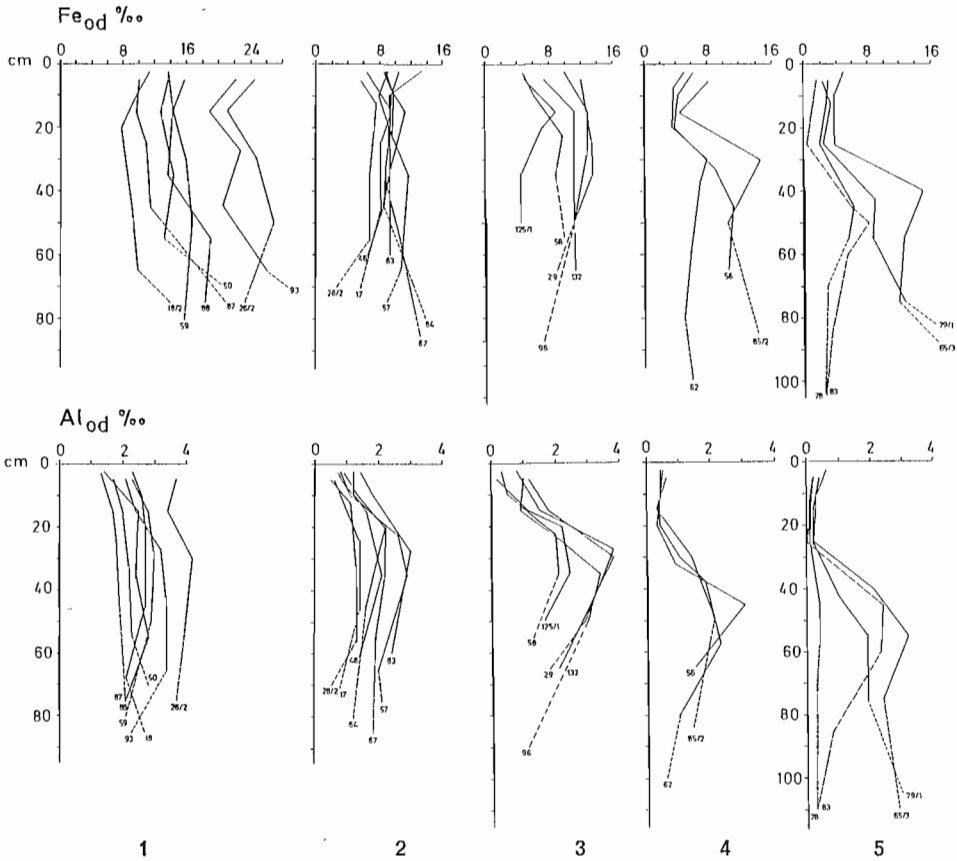


FIGURE VI. — Distribution verticale du fer et de l'aluminium extraits par le réactif combiné (oxalate-dithionite) dans 25 profils de sols échantillonnés sur les sables et les sables limoneux de la cuesta du Lias inférieur.

1 : sols bruns acides ; 2 : sols bruns ocreux ; 3 : sols ocre podzoliques ; 4 : sols podzoliques ; 5 : podzols ferrugineux.

En trait plein : répartition du Fe et de l'Al dans les sables de couverture à composante loessique (matériau I) ; en trait interrompu, dans les éluviions de dissolution sous-jacentes (matériau II).

Vertical distribution of dithionite-extractable iron and aluminium in 25 soil profiles sampled in sandy or loamy sandy materials of the liasic cuesta.

EVOLUTION DES SOLS SUR CALCAIRES GRESEUX

TABLEAU 2. — Répartition des formes « organo-complexées » du fer et de l'aluminium dans les horizons diagnostiques des sols bruns acides (7 profils), des sols bruns ocreux (7 profils), des sols ocre podzoliques (4 profils) et des sols podzoliques et des podzols ferrugineux (6 profils) développés dans les sables à composante loessique. Valeurs moyennes affectées de leur erreur standard.

(Fe_p = fer extractible au pyrophosphate de Na; Fe_n et Al_n = fer et aluminium extractibles à la soude tamponnée à pH 9,7; Fe_{od} et Al_{od} = fer et aluminium extractibles à l'oxalate-dithionite).

Distribution of organo-metallic complexes in the diagnostic horizons of acid brown earths (7 profiles), ochreous brown earths (7 profiles), brown podzolic soils (4 profiles) and podzolic soils (6 profiles). Mean values with their standard errors.

| | Hor. | Fe_p/Fe_{od} % | Fe_n/Fe_{od} % | Al_n/Al_{od} % |
|--|-------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| SOLS BRUNS ACIDES | A ₁ | 7,8 ± 1,3 | 1,5 ± 0,8 | 33,3 ± 6,8 |
| | A ₁ (B) | 11,4 ± 1,7 | <u>3,5</u> ± 0,5 | 34,9 ± 6,0 |
| | (B) | 8,5 ± 1,6 | 2,3 ± 0,5 | 25,7 ± 4,4 |
| SOLS BRUNS OCREUX | A ₁ | 10,1 ± 1,2 | 3,6 ± 1,2 | 30,8 ± 3,4 |
| | A ₁ (B) | 24,1 ± 5,0 | <u>9,9</u> ± 2,2 | 64,2 ± 7,6 |
| | (B) | 17,7 ± 2,9 | 4,6 ± 0,5 | 54,4 ± 8,2 |
| SOLS OCRE PODZOLIQUES | A ₁ | 6,6 ± 1,5 | 2,5 ± 1,1 | 57,4 ± 3,7 |
| | B _h | 25,9 ± 3,5 | <u>15,3</u> ± 3,8 | 72,4 ± 6,5 |
| | B _s | 25,2 ± 2,2 | 3,8 ± 0,5 | 56,2 ± 7,7 |
| SOLS PODZOLIQUES & PODZOLS FERRUGINEUX | A ₁₁ | 6,6 ± 1,6 | 3,0 ± 0,6 | 71,6 ± 8,6 |
| | A ₂ | 6,5 ± 1,3 | 2,9 ± 0,7 | ---- |
| | B _h B _s | 25,6 ± 4,4 | <u>16,3</u> ± 2,3 | 62,1 ± 5,8 |
| | B _s | 19,1 ± 5,3 | 3,8 ± 0,6 | 67,1 ± 8,2 |

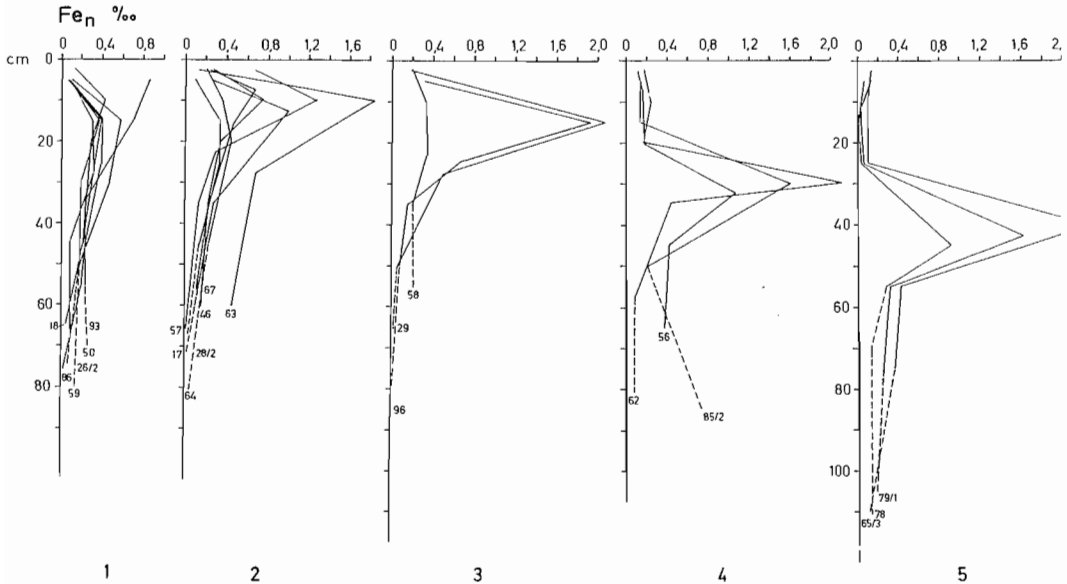


FIGURE VII. — Distribution verticale du fer extrait par la soude tamponnée à pH 9,7 (Fe_n) dans 27 profils de sols représentatifs de la séquence évolutive développée dans les sables de couverture à composante loessique.

1 : sols bruns acides ; 2 : sols bruns ocreux ; 3 : sols ocre podzoliques ; 4 : sols podzoliques ; 5 : podzols ferrugineux.

Vertical distribution of NaOH/Na—tetraborate— extractable iron (Fe_n) in 27 soil profiles representative of the evolutive soil sequence.

Différents indices permettent d'ailleurs de quantifier les processus de redistribution du Fe et de l'Al qui caractérisent une telle séquence (tabl. 3). Il s'agit d'indices de podzolisation classiques : coefficients de redistribution de SOUCHIER (1971), « activity ratio » de BLUME et SCHWERTMANN (1969) et rapport Fe/Al d'un extrait sodique tamponné à pH 9,7 (BRUCKERT, 1979).

Dans le cas présent, les coefficients K de redistribution sont calculés en considérant que la base de la couche à composante loessique (pratiquement, la base du « A₂ ») fait office de matériau initial servant de roche-mère à la pédogénèse actuelle (« roche-mère pédologique » au sens de MANIL, 1963).

6.2.2 Critères minéralogiques :

Dans une telle séquence évolutive, la minéralogie de la fraction argileuse (< 2 μm) s'est avérée un indice particulièrement fiable de la podzolisation naissante, c'est-à-dire de la podzolisation non encore exprimée morphologiquement. Il est d'ailleurs apparu que cette podzolisation « cachée » est extrêmement répandue dans les sols forestiers à texture sableuse ou limono-sableuse du Sud-Est belge.

L'étude diffractométrique de la fraction < 2 μm a été effectuée initialement sur dix profils représentatifs des sols de la séquence ; elle a ensuite été étendue aux horizons de surface de sept autres profils. Le détail de cette étude est publié par ailleurs (HERBAUTS, sous presse).

Les minéraux argileux les plus caractéristiques des profils brunifiés et ocreux (c'est-à-dire des premiers stades de la séquence) sont des édifices 2/1 hydroxy-alumineux

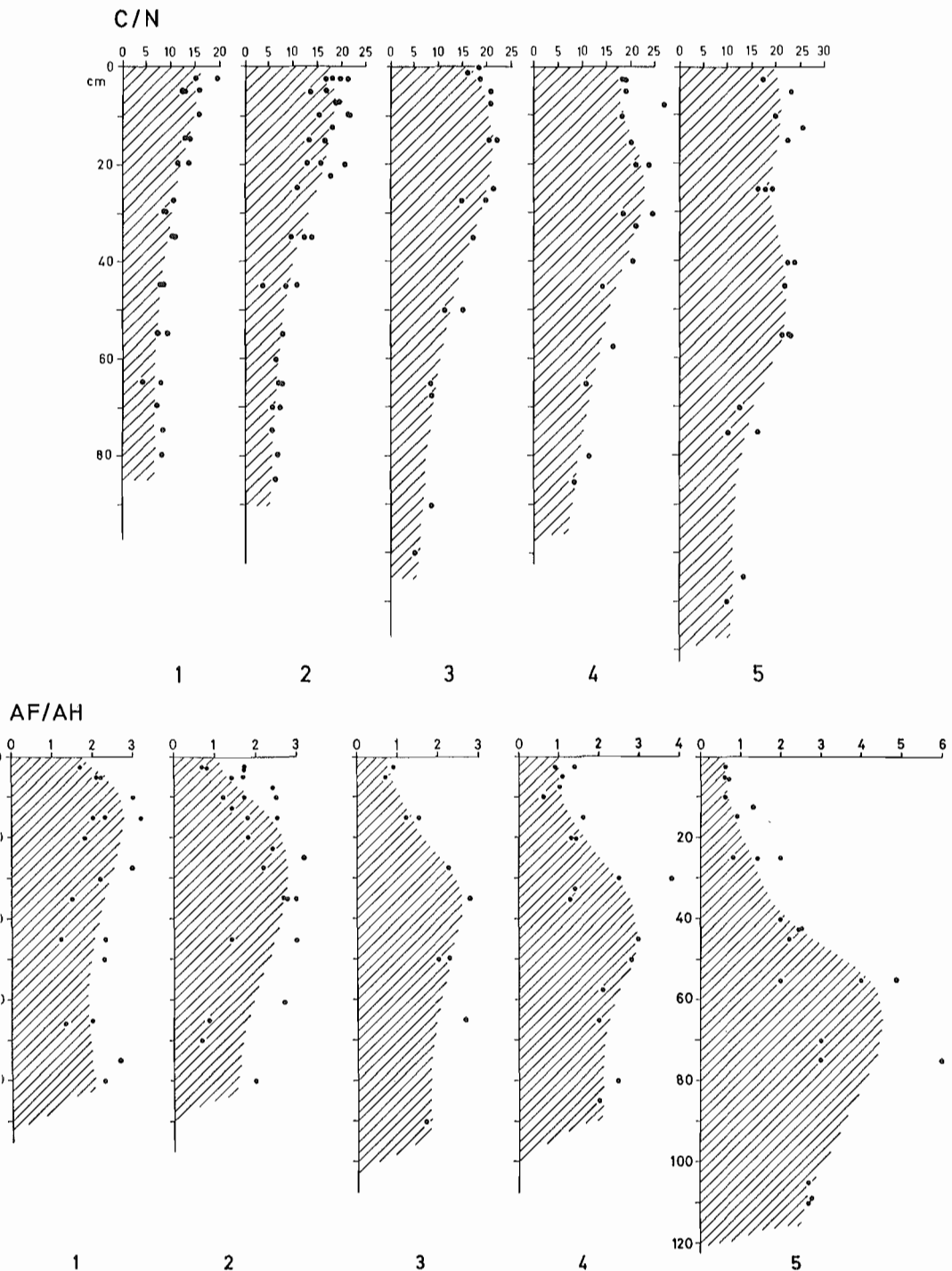


FIGURE VIII. — Représentation schématique de l'évolution du rapport carbone /azote (C/N) et du rapport acides fulviques/acides humiques (AF/AH) dans la séquence évolutive développée dans les sables à composante loessique.

1 : sols bruns acides (7 profils); 2 : sols bruns ocreux (7 profils); 3 : sols ocre podzoliques (4 profils); 4 : sols podzoliques (3 profils); 5 : podzols ferrugineux (3 profils)

Diagrams of the gradual modifications of the C/N ratio and fulvic acids/humic acids ratio in the evolutive soil sequence.

TABLEAU 3. — Indices de podzolisation calculés pour les horizons diagnostiques $A_1(B)$ des sols bruns acides, A_1B des sols bruns ocreux, B_h des sols ocre podzoliques et B_hB_v des sols podzoliques et des podzols ferrugineux : coefficients de redistribution de l'Al et du Fe libres ($K_{Al_{od}}$ et $K_{Fe_{od}}$), rapport Fe/Al d'un extrait sodique tamponné à pH 9,7 (Fe_n/Al_n) et « activity ratio » de BLUME & SCHWERTMANN (Fe_o/Fe_{od}). Valeurs moyennes affectées de leur erreur standard.

Coefficients de redistribution. Nombre de profils échantillonnés : $n = 14$ pour les sols bruns acides, $n = 9$ pour les sols bruns ocreux, $n = 9$ pour les sols ocre podzoliques, $n = 10$ pour les sols podzoliques et les podzols ferrugineux.

Autres indices. Nombre de profils échantillonnés : $n = 21$ pour les sols bruns acides, $n = 24$ pour les sols bruns ocreux, $n = 17$ pour les sols ocre podzoliques, $n = 12$ pour les sols podzoliques et les podzols ferrugineux.

Podzolisation indexes of the diagnostic horizons $A_1(B)$ of acid brown earths, A_1B of ochreous brown earths, B_h of brown podzolic soils, and B_hB_v of podzolic soils: redistributive coefficients of iron and aluminium ($K_{Fe_{od}}$ and $K_{Al_{od}}$), Fe/Al ratio of sodic extract at pH 9,7 (Fe_n/Al_n) and « activity ratio » (Fe_o/Fe_{od}). Mean values with their standard errors.

| | $K_{Al_{od}}$ | $K_{Fe_{od}}$ | Fe_n/Al_n | Fe_o/Fe_{od} |
|---|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|
| SOLS BRUNS ACIDES | $\frac{1,22}{\pm 0,07}$ | $\frac{0,91}{\pm 0,03}$ | $\frac{0,66}{\pm 0,06}$ | $\frac{0,14}{\pm 0,01}$ |
| SOLS BRUNS OCREUX | $\frac{1,74}{\pm 0,08}$ | $\frac{1,07}{\pm 0,07}$ | $\frac{1,07}{\pm 0,08}$ | $\frac{0,26}{\pm 0,03}$ |
| SOLS OCRE PODZOLIQUES | $\frac{2,61}{\pm 0,17}$ | $\frac{1,36}{\pm 0,10}$ | $\frac{1,60}{\pm 0,12}$ | $\frac{0,24}{\pm 0,03}$ |
| SOLS PODZOLIQUES & PODZOLS FERRUGINEUX | $\frac{3,14}{\pm 0,12}$ | $\frac{2,26}{\pm 0,15}$ | $\frac{2,16}{\pm 0,24}$ | $\frac{0,32}{\pm 0,07}$ |

et, plus précisément, des vermiculites et des smectites alumineuses. Ces minéraux intergrades sont notamment caractérisés par leur grande stabilité thermique en diffraction-X : fermeture incomplète après saturation potassique et chauffage à 250 °C, voire 550 °C, et ceci même après un traitement au citrate de Na. La fermeture complète à 10 Å n'est souvent obtenue qu'à l'issue d'un traitement plus énergique au fluorure d'ammonium.

A ces intergrades alumineux sont associés de l'illite et de la kaolinite ; un minéral chloritique *sensu stricto* est parfois décelable (persistance d'une réflexion stable à 14 Å après traitement au fluorure d'ammonium et chauffage à 450 °C), mais il reste toujours très largement minoritaire.

Dans la plupart des sols bruns acides, les argiles 2/1 agradées persistent jusque dans les horizons humifères (A_1) ; néanmoins, dans certains profils, une désaluminisation notable se produit déjà à ce niveau : elle est traduite par une fermeture plus ou moins prononcée des édifices 2/1 après saturation potassique et chauffage modéré (200 °C). Simultanément, on peut déceler dans certains cas une nette tendance au gonflement d'une partie des feuillets après saturation magnésienne suivie de glycolage. Dans les sols bruns ocreux à moder, où la désaluminisation est plus forte dans les horizons superficiels (A_1 et A_1B), apparaissent des minéraux 2/1 expansibles parfaitement individualisés. La présence de ces minéraux à comportement de smectites (« smectite-like minerals ») dans les horizons de surface des sols bruns ocreux confère

à ces profils un caractère podzolique indéniable : l'apparition de ces smectites des sols acides (appelés encore « smectites de dégradation » ou « montmorillonites de sol » : SCHWERTMANN, 1961 ; ROSS et MORTLAND, 1966 ; DUCHAUFOR, 1977) constitue en effet une des caractéristiques minéralogiques essentielles de l'altération des phyllosilicates dans les horizons albiqes des podzols et des sols podzoliques (GJEMS, 1960, 1962 et 1970 ; KODAMA et BRYDON, 1968 ; BRYDON *et al.*, 1968 ; MALCOLM *et al.*, 1969 ; DE CONINCK et HERBILLON, 1969 ; HETIER et TARDY, 1969 ; LELONG et SOUCHIER, 1972 ; KAPOOR, 1972) et même dans les horizons superficiels des sols ocre podzoliques (SOUCHIER, 1971 ; LOVELAND et BULLOCK, 1975 ; DE CONINCK *et al.*, 1975 ; ESPIAU, 1974 et 1978 ; ROBIN, 1979 ; HERBAUTS et DE BUYL, 1981). Par leur comportement en diffraction-X (expansion à 17 Å de l'échantillon magnésien en atmosphère d'EG ; perte du pouvoir gonflant après saturation potassique et chauffage à 105 °C), ces smectites s'apparentent très exactement aux **smectites de transformation** décrites par ROBERT et BARSHAD (1972), smectites résultant de la transformation de minéraux micacés ou vermiculitiques, en milieu acide, riche en composés carbonés hydrosolubles et complexants (ROBERT et RAZZAGHE-KARIMI, 1975 ; VICENTE et ROBERT, 1975 ; RAZZAGHE et ROBERT, 1979).

Dans la séquence de sols étudiée et selon un gradient de podzolisation croissante, on observe donc une remarquable concordance entre la progression descendante du front de désaluminisation et l'apparition consécutive des smectites de transformation : encore très modérée dans les horizons humifères des sols bruns acides, la désaluminisation et la formation de minéraux gonflants progressent rapidement à partir des horizons de surface des sols bruns ocreux et des sols ocre podzoliques, pour s'affirmer complètement dans les horizons A₂ et B_n des sols podzoliques où ces minéraux smectitiques deviennent largement majoritaires.

Ces critères minéralogiques confirment donc que les processus pédogénétiques qui sont décelables actuellement dans les sables de couverture à composante loessique sont avant tout des processus de brunification ou, plus fréquemment, de podzolisation modérée.

VII. — ORIENTATION PEDOGENETIQUE ET DETERMINISME STATIONNEL.

Il est rapidement apparu que ni la profondeur d'apparition des calcaires gréseux, ni les restitutions cationiques par l'intermédiaire des litières forestières n'étaient des facteurs stationnels prépondérants dans l'orientation de l'humification et, par ce biais, du type de sol (degré de podzolisation). Par contre, il s'est avéré que la **richesse en fer** des sables de couverture à composante loessique constituait le facteur-clef du déterminisme édaphique : nos observations confirment donc les travaux de SOUCHIER (1971), de TOUTAIN (1974), de CONRY *et al.* (1972) et de ROBIN (1979).

En effet, lorsque l'on met en relation la teneur en fer libre (extractible à l'oxalate-dithionite) des matériaux sableux de couverture avec différents indices à valeur génétique (c'est-à-dire des indices qui traduisent le degré d'évolution des sols : il s'agit, pratiquement, d'indices de podzolisation), on constate qu'il y a des corrélations très hautement significatives entre ces deux paramètres (tabl. 4). A titre d'exemple, la figure IX illustre la relation qui lie le rapport Fe/Al d'un extrait sodique tamponné à pH 9,7 (indice de podzolisation), à la teneur en fer libre mesurée à la base de la couche limono-sableuse de couverture.

Au rôle pédogénétique du fer présent dans le matériau parent, s'ajoute celui de sa composition texturale, et tout particulièrement sa richesse en éléments fins (fraction granulométrique inférieure à 20 µm) ; la répartition des différentes catégories de sols en fonction de ce paramètre textural est cependant moins sélective que celle obtenue pour le fer.

TABLEAU 4. — *Corrélations linéaires entre indices de podzolisation et richesse en fer libre (Fe_{sol}) ou en limons fins (fraction $< 20\mu\text{m}$) des sables de couverture à composante loessique*

Linear correlations between podzolisation indexes and free-iron content or silt-size particles richness of the loessic sands

| Corrélations testées | | n | r | P |
|--------------------------|---|----|--------|--------|
| Indices de podzolisation | Composition des sables de couverture | | | |
| K_{Al} | Fe libre à la base des sables de couverture | 44 | -0,642 | <0,001 |
| Fe_n/Al_n | Fe libre à la base des sables de couverture | 63 | -0,380 | <0,01 |
| Fe_o/Al_o | Fe libre à la base des sables de couverture | 67 | -0,529 | <0,001 |
| K_{Al} | Teneur moyenne en limons fins dans les sables de couverture | 43 | -0,589 | <0,001 |
| Fe_o/Al_o | Teneur moyenne en limons fins dans les sables de couverture | 50 | -0,558 | <0,001 |

L'orientation de la pédogénèse dans les sables de couverture à composante loessique est donc essentiellement conditionnée par la richesse en fer et, dans une moindre mesure, par la composition texturale de ces matériaux de surface. Nous n'avons par contre pas pu mettre en évidence une quelconque relation entre le degré d'évolution podzolique dans les sables de couverture et l'intensité d'un éventuel lessivage préalable (matérialisé par exemple par l'indice d'entraînement des argiles) : il est donc malaisé, sinon impossible, d'établir un lien génétique entre la phase de lessivage et la phase de podzolisation.

Dès lors, dans le cas présent, on ne peut parler de « podzolisation indirecte » ou de « néopodzolisation », dans la mesure où les profils podzolisés — au même titre d'ailleurs que les profils ocreux ou brunifiés qui leur sont génétiquement associés — résultent d'une pédogénèse qui a produit ses effets dans les formations superficielles limono-sableuses, en fonction de leurs caractéristiques texturales et géochimiques intrinsèques, et non pas en fonction d'une phase de lessivage préalable et plus ou moins intense, favorable au déclenchement d'une podzolisation « indirecte » plus ou moins prononcée.

VIII. — INTERPRÉTATION PEDOGÉNÉTIQUE GLOBALE.

Toutes les données chimiques et minéralogiques convergent donc pour attester du développement généralisé de sols brunifiés ou podzolisés dans les sables à composante loessique qui recouvrent en discontinuité les éluvions de dissolution des calcaires gréseux. Le caractère « récent » de ces sols brunifiés ou podzolisés est prouvé par leur extension spatiale généralisée et par le fait que ce sont ces profils qui se trouvent en équilibre avec les conditions de milieu qui prévalent encore aujourd'hui et dont les associations forestières stationnelles sont le reflet. Nous pensons qu'il est

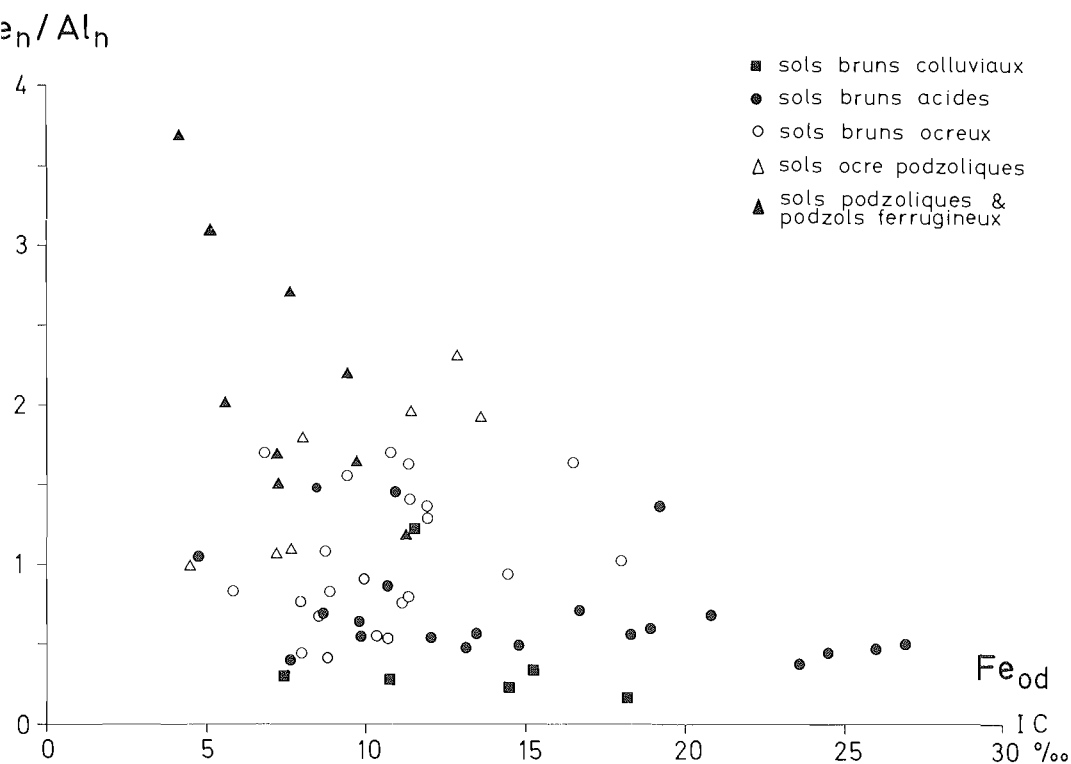


FIGURE IX. — Distribution des sols brunifiés et podzolisés en fonction de la teneur en fer libre (Fe_{od}) des sables à composante loessique (horizon C du matériau de couverture I), établie sur la base du rapport Fe/Al d'un extrait sodique tamponné à pH 9,7

Distribution of brown earths and podzolised soils in relation with free-iron (Fe_{od}) and silt-size particle contents of the loessic sands, determined on the basis of the Fe/Al ratio of a $NaOH/Na$ -tetraborate extract.

possible de préciser l'âge de cette pédogénèse brunifiante ou podzolizante qui s'est développée dans les sables de couverture, et ceci sur base d'un jalon chronologique qui nous est fourni par les profils constituant le terme extrême de la séquence évolutive précédemment mentionnée, c'est-à-dire les podzols ferrugineux. Ces podzols apparaissent dans le Sud-Est belge dans des conditions stationnelles particulières : matériaux sableux très pauvres en fer, ou conditions topographiques et microclimatiques favorisant la podzolisation (hauts de versants en exposition W-S.W.). Il s'agit de podzols « forestiers » en tous points comparables à ceux décrits par EDELMAN (1960), GUILLET (1972) et ROBIN (1979). Formés sous feuillus (principalement des hêtraies), ils présentent en effet toutes les caractéristiques morphologiques et biochimiques qui permettent d'affirmer qu'il s'agit bien de podzols climaciques : A₂ incomplètement déferrifiés, B_n meubles, peu humifères et non aliotiques, à C/N relativement bas (18 à 24), à faible taux d'extraction du carbone organique (34 à 58 % de C extractible au pyrophosphate de Na à pH 9,8) et dont le rapport acides fulviques/acides humiques est par contre élevé (AF/AH de 2 à 4). Tous ces caractères les opposent donc nettement aux podzols humo-ferrugineux de lande à **Calluna**, également présents dans la région, résultant d'une dégradation anthropique, et présentant des horizons B_n très humifères, fortement aliotiques, à C/N élevés (23 à 38), à fort taux d'extraction du carbone (60 à 84 %) et faible rapport AF/AH (0,6 à 1,6).

Or, tous les auteurs s'accordent aujourd'hui pour dater la formation de tels podzols forestiers de l'Atlantique ou, au plus tard, du début du Subboréal ; ceci rejoint en fait l'opinion de COUTEAUX (1969), qui, sur base de données palynologiques et archéologiques, a estimé que la podzolisation « ferrugineuse » (c'est-à-dire la podzolisation forestière, par opposition à la podzolisation de dégradation), en Gaume, remontait à environ 5.000 ans.

Dès lors, si l'on s'accorde à reconnaître que les podzols ferrugineux gaumais se sont formés à l'Atlantique, on admet implicitement que les sols ocre podzoliques, les sols bruns ocreux et même les sols bruns acides qui leur sont génétiquement liés, ont le même âge. Il est donc logique d'en déduire que l'ensemble des sols brunifiés et podzolisés qui se sont développés dans les sables de couverture à composante loessique y constituent l'expression de la pédogénèse holocène. A l'opposé, on peut formuler l'hypothèse selon laquelle la phase de lessivage des argiles qui a donné naissance aux horizons argiliques que l'on observe à la base des profils, sous la discontinuité lithologique, que cette phase d'illuviation est ancienne et probablement antérieure à l'Holocène. Bien qu'il soit délicat de replacer la formation des horizons illuviaux dans un cadre chronologique précis, il nous semble en effet vraisemblable que leur genèse est, pour une large part, antérieure à la mise en place des sables de couverture, ou, tout au moins, antérieure à leur ultime remaniement en conditions périglaciaires (ce dernier remaniement ayant pu se produire à la fin du Tardiglaciaire).

Selon nous, cette interprétation est en effet la seule qui soit à même de rendre compte des faits suivants :

- 1° La présence constante de deux matériaux superposés ;
- 2° La distribution spatiale irrégulière des horizons argiliques (ablation des horizons texturaux en périphérie des plateaux lors du façonnement des vallées au Tardiglaciaire ?) ;
- 3° Le quasi-confinement de ces horizons illuviaux sous la discontinuité ;
- 4° La formation d'éluvions de dissolution peu évolués pédogénétiquement (c'est-à-dire non illuviés), bien que situés sous une couche limono-sableuse (absence de phénomènes illuviaux importants au post-glaciaire ?) ;
- 5° L'absence de relations fonctionnelles (couple A₂/B_t) décelables actuellement entre la couche superficielle à composante loessique (pseudo-A₂) et les matériaux sous-jacents (éluvions autochtones au sein desquelles se développent ou non des horizons illuviaux).

En résumé, la genèse des profils développés dans les sables d'altération des calcaires gréseux, contaminés en surface par des apports loessiques et remaniés,

pourrait s'être produite en deux phases évolutives successives, mais qui ne sont pas directement liées génétiquement :

1. Une phase de lessivage des argiles, dont l'époque et les modalités de formation restent difficiles à préciser. On peut cependant concevoir que, s'il est ancien, ce processus de lessivage s'est produit dans un contexte géomorphologique aujourd'hui partiellement effacé, d'où l'inégale distribution actuelle des horizons illuviaux et l'absence de coïncidence dans l'espace entre horizons éluviaux et illuviaux des sols « lessivés ».

2. Une phase pédogénétique plus récente (holocène), dominée, cette fois, par des processus de brunification ou de podzolisation, ce dernier processus étant favorisé, dans le contexte régional, par l'étendue des formations superficielles sableuses ou limono-sableuses acides.

Il n'y a pas de lien génétique direct entre la première et la seconde phase : l'intensité de la podzolisation, observée à l'échelle des profils, ne peut être mise en relation avec l'importance des B texturaux. En d'autres termes, la phase de lessivage ne doit pas être considérée comme un préalable nécessaire à la création de conditions favorables au développement d'une podzolisation « indirecte ».

Néanmoins, comme en attestent les données minéralogiques relatives à la phase argileuse illuviale, les matériaux de couverture sont à l'origine d'une partie des argiles d'illuviation que l'on observe à la base de nombreux profils, surimposées aux argiles autochtones issues de la dissolution des calcaires gréseux. Dès lors, dans la mesure où la phase de lessivage qui a affecté les matériaux de couverture a contribué à déterminer ses propriétés, on pourrait admettre qu'un lien génétique, très indirect, unit la phase de lessivage à la phase de podzolisation.

Quoiqu'il en soit, à l'instar d'HOEKSEMA et d'EDELMAN (1960), nous sommes enclin à penser que l'illuviation argileuse n'a plus eu de part active lors de la pédogénèse forestière post-würmienne, cédant la place aux processus de brunification ou de podzolisation, qui ont été « enregistrés » dans les matériaux les plus récents, ici, en l'occurrence, les sables à composante loessique. La prédominance de la brunification sur le lessivage des argiles dans les sols holocènes avait d'ailleurs été présentée également par BLUME et SCHWERTMANN (1969), puisque ces auteurs constatent, dans certains sols lessivés, une brunification superficielle qu'ils attribuent à une phase postérieure au lessivage. Enfin, plus récemment, DE CONINCK et co-auteurs (1979), ainsi que LANGOHR et VAN VLIET (1979) ont émis des hypothèses assez semblables pour les sols des Ardennes belges : le développement de l'horizon (B) d'altération (horizon « cambique ») serait, dans ces sols, le reflet du processus pédogénétique actuel, par opposition à l'illuviation argileuse qui paraît avoir été beaucoup plus active par le passé.

Même s'ils présentent fréquemment toutes les apparences de simples sols lessivés ou lessivés podzoliques, les sols développés dans les sables d'altération des calcaires gréseux du Sud-Est belge sont, en définitive, des sols polycycliques typiques, dans la mesure où, indépendamment de la présence fréquente et du développement variable d'horizons argiliques hérités d'une phase pédogénétique antérieure, tous les caractères analytiques et minéralogiques exprimés dans la **partie active du profil** traduisent, à des degrés variables, l'empreinte d'une pédogénèse organique acide généralisée.

**

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier MM. B. SOUCHIER et S. BRUCKERT, du Centre de Pédologie biologique du C.N.R.S., pour les facilités analytiques qu'ils ont bien voulu nous procurer pour la réalisation de certains dosages relatifs à la fraction carbonée des sols.

SUMMARY

SOIL EVOLUTION ON THE SANDY WEATHERING PRODUCT OF LOWER-LIASIC LIMY SANDSTONES IN SOUTH-EAST BELGIUM

Forest soils developed in the sandy weathering product of liasic limy sandstones in south-east Belgium (fig. I) were mapped as argillic brown sands or, more rarely, as podzolic soils. Most of them show all morphological, micro-morphological (fig V) and textural (tabl. 1) features of leached soils, with textural clay-enriched horizons (i.e. A₁B₂B₁C profiles); moreover, clear indications of incipient podzolisation appear sometimes in the upper horizons of these soils.

Generally, clay migration is considered as a preliminary phase in soil evolution on sandy or loamy-sandy materials. Podzolisation is only a secondary process, frequently called «indirect» podzolisation. Nevertheless, in the present case, this general interpretation is not satisfactory, because:

1. Argillic horizons are not always present and,
2. Their development is not obviously in relation with the neopodzolisation intensity.

Moreover, textural and mineralogical criteria (fig. III and IV, tabl. 1) have shown that the parent material is two-layered: a sandy mantle, with a loessic component, systematically overlies an autochthonous sandy eluvium.

All analytical methods used in the present work, lead to the same conclusion: pedogenetic processes which characterize actually the loessic sands (pseudo-A₂ of the leached soil), result in the formation of brown earths or slightly podzolised soils (i.e. initial stages of podzolisation, where there is little or no morphological differentiation: «ochreous» earths).

The main chemical and mineralogical indicators of such an evolution, determined on 25 soil profiles sampled in sandy or loamy-sandy materials, are as follows:

- The vertical distribution of dithionite — and oxalate — extractable iron and aluminium, as shown in figure VI and in table 3.
- The vertical distribution of iron and aluminium bound to organic compounds (i.e. Fe and Al extractable by pyrophosphate at pH 10 or by NaOH 0.1 N buffered at pH 9.7), and the evolution of those organo-metallic complexes in the soil sequence, as shown in figure VII and in table 2.
- The evolution of the organic fraction and especially the alkali-soluble carbon in the same sequence (fig. VIII).
- The weathering pattern of the clay minerals, which is clearly marked by the increasing formation, in the horizons underlying humic layers, of smectite-like minerals («degradation smectites»), these smectites being accurate indicators of incipient podzolisation.

Free-iron content and, in a lesser extent, the particle-size composition of the loessic sands, are the main factors which determine the degree of podzolisation (fig. IX and tabl. 4). Any way, podzolisation cannot be related with a previous clay migration which would have generated favorable conditions for an «indirect» podzolisation.

It is therefore proposed that the browned or slightly podzolised profiles which are developed in the loessic sands of the liasic cuesta, are the expression of the post-glacial forest pedogenesis, whereas the underlying argillic horizons are probably inherited from a previous phase of soil evolution.

Bibliographie

- BASCOMB C.L. (1968). — *J. Soil. Sci.*, 19, 251-268.
- BLUME H.P. et SCHWERTMANN U. (1969). — *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 33, 438-444.
- BOURGUIGNON P. et DELECOUR F. (1955). — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 78, B 317-334.
- BRUCKERT S. (1979). — *Geoderma*, 22, 205-212.
- BRYDON J.E., KODAMA H. et ROSS G.J. (1968). — 9th Intern. Congr. Soil Sci., 3, 41-51.
- COEN G.M. et PAWLUK S. (1966). — *Can. J. Soil. Sci.*, 46, 245-254.
- CONRY M.J., DE CONINCK F., BOUMA J., CAMMAERTS C. et DIAMOND J.J. (1972). — *Proc. Royal Irish Academy*, 72, B, 21, 359-402.
- COUTEAUX M. (1969). — *Bull. Jard. Bot. Nat. Belg.*, 39, 227-343.
- COUTEAUX M. (1969). — *Acta Geographica Lovaniensia*, 8, 1-193.
- CURMI P. (1979). — *Science du Sol*, 1, 19-33.
- DE CONINCK F., CONRY M. et TAVERNIER R. (1975). — *Proc. Intern. Clay Conference, Illinois, U.S.A.*, 573-584.
- DE CONINCK F. et HERBILLON A. (1969). — *Pédologie*, 19, 159-272.
- DE CONINCK F. et LARUELLE J. (1964). — *Soil Micromorphology, Elsevier Publ. Cy*, 169-188.
- DE CONINCK F., VAN RANST E., SPRINGER M.E., TAVERNIER R. et PAHAUT P. (1979). — *Pédologie*, 24, 25-69.
- DUCHAUFOR Ph. (1976). — *Atlas écologique des sols du monde*. Masson Ed.
- DUCHAUFOR Ph. (1977). — *Pédologie. 1. Pédogénèse et classification*. Masson Ed.
- DUCHAUFOR Ph. et SOUCHIER B. (1965). — *Pédologie*, 15, 143-158.
- DUCHAUFOR Ph. et SOUCHIER B. (1966). — *Science du Sol*, 1, 17-30.
- DUCHAUFOR Ph. et SOUCHIER B. (1968). — *C.R. Acad. Sci. Paris*, 266, 204-206.
- EDELMAN C.M. (1960). — *Pédologie*, 10, 229-249.
- ESPIAU P. (1974). — *C.R. Acad. Sci. Paris*, 278, D, 2897-2900.
- ESPIAU P. (1978). — *Science du Sol*, 3, 167-183.
- FOLKS H.C. et RIECKEN F.F. (1956). — *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.*, 20, 575-580.
- GJEMS O. (1960). — *Clay Min. Bull.*, 4, 208-211.
- GJEMS O. (1962). — *Clay Min. Bull.*, 5, 183-193.
- GJEMS O. (1970). — *Soil Science*, 110, 237-243.
- GUILLET B. (1972). — *Thèse Univ. Nancy I*, 151 p.
- HALLET H. (1959). — *Texte explicatif de la carte pédologique au 1/50.000^e de la région jurassique. Texte dactylographié*, 14 p.
- HERBAUTS J. (1980). — *Plant and Soil*, 54, 317-321.
- HERBAUTS J. (sous presse). — *J. Soil Sci.*
- HERBAUTS J. et DE BUYL E. (1981). — *Plant and Soil*, 59, 33-49.
- HETIER J.M. et TARDY Y. (1969). — *C.R. Acad. Sci. Paris*, 268, D, 259-261.
- HOEKSEMA K.J. et EDELMAN C.H. (1960). — *Trans. 7th Intern. Congr. Soil Sci., Madison*, 4, 402-405.
- KAPOOR B.S. (1972). — *Clay Minerals*, 9, 363-394.
- KODAMA H. et BRYDON J.E. (1968). — *Clays and Clay Min.*, 7, 295-309.
- KUNDLER P. (1961). — *Archiv. für Forstwesen*, 10, 417-429.
- LANGOHR R. et VAN VLIET B. (1979). — *Pédologie*, 24, 367-385.
- LEGROS J.P. (1976). — *Science du Sol*, 3, 205-220.
- LELONG F. et SOUCHIER B. (1972). — *Science de la Terre*, 17, 353-379.
- LOVELAND P.J. et BULLOCK P. (1975). — *Clay Minerals*, 10, 451-469.
- MALCOLM R.L., NETTLETON W.D. et Mc CRACKEN R.J. (1969). — *Clays and Clay Minerals*, 16, 405-414.
- MANIL G. (1963). — *Science du Sol*, 1, 1-15.
- MARECHAL R. et TAVERNIER R. (1974). — *Atlas de Belgique. Commentaire des planches 11.A et 11.B. Extraits de la Carte des Sols. Carte des Associations de sols. Comité National de Géographie, Commission de l'Atlas National*, 64 p.
- Mc KEAGUE J.A. (1977). — *Manuel de méthodes d'échantillonnage et d'analyse des sols. Soil Research Institute. Ottawa, Canada.*
- Mc KEAGUE J.A. et SAINT-ARNAUD R.J. (1969). — *Soil Science*, 107, 428-435.
- MORAND F. (1966). — *Bull. A.F.E.Q.*, 7, 120-138.
- RAZZAGHE M.K. et ROBERT M. (1979). — *Ann. Agron.*, 30, 493-512.
- RICH C.I. et OBENSHAM S.S. (1955). — *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.*, 19, 331-334.
- ROBERT M. et BARSHAD I. (1972). — *Bull. Gr. fr. Argiles*, 26, 307-317.
- ROBERT M. et RAZZAGHE M.H. (1975). — *C.R. Acad. Sci. Paris*, 280, D, 2175-2178.
- ROBERT M. et TESSIER D. (1974). — *Ann. Agron.*, 25, 859-882.
- ROBIN A.M. (1979). — *Thèse Univ. Nancy I*, 173 p.

J. HERBAUTS

- ROBIN A.M. et DE CONINCK F. (1975). — *Science du Sol*, 3, 213-227.
- ROSS G.J. et MORTLAND M.M. (1966). — *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 30, 337-343.
- SCHWERTMANN U. (1961). — *Z. Pflanzenern., Düng., Bodenk.*, 95, 209-227.
- Soil Survey Staff (1975). — *Soil Taxonomy*. Soil Conservation Service, U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook no 436, 754 p.
- SOUCHEZ-LEMMENS M. (1968). — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 91, 145-158.
- SOUCHIER B. (1971). — *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 33, 134 p.
- SOUGNEZ N. (1967). — *Les forêts de la Lorraine belge. Etude phytosociologique*. J. Duculot Ed., Gembloux, 114 p.
- STEFFENS R. (1960). — Texte explicatif de la planchette de Saint-Léger 223 W. Carte des Sols de la Belgique.
- STEFFENS R. (1970). — Texte explicatif de la planchette de Meix-devt-Virton 222 W. Carte des Sols de la Belgique.
- STEFFENS R. (1971). — *Les sols de la Lorraine belge. Pédologie, Mémoire 4*, 392 p.
- TANGHE M. (1967). — *Bull. Soc. r. Bot. Belg.*, 96, 5-22.
- TOUTAIN F. (1974). — Thèse Univ. Nancy I, 124 p.
- VAN SEVEREN J.P. et HERBAUTS J. (1977). — *Ann. Sci. Forest.*, 34, 215-229.
- VICENTE M.A. et ROBERT M. (1975). — *C.R. Acad. Sci. Paris*, 281, D, 523-526.
- WUERMAN E., WHITESIDE E.P. et MORTLAND M.M. (1959). — *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 23, 135-143.

PROFIL N° 59 :

I.G.N. 1/25.000 MEIX-DEVANT-VIRTON - VIRTON 71/1-2 :

N. 49° 36' 19" - E. 5° 32' 05" - Lambert 234,1 - 33,0 - Altitude : 320 m.

Bois de Virton (Virton).

- Topographie : plateau et début de pente très faible vers l'ouest.
- Substratum : sables d'altération des calcaires gréseux virtoniens (Lotharingien sup.), légèrement remaniés en surface.
- Type forestier : hêtraie-chênaie-charmaie à flore du mull mésotrophe (**Lamium galeobdolon**, **Melica uniflora**, **Asperula odorata**).
- Type de sol : **sol brun acide** à mull oligotrophe.

- A₁ 0-10 cm : Litière subcontinue, peu épaisse.
Mull sableux, brun foncé [7,5 YR 3/2]* à structure grumeleuse fine, peu nette et peu stable ; très aéré, très meuble et friable ; forte activité faunique ; racines fines abondantes ; limite ondulée, transition graduelle**.
- A₁ (B) 10- 20 cm : Sable limoneux brun rougeâtre foncé (5 YR 3/4 à 3/3) à structure particulaire ; meuble, aéré, très friable ; quelques taches plus claires se détachant assez nettement sur le fond matriciel ; racines abondantes ; rares graviers de grès ferrugineux émoussés ; transition diffuse.
- (B) 20- 40 cm : Sable à sable limoneux brun rougeâtre foncé (5 YR 3/4) ; structure particulaire ; meuble, friable ; racines abondantes ; transition diffuse.
- C₁ 40- 60 cm : Sable brun à brun foncé (7,5 YR 4/4) ; en fait, alternance de plages sableuses très meubles et de plages sableuses ou argilo-sableuses plus cohérentes ; à la base de l'horizon (et très localement) subsistant des plaquettes calcaro-gréseuses partiellement altérées (effervescence à HCl) ; transition diffuse à graduelle.
- II C₂ 60-100 cm : Sable brun à brun foncé (7,5 YR 4/4), assez cohérent mais friable, avec des taches plus claires ; se prolonge sans changements notables jusqu'à 160 cm de profondeur, c'est-à-dire jusqu'au contact des calcaires gréseux en place.
- II R 160 cm : Plaquettes et dalles de calcaire gréseux en place ; présence de quelques racines au contact des bancs calcaro-gréseux.

| of. m | Hor. | Granulométrie % | | | | A. | M.O. % | C % | N % | C/N | pH eau | pH KCl | S/T % | Al ³⁺ me/100g | El. libres % | |
|----------|--------------------|-----------------|------|------|------|------|-----------|--------|--------|------|-----------|-----------|----------|-----------------------------|--------------|-----|
| | | S.G. | S.F. | L.G. | L.F. | | | | | | | | | | Fe | Al |
| -10 | A ₁ | 29,2 | 52,8 | 3,6 | 5,9 | 8,5 | 5,8 | 2,91 | 0,24 | 12,0 | 4,8 | 4,0 | 35,5 | 0,85 | 15,7 | 2,3 |
| -20 | A ₁ (B) | 32,8 | 47,9 | 5,2 | 5,0 | 9,2 | 1,8 | 0,93 | 0,07 | 12,7 | 4,7 | 3,8 | 8,8 | 2,05 | 14,3 | 2,8 |
| -35 | (B) | 30,6 | 51,7 | 4,7 | 4,8 | 8,3 | 0,6 | 0,32 | 0,04 | 8,4 | 4,6 | 3,9 | 8,4 | 1,70 | 16,0 | 3,0 |
| -55 | C ₁ | 21,6 | 61,0 | 3,4 | 3,6 | 10,3 | 0,3 | 0,14 | 0,02 | 8,2 | 4,9 | 3,8 | 22,2 | 2,12 | 16,7 | 2,9 |
| -90 | II C ₂ | 23,0 | 63,2 | 1,9 | 4,0 | 7,9 | 0,2 | 0,10 | 0,01 | 8,3 | 4,9 | 3,8 | 33,6 | 1,53 | 15,7 | 2,1 |
| -120 | II C ₃ | 19,2 | 69,1 | 1,8 | 3,0 | 6,9 | 0,2 | 0,09 | - | - | 5,1 | 3,9 | 42,0 | 1,21 | 15,2 | 2,3 |
| -160 | II C ₄ | 20,8 | 63,3 | 2,2 | 5,6 | 8,1 | 0,2 | 0,12 | - | - | 5,1 | 4,0 | 46,9 | 0,67 | 19,6 | 2,0 |

* Les couleurs MUNSSELL sont données, sauf indication contraire, pour des échantillons humides.

** La terminologie utilisée pour la description des profils est celle du Glossaire de Pédologie édité par l'O.R.S.T.O.M. (1969).

I.G.N. 1/25.000 MEIX-DEVANT-VIRTON - VIRTON 71/1-2 :

N. 49° 37' 52" - E. 5° 30' 10" - Lambert 231,7 - 35,9 - Altitude : 330 m.

— Topographie : plateau, à proximité d'une rupture de pente amorçant une pente faible vers l'E.

— Substratum : sables d'altération des calcaires gréseux virtoniens (Lotharingien sup.), remaniés en surface.

— Type forestier : hêtraie-chênaie-charmaie à flore du moder (**Luzula luzuloïdes**, **Convallaria majalis**, **Pteridium aquilinum**, **Lonicera periclymenum**) et du mull acide.

— Type de sol : **sol brun ocreux** à moder (sol lessivé acide).

- A₁ 0- 10 cm : Litière continue, assez épaisse, avec horizon F bien marqué. Moder sableux, noir (5 YR 2.5/1), généralement peu épais (5 cm), à structure particulière; meuble, friable; parfois un peu tassé, cohérent; racines fines abondantes; limite ondulée, transition distincte.
- A₁B 10- 15 cm : Sable limoneux brun rougeâtre foncé (5 YR 3/2), infiltré de matière organique; structure particulière; plus cohérent que le A₁, mais toujours friable; limite ondulée, transition graduelle à distincte.
- (B) 15- 45 cm : Sable limoneux brun à brun foncé (7,5 YR 4/4), à structure particulière; nette tendance floconneuse; un peu plus cohérent par places; très meuble, très friable; enracinement important; rares graviers ferrugineux; limite ondulée, transition graduelle.
- C 45- 60 cm : Semblable à l'horizon sus-jacent, mais à structure particulière plus dense; enracinement moyen; limite ondulée, transition distincte.
- 60- 80 cm : Sable brun jaunâtre (10 YR 5/4) parfois parcouru par de fines linéoles plus foncées, sinueuses, subhorizontales; structure particulière; meuble, friable; enracinement faible; limite ondulée, transition nette.
- II B_{t1} 80-100 cm : Sable argileux brun foncé (7,5 YR 4/4) à l'état humide, brun jaunâtre (10 YR 5/8) à l'état sec; structure particulière massive; horizon très cohérent, très compact, mais friable; difficile à sonder et à creuser; enracinement très réduit; limite régulière, transition diffuse.
- II B_{t2} 100-130 cm : Sable argileux brun vif (7,5 YR 5/6), plus meuble que les horizons sus et sous-jacents.
- II B_{t3} 130 cm et + : Sable argileux rouge jaunâtre (5 YR 4/6) à l'état humide, brun vif (7,5 YR 5/6 à 5/8) à l'état sec; structure particulière massive; très cohérent, très compact; difficile à sonder et à creuser. Cet horizon s'estompe progressivement et vers 2 m de profondeur, il fait place à un sable plus meuble de couleur brune.

| Prof. cm | Hor. | Granulométrie % | | | | M.O. % | C % | N % | C/N | pH eau | pH KCl | S/T % | Al ³⁺ mg/100g | El. libres % | | |
|-------------|--------------------|-----------------|------|------|------|-----------|--------|--------|------|-----------|-----------|----------|-----------------------------|--------------|------|-----|
| | | S.G. | S.F. | L.G. | L.F. | | | | | | | | | Fe | Al | |
| 0-10 | A ₁ | 7,1 | 68,4 | 10,9 | 8,8 | 5,8 | 5,3 | 2,62 | 0,16 | 16,7 | 3,9 | 3,1 | 22,5 | 1,24 | 5,5 | 0,5 |
| 10-15 | A ₁ B | 9,8 | 64,1 | 9,6 | 10,8 | 5,7 | 3,0 | 1,52 | 0,09 | 17,9 | 3,9 | 3,3 | 9,6 | 2,87 | 7,6 | 1,1 |
| 30-40 | (B) | 10,4 | 64,8 | 11,4 | 8,5 | 4,9 | 1,1 | 0,56 | 0,04 | 13,9 | 4,6 | 4,1 | 16,6 | 1,36 | 6,7 | 1,3 |
| 50-60 | C | 8,6 | 68,2 | 11,8 | 7,7 | 3,5 | 0,4 | 0,18 | 0,02 | 7,7 | 4,6 | 4,2 | 11,3 | 0,83 | 6,8 | 1,3 |
| 60-80 | | 3,7 | 90,8 | 3,1 | 1,9 | 0,5 | tr. | 0,02 | tr. | - | 4,6 | 4,3 | 17,7 | 0,41 | 2,7 | 0,5 |
| 80-100 | II B _{t1} | 1,4 | 79,4 | 3,1 | 3,8 | 12,3 | 0,2 | 0,10 | 0,02 | 5,8 | 5,0 | 3,8 | 29,4 | 2,17 | 15,9 | 2,3 |
| 100-120 | II B _{t2} | 0,9 | 81,1 | 5,8 | 3,5 | 8,7 | 0,2 | 0,07 | 0,01 | 6,1 | 5,0 | 3,8 | 41,8 | 1,52 | 8,6 | 1,9 |
| 140-150 | II B _{t3} | 2,1 | 76,6 | 5,4 | 3,1 | 12,9 | 0,3 | 0,16 | 0,02 | 8,0 | 4,9 | 3,0 | 26,0 | 2,97 | 20,1 | 3,3 |

PROFIL N° 57 :

I.G.N. 1/25.000 MEIX-DEVANT-VIRTON - VIRTON 71/1-2.

N. 49° 38' 03" - E. 5° 28' 20" - Lambert 229,6 - 36,3 - Altitude : 335 m.

- Topographie : plateau.
- Substratum : sables d'altération des calcaires gréseux virtoniens (Lotharingien sup.), remaniés en surface.
- Type forestier : hêtraie-chênaie à flore du moder (**Luzula luzuloïdes**, **Deschampsia flexuosa**).
- Type de sol : **sol brun ocreux** à moder (sol lessivé acide).

- A₁ 0- 5 cm : Litière épaisse, continue; horizon F continu, de 1 à 2 cm d'épaisseur.
Moder sableux, noir (10 YR 2/1), peu épais, à structure particulaire; nombreux grains de quartz lavés; limite ondulée, transition distincte.
- A,B 5- 15 cm : Sable limoneux brun rougeâtre foncé (5 YR 2,5/2) à brun foncé (7,5 YR 3/2), constituant un horizon d'infiltration humifère de 5 à 10 cm d'épaisseur; structure particulaire; meuble ou légèrement cohérent par places; enracinement fin abondant; graviers gréso-ferrugineux abondants, en majorité émoussés; limite ondulée, transition graduelle à distincte.
- (B)₁ 15- 30 cm : Sable limoneux brun à brun foncé (7,5 YR 4/4); structure particulaire à nette tendance floconneuse; friable, très meuble, très aéré; enracinement très abondant; importante charge de grès ferrugineux (diamètre de l'ordre du cm ou du demi-cm), uniformément répartis; limite régulière, transition graduelle.
- (B)₂ 30- 50 cm : Très semblable à l'horizon sus-jacent, mais à nuance ocrée plus prononcée (5 YR 4/6); charge graveleuse abondante.
- C₁ 50- 70 cm : Sable limoneux brun foncé (7,5 YR 4/4) à structure particulaire; meuble mais un peu plus compact cependant que les horizons sus-jacents; charge gréso-ferrugineuse maximale; présence de faibles revêtements argilo-ferrugineux sur les gravillons gréseux; limite ondulée, transition graduelle à distincte.
- II Bt₁ 85-120 cm : Sable brun vif (7,5 YR 5/6) à rouge jaunâtre (5 YR 5/6); structure particulaire; meuble, friable; horizon présentant au sein d'une matrice brune des zones plus argileuses et plus foncées (rouge jaunâtre), distribuées soit de façon ponctuelle (taches de ± 4 cm de diamètre), soit (et plus fréquemment) sous forme d'un réseau de fines linéoles plus ou moins anastomosées (de 1 à 3 cm d'épaisseur), à orientation horizontale non généralisée (aspect fréquent de « volutes »); absence totale de gravillons gréso-ferrugineux; enracinement faible; passage graduel à l'horizon suivant vers un mètre de profondeur.

II Bt₂ 120-180 cm : Alternance d'une matrice sableuse brun vif (7,5 YR 5/6), à structure particulaire, très meuble, et de travées subhorizontales de couleur plus vive (5 YR 4/6), plus argileuses et plus cohérentes ; les lits argilo-sableux dont les contours sont assez nets et dont l'épaisseur varie entre 2 et 10 cm (exceptionnellement plus), sont distants l'un de l'autre de 10 à 20 cm ; ils se prolongent au moins jusqu'à 250 cm de profondeur ; pas de cailloutis gréso-ferrugineux, mais présence locale de gros rognons (diamètre 10 à 25 cm) de sable fortement induré (grésifié), de couleur brun rougeâtre foncé (5 YR 3/2 à 3/3), présentant fréquemment un cortex noir (5 YR 2,5/1) ; ces concrétions gréseuses sont visiblement formées in situ ; elles se retrouvent dans les colluvions sableuses des versants avoisinants.

| Prof. cm | Hor. | Granulométrie % | | | | | M.O. % | C % | N % | C/N | pH eau | pH KCl | S/T % | Al ³⁺ me/100g | El. libres % | |
|-----------------------|------------------|-----------------|------|------|------|-----|--------|------|------|------|--------|--------|-------|--------------------------|--------------|-----|
| | | S.G. | S.F. | L.G. | L.F. | A. | | | | | | | | | Fe | Al |
| 0-5 | A ₁ | 65,4 | 11,5 | 8,3 | 8,9 | 5,9 | 10,0 | 4,98 | 0,28 | 17,9 | 3,7 | 2,9 | 10,9 | 1,95 | 8,7 | 0,7 |
| 5-15 | A ₁ B | 64,3 | 11,7 | 7,4 | 10,3 | 6,4 | 5,1 | 2,54 | 0,12 | 21,3 | 4,0 | 3,2 | 11,4 | 3,36 | 9,8 | 1,1 |
| 15-30 | (B) ₁ | 62,3 | 10,8 | 10,3 | 10,6 | 6,0 | 1,4 | 0,71 | 0,04 | 17,0 | 4,7 | 4,3 | 14,2 | 1,55 | 9,5 | 2,6 |
| 30-40 | (B) ₂ | 65,9 | 10,1 | 8,6 | 10,2 | 5,2 | 0,9 | 0,47 | 0,04 | 12,1 | 4,8 | 4,3 | 16,3 | 0,77 | 11,7 | 2,9 |
| 60-70 | C ₁ | 68,5 | 9,5 | 8,3 | 9,3 | 4,5 | 0,3 | 0,16 | 0,02 | 6,7 | 4,7 | 4,2 | 17,6 | 0,66 | 10,8 | 2,0 |
| 70-80 | C ₂ | 76,5 | 11,2 | 6,1 | 4,5 | 1,8 | 0,1 | 0,07 | - | - | 4,8 | 4,1 | 14,4 | 0,68 | 9,0 | 2,1 |
| 85-95 | IIB ₁ | 83,6 | 11,5 | 1,3 | 1,2 | 2,4 | 0,1 | 0,07 | - | - | 4,6 | 4,1 | 27,1 | 1,65 | 8,2 | 1,4 |
| 140 _A -170 | IIB ₂ | 80,1 | 12,0 | 0,9 | 1,0 | 6,0 | 0,1 | 0,06 | - | - | 4,8 | 3,8 | 73,9 | 1,32 | 11,4 | 1,3 |
| 140 _M -170 | | 86,4 | 11,3 | 0,8 | 0,6 | 0,9 | - | - | - | - | 4,9 | 4,1 | - | 0,28 | 4,1 | 0,4 |

A = bande argilo-sableuse

M = matrice sableuse intercalaire

PROFIL N° 29 :

I.G.N. 1/25.000 MEIX-DEVANT-VIRTON - VIRTON 71/1-2.

N. 49° 38' 17" - E. 5° 28' 13" - Lambert 229,5 - 36,7 - Altitude : 330 m.

Bois de Thonne-la-Long (Bellefontaine).

- Topographie : replat dans le 1/3 inférieur d'une pente faible à exposition W-S.W.
- Substratum : sables d'altération des calcaires gréseux virtoniens (Lotharingien sup.), remaniés en surface.
- Type forestier : chênaie à bouleau et flore du moder-mor (**Vaccinium myrtillus**, **Deschampsia flexuosa**, **Pteridium aquilinum**, **Luzula luzuloïdes**).
- Type de sol : **sol ocre podzolique** à moder.

- A₁** 0- 10 cm : Litière (chêne) importante mais discontinue (poches) ; horizon F bien développé localement.
Moder (parfois moder-mor), brun foncé (7,5 YR 3-1), à structure particulière et texture sableuse ; nombreux quartz lavés ; en surface, et très localement, couche très organique à structure feuilletée, plus ou moins tassés (A₀A₁) ; A₁ à limite inférieure régulière et transition distincte avec le B humique ; quelques taches plus claires (7,5 YR 3,5/3 à 4/3) mal individualisées apparaissant sporadiquement entre le A₁ et le B_n.
- B_n** 10- 20 cm : Sable brun foncé (7,5 YR 4/6) ; structure particulière ; grains sableux en partie revêtus ; cohérent, friable ; quelques graviers gréso-ferrugineux émoussés ; limite régulière, transition distincte.
- B₁** 20- 40 cm : Sable brun foncé à nuance ocrée (7,5 YR 4/6) ; structure particulière à nette tendance floconneuse (d.a. = 1,1 g/cm³), peu stable ; meuble, très friable ; rares graviers et cailloux ferrugineux émoussés ; limite régulière, transition diffuse.
- B₁/C** 40- 60 cm : Sable brun foncé (7,5 YR 4/6) avec des taches plus claires ; structure particulière ; meuble, friable, à légère tendance floconneuse ; enracinement abondant ; en profondeur, la texture devient un peu plus argileuse par plages et la cohésion du sable augmente corrélativement ; limite ondulée, transition diffuse.
- C** 60- 80 cm : Sable brun foncé (7,5 YR 4/6) à structure particulière ; meuble, très friable, avec quelques plages ou linéoles argilo-sableuses plus cohérentes que la matrice sableuse ; très rares plaquettes fortement corrodées de calcaire gréseux (effervescence à HCl) ; limite ondulée, transition graduelle à distincte.
- II B** 80-150 cm : Alternance d'une matrice sableuse claire (7,5 YR 5/6), très meuble et très peu cohérente, et de travées de sable argileux brun vif (7,5 YR 6/6), plus cohérentes ; l'intervalle entre les travées subhorizontales est d'une dizaine de cm ; chaque bande argilo-sableuse présente quant à elle une épaisseur variant entre 5 et 7 cm ; les contours des bandes argilo-sableuses sont nets mais souvent festonnés.

| Prof. cm | Hor. | Granulométrie % | | | | | M.O. % | C % | N % | C/N | pH eau | pH KCl | S/T % | Al ³⁺ me/100g | El. libres % | |
|----------|-------------------------------|-----------------|------|------|------|-----|--------|-------|------|------|--------|--------|-------|--------------------------|--------------|-----|
| | | S.G. | S.F. | L.G. | L.F. | A. | | | | | | | | | Fe | Al |
| 0-10 | A ₀ A ₁ | - | - | - | - | - | 23,2 | 11,60 | 0,64 | 18,2 | 3,9 | - | 19,2 | - | - | - |
| 0-6 | A ₁ | 36,6 | 51,5 | 0,3 | 7,6 | 4,0 | 13,7 | 6,86 | 0,38 | 18,0 | 3,5 | 2,9 | 11,7 | 0,63 | 9,9 | 0,8 |
| 0-20 | B _H | 42,0 | 42,9 | 3,8 | 6,5 | 4,7 | 5,1 | 2,57 | 0,09 | 29,6 | 3,6 | 3,0 | 8,9 | 2,12 | 12,0 | 1,5 |
| 0-35 | B _S | 39,2 | 44,5 | 3,9 | 7,2 | 5,1 | 3,2 | 1,58 | 0,08 | 19,0 | 4,3 | 4,1 | 11,2 | 1,93 | 12,8 | 3,0 |
| 0-60 | B _S /C | 38,6 | 52,4 | 3,3 | 4,5 | 1,2 | 0,7 | 0,35 | 0,02 | 15,2 | 4,7 | 4,4 | 22,0 | 0,43 | 11,0 | 2,9 |
| 0-70 | C | 37,2 | 54,2 | 4,0 | 3,5 | 1,1 | 0,3 | 0,13 | 0,02 | 8,3 | 4,7 | 4,4 | 28,6 | 0,47 | 9,0 | 1,0 |
| 0-150 | II B _t | 17,0 | 69,9 | 1,9 | 1,3 | 9,8 | 0,2 | 0,00 | 0,01 | 5,8 | 4,6 | 3,9 | 30,5 | 1,53 | 15,3 | 1,6 |
| 0-150 | II B _m | 17,8 | 79,5 | 1,2 | 0,7 | 0,8 | tr. | 0,01 | tr. | - | 5,1 | 4,5 | - | 0,05 | 3,0 | 0,3 |

