

Etat et comportement du fer dans les sols formés sur roches carbonatées au Liban

par M. LAMOUROUX
O.R.S.T.O.M. — PARIS

SOMMAIRE

Le fer est abondant dans les sols du Liban (10 à 15 %) et se répartit de façon uniforme des horizons de surface aux horizons profonds. Il s'individualise rarement sous forme de concrétions. Il entre fréquemment dans la constitution des réseaux des minéraux argileux de type montmorillonite et existe à l'état cristallin essentiellement sous forme de goethite. Enfin il constitue une fraction importante sous une forme paraissant amorphe aux rayons X.

Ce « fer amorphe » est à l'origine de la couleur rouge des sols fersiallitiques et se localise en grande partie à la surface des minéraux argileux.

Si le « fer amorphe » est très stable en milieu lixivié bien drainé, il disparaît par contre dès que le milieu commence à se confiner. En milieu confiné hydraté, il se transforme en goethite dont les amas brun foncé et bien délimités apparaissent nettement en lames minces. En milieu hydromorphe, une partie du « fer amorphe » est transformée en goethite, l'autre partie peut entrer dans les octaèdres des montmorillonites néoformées.

La rubéfaction serait le résultat d'une transformation des produits ferrugineux bruns et amorphes des résidus insolubles des carbonates en produits ferrugineux rouges dont les caractères se rapprochent de ceux de l'hématite, mais ils sont encore amorphes aux rayons X.

Les teneurs en « fer amorphe » pourraient intervenir au niveau le plus élevé de la classification des sols et contribuer à différencier une classe de sols fersiallitiques et une classe de sols ferrugineux tropicaux. En outre, des limites entre classes pourraient être valablement établies en utilisant ce critère.

I. — INTRODUCTION.

Présent en petite quantité dans la partie insoluble des roches carbonatées, le fer passe presque intégralement dans les sols après dissolution des carbonates (LAMOUROUX, 1971). Il atteint des taux variant de 10 à 15 % de la fraction non carbonatée des sols et joue un rôle considérable dans leur coloration, dans leur structuration, dans la rétention des ions phosphoriques, etc.

Si les teneurs en fer total sont sensiblement les mêmes d'un type de sol à l'autre, par contre sa nature et sa répartition peuvent varier assez nettement.

Les sols observés au Liban diffèrent en fonction de la roche-mère carbonatée, du climat et du milieu de pédogenèse. La dureté des roches carbonatées influe, sur leur vitesse d'altération, conditionne les teneurs en calcaire des sols formés et partant, la rubéfaction des produits ferrugineux suivant un schéma qui admet cependant quelques rares exceptions (LAMOUROUX, 1971) :

- sol rouge non calcaire sur roche dure ;
- sol brun plus ou moins calcaire sur roche moyennement dure ;
- sol blanc-gris très calcaire sur roche tendre.

Au-dessus de 500 mm de précipitations la décalcarification et la rubéfaction des sols peuvent se produire, en-dessous les sols restent calcaires et n'évoluent que très lentement.

Le milieu de pédogenèse joue en outre un rôle important dans le comportement des produits ferrugineux :

- milieu drainant bien et lixivié sous climat humide à subhumide ;
- milieu drainant bien et confiné en carbonate sous climat semi-aride à aride ;
- milieu à drainage ralenti, confiné hydraté ;
- milieu à mauvais drainage, confiné hydromorphe.

La nature et le comportement des produits ferrugineux vont être étudiés dans ces différents sols et milieux, ainsi que dans des roches et des accumulations carbonatées. Enfin, l'évolution de ces produits, et en particulier des hydroxydes de fer paraissant amorphes aux rayons X, va être examinée au cours de la pédogenèse.

II. — LES PRODUITS FERRUGINEUX DES SOLS ET DES ROCHES CARBONATEES.

A. — LES METHODES D'ETUDE.

— Le fer total (F.T.) est extrait par l'acide chlorhydrique bouillant. Il représente sensiblement la totalité du fer de l'échantillon, du fait des très petites quantités de minéraux primaires présents dans la fraction insoluble des carbonates.

— Le fer libre (F.L.) se définit comme la fraction de fer n'entrant pas dans la composition des minéraux primaires ou des minéraux argileux. La méthode de DE ENDREY utilisant un mélange d'acide oxalique et d'oxalate d'ammonium sous un rayonnement d'ultra-violet, extrait les sesquioxydes de fer qui colorent en rouge les sols, ainsi que les formes cristallines qui n'apparaissent plus sur des diagrammes X ou au microscope électronique. Par ailleurs les minéraux argileux paraissent très peu touchés.

— « Le fer dit amorphe » (F.A.) extrait par la méthode cinétique de SEGALIN (1968) est constitué de sesquioxydes de fer qui ne donnent pas de pic aux rayons X. Une petite quantité de produits ferrugineux mal cristallisés ou très finement divisés peut s'ajouter à ces produits dits amorphes (LAMOUROUX, 1971), mais étant données les faibles proportions de goéthite ou d'hématite dans les sols étudiés, cet apport influe très peu sur des résultats dont la précision n'est pas ailleurs pas très rigoureuse. Malgré ses imperfections cette méthode apparaît aujourd'hui comme la seule nous permettant d'obtenir avec une approximation acceptable les formes de fer paraissant amorphes aux rayons X. Cette fraction de fer dissoute par l'acide chlorhydrique 8 N sera appelée par commodité « fer amorphe ».

L'analyse thermique différentielle et la diffractométrie (R X) permettent une bonne détermination de la goéthite, seul produit ferrugineux cristallin présent en quantité notable dans les sols étudiés. L'observation en lames minces au microscope polarisant et la microscopie électronique ont permis de préciser la répartition des divers produits ferrugineux.

A partir du fer total (F.T.), du fer amorphe (F.A.) et du fer libre (F.L.) obtenus directement par analyse chimique, peuvent se déduire les taux de « fer cristallin » (F.L. — F.A.) et les taux de fer inclus dans les réseaux de minéraux argileux (F.T. — F.L.), en l'absence de minéraux primaires.

B. — LES DIFFERENTES FORMES DE FER DANS LES SOLS.

1. Le fer total (HCl).

Sur le tableau 1 sont reportées les valeurs médianes en Fe_2O_3 obtenues à partir d'un nombre variable n d'échantillons.

Les écarts par rapport à la médiane sont relativement faibles. Par ailleurs les taux de Fe_2O_3 en pour cent de terre totale varient peu des horizons de surface aux horizons profonds, sauf pour les sols bruns hydratés qui marquent une augmentation notable en profondeur. Les teneurs plus élevées des sols bruns hydratés sont le fait de l'héritage de roches-mères calcaires (jurassique supérieur) plus riches en fer que la plupart des autres roches carbonatées. Calculées par rapport à la fraction fine ($< 2 \mu$), les valeurs obtenues diminuent des horizons de surface aux horizons profonds.

Dans les sols calcaires les taux de fer total, ramenés en pour cent de terre décalcarifiée, sont nettement plus faibles que dans les sols non calcaires.

TABLEAU 1. — Variations du fer total (HCl) dans les profils des principaux types de sols du Liban

Types de sols	Fe_2O_3	Profondeurs en cm et n échantillons considérés							
		0,20	n	20-60	n	60-120	n	plus de 120	n
sols rouges fersiallitiques des régions humides et subhumides	T.T.	10,99	22	11,74	20	11,90	10	11,38	6
	A	16,65		15,70		14,75		14,00	
sols rouges fersiallitiques des régions subhumides à semi arides	T.T.	10,33	10	10,71	5	10,56	9		
	A	17,80		17,90		16,60			
sols bruns hydratés	T.T.	12,15	10	12,15	9	12,92	11	14,85	4
	A	19,85		18,25		17,50		18,10	
sols calcaires	T.T.	8,6	8	9,08	10	8,98	10		

(Fe_2O_3 , % de terre totale : T.T., de la fraction fine : A, nombre d'échantillons considérés : n)

2. Les sesquioxides de fer cristallins.

L'hématite a rarement été mise en évidence dans des sols du Liban, si ce n'est à l'état de traces ou de faibles quantités dans des échantillons de sols des régions semi-arides. Par contre la goëthite est présente dans tous les sols.

Il est donc facile d'en déterminer les teneurs à partir des analyses chimiques (F.L. — F.A.), contrôlées par des estimations faites au diffractomètre et à l'A.T.D.

Un grand nombre d'échantillons analysés ont permis d'obtenir les approximations présentées sur le tableau 2 :

Dans les sols peu évolués encore calcaires, les taux de goëthite sont faibles, ils sont plus élevés dans les sols fersiallitiques des régions semi-arides. En régions humides (800 à 1.500 mm) les sols fersiallitiques lixivés sont plus riches en goëthite qu'en régions semi-arides et les sols bruns hydratés en contiennent 5 à 8 % soit la moitié du fer total.

3. Le fer entrant dans les réseaux des minéraux argileux.

Des échantillons de sols et de minéraux argileux riches en montmorillonite présentent après déferrification par la méthode de DE ENDREY de fortes teneurs en fer. SEGALEN (1970) ayant montré que le fer résiduel, après traitement aux ultra-violets, ne pouvait se localiser que dans les réseaux des minéraux argileux ou des minéraux primaires, nous devons en conclure que le fer de nos échantillons déferrifiés par la méthode de DE ENDREY est situé dans les réseaux des minéraux argileux, en l'absence de minéraux primaires. 30 à 50 % du fer total (tableau 3), entre dans les octaèdres des minéraux

TABLEAU 2. — *Teneurs moyennes en goéthite des principaux sols du Liban*

Types de sols	goéthite en % de l'échantillon	goéthite en % du fer total
sols bruns calcaires	voisine de 1	voisine de 10
sols rouges fersiallitiques des régions subhumides à semi arides	2 à 3	20 à 30
sols rouges fersiallitiques des régions humides	3 à 5	25 à 45
sols bruns hydratés	5 à 8	40 à 60

argileux. Ces proportions sont plus fortes (62 à 65 %) dans les sols confinés du bas de la chaîne de Kfar-Zabad où se néoformement des minéraux montmorillonitiques. Les analyses d'une série d'échantillons permettent d'établir les formules structurales de ces minéraux qui sont du type (éch. 255,1) :

(Si 3,46 Al 0,54) (Al 1,58 Fe³⁺ 0,27 Ti 0,06 Mg 0,17), Mg 0,01 Ca 0,17 Na 0,01 K 0,05

TABLEAU 3. — *Teneur en fer et couleur de quelques échantillons de minéraux argileux après deferrification (DE ENDREDDY)*

Sols	Echantillons	Fe ₂ O ₃ % d'éléments (< 2 μ)	Couleur à sec (MUNSELL)	
			avant traitement	après traitement
sol brun vertique	255.1	5,2	10 YR 5/3	10 YR 4/1
	255.3	7,6	10 YR 4,5/3	10 YR 5/1
chaîne haut de sols de Kfar	362.3	3,95	5 YR 5/6	2,5 Y 6/0
	359.1	4,50	5 à 7,5 YR 5/6	10 YR 5/1
Zabad bas	W 81.3	4,75	5 à 7,5 YR 5,5/6	2,5 Y 7/0
	W 80.4	5,50	7,5 YR 5,5/6	10 YR 6/1
	W 32.3	7,50	7,5 à 10 YR 5/4	10 YR 4/1

Le fer varie de 0,27 à 0,44 dans la couche dioctaédrique pour une occupation voisine de 2, tandis que les taux de substitution en Al de la couche tétraédrique varient de 0,1 à 0,6.

Ces minéraux argileux sont donc des beidellites peu ou moyennement ferrifères.

4. Les sesquioxydes de fer amorphes.

Compte tenu des quelques observations faites au sujet de la méthode cinétique de SEGALIN (1968) pour l'extraction du « fer amorphe », un nombre important d'échantillons de sols ont été traités par cette méthode, mais uniquement par voie chlorhydrique. Dans un premier travail (LAMOUROUX et SEGALIN, 1969) nous avons montré l'importance de cette forme amorphe de fer dans les sols rouges et bruns du Liban.

a) DANS LES SOLS DU KARST.

D'autres déterminations mettent en évidence une faible variation des teneurs en « fer amorphe » dans les sols du karst. Sur le tableau 4, sont représentées des valeurs moyennes obtenues sur des profils variés.

Dans les sols rouges fersiallitiques, les taux de « fer amorphe » varient de 2 à 6 % du sol total ou de 3 à 8 % des éléments fins (< 2 μ). Cette forme de fer représente 20 à 50 % du fer total (HCl) des sols. Les variations sont très faibles, que ce soit

dans chaque profil ou dans le profil moyen. Rapportées à la fraction fine du sol (< 2 μ) les valeurs obtenues montrent en surface un net accroissement qui semble dû à l'abondance de matière organique favorisant la formation de pseudo-particules (LAMOUROUX, 1971).

TABLEAU 4. — Sesquioxydes de fer amorphes dans les sols du karst

Types de sols	Profondeurs en cm	0 - 20		20 - 60		60 - 120	
	Fer amorphe	Fe ₂ O ₃ %	n	Fe ₂ O ₃ %	n	Fe ₂ O ₃ %	n
sols rouges fersiallitiques	% de terre fine totale	3,6 (2,7 à 6,0)	19	3,6 (2,3 à 5,3)	17	4,0 (2,8 à 5,7)	12
	% d'éléments < 2 μ	6,0 (3,2 à 7,1)	17	5,4 (2,9 à 7,8)	17	5,7 (3,6 à 8,4)	12
	% de fer total	37,0 (24,7 à 46,5)	18	32,4 (20,0 à 48,6)	15	36,8 (27,5 à 47,0)	12
sols bruns hydratés	% de terre fine totale	0,6 (0,2 à 1,2)	5	0,6 (0 à 1,8)	6	0,5 (0 à 1,0)	11
	% d'éléments < 2 μ	1,2 (0,4 à 3,2)	5	1,2 (0 à 3,0)	6	0,7 (0 à 2,0)	11
	% de fer total	5,9 (2,7 à 12,4)	5	7,4 (0 à 18,0)	6	4,8 (0 à 10,4)	11

Dans les sols bruns hydratés, suivant le degré de confinement, il peut subsister des produits amorphes, mais généralement les quantités en sont très faibles et diminuent fortement en profondeur.

Dans les sols partiellement hydratés en profondeur ou dans une partie quelconque du profil, les teneurs en « fer amorphe » sont très faibles dans les zones brunes, alors qu'elles sont fortes dans les zones rouges.

Certains sols, dits de transition entre sols rouges fersiallitiques et bruns hydratés, contiennent de 0,5 à 1,5 % de « fer amorphe » (4 à 15 % du fer total). Malgré ces faibles teneurs la teinte reste rouge (5 YR) mais le chroma est élevé (6 à 8), laissant apparaître le fond jaune de la goethite. Un œil exercé peut apprécier ces nuances, mais seule l'analyse reste suffisamment objective pour juger des teneurs en « fer amorphe » d'un sol.

b) DANS LES CHAINES DE SOLS.

La chaîne de sols de Kfar Zabad (tableau 5 a) est formée de sols rouges fersiallitiques peu différenciés et bien drainés en haut de chaîne, de sols brun-rouges à profil calcaire différencié (RUELLAN, 1970) et hydromorphes en profondeur dans le bas de la chaîne. Les sols du haut de la chaîne contiennent près de 4 % de « fer amorphe », soit 40 % du fer total. Ceux du bas de la chaîne en contiennent 1 à 3 %, soit 10 à 30 % du fer total. Notons également que les deux profils du bas de la chaîne présentent des taux de « fer amorphe » décroissant des horizons de surface aux horizons de profondeur plus mal drainés. De petites variations de plus faibles amplitudes ont pu également être mises en évidence dans les sols d'autres chaînes de sols à topographie moins différenciée ou mieux drainés en bas de pente.

a - Chaîne de sols de Kfar-Zabad				b - Sols variés, plus ou moins calcaires						
Echantillons	Couleur H ^{de}	Fer amorphe	Fer A % du fer T.	types de sols	Echantillons	Couleur H ^{de}	Ca Co ₃ %	Fer amorphe	Fer A % de fer T.	
haut)	(364.1	2,5 à 5 YR 3/6	3,7	40	sols calcaires sur conglomérat pliocène (lithochrome)	209.1	2,5 YR 4/4	23,0	4,0	42
	(364.3	2,5 à YR 3/6	3,3	32		209.3	2,5 YR 4/4	22,0	4,0	42
	(362.1	2,5 YR 4/6	4,1	43		222.1	5 YR 5/6	54,0	1,9	8
	(362.3	2,5 YR 3/6	4,1	42		222.3	5 YR 4/6	57,0	1,8	7
						222.5	marbré	37,0	0	0
rupture W 33.1 de W.33.3 pente	2,5 YR 3/6	3,2	34	sol calcaire sur roche moy. dure	264.1	5 à 7,5 YR 3/4	29,0	2,1	24	
	2,5 YR 3/6	2,3	26		264.2	5 à 7,5 YR 3/4	47,5	2,3	23	
					264.3	5 à 7,5 YR 5/4	69,0	1,8	17	
bas)	(W 35.1	4 YR 3,5/4	2,6	29	sol brun calcaire vertique sur roche moy. dure	255.1	10 YR 3/2	28,5	0,3	3
	(W 35.3	5 YR 4/3	2,7	29		255.3	10 YR 3/2	25,5	0,4	5
	(W 35.5	5 YR 4/3	2,7	29		255.5	10 YR 5/1	14,0	0,4	5
	(W 80.1	7,5 YR 3,5/4	2,0	34	sol très calcaire sur marnes grises	374.1	2,5 Y 6/2	46,0	0	0
	(W 80.4	7,5 YR 4/4	1,7	24		374.3	5 Y 6/2	44,5	1,1	21
	(374.5	5 Y 6/2	48,5	1,2	28
	(W 32.1	7,5 YR 4/4	1,1	15	Sol châtain isohumique	401.1	5 YR 5/4	5,0	1,7	19
	(W 32.3	7,5 YR 4/4	0,8	11		401.2	5 YR 5/4	6,0	1,9	19
					sols hydromorphes (bekaa)	384.2	10 YR 4/4	3,0	1,2	12
						384.4	10 YR 4/4	1,5	0,3	2
				384.6		10 YR 4/4	0	1,0	8	
				408.2		10 YR 4/3	33,5	1,6	17	
				408.4		10 YR 4/3	34,0	1,5	16	
				sol brun d'altitude (sous cèdres)	433.1	7,5 YR 3/2	0	2,3	23	
					433.2	5 YR 4/6	0	1,7	17	

TABLEAU 5. — Sesquioxydes de fer amorphes des sols de la chaîne de Kfar-Zabad (a) et de sols variés, plus ou moins calcaires (b)

c) DANS DES SOLS VARIÉS FORMÉS SUR ROCHES MOYENNEMENT DURES OU SUR COLLUVIONS ISSUES DE SOLS KARSTIQUES.

Bien qu'il soit difficile de présenter un schéma complet des variations du « fer amorphe » en fonction des divers types de sols étudiés au Liban, une série d'exemples peut montrer l'hétérogénéité des résultats obtenus (tableau 5 b) :

— Sur conglomérat-pliocène, une toposéquence a été étudiée : le terme supérieur est formé de rendzines rouges calcaires (209), riches en « fer amorphe ». Le terme inférieur, développé sur colluvions calcaires de bas de pente (222) marquées en profondeur par les traces d'une hydromorphie probablement ancienne, est nettement plus pauvre en ce type de fer ;

— Le sol brun-rouge calcaire (264) en est relativement bien pourvu ;

— Le sol brun calcaire vertique (255) à bon drainage externe, n'en contient que très peu, tandis que le sol sur marnes grises (374), présente un gradient de « fer amorphe » qui augmente de la surface à la profondeur ;

— Le sol châtain brun-rougeâtre peu calcaire (401), en contient encore ;

— Les sols hydromorphes (384 et 408) en ont peu, mais paradoxalement c'est le plus hydromorphe (408) engorgés pendant plus de 6 mois qui en contient le plus ;

— Enfin le sol brun forestier d'altitude qui commence à se rubéfier en contient près de 2 %, soit 20 % du fer total.

Il paraît très difficile de comprendre ces variations de « fer amorphe » dans des sols isolés de leur contexte pédogénétique, mais nous verrons plus loin que l'héritage et la nature des milieux de pédogenèse, passés ou présents, sont à l'origine de nombreuses transformations.

C. — LE FER ET LA COULEUR DES SOLS.

Plusieurs travaux, SEGALEN (1968), LAMOUREUX et SEGALEN (1969), SEGALEN (1969), LAMOUREUX (1971), ont montré que le traitement cinétique par l'acide chlorhydrique 8 N entraînait d'abord une forme de fer facilement extractible. A la suite de cette extraction les sols auparavant rouges deviennent bruns gris et dans quelques cas seulement ils restent un peu rouges. Les sols bruns hydratés restent bruns après ce traitement.

Il a été montré par ces auteurs, et nous avons pu le vérifier sur plus de cent échantillons, que les hydroxydes de fer qui paraissent amorphes aux rayons X étaient responsables de la couleur rouge des sols fersiallitiques. Des taux de 0,5 à 1 % peuvent suffire à colorer un sol en rouge, en l'absence de matière organique. L'hématite peut également colorer en rouge un sol. Elle subsiste généralement après les traitements à l'acide chlorhydrique et continue à colorer les résidus d'attaque en brun rouge. Aussi faut-il s'assurer à l'aide des rayons X qu'il n'en existe pas, mais c'est assez difficile de distinguer ses pics de ceux de la goethite.

Dans les sols de transition ou intergrades entre sols fersiallitiques et sols bruns hydratés, dans les sols bruns forestiers méditerranéens la couleur est généralement de teinte 5 YR, mais la valeur est supérieure à 4 et le chroma supérieur à 6. Corrélativement les taux de « fer amorphe » sont plus faibles que dans les sols fersiallitiques.

Dans les sols bruns hydratés les teneurs en « fer amorphe » sont très faibles, laissant apparaître un fond brun jaune coloré par la goethite. L'extraction de la goethite par le réactif de DE ENDREDY par exemple laisse apparaître la teinte gris-clair des minéraux argileux, parfois gris-foncé ou noir quand l'échantillon contient de la matière organique.

Dans les sols hydromorphes, plus confinés, la couleur rouge disparaît laissant apparaître des teintes brunes de la goethite, des taches verdâtres dues au fer réduit, etc.

Si le calcaire affaiblit la « valeur » de la teinte, il ne la fait généralement pas disparaître, si ce n'est à des taux très élevés. Il est toujours possible de dissoudre ce calcaire, avec un acide tamponné à pH 4,2 et de voir apparaître la teinte des résidus insolubles. Par contre la matière organique est tenace et masque très souvent la couleur du fer. C'est le cas des horizons de surface de nombreux sols, pourtant riches en hydroxydes de fer amorphes. Ce masque devient un véritable écran noir et opaque dès que le sol riche en matière organique est hydromorphe ou vertique.

D. — LA LOCALISATION DES PRODUITS FERRUGINEUX ET LEURS COMBINAISONS AVEC D'AUTRES CONSTITUANTS DU SOL.

Une partie importante (30 à 60 %) du fer total entre dans la constitution du réseau des minéraux argileux (tableau 3), mais l'autre partie reste libre ou associée aux autres constituants du sol.

Des mesures de surface spécifique (adsorption d'azote) et de « fer amorphe » ont été faites sur différentes fractions d'un même échantillon, ainsi que sur des échantillons riches les uns en kaolinite, les autres en montmorillonite (tableau 6).

TABLEAU 6. — Surface spécifique et « fer amorphe » de différentes fractions d'un même échantillon et d'échantillons divers

Echantillons	Fraction en % de l'échantil.	Surface spécifique m ² /g	Fer total Fe ₂ O ₃ %	Fer amorphe		
				Fe ₂ O ₃ en % du fer total	Fe ₂ O ₃ en % de la fraction	Fe ₂ O ₃ en % de l'échantil.
Fractions du 319.6						
- terre au tamis 24	100	128	10,8	32	3,45	
- fraction < 0,5 μ	78,6	168	12,4	28	3,50	2,75
- fraction 0,5 à 1 μ	7,5	67	-	-	1,90	0,14
- fraction 1 à 2 μ	1,95	27	9,45	18	1,70	0,04
- fraction 2 à 50 μ	10,2	4,7	6,15	10	0,60	0,06
- fraction 50 μ à 2 mm	1,75	1,3	-	-	0,30	0,006
- sols riches en (1 kaolinite (2		- 32				1,10
		- 50				1,60
- sols riches en montmorillonite (médianes sur 10 échantillons).		- 90				3,60

Les fractions grossières contiennent moins de fer total que les fractions fines, mais les taux de « fer amorphe » y sont relativement plus faibles encore. Une très bonne relation linéaire est obtenue entre les logarithmes des taux de « fer amorphe » et ceux des surfaces spécifiques. Cette relation tend à montrer que les quantités de produits ferrugineux amorphes sont fonction de la surface donc de la granulométrie des constituants du sol. Des sols à dominance de montmorillonite sont, dans les mêmes conditions de milieu, plus riches en « fer amorphe » que des sols à dominance de kaolinite. En outre, 90 % du « fer amorphe » se localise dans la fraction inférieure à 0,5 μ (cas de l'échantillon 319.6). Au microscope électronique les produits ferrugineux recouvrent en grande partie les plaquettes argileuses, mais certains paraissant amorphes les chevauchent sans être parfaitement liés à elles. Ces observations ont été faites également par GREENLAND et al. (1968). Notons cependant que la déferrification par la méthode SEGALIN ne diminue pas sensiblement la surface spécifique, ce qui appuie l'hypothèse d'une liaison minéraux argileux-produits ferrugineux amorphes.

FOLLETT (1965), travaillant sur la kaolinite, affirme que les particules colloïdales d'hydroxydes de fer sont retenues à la surface de l'argile par un mécanisme d'adsorption (attraction de COULOMB), plus que par un mécanisme chimique spécifique.

Les produits ferrugineux amorphes peuvent également imprégner les limons et les sables (tableau 6), mais dans une moindre mesure.

Nous admettons donc que la plus grande partie du « fer amorphe » est associée aux particules fines du sol en les recouvrant, sans être très énergiquement liée à elles.

Mais dans les sols ces associations sont beaucoup plus complexes et comme l'ont écrit DUCHAUFOR (1963-1968), EDWARDS et al. (1967), le fer jouerait un rôle important dans la formation des agrégats argilo-humiques où il formerait des liens entre les colloïdes électro négatifs en les saturant. Par contre DESHPANDE et al. (1968) minimisent cette action. Notons que de tels micro agrégats ont été observés dans certains sables des sols du Liban, après traitements à l'eau oxygénée et au pyrophosphate de sodium.

Des liaisons organo-ferriques sont également fréquentes et provoqueraient l'inhibition de la cristallisation des hydroxydes de fer (SCHWERTMANN, 1966 ; SCHWERTMANN et al., 1968). Ce qui expliquerait une légère augmentation des taux de « fer amorphe » (en % des éléments fins) dans les horizons humifères de nombreux sols fersiallitiques.

La goéthite elle-même ne se trouve pas isolée dans le plasma, elle s'associe aux agrégats argilo-humiques, à des agrégats argilo-carbonatés (LAMOUREUX, 1971). Elle forme surtout cette roche (MILLOT, 1964) appelée limonite et souvent constituée d'un mélange hydraté de goéthite, de phosphate ferreux, de minéraux argileux, etc. (JANOT et al., 1968).

Le fer des sols du Liban, à l'état ferreux et surtout ferrique, est sous sa forme amorphe adsorbé en grande partie à la surface des minéraux argileux et entre dans la composition de mélanges stables avec la matière organique ; sous ses formes cristallines, goéthite essentiellement, il peut former des mélanges, mais il entre généralement dans la composition d'un mélange hydraté, la limonite. Cette limonite semble former des complexes variés pouvant s'individualiser, en milieu confiné, sous forme de petites masses plus ou moins dures. Sous sa forme ionique il entre dans la constitution des réseaux des minéraux argileux, dans les couches octaédriques essentiellement.

E. — LES DIFFERENTES FORMES DU FER DES ROCHES ET ACCUMULATIONS CALCAIRES.

Des résidus de décarbonatation obtenus par dissolution acétique (à 10 % et à pH 4,2) ont été traités comme des échantillons de sols. Sur les tableaux 7 et 8, les différentes formes de fer de ces résidus sont comparées à celles des sols correspondants. Le « fer amorphe » représente 40 à 80 % du fer total des résidus, taux sensiblement plus élevés que ceux des sols, sauf dans le cas du profil 319 (tableau 8). La goéthite est généralement peu abondante dans les résidus, alors qu'elle peut atteindre des taux élevés dans les sols, jusqu'à 40 et même 60 % dans les sols bruns hydratés. Enfin les quantités de fer entrant dans les réseaux des minéraux semblent être du même ordre de grandeur dans les résidus et dans les sols.

TABLEAU 7. — Répartition des différentes formes de fer dans quelques roches carbonatées et dans les sols correspondants (R : Roche saine — RA : Roche altérée — S : sol — (0 à 10) : estimation — A : < 2 μ)

Types de sols	Milieux lixivifiés								Milieux confinés hydratés					
	Echantillons	391R	391S	373R	373S	402R	402A	343RA	343A	340R	340S	247R	247S	263R
Fe ₂ O ₃ amorphe % du fer total		40	-	47	34	49	31	81	59	38	0	64	(0 à 10)	41
goéthite % du fer total		8	-	13	29	6	19	0	4	0	37	0	(66 à 66)	14
Fe ₂ O ₃ % dans les réseaux		52	47	40	37	45	50	19	37	62	63	36	34	45

Le « fer amorphe » a également été étudié dans différentes accumulations calcaires, comparativement au sol environnant. Dans le cas du conglomérat pliocène, les matériaux du sol sont venus recouvrir le conglomérat et les taux de « fer amorphe », dans ces deux formations, peuvent être variables. Toutefois l'exemple 394 est intéressant, il montre l'altération d'un bloc de ciment ferruginisé dans un milieu en début de confinement :

— d'une part la zone corticale, R 3, s'altérant et passant au sol S 4 et 394.6 perd en valeur relative du « fer amorphe » ;

— d'autre part, la zone corticale, R 1, durcissant et passant à une croûte externe noire, Ro, perd également du « fer amorphe » en valeur relative.

Les taux de « fer amorphe » du nodule formé en milieu faiblement confiné, correspondent aux taux de « fer amorphe » de ce milieu.

Dans les croûtes rougeâtres, formées en milieu semi-aride drainant bien, mais confinant en calcaire, les résidus rougeâtres sont relativement riches en « fer amorphe ».

Les accumulations carbonatées piègent, en se formant, des constituants minéraux dont les taux de produits ferrugineux amorphes relativement au fer total, reflètent la nature du milieu de pédogenèse où elles ont pris naissance.

TABLEAU 8. — « Fer amorphe » dans quelques roches carbonatées (en % du résidu insoluble) et variations de la roche au sommet du profil

Types de sols	Echantillons	Fer amorphe (Fe_2O_3)		
		en % du résidu	en % du fer total	
Roches sous sols rouges fersiallitiques	391 R	2,3	40	
	402 R	3,0	49	
	344 R	4,3	42	
	373 R	2,7	47	

Roches sous sols bruns hydratés	340 R	3,3	38	
	263 R	1,8	41	
	300 R	5,6	75	
	CO EX R	17,1	50	

Profils de sols rouges fersiallitiques sur roches calcaires (343 et 319) et dolomitiques (404)	343 R	17,1	85	
	343 RA	18,6	81	
	343 3	7,0	52	
	343 1	8,0	59	

	319 R	1,1	10	
	319 RA	1,6	10	
	319 9	3,8	25	
	319 4 + 5	3,8	35	
	319 2	3,4	36	

	404 R	0,1	33,3	
	404 RA	0,2	18	
404 2	2,9	20		
404 1	3,3	24		

TABLEAU 9. — « Fer amorphe » de différentes accumulations calcaires, comparé au « fer amorphe » du sol environnant

Types d'accumulations calcaires	Echantillons	Fe_2O_3 % amorphe	Fe_2O_3 amorphe % du fer total	Nature des	
				Echantillons	
Blocs ferrugineux du conglomérat pliocène	397.1	3,00	32,8) sol) fersiallitique conglomérat	
	397.3	4,05	39,0		
	397 Co	5,10	50,5		

sols sous-sol fersiallitique	394.2	3,60	35,3) sol) fersiallitique face externe dure et noire cortex durci rouge zone interne dure cortex altéré rouge sol au contact du bloc altéré	
	394.4	3,25	33,5		
	(R0)	0,28	12,6		
	394	(R1)	0,25		15,1
		(R2)	0,21		23,3
		(R3)	0,25		20,8
		(S4)	1,10		17,6
	394.6	1,60	17,0		Horizon en début de confinement

	364.1	3,70	40,0) sol) fersiallitique bloc du conglomérat	
	364.3	3,30	32,0		
	364 Co	2,16	16,2		
Accumulation calcaire dans un sol brun hydraté	sol	2,00	19,2) brun rouge	
	nodule	1,83	19,5		
Croûtes calcaires ferrugineuses	croûte Nasriyé	5,00	-) croûtes rougeâtres	
	croûte Meissej	3,45	24,5		

III. — EVOLUTION DES PRODUITS FERRUGINEUX DES SOLS DU LIBAN AU COURS DE LA PEDOGENESE.

A. — EVOLUTION AU COURS DES ALTERATIONS.

Une étude succincte de la géochimie des altérations des roches carbonatées et des eaux d'altération (LAMOUROUX, 1971) a montré que le fer existe dans les résidus insolubles des roches à des taux du même ordre de grandeur que dans les sols et qu'il ne se produit aucune exportation en solution de cet élément dans les eaux de percolation. Il semble toutefois que le fer qui subsiste à l'état ferreux au moment de la décarbonatation peut être déplacé localement en petites quantités. C'est le cas dans le profil 374 (tableau 5 b) qui présente dans les horizons de profondeur de faibles teneurs en « fer amorphe » à l'état de fer ferreux. Il existe également dans certaines roches des teneurs élevées en constituants organiques susceptibles de favoriser la complexation et le départ du fer. Mais généralement, les roches dures et moyennement dures sont poreuses et permettent l'oxydation du fer dans le cortex d'altération.

Pendant généralement les eaux de percolation, et les eaux de ruissellement ne contiennent pas de fer en solution. La couleur rouge fréquemment observée dans les torrents de montagne (Nahr Ibrahim) n'est due qu'aux transports solides constitués d'éléments fins argileux revêtus d'hydroxydes de fer.

Il se produit cependant une importante transformation au cours des altérations : **le fer de couleur brune dans les roches carbonatées et dans leur cortex d'altération devient rouge dès qu'il est libéré de sa gangue carbonatée. C'est le phénomène de rubéfaction** dont le mécanisme sera envisagé plus loin. Dans les roches dures le passage entre le sol et la roche est brutal, la couleur rouge du résidu n'apparaît donc qu'au contact du sol. La proportion de résidu étant très faible, il est impossible à l'observateur de se rendre compte si cette transformation se fait rapidement ou relativement lentement. La rubéfaction ne se produit dans les sols du karst du Liban, qu'en milieu bien drainé et décarbonaté. Les matériaux rouges plus ou moins calcaires sont cependant fréquents, mais situés toujours soit très profondément dans la zone du front de pédogenèse, soit sous des climats subhumides ou semi-arides, soit sur des molasses très poreuses. Dans tous les cas les alternances de périodes humides et de périodes sèches sont très fréquentes, ce qui explique des possibilités de rubéfaction après décalcarification du milieu en périodes humides suivies de recalcarification en périodes plus sèches.

B. — EVOLUTION DANS LES DIFFERENTS MILIEUX DE PEDOGENESE.

1. **En milieu lixivié bien drainé**, les solutions du sol sont agressives et ne sont pas saturées en bicarbonates. Cette agressivité accrue par les acides organiques favoriserait la destruction des minéraux argileux les plus fins (LAMOUROUX, 1971), libérant ainsi de faibles quantités de fer présent dans les octaèdres des beidellites ferrifères. Ces destructions bien que décelables (aux R.X., en microscopie) sont relativement lentes et n'apportent que d'infimes quantités supplémentaires de fer libre, mais elles pourraient expliquer que les rapports « fer amorphe » sur fer total sont souvent un peu plus élevés dans les horizons de surface que dans les horizons profonds. Bien que les taux de fer total et de « fer amorphe » soient relativement constants dans les profils de sols fersiallitiques, de petites transformations semblent se produire quand les précipitations sont élevées. En effet, dans les sols des régions humides nous notons des teneurs en goethite sensiblement supérieure (3 à 5 %), à celles des sols de régions subhumides à semi-arides (2 à 3 %). Ces variations se faisant sans modification des taux de fer total, se produiraient soit aux dépens de la forme amorphe du fer soit aux dépens du fer libéré des couches octaédriques des minéraux argileux détruits.

2. **En milieu confiné hydraté à drainage ralenti**, il se produit un ralentissement considérable de l'agressivité des solutions du sol et partant une modification du type d'évolution pédogénétique. A côté d'accumulations souvent très fortes en carbonate de calcium et de moindre importance en silice, des quantités de goethite relativement élevées apparaissent. En l'absence de « fer amorphe » la goethite donne sa couleur aux sols bruns hydratés (7,5 YR à 2,5 Y), mais elle s'individualise également sous forme de petites concrétions noires à brun-foncé et plus ou moins indurées. En lames minces, le plasma du sol brun présente de nombreuses concentrations de fer sous forme de masses brunes à contours parfois flous, parfois très nets. Corrélativement nous observons

dans ces sols une disparition presque totale des formes amorphes du fer. Dans les sols de transition les taux de « fer amorphe » et de goéthite sont intermédiaires entre ceux des sols fersiallitiques et ceux des sols bruns hydratés.

La transformation des sesquioxydes de fer amorphes en goéthite pourrait se schématiser ainsi :

— au cours d'une première phase hivernale humide les sesquioxydes de fer amorphes passent partiellement de l'état ferrique à l'état ferreux. Les teintes irisées vertes à la base de profils, fraîchement ouverts en hiver, semblent confirmer ce fait ;

— dans une deuxième phase le milieu, bien que confiné, permet une certaine dissolution avec mobilisation sur place du fer ferreux ; en particulier au milieu de l'hiver après les fortes pluies ($\text{pH} < 8$) ;

— au cours d'une troisième phase, à la fin de l'hiver, les conditions sont à nouveau oxydantes, le pH est élevé (voisin de 9), les ions en solutions sont riches en CO_2 (SCHELMANN, 1959). Ce serait là des conditions favorables à la cristallisation en goéthite des petites quantités de fer dissous, d'autant plus que la goéthite existant peut jouer le rôle de germes de cristallisation.

3. En milieu confiné hydromorphe.

Le fer peut exister dans les sols hydromorphes à l'état ferreux et de ce fait être facilement extractible par la méthode SEGALIN (tableau 5 b : profils 384 et 408). Mais d'une façon générale les formes amorphes, et en particulier celles du fer, diminuent des sols bien drainés aux sols hydromorphes, ce qui est très net dans la chaîne de sol de Kfar-Zabab (tableau 5 a). L'étude des différentes formes de fer dans cette chaîne met en évidence du haut de la chaîne formé de sols lixivés fersiallitiques, au bas de la chaîne formé de sols fersiallitiques hydromorphes et de sols hydromorphes :

— une forte diminution du « fer amorphe » ;

— une légère augmentation de la goéthite ;

— une nette augmentation du fer entrant dans les réseaux des minéraux argileux.

Au mécanisme précédent de formation de la goéthite, se surajoute un nouveau mécanisme, celui de l'entrée du fer dans les octaèdres des minéraux argileux. Une partie du fer, à l'état ferreux et partiellement dissous, interviendrait dans la néoformation de beidellites ferrifères (PAQUET, 1969 ; LAMOUROUX, 1971).

4. En milieu calcaire.

Les sols calcaires et en voie de décarbonatation présentent (tableau 1) des taux de fer total, exprimés en pour cent de constituants non carbonatés, inférieurs aux taux de fer total des sols fersiallitiques ou des sols bruns hydratés. Cette différence peut être due à l'héritage d'un calcaire plus pauvre en fer, mais elle peut également exprimer une moindre évolution des sols calcaires, par rapport aux sols décarbonatés. Leurs teneurs en « fer amorphe » est généralement faible (tableau 5 b, profils 255-374).

Les sols ou horizons de sols partiellement recalcarifiés et en voie de recalcarification (milieu confiné en calcaire et drainant bien) ont des teneurs en « fer amorphe » reflétant le milieu de pédogenèse antérieure à la recalcarification. Ainsi les deux sols de la séquence formés sur conglomérat pliocène (tableau 5 b) indiquent le premier (209) un sol lithochrome du fait que le conglomérat est formé d'un ciment ferrugineux rouge. Le second (222) situé au bas de la séquence mais très bien drainé, présente des marbrures et de faibles taux de « fer amorphe ». Ce sol est manifestement un ancien sol hydromorphe situant la limite supérieure d'engorgement des sols quand la Bekaa était partiellement occupée par un lac.

Les profils 264 et 401 sont des sols recalcarifiés et moyennement pourvus en « fer amorphe ».

D'une façon générale, lorsqu'un milieu lixivié et rubéfié est devenu confinant en calcaire, du fait de l'aridité croissante du climat ou d'une humectation réduite, par exemple au niveau du front de pédogenèse, l'accumulation calcaire piège un matériau de couleur rouge et riche en « fer amorphe » (tableau 9 : conglomérat de Kfar-Zabab, croûtes de Nasryé et Meissej).

Lorsque le milieu est confinant, lors de l'accumulation calcaire, les matériaux piégés sont de couleur brune. C'est le cas de la plupart des roches carbonatées d'origine marine, c'est le cas de concrétions de sols bruns hydratés (tableau 9) ou de croûtes de nappe prélevées en bordure de la Bekaa.

C. — SESQUIOXYDES DE FER AMORPHES ET RUBÉFACTION.

Le mécanisme de la rubéfaction est limité à l'apparition dans les sols d'une couleur rouge dominante (5 YR à 10 R). Ainsi la couleur brun rouge (7,5 YR) de nombreux sols peut résulter soit du processus de rubéfaction lui-même, soit d'une simple oxydation des sesquioxydes de fer. En outre, il ne sera pas question de rubéfaction quand la couleur rouge est originellement acquise, du fait de l'existence d'hématite dans la roche-mère.

1. Nature des constituants responsables de la couleur rouge.

Depuis très longtemps les chercheurs savent que le fer est responsable de la couleur rouge des sols. AGAFONOFF (1936) signalait que cette coloration était due à la forme du fer, mais récemment de nombreux travaux sont venus préciser cette question. REIFENBERG (1947), HANISSET et al. (1949), WAEGEMANS et al. (1954), STAGE (1956), KAMOSHITA et al. (1956) ont attribué la couleur rouge des sols à des sesquioxydes de fer libres. WAGEMANS et al. (1954), DECRAENE et al. (1956), KUBIENA (1956), SCHEFFER et al. (1957), SOILEAU et al. (1967) ont précisé que l'hématite était responsable de la couleur rouge et que la goéthite donnait une couleur jaune aux sols. Des travaux récents ont montré que la coloration rouge des sols était généralement liée à une forme de fer paraissant amorphe aux rayons X (SCHWERTMANN et LENTZE, 1966; LAMOUREUX et SEGALIN, 1969; SEGALIN, 1969).

Ces produits amorphes ne sont pas encore très bien caractérisés, cependant certains travaux ont précisé la nature et les propriétés de produits ferrugineux amorphes synthétiques. WEISER et al. (1940) et SCHELMANN (1959) ont signalé des précurseurs amorphes et hydratés de l'hématite. En 1959, GLEMSER a montré que l'addition de bases à des sels ferriques provoquait la formation de précipités de formules $FeO_{n/2} (OH)_{3-n}$, c'est-à-dire qu'il existe une gamme variée de produits plus ou moins hydratés entre $n = 0$ et $n = 3$. SCHWERTMANN (1966) a par ailleurs montré qu'un hydroxyde de fer paraissant amorphe aux rayons X peut avoir des formes sphériques et un produit de solubilité relativement élevé. En vieillissant ces particules globuleuses s'épaississent, ont un produit de solubilité plus bas, prennent des formes polygonales et perdent de l'eau d'hydratation, autant de caractères rapprochant ce produit de l'hématite.

Des hydroxydes de fer amorphes de synthèse, placés en milieu lixiviant, évoluent vers l'hématite par déshydratation progressive, en passant par des formes intermédiaires encore hydratées, paraissant amorphes aux rayons X, mais présentant certains caractères de l'hématite.

2. Hypothèses sur la rubéfaction des sols fersiallitiques formés sur roches carbonatées.**a) DONNÉES ACQUISES :**

Un certain nombre de données sont acquises :

— le fer des résidus insolubles est généralement de couleur foncée brune à grise. Au cours des premiers stades d'altération les produits ferrugineux s'oxydent et prennent une couleur brun-clair à brun rougeâtre. La rubéfaction est donc un phénomène pédologique, consécutif à la décarbonatation ;

— le fer responsable de la couleur rouge est sous une forme paraissant amorphe aux rayons X (en l'absence d'hématite) ;

— cet état amorphe du fer persiste du fait de son adsorption à des constituants jouant un rôle d'inhibiteur de cristallisation, tels que les matières organiques, les anions phosphoriques ou siliciques, certains éléments traces et surtout, semble-t-il, les minéraux argileux (SCHELMANN, 1959; SCHWERTMANN, 1966; SCHWERTMANN et al., 1968; FOLLET, 1965; PEDRO et al., 1970; NALOVIC, 1970) ;

— de nombreux travaux de laboratoire font apparaître une cristallisation progressive au cours du vieillissement de gels ferriques hydratés sous forme de « préhématite ». De telles formes globulaires ont été observées au microscope électronique sur des échantillons de sols fersiallitiques.

b) RUBÉFACTION PAR VOIE HUMIDE :

Un des phénomènes les plus importants dans la pédogenèse des sols formés sur roches carbonatées est la lixiviation de différents constituants solubles, avec décarbonatation complète des sols. Les sols rubéfieraient au moment où les solutions sont les plus pauvres en ions solubles : Ca, Mg, SiO_2 , etc. On sait par ailleurs que les possibilités

de croissance des cristaux augmentent beaucoup quand les ions étrangers aux réseaux sont évacués. Ainsi s'expliquerait la naissance de cristallites de « préhématite ». Le mécanisme de la rubéfaction serait le suivant :

— au départ le fer des roches carbonatées est souvent ferreux. Quand les roches sont ramenées à la surface le fer s'oxyde au sein d'amas ferrugineux amorphes de couleur brune, isolés dans la masse des carbonates ;

— quand les carbonates se dissolvent les amas ferrugineux sont libérés au contact d'un matériau lixivié et de solutions du sol, d'abord riches en ions dissous puis de plus en plus désaturés après les fortes pluies de l'hiver. Les conditions sont alors réunies pour l'apparition de cristallites d'hématite ou « préhématite » dans les amas de sesquioxydes ; c'est la rubéfaction ;

— dès la fin de la saison des pluies, il y a adsorption des sesquioxydes de fer sur la surface des minéraux argileux. Alors intervient le blocage de la cristallisation des sesquioxydes par les silicates phylliteux.

La couleur du matériau est rouge, les sesquioxydes de fer sont stabilisés à l'état amorphe, tout en ayant amorcé un début de cristallisation.

c) RUBÉFACTION PAR VOIE SECHE :

L'existence de nombreux sols rouges calcaires ou non en régions semi-arides ne s'explique pas toujours par la disparition d'anciens climats favorables à la rubéfaction. Il n'est pas impossible que les sesquioxydes de fer amorphes poursuivent avec le temps, sous des climats chauds et secs, une lente cristallisation, malgré leur fixation sur des minéraux silicatés et cela bien que la lixiviation du milieu soit fortement ralentie. Ceci expliquerait la présence de petites quantités d'hématite dans les sols rouges de ces régions semi-arides et les rubéfections croissantes des sols de terrasses quaternaires du Wurm au Villafranchien.

d) RUBÉFACTION COMPARÉE DE SOLS FORMÉS SUR ROCHES CARBONATÉES ET SUR ROCHES NON CARBONATÉES. LIMITES DE LA RUBÉFACTION :

La rubéfaction se produit dans des sols formés sur toutes sortes de roches-mères et sous des climats très variés. Cependant sur roches non carbonatées la rubéfaction est moins généralisée et ne paraît pas se produire aussi facilement et de façon aussi intense que dans les sols formés sur roches carbonatées. Il peut s'agir d'une question d'âge des matériaux en cause. Sur roches dures carbonatées, les altérations sont très lentes et les sols piégés dans le karst s'érodent difficilement ; ils peuvent rubéfier lentement et par petites fractions successives — sur roches non carbonatées, les altérations sont relativement rapides et les érosions intenses rajeunissent les sols qui n'ont pas le temps d'évoluer et de rubéfier. En plaine, quel que soit le matériau, la rubéfaction se produit si les conditions sont réunies (temps suffisamment long, milieu bien drainé, climat relativement chaud à saisons sèches et humides alternées).

Les limites de la rubéfaction peuvent se réduire à deux principales :

— une humidité excessive du milieu, provoquée soit par un climat trop humide, soit par un mauvais drainage des solutions du sol. L'absence de périodes sèches suffisamment longues ne permettrait pas aux hydroxydes de se transformer ;

— un matériau n'ayant pas eu le temps d'évoluer, parce que soumis aux érosions hydriques.

D. — SESQUIOXYDES DE FER ET CLASSIFICATION DES SOLS FERSIALLITIQUES.

1. Le concept « sol fersiallitique ».

Le terme fersiallitique utilisé pour la première fois par BOTELHO DA COSTA (1959), puis repris par D'HOORE (1964) dans la notice de la carte des sols d'Afrique, couvrait un ensemble de sols formés de kaolinite associée à des minéraux 2/1, avec un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 > 2$. Le C.P.C.S. (1967) a limité la sous-classe des sols fersiallitiques à des sols correspondant sensiblement aux anciens sols rouges et bruns méditerranéens. Dans aucun cas la définition de ces sols n'est nette, pas plus que ne sont définies les limites avec les autres classes ou sous-classes de sols.

Deux positions peuvent alors être prises en considération :

— la première est celle qui consiste à substituer à la classe actuelle des sols à sesquioxides de fer une classe de sols fersiallitiques, subdivisée en une sous-classe de sols ferrugineux tropicaux et une sous-classe de sols fersiallitiques proprement dits. Cette position (AUBERT) se rapproche de celle du C.P.C.S. qui limite le terme fersiallitique aux anciens sols rouges et bruns méditerranéens ;

— la deuxième position est celle que nous avons déjà adoptée (LAMOUREUX, 1971) qui situe les sols fersiallitiques au niveau de la classe, les sols ferrugineux tropicaux formant une autre classe.

2. Définition du sol fersiallitique.

La classe des sols fersiallitiques se définirait ainsi :

Les sols fersiallitiques se forment sous des climats à longue saison sèche alternant avec une saison humide. Ils caractérisent principalement les régions à climat méditerranéen. Ils peuvent se former aussi sous climat tropical. Bien que les roches carbonatées soient les roches-mères les plus fréquentes, en régions méditerranéennes, ils peuvent se former sur toutes sortes de roches. Ce sont des sols évolués, à profil A B C ou A (B) C.

Leurs principales caractéristiques sont les suivantes :

— des minéraux argileux constitués d'un mélange de kaolinite et de smectites. La kaolinite peut être absente et l'illite peut être abondante si les hydrolyses sont modérées ;

— une couleur rouge (10 R à 5 YR). Cette couleur peut être plus ou moins assombrie par de la matière organique et disparaît en milieu mal drainé ;

— une teneur en fer importante, d'autant plus que la texture est plus argileuse, et bien répartie dans le profil. Les sesquioxides de fer amorphes sont abondants ne sont pas indurés et sont responsables de la couleur rouge. Ils sont le plus souvent fixés sur les surfaces des minéraux argileux dont ils suivent d'éventuelles migrations. Ils peuvent également être intimement liés aux matières organiques plus ou moins décomposées et dans une moindre mesure aux fractions siliceuses plus grossières. Des formes cristallines peuvent être présentes en quantité notable et enfin une autre partie du fer peut être fixée à l'intérieur des réseaux silicatés ;

— une teneur en alumine libre relativement faible et le plus souvent à l'état amorphe ;

— un profil fortement lixivié en constituants hydrosolubles ;

— un taux de saturation le plus souvent supérieur à 40 % dans l'horizon B ;

— une structure polyédrique dans l'horizon B, pouvant s'organiser en surstructure secondaire ou tertiaire prismaticocubique.

Les sols ferrugineux tropicaux différencieraient des sols fersiallitiques surtout par le critère fer.

● Cette conception a l'avantage de séparer des sols de pédogenèses fondamentalement différentes, les uns correspondant à des milieux agressifs, profondément lixiviés (sols rouges fersiallitiques), les autres à des milieux plus ou moins confinés (sols ferrugineux tropicaux à hydromorphie de profondeur). En outre les sols bruns hydratés comprenant entre autres les anciennes « terra fusca » formées sur roches carbonatées, seraient rattachés à la classe des sols bruns à mull des régions tempérées, classe qui serait également à reconsidérer.

● Cette conception permet d'utiliser un critère objectif, celui du « fer amorphe » pour établir des limites avec d'autres classes de sols telles que celles des sols isohumiques ou des sols calcimagnésiques.

3. Limites de la classe des sols fersiallitiques.

Un grand nombre de déterminations de « fer amorphe » sur des échantillons variés (Liban, France, Syrie, Portugal, Maroc) nous avaient permis (LAMOUREUX, 1971) de proposer une teneur de « fer amorphe » supérieure à 20 % du fer total pour qu'un sol soit fersiallitique, sans retenir cette valeur qui pourrait être calculée de préférence par rapport au fer libre (DE ENDREDDY), nous pouvons en examiner le principe dans ses applications en considérant le sol fersiallitique comme un sol lixivié, riche en produits ferrugineux amorphes :

— si le sol fersiallitique recalcarifié à plus de 10 % dans un de ses horizons, nous avons affaire à un « sol à profil calcaire différencié » (RUELLAN, 1970) ;

— s'il se transforme en bas de pente sous l'effet d'une nappe phréatique, il perdra son « fer amorphe » (forme oxydée) et deviendra un sol hydromorphe ;

— s'il se transforme du fait de sa richesse en minéraux 2/1, il peut acquérir les caractères de structure d'un vertisol (rouge), tout en gardant des taux élevés de « fer amorphe », c'est alors un vertisol ;

— s'il se transforme par confinement dans une poche karstique, il perd son « fer amorphe » au profit de la goethite, c'est alors un sol brun hydraté ;

— en altitude et sous forêt l'humidité est presque continue, les taux de « fer amorphe » sont faibles, nous avons alors un sol brun forestier (méditerranéen) riche en matière organique ;

— si l'on se déplace en latitude vers les zones tempérées, le sol qui se forme sur roches carbonatées peut être encore rouge, mais les taux de « fer amorphe » sont plus faibles que dans les sols correspondants des régions méditerranéennes.

Il semble donc qu'il y ait beaucoup à attendre de ce critère « fer amorphe » pour différencier entre eux différents types de sols.

IV. — CONCLUSIONS.

Les formes de fer amorphe aux rayons X des résidus de roches carbonatées, comme celles des sols bruns sur basalte, ne sont pas intimement liées aux minéraux argileux et ne réfléchissent pas la lumière dans les couleurs rouges. Elles seraient réellement amorphes. Dans les roches carbonatées les résidus insolubles ne rubéfont qu'après décarbonatation du milieu, par transformation des formes de fer réellement amorphes en formes partiellement cristallisées qui réfléchissent les couleurs dans le rouge. Ces produits ferrugineux seraient assimilables à une « hydrohématite » (SCHELMANN, 1959) dont les caractères se rapprocheraient de ceux de l'hématite.

Cette forme de fer paraissant amorphe aux rayons X joue un rôle extrêmement important dans les sols formés sur roches carbonatées sur le plan physico-chimique, mais également dans la caractérisation de ces sols. Nous avons vu comment le fer et en particulier le « fer amorphe » pouvait intervenir dans la définition et la caractérisation des sols fersiallitiques.

Ce critère du « fer amorphe », bien que parfois difficile à déterminer, peut offrir de grandes possibilités quant aux limites à apporter à la classe des sols fersiallitiques et partant aux autres classes. Mais des valeurs précises ne pourront être utilement retenues qu'après confrontation d'un grand nombre de déterminations sur des sols très variés.

Reçu pour publication : décembre 1971.

Bibliographie

- DECKRAENE A., LARUELLE P. (1955). — Genèse et altération des latosols équatoriaux et tropicaux humides. *Bull. Agric. Congo Belge*, XLVI, pp. 1113-1243.
- DESHANDE T.L., GREENLAND D.J., QUIRK J.P. (1968). — Changes in soils properties associated with the removal of iron and aluminium oxides. *J. Soil Sc.*, V. 19, n° 1, pp.
- DUCHAUFOR Ph. (1963). — Notes sur le rôle du fer dans les complexes argilo-humiques. *C.R.A.S.*, 256, 12, pp. 2657-2661.
- DUCHAUFOR Ph. (1968). — L'évolution des sols. Masson & Cie, Paris, 94 p.
- EDWARDS A.P., BREMNER J.M. (1967). — Microaggregates in soils. *J. Soil. Sc.*, V. 18, pp. 64-73.
- FOLLETT E.A.C. (1965). — The retention of amorphous, colloidal ferric hydroxide by kaolinite. *J. of S. Sc.*, V. 16, n° 2, pp. 334-341.
- GLEMSEER O. (1959). — Structure of some hydroxides and hydrous oxides. *Nature*, 183, pp. 943-944.
- GREENLAND D.J., OADES J.M., SHERWIN T.W. (1968). — Electron microscope observations of iron oxides in some red soils. *J. of S. Sc.*, V. 19, n° 1, pp. 123-126.
- HANISSET P., WAEGEMANS G. (1949). — Solubilisation des sesquioxydes de fer libre du sol. *C.R.A.S.*, 229, pp. 1168-1170.
- JANOT C., CHABANEL M., HERZOG E. (1968). — Etude d'une limonite par effet Mössbauer. *Bull. soc. fr. Mineral Cristal.*, pp. 166-171.

- KAMOSHITA Y., YAMADA Y. (1956). — The effect of free iron on soil colour. *J. Soil Sc. Manure*, Tokyo, 27, pp. 77-78.
- KUBIENA W.L. (1956). — Red earth formation and laterization (their differentiation by micromorphological characteristics). *Cong. int. Sci. Sol*, 6, Paris, pp. 247-249.
- LAMOUREUX M., SEGALEN P. (1969). — Etude comparée des produits ferrugineux dans les sols rouges et bruns méditerranéens. *Sciences du Sol*, 1, pp. 43-52.
- LAMOUREUX M. (1971). — Etude de sols formés sur roches carbonatées. Pédogenèse fersiallitique au Liban. *Thèse Sc.*, Strasbourg, ronéo, 314 p.
- MILLOT G. (1964). — Géologie des argiles. Masson & Cie, Paris, 499 p.
- NALOVIC L.J. (1970). — Comportement du fer en présence des éléments traces. *Note ronéotypée*, O.R.S.T.O.M., Paris-Yaoundé, 87 p.
- PEDRO G., MELFI A.J. (1970). — Recherches expérimentales sur le comportement des hydrates ferriques et des constituants silico-ferriques amorphes en milieu lessivé. *Pédologie*, Gand (à paraître).
- REIFENBERG A. (1947). — The soils of Palestine. Th. Murby, Londres, 179 p.
- RUELLAN A. (1970). — Les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Maroc Occidental). *Thèse Sc.*, Strasbourg, Ronéo, 482 p.
- SCHEFFERT, WELTE E., LUDWIG F. (1957). — A propos du problème des hydroxydes de fer dans le sol. *Chemie der Erde*, XIX, pp. 51-64.
- SCHELMANN W. (1959). — Recherches expérimentales sur la formation sédimentaire de la goéthite et de l'hématite. *Chemie der Erde*, XX, pp. 104-135.
- SCHWERTMANN V. (1966). — Inhibitory effect of soil organic matter on the crystallisation of amorphous ferric hydroxide. *Nature*, vol. 212, n° 5062, pp. 645-646.
- SCHWERTMANN V., LENTZE W. (1966). — Couleur des sols et formes des oxydes de fer. *Zeitschr. F. pflanzenernahrung, Düngung, Bodenkunde*, 115, (3), pp. 209-214.
- SCHWERTMANN V., FISCHER W.R., PAPENDORF H. (1968). — The influence of organic compounds on the formation of iron oxides. *9th Int. Congress of Soil Sc.*, V. 1, n° 66, pp. 645-655.
- SEGALEN P. (1968). — Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, Vol. VI, n° 1, pp. 105-125.
- SEGALEN P. (1969). — Contribution à la connaissance de la couleur des sols à sesquioxydes de la zone intertropicale : sols jaunes et sols rouges. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, Vol. VII, n° 2, pp. 225-236.
- SEGALEN P. (1970). — Extraction du fer libre des sols à sesquioxydes par la méthode de DE ENDREY par irradiation à l'ultra-violet de solutions oxaliques. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, Vol. VII, n° 4, pp. 483-496.
- SOILEAU J.M., Mc. CRACKEN R.J. (1967). — Free iron and coloration in certain well drained coastal plain soils in relation to their properties and classification. *Soil Sci. soc. Amer. Proc.*, 31, 2, pp. 248-255.
- STACE H.C.T. (1956). — Chemical characteristics of Terra Rossa and rendzines of South Australia. *J. of Soil Sc.*, 77, pp. 280-301.
- WAEGERMANS G., HENRYS S. (1954). — La couleur des latosols. *C.R. 5^e Conf. Sci. Sol.*, 2, pp. 384-389.

MICROMORPHOLOGY AND DYNAMIC OF IRON IN SOILS DEVELOPED ON CARBONATED ROCKS IN LEBANON

SUMMARY

There is a great amount of iron (10 to 15 %) uniformly distributed in Lebanon soils. It seldom occurs in indurated forms like concretions. Often, iron is a constituent of a montmorillonite crystal lattice. It assumes a crystalline form in goethite and it occurs as an important X ray amorphous constituent. This amorphous iron oxide can account for the red colour of fersiallitic soils and is located on clay minerals surface. While amorphous iron oxides are very stable in an oxidizing and well drained environment, it disappears as soon as drainage is poor. When drainage is medium, amorphous iron converts to goethite. This mineral can be observed in the polarizing microscope as a brown well defined mass.

In hydromorphic environment a part of amorphous iron oxides converts to goethite and the remainder enters in the montmorillonitic octahedral layer.

« Rubefaction » could be the result of a transformation of the amorphous carbonate residues to red ferruginous products showing some characteristics of hematite, but still X ray amorphous.

The amorphous iron oxide amounts can be used at the highest level of the soil classification and contribute to the differentiation of a fersiallitic class from a ferruginous tropical class. Moreover limits between other classes could be validly founded on this criteria.

**Etat et comportement du fer
dans les sols formés sur roches carbonatées
au Liban**

par M. LAMOUREUX
O.R.S.T.O.M. — PARIS

O. R. S. T. O. M.

Collection de Référence

-8 SEP. 1972

no 5645