

MINÉRAUX ARGILEUX DES ARGILES DE DISSOLUTION DES CALCAIRES DINANTIENS EN CONDROZ

par J. THOREZ et P. BOURGUIGNON (**)

(7 figures dans le texte et 2 tableaux hors-texte)

RÉSUMÉ

Étude des associations de minéraux argileux dans les produits de dissolution des calcaires dinantiens en Condroz. Ces associations sont comparées à celles des fractions argileuses extraites des calcaires du substrat et des loess sus-jacents dans le cas de profil complet : roche calcaire → argile de dissolution → loess. Ce dernier a évolué en un sol brun lessivé, tandis que l'argile de dissolution elle-même est considérée comme un genre de « terra fusca ». L'évolution minéralogique est suivie pas à pas, à la lumière des processus d'héritage, de dégradation et de néoformation d'une part, des contaminations de l'argile de dissolution par les loess sus-jacents d'autre part.

ABSTRACT

A study has been made of the clay mineral assemblages in the dissolution products of the Lower Carboniferous (Dinantian) limestones of the Condroz (Belgium). These assemblages are compared to those of the argillaceous fractions extracted from the underlying limestones and from the overlying loess when a complete profile is present (i.e. limestone → clayey dissolution product → loess). The loess has evolved into a brown, leached soil, while the clayey dissolution product of the limestones is considered to be a type of « terra fusca ». The mineralogical evolution of the latter is traced step by step. It is discussed with respect to inherited characters, degradation and neof ormation on one hand, and to contamination by the overlying loess on the other.

SOMMAIRE

	page
ABSTRACT	59
INTRODUCTION	60
I. DONNÉES MINÉRALOGIQUES ANTÉRIEURES :	
A. Roches carbonatées du Paléozoïque en Belgique	61
B. Argile de dissolution	61
C. Loess	62
II. GRANULOMÉTRIE	63
III. MATÉRIAUX ET MÉTHODES D'ÉTUDES DES ARGILES	64

(*) Travail subsidié par un Crédit aux Chercheurs F.N.R.S. Présenté à la séance du 13 juillet 1971; manuscrit remis le 13 novembre 1972.

(**) Laboratoire des Argiles, Institut de Minéralogie de l'Université de Liège, 9, Place du Vingt-août, B-4000 Liège, Belgique.

IV. INVENTAIRE DES MINÉRAUX ARGILEUX :	66
A. Les minéraux simples	66
B. Les édifices interstratifiés irréguliers	67
C. Indice de cristallinité — Rapports d'intensité I(002)/I(001)	71
V. RÉPARTITION DES ASSOCIATIONS DE MINÉRAUX ARGILEUX	74
A. Minéraux argileux dans les roches carbonatées	75
B. Association-type de l'argile de décalcification	76
C. Association-type dans les loess	77
D. Assemblage argileux dans la zone de transition argile-calcaire	77
E. Assemblage argileux dans la zone de transition loess-argile	77
VI. INTERPRÉTATION ET DISCUSSION	77
CONCLUSION :	82
BIBLIOGRAPHIE :	83

INTRODUCTION

Ce travail (*) est principalement consacré à l'analyse des constituants argileux dans les produits de la dissolution des calcaires dinantiens. La région étudiée est celle de Dinant et plus généralement le Condroz (Synclinorium de Dinant).

La minéralogie des argiles résiduelles, comme par ailleurs celle des roches calcaires elles-mêmes, y est relativement mal connue. Aucune étude détaillée ne leur a été consacrée; les analyses publiées antérieurement sont fragmentaires, incomplètes, voire même contradictoires.

Un dépôt d'argile brun-rougeâtre (MUNSELL 2,5 YR à 10 YR), plus ou moins autochtone suivant les endroits, s'individualise par dissolution de roches carbonatées. Les têtes de bancs calcaires souvent redressés peuvent apparaître à des profondeurs variables, allant depuis l'affleurement jusqu'à plusieurs mètres sous la surface.

La limite inférieure de cette argile est extrêmement irrégulière et suit les caprices de la décalcification. Sur des surfaces topographiques calmes, l'argile est relativement homogène. Sur pente, elle peut être contaminée, en plus ou moins forte proportion, par des blocs calcaires ou par des cherts. Très souvent, la formation est recouverte de loess dans lequel s'est développé un *sol brun lessivé*. L'épaisseur de ce limon est variable et peut atteindre deux mètres.

Le sol sur argile en surface a été qualifié de *sol brun eutrophe*.

Les données issues de la cartographie des sols et certaines analyses accompagnant systématiquement cette prospection sont reprises d'une étude des terrains superficiels du Condroz (MARECHAL, 1958). D'après cet auteur, les argiles de décalcification auraient pris naissance sur des surfaces dégagées durant le Pléistocène inférieur ou moyen et sont assimilées à des paléosols du type « *terra fusca* ».

I. DONNÉES MINÉRALOGIQUES ANTÉRIEURES

Voici, dans les grandes lignes, le bilan antérieur des connaissances sur la minéralogie des principaux matériaux intéressés.

(*) Les préparations ont été réalisées au laboratoire par MM. RUISSEAU et SPEETJENS, que nous remercions ici pour leur coopération technique.

A. ROCHES CARBONATÉES DU PALÉOZOÏQUE EN BELGIQUE :

Dans le Tournaisien de Leuze et de Tournai, NEYBERG (1966) distingue, en sondage, deux associations, une à illite ouverte et chlorite, l'autre à illite fermée, kaolinite et montmorillonite. D'après cet auteur, aucune loi ne semble lier le minéral argileux à la roche : illites et chlorites dominant, les autres constituants n'interviennent qu'accessoirement et seraient sans signification stratigraphique. La kaolinite et l'illite seraient détritiques, la montmorillonite néoformée et la chlorite, diagénétique.

MAMET (1964) signale en affleurement la composition suivante dans les calcaires viséens (Marbre Noir de Dinant) : une kaolinite très désordonnée et minoritaire; un minéral à 10 Å très étalé, que cet auteur considère « *comme un mixed layer au sujet duquel il est impossible de préciser s'il s'agit d'illite ou de muscovite* »; des montmorillonites qui « *sont des smectites dioctaédrales, ferriques et magnésiennes* »; des chlorites bien cristallisées (au sommet du Viséen).

D'après une évaluation quantitative de cet auteur, les associations seraient les suivantes, dans l'ordre stratigraphique et en fréquence relative décroissante :

- **Viséen supérieur** : illite, montmorillonite, kaolinite, chlorite.
- **Viséen inférieur et moyen** : illite, montmorillonite (kaolinite), (chlorite).
- **Strunien-Tournaisien** : illite, montmorillonite, kaolinite, chlorite.

D'après ces données antérieures, les quatre minéraux argileux classiques se retrouveraient dans les calcaires dinantiens dont l'association serait marquée par une forte proportion relative de smectite.

D'après BUURMAN et alt. (1970), l'insoluble des calcaires en Condroz oriental est constitué de 100 % de mica avec traces de kaolinite.

Devant ces résultats fragmentaires et partiellement contradictoires, on est porté malgré tout à croire à la prépondérance des illites dans la phase argileuse des calcaires. Cette physionomie cadre d'ailleurs dans les grandes lignes avec les résultats publiés à l'étranger : l'illite est nettement prépondérante, la kaolinite insignifiante (MILLOT 1964); une smectite peut être abondante.

De toute façon, si le milieu carbonaté favorise les minéraux 2 : 1, la part de l'héritage paraît prépondérante, ce qui engendrerait la diversité des associations minéralogiques.

B. ARGILE DE DISSOLUTION :

En Condroz central, MARECHAL (1958) signale une abondance de « *minéraux illitiques en grande partie saturés de calcium* ».

Plus récemment, BUURMAN et alt. (1970) fournissent les compositions suivantes pour les argiles du Condroz oriental :

. kandites : 28 à 40 % . mica : 26 à 46 % smectite : 25 à 44 %

Aucune indication n'est cependant fournie concernant la méthode d'évaluation quantitative.

C. LOESS :

Les loess du Condroz n'ont jamais fait l'objet d'investigations minéralogiques exhaustives. Cette prospection s'est cependant engagée à l'occasion d'une étude régionale systématique. Certaines données inédites seront reprises dans le cadre de la présente étude.

Sans tenir compte d'horizons différenciés en région loessique, on peut fournir la composition minéralogique globale d'un loess. Il s'agit d'un mélange, en proportions variées : d'illite plus ou moins ouverte, à interfoliaires gonflants; d'interstratifiés irréguliers (10 — 14M); de chlorite plus ou moins ouverte, à interfoliaires vermiculitiques; d'interstratifiés irréguliers (14C — 14V); de vermiculite, de smectite et, plus rarement suivant certains horizons, de kaolinite. Une étude préliminaire sur la composition minéralogique des loess pleistocènes a fait l'objet d'une publication antérieure (THOREZ, BOURGUIGNON et PAEPE, 1970).

D'une manière générale, nos connaissances sur les minéraux argileux dans les calcaires, dans les argiles de dissolution et dans les loess, restent incomplètes. Un des buts de la présente étude est de combler cette lacune en s'attachant plus particulièrement aux argiles de décalcification.

De telles argiles peuvent elles-mêmes avoir subi des modifications plus ou moins profondes suivant qu'elles ont pu affleurer jusqu'à nos jours ou se sont trouvées recouvertes de loess.

Ces derniers ont eux-mêmes été soumis à l'influence et à l'interaction de divers facteurs pédogénétiques qui ont mené notamment à la différenciation en *sol brun lessivé*.

De sorte qu'en confrontant les résultats de l'analyse minéralogique des argiles de dissolution, recouvertes ou non de loess, on peut penser *à priori* à la reconstitution d'un schéma évolutif. Celui-ci ferait apparaître la part d'héritage, de transformation par dégradation de néoformation dans le stock des minéraux argileux suivant les caractéristiques du profil étudié : profil *limoneux* et profil *non limoneux*.

Les fractions argileuses en provenance de trois types distincts de matériaux ont été analysés : roches-mères calcaires, argiles résiduelles et loess de couverture. La superposition de ces trois matériaux conduit à six types principaux de profils (*), classés d'une manière schématique en :

Profils argileux : l'argile de dissolution des calcaires affleure : symbole E. (*)

Profils limono-caillouteux : à couverture limoneuse, sur substrat calcaire cohérent et sur argile de dissolution : symbole G. (*)

Profils limoneux (loess) : sur substrats argileux, calcaire et/ou sans substrat (ce dernier se trouvant alors à plus de 1,50 m de profondeur) : symboles (u) A, uAb, uG. (*)

(*) Les symboles utilisés ici sont ceux des profils tels qu'ils apparaissent dans la carte pédologique de Belgique et dans les descriptions (TAVERNIER et MARECHAL, 1958).

E = matériau argileux; G = sol sur sédiment meuble à teneur en éléments grossiers supérieure à 5 %; A = matériaux limoneux; U = matériaux argileux lourds. Nous renvoyons le lecteur au travail de TAVERNIER et MARECHAL pour de plus amples informations.

Au total, plus de 170 échantillons d'argile de dissolution et de loess ont fait l'objet d'analyses minéralogiques qualitatives et semi-quantitatives, celles-ci étant basées sur la fréquence relative des constituants.

II. GRANULOMÉTRIE

Les données granulométriques des profils étudiés sont consignées dans les dossiers des planchettes de la carte pédologique, documents précédemment évoqués.

Les résultats (pourcentage de la fraction inférieure à 2 microns) sont partiellement repris au tableau 1 et reportés sous forme de diagramme triangulaire classique (fig. 1) suivant les règles adoptées par le Centre de Cartographie des Sols; ceci permet la comparaison avec les résultats obtenus en Condroz central par MARECHAL (1958).

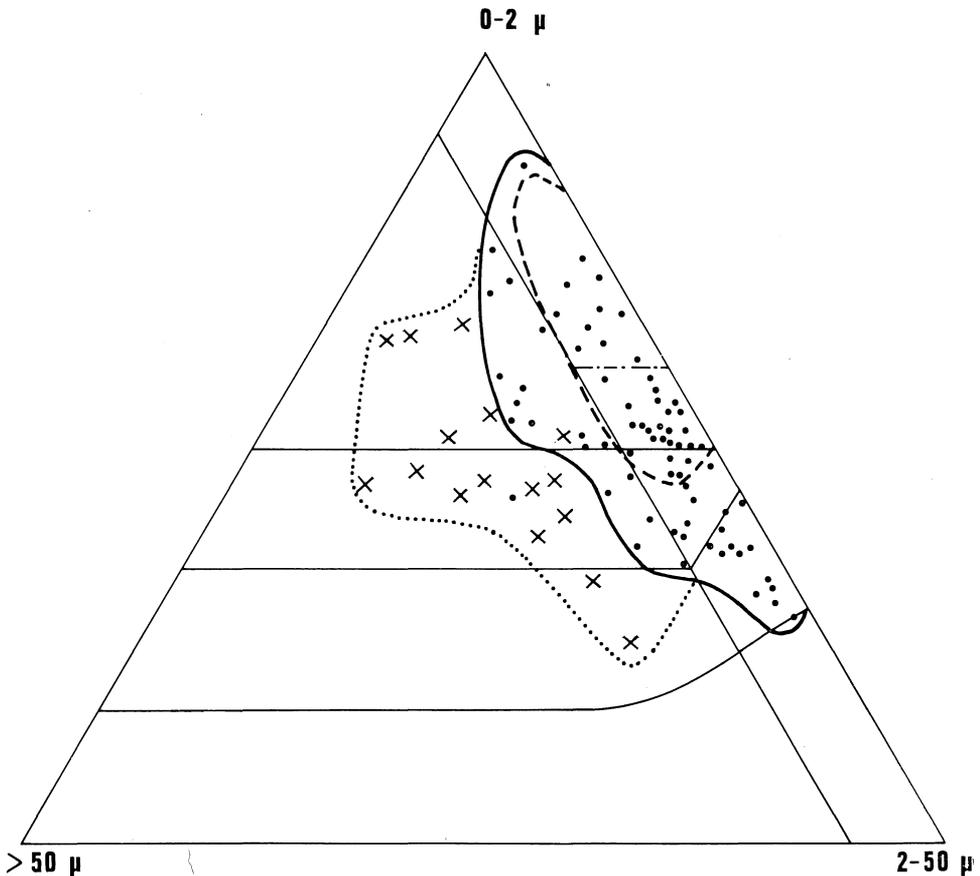


Fig. 1. — Distribution granulométrique des argiles de dissolution.

Points noirs : argile calcaire; croix : argile calcaire à petits cailloux et/ou concrétions. Limites de domaine : tireté : domaine de distribution suivant MARÉCHAL (1958). Trait plein : cette étude; Pointillé : incorporation d'éléments *sableux*.

Sur base des descriptions de profils, on distingue d'une part les dépôts argileux francs et d'autre part les formations dont la granulométrie originelle se trouve altérée par la présence d'éléments étrangers : fins débris de cailloux, résidus de calcaire ou de chert, concrétions ferromanganeuses. Certes, des éléments *sableux* font également partie de la formation et interviennent dans les résultats granulométriques. Mais la plupart des argiles calcaires sont franches.

Aussi le domaine propre à ces formations est-il assez restreint. On voit nettement l'effet de l'incorporation à ce domaine de la surface occupée par les argiles contaminées : la région représentative s'étend vers le pôle sableux du diagramme.

Néanmoins, dans ces conditions, tous les échantillons se trouvent répartis dans les régions dévolues aux argiles, en particulier le domaine des *argiles lourdes*. L'argile de dissolution est le plus souvent caractérisée par une fraction fine $> 50 \%$ et une fraction sableuse $< 10 \%$.

Ces résultats sont analogues à ceux publiés par MARECHAL (1958). La courbe tirée de la fig. 1 reproduit la limite adoptée par cet auteur pour les argiles du Cendroz central. Ce domaine est cependant plus restreint que le nôtre. On en a vu la raison en ce qui concerne l'extension vers le pôle sableux.

Vers le pôle limoneux (2 — 50 microns) du diagramme triangulaire figurent soit des échantillons appartenant à la partie supérieure des profils, soit se localisant à proximité de la couverture limoneuse. Une distinction identique apparaissait déjà en Cendroz central (MARECHAL, 1958). De haut en bas dans le même profil, l'évolution granulométrique est marquée par l'augmentation du caractère argileux en profondeur.

Au total, les argiles *franches* sont semblables à celles du Cendroz central; quelques échantillons doivent être considérés comme contaminés, notamment par le limon de couverture. Comme le montrent très bien les diagrammes reproduits par MARECHAL (1958), la granulométrie peut varier en fonction de l'importance de la couche limoneuse susjacent. En effet, l'argile n'échappe que difficilement à une certaine contamination par les éléments du loess susjacent. La même situation se retrouve ici et doit normalement se répercuter sur la composition minéralogique.

III. MATÉRIAUX — MÉTHODE D'ÉTUDES DES ARGILES

À l'exception d'échantillons prélevés dans des tranchées, la plupart des échantillons ont été récoltés par les Centres de Recherches Pédologiques de Gembloux et de Gand (*) lors des travaux de proflage accompagnant le levé de la carte des sols de Belgique.

Le tableau 1 présente la localisation des échantillons, avec le symbole du type de sol, et d'autres résultats analytiques figurant dans les rapports relatifs aux différentes planchettes pédologiques de la région (DELECOUR et PHILIPPOT, 1954 à 1956; DELEENHEER et PHILIPPOT 1964). On y trouvera également les résultats minéralogiques globaux. La fig. 2 fournit la localisation de quelques échantillons d'argile dans huit profils.

La fraction < 2 microns a été obtenue par sédimentation différentielle et centrifugations successives. La dispersion en eau distillée a été réalisée à l'aide d'un

—(*) Nous remercions ces deux Centres pour les échantillons fournis dans le cadre de cette étude.

microhomogénéiseur sans addition de défloculant. Quant à la fraction insoluble des roches carbonatées, elle a été obtenue par dissolution à HCl 0.1 N à froid.

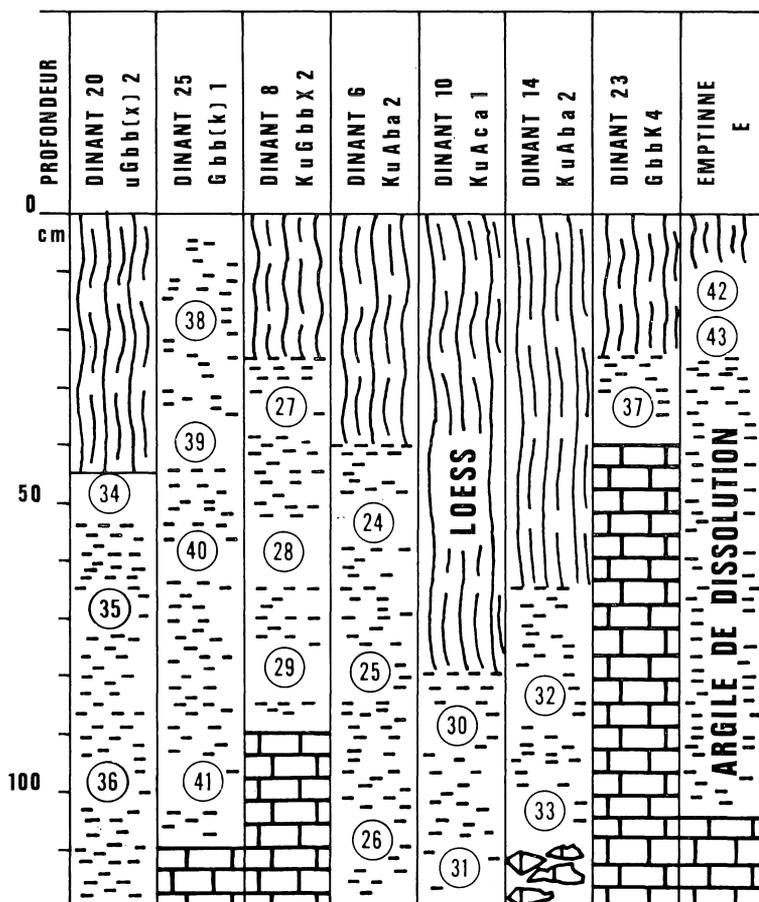


Fig. 2. — Localisation de quelques échantillons dans différents types de profil.
 Traits verticaux ondulés : loess; tirets horizontaux : argile de dissolution;
 rectangles : roche calcaire.

La suspension défloculée se sédimente le temps nécessaire au prélèvement de la fraction inférieure à 2 microns; celle-ci est mise à sécher sur lame de verre, à la température ambiante puis transférée en atmosphère contrôlée à 45 % R.H. Chaque préparation orientée subit deux essais consécutifs opérés sur la même lame :

- à l'état *normal* (N), sans aucun traitement chimique;
- après traitement à l'*éthylène glycol* (EG) pendant 12 heures, la lame étant plongée dans les vapeurs d'éthylène glycol après vide préalable;
- après chauffage à 490° C pendant 2 heures (Q), le refroidissement de la lame se faisant dans l'enceinte du four avant son transfert dans un dessiccateur.

Certains échantillons ont subi diverses saturations au KCl et au MgCl₂. Ceci permet de préciser certains caractères, comme l'identification de constituants montmorillonitiques et/ou vermiculitiques; ou encore le degré et l'état de dégradation du réseau illitique. Une attaque à l'HCl à chaud permet de distinguer en outre et en mélange la kaolinite de la chlorite.

Vu la diversité de langage qui affecte la qualification des minéraux argileux, nous donnons ci-dessous les précisions indispensables à une bonne compréhension des termes utilisés. On trouvera aux tableaux 2 et 3, une clef d'identification pour les minéraux illitiques à interfoliaires gonflants et les minéraux chloritiques à interfoliaires vermiculitiques.

IV. INVENTAIRE DES MINÉRAUX ARGILEUX (Tableau 1)

La fraction argileuse se compose de mélanges de minéraux simples et d'édifices interstratifiés.

A. LES MINÉRAUX SIMPLES :

1. Les kandites (K)

Des réflexions à 7 Å et à 3,58 Å instables à la chaleur caractérisent cette famille. Dans la plupart des échantillons analysés, ces réflexions sont également stables après traitement à l'éthylène glycol. Cependant, dans d'autres échantillons, une certaine asymétrie affectant les réflexions à 7 Å et à 3,5 Å indique un désordre structural (kaolinite désordonnée). En raison du mélange de constituants, il n'a pas été possible de caractériser les polymorphes du groupe des kaolinites.

2. Les phyllites à 10 Å (I)

Parmi les phyllites et les minéraux argileux présentant un diffractogramme caractéristique d'un mica dioctaédrique — désignés ici par le vocable « *illites* » (I) — on distingue deux groupes essentiels.

Le premier groupe représente des illites-séricites extraites des calcaires : ce sont des minéraux bien recristallisés, produits de la diagenèse des sédiments carbonatés (illites à pic aigu, TRAUTH et al. 1968).

Le second présente toute la gamme d'illites dérivant des séricites précédentes par fragmentation granulométrique.

Toutes ces illites appartiennent aux polymorphes 2M₁ ou 1Md ou à un mélange des deux.

Les illites du second groupe se répartissent en outre en *illite à pic large* et en *illites ouvertes*. LUCAS (1963) distingue parmi ces dernières, des illites à comportement de chlorite (I_C), de vermiculite (I_V) et de montmorillonite (I_M).

Les sommets des réflexions à 10 Å, 5 Å et 3,3 Å occupent exactement la place des réflexions des micas et ne subissent aucun déplacement au cours des traitements à l'éthylène glycol et au chauffage. La réflexion principale, à 10 Å, se caractérise par une asymétrie plus ou moins prononcée, débutant vers 14 Å; cette asymétrie subsiste lors des traitements (illite I_C), devient étroite et symétrique après chauffage (illite I_V) ou après glycol et chauffage (illite I_M); dans le cas de l'illite I_M, le bruit de

fond, du côté des petits angles, augmente; ou bien l'asymétrie devient plus importante. D'une manière générale, l'asymétrie traduit la présence d'interfoliaires généralement instables aux traitements; autrement dit, à côté de feuillets d'illite stables existent d'autres feuillets d'illite distendus et dans lesquels les ions K interfoliaires sont remplacés par des ions hydronium ou par des molécules d'eau.

Ces illites ouvertes, I_C , I_V , I_M , constituent les premières étapes dans la dégradation du réseau, qui se placent avant les édifices interstratifiés irréguliers (10 — 14_M). Ces derniers seront définis plus loin et nous fournissons au tableau 3 une clef d'identification plus précise des interstratifiés (10 — 14_M).

3. La chlorite : C :

Les réflexions harmoniques d'ordre impair sont peu intenses; la réflexion principale à 14 Å est cependant renforcée après chauffage. Il s'agit donc d'une chlorite à caractère ferrifère, dont deux états d'ordre structural sont représentés : une chlorite intacte, à feuillets 14_C stables, d'une part; une chlorite « ouverte » dont certains feuillets sont distendus et instables à la chaleur (14_V) et/ou à l'éthylène glycol (14_M) d'autre part.

Il s'agit alors d'une chlorite interstratifiée d'interfoliaires 14_V ou 14_M dont il sera fait état plus loin, dans le paragraphe traitant des interstratifiés.

4. La vermiculite : V :

Par le comportement caractéristique au chauffage, certains minéraux sont assimilés à la vermiculite (de sol) (la réflexion principale à 14 Å se déplaçant à 10 Å). En raison du mélange de minéraux dans la phase argileuse et de la faible fréquence relative de cette vermiculite, il n'a pas été possible d'en préciser les autres caractères cristallographiques notamment son caractère dioctaédrique probable.

5. Les smectites : M :

Elles se caractérisent également par une fréquence relative assez faible dans les mélanges. L'identification repose dès lors essentiellement sur la singularisation d'une réflexion vers 17 Å après traitement à l'éthylène glycol. Cette réflexion est évasée et peu intense; le gonflement est parfois limité à 15,7-16 Å; ceci indique l'interstratification de feuillets illitiques (résiduels) dans la structure de la smectite.

B. LES ÉDIFICES INTERSTRATIFIÉS IRRÉGULIERS :

Une discussion exhaustive sur les interstratifiés n'entre pas dans le cadre de cette étude. Cependant la présence, la fréquence et la variété d'interstratifiés rencontrés ici imposent d'en préciser certains caractères.

En règle générale, de tels interstratifiés sont irréguliers; aucune périodicité n'existe suivant l'axe *c*. Ils sont constitués de l'empilement *au hasard* de feuillets (ou de particules suivant le désordre structural) de composition différente. Il n'existe aucun « *effet de pointe* » mais des bandes de diffraction traduisant l'irrationalité dans l'empilement. Ce sont non point des minéraux interstratifiés, mais des *édifices* interstratifiés dont seule se singularise en général la « réflexion principale », c'est-à-dire une bande de diffraction (plateau ou bosse) dans la région 10-17 Å suivant les traitements. Ces derniers (éthylène glycol, chauffage, certaines saturations aux KCl et

TABLEAU 1
Caractérisation des échantillons étudiés

Types de Profil	Localisation des Profils	N° Labo	Couleur Échantillon	% Fraction < 2 μ	Minéraux argileux : Nature et Fréquence											Ia	Esq.		
					I	I ₀	1	2	3	4	Ms	K	C	5	6			V	
E	Mettet 165E 8/3	1	7,5 YR 5/6	58		6,5			2				1,5					> 10	0,32
	» 35/5	8	7,5 YR 5/6	53		5	2						3					> 10	0,65
	Emptinne	42		—	6,5								3,5					7	0,58
	»	43		—	7,5											2,6		7	0,28
	Florée	44		—		4,5				2			1				2,5	> 10	0,5
	Emptinne	45		—		3,5		2,5					4			Tr.		7	0,3
	»	46		—		6	2						2					10	0,34
»	52		5 YR 4/6	—		6			2			2		Tr.			> 10	0,4	
Florée	53		5 YR 4/6	—		3,5				2,5	1,5					2,5	> 10	0,44	
(u)Aba1	Mettet 165E 12/5	2	2,5 YR 4/4	55		3			2,5			2					2,5	> 10	0,31
(u)Aba	» 33/5	6	7,5 YR 4/4	32		4				1	2						3	> 10	0,1
(u)Aba	» 33/6	7	7,5 YR 4/4	47		4			2,5			a,5		2				> 10	0,52
(u)Aba1	» 41/6	9	7,5 YR 5/6	52		8			1			1	Tr.					> 10	0,50
uAba2	Mettet 165E 16/3	3	5 YR 4/6	49		5				2,5		2,5						> 10	0,20
uAbB2	Bioul 166 Y 25/4	14	7,5 YR 5/6	52		7,5	1,5					1						> 10	0,63
uAba2	Hastière 175W 13/4	19	7,5 YR 5/6	26		6				2,5		1,5						> 10	0,25
uAba2	» 18/4	20	10 YR 3/4	48		5,5			2			2,5				Tr.		> 10	0,45
Aba1	Mettet 165E 18/6	4	—	46		5,5	2,5					2						> 10	0,36
Aba1	Bioul 166W 16/6	13	7,5 YR 4/4	37		6,5			3			0,5	Tr.					> 10	0,35
Aba1	Hastière 175W 9/6	18	—	54		6,5			1,5			1				1		> 10	0,55
uGbbK2	Mettet 165E 25/3	5	7,5 YR 5/8	70		5	1					4						> 10	0,25
uGbbK4	» 42/3	10	7,5 YR 4/4	50		7		1				2						> 10	0,50
uGbbK4	» 42/4	11	7,5 YR 4/4	41		6				2		2						> 10	0,52
uGbbK4	Bioul 166W 46/2	15	7,5 YR 5/8	40		6,5			1			2,5						> 10	0,7
uGbbK4	» 46/3	16	7,5 YR 5/8	52		6,5		1				2,5					6,5	0,5	
uGbbK4	» 46/5	17	10 YR 5/8	42		7,5		Tr.				2,5					6	0,44	
uGbbK4	Hastière 175W 32/3	21	10 YR 5/6	54		5			1,5			2,5	1					> 10	0,33
uGbbK4	» 32/4	22	10 YR 5/6	60		5,5				1,5		3				Tr.		> 10	0,4
uGbbK4	» 32/5	23	10 YR 5/6	71		5,5			1,5			3				Tr.		> 10	0,5
uGbb(×)2	Dinant 175E 20/D	34	10 YR 5/8	47		5			2,5			2,5	Tr.				5	0,5	
uGbb(×)2	» 20/E	35	10 YR 5/8	64		5			1,5			3,5					5	0,41	
uGbb(×)2	» 20/F	36	10 YR 6/6	64		6,5			1,5			2					4	0,56	
GbbK4	Dinant 175E 23/8	37	7,5 YR 4/4	39		3					4,5					2,5		> 10	0,42
Gbb(k)1	» 25/A	38	10 YR 4/2	31		5				1,5		1,5				2		> 10	0,3
Gbb(k)1	» 25/B	39	7,5 YR 5/5	37		4				4						2		> 10	0,3
Gbb(k)1	» 25/C	40	7,5 YR 5/6	58		6				2,5		1,5	Tr.					> 10	0,42
Gbb(k)1	» 25/D	41	7,5 YR 4/4	66	5						4	1						> 10	0,51
KuGbb × 2	» 8/B	27	7,5 YR 5/5	36		5			3			2				Tr.		> 10	0,3
»	» 8/C	28	7,5 YR 5/5	69		6,5	1					2,5						> 10	0,25
»	» 8/D	29	7,5 YR 5/5	75		5		2				2				1		> 10	0,26
KuAbB2	Bioul 166W 15/5	12	10 YR 3/3	45		5			4			Tr.		1				> 10	0,4
KuAba2	Dinant 175E 6/C	24	5 YR 5/6	54		4				4		1				1		> 10	0,35
KuAba2	» 6/D	25	5 YR 5/6	52		3				2		2,5				2,5		> 10	0,66
KuAba2	» 6/E	26	5 YR 5/6	46		2,5				2,5		2				3		> 10	0,55
KuAca1	» 10/E	30	7,5 YR 5/6	43		5				2		3						> 10	0,24
KuAca1	» 10/F	31	7,5 YR 5/6	56		4				2,5		3,5		Tr.				> 10	0,17
KuAbq2	» 14/E	32	7,5 YR 5/6	49		4			2			1				2		> 10	0,21
KuAba2	» 14/F	33	7,5 YR 5/6	44		6		2				1				1		> 10	0,2
Calcaire » Schisteux Joint »	Emptinne	49				9,5						0,5					3	0,36	
		50				10											5	0,27	
		51				10											4	0,23	
		52					6				2		2	Tr.			> 10	0,4	
		47				9,5							0,5				4	0,31	
48				9							1				5	0,28			

LÉGENDE

Minéraux argileux

I = illite fermée; I₀ = illite ouverte; 1 = interstratifié irrégulier 10 — (10 — 14M) et 10 — (10 — 14M); 2 = 10 — (10 — 14M) — 14M; 3 = (10 — 14M) — 14M; 4 = (10 — 14M) — 14M, plus éventuellement une fraction de montmorillonite individualisée; Ms = montmorillonite de sol, mal cristallisée; K = kaolinite; C = chlor te; 5 = interstratifié irrégulier C — (14c — 14v); 6 = (14c — 14v); V = vermiculite (dioctaédrique).

Ia = indice d'aigu des illites. (TRAUTH et al. 1968).

ESQ. = caractérisation des illites suivant la méthode d'ESQUEVIN (1969) : rapport des intensités des réflexions 002/001 des illites.

Profils

Les symboles des profils sont ceux utilisés à l'occasion des travaux de cartographie des sols en Belgique (TAVERNIER et MARECHAL, 1958).

E = matériau argileux; G = sol sur sédiment meuble à teneur en éléments grossiers supérieure à 5 %; A = matériau limoneux; U = matériau argileux lourd; K = à substrat calcaire; les autres sigles renvoient aux classes de drainage etc... Nous renvoyons le lecteur à la publication de TAVERNIER et MARECHAL (1958) pour de plus amples informations.

MgCl₂) permettent une identification plus ou moins précise des composants des interstratifiés. De tels édifices sont constitués, soit de feuillets à comportement de chlorite (14_C), avec interfoliaires à comportement de vermiculite (14_V) ou de montmorillonite (14_M) : (14_C-14_V) ou (14_C-14_M); soit de feuillets d'illite (10) à interfoliaires généralement gonflants (14_M) : (10-14_M). Il est probable que des interfoliaires 14_V existent mais sont difficilement mis en évidence : (10-14_V).

1. Interstratifiés (14_C-14_V), (14_C-14_M) (tableau 2)

Ce sont des édifices à « squelette » de feuillets chloritiques et à interfoliaires gonflants (14_M) ou sensibles au chauffage seul (14_V). La proportion relative des interfoliaires varie et influe sur le faciès de la bande de diffraction (ou de la réflexion principale) située vers 14 Å au naturel.

On rencontre ainsi différentes combinaisons, certaines comportant une fraction non négligeable de chlorite « intacte » C, de vermiculite V ou même de la montmorillonite M : (14_C-14_V), C-(14_C-14_V), V-(14_C-14_V), C-(14_C-14_V); (14_C-14_M), C-(14_C-14_M), (14_C-14_M)-M, C-(14_C-14_M)-M. LUCAS (1963) a particulièrement indiqué la manière d'identifier et de formuler ces ensembles relativement complexes mais qui ont « droit de cité » dans les sols, les altérations et les sédiments.

Dans la plupart des édifices de ce type rencontrés ici, une fraction plus ou moins importante de chlorite « intacte » peut donc subsister; sa réflexion principale à 14 Å constitue alors une des limites du plateau (bande de diffraction); l'autre limite pouvant soit migrer vers les petits angles (15-16 Å) si les interfoliaires ont une aptitude au gonflement (= 14_M) soit vers 10 Å si les interfoliaires ont un comportement de vermiculite (14_V) et, bien entendu, de montmorillonite (14_M). Le déplacement plus ou moins prononcé dans un sens comme dans l'autre suivant les traitements est étroitement tributaire de la proportion d'interfoliaires dans la structure également.

Dans une chlorite intacte, l'attraction ionique entre la couche brucitique et les feuillets Te-Oc-Te empêche toute expansion à l'éthylène glycol et tout écrasement au chauffage.

Si la chlorite est dégradée, des « îlots » brucitiques subsistent. Ils agissent alors comme des *ponts* empêchant l'expansion complète à 17 Å (comme dans le cas d'une smectite) ou un écrasement complet à 10 Å au chauffage (comme dans le cas d'une vermiculite). Quel que soit le traitement, l'interstratifié (14_C-14_V) ou (14_C-14_M) se traduira, dans les petits angles, par une *bande de diffraction* qui n'existe pas nécessairement au naturel (échantillon normal).

Le tableau 2 fournit une clef d'identification en routine des édifices (14_C-14_V) et (14_C-14_M) après traitement à l'éthylène glycol (E6) et après chauffage à 490° C (Q).

Il faut souligner qu'une telle nomenclature peut s'avérer d'un usage aisé dans une étude en routine. Elle ne renseigne toutefois pas directement sur la nature *exacte* des interfoliaires notés 14_V.

Il est, en effet, parfaitement logique que la vermiculite dioctaédrique (Al-chlorite) puisse être interstratifiée dans le réseau; l'intercalation est en effet bien connue à l'heure actuelle (JACKSON, 1963). La présence d'interfoliaires 14_V peut d'autre part être éventuellement masquée par celle plus importante d'interfoliaires 14_M, également instables à la chaleur.

TABLEAU 2

Clé d'identification en routine des complexes (édifices interstratifiés irréguliers) à feuillets de chlorite (C), (14C) à interfoliaires à comportement de vermiculite (14V), ou de montmorillonite (14M).

M = montmorillonite; V = vermiculite.

EG : traitement à l'éthylène-glycol; Q = chauffage à 490° C.

Les tirets et la mise entre parenthèses, dans les formules, indiquent l'interstratification suivant la convention adoptée par LUCAS (1963).

Q \ EG	14 Å	15,5 Å	14-15,5 Å	14-17 Å
14 Å	C			
12-14 Å	C-(14c-14v)		C-(14c-14m)	
12 Å, 14 Å	(14c-14v), C			
10-14 Å	C-(14c-14v)-V			C-(14c-14m)-M
12 Å	(14c-14v)	C-(14c-14m)		
10-12 Å	V-(14c-14v)			
10 Å	V			

2. Interstratifiés (10-14_M) (tableau 3)

Dans une illite dégradée, la garniture interfoliaire potassique est plus ou moins intensément évacuée par lessivage. Ceci se traduit sur le diffractogramme de l'échantillon au naturel, par une réflexion principale (dont l'apex reste à 10 Å) mais davantage asymétrique vers les petits angles comparativement au faciès de la réflexion à 10 Å d'une illite ouverte des types I_C, I_V ou I_M.

C'est après traitement à l'éthylène glycol que surviennent les modifications majeures : d'une manière systématique, la réflexion large à 10 Å, évasée vers les petits angles (base vers 14-15 Å), fait place à une réflexion à 10 Å, étroite et symétrique, *moins intense* : cette réflexion indique la présence de feuillets d'illite *intacts*. La réflexion à 10 Å se dégage par-dessus ou se singularise à côté d'une *bande de diffraction* (plateau, bosse) dont les limites sont comprises au maximum entre 10 et 17 Å; cette bande de diffraction peut s'étaler, entre ces limites : 10-12 Å, 10-14 Å; 14-16 Å; 10 et 17 Å.

Le tableau 3 fournit une clef d'identification en routine des interstratifiés (10-14_M) : dans la seconde colonne les échellons indiquent la présence de la bande de diffraction (entre 10 et 12 Å par exemple).

Le gonflement d'une partie de la structure interstratifiée sous forme de plateau du bosse (réflexion mal élaborée) indique que certains feuillets de l'illite sont distendus et interstratifiés irrationnellement d'interfoliaires ayant donc le comportement d'une smectite (et désignés ici par le symbole 14_M). Ceci n'exclut pas qu'il ne puisse s'agir en tout ou en partie d'interfoliaires à comportement de vermiculite (14_V); une saturation au KCl ou au MgCl₂ suivie d'un traitement à l'éthylène glycol permet de différencier les deux.

Le symbole général (10-14_M) tend donc à indiquer un état, une étape dans la dégradation du réseau de l'illite.

Si cette dégradation affecte plus profondément l'illite, dont les ions K sont au fur et à mesure évacués, on assiste à deux faits.

TABLEAU 3

Clé d'identification en routine des édifices interstratifiés (10-14M).

I = illite stable; 10 = feuillet d'illite; 14M = interfoliaires gonflants à comportement de montmorillonite.

COMPOSITION DE L'INTERSTRATIFIE	d(001) APRES TRAITEMENT A L'ETHYLENE GLYCOL (en Å)
I+ <u>10</u> - (10-14 M)	10+ <u>10</u> -12 □
I+10 - (10-14 M)	10+10- <u>14</u> □
I+10 - (10-14 M)-14 M	10+10- <u>16</u> □
I+10 - (10-14 M)- <u>14M</u>	10+10- <u>16</u> + <u>(17)</u> □
I+(10-14 M)-14 M	10+12- <u>15</u> ○ □
I+(10-14 M) irrég.	10+12- <u>13</u> ○
I+(10-14 M)-14 M	10+ <u>13.5</u> - <u>16.5</u> □
I+(10-14 M)- <u>14M</u>	10+ <u>15</u> - <u>17</u> □

En premier lieu, l'aptitude au gonflement va croissant, c'est-à-dire que la structure interstratifiée comporte de moins en moins de feuillets d'illites stables et davantage d'interfoliaires gonflants 14_M. Ceci se traduit sur diffractogramme de l'échantillon glycolé par une tendance à un gonflement croissant; la limite de la bande de diffraction tend à s'étendre vers 17 Å, l'autre limite se déplaçant elle-même de 10 Å vers 17 Å; l'édifice tend à acquérir la structure d'une montmorillonite. On peut nuancer ces étapes sous la forme de formules (tableau 3) dans lesquelles tantôt la participation des feuillets à 10 Å, tantôt celle des interfoliaires 14_M est soulignée par l'emploi de parenthèses, de traits d'union etc. (THOREZ et VAN LECKWYCK — 1967).

En second lieu, le résultat du chauffage est instructif. D'une manière générale et ceci correspond à un degré de plus ou moins grand désordre dans la structure de l'illite, l'asymétrie qui marque le flanc de la réflexion à 10 Å (échantillon normal) de même que la bande de diffraction 10-14 Å ou 10-16 Å ou encore 13-17 Å (échantillon traité à l'éthylène glycol) disparaissent presque entièrement ou totalement après le chauffage: il ne subsiste plus, ordinairement, qu'une réflexion intense, étroite et symétrique à 10 Å. Ceci est particulièrement net dans les phases argileuses ne comportant que des dérivés de l'illite et dans lesquelles aucune trace de chlorite n'a été détectée. Dans les mêmes conditions d'absence de minéraux chloritiques, il peut cependant subsister après le chauffage et à côté de la réflexion 10 Å, une réflexion mal élaborée dont l'apex se situe vers 11-12 Å. Cet « accident » peut être rapporté à de l'Al interfolaire dans la structure de l'illite altérée.

Cet Al interfolaire pose bien entendu un problème difficile d'identification en présence de chlorite dégradée (type général 14_C-14_V). De tels édifices interstratifiés

fournissent en effet, après chauffage, des « bosses » ou des bandes de diffraction 12-14 Å voire 10-14 Å ou encore 10-12 Å suivant la proportion des interfoliaires 14_V dans la structure de la chlorite.

En résumé, l'utilisation des symboles ($10-14_M$) tels qu'ils sont illustrés dans le tableau 3 est essentiellement centrée sur la possibilité de variantes dans les états de la dégradation de l'illite : ouverture des feuillets, interstratification d'interfoliaires à comportement de montmorillonite (14_M). La faiblesse de ce symbolisme tient à ce que, d'une part, il ne mentionne pas la présence éventuelle d'interfoliaires à comportement de vermiculite (14_V) (la formule complète devant être par exemple : $(10-14_V-14_M)$). D'autre part, en présence de chlorite dégradée, il n'est pas aisé de mettre en évidence la présence d'Al interfoliaire lié uniquement à cette chlorite dégradée ou simultanément à l'illite et à la chlorite dégradées. De plus les bandes de diffraction observées après traitement à l'éthylène glycol et la disparition de tout accident au-delà de 10 Å après chauffage « camouffent » la présence éventuelle de vermiculite (dioctaédrique) produite par l'altération de la chlorite.

C. INDICE DE CRISTALLINITÉ — RAPPORTS D'INTENSITÉ $I(002)/I(001)$

Nous avons tenté de mieux caractériser l'illite (IM, IMd) par l'analyse de deux paramètres supplémentaires. Cette caractérisation repose sur la mesure de l'indice d'aigu (TRAUTH et al., 1968) et celle du rapport Esquevin (ESQUEVIN, 1969).

1. Indice d'aigu :

En mesurant la largeur à mi-hauteur de la réflexion à 10 Å de l'illite au naturel et dans des conditions d'enregistrement précises il est permis avec, TRAUTH et al. (1968) de distinguer trois variétés d'illite :

- *illite à pic aigu* : largeur à mi-hauteur : ≤ 3 mm
- *illite à pic large* : largeur à mi-hauteur : ~ 6 mm
- *illite ouverte* : largeur à mi-hauteur : ≥ 10 mm

Une telle mesure exprime la régularisation du réseau de l'illite (dans le cas présent la *désorganisation* au départ d'une illite à pic aigu héritée de la diagenèse et présente dans le calcaire), la présence (ou l'absence) ainsi que l'abondance d'interfoliaires gonflants 14_M . Cette déstructuration se marque par le « baillement » et l'apparition de l'asymétrie sur la réflexion principale à 10 Å, c'est-à-dire par des valeurs d'indice d'aigu croissantes. L'indice croît en effet, quand la cristallinité décroît et inversement. L'utilisation de cet indice d'aigu (ou indice de cristallinité) se fait ici dans une tout autre optique que celle de KUBLER (1963, 1968), de DUNOYER DE SEGONZAC (1970) et d'ESQUEVIN (1969) puisque l'on ne tente pas de s'en servir pour caractériser la séquence évolutive de l'illite dans le sens diagenèse \rightarrow anchi-zone \rightarrow épizone.

2. Rapport Esquevin ou mesure du rapport d'intensité des réflexions $(002)/(001)$ d'une illite; rapport $I(001)/(002)$.

L'intensité relative des réflexions (001) est en relation avec la constitution chimique de la couche octaédrique. NAGELSCHMIDT montrait en 1937 que la réflexion (002) à 5 Å par rapport à celle à 10 Å était beaucoup plus forte pour les

(*) Diffractomètre Philips, 38 Kv, 18mA, CuK, filtre Ni, jeu de fentes $2^\circ-0,1$ mm- 2° ; sensibilité : $1 \cdot 10^2-10$, déroulement du papier : 1200 mm/heure.

micas diotaédriques, de type muscovite, que pour les minéraux trioctaédriques du type biotite ou phlogopite.

Une première application géologique et stratigraphique a été publiée par KLINGEBIEL et LAROUCHE (1962) pour des illites alumineuses et ferromagnésiennes. Ces auteurs ont fait appel au rapport d'intensité des réflexions (001) et (002), le rapport $I(001)/(002)$ permettant de traduire indirectement la richesse en alcalins d'une illite : comme l'a montré WHITE (1962), il existe, au cours du lessivage expérimental d'une muscovite, une relation inverse entre les valeurs de ce rapport et le contenu en potassium interfoliaire. On sait que les processus intervenant et interférant au cours de la dégradation d'un réseau de mica dioctaédrique sont complexes : évacuation du K interfoliaire, hydroxydation de O^{2-} dans la couche tétraédrique, oxydation des ions Fe^{++} , aluminisation dans la couche tétraédrique, oxydation des ions Fe^{++} , aluminisation par substitution de l' Al^{+++} de la couche tétraédrique par le Si^{4+} .

Mais c'est toutefois l'évacuation du K qui se marque le plus aisément sur diffractogramme par le « baillement » de la réflexion principale à 10 Å (baillement ici mesurable par l'indice d'aigu I_c)

D'autre part, ESQUEVIN (1969) établit que la cristallinité de l'illite, telle qu'elle se marque dans les fluctuations de l'indice, dépend aussi de la composition chimique. En raison des mélanges dans lesquels intervient fréquemment l'illite, cet auteur choisit un paramètre cristallochimique : le rapport d'intensité des réflexions à 5 Å et 10 Å soit $I(002)/I(001)$ qui reflète le rapport $Al_2O_3/FeO + MgO$ dans la couche octaédrique.

Il construit un diagramme où chaque point représentatif se caractérise à la fois par son rapport $I(002)/I(001)$ et son indice de cristallinité *sensu* KUBLER (1963), DUNOYER (1970) ou ESQUEVIN (1969).

Les variations de valeur du rapport Esquevin (reflétant les variations $Al/Fe + Mg$ dans la couche octaédrique) et la classification des illites sur la base de l'indice d'aigu *sensu* TRAUTH et al. (1968) (soit illite à pic aigu, illite à pic large, illite ouverte) peuvent être traduites sous la forme d'un diagramme différent de celui d'ESQUEVIN (1969). Ce diagramme fournit d'utiles indications sur l'évolution et la variation cristallochimique des illites examinées dans cette étude (fig. 3).

La dégradation de l'illite par hydrolyse se traduit en effet, par l'ouverture de feuillets constitutifs; au niveau des espaces interfoliaires les ions K sont progressivement substitués par des molécules d'eau ou par des ions hydronium. La réflexion principale à 10 Å s'élargit, devient asymétrique vers les petits angles, on passe d'une illite à pic aigu vers une illite ouverte.

Au fur et à mesure que s'accroît la dégradation, l'intérieur des feuillets devient le siège d'échanges et de transformations importantes. Certains ions des couches octaédriques émigrent entre les feuillets pour tenter d'équilibrer le réseau en satisfaisant aux charges libérées par le lessivage des ions K interfoliaires. Mg, Fe et Al gagnent ainsi à leur tour les positions interfoliaires dont ils sont à leur tour, évacués.

Parallèlement, certains Al de la couche tétraédrique gagnent la couche octaédrique. Le réseau se dégarnit progressivement d'une grande partie de ces composants en donnant naissance à des minéraux dégradés (ouverts) et aux édifices interstratifiés irréguliers reconnus dans cette étude au niveau de l'argile de dissolution.

Certains espaces interfoliaires sont ainsi alternativement garnis ou dégarnis de leurs populations ioniques (JACKSON, 1963; CAMEZ, FRANC DE FERRIERE, LUCAS et

MILLOT, 1960; MILLOT, 1967; CAMEZ, 1962). Apparaissent les étapes intermédiaires à interfoliaires 14_M gonflants ou non, de formule générale $(10-14_M)$.

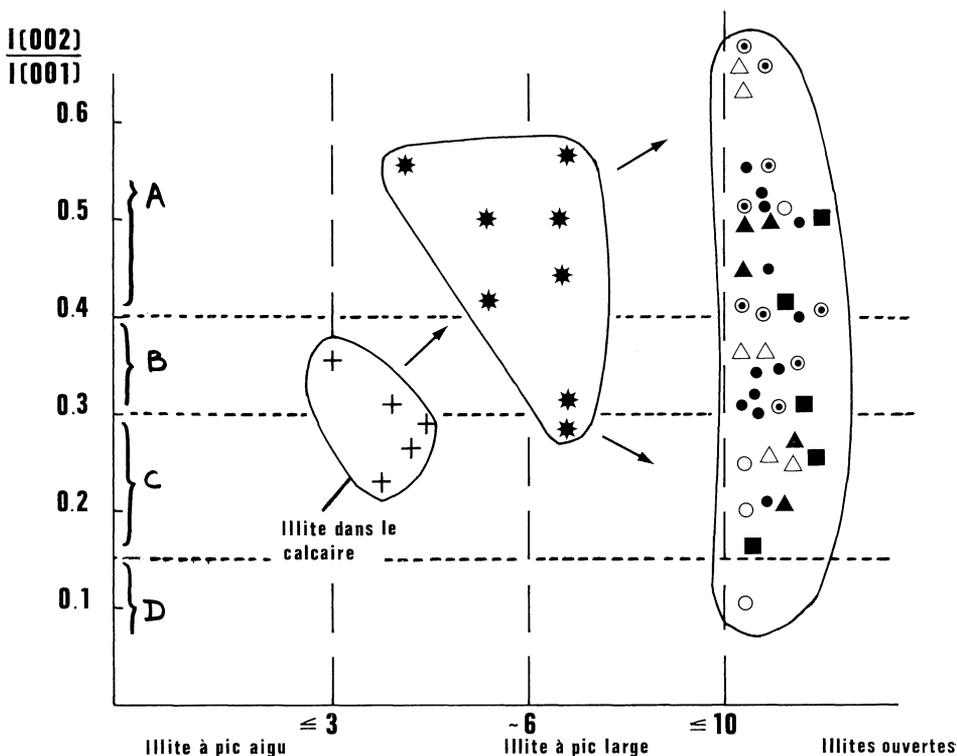


Fig. 3. — Caractérisation des illites suivant l'indice d'aigu (TRAUTH et al., 1968) et valeurs du rapport des intensités (002)/(001) (ESQUEVIN, 1969).

Croix : illite à pic aigu; étoile : illite à pic large; triangle : $I + 10 - (10-14_M)$; triangle plein : $I + 10 - (10-14_M) - 14_M$; cercle plein : $I + (10-14_M) - 14_M$; cercles concentriques : $I + (10-14_M) - 14_M$; cercle : $I + (10-14_M) - 14_M, M$; carré plein : association à illite (I) et à montmorillonite de sol (Ms); flèche : sens de la dégradation.

A, B, C et D : composition chimique de la couche octaédrique des illites.

A : domaine des illites à composition de muscovite (illites alumineuses);

B : domaine des phengites;

C : domaine des illites dont la composition serait celle d'un mélange de muscovite et de biotite;

D : domaine des illites riches en Fe (ou en Mg?).

Ces variations cristallochimiques dans les feuillets en particulier au niveau de la couche octaédrique, peuvent être caractérisées à l'aide du rapport ESQUEVIN (1969) et l'indice d'aigu *sensu* TRAUTH (1968), lequel distingue les illites à *pic aigu*; illite à *pic large*; ensemble d'illite associée à une fraction plus ou moins importante d'interstratifié irrégulier $(10-14_M)$ (= illite *ouverte*). Nous ferons plus tard, le commentaire du diagramme (fig. 3) et en tirerons argumentation dans le présent contexte.

Les données provenant des rapports $I(002)/I(001)$ des valeurs et d'indice d'aigu I_a et relatives à une cinquantaine d'échantillons d'argile de dissolution figurent au tableau I.

V. RÉPARTITION DES MINÉRAUX ARGILEUX

A la lumière des données analytiques, il est possible de dégager les types d'assemblages de minéraux argileux. Nous avons constaté une étroite dépendance entre la nature et la répartition des composants minéraux dans un profil d'une part, et les différentes variétés de profils d'autre part. La situation générale issue de ces répartitions schématisée au tableau 4. Cinq associations minéralogiques caractérisent les *trois matériaux* (loess, argile de dissolution et *substratum calcaire*), mais aussi, la *zone de transition loess-argile* (dans le cas de profil limoneux) et la *zone de transition argile-calcaire* (là où s'observe ce contact).

TABLEAU 4

Nature de la fraction illitique en fonction du type de profil :

Croix : profil E; étoile : roche calcaire; carré : uG; carré plein : G; triangle : KuG; triangle plein : KuAb; cercle : (u)Ab; cercle plein : Ab; cercles concentriques : uAb; les chiffres renvoient aux numéros d'échantillons, les accolades regroupent des échantillons d'un même profil; les chiffres cerclés indiquent les échantillons d'argile prélevés au contact de la roche calcaire.

PROFILS	NATURE DE LA FRACTION ILLITIQUE				
	I	I + 10 - (10-14M)	I + 10 - (10-14M) - 14M	I + (10-14M) - 14M	I + M _S
NON LIMONEUX	42 + 47 *	5 □	10 □	1 + (52) +	(37) ■
	43 + 49 *	8 +	16 □	11 □ (21) □	(53) +
	48 * 50 *	28 △	17 □	15 □ (22) □	
	51 *	46 +	(29) △	27 △ (23) □	
	52 *		45 +	(44) +	
LIMONEUX		4 ●	33 ▲	2 ○ 20 ◎ (34) □	6 ○
		14 ◎		3 ◎ 19 ◎ (35) □	{ 39 ■ 40 ■ 41 ■
				9 ○ 38 ■ (36) □	
				7 ◎ 32 ▲	
				(12) ● (24) ▲	
				(13) ● (25) ▲	
			(18) ● (26) ▲		

Ces associations sont marquées d'une part par la présence ou l'absence de kaolinite d'autre part par différents états de désordre structural de l'illite. Il existe des illites à pic aigu, à pic large, ouvertes (I_C, I_V, I_M); d'autres « illites ouvertes » sont plus ou moins largement interstratifiées de 14_M dont l'importance de la participation dans le réseau peut conduire à une montmorillonite de sol M_S. Il nous a paru intéressant de voir la répartition proprement dite de ces variétés d'« illite » en fonction du type de profil. Le tableau 4 présente ainsi la qualité de l'« illite » seule suivant le profil limoneux et non limoneux.

Les argiles de dissolution sont caractérisées par une gamme complète comprenant : illite à pic large; illites interstratifiées de 14_M en proportions variables; illites associées à une montmorillonite de sol. Tandis que les argiles de dissolution surmontées d'une couverture loessique (profil limoneux) présentent essentiellement, les combinaisons : I + (10-14_M)-14_M et I + M_S à quelques exceptions près qui seront explicitées. L'illite extraite des roches carbonatées a en revanche un caractère d'illite à pic aigu ou au plus à pic large, sans interfoliaires 14_M (ou 14_V).

Cette répartition peut être également illustrée à la fig. 3 en tenant compte des

trois variétés d'illite (à pic aigu, à pic large, ouverte) en fonction des valeurs du rapport I(002)/I(001). Les illites extraites du calcaire sont situées soit dans le domaine d'illite à *pic aigu* (avec des valeurs de rapport 0,35 — 0,25) soit dans celui des illites à *pic large* (avec des valeurs de rapport comprises entre 0,3 et 0,57 c'est-à-dire à caractère plus « alumineux »).

Pour l'ensemble des argiles de dissolution, qu'elles appartiennent à un profil limoneux ou non limoneux, l'illite est systématiquement *ouverte* et *interstratifiée* de 14M; les valeurs du rapport I(002)/I(001) sont comprises entre des valeurs très faibles : 0,1 (ce qui indique un caractère franchement ferreux) et des valeurs très élevées : 0,7 (indiquant un caractère alumineux).

Examinons les associations de minéraux argileux dans les cinq sites précités. De bas en haut : calcaire, zone de transition argile-calcaire, argile, zone de transition argile-loess, loess (fig. 4).

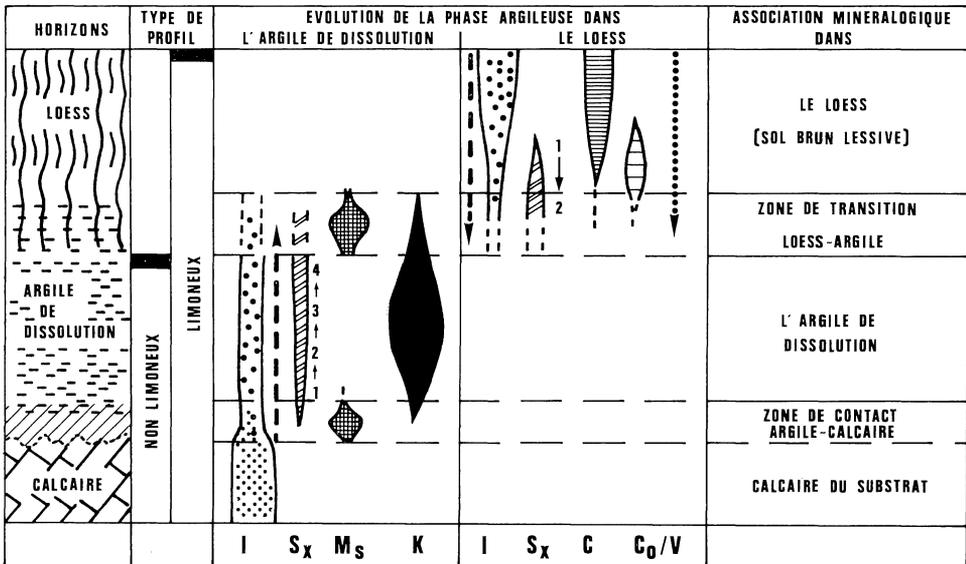


Fig. 4. — Distribution et séquence verticale des minéraux argileux dans les deux types de profils.

I = illite (*petits points* : illite à pic large; *gros points* : illite ouverte).

S_x : interstratifiés : 1 = 10 — (10 — 14M); 2 = 10 — (10 — 14M) — 14M; 3 = (10 — 14M) — 14M; 4 = (10 — 14M) — 14M, Ms.

Ms = montmorillonite; K = kaolinite; C = chlorite.

C₀/V : chlorite dégradée ou vermiculite.

Flèche plus tirets : sens de la dégradation de l'illite.

Flèche plus points : percolation verticale de haut en bas des minéraux du loess dans l'argile de dissolution sous-jacente.

A. MINÉRAUX ARGILEUX DANS LES ROCHES CARBONATÉES (éch. 49, 50, 51, 52)

Le résidu de la décalcification du calcaire est une illite fermée (à pic aigu); l'indice d'aigu est compris entre 3 et 5. Ces valeurs sont comparables à celles d'illites extraites d'autres roches carbonatées du paléozoïque (données inédites). Dans les

calcaires argileux et calschistes, l'illite est à pic large et peut être associée à des traces de kaolinite. Ces illites sont bien cristallisées (polymorphe $2M_1$). Ce sont là les indices de l'évolution diagénétique subie par le sédiment carbonaté et par les minéraux argileux qu'il contenait.

B. MINÉRAUX ARGILEUX DANS L'ARGILE DE DISSOLUTION

L'association type est quelque peu différente suivant que l'analyse s'adresse à l'argile de dissolution d'un profil *non* limoneux (l'argile affleure ou n'est recouverte que d'une très faible épaisseur de loess non différencié) ou à celle d'un profil limoneux (l'argile est couronnée d'un loess d'épaisseur variable et ayant subi une évolution pédologique en *sol brun lessivé*).

Dans les *profils non limoneux*, l'association est : illite plus kaolinite soit : I — K. Rares sont les cas où il existe, en plus, une fraction de chlorite ou d'interstratifié (14_C-14_V) ; il faut alors y voir une contamination due au matériau loessique surincombant et développé à la proximité de la surface.

L'indice d'aigu ($I_C > 10$) traduit la qualité d'illite « ouverte ». Cette illite comprend une fraction variable d'interfoliaires 14_M, qui se concrétise dans les formules : $I + 10 \cdot (10-14_M)$ à $I + (10-14_M) \cdot 14_M$ et même $I + M_s$. Mais dans ce dernier cas, il s'agit d'échantillons d'argile se situant à proximité immédiate de la roche calcaire (éch. 37 et 53).

Les valeurs du rapport $I(002)/I(001)$ sont variables ; elles sont comprises entre 0,25 et 0,70 et ce, en s'éloignant de la roche en place. En effet, plus l'échantillon analysé est séparé du calcaire, plus l'illite a un caractère « alumineux ». Aux valeurs élevées du rapport correspondent d'ailleurs des illites très dégradées : l'illite tend vers la montmorillonite de sol tout en comportant encore des feuillets d'illites stables et résiduels.

Dans les échantillons d'argile contenant les illites les plus dégradées, on constate également une *fermeture incomplète* du réseau après chauffage. L'épaulement caractéristique 11-12 Å sur le flanc de la réflexion à 10 Å, en dehors de la présence de toute chlorite, est ici en faveur d'Al interfoliaire (KLAGES et WHITE, 1957 ; RICH et COOK, 1963 ; JONES, MILNE et ATTWIL, 1964 ; FRINK, 1965 ; RICH, 1960 ; RICH et OBENSHAIN, 1955).

Dans les *profils limoneux*, l'association-type est : I-K ou I-K-(C) ou I-K-(14_C-14_V) au fur et à mesure que l'on s'approche du loess. La zone de transition argile-loess est toutefois caractérisée différemment comme nous le verrons.

L'indice d'aigu y est supérieur à 10 et les valeurs du rapport $I(002)/I(001)$ comprises entre 0,1 et 0,6, la majorité se situant toutefois vers 0,4. D'une manière générale, les échantillons d'un même profil peuvent s'inscrire dans la même case du tableau 4, sauf s'il s'agit d'échantillons appartenant à la zone de transition loess-argile.

En résumé, on peut donc dire que le fond argileux de l'argile de dissolution est constitué d'une kaolinite et d'une illite dont le réseau est plus ou moins intensément dégradé. Cette dégradation est d'autant plus marquée que l'échantillon est élevé dans l'argile de dissolution, c'est-à-dire se situe loin du contact avec le calcaire.

C. ASSOCIATION-TYPE DANS LES LOESS

Dans les loess, la fraction argileuse est composée d'un mélange de minéraux et d'édifices interstratifiés : illite, chlorite (10-14_M), (14_C-14_V). La kaolinite est généralement absente, sa présence a cependant été notée dans d'autres profils du pléistocène (THOREZ, BOURGUIGNON et PAEPE, 1970).

Les loess ont subi une évolution pédologique qui se reflète dans la composition minéralogique.

Cette évolution est la plus sensible au niveau de la chlorite. Nous présentons au tableau 5 quelques exemples de distribution de minéraux argileux et d'édifices interstratifiés dans des profils limoneux. On constate en effet que la chlorite est interstratifiée de 14_V : C-(14_C-14_V) ou subit une dégradation : la chlorite normale C passe vers des états de plus en plus dégradés (14_C-14_V) aboutissant parfois à la vermiculite.

Parallèlement, la fréquence relative en chlorite tend à diminuer vers le bas du profil, et peut y disparaître.

Bien que l'étude minéralogique des loess sorte du cadre de ce travail, il faut toutefois souligner que cette évolution de la chlorite se fait en sens inverse de celle que l'on observe ordinairement dans d'autres profils (données inédites) où l'altération de la chlorite, menant à la vermiculite, se réalise depuis les horizons les moins différenciés vers les horizons superficiels les plus différenciés.

D. ASSEMBLAGE ARGILEUX DANS LA ZONE DE TRANSITION ARGILE-CALCAIRE

La phase argileuse de la zone de transition en contact avec la roche calcaire comprend une illite à pic large associée à une *phase montmorillonitique* : la kaolinite est absente ou en traces. La phase montmorillonitique consiste en une montmorillonite de sol M_S mal élaborée.

E. ASSEMBLAGE ARGILEUX DANS LA ZONE DE TRANSITION LOESS-ARGILE

L'assemblage est complexe; il peut regrouper toutes les composants de l'argile : I, K (10-14_M) et ceux des loess : I, (10-14_M) et C et interstratifiés dérivant de la chlorite, mais également une *phase montmorillonitique*.

VI. DISCUSSION

De cette étude, nous pouvons dégager les facteurs essentiels qui déterminent la composition et l'évolution des minéraux argileux dans l'argile de dissolution.

Dans les profils non limoneux, la situation apparaît clairement à la lumière des données analytiques. Dans les profils limoneux, la situation est quelque peu différente du moins en ce qui concerne la zone de transition loess-argile. Il convient donc d'examiner ces cas et d'expliquer les différences de composition.

1. Signification de la présence d'interstratifiés (10-14_M) dans l'argile de dissolution

La résultante minéralogique de l'argile de dissolution est déterminée par la

dégradation de l'illite bien cristallisée libérée du calcaire au cours de la décalcification.

Cette illite se dégrade progressivement, ses feuillets s'ouvrent de plus en plus, les ions K interfoliaires sont évacués et le réseau, en se dégarnissant de ses « ponts » potassiques, acquiert une aptitude croissante au gonflement. Cette aptitude se concrétise au moment où environ 50 % du K initial sont évacués du réseau (ARNOLD, 1966).

Le degré de gonflement de l'illite dégradée est étroitement lié à l'augmentation parallèle des interfoliaires 14_M . La séquence de dégradation qui résulte de cette interstratification est schématisée comme suit (fig. 5). Elle établit la transformation de l'illite en montmorillonite de sol M_S éventuelle, suivant le degré d'altération de réseau par l'intermédiaire d'étapes caractérisées par les interstratifiés (10-14 M).

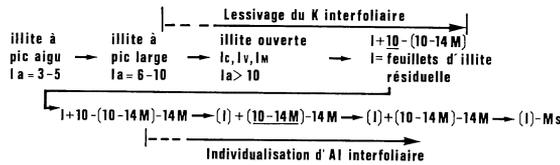


Fig. 5. — Séquence d'altération de l'illite, établie en fonction des données sur diffractogrammes relatifs à cette étude.

Cette séquence de dégradation se retrouve typiquement dans l'argile de dissolution à partir du contact avec la roche calcaire; la caractéristique essentielle est donc l'ouverture des feuillets de l'illite, qui s'accompagne d'une baisse de cristallinité accompagnant la naissance, en relais, de la montmorillonite de sol; le polymorphe 2M passe au polymorphe 1Md.

Dans les stades les plus avancés de la dégradation, c'est-à-dire au moment où les interfoliaires 14_M prennent le pas sur les feuillets à 10 dans la structure interstratifiée, on note une fermeture incomplète de l'édifice (10-14 M) après chauffage. L'épaulement 10-12 Å se singularise ici en dehors de la chlorite et indique la présence d'Al interfoliaire. L'interstratification d'Al interfoliaire (Al-chlorite) est par ailleurs conforme au schéma de JACKSON (1968) (fig. 6).

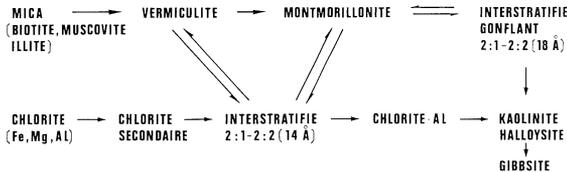


Fig. 6. — Séquences de dégradation des silicates phylliteux suivant JACKSON (1963).

L'origine de l'Al dans la structure interstratifiée peut être double; il peut, en effet, provenir :

- soit de la couche octaédrique de l'illite par dégradation accentuée du réseau. MILLOT (1967) a montré que certains ions des couches octaédriques migrent

TABLEAU 5

Distribution qualitative et semi-quantitative (fréquence relative) des minéraux argileux dans quelques profils limoneux (argile de dissolution surmontée d'une couche loessique)

Localisation du Profil	Horiz.	% 2 μ	Minéraux argileux : Nature et Fréquence															
			I	I _o	1	2	3	4	Ms	K	C	Co	5	6	7	8	V	
Bioul 166W Profil : 16 Type : Aba1	Ap	12,8		5												5		
	B21	23		5												5		
	B22	22,4		4,1	1											4,5		
	B3	24,5		5	3											2		
	CD	28		5					2,5			Tr.				2,5		
D	36,9		6,5					3			0,5							
Hastière 175W Profil : 9 Type : Aba1	Ap	13,9	5					2,5				2,5						
	B21	25,6	4,5					3				2,5						
	B22	23,7	6					2					2					
	B3	21,8	4					3										3
	C	20	2,5							5	Tr.							2,5
D	53,6	6,5							1,5	1								1
Hastière 175W Profil : 18 Type : uAba2	B2	22,9	5			2,5									2,5			
	B31	29,8	3,5				3				1					3		
	D	47,8	5,5				2				2,5					Tr.		
Hastière 175W Profil : 32 Type : uGbbK4	Ap	18,2	5			2,5									2,5			
	A	45,1	4			2,5					1,5				2			
	D	53,2	5				1,5				2,5				1			
	D	59,3	5,5					1,5			3				Tr.			
	D	70,3	5,5					1,5			3							
Hastière 175W Profil : 13 Type : uAba2	Ap	9,4	6			2									2			
	A2	13,6	5			2										3		
	B2	21,6	5,5					3,5		1								Tr.
	D	25,4	6					2,5		1,5								

I = illite fermée ou fraction d'illite stable; I_o = illite ouverte.

1 = interstratifié irrégulier 10 — (10 — 14M); 2 = 10 — (10 — 14M) — 14M; 3 = (10 — 14M) — 14M; 4 = (10 — 14M) — 14M; Ms = Montmorillonite de sol; K = kaolinite; C = chlorite; Co = chlorite légèrement dégradée; 5 = interstratifié irrégulier C — (14_c — 14_v); 6 = (14_c — 14_v); 7 = C — (14_c — 14M); 8 = (14_c — 14M); V = vermiculite.

entre les feuillets pour tenter d'équilibrer le réseau en satisfaisant aux charges libérées par le départ des interfoliaires. Mg, Fe et même Al gagnent les situations interfoliaires dont ils seront évalués à leur tour; pendant ce temps, certains ions Al de la couche tétraédrique gagnent la couche octaédrique.

— soit de matériau amorphe, l'illite en voie de dégradation captant l'Al en position interfoliaire.

C'est ainsi que naissent les interstratifiés (10-14_M) dont les espaces interfoliaires se trouvent alternativement garnis ou dégarnis par leurs populations ioniques. On parvient par lessivage à une étape semblable à la « *montmorillonite* » (montmorillonite de sol). DROSTE et al (1962) ont parlé de « montmorillonitisation »; rien ne dit cependant que de la véritable montmorillonite soit déjà effectivement présente au cours et à ce stade de la dégradation; la réflexion ou la bande de diffraction qui gonfle vers 16-17 Å représente en fait le reliquat des feuillets d'illite d'où les cations interfoliaires ont été évacués, ce qui mène à la faible charge et à l'aptitude au gonflement.

Au cours de la dégradation peut également se placer une « aluminisation » du réseau (JACKSON, 1963, ARNOLD, 1966). La présence d'Al interfoliaire exprimée sous forme d'un intergrade Al dans le cours d'une dégradation est maintenant bien établie (fig. 6); cet intergrade a des stabilités semblables à celles des montmorillonites et les variations de pH apparaissent essentielles dans sa genèse. En effet ARNOLD (1966) rapporte les faits suivants :

- *en milieu basique* : parallèlement à une diminution de la charge foliaire, le lessivage du K interfoliaire des phyllites micacées dioctaédriques mène essentiellement à la montmorillonite;
- *en milieu quasi-neutre* : les feuillets de l'illite se fragmentent lentement et acquièrent des propriétés gonflantes au moment où environ 50 % du K initial a été évacué;
- *en milieu acide* : l'altération du réseau micacé conduit préférentiellement à l'apparition d'Al interfoliaire sous la forme d'intergrade 2 : 1-2 : 2.

Parallèlement à l'« aluminisation » et à la « montmorillonitisation » du réseau, une grande partie de la structure se disloque; avant dissolution complète, les gels amorphes ou allophanes apparaissent. En milieu acide et lessivé, progressivement débarrassé des ions alcalins, les éléments, Si et Al, vont se recombinaer, se réorganiser en fabricant de la kaolinite. Et c'est bien ce qui s'observe ici dans l'argile de dissolution : une association à illite très ouverte, à interfoliaires 14_M, et une kaolinite.

2. Signification de la présence de la kaolinite dans l'argile de dissolution :

Absente dans l'insoluble du calcaire et normalement dans le matériau loessique, mais présente ici dans l'argile de dissolution, la kaolinite apparaît comme un minéral de *néoformation*. Sa formation est donc l'aboutissement de la dégradation de l'illite dont une partie, par hydrolyse en milieu ouvert et acide, a été « reconvertie » en kaolinite. La kaolinite s'impose d'ailleurs au fur et à mesure du « vieillissement » de l'argile puisqu'elle est la plus abondante à l'intérieur de la couche d'argile (fig. 7). On constate parallèlement que sa fréquence relative dans la zone de transition argile-calcaire diminue fortement; il en va de même vers le haut, à l'approche de la zone de transition loess-argile, si le profil est limoneux (fig. 4).

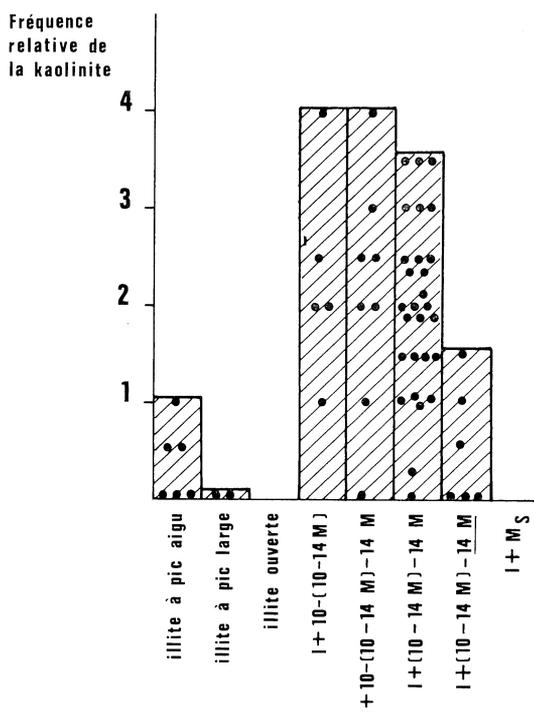


Fig. 7. — Fréquence relative de la kaolinite (la phase argileuse = 10) en fonction du niveau de la dégradation de l'illite. Chaque point représente une analyse. On remarquera que la kaolinite est la mieux représentée dans la phase argileuse où l'illite, par dégradation, a atteint un stade où les interfoliaires gonflants 14M commencent à prédominer dans la structure.

La résultante minéralogique est claire : la kaolinite apparaît puis devient importante au fur et à mesure que l'argile de dissolution comporte une illite caractérisée par un stade de dégradation avancé (prédominance d'interfoliaires 14M).

3. Signification de la phase montmorillonitique dans la zone de transition argile-calcaire

En ce site précis, la présence d'une phase montmorillonitique associée à une illite à peine ouverte implique une notion génétique différente de celle qui intervient plus haut, dans l'argile elle-même.

Deux mécanismes sont possibles pour expliquer l'individualisation de cette phase minérale gonflante.

Un édifice gonflant montmorillonite peut représenter une des étapes résultant de la dégradation du réseau micaïque (suivant le schéma de JACKSON (1963)). Cette hypothèse serait corroborée par la persistance, dans la structure de la montmorillonite, de feuillettes illitiques, empêchant son gonflement maximum à 17 Å.

Un autre mécanisme peut être invoqué : la zone de contact roche-argile est un *micromilieu confiné*, la roche calcaire faisant écran vers le bas à l'évacuation, à des solutions riches en silice, alumine et bases libérées plus haut dans l'argile de

dissolution au cours de la dégradation de l'illite parentale. Ce réceptacle particulier favoriserait ainsi la néoformation de montmorillonite. Celle-ci apparaît alors, associée en mélange dans la zone de transition, avec une illite modérément dégradée. Ce qui est le cas (fig. 4).

Et ceci se conçoit aisément. L'illite, dans le dépôt d'argile, se dégrade. Sa dégradation mène, par étapes successives à une montmorillonite de sol; cette transformation s'effectue dans des conditions de lessivage modéré, dans un milieu également et suffisamment riche en silice. Ensuite, le lessivage augmente et l'Al migre en position interfoliaire, donnant finalement naissance aux édifices Al. Certaines particules provenant d'une dislocation et d'une fragmentation plus intense sont plus sensibles au lessivage; la silice étant évacuée, c'est la kaolinite qui est néoformée. Comme, dans un niveau ou dans un échantillon particulier, toutes les particules et feuillets n'ont pas atteint *au même moment le même stade de dégradation*, la résultante minéralogique temporaire est l'association : I + (10-14M), K.

Ensuite, l'hydrolyse se poursuit et affecte davantage certaines particules; la silice, l'alumine et les bases sont transférées vers le bas au travers d'un matériau relativement poreux qui est la *terra-fusca*. Ces éléments percolent vers le bas pour se concentrer dans le micromilieu confiné, ce dernier est en plus basique parce que plus proche du calcaire : la montmorillonite y naît alors par néoformation.

4. Signification de la phase montmorillonite dans la zone de transition loess-argile

Dans *certains* profils limoneux et dans la zone de transition loess-argile, on note une phase montmorillonitique sous forme de Ms ou de (10-14_M)-14_M, alors que cette phase n'existe pas dans le haut du profil (loess) pas plus que dans l'argile de dissolution *sensu stricto*.

L'implication qui résulte de la présence de cette phase n'est pas clairement établie.

En s'altérant, la chlorite du loess peut se transformer en montmorillonite. Par ailleurs, il faut compter également sur les produits de l'argile de dissolution elle-même. Il peut y avoir contamination de l'argile par le loess et des indices apparaissent effectivement sous la forme de chlorite dans la partie supérieure du dépôt de dissolution (fig. 4).

La phase montmorillonitique serait donc le résultat d'une *concentration locale*, des solutions de l'hydrolyse des minéraux du loess. La chlorite et l'illite en se dégradant passent à la montmorillonite. Ses particules très fines percolent aisément vers le bas et peuvent colmater les pores de l'argile de dissolution; il se crée ainsi à nouveau un *micromilieu* qui, tout un temps, va fonctionner comme un « piège » à montmorillonite. Celle-ci a cependant autant de chance de provenir de la dégradation de l'illite du dépôt de dissolution (dont une partie se trouve « emprisonnée » dans la zone considérée) que des produits de dégradation mêmes du loess (en particulier avec la chlorite : C → (14_C-14_V) → V → M).

Cette phase montmorillonitique serait dès lors typiquement le résultat d'une dégradation. Compte tenu du mélange de constituants dans la phase argileuse, il n'a pas été possible de préciser la nature de cette smectite. Il est probable qu'il s'agisse d'une beidellite.

CONCLUSION

Cette étude nous a permis de dégager les facteurs et les caractères essentiels qui conduisent et régissent les compositions et l'évolution des argiles dans le dépôt de dissolution d'une roche carbonatée. En Condroz, les associations minérales sont précisées pour les trois zones principales : calcaire, argile de dissolution, couverture loessique éventuelle.

L'analyse détaillée a précisé le destin de l'illite héritée de la dissolution; elle se dégrade, devient baillante, s'interstratifie d'interfoliaires gonflants ou alumineux; elle favorise et aboutit finalement la néoformation de kaolinite. Il en résulte une association complexe : I, (10-14M), K, qui constitue la *fiche d'identité minéralogique* de l'argile de dissolution.

Un des résultats qui paraît le plus digne d'intérêt est celui qui a trait à la phase montmorillonitique fugace qui s'élabore dans l'argile, à proximité immédiate de la roche calcaire.

Mais d'une manière générale, le profil minéralogique de l'argile de dissolution est bien contrasté par rapport à celui du loess susjacent.

ABSTRACT

This paper deals with the clay mineralogy of (1) natural clayey residues resulting from the dissolution of Dinantian (Lower Carboniferous) limestones, and (2), the loess which overlies these deposits in southern Belgium. These clays, although well-exposed, have received little attention until now.

Soils formed after dissolution of the Dinantian limestones and calcareous shales are reddish-yellow (7,5 YR 5/6) clays, well-structured, and fairly permeable. They are regarded as « *terra fusca* », probably developed during the Lower and Middle Pleistocene. Many of these clay deposits were subsequently covered with loess, and pedological degradation has produced a « *sol brun lessivé* » (= leached brown soil). In the field six types of soil profile, involving 3 types of deposit, have been recognised :

- (1) *clay profiles* containing only the initial products of natural dissolution of the limestones;
- (2) *shallow stony loams* (« *profils limono-caillouteux* ») in which loess overlies the limestone or the clayey dissolution residue;
- (3) *deeper stoneless loams* (« *profils limoneux* ») in which loess overlies the limestone or the clayey dissolution residue, or in which the loess itself exceeds 1,5 m (\pm 5 feet) in thickness.

The clay fractions from these profiles, and the clay minerals extracted from the limestones themselves, have been investigated by X-ray diffraction of the less-than-two-micron fraction. The clays extracted from the limestones contain illite, with minor kaolinite in the shalier limestones. The clays formed by natural decalcification contain a more or less degraded (open) illite often combined with either interlayered random mixed layers (10-14_M) with a swelling character, or with Al-interlayered in various 2:I silicates. Another important component is kandite (probably = more or less well crystallised kaolinite) which develops as a « *neoformed* » clay mineral during decalcification under a warm climate.

In contrast, the clay fraction of the loess in the profiles studied is characterised by the association of degraded illite, degraded chlorite, swelling mixed layers (10-14_M) and some (10-14_V) and (14_C-14_V).

A local, more montmorillonitic phase has been found in two particular positions in the loamy profile : (1) at the contact or in the transition zone between the loess and the clay, and (2) at the contact between the clay and the limestone. The origin of this phase is discussed. Contamination of the natural decalcification clays by the overlying loess is indicated by the presence in the clays of translocated (degraded) chlorite of the loess.

From study of these analyses it has been possible to deduce some of the main trends of the clay mineral assemblages whether they be in truncated or complete (with a loess cover) profiles. Particular attention has been paid to determining which part of the clay phase retains inherited characters, and which part results from transformation (degradation and neoformation) or contamination. The vertical trend of illite transformation fits well with the degradation sequence of illite proposed by JACKSON and MILLOT.

BIBLIOGRAPHIE

- ARNOLD, P. W. (1966). — The behaviour of Layer Silicates in Soils and Sediments. *Chemistry and Industry*, pp. 2003-2006.
- BROWN, G. et MACEWAN, D. M. C. (1951). — X ray diffraction of structures with random interstratification. *Miner. Soc.*, London, pp. 266-284.
- BROWN, G. (1953). — The dioctahedral analogue of vermiculite. *Clay Min. Bull.*, vol. 2, pp. 64-69.
- BROWN, G. (1961). — The X ray identification and crystal structures of clay minerals. *Min. Soc. (Clay Min. Group)*, London, 544 p.
- BUURMAN, P., DE GROOT, G. E. et WINKLER PRINS, C. F. (1970). — On the origin of several heavy clay layers in solifluction deposits of the Belgian Condroz. *Geol. in Mijnbouw*, vol. 49 (5), pp. 375-379.
- CAILLERE, S. et HENIN, J. (1961). — Préparation d'hydroxydes mixtes d'aluminium et de fer. *C.R. Acad. Sci. Paris*, T. 253, pp. 690-692.
- DELECOUR, I. et PHILIPPOT, R. (1954). — Études systématiques des types de profils, des planchettes : Mettet, Bioul, Hastière-Lavaux. *Centre Rech. Pédol.*, Inst. Agron., Gembloux, Comité pour l'établissement de la Carte Pédologique de la Belgique. I.R.S.I.A.
- DE LEENHEER, L. et PHILIPPOT, R. (1964). — Étude systématique des types de profils de la planchette Dinant 175 E. *Centre Rech. Pedol.*, Inst. Agron. Gand, Comité pour l'établissement de la carte Pédologique de la Belgique, I.R.S.I.A.
- DROSTE, J. B., BHATTACHARYA, N. et SUNDERMAN, J. A. (1962). — Clay mineral alteration in some Indiana Soils. *Clays and clay Min. Bull.*, 2, pp. 329-342.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969). — Les minéraux argileux dans la Diagenèse. Passage au Métamorphisme (Thèse Univ. Strasbourg). *Mémoires Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, n° 29, 320 p.
- ESQUEVIN, J. (1969). — Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau. S.N.P.A.*, n° 3, pp. 147-154.
- FRINK, C. R. (1965). — Characterization of Al interlayer in soil clays. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 23, pp. 379-382.
- GAL, M. (1966). — Clay mineralogy in the study of the genesis of terra rossa and rendzina soil originating from calcareous rocks. *Proc. Intern. Clay Conf.*, Jerusalem, vol. 1, pp. 199-207.

- HOWER, H. J. et MOWATT, T. C. (1966). — The Mineralogy of illites and mixed-layer illite-montmorillonites. *Amer. Min.*, vol. **51**, pp. 825-854.
- HOWER, J. (1967). — Order of mixed-layering in illite-montmorillonites. *Clays and clay Min., Proc. Nat. Conf. Clays and Clay Min.* 15th. (1966), pp. 63-74.
- JACKSON, M. L. (1963). — Interlayering of expansible layer silicates in soils by chemical weathering. *Clays and clay min.*, 11th conf. (1962), pp. 29-46.
- JONES, L. H. P., MILNE, A. A., ATTWIL, P. M. (1964). — Dioctahedral vermiculite and chlorite in highly weathered red loams in Victoria, Australia. *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.*, **28**, pp. 108-113.
- KLAGES, M. G. et WHITE, J. L. (1957). — A chlorite like mineral in Indiana Soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, Vol. **21**., pp. 16-20.
- KLINGEBIEL, A. et LATOUCHE, C. (1962). — Étude cristallographique des illites dans les séries éocènes du Bordelais. *C.R. Acad. Sci. Paris*, T. **255**, pp. 142-144.
- KUBLER, B. (1962). — Sur quelques interstratifiés irréguliers micamontmorillonite. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, T. **14** (1961), n° 4, pp. 173-178.
- KUBLER, B. (1968). — Évaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. État des progrès réalisés ces dernières années. *Bull. Centre Rech. Pau. S.N.P.A.* n° 2, pp. 385-397.
- KUBLER, B. (1966). — La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *Colloque sur les étages tectoniques*, à la Baconnière, Neuchâtel, Suisse, pp. 105-122.
- KUBLER, B. (1964). — Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Franç. Pétrole*, T. **19**, pp. 1093-1112.
- LAMOUREUX, M. et alt. (1967). — Note préliminaire sur les minéraux argileux des altérations et des sols méditerranéens du Liban. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, n° 20 **4**, p. 277.
- LAMOUREUX, M. (1967). — Contribution à l'étude de la pédogenèse en sols rouges méditerranéens. *Sci. Sol.*, n° 2, pp. 55-85.
- LONGUET, ESCART, J. (1950). — Fixation des hydroxydes par la montmorillonite. *Trans. IV^e cong. Inter. Soil. Sci.*, **3**, p. 40.
- LUCAS, J. (1962). — Remarques sur les minéraux argileux interstratifiés et leur genèse — in : Genèse et synthèse des argiles. *Coll. Intern. C.N.R.S.*, n° 105 (1961), pp. 177-190.
- LUCAS, J. (1963). — La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Études sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte Géol. Al. Lorr.*, n° 23.
- MARECHAL, R. (1958). — Contribution à l'étude des terrains superficiels de la région Condrusienne. *Pédologie*, Mém. **1**, 320 p.
- MAMET, B. (1964). — Sédimentologie des faciès « Marbres Noirs » du Paléozoïque franco-belge. *Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.*, Mém. n° 51.
- MILLOT, G. (1964). — Géologie des Argiles, *Masson, Paris*, 493 p.
- MILLOT, G., LUCAS, J. et PAQUET, H. (1966). — Évolution géochimique par dégradation et agradaion des minéraux argileux dans l'hydrosphère. *Géol. Rundsch. Dtsch.*, T. **55**, n° 1, pp. 1-20.
- MURRAY, H. H., LEININGER, R. K. (1956). — Effect of weathering on clay minerals. *Nath. Acad. Sci. Nath. Res. Council*, publ. **456**, Proc. 4th. Nath. Conf., *Clays and clay Minerals*, 1955, pp. 340-347.
- NAGELSMIDT, G. (1937). — X-ray investigation on clays. *Zeit. Krist.*, **97**, pp. 514-521.
- NEYBERG, H. (1966). — Sur quelques caractères du Tournaisien des sondages de Tournai et de Leuze. *Bull. Soc. Géol. T.* **75**, pp. 362-372.
- NEYBERG, H. (1966). — Sur quelques caractères Tournaisien du sondage de Wépion. *Bull. Soc. Belge Géol.*, T. **75**, pp. 373-379.
- RICH, C. I. (1958). — Muscovite weathering in a soil developed in the Virginia piedmont. *Clays and clay Min.* **5th Nat. Conf.**, 1956, pp. 202-212.

- RICH, C. I. (1960). — Aluminian interlayers of vermiculite. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. **24**, pp. 26-32.
- RICH, C. I., COOK, (1963). — Formation of dioctahedral vermiculite in Virginian Soils. *Clays and Clay Min. Bull.*, 10th. Nath. Conf. (1962), pp. 96-106.
- TAVERNIER, R. et MARECHAL, R. (1958). — Carte des associations des sols de la Belgique. *Pédologie VIII*, pp. 134-182.
- THOREZ, J., VAN LECKWYCK, W. (1967). — Mineralogie des argiles dans une poche de dissolution au contact du Viséen et du Namurien dans la région d'Andenne (synclinal de Namur). Étude préliminaire. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, T. **90**, n° 4, pp. B. 381-394.
- THOREZ, J., VAN LECKWYCK, W. (1967). — Les minéraux argileux et leurs altérations dans le Namurien inférieur de Belgique (synclinal de Namur). *Ann. Soc. Géol. de Belgique.*, T. **90**, n° 4, pp. B. 330-380.
- THOREZ, J., BOURGUIGNON, P. et PAEFE, R. (1970). — Étude préliminaire des associations de minéraux argileux des loess pleistocènes en Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, T. **93**, n° 3, pp. 265-285.
- THOREZ, J. et BOURGUIGNON, P. (1971). — The clay mineralogy of soils containing residues from Dinantian limestones in Southern Belgium. *Min. Soc. Japan, Spec. Pap. A. Proc. IMA — IAGOD, 7th Meeting*, Tokyo, IMA vol. p. 240-246.
- TRAUTH, N., LUCAS, J. et SOMMER, F. (1968). — Étude des minéraux argileux du Paléogène des sondages de Chaignes, Montjavoult, Le Tillet et Ludes. (Bassin de Paris). *Mémoires B.R.G.M. n° 59*, pp. 53-76.
- VELDE, B. (1962). — Natural illite polytypism. *Géol. Soc. Amer. Proc., Ann. Meet.*, p. 156 A (abstract).
- VELDE, B., HOWER, J. (1963). — Petrological significance of illite polymorphism in Paleozoic sedimentary rocks. *Amer. Min.*, T. **48**, n° 11-12, pp. 1239-1254.
- WEAVER, C. E. (1956). — Mixed layer clays in sedimentary rocks. *Amer. Miner.*, vol. **41**, pp. 202-221.
- WEAVER, C. E. (1960). — Possible uses of clay minerals in search for soil. *Bull. Amer. Asso. Petrol. Geol.*, vol. **44**, pp. 1505-1518.
- WHITE, J. L. (1962). — X-ray diffraction studies on weathering of muscovite, *Soil. Sci., U.S.A.*, T. **93**, n°1, pp. 16-21.
- YAALON, D. H., NATHAN, Y., KOYUMDJISKI, H., DAN, J. (1966). — Weathering and catenary differentiation of clay minerals in soils on various parent materials in Israel. *Proc. Intern. Clay. Conf. Jerusalem*, vol. pp. 187-198.

