

Genèse d'un sol fersiallitique de la formation Alhambra (Granada - Espagne)

R. DELGADO⁽¹⁾
J. PARRAGA⁽¹⁾
G. DELGADO⁽¹⁾
F. HUERTAS⁽²⁾
J. LINARES⁽²⁾

RESUME

La genèse d'un sol fersiallitique sans réserve calcique et lessivé de la formation Alhambra a été étudiée au moyen des propriétés physiques et chimiques, de la minéralogie des fractions granulométriques (D.R.X.), de la morphologie des particules d'argile (M.E.T.) et de l'étude des phases minérales en équilibre avec la solution du sol (diagrammes d'activité).

La distribution des phases minéralogiques dans le profil du sol a mis en évidence des processus d'altération, de rubéfaction et d'entraînement de l'argile et des formes du fer. Les indices d'entraînement de l'argile et du « fer libre » sont respectivement de 1/5,3 et 1/3,7, indicateurs des processus de lessivage d'intensité considérable.

Les fractions de l'argile (grossière et fine) sont constituées par un mélange comprenant illite, paragonite, chlorite, kaolinite, smectite, phases interstratifiées, oxydes et oxyhydroxydes de fer.

La genèse de la fraction argile est complexe. L'illite et la paragonite sont clairement héritées ; la kaolinite est de néoformation et les smectites peuvent être d'héritage, de néoformation et de transformation à partir des illites.

La distribution des phases minéralogiques de l'argile dans le profil du sol a pour origine les processus de lessivage et de néoformation, ainsi que les processus d'héritage. L'étude de la phase minérale en équilibre avec la solution du sol met surtout en évidence la kaolinite, bien que la smectite soit aussi présente.

Les pertes de matière qui se produisent au cours de la formation du sol ont été estimées par bilan isoquartz à approximativement 30 % de la masse du sol actuel. A partir de ces données on peut calculer, à peu près, la quantité d'argile redistribuée par le lessivage dans le profil du sol (200 kg/m²).

MOTS CLES : sol fersiallitique - quantification de la pédogenèse - genèse des argiles.

THE GENESIS OF A FERSIALLITIC SOIL FROM ALHAMBRA FORMATION (GRANADA, SPAIN)

The genetic study of a fersiallitic leached soil without calcic reserve of the Alhambra Formation, is based on its physical and chemical properties, the mineralogy of the several particle size fractions (X.R.D.), the morphology of clay particles (T.E.M.) and the study of mineral phases in equilibrium with the solution present in the soil (activity diagrams).

(1) Departamento de Edafología y Química Agrícola. Facultad de Farmacia. Universidad de Granada. Campus Universitario de Cartuja, 18080 Granada.

(2) Departamento de Físicoquímica y Geoquímica Mineral. Est. Exp. Zaidín. CSIC Granada.

The distribution of mineralogical phases in the soil profile indicates the following processes : alteration and rubefaction processes as well as the transport of clay and iron compounds. It is important to indicate that transport indexes of clay and free iron are respectively 1/5,3 and 1/3,7. Those figures show that the leaching process considerable intensity.

Coarse and fine clay fractions are essentially composed of illite, paragonite, chlorite, kaolinite, smectites, mixed-layer minerals and iron oxides and hydroxides.

The genesis of the clay fraction is a rather complex : illite and paragonite are the result of heritage, whereas kaolinite is a product of neoformation and smectites either be a result of heritage or of neoformation or even transformation of the illite.

Leaching and neoformation as well as the probable heritage processes determine the distribution of clay mineral phases in the soil profile. The mineral phase in equilibrium with the soil solution is the kaolinite, although smectites are also present.

Losses of materials produced during the soil forming process can also be approximately determined by an isoquartzic balance, and it could be 30 % of the present soil weight. From all these data it is possible to calculate the approximate quantity of redistributed clay by the illuviation process : 200 kg/m².

KEY WORDS : fersiallitic soil - quantification of soil genesis - genesis of clay minerals.

INTRODUCTION

La genèse et les propriétés des sols fersiallitiques suscitent un grand nombre de questions (GUERRA, 1972) surtout dans les sols qui ont subi une longue histoire pédogénétique.

Le travail présenté ici a pour objet l'étude de la genèse d'un sol fersiallitique de la « Formación Alhambra » située au pied de la Sierra Nevada, qui est composée de conglomérats d'âge plioquaternaire. Elle est basée sur les résultats de la minéralogie de toutes les fractions granulométriques, la minéralogénèse actuelle, l'étude des argiles par microscopie électronique de transmission et la quantification de la matière perdue ou redistribuée dans la formation du sol.

Parmi les méthodes de quantification de la pédogénèse : indice stable Zr (SMECK et WILDING, 1980), indice stable quartz (BORNAND, 1978 ; DELGADO CALVO-FLORES *et al.*, 1981), inaltérabilité de la fraction arène (WANG et ARNOLD, 1973), techniques micromorphologiques (GROSSMAN et FEHRENBA-CHER, 1971), etc. on a employé la méthode de l'indice stable quartz.

I. MATERIEL ET METHODES

Les échantillons réalisés pour cette étude proviennent d'un profil de sol classé comme Fersiallitique sans réserve calcique et lessivé dans la classification française de la C.P.C.S. (1967), comme « ultic vertic Palixeralf very fine clayey illite thermic » dans la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1975) et comme RHODOFERSIALSOL DESATURE, planosolique rédoxique, xanthomorphe à charge grossière, à nappe perchée temporaire d'origine pluviale, peu tacheté, dans le Référentiel Pédologique Français (BAIZE et GIRARD, 1988). L'étude a été commencée dans ses aspects généraux, morphologiques et analytiques par la Comisión Organizadora del Vth International Working Meeting on Soil Micro-morphology (1977).

Le profil du sol a été prélevé à environ 1000 m d'altitude, en dessous d'une forêt correspondant à un reboisement de pins au sein d'un plateau dont la dénomination locale est : le « Llano de la Perdiz ». La pluviométrie de l'ensemble de l'année avoisine 500 mm ; la plupart de la pluie tombe d'Octobre à Mai et le régime hydrique du sol est xérique. Le matériau originel est un conglomérat hétérométrique constitué d'éléments grossiers métamorphiques comprenant un mélange de micaschistes, de gneiss, de quartzites, etc. ; sa matrice est de granulométrie moyenne et de couleur brune (7,5 à 10 YR).

Les couleurs du sol sont rougeâtres et brun rougeâtre (10R, 2,5YR, 5YR et 7,5YR) avec des taches rougeâtres (2,5YR), brun rougeâtre (7,5YR) et grisâtres (5Y) dans les horizons profonds du sol (Tableau I) ; ces derniers, surtout l'horizon C2, pourraient être à pseudogley. Il y a un horizon éluvial net (E). L'horizon argilique montre une structure polyédrique bien développée, et une cohésion forte. Le solum n'est pas calcaire ; le pH est de 6,3 (Bt) à 7,2 (A) (sol-eau 1:1) ; la saturation en bases est légèrement supérieure à 50 %. La quantité de carbone organique dans les horizons A et E est proche de 2 % et le C/N est de 12.

Le squelette de presque tous les horizons est constitué de grains de quartz et de débris de schistes. Le plasma a des couleurs rougeâtres (10R et 2,5 YR) et il est composé par une argile riche en fer. La porosité est faible à moyenne. On peut observer des nodules de fer et aussi des argilanes et ferriargilanes de pression sur l'ensemble du profil. Des argilanes d'illuviation sont présents dans l'horizon BCt, mais ils n'apparaissent guère dans les horizons Bt1 et Bt2 ; nous pensons, en accord avec Gile et Grossman (1968), Mermut (1977) et Fédoroff et Courty (1987), qu'ils sont masqués par des processus de gonflement-contraction de la masse du sol.

Les assemblages élémentaires sont intertextiques en A et Bt1 et porphyriques en E, Bt2 et BCt. Les assemblages plasmiques sont squelsépiques en A, vosquelmamosépiques en E, masépiques en Bt1, mosépiques en Bt2 et squelvomasépiques en BCt. L'assemblage plasmique en Bt1 appuie l'hypothèse de processus de gonflement-contraction.

L'analyse granulométrique détaillée fut réalisée en séparant les fractions sables par tamisage, les limons et les argiles par sédimentation ; pour la séparation de l'argile fine et de l'argile grossière on a aussi employé la méthode de centrifugation (TANNER et JACKSON, 1948).

L'analyse minéralogique de diffraction de rayons X (DRX) fut réalisée à l'aide d'un diffractomètre Philips PW 1730. Successivement, de la terre fine, de la fraction grossière, des sables et des limons furent étudiés sur l'échantillon poudreux désorienté, et des argiles sur l'échantillon orienté par sédimentation d'une suspension dans un porte-échantillon de verre ; les tests employés furent les gonflements à l'éthylène glycol (E.G.) et le diméthylsulfoxyde (D.M.S.O.) et le chauffage à 550°C (GONZALEZ GARCIA et SANCHEZ CAMAZANO, 1968 ; BROWN et BRINDLEY, 1980). Le type de feldspaths a été déterminé dans le diagramme de poudre, selon la méthode de Bambauer *et al.*, (1967) et la constitution des phases interstratifiées selon celle de Brown (1961). L'analyse minéralogique quantitative a été réalisée avec les mesures de surfaces, et les réflexions diagnostiques corrigées au moyen des facteurs d'intensités (SCHULTZ, 1964) ; les facteurs employés sont en accord avec les travaux de Barahona (1974) et Delgado Calvo-Flores *et al.* (1982).

L'analyse de microscopie électronique par transmission (M.E.T.) a été réalisée à l'aide d'un microscope Zeiss EM10C. Pour l'analyse de l'argile (D.R.X. et M.E.T.) on a procédé à une déferrification préalable selon la méthode de

Tableau I : Propriétés physiques du sol.
Physical properties of soil.

Horiz.	Prof. (cm)	Couleur (Munsell)	Granulométrie %							Densité g/cc				Rapports granulométr.	
			Argile fine < 0,2 µm	Argile gros. 2-0,2 µm	Limon fin 20-2 µm	Limon gros. 50-20 µm	Sable fin 200-50 µm	Sable gros. 2-0,2 mm	F. gros. > 2 mm	DAHFD	DASF	D.F. gros	D. glob.	Arg. f. Arg. t.	Arg. f. Arg. g.
			A	0-4	5YR3,5/4	2,4	7,3	16,6	17,7	23,4	32,6	44	1,52	1,61	2,19
E	4-16	5YR3,5/4	5,1	8,5	7,8	16,8	32,7	29,1	41	1,41	1,53	2,43	1,86	0,38	0,60
Bt1	16-40	10R4/6	40,1	22,8	0,7	5,2	15,7	15,5	37	1,37	1,66	2,02	1,70	0,64	1,76
Bt2	40-55	2,5YR3/6	49,3	24,6	1,3	6,7	5,6	23,7	41	1,46	1,69	2,52	1,96	0,67	2,00
BCt	55-90	7,5YR4/6 (2,5YR3/6)*	28,5	16,5	4,5	7,9	20,9	21,7	60	1,47	1,65	2,30	2,00	0,63	1,73
C1	90-150	2,5YR3/6 (7,5YR4/6)*	24,1	11,3	4,1	8,7	36,9	14,9	49	1,39	1,79	2,54	2,05	0,68	2,13
C2	> 150		22,3	12,9	3,9	7,4	25,1	28,4	47	1,37	1,61	2,24	1,84	0,63	1,72

Arg. f. : Argile fine ; Arg. g. : Argile grossière ; Arg. t. : Argile totale ; DAHF : Densité apparente de la terre fine humide ; DASF : Densité apparente de la terre fine sèche ; D.F. gros. : Densité apparente de la fraction grossière ; D. glob. : Densité apparente du sol total.

* Ces couleurs sont des taches.

Mehra et Jackson (1960). Le fer libre extractible au citrate-ditionite a été mesuré selon la méthode d'Holmgren (1967). La composition chimique élémentaire a été déterminée par voie humide avec les méthodes de Shapiro et Brannock (1956).

L'extrait de pâte saturée a été considéré équivalent à la solution du sol (NEMETH *et al.*, 1970). On y a mesuré : pH, conductivité, bases et silice (SHAPIRO et BRANNOCK, 1956).

II. RESULTATS ET DISCUSSION

A) PROPRIETES PHYSIQUES

La fraction sable domine dans les horizons supérieurs (du fait des processus d'éluviation car il y a un enrichissement relatif) et c'est la fraction argile qui domine dans les horizons Bt (Tableau I). La limite entre les deux horizons est brutale. Dans ce sol le lessivage latéral ne devrait guère avoir une grande intensité, du fait de la situation en zone de plateau. Mais, l'on ne doit pas oublier, malgré l'absence d'étude pour ce sol, que l'action éolienne pourrait être la cause d'apports sableux en surface, qui viennent s'ajouter aux fractions provenant de l'altération « in situ » du matériel originel (JACKSON *et al.*, 1973 ; DANIN et GERSON, 1983 ; BARRIOS *et al.*, 1987).

La quantité d'argile fine décroît de façon notable entre Bt2 et BCt, (il y a une diminution de l'intensité du lessivage).

Les rapports granulométriques entre argile fine et argile grossière changent entre les horizons A-E et les autres horizons, du fait des processus de lessivage. L'homogénéité de ces rapports dans les horizons B et C prouve que l'entraînement des argiles atteint les zones profondes, mais elle peut aussi être attribuée à la concentration relative de phases néoformées (kaolinite).

Ce profil a les caractéristiques des sols lessivés car l'indice d'entraînement de l'argile est de 1/5,3. La granulométrie des argiles révèle aussi l'existence d'un horizon argilique (U.S.D.A., 1975).

En fonction de leurs caractéristiques texturales on peut rassembler les sept horizons décrits en quatre groupes : E (A + E), Bt (Bt1 + Bt2), BCt (BCt + C1) et C (C2). Ce regroupement apparaît aussi dans presque toutes les propriétés étudiées.

B) ANALYSE MINERALOGIQUE DES DIVERSES FRACTIONS

Les analyses de la fraction grossière (> 2 mm), de la terre fine (< 2 mm), des sables et limons, ont mis en évidence la présence de quartz, phyllosilicates, feldspaths (albite et oligoclase), hématite et goéthite. Les phyllosilicates les plus importantes sont l'illite, la paragonite, la chlorite, la kaolinite, la smectite et des interstratifiés (Tableau II).

La quantité de quartz dans la terre fine augmente vers la surface par suite du lessivage (accroissement relatif par la diminution des phyllosilicates) et de la possibilité d'apports éoliens ; la diminution en Bt, peut être liée aux phénomènes d'entraînement d'argile (d'où une diminution relative) ; les quantités très faibles observées dans l'horizon C2 sont à relier à une moindre altération. La variation des pourcentages de quartz dans les fractions grossières est moins

brutale, mais reste dans le même sens. Les phyllosilicates et les feldspaths de toutes les fractions révèlent une évolution inverse de celle des quartz. La figure 1, correspondant à la composition globale du sol (valeurs moyennes pondérées par rapport aux pourcentages de terre fine et fraction grossière), révèle ces tendances.

Tableau II : Composition minéralogique en pourcentages des diverses fractions granulométriques.

Mineralogical composition of several soil fractions.

Horizon	Fraction	%							Autres minéraux
		Quartz	Laminières*	Chlorites	Albite	Oligoclase	Hématite	Goethite	
A	Terre fine	58	33	2	3	2	1	1	—
	F. grossière	65	30	—	3	2	tr.	tr.	—
	Sable grossier	60	34	tr.	2	2	1	1	grenats
	Sable fin	87	6	1	2	2	1	1	grenats
	Limon grossier	72	24	tr.	2	2	tr.	tr.	—
	Limon fin	37	45	3	10	2	3	tr.	—
E	Terre fine	57	22	1	4	1	4	1	—
	F. grossière	65	29	—	3	3	tr.	tr.	—
	Sable grossier	69	18	tr.	5	1	5	2	grenats
	Sable fin	71	20	tr.	5	2	1	1	—
	Limon grossier	76	17	—	4	2	1	tr.	—
	Limon fin	27	64	1	6	2	tr.	tr.	—
Bt1	Terre fine	20	61	7	3	1	2	6	—
	F. grossière	48	38	—	2	2	4	6	—
	Sable grossier	68	16	—	3	2	2	10	grenats
	Sable fin	58	18	tr.	21	1	1	1	—
	Limon grossier	66	24	tr.	6	1	3	tr.	—
	Limon fin	22	59	3	9	2	5	tr.	—
Bt2	Terre fine	17	59	7	3	1	6	7	—
	F. grossière	53	41	—	2	2	2	tr.	—
	Sable grossier	57	22	tr.	10	2	4	5	—
	Sable fin	60	31	tr.	5	2	1	1	—
	Limon grossier	71	23	tr.	4	1	2	tr.	—
	Limon fin	24	50	3	13	3	8	tr.	—
BCt	Terre fine	24	54	5	3	1	8	5	—
	F. grossière	47	45	—	2	2	tr.	4	—
	Sable grossier	61	27	1	5	2	2	2	—
	Sable fin	41	42	—	8	3	2	4	—
	Limon grossier	45	46	—	7	1	1	tr.	—
	Limon fin	25	54	3	13	3	2	tr.	—
C1	Terre fine	33	47	4	3	1	5	7	—
	F. grossière	46	41	tr.	6	2	5	tr.	—
	Sable grossier	66	23	—	3	3	1	4	—
	Sable fin	58	35	tr.	4	2	tr.	1	—
	Limon grossier	61	26	tr.	9	1	3	tr.	—
	Limon fin	22	64	1	10	1	2	tr.	—
C2	Terre fine	24	56	3	3	3	5	6	—
	F. grossière	32	59	—	5	3	1	tr.	—
	Sable grossier	50	36	tr.	5	4	2	3	—
	Sable fin	33	59	—	1	6	tr.	1	—
	Limon grossier	48	33	1	5	3	6	tr.	—
	Limon fin	17	53	4	15	4	7	1	—

* D'après la dénomination de Schultz (1964) : illite, paragonite, kaolinite, etc.

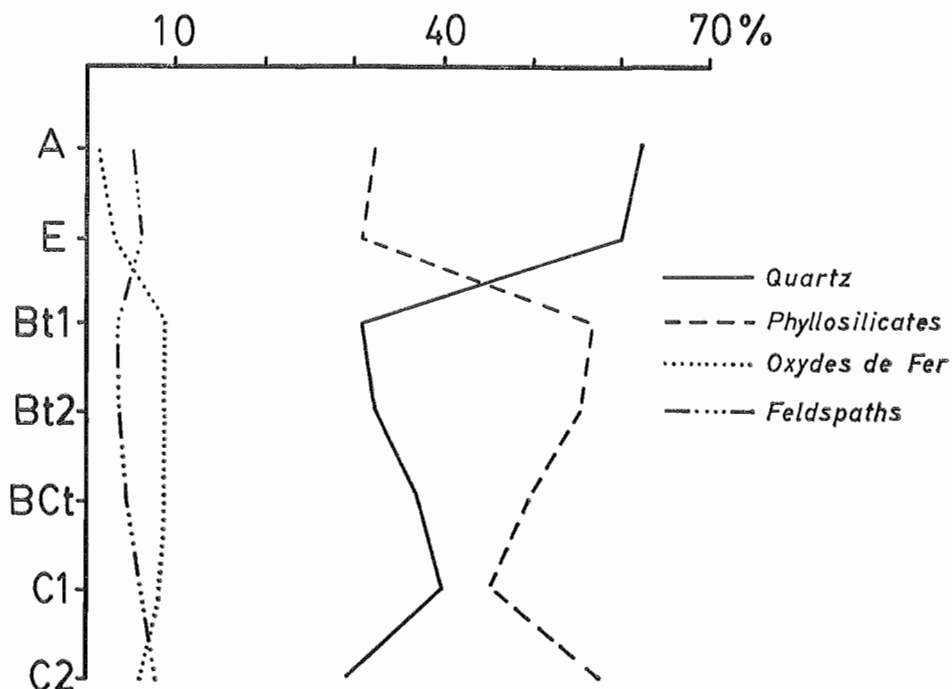


Figure 1 : Composition minéralogique globale (terre fine et fraction grossière).

Mineralogical composition of whole soil (fine earth and coarse fragments).

Les rapports Quartz/Phyllosilicates (Fig. 2) et Quartz/Feldspath ont une tendance à diminuer vers la profondeur, à cause de la moindre altération. Le limon fin a un rapport Quartz/Phyllosilicates très faible, et presque constant, du fait de son caractère de phase de transition vers l'argile. Pour la fraction grossière, on observe des valeurs de rapport qui se rapprochent de celles des sables fins et grossiers, mais qui suivent une évolution intermédiaire à celles des limons fins. Dans l'horizon C2 il existe une tendance à l'égalisation entre les rapports des différentes fractions, ce qui est bien une caractéristique du matériel originel.

Les quantités importantes d'hématite et de goéthite, surtout dans la terre fine des horizons Bt, tirent leur origine des processus de rubéfaction et de l'entraînement des formes du fer qui accompagnent l'argile, en étant fixées ou non sur les surfaces argileuses (DUCHAUFOR, 1977 ; BORNAND, 1978). La présence de quantités considérables de goéthite pourrait indiquer que la masse du sol est humide durant de longues périodes (GUILLET et SOUCHIER, 1979), ce qui confirmerait les traits de pseudogley observés dans les parties profondes.

C) COMPOSITION CHIMIQUE

Les quantités de fer libre extractible au citrate-ditionite (Tableau III) montrent un maximum dans les horizons Bt (environ 7 %) et le rapport fer libre sur fer total atteint 80 %, valeur caractéristique des sols fersiallitiques (BORNAND, 1978). L'indice d'entraînement du fer libre est de 1/3,6 (considérant les horizons moyens E et Bt). Ceci amène à penser qu'il existe des processus de rubéfaction et d'entraînement du fer.

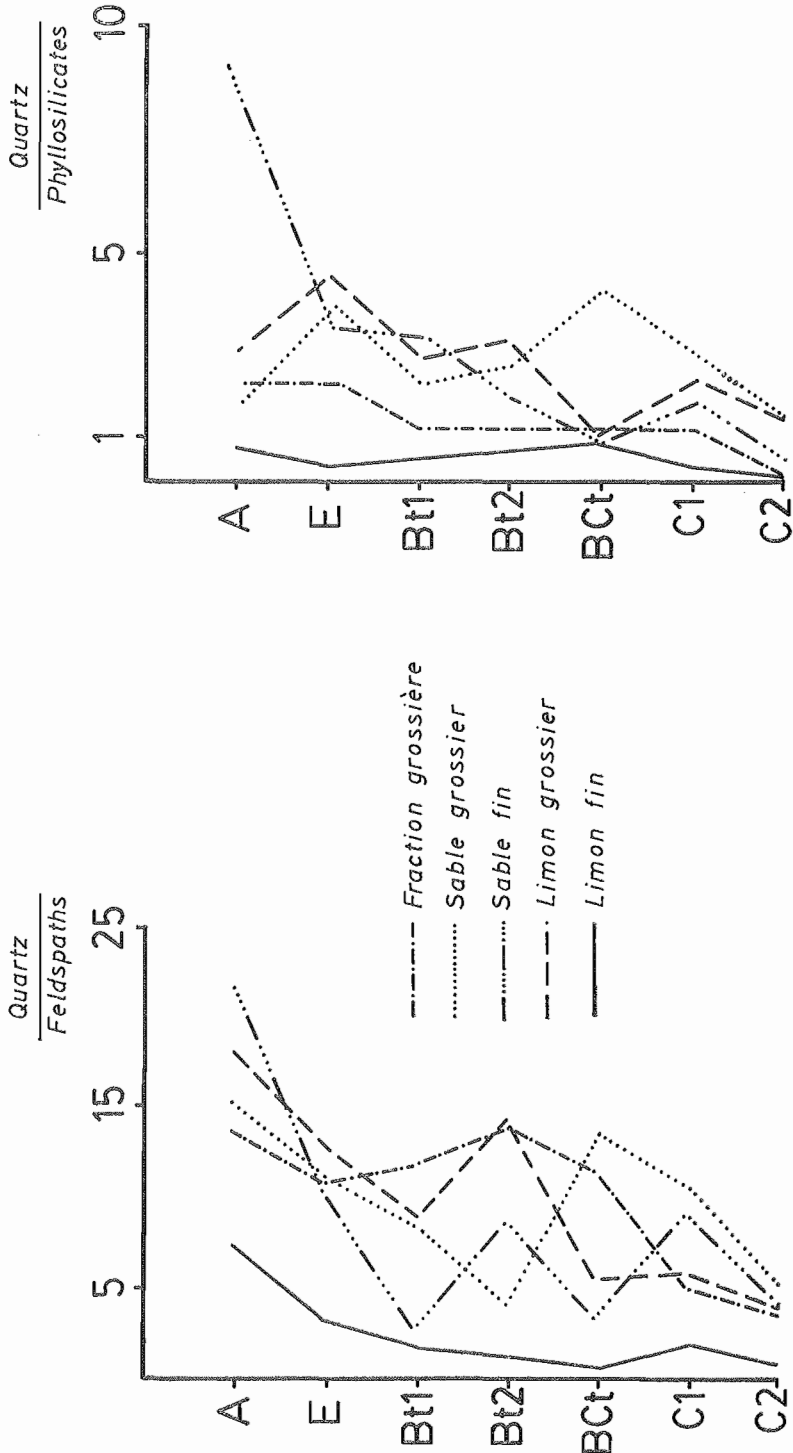


Figure 2 : Rapports Quartz/Phyllosilicates dans plusieurs fractions granulométriques.

The Quartz/Phyllosilicates ratios in several soil fractions.

Tableau III : Fer libre. Composition chimique et rapports chimiques (terre fine).
Free iron. Chemical composition and chemicals rapports (fine earth).

Hori- zon	Fe ₂ O ₃ libre (%)	Composition chimique (%)									
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	Total oxydes
A	1,78	79,92	9,14	3,99	0,49	1,39	0,75	0,67	1,04	2,10	99,49
E	2,02	81,99	8,95	3,48	0,45	0,98	1,40	0,54	0,83	2,03	100,65
Bt1	6,97	59,06	20,59	8,20	0,45	0,64	1,85	0,91	1,56	6,86	100,12
Bt2	7,36	55,25	22,27	8,91	0,59	0,33	2,40	0,96	1,85	6,51	99,07
BCt	5,53	57,65	21,06	8,88	0,59	0,56	2,25	1,08	2,24	5,68	99,97
C1	3,92	63,17	17,43	7,75	0,56	1,04	2,23	1,16	1,62	4,74	99,70
C2	3,75	63,33	18,49	7,70	0,52	0,97	2,10	0,93	1,52	4,45	100,01

Hori- zon	Rapports chimiques			
	Fer libre		SiO ₂ *	SiO ₂ *
	× 100		R ₂ O ₃ *	H ₂ O*
	Fer total			
A	44,61		16,22	11,46
E	51,15		19,15	12,14
Bt1	85,00		5,41	2,57
Bt2	82,60		4,66	2,52
BCt	62,27		5,14	3,01
C1	50,58		6,65	4,00
C2	48,70		6,65	5,25

* = Quantités d'oxydes ex-primés en moles ;
 R₂O₃ = Al₂O₃ + Fe₂O₃

L'analyse chimique élémentaire de la terre fine des horizons a été interprétée avec les rapports chimiques SiO₂/R₂O₃ et SiO₂/H₂O+ (moles). Dans les horizons Bt, ces rapports indiquent la richesse en phyllosilicates, surtout les micacés. Les valeurs de SiO₂/R₂O₃ sont très semblables à la kaolinite théorique (3,06), illite de Fithian (4,37) ou montmorillonite de Montmorillon (6,25) et celles de SiO₂/H₂O+ sont proches du correspondant à l'illite de Fithian (2,15) et plus éloignées que celle de la kaolinite théorique (0,995) ou que la montmorillonite de Montmorillon (0,577). Les valeurs des rapports des minéraux standards ont été calculées à partir des données reçues par Caillère *et al.*, (1982). Dans l'horizon E, l'abondance en quartz est à noter et les rapports chimiques ont des valeurs élevées (augmentation du nombre de moles de SiO₂).

D) ETUDE DE LA SOLUTION DU SOL

Les analyses de l'extrait de pâte saturée de la terre fine sont rassemblées dans le Tableau IV. Le pH entre 7,2 et 7,5 et la faible conductivité sont en accord avec les caractéristiques du sol : sans réserve calcique et lessivé. Les différences avec le pH mesuré dans la suspension du sol, plus acide, pourraient s'expliquer par plusieurs causes : le potentiel de contact (JACKSON, 1970), la diminution de la pression de CO₂ (FASSBENDER, 1975), l'augmentation de [H+] dans les surfaces des colloïdes (BHON *et al.*, 1979) etc.

La figure 3 représente les caractères des extraits de saturation dans quatre diagrammes d'activité correspondant aux systèmes : Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (DROUBI *et al.*, 1976), MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (WEAVER *et al.*, 1971) et K₂O-Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (HESS, 1966) à 25°C et 1 atm. On a considéré Al₂O₃ comme invariant.

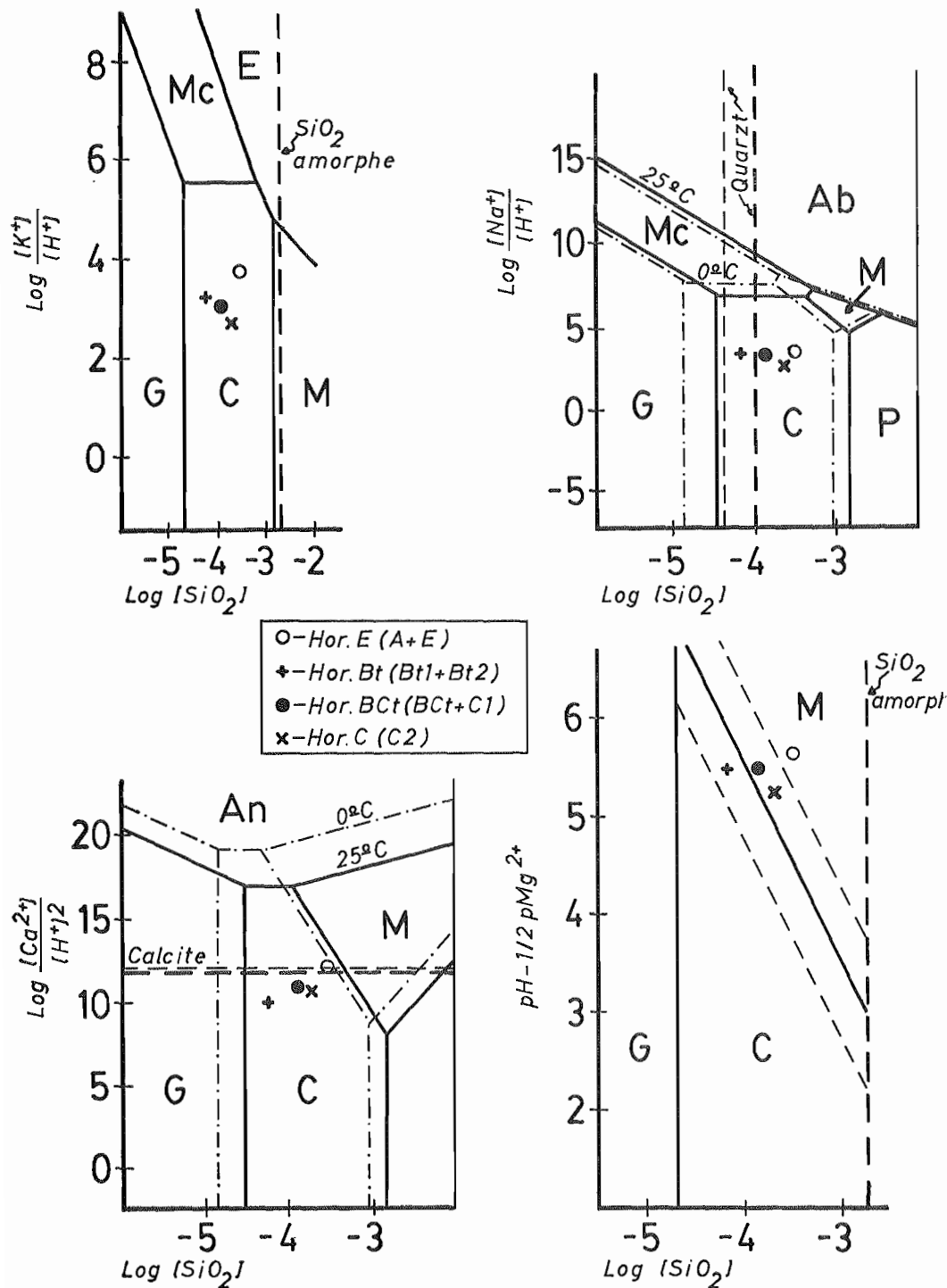


Figure 3 : La solution du sol dans plusieurs diagrammes d'activité.

Ab - Albite ; An - Anorthite ; C - Kaolinite ; F - Feldspath ; G - Gibbsite ;
 Mc - Mica ; M - Montmorillonite ; P - Pyrophyllite.

Soil solution on several activity diagrams.

Tableau IV : Extrait de pâte saturée de la terre fine.
Saturation extract of the fine earth.

Hor.	Eau sat. (%)	pH	Cond. (mS/cm)	Mg ²⁺ (mmol/l)	Ca ²⁺ (mmol/l)	Na ⁺ (mmol/l)	K ⁺ (mmol/l)	SiO ₂ (mmol/l)
A	31,87	7,4	0,506	0,686	1,757	0,383	0,380	0,664
E	29,33	7,5	0,248	0,280	0,793	0,343	0,217	0,284
Bt1	53,86	7,2	0,128	0,127	0,171	0,145	0,062	0,284
Bt2	63,17	7,2	0,096	0,125	0,207	0,224	0,023	0,190
BCt	53,27	7,5	0,093	0,118	0,189	0,224	0,046	0,095
C1	53,92	7,4	0,128	0,130	0,081	0,251	0,078	0,190
C2	49,75	7,3	0,238	0,259	0,333	0,568	0,124	0,057

Les solutions de tous les horizons révèlent des caractéristiques très semblables, avec des points de représentation très groupés. Les concentrations de SiO₂ sont croissantes depuis l'horizon C jusqu'à l'horizon E ; la plus grande mobilité de SiO₂ dans les zones supérieures d'un sol de type « Palexeralf » a aussi été observée par Gomez Miguel *et al.* (1984).

Le minéral en équilibre est la kaolinite, sauf dans le diagramme de magnésium où il y a trois points qui sont dans la zone de la montmorillonite. Dans le diagramme de calcium celui correspondant à l'horizon E se trouve très proche du domaine de la montmorillonite. La formation de montmorillonite est légèrement favorisée dans les horizons supérieurs par rapport à l'horizon C, inférieur, alors que la formation de kaolinite est très favorisée dans l'horizon C.

E) ETUDE DE L'ARGILE

Les phases minéralogiques qui ont été détectées après déferrification et application des tests d'identification sont : illite, interstratifiés, smectites, paragonite, chlorites et kaolinite (Tableau V).

La paragonite est très commune dans les sols du bassin de Granada parce qu'elle est associée aux muscovites et phengites des roches métamorphiques de la Sierra Nevada (MARTIN RAMOS, 1976) d'où proviennent les matériaux originaux des sols. Il s'agit d'une phase héritée. Il en est de même pour la plupart des chlorites, qui, comme le clinochlore et la pennine, sont un constituant fréquent des micaschistes de la Sierra Nevada (PUGA, 1976). Cependant, comme les chlorites se trouvent de préférence dans l'argile fine (fraction plus réactive), on pourrait faire l'hypothèse, proposée par Bornand (1978) et par Herbillon *et al.*, (1981), qu'une partie des chlorites sont issues d'une agradation par entrée d'aluminium dans les espaces interfoliaires des autres minéraux 2:1.

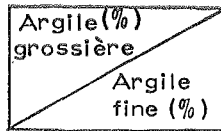
Les interstratifiés sont des phases transformées (processus de dégradation des micas) dont la composition la plus probable est un mélange d'illite-smectite ayant les feuillets distribués au hasard avec 60-70 % de mica. Ceci serait en accord avec le fait qu'ils présentent seulement une réflexion vers 11-12 Å qui gonfle avec l'éthylène glycol (BROWN, 1961) et avec fermeture à 10 Å après chauffage.

La smectite peut être de transformation, de néoformation et d'héritage. L'hypothèse de la transformation est en accord avec les tests appliqués : elle présente une ample réflexion correspondant à une épaisseur du feuillet de 16-17 Å avec l'éthylène glycol et de 18-19 Å avec le diméthylsulfoxyde et qui diminue jusqu'à atteindre 10 Å après chauffage ; c'est-à-dire qu'il subsiste encore quelques domaines dans les cristaux de composition proche de la vermiculite ou de l'illite. L'hypothèse de la néoformation de smectite est basée sur les résultats de l'étude de la solution du sol, exposés antérieurement.

Tableau V : Minéralogie des argiles grossières et fines dans les différents horizons
Clays mineralogy (coarse and fine) of several horizons.

Horizon		Illite	Inters.	Smec.	Parag.	Chlor.	Kaol.
E	A	62 / 47	6 / 11	5 / 2	8 / 2	5 / 12	14 / 26
	E	72 / 42	5 / 6	2 / 3	6 / 2	5 / 16	10 / 31
Bt	Bt1	60 / 39	5 / 4	5 / 3	4 / 1	7 / 16	19 / 37
	Bt2	70 / 42	8 / 6	8 / 2	3 / 1	3 / 16	8 / 33
BCt	BCt	58 / 48	12 / 7	7 / 2	4 / 1	6 / 15	13 / 27
	C1	54 / 43	6 / 4	12 / 7	3 / 2	7 / 15	18 / 29
C	C2	45 / 44	4 / 5	18 / 10	3 / 2	8 / 11	22 / 28

Illite : Illite ; Inters. : Interstratifiés ; Smec. : Smectites ; Parag. : Paragonite ; Chlor. : Chlorite ; Kaol. : Kaolinite.



L'hypothèse de l'héritage de la smectite à partir de cycles pédogénétiques antérieurs ou du matériau originel conglomératique, a été établie de façon indirecte. L'augmentation des proportions de ce minéral dans la fraction argile vers les zones profondes du solum est en contradiction avec les résultats de l'étude de la solution du sol : la kaolinite est la phase en équilibre. Deux possibilités apparaissent donc pour expliquer ce fait : l'héritage, qui œuvrerait de préférence pour la smectite de la fraction argile grossière et le lessivage, fondé sur le fait de la grande dispersion des smectites dans les solutions du sol (ROWEL *et al.*, 1969) ; en accord avec les travaux de Tessier et Pedro (1984), ces argiles seraient des particules monocristallines ou polycristallines de faible épaisseur, appelées quasi-cristaux, très hydratables et par conséquent très dispersables aussi.

Les quantités de smectite dans les argiles de la zone profonde du solum sont suffisantes pour augmenter considérablement les propriétés de gonflement de la masse (CAMARA, 1981 ; cité par TESSIER et PEDRO, 1984) ; pour cette raison et du fait de la granulométrie argileuse, il existe des traits de pseudogley (milieu semi-confiné).

Le rapport argiles héritées/kaolinite a été calculé dans les fractions de l'argile en considérant l'illite et la paragonite comme des minéraux clairement hérités. Pour cette raison, la chlorite n'a pas été prise en compte. Les rapports sont plus élevés dans la fraction argile grossière que dans la fraction argile fine et cela dans tout le solum. La moyenne arithmétique des rapports des sept horizons est de 5,1, dans la fraction argile grossière et de 1,5 dans la fraction argile fine.

Les observations de microscopie électronique réalisées révèlent que les micas ont des formes irrégulières en accord avec le fait qu'il s'agit de minéraux hérités. La kaolinite a plus tendance à l'idiomorphisme, bien que ses formes ne soient pas très régulières. Les plaquettes les plus idiomorphes apparaissent dans l'horizon C, tandis que dans les horizons E et Bt, beaucoup de cristaux de kaolinite présentent des indentations et des bords arrondis (photo 1). Les particules d'argile montrent une faible tendance à l'agrégation, plus nette dans l'horizon C où l'on observe un certain degré d'organisation (photo 2).

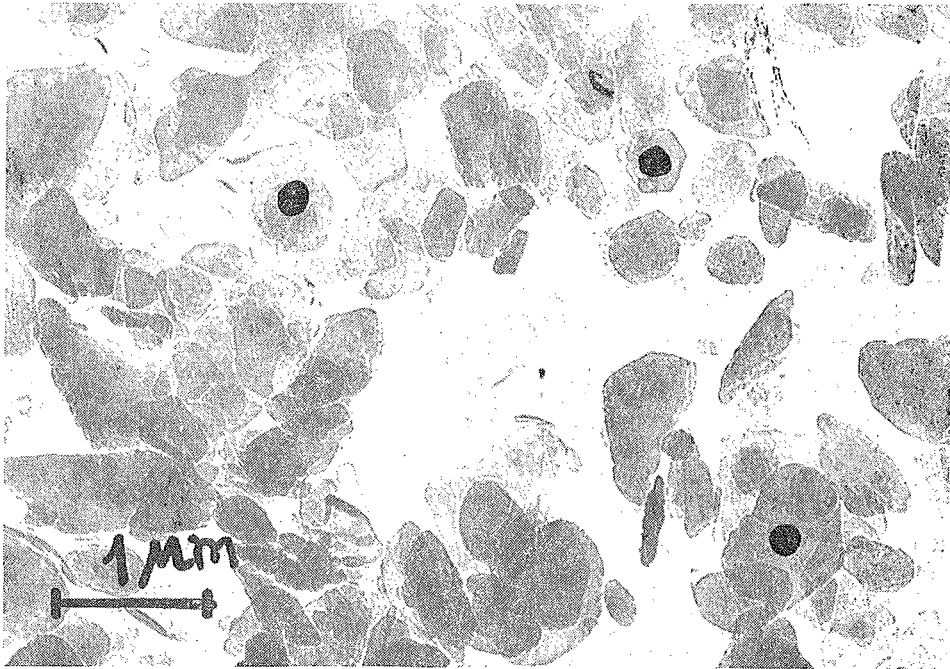


Photo 1 : Horizon Bt1. Argile grossière. Les points noirs montrent quelques cristaux de kaolinite avec des formes peu idiomorphes.
Horizon Bt1. Coarse clay. The black points remark the kaolinite crystals with little idiomorphic habit.

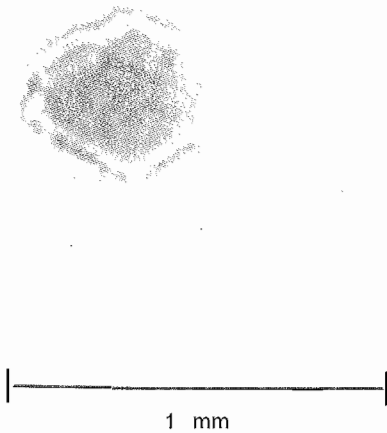


Photo 2 : Horizon C2. Argile grossière. Groupe de cristaux de kaolinite.
Horizon C2. Coarse clay. An agroupment of kaolinite particles.

Les caractéristiques microscopiques des kaolinites corroborent les hypothèses faites à l'aide d'autres méthodes d'études (étude de la solution du sol et analyse quantitative de minéraux des argiles). Les indentations et l'arrondissement des cristaux de kaolinite dans les horizons E et B, ont été interprétés comme une réponse à la dynamique du milieu : il y a alternativement des périodes d'équilibre avec la kaolinite, puis avec les smectites. En accord avec Keller *et al.* (1981), cette irrégularité de forme et la tendance à l'individualisation des cristaux de kaolinite pourraient être attribuées à leur genèse à partir de micas. Cette hypothèse pourrait permettre de mieux interpréter les faits observés.

Les tailles moyennes des particules dans l'argile grossière sont de $0,8 \mu\text{m}$ dans l'horizon E, $0,5 \mu\text{m}$ dans Bt et $0,6 \mu\text{m}$ dans C ; presque tous les petits cristaux sont compris entre $1,4$ et $0,3 \mu\text{m}$. L'argile fine a une taille moyenne de $0,14 \mu\text{m}$ dans l'horizon Bt et de $0,17 \mu\text{m}$ dans l'horizon C. La taille plus petite des argiles de l'horizon Bt pourrait s'expliquer par les processus de lessivage, entre autres. Le faible écart entre argile fine et argile grossière rend plus plausible les échanges entre les deux fractions ; par exemple, la kaolinite dans la fraction fine passera facilement à l'argile grossière par accroissement (Photo 2).

Cependant, la complexité minéralogique et génétique de l'argile rend difficile l'étude précise des processus pédogénétiques de formation d'argile.

III. BILANS DE MATIERE

Ces bilans sont fondés sur l'hypothèse que le minéral quartz est une phase inaltérable et que l'horizon C est le matériau originel du sol. Les calculs réalisés ici ne seront qu'approximatifs, car dans le sol il pourrait y avoir

de petites discontinuités lithologiques, des pertes de quartz (il y a de la silice dans la solution du sol), des apports éoliens, des altérations pédologiques dans l'horizon C, etc.

Tableau VI : Bilans de matière.

Losses and gains of matter.

Hor.	Ajustement isoquartz					Bilans de pédogenèse B.P. (kg)			
	Quartz	Phyllos.	Felds.	F. Fer	Σ A.I.	Phyllos.	Felds.	F. Fer	Σ B.P.
E	28,5	14,9	2,5	1,2	47,1	— 271,6	— 28,4	— 33,4	— 333,3
Bt	28,5	52,6	3,2	8,4	92,7	— 40,9	— 28,8	— 14,4	— 55,3
BCt	28,5	35,2	3,9	6,4	74,0	— 594,2	— 80,8	— 2,6	— 677,6
C	28,5	58,0	7,0	6,5	100,0	—	—	—	—

Bilan global : — 1 066 kg.

F. fer : Formes de fer

$$E. \times 10^4 \times \text{D.A.T.} \times (\text{A.I. horiz.} - \text{A.I.C.})$$

$$\text{B.P. horiz. (g.)} = \frac{\text{Bilan global}}{\Sigma \text{ A.I. horiz.}}$$

— E. : épaisseur (cm)

— D.A.T. : densité apparente du total du sol.

— A.I. horiz. : Ajustement isoquartzique d'un minéral dans un horizon.

— A.I.C. : Ajustement isoquartz d'un minéral dans l'horizon C.

On a calculé d'abord le bilan de matière lors de la formation du sol (Tableau VI). L'ajustement isoquartz (A.I.) est l'ajustement des analyses minéralogiques globales (terre fine et fraction grossière) à la masse de quartz de l'horizon C. Le bilan de pédogenèse d'un minéral dans un horizon (B.P.) est la quantité perdue ou gagnée au cours des processus de formation d'un volume de sol, ayant une surface de 1 m² et une hauteur égale à l'épaisseur de cet horizon. Des pertes se produisent dans la plupart des cas, bien que les phyllosilicates et les quantités de fer de Bt présentent un bilan négatif faible, ou positif, du fait des processus de lessivage et rubéfaction. Les bilans partiels (dernière colonne) sont l'addition des bilans des minéraux pour chaque horizon. Le bilan global (addition des bilans partiels) est d'une tonne, pour un volume de sol de 1,5 m³, ce qui correspondrait à 30 % de la masse du sol actuel et à 55 cm de l'épaisseur du même sol.

Le bilan du lessivage a aussi été calculé, en supposant que le B.P. des phyllosilicates de l'horizon BCt est seulement le produit de l'altération (sans prendre en compte le lessivage) et que l'intensité de l'altération de Bt et E est du même ordre de grandeur que celle de BCt. Les pertes de phyllosilicates, par centimètre d'épaisseur de BCt, sont de 6,3 kg et elles supposent que dans l'horizon E, la perte par altération (P.A.) est de 100,1 kg et dans Bt de 243,9 kg (pertes dans BCt, phyllosilicates/cm, x épaisseur de l'horizon E ou Bt). D'après les bilans de matière du Tableau VI, et les valeurs d'altérations obtenues, la quantité de matière lessivée depuis l'horizon E est de 171,5 kg de phyllosilicates (B.P. phyllos. — P.A.) et la quantité accumulée par ce processus dans l'horizon Bt de 203,0 (P.A. — B.P. phyllos.). La valeur assez proche de ces chiffres confirme le calcul réalisé. 200 kg/m² de phyllosilicates entraînés correspondent à près de 40 % du poids initial de l'horizon Bt (poids initial = poids actuel — quantité de phyllosilicates lessivés). Ce chiffre est aussi très proche des différences entre les pourcentages d'argile entre horizons E et horizons Bt.

Le calcul du bilan de lessivage est uniquement approché pour plusieurs raisons : l'horizon BCt est affecté par le lessivage, l'altération est plus intense dans E et Bt que dans BCt, l'horizon E peut être aminci par l'érosion, etc.

CONCLUSIONS

Tous les résultats obtenus montrent la complexité de la genèse de ce sol. Il faut retenir les points suivants :

- L'étude minéralogique indique un processus d'altération qui a été évalué à partir de calculs approximatifs. Les pertes de matière estimées correspondent à un minimum de 30 % de la masse du sol actuel, bien que les feldspaths soient encore présents.
- Beaucoup de propriétés du sol indiquent la présence d'un processus important de lessivage de l'argile avec un indice d'entraînement de 1/5,3. Les quantités mises en jeu sont proches de 200 kg/m².
- La fraction argile possède une composition et une genèse complexes ; il semble qu'il existe plusieurs cycles de genèse de minéraux. L'étude de la solution du sol montre que la formation actuelle de la kaolinite et des smectites est possible.
- Dans ce sol, on reconnaît un processus de rubéfaction. De même, les formes du fer ont été affectées par un processus d'entraînement (indice 1/3,7).
- La granulométrie argileuse de la terre fine et l'existence des smectites en quantités appréciables dans les horizons profonds du sol, favorisent des phénomènes d'hydromorphie de type pseudogley.
- Enfin, toutes les caractéristiques étudiées permettent de nommer ce sol : sol fersiallitique sans réserve calcique et lessivé (C.P.C.S., 1967) RHODOFERSIALSOL DESATURE planosolique rédoxique (Référentiel Pédologique Français, Baize et Girard, 1988).

REMERCIEMENTS :

Nous remercions le Dr. M. Bornand pour la lecture critique du manuscrit et ses remarques qui ont aidé grandement à l'amélioration de l'article.

Reçu pour publication : Avril 1987.

Accepté pour publication : Septembre 1989

BIBLIOGRAPHIE

- BAIZE D., GIRARD M.C., 1988. — *Référentiel Pédologique Français*. Deuxième proposition. Ed. AFES-INRA, 251 p.
- BAMBAUER H.V., CORLETT M., EBERHARD E. et VISWANATHAN K., 1967. — Diagrams for the determination of plagioclases using X-Ray powder methods. *Schweizerische mineralogische und Petrographische mitteilungen*. Band 47. 333-349.
- BARAHONAS E., 1974. — *Arcilla de ladilleria de la provincia de Granada. Evaluación de algunos ensayos de materias primas*. Tesis Doctorales de la Univ. de Granada. 49. 318 p.
- BARRIOS J., BARRON V., PENA F. et TORRENT J., 1987. — Particle size and mineralogical composition of aeolian dusts collected in Spain. Proc. the Sixth Meeting of the European Clay Groups, 101-103, S.E.A.
- BHON H., McNEAL B. et O'CONNOR G., 1979. — *Soil Chemistry*. Wiley, New York, 329 p.
- BORNAND M., 1978. — *Altération des matériaux fluvio-glaciaires, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône*. Thèse d'Etat Univ. Montpellier. I.N.R.A. Serv. Et. Sols. 329 p.
- BROWN G., 1961. — *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*. Mineralogical Society, London. 544 p.

- BROWN G. & BRINDLEY G.W., 1980. — X-Ray diffraction Procedures for Clay Minerals Identification Chap. 5, In : *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray identification* Brindley G.W et Brown G. eds. Mineral. Society. London, 305-360.
- CAILLERE S., HENIN S. et RAUTUREAU M., 1982. — *Minéralogie des Argiles 2* : Classification et Nomenclature. Ed. Masson, Paris, 189 p.
- CAMARA L., 1981. (cité par Tessier et Pédro, 1984). — *Comportement hydrique et propriétés de gonflement macroscopique de mélanges d'argiles*. Thèse Spécialité. Univ. Paris VII, 155 p.
- COMISION ORGANIZADORA DEL Vth INTERNATIONAL WORKING MEETING ON SOIL MICROMORPHOLOGY, 1977. — The soils of Alhambra Formation. Internal Report of Meeting. Granada, Spain, 38 p.
- COMMISSION DE PEDOLOGIE ET DE CARTOGRAPHIE DES SOLS (C.P.C.S.), 1967. — Classification des sols, Paris, 96 p.
- DANIN A. & GERSON R., 1983. — Weathering patterns on hard limestone and dolomite by endolithic lichens and cyanobacteria : supporting evidence for eolian contribution to terra rossa soil. *Soil Science*, 136, 4, 213-217.
- DELGADO CALVO-FLORES R., BARAHONA E., HUERTAS F. et LINARES J., 1981. — Cuantificación de la meteorización química de una cuenca de Sierra Nevada. *Estudios Geol.* 37, 329-335.
- DELGADO CALVO-FLORES R., BARAHONA E., HUERTAS F. et LINARES J., 1982. — Los mollisoles de la Cuenca alta del río Dílar (Sierra Nevada). *An. de Edaf. y Agrobiol.*, XLI, 1-2 59-82.
- DUCHAUFOUR Ph., 1977. — *Pédologie T. I Pédogenèse et classification*. Masson, Paris, 496 p.
- DROUBI A., VIEILLARD P., BOURRIE G., FRITZ B. et TARDY Y., 1976. — Etude théorique de l'altération des plagioclases. Bilans et conditions de stabilité des minéraux secondaires en fonction de la pression partielle de CO₂ et de la température (0°C à 100°C). *Sci. Géol. Bull.* (Strasbourg), 29, 45-62.
- FASSBENDER H.W., 1975. — *Química de suelos con énfasis en suelos de América Latina*. Ed. IICA, Turrialba, Costa Rica, 398 p.
- FEDOROFF N. & COURTY M.A., 1987. — Morphology and distribution of textural features in arid and semiarid regions. Proceeding of the VIIth International Working Meeting on Soil Micromorphology. Paris, 1985. Fedoroff N. Bresson L.M. et Courty M.A. Eds. 213-219.
- GILE L.H. et GROSSMAN R.B., 1968. — Morphology of the argillic horizon in desert soils of Southern New Mexico. *Soil Sci.*, 106, 6-15.
- GOMEZ MIGUEL V., PEREZ-ARIAS J., HIDALGO R., BESCANS P., TORCAL L. et BLAZQUEZ R., 1984. — Problemática y propiedades de los Planosoles (Palexeralf) del Campo Aranueta (Cáceres-España). I. Cong. nacional de la Ciencia del Suelo. Guía de la excursión. Soc. Esp. Ciencia del Suelo. Madrid. 2-60.
- GONZALEZ GARCIA S. & SANCHEZ CAMAZANO A., 1968. — Differentiation of kaolinite from Chlorite with Dimethyl-sulphoxide. *Clay Min.*, 7, 446-451.
- GROSSMAN R.B. & FEHRENBACHER J.B., 1971. — Distribution of moved clay in four loess-derived alfisols that occur in Southern Illinois. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 35, 948-951.
- GUERRA A., 1972. — Los suelos rojos en España. Contribución a su estudio y clasificación. Inst. Edaf. Biol. Veg. C.S.I.C., Madrid, 253 p.
- GUILLET B. et SOUCHIER B., 1979. — Les oxyhydroxydes amorphes et cristallins dans les sols (Al, Fe, Mn, Si). In : *Pédologie II, Constituants et Propriétés du sol*. Bonneau M. et Souchier B. Eds, Masson, Paris. 16-37.
- HERBILLON A.J., FRANKART R. & VIELVOYE L., 1981. — An occurrence of interstratified Kaolinite-Smectite minerals in a red-blanc soil toposequence. *Clay Min.*, 16, 195-201.
- HESS P.C., 1966. — Phase equilibria of some minerals in the K₂O-Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Am. Jour. Sci.*, 264, 289-309.
- HOLMGREN G.S., 1967. — A rapid citrate-ditionite extractable iron procedure. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 31, 210-211.
- JACKSON M.L., 1970. — *Análisis químico de suelos*. Ed. Omega, 662 p.
- JACKSON M.L., GILLETTE D.A., DANIELSEN E.F., BLIFFORD I.H., BRYSON R.A. & SYERS J.K., 1973. — Global dustfall during the quaternary as related to environments. *Soil Science*. 116, 3, 135-145.

- KELLER W.D., REICHETT M. & NEUZIL J., 1981. — Morphology of kaolinite weathered from a non-feldspatic mica-phyllite. *Clay Minerals*, 16, 289-295.
- MARTIN RAMOS D., 1976. — *Las micas de las Cordilleras Béticas. Zonas internas*. Tesis Doctorales. Universidad de Granada, 244 p.
- MEHRA O.P. & JACKSON M.L., 1960. — Iron oxide removal soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In *clays and clay Minerals*, Proc. 7th Conf. 317-327. Natl. Acad. Sci. Natl. Res. Council Publ.
- MERMUT A.R., 1977. — Micromorphological study of initial clay illuviation and formation of a red Mediterranean soil. Proceeding of the *fifth International Working Meeting on Soil Micromorphology*. M. Delgado Ed. Granada, Spain, 433-444.
- PUGA E., 1976. — *Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental*. Tesis Doctorales de la Univ. de Granada, 133, 269 p.
- NEMETH K., MENGEL K. & GRIMME H., 1970. — The concentration of K, Ca and Mg in the saturation extract in the relation to exchangeable K, Ca and Mg. *Soil Sci.*, 109, 3, p. 279.
- ROWELL D.L., PAYNE D. & AHMAD N., 1969. — The effect of the concentration and movement of solutions on the swelling dispersion, and movement of clay in saline and alcali soils. *J. Soil Sci.*, 20, 176-188.
- SHAPIRO L. & BRANNOCK W.W., 1956. — *Rapid analysis of silicate rocks*. U.S. Geological Survey Bull. 1036-C.
- SHULTZ L.G., 1964. — Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. Geol. Surv. Prof. Paper, 391-C. V.S. Govern. Print Off. Washington, 31 p.
- SMECK N.E. & WILDING L.P., 1980. — Quantitative evaluation of pedon formation in calcareous glacial deposits in Ohio. *Geoderma*, 24, 1-16.
- SOIL SURVEY STAFF (U.S. DEPT. AGRIC.), 1975. — *Soil Taxonomy : A basic system of soil classification for making and interpreting soil survey*. Agr. Handbook 436, 754 p.
- TANNER C.B. & JACKSON M.L., 1948. — Monographs of sedimentation times for soil particles under gravity or centrifugal acceleration. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 12, 60-65.
- TESSIER D. et PEDRO G., 1984. — Recherches sur le rôle des minéraux argileux dans l'organisation et le comportement des sols. *Livre Jubilaire du Cinquantenaire A.F.E.S.*, 1934-1984. 223-234.
- WANG Ch & ARNOLD R.W., 1973. — Quantifying Pedogenesis for soils with discontinuities. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 37, 271-278.
- WEAVER R.M., JACKSON M.L. & SYERS J.K., 1971. — Magnesium and silicon activities in matrix solutions of montmorillonite-containing soils in relation to clay mineral stability. *Soil. Sci. Soc. Am. proc.*, 35, p. 824.