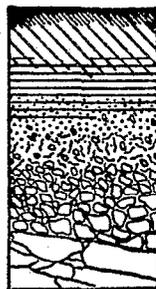


M. LAMOUREUX

**ÉTUDE DE SOLS FORMÉS
SUR
ROCHES CARBONATÉES**

Pédogenèse fersiallitique au Liban



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ET TECHNIQUE OUTRE-MER





ÉDITIONS DE L'OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

RENSEIGNEMENTS, CONDITIONS DE VENTE

Pour tout renseignement, abonnement aux revues périodiques, achat d'ouvrages et de cartes, ou demande de catalogue, s'adresser à :

SERVICE CENTRAL DE DOCUMENTATION DE L'ORSTOM
70-74, route d'Aulnay, 93-BONDY (France)

- Tout paiement sera effectué par virement postal ou chèque bancaire barré, au nom du Régisseur des Recettes et Dépenses des SSC de l'ORSTOM, 70-74, route d'Aulnay, 93-BONDY ; compte courant postal n° 9.152-54 PARIS.
- Achat au comptant possible à la bibliothèque de l'ORSTOM, 24, rue Bayard, PARIS (8^e).

REVUES ET BULLETIN DE L'ORSTOM

I. CAHIERS ORSTOM

a) Séries trimestrielles :

- Entomologie médicale et parasitologie
- Hydrobiologie
- Hydrologie
- Océanographie
- Pédologie (1)
- Sciences humaines

Abonnement : France 95 F ; Etranger 115 F ; le numéro 25 F

b) Série semestrielle :

- Géologie
- Abonnement : France 75 F ; Etranger 80 F ; le numéro 40 F

c) Séries non encore périodiques :

- Biologie (3 ou 4 numéros par an)
- Géophysique

Prix selon les numéros

II. BULLETIN ANALYTIQUE D'ENTOMOLOGIE MEDICALE ET VETERINAIRE

(Mensuel)

Abonnement : France 75 F ; Etranger 85 F ; le numéro 8 F

(1) Masson et Cie, 120, bd Saint-Germain, Paris-VI^e, dépositaires de cette série à compter du vol. VIII, 1970. Abonnement France : 96 F ; Etranger : 134 F.

Dernièrement paru dans la Collection MÉMOIRES ORSTOM

N° 54

Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes :

**LES SOLS A PROFIL CALCAIRE DIFFÉRENCIÉ DES PLAINES DE LA
BASSE-MOULOUYA de A. Ruellan 110 F**

**ÉTUDE DE SOLS FORMÉS
SUR
ROCHES CARBONATÉES**

La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants-droit ou ayants-cause, est illicite » (alinéa 1^{er} de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal ».

MÉMOIRES ORSTOM - N° 56

Maurice LAMOUREUX

Docteur ès Sciences Naturelles

**ÉTUDE DE SOLS FORMÉS
SUR
ROCHES CARBONATÉES**

Pédogenèse fersiallitique au Liban

ORSTOM
PARIS
1972

AVANT-PROPOS

Après 9 ans d'expérience tropicale, j'ai eu la chance de travailler au Liban où j'ai pu entreprendre, en 1964, ce long travail sur les sols fersiallitiques.

Mes remerciements je les dois, tout d'abord à Monsieur le Doyen Georges Millot, non seulement parce qu'il a bien voulu présider ce Jury, mais aussi parce qu'il m'a accepté au sein de son équipe dynamique et studieuse, que j'ai eu le plaisir de connaître à l'Institut de Géologie de Strasbourg. C'est au professeur G. Millot à qui je dois d'avoir donné un sens à ce travail que sans lui je n'aurais certainement pas poursuivi. Je lui dois en outre toute mon admiration pour les longues heures consacrées aux corrections, aux critiques et aux laborieuses discussions qu'il a su animer avec tant de patience et d'esprit.

Je dois bien sûr, associer au « patron » toute l'équipe de Strasbourg. En particulier Hélène Paquet, qui par sa gentillesse, son active collaboration scientifique et technique, a contribué à la réalisation d'une partie de ce travail.

Je remercie de leur accueil et de leur appui le professeur Jacques Lucas, Messieurs Y. Besnus, Y. Tardy, N. Trauth, F. Weber et le personnel de l'Institut avec qui j'ai eu l'occasion de travailler.

Je dois au professeur Georges Aubert, mon parrain scientifique, une profonde reconnaissance parce qu'il m'a fait choisir et aimer ce métier et parce qu'il m'a orienté et guidé dans la réalisation de mon travail.

Je remercie le Directeur Général de l'ORSTOM, le professeur Guy Camus, de m'avoir encouragé et donné les moyens de préparer cette thèse.

Mes collègues et amis de l'ORSTOM ont été nombreux à participer plus ou moins directement, à la réalisation de mes recherches et je les en remercie :

R. Baillon, G. Bocquier, G. Bellier, A. Bouleau, J. Bouniol, J.-C. Brion, A. Cador, A. Chauvel, B. Dabin, H. Dardenne, D. Delaune, A. Combeau, G. Fusil, H. Guenin, C.-R. Hiernaux, C. Honoré, M.-N. Ichtertz, A. Kobylansky, M. Koukoui, C. Massoni, P. Pelloux, M.-H. Perrot, M. Pinta, Y. Roussel, A. Ruellan, P. Ségalen, G. Steffermann, M. Thiebaud, C. Thomann, P. Verdoni, P. Willaime.

J'adresse toute ma gratitude au Directeur Général de l'Institut de Recherches Agronomiques de Tel'Amara, le Docteur Joseph Haraoui, qui m'a donné les facilités de poursuivre mes recherches malgré de multiples difficultés. Je le remercie pour son appui et pour son amitié qui m'ont été du plus grand secours aux moments difficiles. Mes remerciements vont également à mes collègues et amis libanais, A. Osman, K. Khazzaha, S. Sfeir, A. Ghosn et au personnel de l'Institut de Tel'Amara.

Je remercie vivement le professeur J. Boulaine qui a bien voulu être membre de ce jury et critiquer chaque page de ce travail. N. Fedoroff a accepté de me faire des lames minces, a animé des discussions fort profitables à mes recherches et je l'en remercie.

J'ai trouvé à l'INRA un accueil chaleureux et des conseils judicieux auprès du professeur S. Henin, de G. Pedro, de M. Robert et je leur en suis reconnaissant.

Bien d'autres personnes devraient trouver ici l'expression de toute ma gratitude, le professeur J. Trichet, M.C. Dachary et j'oublie sans doute des interlocuteurs patients dont le modeste apport est souvent loin d'être négligeable, mais qu'ils m'en excusent.

C'est enfin à une collaboratrice de tous les instants, tant sur le plan moral que sur le plan technique, que je dédie ces pages, à ma femme Jacqueline.

SOMMAIRE

	pages
AVANT-PROPOS	7
INTRODUCTION	11
Chapitre Premier : LE MILIEU	13
Chapitre 2 : LES SOLS	37
Chapitre 3 : ALTÉRATIONS DES ROCHES CARBONATÉES	109
Chapitre 4 : MINÉRAUX ARGILEUX DES SOLS ET ROCHES	133
Chapitre 5 : SESQUIOXYDES DE FER, SILICE ET ALUMINE DE LA FRACTION FINE DES SOLS	177
Chapitre 6 : INTERPRÉTATIONS GÉNÉRALES	205
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	225
MÉTHODES D'ÉTUDE	233
PLANCHES-PHOTOS	247
LÉGENDES DES FIGURES	259
TABLE DES MATIÈRES.....	261

INTRODUCTION

Les sols formés sous des climats de type méditerranéen ont fait l'objet de nombreuses études. Sans remonter jusqu'à la plus haute Antiquité qui s'intéressait déjà à ces sols, il faut noter quelques travaux relativement récents qui ont marqué l'évolution de nos connaissances en la matière.

Depuis DEL VILLAR (1930) et AGAFONOFF (1936) jusqu'en 1960, les chercheurs s'intéressent de plus en plus à ces sols (P. MARCELIN, 1942; GEZE, 1947; GAUCHER, 1947; REIFENBERG, 1947; BORDAS, 1950; RAVIKOVITCH, 1953; KUBIENA, 1953; YAALON, 1955; KLINGE, 1957; BOULAIN, 1957; DURAND, 1959).

Après 1960 « les pédologues méditerranéens » sont plus nombreux, les études sont plus poussées et les moyens mis en œuvre plus perfectionnés. La conférence de Madrid, en 1966, révèle, par une série de bons articles, combien l'étude de ces sols est prise au sérieux et les travaux de ces dernières années confirment les progrès réalisés dans la connaissance des sols formés sous climat méditerranéen.

C'est en 1962 que j'ai eu l'occasion de prendre contact pour la première fois avec les « terra rossa » du Liban. J'étais alors frappé par le nombre de questions posées et non résolues au sujet de ces sols. Deux d'entre elles, non des moindres, devaient attirer mon attention et orienter mes travaux :

— Est-ce que les terra rossa sont le produit de pédogenèses passées ou continuent-elles à se former de nos jours ?

— Pourquoi ces sols sont-ils rouges et quel est le mécanisme de la rubéfaction ?

Orienté par les cours du Professeur G. AUBERT sans doute, j'entrepris de contribuer à l'étude des sols méditerranéens, en abordant volontairement les problèmes sous l'angle actualiste, un peu à contre courant des idées du moment.

Une telle position semblait justifiée par les conditions particulièrement agressive du climat libanais et par le fait qu'il est logique de partir de processus connus pour apprécier les variations pédogénétiques dans le temps et pour tenter de reconstituer l'histoire des sols étudiés.

La dynamique actuelle de cette pédogenèse pouvait être étudiée sur un cas bien précis : celui des altérations des roches carbonatées sous climat humide. Cette étude pouvait être entreprise plus globalement en essayant d'éclairer plusieurs mécanismes de la formation de ces sols : altération des roches-mères, évolution des argiles, évolution de la matière organique, du fer, etc. C'est cette deuxième solution que j'ai adoptée.

Cette contribution à l'étude des sols fersiallitiques a cependant ses limites :

— limites géographiques, puisque seuls des sols du Mont Liban sont étudiés et par comparaison certains sols de la plaine de la Békaa ;

— limites pétrographiques, du fait que ce sont essentiellement des sols formés sur roches carbonatées qui sont étudiés ;

— limites dans les questions traitées, en mettant l'accent essentiellement sur la dynamique des altérations, des minéraux argileux et du fer.

Les premières reconnaissances ont mené à des cartes pédologiques à 1/20 000. Par la suite le problème des rapports entre les roches carbonatées et les sols fut étudié. Sur le terrain les observations furent multipliées. Nombre de variables furent mesurées périodiquement. Au laboratoire, les analyses

courantes sur les échantillons de sols furent faites systématiquement. Des analyses complémentaires moins usitées furent effectuées et des essais d'altération *in vitro* furent tentés.

A la suite d'un premier voyage au Liban du Professeur MILLOT, un programme de travail fut établi, en collaboration avec Mademoiselle PAQUET, concernant l'évolution des minéraux argileux dans les profils étudiés et le long de certaines chaînes de sols.

Un premier travail sur les constituants amorphes des sols du Liban, exécuté en collaboration avec Monsieur SÉGALEN, m'a encouragé à poursuivre et à étudier en particulier les différentes formes du fer en relation avec les divers types de sols. Finalement le plan de présentation de ce travail est sensiblement celui suivant lequel se sont déroulés les travaux :

- I. — Présentation du milieu,
- II. — Etude des sols : organisation morphologique, données analytiques et interprétations,
- III. — Altération des roches carbonatées,
- IV. — Evolution des minéraux argileux,
- V. — Sesquioxides de fer, silice et alumine de la fraction fine des sols,
- VI. — Interprétations générales.

Dans un souci d'objectivité, les sols sont présentés sans aucune référence à un type de sol connu dans telle ou telle classification. L'ensemble des observations et données doit fournir un faisceau de critères à partir desquels il sera possible de proposer un rattachement à une classification, la française en particulier.

Au cours de ce travail s'est posé un problème de terminologie. Quelques mots nouveaux ont dû être créés et définis, d'autres dont la définition varie suivant les auteurs ont fait l'objet d'une interprétation personnelle dans le seul but d'être compris.

Le milieu naturel et les sols

I - CADRE GÉOGRAPHIQUE

I. — SITUATION

Le Liban est situé sur la façade méditerranéenne de l'Asie, entre l'Europe et l'Afrique, à 34° de latitude nord et 36° de longitude est (fig. 1). Parce qu'il est un carrefour géographique et climatique, le Liban est devenu un carrefour de l'histoire où les civilisations les plus anciennes ont pu s'épanouir. Mais c'est avant tout un pays méditerranéen.

Le Liban n'a que 10 170 km² environ, 200 km de long de la frontière israélienne au sud à la frontière syrienne au nord et 50 à 70 km entre la méditerranée à l'ouest et la Syrie à l'est.

II. — OROGRAPHIE

La presque totalité du pays est couverte par deux imposantes chaînes montagneuses, SSW-NNE, formant barrières entre la mer et les hautes plaines syriennes (fig. 2 et 3). Ces deux chaînes sont séparées par le fossé de la plaine de la Békaa.

Le Djebel Libñan ou montagne blanche est une longue chaîne de 170 km de long, culminant à 3 083 m au Cornet es Saouda. Sur près de 110 km, elle atteint 1 800 à 2 000 m, interrompue par un seul col, le Dahr el Baïdar à 1 500 m (fig. 3a). Au nord de Beyrouth, le versant méditerranéen monte brutalement de la mer et atteint la ligne de crête en 25 km. Au sud de Beyrouth, une région de plateaux forme un palier de plus en plus large vers le sud. Ce versant est profondément entaillé par des vallées étroites et rectilignes.

Les sommets sont tabulaires, perforés d'une multitude de dolines et plus étroits du Dahr el Baïdar jusqu'au sud. Le versant est descend assez brutalement d'abord, puis plus progressivement sur la plaine intérieure de la Békaa et ne présente pas d'échancrures aussi marquées que le versant ouest. Il est par contre parcouru par un long sillon longitudinal, plus ou moins continu, formé par la faille de Yammouné.

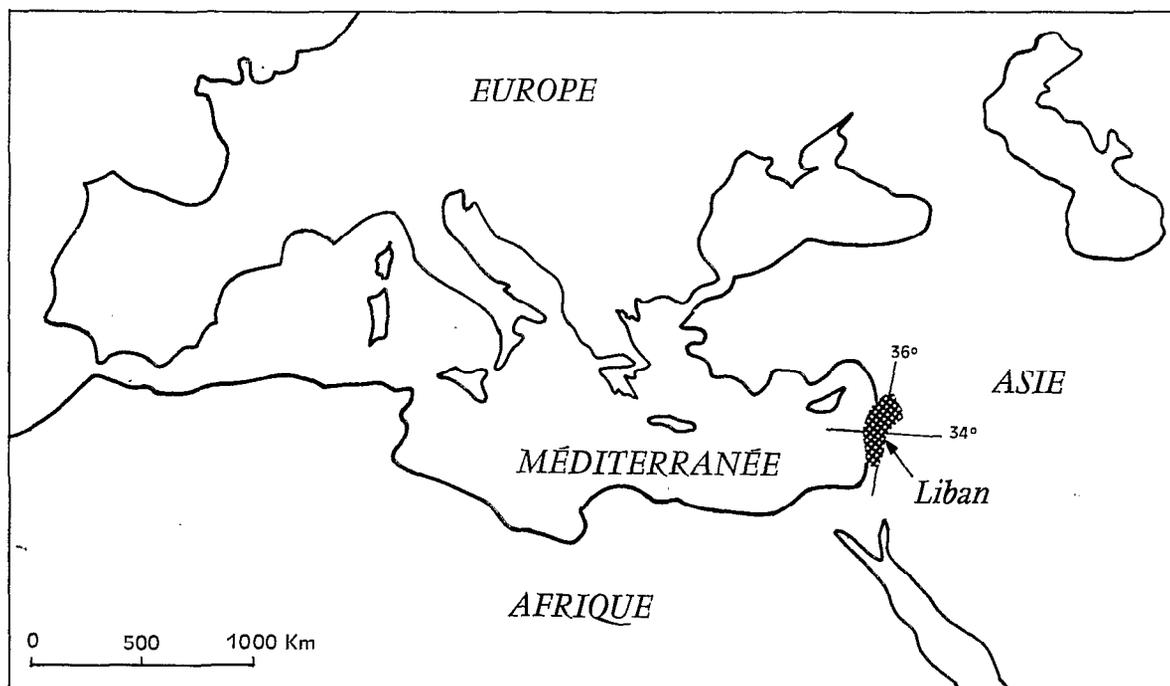


FIG. 1. — Situation du Liban dans le bassin méditerranéen.

L'Anti-Liban paraît moins imposant que le Liban vu de la plaine de la Békaa. Il est comme « étouffé » (DUBERTRET, 1955) par son environnement déjà situé à 1 000 m d'altitude côté Békaa et à 700 m côté Syrie.

La chaîne, interrompue par un col (1 260 m) entre le Liban et la Syrie, est formée :

- au Sud par le Mont Hermon (2 814 m),
- au Nord par un long massif de 100 km formant une muraille continue de 2 000 m d'altitude, entre le Liban et la Syrie.

Prolongeant la basse plaine du lac Houlé, dont elle est séparée par un seuil calcaire, la haute plaine de la Békaa, synclinal (DE VAUMAS, 1954) ou fossé d'effondrement (DUBERTRET, 1949), est remblayée par des sédiments arrachés aux montagnes voisines. La plaine elle-même s'étend sur 120 km environ de la frontière syrienne aux collines de Karaoun, sa largeur varie entre 5 et 15 km suivant les points. Deux rivières drainent la Békaa, l'Oronte vers le nord et le Litani vers le sud, alimentées par des eaux de sources et par des eaux de ruissellement en hiver.

En marge de ces trois grands ensembles et du faisceau de failles qui les caractérisent, une région plus ou moins tabulaire s'élargit du sud au nord, entre Beyrouth et la frontière israélienne. Cette zone de plateaux entre la chaîne du Liban et le littoral, varie de 200 à 800 m d'altitude. Elle est en fait très faillée et ravinée par d'innombrables petits ruisseaux. Une coupe transversale SE-NO de Zaoutar à Sakakiyé (fig. 4) met en évidence, de haut en bas :

- un palier supérieur à 650 m sur calcaire dur éocène assez régulier,
- un deuxième palier recoupant le Sénonien et le Cénomanién, plus irrégulier, oscillant entre 450 et 300 m,

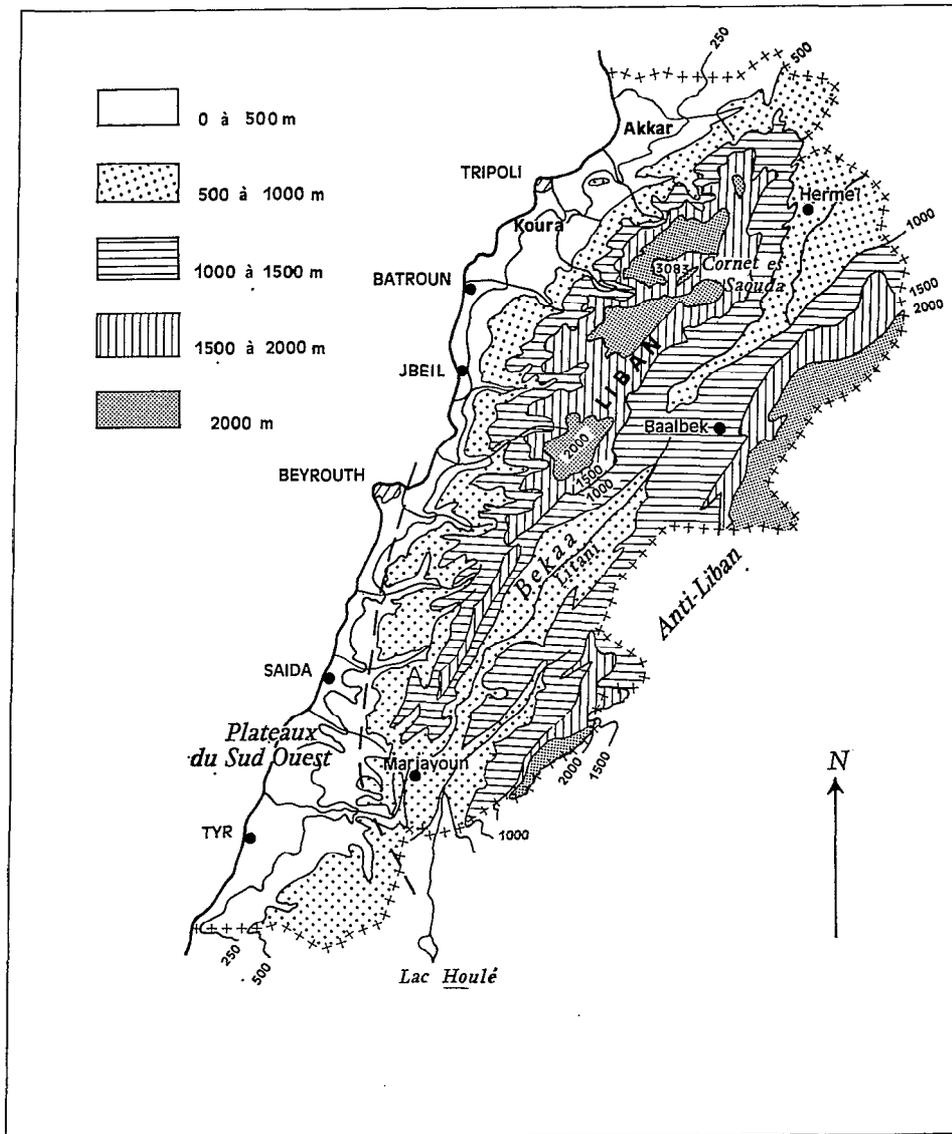


FIG. 2. — Orographie.

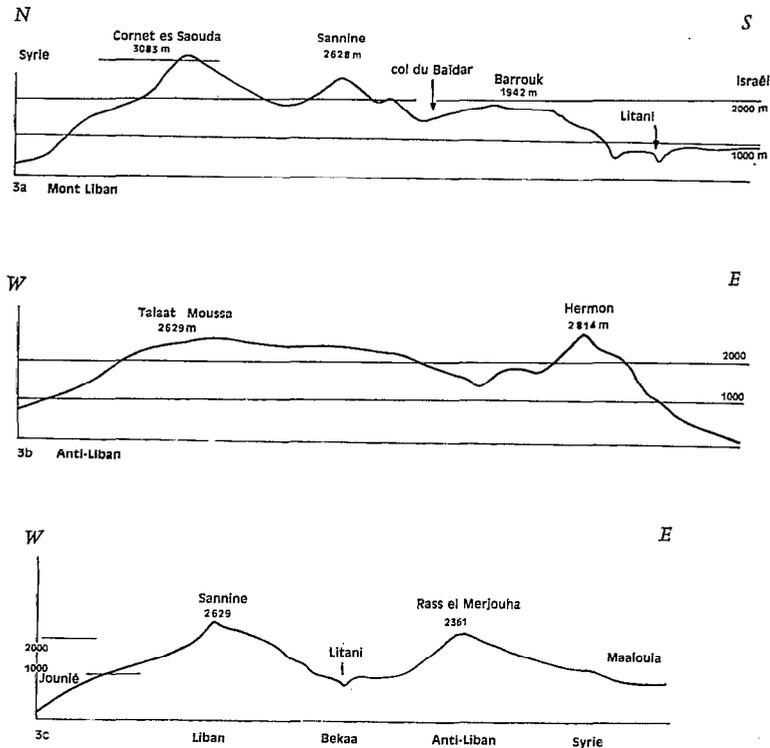


FIG. 3. — Coupes longitudinales du Mont Liban (3 a) et de l'Anti-Liban (3 b). Longueurs 1/2 000 000. Hauteurs 1/200 000. (3 c) Coupe transversale du Liban et de l'Anti-Liban entre Jounié et Maaloula (Syrie). Longueurs 1/1000 000. Hauteurs 1/200 000.

— enfin, un troisième palier sur calcaire tendre éocène forme un plateau, avec brusque retombée sur la plaine côtière. D'après DUBERTRET (1953-1956), il s'agit d'une surface d'érosion de la fin du Tertiaire, qui domine la plage quaternaire de 100 m.

Enfin, au nord, en bordure d'un arc plissé (flexure), s'étendant entre Jbeil et Halba, se situe le petit plateau synclinal du Koura auquel succède plus au Nord la plaine côtière du Akkar. Les plaines côtières ne reprennent une certaine importance qu'au sud de Beyrouth, à Damour et surtout entre Saïda et Tyr.

II. - FACTEURS DE FORMATION ET D'ÉVOLUTION DES SOLS

I. — FACTEURS CLIMATIQUES

Seules les principales caractéristiques des composantes du climat et les types climatiques pouvant avoir une influence directe sur l'évolution des sols seront présentés ici.

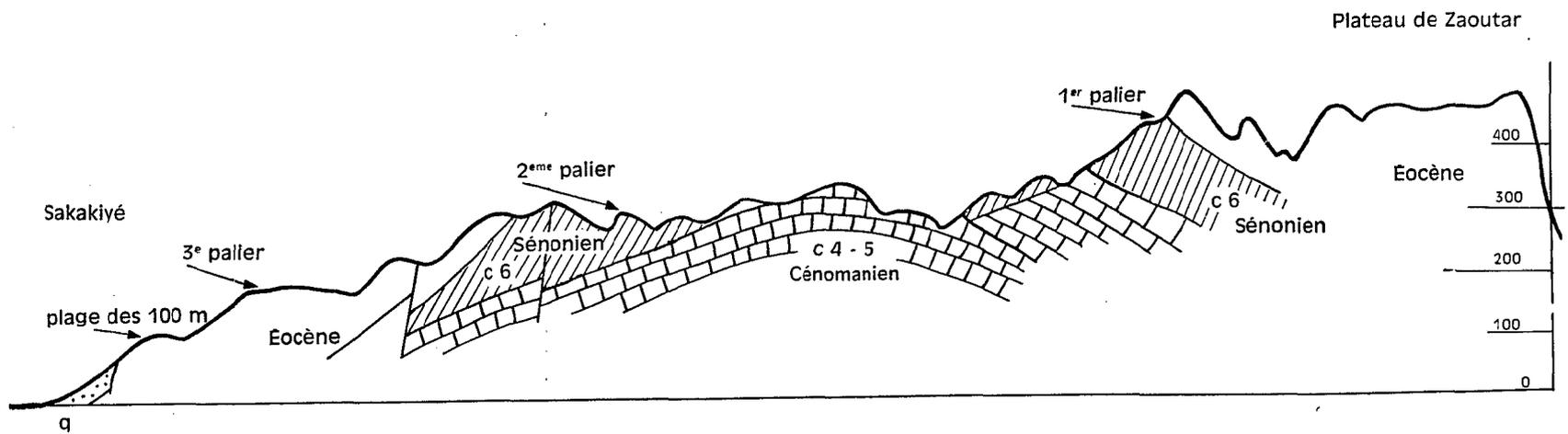


FIG. 4. — Coupe géologique SE-NW entre Zaoutar et Sakakiyé mettant en évidence les différents paliers de la région tabulaire du Sud-Ouest.
Longueurs 1/100 000. Hauteurs 1/10 000.

A. Le Liban dans le contexte climatique méditerranéen

PEDELABORDE (1954) distingue à la surface du globe deux grandes zones climatiques caractérisées par les circulations de masse d'air : la circulation intertropicale et la circulation des zones tempérées et froides. A l'échelle régionale la méditerranée est située entre ces deux zones de circulation, d'où les notions de front méditerranéen séparant en hiver l'air polaire continental froid de l'air méditerranéen tiède et de front euro-africain entre l'air méditerranéen et l'air saharien.

Comme les pays du Levant séparent longitudinalement une masse continentale et une masse marine, ils se situent sous une zone de convergence des courants aériens :

- air tropical maritime, quand l'anticyclone des Açores couvre la région méditerranéenne ;
- air tropical continental venant du Sahara, très chaud et sec ;
- air polaire continental froid.

Cette notion de « région climatique charnière », appliquée aux pays situés en bordure de la méditerranée, paraît fondamentale, quant à l'interprétation des paléoclimats.

B. Les composantes du climat actuel

Le Liban dispose d'un important réseau de stations climatologiques, plus de 100 stations d'inégale importance, fonctionnant pour certaines d'entre elles depuis 90 ans (A.U.B.) et 50 ans (Ksara).

(a) PRÉCIPITATIONS

L'existence d'une barrière montagneuse élevée et continue, perpendiculaire ou presque aux influences maritimes, favorise d'importantes précipitations sur le versant ouest du Mont Liban. Sur la figure 5a, la carte schématique des précipitations annuelles moyennes souligne parfaitement les reliefs du Mont Liban et dans une moindre mesure ceux de l'Anti-Liban.

Les régions côtières reçoivent de 700 mm de pluie dans le Sud à 1 000 mm à Batroun, tandis qu'en montagne les précipitations augmentent régulièrement avec l'altitude jusqu'à 1 400 mm, essentiellement sous forme de neige. Il semble cependant qu'elles soient plus faibles au-delà de 2 000 m, mais le petit nombre de postes d'observation en altitude et la difficulté de mesurer les hauteurs de neige rendent incertaine cette hypothèse.

Derrière la chaîne du Liban, les précipitations diminuent rapidement jusqu'à 600 mm sur les piedmonts dominant la Békaa. Cette longue plaine est irrégulièrement arrosée puisque les pluies varient de 800 mm dans le sud, encore soumis aux influences maritimes, jusqu'à moins de 200 mm au nord-est, près de la frontière syrienne.

La chaîne de l'Anti-Liban reçoit ce que lui laisse celle du Mont Liban, 600 mm environ au nord-est et plus de 1 000 mm dans l'Hermon.

Le nombre de jours de pluie pour l'année 1966-67 (fig. 5b), donné à titre d'exemple, est nettement plus élevé que la moyenne de 10 jours environ et met très bien en évidence l'influence du relief :

- la grande chaîne du Liban est arrosée pendant plus longtemps, mais également le plateau derrière Jbeil et Chekka,
- la trouée du Baïdar favorise la pénétration des nuages sur le centre de la Békaa,

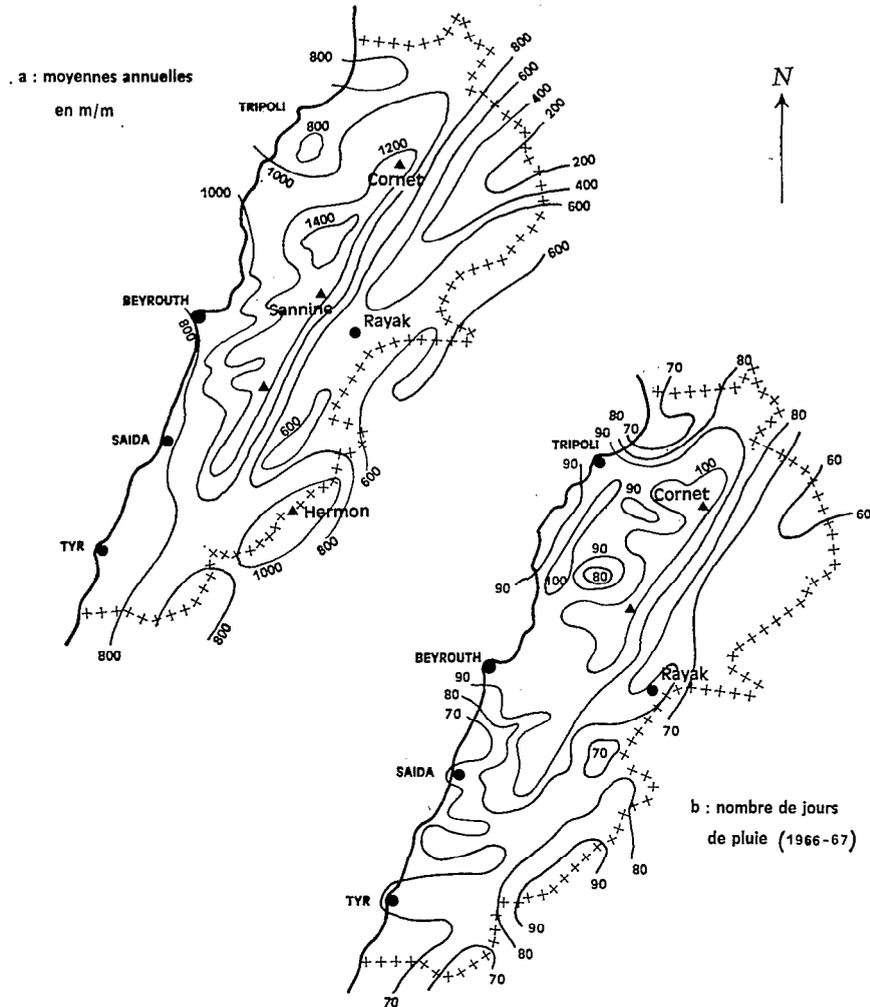


FIG. 5. — Cartes pluviométriques du Liban

— inversement les plaines du Akkar, le plateau du Koura, les petites vallées du littoral sud sont moins arrosées et pendant moins longtemps.

La répartition saisonnière des précipitations est une des grandes caractéristiques du climat méditerranéen : la presque totalité des chutes de pluie et de neige se fait en hiver, entre novembre et mars, alors que la sécheresse apparaît brutalement dès le mois d'avril jusqu'en octobre. Les diagrammes ombrothermiques (fig. 7) mettent en évidence avec netteté cette longue saison sèche, d'autant plus accusée que l'on se rapproche des zones arides.

Une autre caractéristique des précipitations est leur brutalité et leur forte intensité instantanée. Bien que nous ne disposions pas de données sur les précipitations instantanées horaires, les quantités recueillies quotidiennement donnent une idée de l'intensité de certaines précipitations. Ainsi, à Arbané

(tabl. 1), pendant l'année pluvieuse de 1967-1968, 298 mm de pluie ont été enregistrés en 21 jours du mois de janvier, avec 100,2 mm le 13 et 90,4 mm le 14. Ces pluies sont généralement groupées en quelques jours, avec de petites périodes sèches de 5 à 10 jours.

TABLEAU I

Intensité et irrégularités des pluies à Arbanyé (510 m) en 1967-68 : 1 535,1 mm en 80 jours

	Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Février
Fortes pluies quotidiennes (mm) (9) date	24,7 (9) 44,5 (10)	24,5 (20) 48,9 (21)	29,3 (5) 38,7 (25) 40,3 (30)	41,2 (6) 38,4 (9) 100,2 (13) 90,4 (14) 48,3 (15) 60,1 (16) 30,3 (21) 40,0 (31)	66,8 (1) 43,5 (14)
Précipitations (mm) en une seule séquence pluvieuse	74,9 en 3 jours	127,6 en 6 jours	78,2 en 5 jours 152,3 en 6 jours	319,0 en 5 jours 135,0 en 6 jours	
Séquences sèches les plus longues	6 jours 5 jours 7 jours 5 jours	8 jours 5 jours	6 jours	4 jours	5 jours 10 jours

Du point de vue pédologique :

— les très fortes pluies d'octobre et de novembre ont une grande importance quant à la saturation des sols et à l'érosion superficielle ;

— les fortes pluies du milieu de l'hiver et souvent de mars provoquent, chaque année, des phénomènes de solifluxion ;

— les petites périodes sèches du milieu de l'hiver, en février et en mars, favorisent les processus d'altération pelliculaire (chap. III).

La variabilité des précipitations annuelles pourrait également être une caractéristique de ce climat méditerranéen, si elle n'était le fait de très nombreux climats. BLANCHET (1966) note que la variabilité interannuelle moyenne est pour Beyrouth (A.U.B.) de 209,6 mm, soit 23,6 % de la pluviométrie annuelle, pouvant atteindre au maximum 526 mm.

Des relevés de Ksara semble se dégager un certain rythme cyclique mettant en évidence des années sèches et des années pluvieuses, mais les périodes d'observations sont trop courtes pour permettre de tirer des lois aussi générales.

Notons, enfin, que si la neige est extrêmement rare sur la côte, elle devient de plus en plus fréquente en altitude et représente près des trois-quarts des précipitations à 2 000 m où l'enneigement est d'environ 120 jours (BLANCHET, 1966).

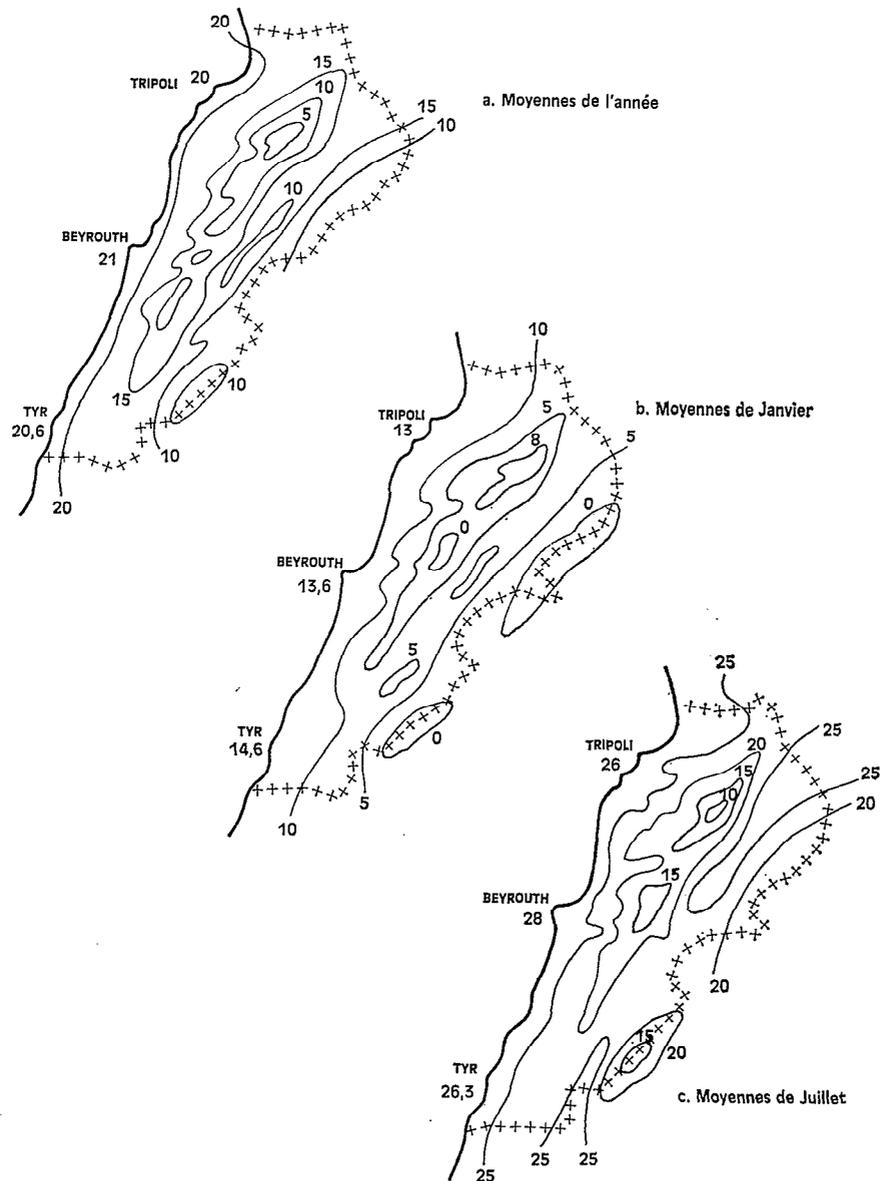


FIG. 6. — Cartes thermométriques du Liban

(b) TEMPÉRATURES (fig. 6)

Les températures sont liées à la position géographique du Liban, en latitude et en bordure de mer, à sa position charnière qui en fait un point de convergence des courants aériens et surtout à son relief montagneux.

De 19,5 à 21,5 °C sur la côte la température moyenne annuelle diminue de 3 °C par 500 m, atteignant 15 °C vers 1 000 m, 9 °C à 2 000 m.

En hiver, les températures ne sont jamais très basses sur la côte, 13 à 14 °C en janvier et le gel y est exceptionnel. En altitude, la moyenne de janvier est de 0 °C vers 2 000 m et les gelées deviennent très fréquentes (103 jours aux Cèdres). La plaine intérieure de la Békaa est relativement froide en hiver et les gelées fréquentes. BLANCHET (1966) signale qu'au niveau du sol les gelées sont nettement plus fréquentes que sous abri : à Ksara 71 jours de gelées près du sol, contre 24 sous abri.

En été, les températures moyennes de la côte atteignent 26 et 28 °C en juillet, avec des maximums journaliers de 30 à 32 °C. Ces températures se maintiennent constantes pendant 4 mois de l'année de juin à octobre. En altitude ces moyennes diminuent, mais restent supérieures à 20 °C vers 1 000 m.

Les écarts diurnes moyens sont relativement constants sur la côte atteignant 6 à 8 °C. En altitude ils sont sensiblement plus élevés, mais dans la plaine intérieure de la Békaa ils atteignent 13 °C pendant les mois d'hiver et 22 à 24 °C entre mai et octobre.

Les périodes intermédiaires du printemps et de l'automne sont ici réduites à 1 ou 2 mois, en avril-mai et octobre-novembre.

Dans le sol, vers 50 cm, les températures sont amorties à plus ou moins 1 °C. Elles sont voisines de 25 °C pendant 5 mois d'été et atteignent en hiver 8 et 9 °C, à Tel'Amara dans la Békaa, et 15 °C, à Abdé sur la côte.

(c) HUMIDITÉ ATMOSPHÉRIQUE - ENSOLEILLEMENT - VENTS

L'humidité relative oscille autour de 70 % en bordure de mer, tandis qu'en montagne elle varie de 60 à 80 % en hiver, de 40 à 60 % en été. La plaine intérieure de la Békaa a une humidité relative de 60 à 80 % en hiver contre 50 % dans le sud et 40 % dans le nord, en été.

La durée d'ensoleillement atteint près de 3 000 h pour la côte et plus de 3 200 h dans la Békaa, soit près de 100 % d'ensoleillement en été, pour 50 % en hiver. La radiation solaire au sol est plus forte dans la Békaa, 479 calories/cm²/jour pour 370 à Beyrouth sur la côte.

L'évapotranspiration atteint son maximum en été, dans la Békaa, accentuée par un vent dominant SW. En juillet (moyenne de 1966 à 1969 à Tel'Amara) les valeurs suivantes de l'ETP ont été relevées : Bac colorado 9,6 mm/j ; Piche 9,4 mm/j ; Bac classe A 12,6 mm/j (SARRAF *et al.*, 1969).

Les vents du N-NE se font surtout sentir en hiver dans la Békaa entre octobre et mars, tandis que sur le versant méditerranéen ce sont des vents E-SE qui dominent. Dès le printemps jusqu'en automne, des vents dominants SW-W se font sentir, surtout dans la Békaa, mais sur la côte un vent chaud et sec, le Khamsin, venant des zones désertiques africaines dessèchent périodiquement la végétation.

C. Les climats du Liban

Les données climatiques peuvent être groupées et représentées de différentes manières suivant l'utilisateur. Un certain nombre de formules ont été établies.

Celle de Lang :

$$\frac{P}{T} \text{ (pluviométrie moyenne annuelle)} \\ \text{(température moyenne annuelle)}$$

a permis à REIFENBERG (1947) de situer les sols rouges méditerranéens de Palestine entre les valeurs 30 et 60 de cet indice. La limite supérieure n'est pas valable au Liban où les indices peuvent atteindre 90 et 100 en montagne, alors que les sols rubéfient parfaitement.

DE MARTONNE et EMBERGER ont mis au point des indices faisant intervenir pluviométrie et température et l'on aboutit à des classifications climatiques en fonction de ces indices.

D'autres auteurs (BALDY, 1959) établissent des zones climatiques en faisant intervenir l'évapotranspiration potentielle à l'aide des indices de Thornthwaite par exemple.

Dans tous ces cas, les climats se subdivisent en sous climats allant de l'aride du nord de la Békaa au très humide des hautes montagnes.

Il semble cependant préférable de retenir une représentation largement admise aujourd'hui, celle de BAGNOULS et GAUSSEN (UNESCO-FAO, 1963) qui nous permettra de comparer les sols du Liban avec ceux d'autres régions du globe ayant un climat semblable. Des diagrammes ombrothermiques (fig. 7)

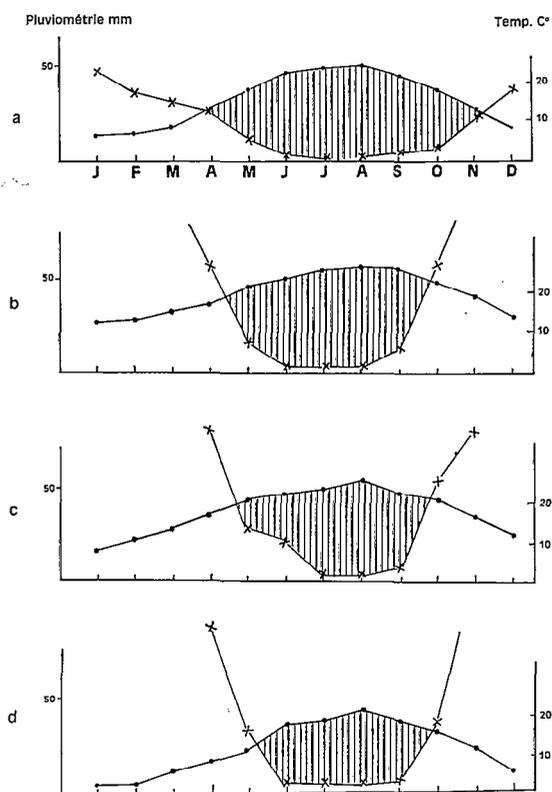


FIG. 7. — Diagrammes ombrothermiques de quelques stations caractéristiques

- a. Fakéhé : xérothermoméditerranéen,
- b. Tripoli : thermoméditerranéen accentué,
- c. Arbanyé : thermoméditerranéen atténué,
- d. Dar el Baïdar : mésoméditerranéen accentué.

sont établis en portant sur un graphique les moyennes mensuelles des pluviométries et des températures, celles-ci à une échelle double de celles-là. Ils mettent en évidence une période sèche caractérisée par l'inégalité : Pluviométrie $P < 2T$ température. Les mois durant lesquels P est inférieur à $2T$ sont des mois secs. Un indice xérothermique mensuel x_m est établi en tenant compte des jours du mois N , du

nombre de jours de pluie n , du nombre de jours de brouillards et de rosée b et de h , facteur fonction de l'état hydrométrique moyen du mois H (1) :

$$xm = \left[N - \left(n + \frac{b}{2} \right) \right] h.$$

En utilisant le nombre de mois secs et les indices xéothermiques des stations où les données sont suffisantes, une carte schématique des climats du Liban peut être dressée (fig. 8) :

— le climat xéothermoméditerranéen intéresse la moitié nord de la plaine de la Békaa. Il est chaud et sec. C'est un climat allant de l'aride au semi-aride, 200 à 600 mm. La saison sèche dure 7 mois d'avril à novembre (Fakehé, fig. 7), l'indice xéothermique varie entre 150 et 200 ;

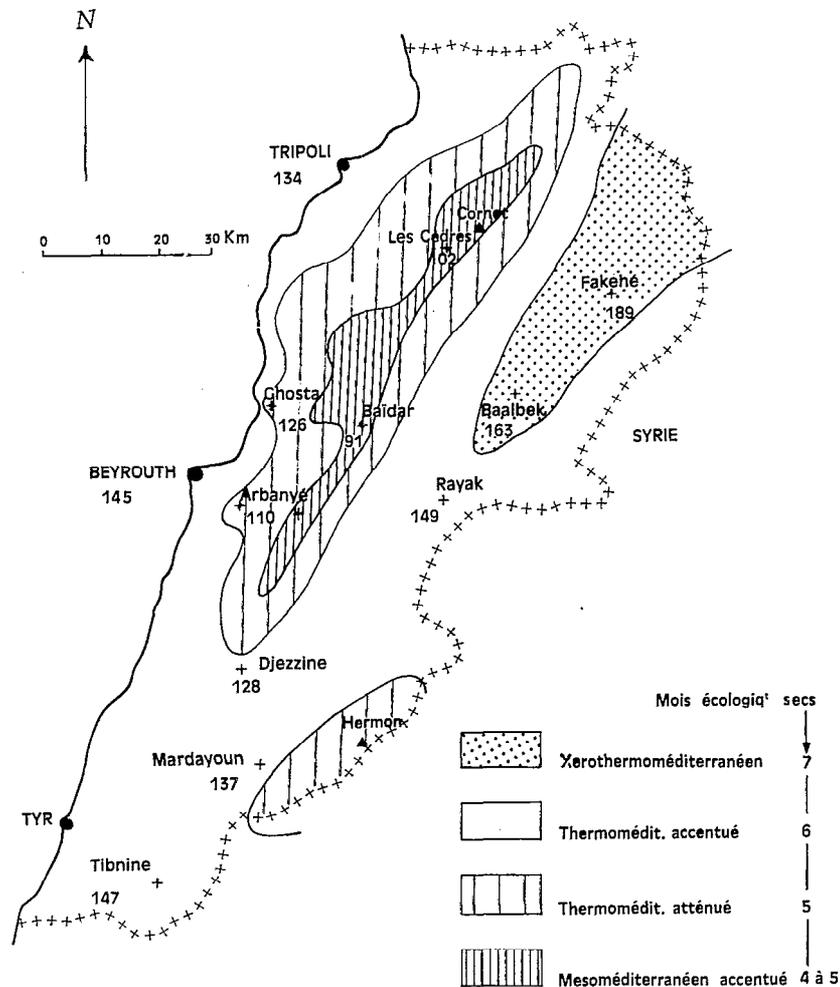


FIG. 8. — Les climats du Liban.

(1) $h = 0,9$ pour $40 < H < 60$, $0,8$ pour $60 < H < 80$,
 $0,7$ pour $80 < H < 90$, $0,6$ pour $90 < H < 100$.

— le climat thermoméditerranéen accentué intéresse toutes les zones de plateaux et de collines qui entourent le Mont Liban et la partie nord de la plaine de la Békaa. C'est le climat le plus habituel pour les zones fertiles. Il comporte près de 6 mois secs. L'indice xéothermique varie entre 125 et 150. C'est un climat allant du semi-aride à l'humide (600 à 1 000 mm), climat qui sera qualifié de subhumide dans le texte ;

— le climat thermoméditerranéen atténué, intéresse les zones d'altitudes moyennes du Mont Liban et les parties hautes de l'Hermon. La saison sèche est de 5 mois, les précipitations de 1 000 à 1 200 mm, l'indice xéothermique compris entre 100 et 125 ;

— le climat mésoméditerranéen accentué n'existe qu'en altitude sur le Mont Liban, la saison sèche n'est que de 4 à 5 mois, les précipitations supérieures à 1 200 mm, l'indice xéothermique inférieur ou voisin de 100.

Ces deux dernières zones climatiques représentent les régions humides, auxquelles il sera souvent fait référence dans le texte.

II. — FACTEURS GÉOLOGIQUES

Les études sur la géologie des régions du Levant remontent au XIX^e siècle, mais c'est essentiellement à L. DUBERTRET et à ses collaborateurs que nous devons, depuis 1929, de nombreux relevés et une couverture géologique très complète (DUBERTRET, 1942-43, 1954-55 ; DUBERTRET et WETZEL, 1949 ; DUBERTRET *et al.*, 1945-1955).

A. Grands traits tectoniques (fig. 9)

Le relief, la nature des roches, la géomorphologie sont commandés par la tectonique. Pour l'essentiel nous avons affaire aux deux horsts du Liban et de l'Anti-Liban séparés par le fossé de la Békaa. A l'étroit fossé de la Mer Morte succède au nord du lac Houlé une série de failles en éventail. La faille de Yammouné est la plus importante. Elle parcourt le flanc est du Mont Liban et présente un rejet de plusieurs milliers de mètres. La faille de Serrhaya lui fait pendant du côté de l'Anti-Liban, mais son rejet est plus faible. Une série de failles secondaires complètent le compartimentage d'est en ouest et une ligne de flexures abaisse à l'ouest le Mont Liban.

B. La série stratigraphique (fig. 10)

(a) LES DOLOMIES ET CALCAIRES DURS DU JURASSIQUE forment sur 1 500 à 2 000 m d'épaisseur les noyaux du Liban et de l'Anti-Liban. En fait, une coupe du Jurassique de l'Hermon laisse apparaître une série de formations assez variées :

- Lias : grès à lignite calcaire (J₁),
- Bajocien : 600 m de dolomies sombres (J₂)
150 m de calcaire ocre à lits marneux (J₃),
- Bathonien à Callovien : 750 m de calcaires fins, gris clair (J₄)
15 m de calcaires gris à lits marno-calcaires (J₄),

- Oxfordien : 45 m de marnes (J_5),
- Lusitanien : 70 m de marnes argileuses et calcaires blancs (J_5),
- Kimmeridgien : 15 m de calcaires durs récifaux (J_6),
- Portlandien (?) : 40 m de calcaires bruns, marneux (J_7).

Ce complexe lithologique se retrouve, à peu près identique à lui-même, au Mont Liban et constitue un facteur de pédogenèse de la plus haute importance.

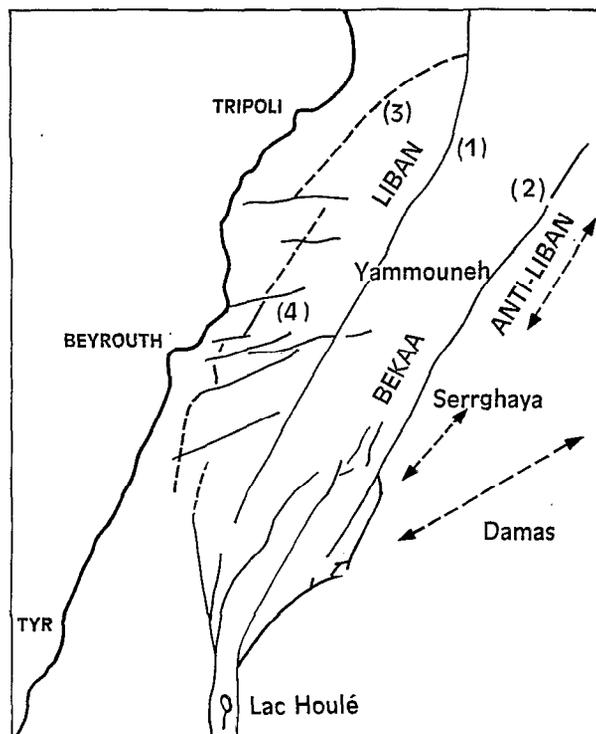


FIG. 9. — Grandes lignes structurales du Liban
1/2 000 000 (DUBERTRET, 1954).

(b) LE CRÉTACÉ présente une très grande variété de faciès lithologiques, influant profondément sur la formation et l'évolution des sols.

Les grès de base (C_1), assise de 200 à 250 m d'épaisseur, de couleur variable, souvent violacée, sont formés de lits alternés à grains grossiers et à grains fins, avec parfois apparition de marnes.

— l'Aptien inférieur ($C_2 a$: 70 à 170 m) est formé de très nombreux lits d'argiles, de calcaires ocre ou de grès ;

— l'Aptien supérieur ($C_2 b$: 90 m) est également formé de lits alternés d'argiles, de calcaires et de grès, mais il est surtout caractérisé par une puissante assise calcaire de 50 à 60 m, appelée « muraille de Blanche » ;

— l'Albien (C_3 : 100 à 150 m), formé de calcaires bréchiques, ocre, alternant avec des marnes vertes bien développées, ne représente pas une surface très grande ;

— le Cénomanién (C_4 : 600 m) est un complexe surtout calcaire et marno-calcaire dont les fins litages forment une remarquable série bien visible à Akoura quand on remonte vers les sources du Nahr Ibrahim ;

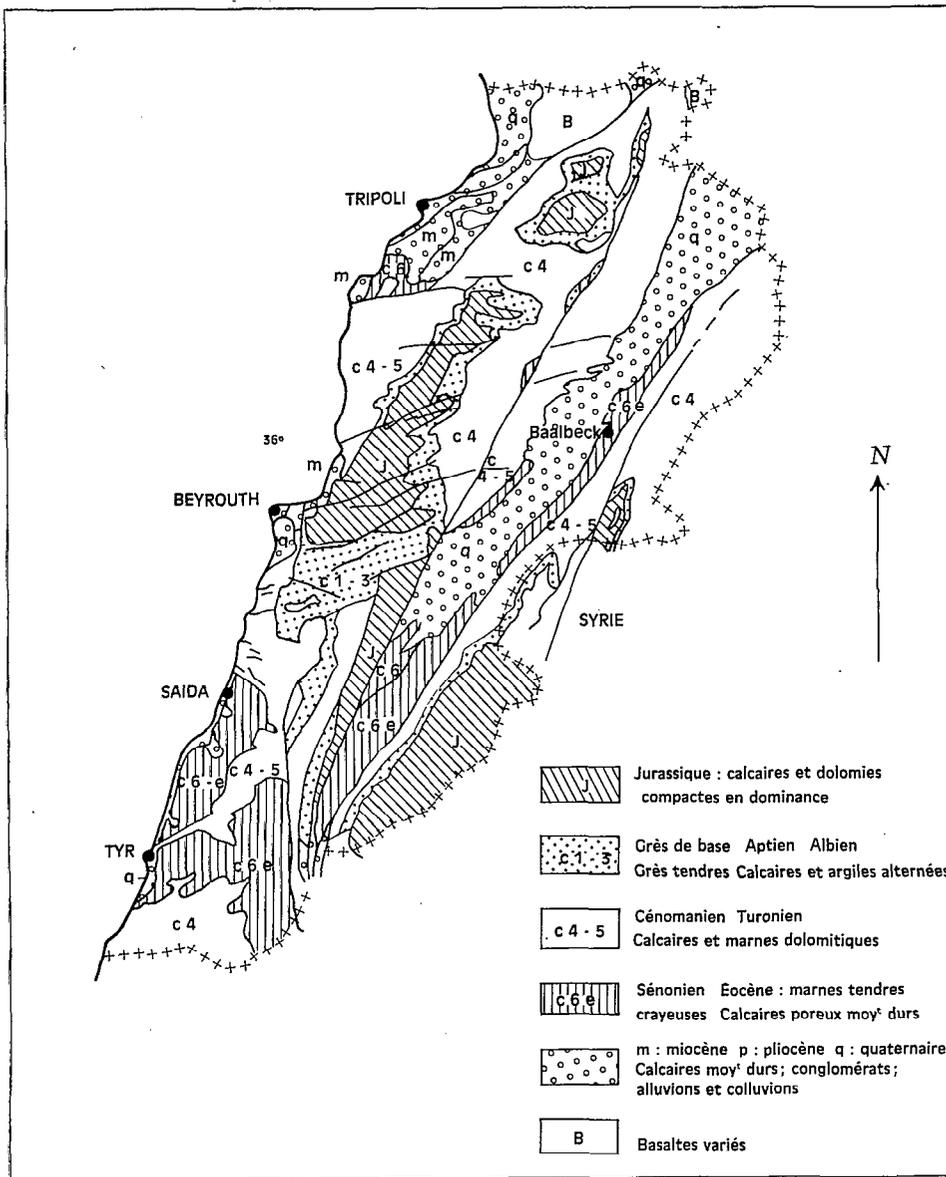


FIG. 10. — Esquisse géologique du Liban
1/1 500 000. D'après L. DUBERTRET.

— le Turonien (C_5 : 150 à 300 m), formé de marnes calcaires et de calcaires récifaux, ne se distingue pas toujours bien du Cénomaniens ;

— le Sénonien (C_6 : 5 à 600 m) est en fait bien différent et se caractérise par des marnes crayeuses blanches ou grises quand elles sont glauconieuses. Celles-ci apparaissent remarquablement dans un paysage mutilé par l'érosion entre Amioun et Chekka dans le nord et au sud de Saïda, suivant une bande méridienne, sur le plateau sud-ouest.

(c) LE NUMMULITIQUE est bien représenté dans la Békaa, de part et d'autre de la plaine et dans le sud du Liban. A Zahlé, une coupe dans l'Eocène se présente ainsi :

— Lutétien inférieur : Brèche à blocs calcaires (70 m) et alternances marno-calcaires et fins bancs calcaires (300 m) ;

— Lutétien supérieur : (100 m) calcaire subrécifal blanc et brèche à gros blocs calcaires.

Dans le sud du Liban, le Nummulitique représente une grande partie des plateaux du sud-ouest :

— le Paléocène est formé d'un calcaire marneux blanc à lits de silex ;

— l'Eocène présente deux faciès différents : sur les plateaux côtiers le calcaire est crayeux, relativement tendre, tandis que dans la région de Nabatyé-Zaoutar, le calcaire est dur, formé de gros rognons de silex, comme dans la région de Karaoun dans le sud de la Békaa.

(d) LE NÉOGÈNE est caractérisé par des faciès marins formant des îlots le long de la côte libanaise et par des faciès continentaux bien représentés dans la Békaa. Les premiers sont essentiellement formés par des poudingues, par un marno-calcaire burdigalien et surtout par une imposante assise de calcaire vindobonien à lithothamnium (100 à 200 m). Les seconds forment un complexe miocène à marnes blanches (800 à 900 m), suivies de poudingues mêlés d'argiles rouges (500 à 600 m).

Le Pliocène serait formé par des conglomérats torrentiels, limités à la base des glacis tertiaires.

(e) LES DÉPÔTS MARINS QUATERNAIRES sont réduits à ce qu'il reste des formations de plages : plages des 90 - 100 m, 60 - 65 m, 45 m, 15 - 20 m, 6 - 8 m, 2 m, mais le nombre et la position des plages varient suivant les auteurs (DUBERTRET, 1949, DE VAUMAS, 1954).

Dans les régions sèches de la Békaa, les formations quaternaires continentales apparaissent plus largement représentées sur les glacis et les cônes torrentiels du Liban et de l'Anti-Liban.

Le Quaternaire a peu intéressé les géologues, mais les géographes travaillent actuellement sur le sujet (SANLAVILLE, 1967, BESANÇON et MALHER, 1966, BESANÇON, 1967).

(f) LES TRACES DU VOLCANISME BASALTIQUE sont extrêmement nombreuses au Liban, mais les surfaces intéressées sont faibles. Dès le Jurassique, le volcanisme aurait été très intense et les coulées aujourd'hui érodées, sont représentées par des témoins de basalte, tufs ou cinérites : Aintoura, Kartaba, Tannourine, etc. Au Crétacé, les éruptions ont été nombreuses et il en reste des brèches et des cinérites assez étendues dans les régions de Laklouk ou au sud entre Riham et le Litani. Mais c'est surtout le volcanisme néogène qui s'étend davantage dans le nord du Liban, au nord-ouest de la plaine du Akkar et dans le sud du Liban, le long de la vallée du Hasbani et dans la dépression du Houlé. Les coulées basaltiques de Tell Kalakh dans le nord du Liban, ont été étudiées et décrites par GUERRE (1967) ; ce sont des laves basaltiques, associées à des brèches et à des filons et dykes de dolérites.

C. Lithologie et géomorphologie

Le découpage tectonique fait affleurer les différents faciès présentés par la série stratigraphique. Pour rendre compte des modalités de l'altération et de la pédogenèse, il nous a paru intéressant de grouper

les formations géologiques selon leurs comportements en surface. Nature des roches, dureté, capacité de fissuration, résistance à l'érosion permettent de distinguer plusieurs groupes et d'établir un parallèle avec les formes morphologiques. Ces groupes « lithologie-morphologie-pédogenèse » sont les suivants :

(a) ROCHES DURES CARBONATÉES ET KARST

La plus grande partie des formations sédimentaires des Monts Liban et de l'Anti-Liban est formée de roches dures carbonatées.

Les calcaires dominent dans le Jurassique et sont généralement massifs, de couleur grise, à cassure franche, formant des esquilles aiguës et aplaties, ils sont très fortement fissurés. Par place des dolomies, plus ou moins sableuses, se distinguent par leur couleur plus grise et des formes plus émoussées (sous Reyfoun ou quelques kilomètres avant Laklouk). Les calcaires cénomaniens sont souvent dolomitiques et alternent avec des marnes, ils sont blanchâtres, moins friables et moins fissurés que les premiers (hauts plateaux du Sannine, région de Sfarey entre Saïda et Djezzine, etc.). Les calcaires éocènes de Nabatyé-Zaoutar et les calcaires miocènes à lithothamnium de Bechmezzine ou de Zouk, sont également des roches dures. De couleur blanche ou jaunâtre, ils se fissurent très peu et sont beaucoup plus plastiques que les précédents, probablement du fait d'une teneur plus élevée en résidus non carbonatés.

Le type de relief qui caractérise ces roches dures carbonatées est le karst avec en surface ses formes d'érosion très caractéristiques : lapiès, hums, podjés, dolines, gorges profondes et étroites, etc. et en profondeur des gouffres, des cavernes, etc.

Le « *karst fermé* » est un karst parfait, c'est le holokarst de CVIJC (1925), les phénomènes de karstification y sont nettement visibles et développés, aussi bien en surface qu'en profondeur. C'est le cas des très beaux karsts ruiniformes de Feytroun, de Békaata (Pl. I, photo 2) ou de Madjalyn à l'est de Djezzine. Les eaux sculptent en surface une multitude de cannelures verticales et parallèles se terminant par des arêtes et des pointes très aiguës rendant presque impossible et dangereux les déplacements d'un rocher à l'autre. Des gorges profondes de plusieurs dizaines de mètres entraînent les produits de dissolution, si bien qu'il est assez rare de trouver une cuvette ou une poche où s'accumulent des argiles de décarbonatation.

Le « *karst ouvert* » n'a ni l'aspect désolant, ni l'aspect majestueux du karst fermé. C'est le type de karst le plus fréquemment observé au Liban (Pl. I, photo 3). Sur les plateaux du Sannine ce sont de vastes étendues déboisées, perforées d'une multitude de dolines. Dans la vallée du Nahr Beyrouth ou sur les collines de Sfarey ce sont des pentes boisées, avec des poches de sols rouges humifères communiquant les unes avec les autres et séparées par des croupes rocheuses arrondies, occupant les trois quarts de la surface du terrain. Les vallées y sont très profondes et il est très rare d'observer des talwegs encombrés de rochers. De petits ruisseaux latéraux, assez nombreux, adoucissent les pentes des bords des vallées et mettent en évidence une infiltration karstique limitée, ne permettant pas l'écoulement en profondeur des fortes pluies, comme c'était le cas dans le karst fermé.

Le « *karst couvert* » ne mériterait peut-être pas le nom de karst, s'il ne se présentait pas par points avec les caractéristiques du karst ouvert. En fait, c'est un karst ouvert, noyé sous un manteau plus ou moins épais de sols rouges. Pour WEYDERT (1967), c'est un karst crypto évolutif. Le terme de cryptokarst pourrait également être utilisé, mais celui de karst couvert est admis par les géographes et paraît parfaitement bien correspondre à nos conceptions pédologiques. Les formes du relief sont beaucoup moins accusées que dans les karsts fermés ou ouverts, elles sont arrondies en larges mamelons aux pentes douces. C'est le paysage de la région de Nabatyé-Zaoutar. Les grands ensembles sont plutôt tabulaires avec de petites vallées larges et peu profondes recevant de nombreux petits affluents. L'eau s'infiltré beaucoup moins dans ce type de karst, d'autant moins que les formations de couverture sont elles-mêmes assez peu perméables.

(b) ROCHES TENDRES CARBONATÉES

L'Eocène de la région côtière du sud du Liban se présente sous un faciès crayeux (DUBERTRET, 1953-56). C'est un calcaire tendre, se rayant à l'ongle, poreux, s'altérant en profondeur et riche en résidus non carbonatés. Sur ces roches tendres, les altérations profondes et relativement rapides sont à l'origine d'une part d'un relief tabulaire non karstique, d'autre part d'un sol brun plus ou moins calcaire et peu perméable. Les infiltrations profondes sont très faibles, les eaux ruissellent et favorisent les érosions superficielles.

Les ruisseaux affluents d'une petite rivière ont été comptés sur 6 km :

- sur ces roches tendres de Babliyé à Aadloun : 25 petits affluents,
- sur roches dures, en karst couvert près de Meitdoun : 12 petits affluents,
- sur roches dures, en karst fermé au N-E de Nabatyé : 6 petits affluents.

Les calcaires marneux et les marnes du Sénonien donnent un paysage aux molles ondulations, parfois entrecoupées d'un horst de calcaire dur. Ce complexe calcaro-marneux est peu perméable et facilement raviné par l'érosion. De Chekka à Amioum et sur le plateau à l'est de Saïda l'eau a creusé dans les marnes grises glauconieuses de profondes ravines parallèles ne permettant pas à la végétation de s'installer (Pl. I, photo 4) A ces formations tendres peuvent être associées les molasses (Tripoli) et peut-être les conglomérats pliocènes qui par leur altération se situent entre les roches dures et les roches tendres carbonatées.

(c) CALCAIRES, MARNES ET GRÈS ALTERNÉS

Des lits de calcaires et de marnes alternés caractérisent les formations crétacées de l'Aptien et de l'Albien. Les grès de base sont eux-mêmes interstratifiés d'argiles ou de marnes. Cette alternance de bancs perméables et imperméables, durs et tendres, favorise l'emmagasinage des eaux d'infiltration et le soutirage des lits marneux meubles. Des glissements de terrains, des effondrements de pans entiers de montagne provoquent des coulées catastrophiques :

- coulées d'Aïn Zalta, de Beit Eddine, d'Hammana, de Douma, etc. ;
- effondrements des routes de Damas, d'Hammana à Araya, etc.

Les formes du relief, souvent chaotiques dans les grès, sont convexes et ondulées dans le flysch calcaro-marneux, à la suite de l'écoulement par solifluxion de loupes formées d'un mélange de débris calcaires et marneux. Le karst réapparaît quand les bancs calcaires sont assez puissants, ainsi que des falaises suivant l'inclinaison des couches. Les eaux coulent un peu partout dans ce paysage favorisant une végétation arborescente qui masque partiellement les atteintes de l'érosion.

(d) LES BASALTES de par leur nature scoriacée, vacuolaire, parfois bréchique ou tufeuse donnent des formes généralement douces, très érodées, encombrées d'une couverture de blocs noirs plus ou moins émoussés.

(e) ALLUVIONS ET COLLUVIONS QUATERNAIRES

En dehors des plaines côtières et de la plaine de la Békaa, les formations alluvio-colluviales des piedmonts du Liban et de l'Anti-Liban présentent des formes morphologiques bien particulières qui sont actuellement étudiées par BESANÇON (1966-1967). Glacis d'érosion et d'accumulation, cônes de déjection, terrasses alluviales emboîtées sont autant de témoins de phénomènes anciens provoqués par des climats plus agressifs, semble-t-il, que les climats actuels.

Un tableau synthétique (tabl. 2) résume les principales données présentées dans ce paragraphe. Ces données, en particulier celles concernant le domaine karstique, constitueront le cadre des études pédologiques de ce travail.

TABLEAU 2

Lithologie et géomorphologie sous le climat humide et subhumide du Mont Liban

Lithologie		Géologie	Géomorphologie	
Nature	Caractéristiques		Formes du relief	Nature de l'érosion
Roches dures carbonatées	Friables, cassures en esquilles, très fissurées, perméables	Jurassique de Reyfoun Cénomaniens de Djezzine	Karst fermé. Aspect ruiniforme, pentes fortes à moyennes	Par soutirage vertical
	Moyennement friables et fissurées. Moyennement perméables	Jurassique du Nahr Beyrouth Cénomaniens de Sfarey	Karst ouvert. Pentes moyennes	Faible soutirage et faible érosion de surface
	Plastiques, peu fissurées. Peu à moyennement perméables	Miocène de Déddé Eocène de Nabatyé	Karst couvert. Formes tabulaires à larges ondulations	Erosion de surface modérée à moyenne
Roches tendres carbonatées	Crayeuses, poreuses, non fissurées, peu perméables	Eocène de Sarafand Molasse de Tripoli	Molles ondulations plus ou moins tabulaires	Erosion de surface moyenne à assez forte
Alternances de grès, calcaires et marnes	Lits durs et tendres, perméables et imperméables	Aptien de Mdereij Crétacé d'Aïn Zalta	Relief chaotique (muraillures et éboulements)	Variable mais souvent solifluxions et ravinelements
Marnes	Tendres, riches en résidus non carbonatés, imperméables	Marnes de Chekka	Ondulations molles (vallées en V)	Ravinements moyens à forts
Basaltes	Scoriacés, vacuolaires Brèches et tufs perméables	Basalte d'El Tleil	Formes douces aux larges vallées en V	Ruissellements et ravinements modérés

Ainsi la subdivision apparemment conventionnelle des formes karstiques, liées à la nature lithologique du matériau, constitue la clé permettant de comprendre non seulement les formes d'érosion ou les fantaisies du réseau hydrographique, mais surtout la pédogenèse karstique sous ces différents aspects.

Réciproquement l'étude des différents mécanismes de la pédogenèse karstique permettra de mieux comprendre les formes particulières des reliefs karstiques et, si notre démonstration est probante, de tenir le modelé karstique comme une des conséquences des évolutions pédogénétiques.

III. — FACTEURS BIOLOGIQUES

A. La végétation

De nombreux spécialistes ont étudié la flore libanaise et DE VAUMAS (1954) cite entre autres BOISSIER, BOULOMOY, THÉBAUT, GOMBAULT et plus récemment le Père MOUTERDE qui vient de publier une flore en trois volumes. PABOT (1959) a fait une étude succincte mais précise sur la végétation sylvo-pastorale du Liban et son écologie. BALTAXE (1965) enfin a établi une carte forestière du Liban à 1/200 000.

L'Antiquité a beaucoup écrit sur les forêts libanaises et DE VAUMAS (1954) signale de nombreux documents faisant état de l'exploitation forestière de la montagne libanaise :

— textes égyptiens du xv^e siècle avant J.C. citant le Ach, arbre des pharaons, exploité dans le Nega, vallée du Nahr Ibrahim, arrière pays de Byblos d'où il était exporté par navires entiers. Les réserves situées au-delà des nuages (plus de 1 000 m) étaient très riches, presque inépuisables et composées d'essences les plus recherchées : sapins, genévriers et cèdres ;

— textes assyro-babyloniens de 2645-2607 avant J.C. appelant déjà le Liban l'Amanus « la montagne des Cèdres » et jusqu'au vi^e siècle avant J.C. de nombreux documents font état de ces exploitations ;

— textes bibliques évoquant l'éretz, le cèdre et le berosch, le genévrier arborescent, abondant dans l'Anti-Liban et sur le Mont Hermon ;

— textes gréco-romains enfin, rappelant qu'Alexandre le Grand (332 avant J.C.) utilisait des quantités importantes de troncs d'arbres du Mont Liban pour construire sa digue légendaire afin de relier l'île de Tyr à la côte et de la conquérir.

Au début de l'ère chrétienne les forêts étaient encore très denses sur le Mont Liban. Des pierres portant des inscriptions limitant le domaine forestier réservé à l'empereur Hadrien existaient encore dans la partie septentrionale au nord du Dar el Baïdar. Que reste-t-il de ces réserves forestières où puisèrent des pharaons, des rois d'Assyrie, des généraux grecs et des empereurs romains ?

La figure 11, dont la répartition forestière est tirée de la carte de BALTAXE (1965), ne représente que des îlots forestés très dégradés ressemblant plus à des taillis arbustifs qu'à des forêts.

Les forêts de chênes sont les plus représentées du nord jusqu'au sud du Mont Liban et dans l'Hermon, mais elles sont très dégradées autant par les chèvres que par les hommes :

— *Quercus calliprinos* associé ou non au *Quercus infectoria*, à des arbustes ou à des genévriers en altitude,

— *Quercus brutia* et *certis* en altitude (1 300-1 800 m),

— *Quercus aegilops* et *cedrorum* isolés dans le nord du Liban.

Les forêts de genévriers sont également dégradées et se localisent dans le nord du Liban et en quelques îlots dans l'Anti-Liban. *Juniperus excelsa* domine avec *Juniperus oxycedrus* et localement *Juniperus foetidissima*.

— Les forêts reliques de cèdres sont limitées à sept petits îlots de cèdres purs mélangés occasionnellement à des chênes.

— Les sapins représentés par *Abies cilicica* n'existent que dans l'extrême nord du Liban.

— Les pins *brutia* sont dispersés dans la moyenne montagne et les pins pignons ont servi à reboiser les zones gréseuses à sous-bois de chênes, de myrthes et de bruyères.

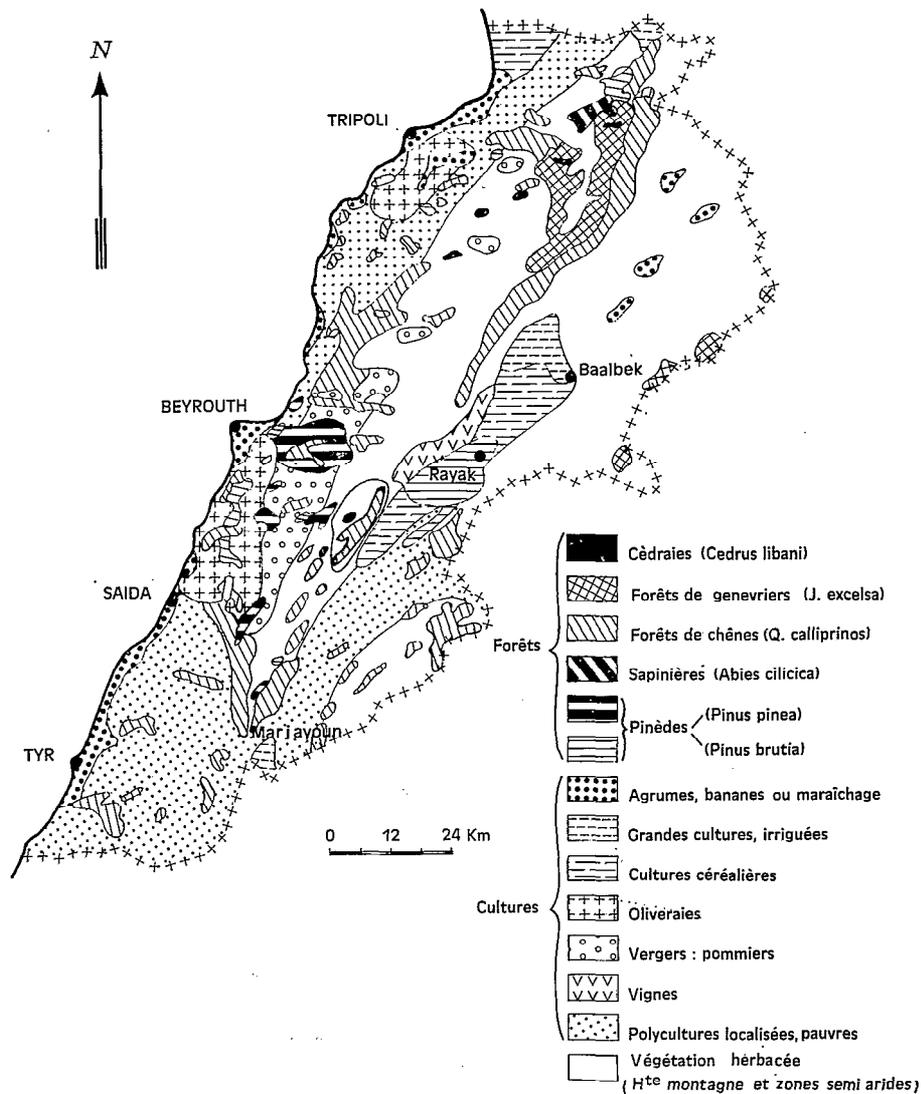


FIG. 11. — Régions de forêts et de cultures du Liban.

Les zones phytogéographiques déterminées par PABOT (1959) sont fonction des climats, beaucoup plus que de la nature du substratum. Il distingue sur le versant ouest du Mont Liban :

— une zone méditerranéenne inférieure (0-500 m) et une zone moyenne (500-1 000 m) à grande diversité floristique avec dominance des taillis-forêts de chênes, de pins, d'arbustes et arbrisseaux divers ;

— une zone méditerranéenne supérieure (1 000 à 1 500 m) plus arrosée et dominée par *Quercus infectoria* avec *Quercus calliprinos*, *Juniperus oxycedrus* et *excelsa*, *Pinus syriaca*, etc. Vers 1 400 m, le cèdre apparaît ;

— la zone de cèdre (1 400 à 1 900 m) indique une diminution de l'humidité. Les chênes se limitent à 1 800 m, mais les sapins et les genévriers peuvent monter plus haut ;

— la zone subalpine du Liban (2 000 à 2 500 m) n'est colonisée que par les genévriers arborescents et les espèces herbacées commencent à changer ;

— la zone alpine (plus de 2 500 m), formée par les hauts plateaux du Mekmel et du Sannine, n'a qu'une végétation d'espèces épineuses en coussinets et de graminées vivaces xérophiles.

La Békaa est divisée en quatre zones en fonction de la pluviosité :

— une zone méditerranéenne continentale, c'est la partie humide (7 à 1 300 mm) du sud de la Békaa dominée par *Quercus calliprinos* et *infectoria* ;

— une zone syrienne humide (500 à 700 mm) dont la flore est formée de taillis arbustifs rares et pauvres. Les pâturages à *Poa bulbosa* et *Hordeum bulbosum* indiquent une dégradation humaine poussée ;

— une zone syrienne sèche (2 à 500 mm), zone semi-aride, dégradée par l'homme, avec quelques buissons et maigres pâturages à *Carex* et *Poa sp.*, ainsi que des lichens sur les sols croûteux ;

— une zone steppique (200 mm), très réduite au Liban, annonce le désert syrien. Ce sont de maigres pâturages dont les sols tassés portent quelques *Carex stenophylla*, des lichens et des mousses.

Les montagnes bordant la Békaa sont également subdivisées en zones écologiques, mais comme l'indique la figure 11, les espèces forestières y sont très clairsemées et l'étude de la flore ne présente plus de réel intérêt, vis-à-vis surtout d'une pédogenèse elle-même très réduite.

B. Les activités humaines

L'homme a occupé le Liban depuis fort longtemps comme en témoignent les industries du Paléolithique ancien découvertes en de nombreux points du Liban.

Les activités humaines ont toujours été très florissantes depuis la plus haute Antiquité jusqu'à nos jours, du fait sans doute du climat et de la situation géographique de cette région, mais également parce que les richesses naturelles forestières et les possibilités de cultures ont permis aux hommes d'y vivre.

Le facteur humain dans l'évolution des sols du Liban est loin d'être négligeable et il faut tenir compte, dans de nombreux cas, de remaniements non seulement de la surface, mais également de la profondeur.

En montagne l'homme a d'abord défriché les forêts pour exploiter les essences d'arbres qui lui étaient utiles. C'est surtout au cours des deux derniers millénaires que ces déboisements ont dominé sur la reforestation naturelle, elle-même gênée par les troupeaux de chèvres de plus en plus nombreux. Les sols forestiers n'ont pas résisté longtemps à l'érosion sans couvert végétal, obligeant l'homme à construire des murettes pour les retenir.

Les basses et moyennes montagnes libanaises sont des montagnes terrassées partout où le karst ne rend pas impossible la culture (fig. 11) :

— ce sont des oliveraies bien adaptées aux sols calcaires, comme les figuiers et les amandiers qui les accompagnent ;

— ce sont des plantations plus récentes, vignes dans la Békaa, un peu sur les plateaux du Sud-Ouest et pommiers irriguées de la moyenne montagne ;

— c'est enfin une polyculture très localisée et pauvre, associée à un élevage de chèvres et de moutons.

Les sols les moins touchés par l'homme sont ceux des régions karstiques difficiles à mettre en valeur et plus ou moins forestées.

Les plaines côtières où la dépression centrale sont depuis fort longtemps cultivées (fig. 11) :

— ce sont les cultures irriguées d'agrumes, de bananes et les cultures maraîchères de la côte, les grandes cultures irriguées de la Békaa centrale ;

— ce sont également les zones céréalières plus sèches et non irriguées du Akkar et du centre de la Békaa.

Les sols de ces régions y sont très remaniés sur 20 à 30 cm en cultures sèches, sur 40 à 50 cm en cultures irriguées.

C. En conclusion, la flore et l'homme ont joué et jouent un très grand rôle dans la formation et l'évolution des sols du Liban. La flore par la protection contre l'érosion de son couvert et de ses racines, par le rôle de sa matière organique dans les altérations et dans les interactions avec la matière minérale.

L'homme a utilisé les sols, tantôt les protégeant par des murettes ou des terrasses, tantôt les abandonnant aux agents météoriques ou à ses caprices.

La microfaune du sol, intimement associée aux matières organiques, intervient d'une façon non négligeable, mais aucune étude ne semble avoir été entreprise sur ce sujet.

IV. — FACTEUR TEMPS

L'histoire des sols du Liban est limitée dans le temps. En effet, d'après DE VAUMAS (1954), 4 phases orogéniques et 4 cycles d'érosion se seraient produits depuis la mise en place des premiers sédiments secondaires jusqu'à la fin du Tertiaire. Mais pratiquement les surfaces résultantes ne constitueraient qu'une seule surface polycyclique dont il est impossible de distinguer les différents éléments.

A la fin du Tertiaire ou au début du Quaternaire, une dernière poussée orogénique aurait rajeuni le relief et provoqué le cycle d'érosion actuel. Ce cycle aurait complètement défoncé la vieille surface polycyclique et donné naissance aux vastes nappes de poudingues formant l'ossature des cônes et des glacis sur lesquels sont étudiés les sols des chaînes de Kfar-Zabad et de Kfardâne.

Après les épandages de poudingues commence le Quaternaire. Pour cette période, DUBERTRET et WETZEL (1949) citent 7 rivages de 0 à 95 m, tandis que DE VAUMAS (1954) décrit 4 terrasses avec plusieurs niveaux.

A l'intérieur du pays, dans la Békaa, les épandages sont superposés dans la plaine, emboîtés sur des glacis ou en terrasses.

Dans des travaux préliminaires BESANÇON et MALHER (1966) ont étudié au sud de Baalbek les cônes d'épandage coalescents de deux ouadis descendant de l'Anti-Liban. Ils ont mis en évidence une série de surfaces d'aplanissement dont le terme supérieur dit « Nabi-Saleh » représente un vaste glacis rocheux. L'aplanissement de ce glacis aurait fourni les conglomérats à ciment rose, datés du Pliocène. Ce serait le dernier cycle d'érosion de la fin du Tertiaire signalé par DE VAUMAS (1954). Postérieurs à Nabi-Saleh une série de niveaux ont été observés :

— « Qalaat » et « Britel » forment des replats tronquant les formations géologiques à la racine des cônes de déjection, mais les formes de sédimentation ne subsistent que par des conglomérats peu significatifs ;

— « Hortala » est la surface la mieux définie du système étudié. Elle est surtout marquée par des épandages s'étalant suivant des voiles parfois très épais et continus comme sur le cône d'El Khodr près de Seraïn ;

— les surfaces suivantes, « Talia », « Tell-Hizzine » et « Oltay », sont beaucoup moins nettes et les sols auxquels elles sont liées ne paraissent pas caractéristiques, bien que présentant entre eux certaines différences ;

— enfin, le dernier terme de la série est représenté par les alluvions récentes du Litani, parfaitement caractéristiques jusqu'au sud de la Békaa.

Du point de vue paléoclimatique, la mise en place de ces formations laisse supposer aux auteurs qu'il ne peut s'agir que de phases quaternaires à fortes précipitations suivies de phases plus sèches.

Quant aux datations, elles n'étaient pas effectuées en 1966, mais peut-être par analogie avec ce que l'on sait ailleurs du Quaternaire, BESANÇON et MALHER ont raccordé Nabi Saleh au Pliocène, Qalaat et Britel au Villafranchien et au Gunz, Hortala et Talia au Mindel et Riss, Tell-Hizzine et Oltay au Würm, chacun de ces niveaux étant caractérisé par leurs dépôts et leurs sols.

Du point de vue pédologique il apparaît qu'après la mise en place des poudingues pliocènes, seule la période Hortala a permis de mettre en place un important manteau de sédiments. Les dépôts des périodes antérieures auraient été érodés ou recouverts. Les matériaux « Hortala », relativement fins et épais, ont nourri les niveaux suivants, quand ils n'ont pas tout envahi comme à Khodr et probablement aussi à Kfar-Zabad et Kfardane, dans la mesure où les formations de ces régions sont elles-mêmes « Hortala ».

Le manteau superficiel, constituant les sols actuels, a finalement une certaine homogénéité et les différenciations observées semblent beaucoup plus d'ordre pédologique que morphologique.

Du point de vue paléoclimatique il est très net que des variations climatiques se sont produites. Que les apports, autres que les poudingues pliocènes, aient nécessité des phases climatiques à fortes précipitations, ce n'est pas du tout évident. Un climat un peu plus pluvieux que l'actuel (6 à 800 mm dans le bassin versant, au lieu de 4 à 600 mm) et quelques périodes catastrophiques comme celle que la Tunisie vient de connaître, ont sans doute suffi pour mettre en place les matériaux « Hortala ». La faible évolution de la fraction argileuse des sols de piedmont laisse supposer que des pluviosités inférieures à 7 ou 800 mm ont caractérisé ces régions, après la mise en place des dépôts Hortala.

Du point de vue chronologique il semble difficile, dans l'état actuel de nos connaissances, de dater les différents niveaux observés. La mise en place des formations de piedmonts recouvrant cônes et glacis sera approximativement rapportée au milieu du Quaternaire dans la suite de ce travail.

Les sols

Le schéma lithomorphologique présenté au chapitre premier oriente le choix des études pédologiques.

Ce travail porte essentiellement sur l'étude de sols formés sur roches-mères carbonatées ou sur des formations issues de ces roches-mères. A titre comparatif, des sols formés sur roches-mères non carbonatées sont présentés.

I - L'ORGANISATION MORPHOLOGIQUE DES PROFILS

I. — SOLS FORMÉS SUR ROCHES DURES CARBONATÉES KARSTIQUES OU SUR MATÉRIAUX ISSUS DE CELLES-CI

Les roches sédimentaires (fig. 10) représentent la presque totalité des Monts Liban et Anti-Liban et sont à l'origine de presque tous les matériaux accumulés sur les plaines côtières et dans la Békaa.

Dans cet ensemble sédimentaire le karst est largement représenté, mais le paysage est très différent suivant la nature des roches carbonatées.

Sur le karst fermé, les résidus sont le plus souvent entraînés en profondeur avec les eaux ou s'enfoncent en coin dans le fond des fissures, atteignant une densité souvent très élevée (1,78 pour un échantillon du karst de Kartaba). Les sols y sont peu développés et ne sont pas différents de ceux du karst ouvert qui seront seuls étudiés dans ce travail.

Sur le karst ouvert, les surfaces rocheuses dominant et les sols sont formés d'une multitude de poches plus ou moins profondes ou plus ou moins anastomosées entre elles. Par points et plus généralement sur les sommets tabulaires, des poches plus vastes, dolines et poljés, forment des cuvettes fermées.

Sur le karst couvert, les sols s'étendent en manteau continu interrompu par un versant ou une zone de karst ouvert.

Les différences morphologiques des sols du karst sont liées soit à la nature des roches-mères carbonatées, soit à la répartition de la matière organique et éventuellement du carbonate de calcium, soit enfin à l'organisation texturale et structurale des profils.

A. Sur karst ouvert du Mont Liban

(a) MILIEUX LIXIVIAN

Ces milieux sont caractérisés par un bon drainage avec entraînement en profondeur des ions alcalins, alcalino-terreux, de la silice, etc., mais toujours sous forme soluble.

Dans le karst ces milieux lixiviant sont généralement de couleur rouge, mais il importe, pour éviter toute confusion, de dissocier la couleur rouge de la nature du milieu : un milieu lixiviant n'est pas forcément rouge et un milieu de couleur rouge n'est pas forcément lixiviant (cas des sols lithochromes).

(1) Sols rouges lixiviés et nature des roches-mères dures carbonatées

L'étude, d'un point de vue uniquement pédologique, de quelques types de roches-mères carbonatées (chap. III) met en évidence leur importance dans l'orientation de la pédogenèse. D'une façon générale, les roches carbonatées sur lesquelles sont observés des sols rouges lixiviés sont des roches dures à très dures, souvent pauvres en résidus non carbonatés.

A côté de ce cas général, sont distinguées des roches dures carbonatées assez riches en résidus silicatés et des roches carbonatées gréseuses très siliceuses, sur lesquelles ce type de sols peut également se former.

Enfin, il y a lieu d'examiner si des différenciations pédologiques peuvent être attribuées à la nature calcique ou magnésienne des roches-mères carbonatées.

1.1. Roche-mère carbonatée dure, s'altérant lentement (Pl. II, photo 1)

Sur un calcaire dur cénomaniens, près de Koutaryé, avec des précipitations de 800 mm et sous une maigre végétation de *Poterium* et de graminées, le profil suivant a été observé dans une poche du karst (fig. 13a) :

- 0 - 15 cm Brun rouge foncé (7,5 YR 3/2 S et H) ; argileux, non calcaire ; structure polyédrique subangulaire, fine à très fine, très développée ; consistance dure à sec, friable humide et très plastique à moyennement collant à l'état trempé ; beaucoup de petites racines ; quelques silex.
- 15 - 35 cm Passage progressif à un horizon brun rouge (5 YR 3/3 S et H) ; argileux, non calcaire ; structure polyédrique, fine, très développée ; facettes très brillantes des agrégats ; structure prismatico-cubique ; consistance dure à sec, très friable humide, plastique et collant trempé, peu poreux ; racines ; quelques cailloux calcaires.
- 35 - 100 cm Passage progressif à un horizon homogène, rouge brun (5 YR 3/4 S et H) ; très argileux, non calcaire ; structure polyédrique développée, mais moins individualisée qu'au-dessus, surtout en profondeur ; surstructure prismatico-cubique moyenne à fine ; peu poreux ; même consistance ; racines et quelques gros blocs calcaires.
- 100 - 130 cm Passage progressif à un horizon plus rouge (2,5 YR 3/6 S et H) ; très argileux, non calcaire ; structure polyédrique fine et développée ; petits polyédres aplatis aux angles vifs et aux facettes brillantes ; surstructure cubique grossière, dont les faces ont tendance à l'obliquité ; même consistance qu'au-dessus ; peu poreux ; petites concrétions ferrugineuses tendres.

130 - 145 cm Même horizon, mais des irisations brunâtres apparaissent sur les facettes des agrégats ; des petites formations de calcaires secondaires se sont accumulées sur les parois de gros blocs rocheux.

Roche calcaire dure en lits subhorizontaux, débitée en gros blocs et plaques plus ou moins épaisses.

Entre les plaques et plaquettes des roches calcaires subhorizontales, le matériau est très rouge (2,5 YR 3/6), mais terne ; très argileux ; structure peu nette à ce niveau ; formation de pellicules d'altération.

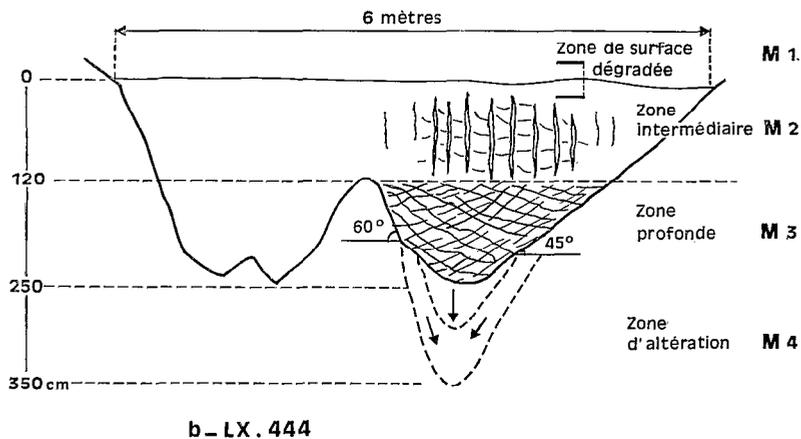
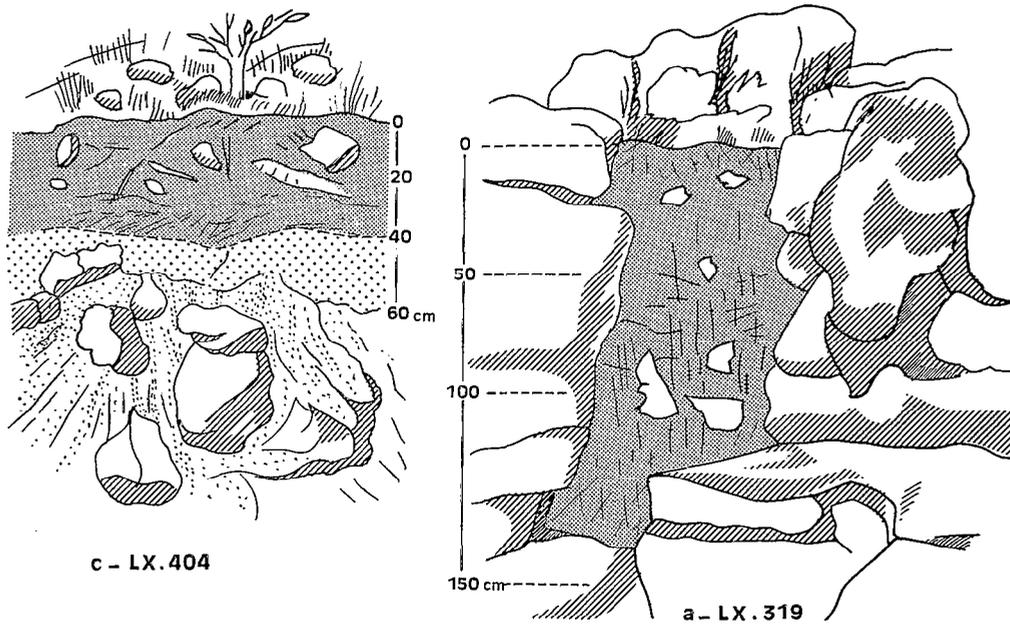


FIG. 13. — Schéma des trois types de sols rouges lixiviés observés sur roches dures carbonatées.

— une différenciation peu marquée entre les horizons, sauf pour l'horizon de surface, caractérisé par sa couleur et sa structure, avec passage progressif à un matériau très homogène et bien structuré, pouvant être subdivisé en fonction de caractères secondaires. La base du profil prélevée entre les plaquettes de roches est mal structurée et peut être assimilée à un matériau peu évolué, tandis que les pellicules carbonatées arrachées des roches après rétraction du sol sec représentent la roche-mère altérée.

Cette organisation morphologique du profil LX 319, dont les caractères essentiels viennent d'être présentés, caractérise les sols rouges lixiviés formés sur les roches dures carbonatées du karst libanais. De nombreux caractères secondaires peuvent apparaître, tels que les irisations brunâtres ou les petites concrétions ferrugineuses tendres observées à la base de ce profil 319, une pierrosité plus élevée que celle observée ici, une structuration légèrement différente, la présence de pseudomycéliums calcaires ou de petits amas diffus, etc.

1.2. Roche-mère dure carbonatée s'altérant rapidement

La nature et l'état de la roche carbonatée favorisent un certain type d'altération (chap. III) associé à de puissantes poches de sols rouges, telles que celles observées à la sortie de Nabatyé, le long d'une tranchée récemment ouverte (fig. 13b).

Outre l'importance de ces poches pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres de long et plusieurs mètres de profondeur, quelques points particuliers sont à noter :

— un matériau presque exclusivement argileux, peu sableux et peu limoneux et corrélativement de faibles taux de matière organique (tabl. 3, l'horizon de surface dégradé est absent) ;

— une couleur très rouge et homogène sur 2,50 m ;

— une structure primaire finement polyédrique s'organisant à l'état sec en surstructure caractéristique de deux zones bien distinctes de ces poches (la zone M_1 perturbée n'est pas étudiée). Dans la zone intermédiaire (fig. 13b, M_2), sur 6 m de large et 1,20 m de profondeur apparaît une surstructure secondaire prismatico-cubique dont les éléments irréguliers de quelques centimètres composent une surstructure tertiaire prismatique (3 à 5 cm \times 10 à 20 cm) définie par de longues fentes de retrait verticales (Pl. II, photo 3) ;

— dans la zone profonde (fig. 13b, M_3) de 120 à 250 cm, une structure verticale se développe dans toute la masse sous forme de plaquettes obliques, conchoïdales et très brillantes ;

— une zone d'altération profonde (fig. 13b, M_4), dont les caractéristiques seront étudiées au chapitre III.

Ce type d'organisation, très proche de celui décrit précédemment, présente cependant certains caractères observés dans des sols de bas de pente, tels que la structure verticale. Il est fréquent non seulement dans les zones de karst ouvert des plateaux du sud-ouest, mais également dans les sols formés sur les lambeaux tabulaires de calcaire miocène dominant de place en place la côte libanaise.

1.3. Roche-mère dolomitique

Si la roche est une dolomie dure et non sableuse, les poches de sols sont morphologiquement identiques à celles formées sur calcaires durs. Une seule différence peut éventuellement séparer ces deux types de sols : la quantité de matériau livré par les altérations est relativement plus faible sur dolomie dure que sur calcaire dur, mais ce caractère n'a rien d'absolu.

Par contre, si la dolomie se désagrège facilement en une arène sableuse, le sol qui se forme n'est pas très épais (tabl. 3, profil 404). Les horizons de surface sur quelques dizaines de centimètres ne présentent aucun caractère particulier, par contre un horizon profond, peu structuré contient encore une certaine quantité d'éléments sableux carbonatés, au-dessus d'une zone d'altération aréniforme (fig. 13c).

1.4. Roche-mère carbonatée siliceuse

Il existe enfin des roches gréseuses moyennement carbonatées et siliceuses, d'origine dunaire, dont l'altération progressive et de type karstique favorise le développement d'un sol rouge très épais et fortement lixivié. Ce grès dunaire ou « Ramleh » existe localement à Beyrouth par exemple, où un quartier de la ville tire son nom, « Hamra » la rouge, des sols formés sur le karst de la presqu'île. Quelques profils ont pu être étudiés, mais leur très faible étendue, les pollutions et les remaniements éoliens ou humains en limitent l'intérêt pédologique. Le type de roche et le type d'altération seront cependant envisagés au chapitre suivant. Notons que ces sols ont été bien étudiés en Israël (REIFENBERG, 1936-1947 ; RIM, 1951 ; RAVIKOVITCH et RAMATI, 1957 ; YAALON, 1959).

(2) Sols rouges lixiviés et matières organiques

La matière organique intervient directement sur la matière minérale en modifiant certains de ses caractères et de ses propriétés. Au-dessus du village de Masser-Chouff, sous une petite forêt de cèdres, à 1 800 m d'altitude, sur un versant nord et une pente de 30 à 40 %, le profil suivant a pu être observé (LX 341, tabl. 4) :

- 3 - 0 cm Couvert de débris végétaux noirâtres non décomposés ;
- 0 - 12 cm Brun foncé (10 YR 3/3 S et H) ; structure grumeleuse fine à moyenne, très développée (certains éléments plus gros sont formés d'un assemblage très cohérent de matière minérale et de matière organique mal décomposée) ; argilo-organique, non calcaire ; poreux ; consistance peu fragile, ferme, peu plastique et peu collant ; chevelu racinaire très dense ; graviers et cailloux peu abondants, calcaires décapés par les dissolutions, à arêtes émoussées ;
- 12 - 50 cm Brun plus clair (7,5 YR 4/4 S et H) ; structure polyédrique subangulaire très développée, à éléments moyens et grossiers ; argileux, non calcaire, poreux ; très cohérent à sec (non fragile), peu friable, plastique et collant ; chevelu racinaire en symbiose avec d'abondants myceliums blancs de champignons ; graviers et cailloux peu abondants, calcaires à arêtes émoussées ;
- 50 - 70 cm (A la base du profil et dans les fentes du karst, humide à l'observation à la fin juin : 32,2 % d'eau).
Brun rouge (5 YR 4/6 S et H) ; par points la matière organique donne une couleur plus foncée ; structure polyédrique subangulaire grossière, à soustructure polyédrique ; argileux, légèrement calcaire suivant les points ; peu poreux ; quelques racines.
Roche encaissante : calcaire dur, gris blanc, très décapé par l'altération.

L'altération donne un produit argileux dont la tendance est à la rubéfaction, mais le rouge a toujours un fond jaunâtre qui se traduit au code Munsell par des « valeurs » supérieures à 4. En surface, la matière organique donne au sol une couleur très foncée de 7,5 à 10 YR. Cette matière organique, liant remarquable, cimente la fraction minérale en particules, difficiles à détruire à l'eau oxygénée, d'où des taux élevés en limon (2 à 20 μ) et donne aux agrégats des formes arrondies de type polyédrique subangulaire. Dans les fentes du karst une soustructure polyédrique, liée à une couleur plus rouge, caractérise la morphologie de ces sols forestés développés sur roches dures carbonatées.

A 20 m de là en 434 (tabl. 5) et tout autour de l'îlot foresté, le sol est parfaitement rouge et sa structure polyédrique est bien développée. Dès que les taux de matière organique tombent au-dessous de 10 % en surface (tabl. 4 et 5), les horizons supérieurs, sur 30 à 50 cm maximum, subissent une certaine transformation de couleur et de structure. Les taux de matière organique varient en fonction de l'abondance du couvert végétal donc des précipitations, mais dans les régions de haute altitude, le couvert herbacé qui

se développe dans les zones localement humides donne des teneurs relativement élevées en matière organique et une couleur foncée.

En régions subhumides, au sud du Liban, les teneurs en matière organique sont faibles, mais il n'est pas rare d'observer des horizons de couleur foncée sur une assez grande profondeur (profil 319, tabl. 3).

En régions semi-arides et arides, la végétation est trop peu abondante pour donner des taux élevés en matière organique et colorer nettement l'horizon de surface.

TABLEAU 4

Sols rouges lixiviés sur roches dures carbonatées, riches en matière organique forestière

Localisation des profils		Ech.	Profondeur (cm)	Couleur humide	M.O. (%)	Refus de + de 2 mm	Sables			Limon (%)	Argile (%)	CaCO ₃ T. %	
							S. G. (%)	S. F. (%)	S.T.F. (%)				
Sols sous forêts de haute altitude	Forêt de Cèdres de Masser-Chouff 1 800 m 1 300 mm	341.1	0- 10	10 YR 3/3	24,80	15,0	0,8	1,0	6,7	20,7	44,5	0	
		341.2	20- 30	7,5 YR 4/4		4,1	0,4	0,8	8,7	23,8	60,6	0	
		341.3	50- 70	5 YR 4/6	5,60	1,6	1,3	1,5	6,9	20,7	68,2	0	
	Forêt de sapins de la Kamoua 2 100 m 1 300 mm	342.1	0- 15	10 YR 3/3,5	9,90	6,1	9,5	4,7	7,4	23,3	45,5	0	
		342.2	30- 40	5 YR 4/6	3,06	11,4	14,2	13,7	8,4	13,1	49,0	0	
		342.3	50- 60	5 YR 4/7	1,73	10,4	7,1	6,0	3,8	6,1	75,8	0	
		342.4	60- 70	5 YR 5,5/8	0,73	2,5	23,6	19,3	8,3	7,6	39,9	0	
		342.5	100-120	10 YR 6/6	1,80	2,2	3,5	6,7	38,1	25,8	22,7	72,0	
	Sols sous forêts de moyenne altitude	Chênaie arbus-tive de Masser-Chouff 1 350 m 1 200 mm	427.1	0- 15	2,5 YR 3,5/4	6,20	14,5	0,5	1,2	7,0	26,0	60,5	1,0
			427.2	20- 30	2,5 YR 3/4	4,30	0	0,3	1,4	7,9	25,0	63,0	4,0
			427.3	40- 60	2,5 YR 3/6	2,52	0,8	0,3	1,2	10,8	24,5	61,5	2,0
			427.4	70- 90	2,5 YR 3/6	2,06	8,0	0,2	1,3	9,3	20,5	69,0	2,5
427.5			140-160	2,5 YR 3/4	2,18	45,6	1,5	1,4	6,8	15,5	73,0	19,0	
Chênaie arbus-tive de Daraya 800 m 1 000 mm		317.1	0- 15	7,5 à 10 YR 3/2	10,25	0,8	5,3	2,2	3,6	17,7	72,7	0	
		317.2	40- 60	5 YR 4/3,5	3,15	2,8	2,8	1,2	2,5	12,1	84,4	0	
		317.3	100-120	5 YR 4/3,5	1,23	0	1,0	1,5	1,3	5,1	92,5	0	
		317.4	180-200	5 YR 4/3,5	0,99	0	0,9	1,1	1,6	7,6	91,0	0	
Sols sous forêt de basse altitude	Chênaie arbus-tive du Monte-Verde 500 m 1 000 mm	376.1	0- 15	2,5 à 5 YR 3/6	5,15	2,3	1,8	3,2	8,4	22,7	63,1	0	
		376.2	35- 55	2,5 à 5 YR 3/4	2,46	2,7	1,7	2,5	7,7	19,6	67,6	0	
		376.3	70- 80	id.	2,13	0	2,3	2,4	7,3	25,2	62,6	0	
		376.4	100-120	id.	1,85	0,9	2,7	2,7	8,3	21,7	64,1	0	
		376.5	130-150	2,5 YR 3/6	2,06	4,2	3,3	2,6	7,5	16,1	70,7	0	

(3) Sols rouges antérieurement lixiviés et calcaire secondaire

Par définition les milieux lixiviant sont des milieux qui se décarbonatent. Or la présence de carbonates secondaires (calcaire généralement) n'est pas rare, mais toujours localisée. Par contre, les réserves carbonatées, sous forme d'éléments grossiers primaires, sont fréquentes et même générale dans le karst.

En régions pluvieuses (plus de 600 mm), dans la montagne libanaise, les sols bien drainés formés sur roches dures carbonatées sont des sols rouges totalement décarbonatés, à l'exclusion d'éléments primaires en voie d'altération. Un certain nombre de cas montrent cependant que des carbonates secondaires peuvent exister localement :

— en haute montagne, le sol rouge du profil 251 (tabl. 5) repose sur une formation épaisse de calcaire tendre, assimilable à un encroûtement. Il en est de même, sur dolomie dans le nord du Liban (profil 342, tabl. 4) ;

— en montagne de moyenne altitude, cet encroûtement n'a jamais été observé, en milieu lixiviant. Par contre, assez fréquemment dans des sols rouges formés sous couvert forestier dense, des efflorescences calcaires apparaissent entre les agrégats, après dessiccation. A ces efflorescences s'ajoutent d'abondantes pellicules calcaires d'altération, faisant apparaître des taux de carbonate de calcium, allant jusqu'à 19 % dans les fentes profondes où le feutrage racinaire est encore très dense (profil 427, tabl. 4).

En régions peu pluvieuses (moins de 600 mm), les sols lixiviés bien drainés formés sur roches dures carbonatées sont relativement rares et limités aux bordures de la Békaa, au nord de Rayak. Du calcaire secondaire, à l'état diffus ou en nodules, est fréquemment observé dans les sols rouges du karst de ces régions : 14,2 % de carbonate de calcium et présence de nodules calcaires, dans une poche rouge, près d'Aarsal dans l'Anti-Liban où il pleut environ 500 mm. Mais dès que l'on remonte dans les petites vallées sur les pentes du Mont Liban, les précipitations augmentent et les sols sont à nouveau décalcarifiés.

TABLEAU 5

Sols rouges lixiviés sur roches dures carbonatées, riches en matière organique herbacée

Localisation des profils		Ech.	Profondeur (cm)	Couleur humide	M.O. (%)	Refus de + de 2 mm	Sables			Limon (%)	Argile (%)	CaCO ₃ T. %
							S. G. (%)	S. F. (%)	S.T.F. (%)			
Sols sous couvert herbacé	Pente du Dj. Knaissé 1 900 m 1 300 mm	251.1	0- 15	7,5 YR 3/2	8,15	4,0	2,0	3,6	6,2	35,4	49,0	0
		251.2	20- 30	5 YR 3/4	4,85	0,2	0,9	2,4	6,2	29,8	58,6	0
		251.3	35- 50	5 YR 4/4	3,28	8,5	0,6	2,6	6,6	28,8	58,6	0
		251.4	60- 80	10 YR 6/6	1,30	2,0	1,3	3,2	17,1	62,1	18,7	73,0
		251.5	120-140	id.	0,52	18,5	15,2	9,1	4,8	60,1	11,1	87,5
de régions pluvieuses	Bordure déforestée de Masser-Chouff 1 800 m 1 300 mm	434.1	0- 15	5 YR 3/4	4,60	16,2	1,1	1,4	11,8	19,5	65,5	0
		434.2	50- 60	2,5 YR 3/6	2,25	3,7	0,6	0,7	3,0	20,5	77,5	0
Sols sous couvert herbacé de régions sub-humides à semi-arides	Karst	373.1	0- 15	5 YR 3/4	2,06	0,6	0,7	2,9	10,8	21,6	64,6	0
		373.2	25- 35	5 YR 3,5/4	1,65	0	0,3	2,3	11,0	17,6	69,1	0
		373.3	50- 70	5 YR 3,5/4	1,30	0	0,4	2,1	11,3	17,6	69,1	0
		373.4	100-110	5 YR 3/4	1,23	0	0,5	2,2	11,1	14,1	72,2	0
		373.5	130-150	5 YR 3,5/4	0,90	0	0,2	2,1	10,2	16,1	70,2	0
	373.6	170-190	5 YR 4/6	0,87	0,5	0,1	1,1	3,7	13,1	81,8	2,0	
Karst de Koussafr	419.1	30- 50	5 YR 4/3	2,42	0	2,3	2,5	9,8	21,5	62,0	0	
	419.2	250-300	5 YR 4/4	0,40	0	2,1	2,8	9,8	21,5	61,0	0	

(4) *Micromorphologie des sols rouges lixiviés*4.1. *Aspects micromorphologiques*

D'une façon générale le squelette ou éléments grossiers des sols est très faible, quelques petits grains de quartz ou autres débris, bien répartis dans une masse d'éléments-fins, le plasma (assemblage porphyrique de BREWER, 1964). Les vides sont bien représentés en surface par des cavités, chenaux ou fissures plus ou moins anastomosés, mais assez rares en profondeur. La masse plasmique brun rouge jaunâtre est assez homogène en lumière parallèle, avec parfois une tendance à former des masses plus foncées donnant un aspect crépu à l'ensemble. Mais cet aspect crépu ou floconneux souvent considéré comme un caractère général des sols rouges des régions méditerranéennes, n'est pas très net dans les sols rouges lixiviés du Liban.

En lumière polarisée le plasma laisse apparaître d'abondantes stries biréfringentes (séparations plasmiques) s'orientant souvent de façon désordonnée (omnisépique), mais parfois en formant un réseau (Pl. III, photo 1 : tendance à l'assemblage lattisépique), en entourant des vides (vosépique) ou des grains de squelette (squelsepique). A ce niveau de l'observation, il est absolument impossible d'affirmer que ces séparations plasmiques appartiennent à des cutanes d'illuviation ou à des cutanes de pression. D'autres traits pédologiques peuvent être observés dans ce plasma : débris végétaux, concentrations plasmiques (glébules) à base d'hydroxydes de fer ou plus rarement des éléments étrangers au profil (pédorelictés).

Ainsi les principaux caractères micromorphologiques de ces sols rouges lixiviés sont :

- une dominance totale d'un plasma relativement homogène, brun-rouge jaunâtre, avec abondance de vides surtout en surface ;
- des séparations plasmiques nombreuses, mais fragmentées et localement organisées ou orientées autour de traits pédologiques, vides ou grains du squelette.

4.2. *Contacts plasma roche karstique*

Le phénomène de pénétration du plasma dans le karst, observé, en lames minces, à la base de la vaste poche de sols rouges de Nabatyé décrite ci-dessus (§ (1) 1 - 2), est par certains de ses aspects à rattacher aux altérations en milieu karstique (chap. III), mais comme il conditionne la mise en place du profil karstique nous le mettrons dès maintenant en évidence. Des lames minces faites dans des éléments de la zone d'altération M_4 de la poche de Nabatyé (fig. 13b) montrent que la masse plasmique pénètre en doigt de gant dans la zone d'altération (Pl. IV, photo 2). Or, cette poche est pour 95 % remplie d'éléments argileux très fins (surface spécifique externe : 143 m²/g à 50 cm et 147 m²/g à 2,70 m, niveau d'altération observé en lame mince). Cette masse homogène, formée de minéraux très fins, pénètre toute entière dans les vides laissés par les dissolutions, en se disposant en couches lamellaires (Pl. IV, photo 1) très biréfringentes en lumière polarisée, qu'on ne saurait assimiler ni à des cutanes d'illuviation, ni à des cutanes de pression.

(b) MILIEUX CONFINANT HYDRATÉS

Les sols correspondants à ces milieux ont fait l'objet de notes antérieures (LAMOUROUX et AUBERT, 1966 ; LAMOUROUX, 1968), dans lesquelles le phénomène dit d'hydratation a été partiellement expliqué.

La pédogenèse est marquée dans ces milieux par un engorgement temporaire et localisé, n'allant pas toujours jusqu'à une hydromorphie bien caractérisée morphologiquement. Il s'y produit une transformation des sesquioxides de fer amorphes en goethite, forme de fer plus hydratée que la forme initiale (chap. V). Le terme « hydraté » (Larousse : fixation d'eau sur un corps) nous a donc paru tout-à-fait convenable pour qualifier ce type de milieu.

(1) Sols brun-jaune hydratés

Les sols brun-jaune, hydratés sur la totalité du profil, sont relativement rares dans la montagne libanaise. Ils ont été très souvent observés sur les calcaires durs oolithiques de Salima, riches en résidus non carbonatés et interstratifiés de lits marneux, mais ils se forment également sur d'autres calcaires durs, si les conditions de milieu le permettent.

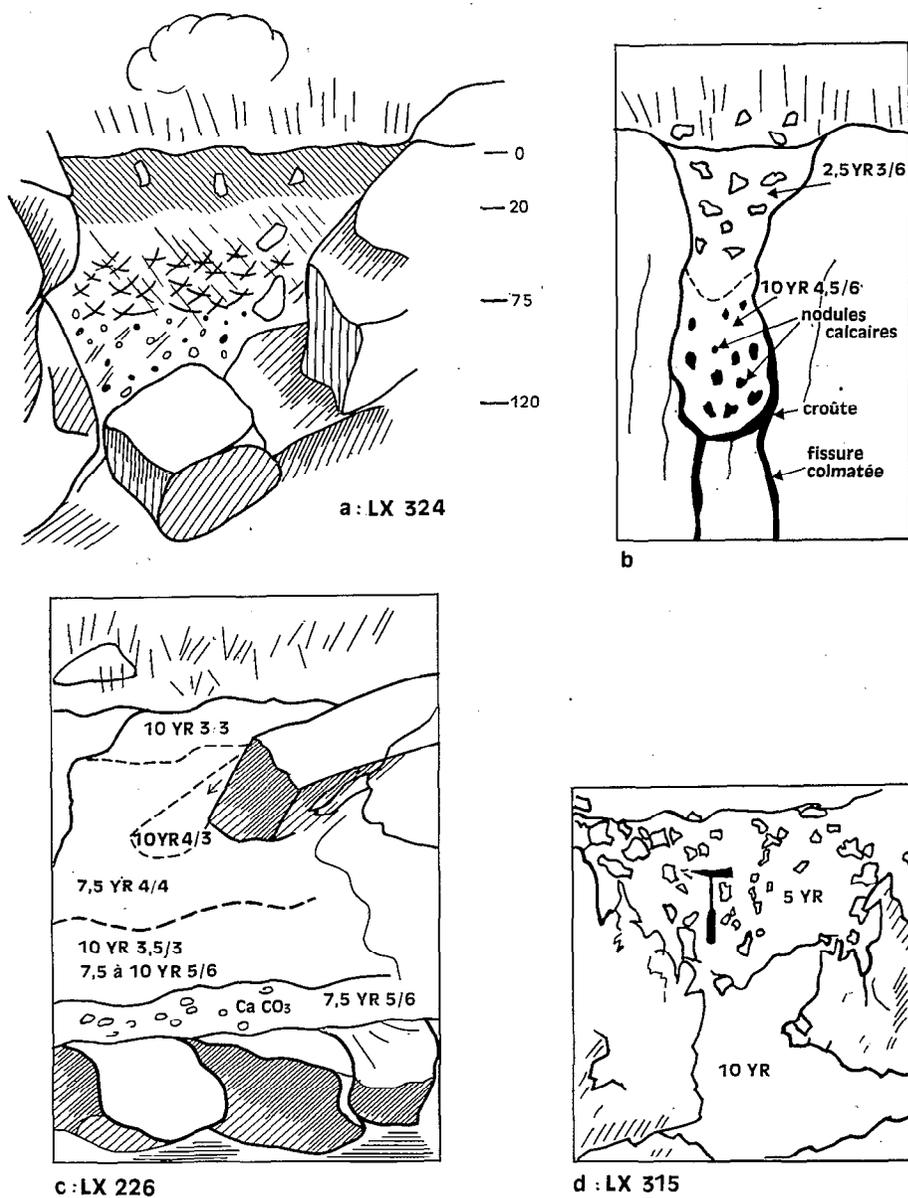


FIG. 14. — Schéma de sols bruns hydratés :

a. sol brun hydraté vertical et hydromorphe,
b. poche brune à nodules et croûte calcaire,

c. sol brun imparfaitement hydraté,
d. sol rouge à poche hydratée.

Le profil LX 324, observé dans une carrière, avant le village de Békaata, sous 1 200 mm de précipitations et sous végétation arbustive avec genêts et graminées variées, est caractéristique de ces sols (tabl. 6, fig. 14a) :

— en surface petite couche de quelques millimètres de matière organique à demi décomposée, recouverte de quelques cailloux.

0 - 20 cm Brun foncé (10 YR 3/3 S et H) ; argileux, non calcaire ; polyédrique moyen, à tendance nuciforme, faces des agrégats ternes, arêtes émoussées ; cohérence à sec forte, peu mouillable, pas très friable humide ; racines moyennement développées ; forte altération pelliculaire ;

20 - 25 cm Passage progressif ;

TABLEAU 6

Sols brun-jaune hydratés et sols rouges plus ou moins hydratés

Type de sol	Localisation	Ech.	Profondeur (cm)	Couleur humide	M.O. (%)	CaCO ₃ T %	Refus de + de 2 mm	Sables			Limon (%)	Argile (%)
								S.G. (%)	S.F. (%)	S.T.F. (%)		
Sol brun-jaune verticale et hydromorphe	<i>Bekaata</i> calcaire gris massif 1 200 mm	324.1	0- 15	10 YR 3/3	7,40	0	1,9	6,3	4,9	8,6	25,3	57,6
		324.2	40- 60	10 YR 3/4	0,95	0	9,7	5,2	4,0	5,9	17,2	70,2
		324.3	80-100	10 YR 3/4	0,55	7,5	21,6	6,3	4,6	5,9	12,1	72,8
Sol brun-jaune modal	<i>Arbanyé</i> calcaire ocre de Salima 1 070 mm	298.1	0- 15	10 YR 3,5/4	8,35	0	20,7	12,7	10,0	4,2	15,2	56,1
		298.2	25- 35	7,5 à 10 YR 4/4	1,21	0	18,6	6,3	6,4	4,0	12,1	69,2
		298.3	50- 70	10 YR 5/8	0,54	0	20,8	10,6	6,0	2,9	8,6	70,7
		298.4	90-120	10 YR 5/8	0,33	1,0	31,1	7,3	7,2	3,8	7,1	72,8
Sol brun-jaune à croûte calcaire imparfaitement hydraté	<i>Mehikha</i> calcaire dur subhorizontal à lits marneux 1 200 mm	226.1	0- 12	10 YR 3/3	6,25	0	10,9	15,1	9,5	3,7	15,7	53,0
		226.2	20- 40	7,5 YR 4/4	1,50	0	12,0	10,6	7,1	4,6	12,6	61,7
		226.3	50- 70	10 YR 3,5/3	0,81	0	7,0	9,7	5,9	3,9	12,6	68,6
		226.4	130-170	7,5 à 10 YR 5/6	0,62	2,5	11,5	5,4	3,4	3,3	9,6	76,8
		226.5	170-190	7,5 YR 5/6	0,73	73,5	3,6	22,3	15,9	7,9	29,2	22,7
Sol rouge hydraté en profondeur	<i>Ayn el Madjelyn</i> Calcaire dur cénomanien 1 300 mm	315.1	0- 12	5 YR 3/2	4,15	0	20,9	2,7	2,8	11,2	22,8	61,1
		315.2	15- 25	5 YR 3/2	3,96	0	20,4	1,2	1,8	8,6	19,2	67,6
		315.3	35- 50	5 YR 3/4	1,94	0	0	0,5	1,8	8,7	15,7	74,2
		315.4	65- 80	7,5 YR 4/4	0,86	0	2,8	0,9	1,8	6,3	9,1	82,8
		315.5	85- 95	5 à 7,5 YR 4/4	0,73	0	5,5	1,1	1,4	5,1	7,6	87,4
		315.6	100-107	7,5 YR 4/4	0,66	22,0	15,0	7,7	6,9	4,2	2,0	78,8
Sol rouge de transition avec les sols bruns	<i>Kraibé</i> Calcaire dur à rognons de silex 1 000 mm	288.1	0- 15	7,5 YR 4/2	2,45	0	41,0	26,5	4,6	4,5	11,6	52,0
		288.2	30- 50	5 YR 4/8	0,81	0	50,0	18,6	1,5	1,2	9,1	69,7
		288.3	60- 80	5 YR 4/3	0,95	0	30,0	11,4	1,3	0,8	5,6	80,3

- 25 - 75 cm Brun jaune (10 YR 4/4 S et H) ; argileux, non ou très peu calcaire, quelques nodules paraissant anciens ; structure polyédrique en petits polyèdres aplatis, à arêtes aiguës, facettes mates ; surstructure très développée, en plaquettes à faces de lissage obliques ; moyennement cohérent à sec, friable humide, très plastique et collant à saturation ; peu poreux ; présence de petites concrétions ferrugineuses noires ; racines nombreuses ;
- 75 - 120 cm Humide au moment du prélèvement ; horizon identique, mais les accumulations de carbonates et les concrétions noires ferrugineuses sont plus abondantes, nodules tendres ; cohérence à sec plus forte qu'au-dessus.
Substratum calcaire dur, gris, massif en ce point, formant obstacle au drainage des eaux du profil.

Les caractéristiques du sol brun hydraté formé sur roches carbonatées dures et karstiques peuvent se résumer ainsi :

- couleur brune (10 YR), foncée en surface, parfois un peu rougeâtre entre 20 et 50 cm, toujours brun jaune en profondeur ;
- teneurs en graviers et en sables grossiers souvent importantes ;
- décalcarification du profil, avec récalcarification en profondeur par accumulation sous forme diffuse ou en nodules, parfois en surface par contamination. Les pellicules d'altération ne se forment jamais en profondeur, mais peuvent exister en surface ;
- cohérence à sec, forte à très forte, liant énergiquement les éléments structuraux entre eux ; friable à l'état humide ; très plastique et très collant à l'état trempé ;
- concentration en profondeur des oxydes de fer cristallisés sous forme, soit de très petites masses invisibles à l'observation macroscopique, soit de petites indurations noires, rondes et assez tendres ;
- accumulation de calcaire secondaire soit sous forme diffuse, soit le plus souvent en nodules plus ou moins difformes, soit en encroûtements tendres, peu épais, reposant sur la roche-mère ;
- les différences d'un horizon à l'autre sont donc assez nettes, tandis que le contact avec la roche sous-jacente est brutal.

Il s'agit fréquemment d'un sol brun présentant des caractères vertiques ou d'hydromorphie en profondeur. La présence de petites concrétions ferrugineuses et d'irisations verdâtres, surtout apparentes quand le sol est gorgé d'eau, indiquent une hydromorphie temporaire et localisée aux horizons profonds. Cette hydromorphie peut ne pas exister dans certains profils, le calcaire peut subsister en faible quantité sur tout le profil, des apports variés peuvent transformer les horizons de surface, autant de variétés de sols bruns hydratés qui ont déjà été décrites antérieurement (LAMOUROUX, 1968).

(2) Sols imparfaitement hydratés

Ce phénomène d'hydratation ne s'étend le plus souvent que sur une partie du profil (tabl. 6). Ainsi des sols de couleur brune sont imparfaitement hydratés : comme le montre le schéma de la figure 14 c, l'horizon 2 (12-40 cm) du profil LX 226 est rougeâtre 7,5 YR 4/4. Parfois, seul l'horizon profond reste rouge (LX 386). Les sols totalement ou incomplètement hydratés, sont relativement rares et se localisent au karst ouvert des régions humides. Ils ne sont qu'exceptionnellement observés en régions subhumides. Par contre les sols rouges hydratés uniquement en profondeur sont plus répandus et beaucoup mieux connus. Les poches de sols rouges en surface et bruns en profondeur (fig. 14 d, profil 315) (Pl. II, photo 2) correspondent à la superposition d'un milieu lixiviant en surface et d'un milieu confiné hydraté en profondeur. Ces deux milieux sont des horizons distincts d'un même profil, présentant les caractères les uns des sols rouges, les autres des sols bruns hydratés décrits précédemment.

Le sol rouge à horizon profond brun jaune est très souvent observé sur le versant ouest du Mont Liban, quelles que soient les roches dures carbonatées sur lesquelles il se trouve, mais surtout dans les poches karstiques du Secondaire et dans les calcaires massifs et plus tendres du Miocène où ils forment d'énormes poches. En régions subhumides, sur le versant ouest, ce type de sol existe encore, mais il est très rare dans les poches karstiques en bordure de la Békaa.

(3) *Sols rouges de transition avec les sols hydratés*

Nous venons de voir qu'il existait une série de sols intermédiaires entre le sol rouge lixivié et le sol brun confiné hydraté. Un autre maillon de cette transition est représenté par un sol totalement rouge avec certains caractères des sols hydratés :

- couleur brun jaunâtre (5 YR 4/6 à 8), liée à une faible teneur en sesquioxides de fer amorphes ;
- irisations brunâtres apparaissant en saison des pluies ;
- hydroxydes de fer pouvant former des petites concrétions ferrugineuses tendres ;
- cohérence à sec déjà forte.

(4) *Micromorphologie des sols confinés hydratés*

Le squelette est très peu abondant, épars dans un plasma jaune à jaune-brunâtre ou verdâtre en lumière parallèle. Mêmes types de séparations plasmiques que dans les sols rouges (tendance lattisepique fréquente) et même fréquence de vides.

En fait, outre la couleur, le caractère essentiel de ce plasma, qui apparaît déjà dans les sols rouges de transition avec les sols bruns, est la concentration des hydroxydes de fer en masses brun-foncé, rondes, de toutes dimensions (Pl. III, photo 2). Présence également de nodules calcaires arrondis, sans séparations plasmiques sur le pourtour.

B. Sur karst couvert du Mont Liban

Le karst couvert a été défini au chapitre I, comme un karst noyé sous une couverture continue et plus ou moins épaisse de sols.

(a) SOLS SUR KARST COUVERT ÉOCÈNE DES PLATEAUX DU SUD-OUEST

Ce type de karst est bien représenté sur les calcaires durs éocènes du sud-ouest et les sols ont été étudiés dans la région de Nabatyé-Zaoutar. Suivant les fantaisies de l'érosion certaines pentes trop fortes ou exposées aux vents dominants sont décapées, le karst apparaît et les sols forment des poches plus ou moins anastomosées. Mais généralement les sols couvrent les pentes de façon continue et sont cultivés depuis très longtemps et soumis à des dégradations lentes de surface.

La chaîne de sols de Nabatyé, présentée succinctement par le tableau 7 et le schéma textural de la figure 15, est caractéristique des sols de cette région. Sur 850 m de long et 45 m de dénivellation, 8 profils permettent d'avoir une idée de la répartition des différents types de sols dans le paysage.

Un premier élément de la chaîne est formé par un plateau à faible pente (0,5 à 1 %) dont les sols rouges argileux (1 et 2) ont une mauvaise structure en surface, une forte cohérence à sec et présentent une nette hydromorphie dès 45 cm en 1 et dès 20 cm en 2.

TABLEAU 7

Les sols de la chaîne de Nabatyé

Données complémentaires à l'analyse de la texture de la figure 16

N° de série	Echantillons	Profondeur (cm)	Couleur humide	pH H ₂ O	M.O. (%)	Localisation	Types de sols
1	446.1	0- 15	2,5 YR 3/6	7,4	2,30	Haut de Plateau (0,5 à 1 %)	Sols rouges à hydromorphie de profondeur
	446.2	25- 35	id.	7,8	1,49		
	446.3	50- 60	id.	8,0	0,88		
	446.4	70- 80	2,5 à 5 YR 3/6	8,0	0,61		
2	447.1	0- 15	5 YR 4/4	6,9	1,90	Pente (6 à 8 %)	Sols rouges à mauvais drainage interne
	447.2	30- 50	5 YR 4/4	7,1	1,12		
	447.3	70- 90	5 à 7,5 YR 4/4	7,1	0,81		
	447.4	100-120	id.	7,25	0,68		
3	448.1	0- 20	5 YR 3/6	7,85	1,96	Amorce du bas fond (1 à 2 %)	Sol rouge assez bien drainé
	448.2	40- 50	id.	7,90	1,70		
	448.3	60- 80	5 YR 4/6	7,90	1,36		
4	449.1	0- 12	5 YR 3/6	7,70	1,62	Bas fond ouvert	Sol brun à hydromorphie modérée
	449.2	20- 35	5 YR 4/6	7,40	1,23		
	449.3	60- 80	5 à 7,5 YR 5/6	7,60	0,81		
	449.4	100-110	2,5 à 5 YR 5/6	7,70	0,54		
5	451.1	0- 15	2,5 à 5 YR 3/6	6,40	1,28		
	451.2	30- 50	id.	6,30	0,88		
	451.3	70- 80	5 YR 3/6	7,10	0,91		
6	452.1	0- 15	5 YR 3/4	7,60	1,83		
	452.2	30- 50	5 YR 3,5/4	7,75	1,83		
	452.3	60- 70	5 YR 4/6	7,40	1,08		
7	453.1	0- 15	5 YR 3/4	6,30	1,22		
	453.2	30- 50	id.	6,60	—		
	453.3	60- 75	5 YR 3,5/4	6,70	0,61		
	453.4	90-110	id.	6,70	0,94		
8	454.1	0- 15	7,5 YR 3/4	6,40	1,22		
	454.2	30- 50	id.	6,20	0,94		
	454.3	70- 80	id.	6,20	0,81		
	454.4	100-110	id.	6,25	0,64		

Le deuxième élément de la chaîne est une pente de 6 à 8 % dont les profils, 3 à 6, sont très irrégulièrement marqués par une brunification (hydratation), liée à la nature même du matériau argileux. En 3 le sol est rouge, très argileux, à structure polyédrique, tandis qu'en 4 sur la pente, la compacité est plus forte et dès 35 cm apparaît un horizon brun jaune massif et collant. La structure reste cependant polyédrique, mais les facettes des agrégats bruns sont mates contrairement aux polyèdres rouges qui sont brillants. Dès 90 cm apparaît à nouveau un horizon rouge, jusque dans les fentes du karst. Les profils 5 et 6 sont un peu plus sableux en surface, à structure très dégradée et toujours jaunâtres en profondeur.

Le troisième élément de la chaîne est formé par le bas du versant (1 à 2 ‰), dont les sols 7 et 8 prennent une couleur beaucoup plus sombre. Si le profil 7, brun rouge et argilo-limoneux, est assez bien drainé, le profil 8, brun rougeâtre et plus sableux, est hydromorphe en profondeur. A la base du 7, on a observé des cailloux roulés et à la base du 8 on a découvert vers 1 m un tesson de poterie et un silex taillé. La répartition des différentes fractions granulométriques (fig. 15) met parfaitement en évidence le comportement différent des trois éléments de la chaîne de sols et les relations des sols entre eux. Les éléments fins (inférieurs à 2μ) augmentent du sommet à la base des profils et surtout diminuent fortement à partir de la rupture de pente (3 et 4), jusqu'au bas-fond (8). La fraction limoneuse (2 à 50μ) diminue fortement du sommet à la base des profils, mais augmente du haut vers le bas de la chaîne. Les sables suivent sensiblement la fraction limoneuse. Il faut noter que le bas de la chaîne (profils 7 et 8) représente un maillon ouvert de la chaîne, du fait qu'après un long méplat de 500 m succède un large exutoire naturel traversant la ville de Nabatyé.

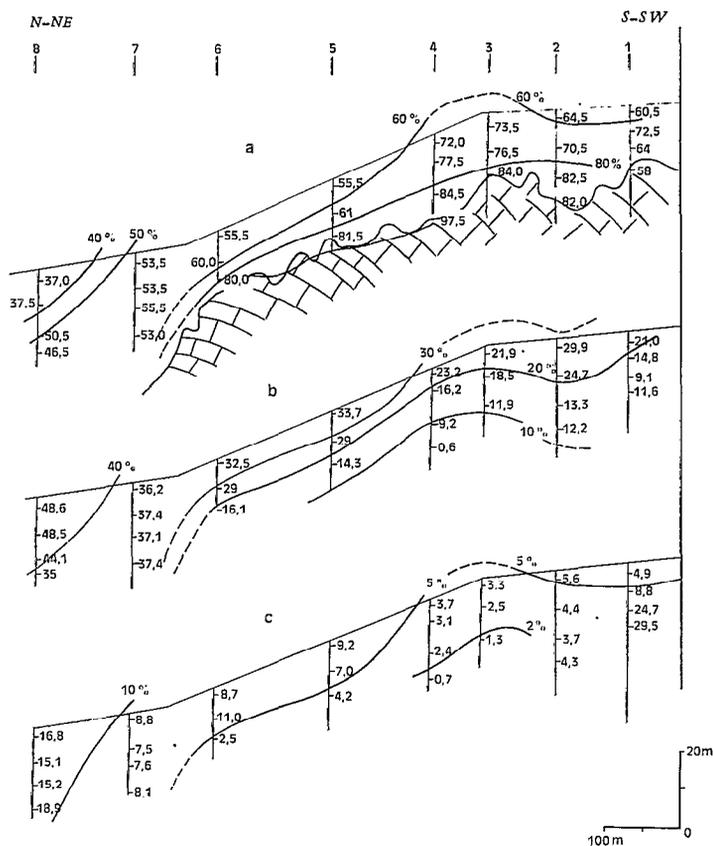


FIG. 15. — Représentation de la texture des sols de la chaîne de Nabatyé :

- a. éléments inférieurs à 2μ (en ‰),
- b. éléments entre 2 et 50μ (en ‰),
- c. sables de 50μ à 2 mm (en ‰),

(b) AUTRES SOLS SUR KARST COUVERT

Le passage entre les sols en poches du karst fermé des régions pluvieuses du Mont Liban et les sols formant une couverture continue sur le karst de Nabatyé, se fait par une toposéquence de sols rouges lixiviés dont les premiers éléments (haut et pente) sont représentés par des sols rouges formés dans des poches du karst, tandis que le dernier élément en bas de pente est un matériau d'apport souvent très profond.

Sur les plateaux du sud-ouest, sur calcaire dur cénomanien, près de Koutaryé, le bas des pentes est occupé par un sol rouge qui recouvre le karst (LX 390). Ce sol est ici argileux, très riche en limons, de couleur rouge homogène (5 YR 4/4) sur tout le profil, très peu sableux, à structure en plaquettes à partir de 12 cm, jusqu'à 150 cm de profondeur.

A Bechmezzine (LX 307) aux larges poches karstiques miocènes, succèdent en bas de pente, sur plus de 5 m d'épaisseur, de puissantes formations rouges, polygéniques. Le sol formé en surface de 0 à 80 cm est rouge (2,5 YR 3/4), argileux, à structure polyédrique, caractéristique des sols lixiviés de bas de pente.

(c) MICROMORPHOLOGIE DES SOLS ROUGES SUR KARST COUVERT

Un seul profil a pu être observé en lames minces sur une des chaînes de sols de Nabatyé, mais il met en évidence trois caractères importants de ces sols :

- la plupart des séparations plasmiques apparaissent dans la masse sous forme d'îlots isolés, mais denses (assemblage insepique) ;
- des traits biréfringents le long de fissures ou enveloppant des flots de plasma sont des cutanes d'illuviation ;
- la juxtaposition d'éléments différents (pédorelictés) est aussi importante à noter.

C. Sur colluvions et/ou alluvions issues de roches dures carbonatées

Deux types de sols doivent être distingués : des sols de piedmont développés sur des colluvions de bas de pente et des sols de plaine formés à partir de matériaux variés. Les premiers ont fait l'objet d'une étude plus approfondie que les seconds auxquels il sera parfois fait référence dans le texte à titre comparatif.

(a) SOLS DE PIEDMONT DE LA BÉKAA (Pl. II, photo 4)

Il faut atteindre les régions subhumides à semi-arides de la Békaa pour voir subsister sur des cônes, glacis ou terrasses emboîtées des matériaux d'apport, mis en place vers le milieu du Quaternaire (chapitre I, § 4).

(1) *La chaîne des sols de Kfar-Zabad*

Les sols de cette région de Kfar-Zabad ont fait l'objet d'une étude préliminaire (LAMOUROUX, 1962) ; par la suite une série de profils ont été observés sur un cône-glacis se prolongeant dans la plaine de la Békaa, entre deux collines éocènes (fig. 16). Le bassin versant qui correspond à ce cône est réduit (5 km²) et se limite à des calcaires cénomaniens du versant ouest de l'Anti-Liban. Douze profils, alignés

sur 2 km pour 215 m de dénivellation ont été étudiés. Du profil 364 au 360, les sols sont cultivés en sec et présentent un horizon Ap_1 de culture ; du profil 359 au profil W32 ils sont irrigués et un horizon Ap_2 apparaît à la suite des labours profonds.

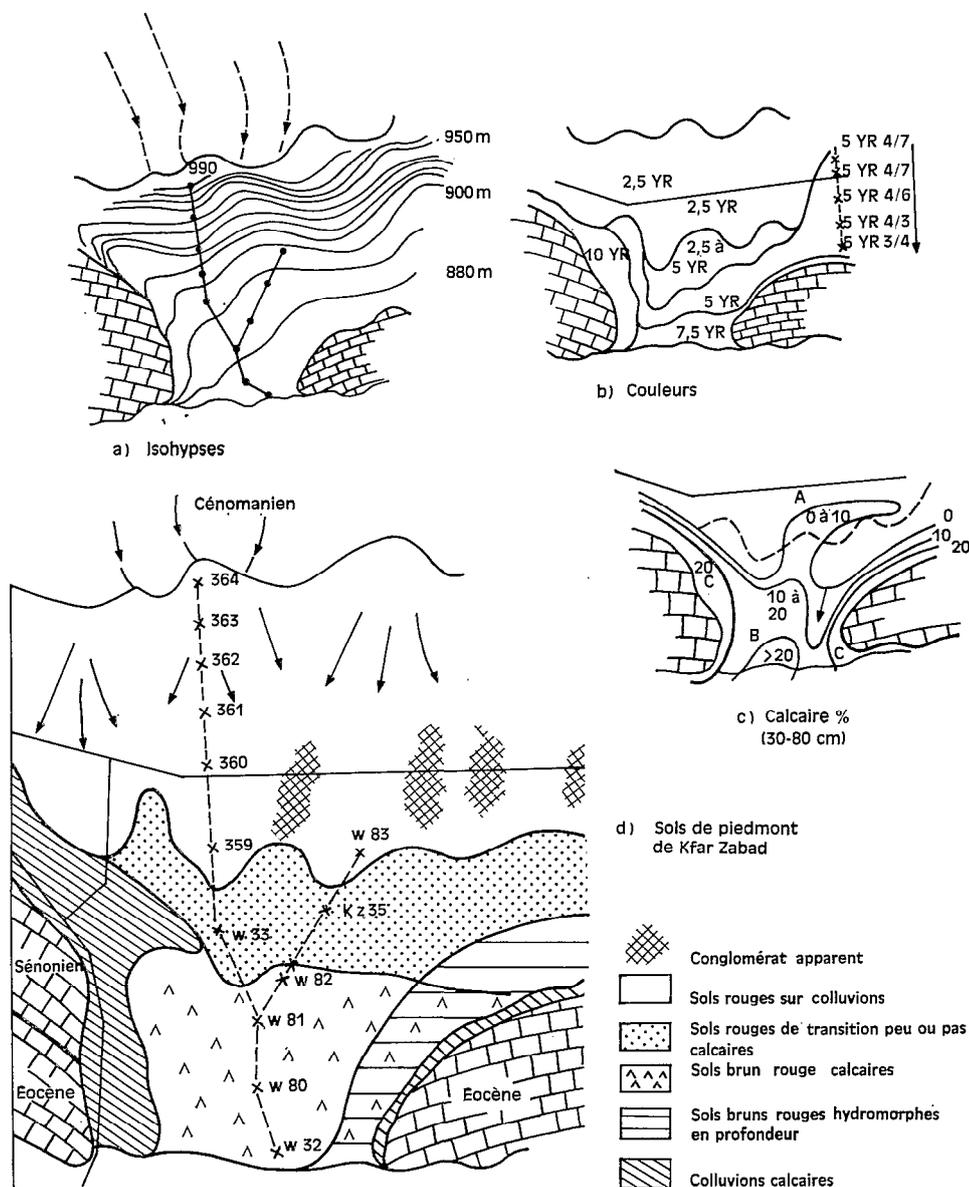


FIG. 16. — Chaîne de sols de Kfar Zabad (vue en plan) :

- a. courbes de niveau,
- b. variation des couleurs (sèches) du haut vers le bas,
- c. calcaire %,
- d. types de sols et emplacement des profils de la chaîne de sols.

— La première partie de la chaîne de sols repose sur le conglomérat pliocène, partiellement altéré et sa pente atteint environ 10% (fig. 16 a). Les sols du cône proprement dit, profils 364 à 359 (tabl. 8) sont très rouges sur tout le profil, légèrement plus bruns en surface. Leur profil textural varie peu :

— teneur élevée en argile, un peu plus faible en surface ;

TABLEAU 8

Les sols de la chaîne de Kfar Zabad

	Echantillons	Profondeur (cm)	Couleur humide	Sables			Limon (%)	Argile (%)	pH H ₂ O	M.O. (%)	CaCO ₃ T %
				S.G. (%)	S.F. (%)	S.T.F. (%)					
Haut	364.1	0- 15	2,5 à 5 YR 3/6	1,2	2,4	9,0	25,2	62,1	8,30	1,63	0
	364.2	40- 60	2,5 YR 3/6	1,7	2,0	7,3	14,1	73,2	8,20	1,18	0
	364.3	70- 90	id.	2,7	1,7	5,9	9,0	79,2	8,35	0,99	0
de la	362.1	0- 15	2,5 YR 3/6	1,2	1,9	8,9	22,7	65,1	8,10	1,50	0
	362.2	25- 45	id.	1,3	1,9	8,4	19,2	69,7	8,15	1,37	0
	362.3	60- 80	id.	3,7	2,3	8,9	18,2	67,1	8,25	1,04	0
chaîne	361.1	0- 15	2,5 à 5 YR 3/6	1,2	2,3	10,3	20,7	66,6	8,25	1,63	0
	361.2	50- 70	id.	9,4	4,4	10,1	19,2	57,1	8,35	1,11	0
	361.3	80-100	2,5 YR 3/6	3,0	2,9	7,8	19,2	68,2	8,25	0,66	0
pente de	360.1	0- 15	2,5 à 5 YR 3/6	1,3	2,7	10,1	26,3	58,1	8,20	1,80	0
	360.2	20- 35	2,5 YR 3/6	1,2	1,9	8,1	21,2	65,1	8,25	1,34	0
	360.3	50- 70	id.	1,4	2,4	9,0	18,2	67,6	8,35	1,11	0
	360.4	100-110	id.	1,1	2,3	8,1	16,6	73,7	8,15	0,66	0
10 %	359.1	0- 15	2,5 à 5 YR 3/6	0,9	2,4	10,4	22,7	62,6	7,85	1,70	0
	359.2	25- 45	id.	1,0	2,4	10,3	21,2	63,2	8,10	1,50	0
	359.3	80-100	id.	1,8	3,4	11,0	18,7	61,1	8,35	0,66	0
	W83.1	0- 20	2,5 YR 3/6	1,3	2,6	10,3	17,5	68,0	7,90	1,11	1,0
	W83.2	60- 70	id.	1,1	3,1	11,4	17,0	67,5	7,90	0,99	0,4
Transition	W82.1	0- 15	5 YR 4/4 id.	1,1	3,9	10,9	26,0	57,0	7,85	1,70	—
	W82.2	40- 50		1,0	3,6	10,3	27,5	57,5	7,90	0,88	20,3
	W82.3	70- 80		1,3	3,3	10,0	26,5	58,5	8,00	0,74	18,1
	W82.4	100-120		1,2	3,3	9,6	24,0	59,0	8,15	0,69	—
Bas de la chaîne	W81.1	0- 20	5 à 7,5 YR 3/4	1,1	4,0	10,9	23,0	60,5	8,15	1,22	11,8
	W81.2	50- 60	id.	1,3	3,3	11,0	22,5	60,5	8,05	0,90	11,8
	W81.3	90-100	5 YR 3,5/4	1,5	3,7	11,3	26,0	56,0	8,10	0,80	12,6
Pente de 2 %	W80.1	0- 15	7,5 YR 3,5/4	2,2	6,0	11,2	25,0	55,0	8,00	1,25	20,7
	W80.3	40- 50	7,5 YR 4/4	1,0	3,3	11,1	26,0	59,0	7,90	0,94	15,6
	W80.4	80-100	id.	1,2	3,3	10,9	25,0	58,5	8,10	0,85	17,2
	W32.1	0- 15	7,5 YR 4/4	1,1	4,3	10,2	21,7	63,1	8,25	1,62	17,0
W32.2	40- 60	id.	1,3	3,8	10,7	24,2	63,1	8,40	0,93	17,0	
W32.3	80-100	id.	1,8	3,0	9,8	22,2	62,6	8,30	0,81	17,0	

- taux de limon assez forts sur tout le profil, un peu élevés en surface ;
- taux de sables du même ordre, excepté dans l'horizon 361-2, plus graveleux que les autres ;
- les taux (argile + limon) % et (sables fins + sables grossiers) % sont remarquablement constants.

Ces sols ne sont pas calcaires, une altération du type superficiel (chapitre III) caractérise ces profils.

Le profil structural est également caractéristique des sols rouges de piedmont de la Békaa :

— sur 2 à 5 cm des éléments fins, polyédriques subangulaires, libres entre eux, forment un « mulch » où se mêlent également des débris organiques variés et des petits cailloux ;

— jusqu'à 15 ou 20 cm les agrégats fins entourent de grosses mottes, caractéristiques de cet horizon de culture ;

— jusqu'à 50 cm la structure a tendance à devenir plus polyédrique, mais n'est toujours pas très bien développée ;

— vers 50 cm une limite de labour profond est souvent très nette, d'autant mieux marquée que des racines se bloquent à ce niveau et que jusqu'en profondeur les éléments structuraux sont polyédriques, plus nets, plus gros (0,5 à 2 cm) et un peu plus brillants qu'au-dessus.

La structure est moins bien développée en haut de la chaîne, profils 364-363, qu'au milieu de la chaîne, profils 359-360.

— *Une zone de transition*, assez étroite, marque le passage des sols rouges du cône-glacis, aux sols brun-rouge de plaine.

— *La troisième partie* de la chaîne a une pente de 2 % seulement et repose sur des éléments grossiers et disjoints du conglomérat, formant une assise plus ou moins épaisse entre 1,50 et 2 m de profondeur. Les sols deviennent plus foncés (5 à 7,5 YR, fig. 16 b). Les profils texturaux sont du même type que ceux de la première partie de la chaîne avec des taux de limon un peu plus élevés et constants de la surface à la profondeur. Le calcaire apparaît à des taux variant de 10 à 25 % entre les profils, mais assez stable dans le profil lui-même où il se trouve à l'état diffus.

La répartition du calcaire dans le paysage (30 à 80 cm, fig. 16 c) met en évidence une zone A un peu calcaire (0 à 10 %), située à la limite des sols rouges et des sols brun-rouge, deux zones C, colluvions calcaires des collines éocènes et une zone B (10 à 25 % de calcaire) dans la partie basse de la chaîne.

La structure s'affirme dès la rupture de pente, elle est polyédrique subangulaire en surface, mais dès 30 à 40 cm apparaissent de larges fentes de retrait et des agrégats prismatico-cubiques aux faces luisantes. En se rapprochant du bas de la chaîne des plaquettes obliques apparaissent en profondeur témoignant d'une tendance verticale très nette.

(2) La chaîne des sols de Kfardane

Cette chaîne de sols est située dans la partie nord et semi-aride de la Békaa, sur le versant est du Mont Liban, à Kfardane, en face de Baalbek. Les profils étudiés correspondent à des sols rouges de piedmont s'étalant en un large glacis de 3,5 % de pente et à des sols brun-rouge calcaires dans le bas de la chaîne dont la pente n'est que de 1,5 à 2 % (fig. 17 a). Près de 4 km séparent les premiers contreforts karstiques des alluvions de la plaine (côte 1 020 à 1 010). Le bassin versant ayant alimenté ce glacis est relativement vaste (environ 25 km²), mais il est formé de roches homogènes, calcaires cénomaniens du versant est du Mont Liban.

Morphologiquement les sols de cette chaîne ressemblent étroitement à ceux de la chaîne de Kfar Zabad. Le profil LX 396 (fig. 17 c) correspond à la description donnée plus haut des sols lixiviés de Kfar Zabad. Il faut simplement noter une apparition progressive du calcaire à la base des profils 395 et 394,

et les teneurs sont encore assez faibles dans le profil 393 du bas de la chaîne. Les tendances verticales ne sont pas très marquées en 395 et 394, mais dans la station agronomique voisine nous avons eu l'occasion d'observer un sol rouge verticale à plaquettes dès 30 cm. L'hydromorphie est par ailleurs moins marquée qu'à Kfar-Zabad. Le profil textural (fig. 17 b et tabl. 9) est un peu plus sableux dans la partie haute que dans la partie basse de la chaîne.

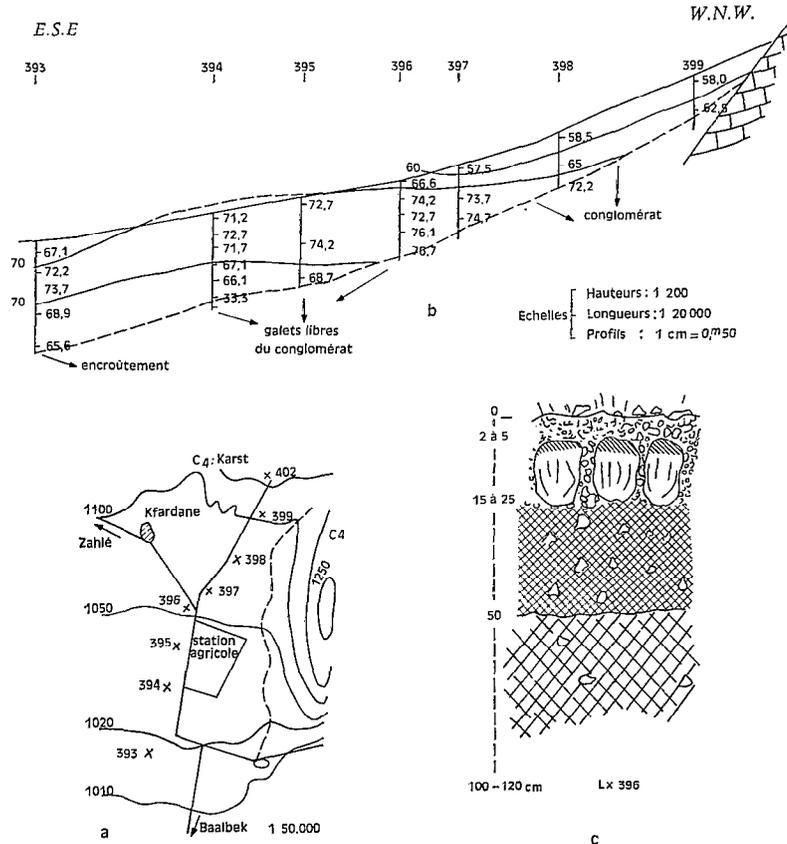


FIG. 17. — Chaîne de sols de Kfardane (Echelles à diviser par 2) :

- a. situation des profils étudiés (vue en plan),
- b. profils texturaux. Argile % (coupe schématique),
- c. profil Ix 396.

(b) SOLS DES PLAINES

Les matériaux qui constituent la plaine de la Békaa et dans une moindre mesure la plaine côtière, représentent un « tout-venant » hétérogène issu des versants avoisinants.

Les sols sont influencés par la nature même du matériau déposé, plus ou moins calcaire, plus ou moins évolué, par les conditions climatiques de la région intéressée, allant de l'aride à l'humide et par le milieu où ils se forment, confiné hydromorphe dans la cuvette centrale et sur la côte, confiné non hydromorphe dans la partie nord de la Békaa.

TABLEAU 9

Les sols de la chaîne de Kfardane

	Echant.	Profondeur (cm)	Couleur humide	Eléments > 2 mm	Sables			Limon (%)	Argile (%)	pH H ₂ O	M.O. (%)	CaCO ₃ T (%)
					S.G. (%)	S.F. (%)	S.T.F. (%)					
Haut de	399.1	0- 15	2,5 YR 3,5/6	20,2	1,5	1,6	10,7	25,2	58,0	8,20	1,30	1,0
	399.2	30- 60	2,5 YR 3/6	2,3	1,2	1,7	9,2	28,0	62,5	8,25	0,97	1,0
	399.3	100-110	2,5 YR 6/6	65,9	16,5	8,5	11,1	21,2	40,9	8,35	0,48	40,5
la chaîne	398.1	0- 5	2,5 YR 3/6	6,2	0,6	1,3	8,2	30,3	58,5	7,90	1,56	0
	398.2	5- 30	id.	7,3	0,8	1,3	8,2	26,0	65,0	8,00	1,52	0
	398.3	30- 50	id.	3,8	0,8	1,3	7,2	15,1	72,2	8,10	1,04	0
Pente	397.1	0- 15	2,5 YR 3/6	2,2	1,8	2,4	9,6	27,7	57,5	8,10	1,37	0
	397.2	30- 50	id.	0,5	1,4	1,9	7,6	14,1	73,7	8,05	0,62	0
	397.3	60- 80	id.	1,7	1,1	1,9	7,7	13,6	74,7	8,15	0,55	0
de 3,5 %	396.1	0- 5	2,5 YR 3/6	4,7	1,4	2,0	8,2	20,2	66,6	8,00	0,95	0
	396.2	5- 25	id.	0,9	1,7	1,8	8,1	12,6	74,2	8,00	0,91	0
	396.3	30- 50	id.	1,4	2,0	1,7	8,0	14,1	72,7	8,10	0,95	0
	396.4	60- 80	id.	1,3	1,4	1,9	7,4	14,1	76,1	8,00	0,78	0
	396.5	90-110	id.	3,1	1,8	1,8	8,0	13,1	74,7	8,10	0,52	0
Bas de	395.1	0- 15	2,5 YR 3/6	1,4	0,7	1,6	7,9	17,6	72,7	8,00	0,71	0
	395.2	50- 70	id.	1,2	1,1	1,4	7,6	16,1	74,2	8,15	0,55	0
	395.3	100-120	id.	5,2	4,6	2,6	9,0	14,1	68,6	8,10	0,46	4,5
la chaîne	394.1	0- 10	2,5 YR 3/4	2,7	0,3	1,3	8,4	15,6	71,2	8,20	0,70	0
	394.2	30- 30	id.	3,1	1,2	1,8	7,8	13,6	72,7	8,25	—	0
	394.3	40- 50	id.	1,3	2,0	2,0	8,3	13,6	71,7	8,30	0,71	0
	394.4	60- 70	id.	1,5	2,1	2,8	10,1	16,6	67,1	8,40	0,74	0
	394.5	80- 90	2,5 YR 3/6	11,6	1,9	3,9	13,6	16,1	64,1	8,45	0,71	7,0
Pente	394.6	110-130	2,5 YR 5/6	25,5	4,9	13,3	25,5	23,7	33,3	8,20	0,15	11,5
de 1,5 à 2 %	393.1	0- 15	5 YR 3/6	8,0	3,1	3,9	8,3	16,6	67,1	8,10	—	3,5
	393.2	30- 40	id.	3,9	2,0	1,6	7,0	15,6	72,2	8,30	0,71	1,0
	393.3	50- 60	id.	2,3	2,1	1,9	7,4	13,1	73,7	8,35	0,78	3,0
	393.4	80-100	id.	2,8	2,6	2,2	7,5	16,7	68,9	8,30	—	11,3
	393.5	120-130	id.	4,1	2,6	2,8	7,7	19,6	65,6	8,30	—	13,0
	393.7	encroûtement	5 YR 6/6	23,4	10,7	8,1	28,6	34,8	16,6	8,35	—	80,0

Ces sols sont donc très variés :

- sols formés sur anciennes colluvions rubéfiées et recalcarifiées des pédiments arides du Hermel, brunes et encroûtées sur les pédiments du versant opposé de l'Anti-Liban, au nord de Baalbek ;
- sols brun-rouge, plus ou moins recalcarifiés sur certaines terrasses mi-quaternaires bien drainées ;
- sols brun-jaune, hydratés ou noirs dans les cuvettes hydromorphes de la Békaa centrale ;
- sols peu évolués, bruns, calcaires et plus ou moins hydromorphes, sur les terrasses récentes du Litani et de ses affluents, etc.

(c) MICROMORPHOLOGIE DES SOLS DE PIEDMONT DE LA BÉKAA

Quelques lames ont pu être faites sur certains profils de la chaîne de Kfar-Zabad et tout de suite est apparue l'opposition entre organisation micromorphologique des sols rouges lixiviés du haut de la chaîne et des sols brun-rouge plus ou moins hydromorphes du bas de la chaîne.

Les sols rouges lixiviés présentent une organisation très voisine de celle des sols rouges de Nabatyé : séparations plasmiques diffuses dans la masse, mais absence totale de cutanes d'illuviation. La microstructure est ici nettement polyédrique à polyédrique subangulaire.

Les sols brun-rouge du bas de la chaîne (Pl. III, photo 4) ne présentent pratiquement pas de séparations plasmiques (asépiques), la microstructure est mal individualisée sans formes angulaires, ressemblant à celle de lames astructurées obtenues à partir d'échantillons passés au tamis de 2 mm. Des amas de carbonate de calcium secondaire sont très abondants et disséminés dans le plasma.

II. — SOLS FORMÉS SUR ROCHES CARBONATÉES MOYENNEMENT DURES A TENDRES OU SUR ROCHES CARBONATÉES DURES ET HÉTÉROGÈNES

Ces qualificatifs pour classer des roches sédimentaires peuvent paraître un peu subjectifs, mais ils correspondent à des roches carbonatées dont l'altération est relativement rapide (chapitre III). Leur porosité, leur richesse en résidu non carbonaté et leur hétérogénéité favorisent la désagrégation d'un complexe d'altération, libérant dans le milieu un matériau abondant plus ou moins complètement décarbonaté.

Successivement seront examinés des sols formés sur :

- des matériaux durs, mais riches en résidus et hétérogènes d'où une altération facile (calcaires ocre aptiens, conglomérats pliocènes) ;
- des matériaux moyennement durs et poreux (molasses de Tripoli) ;
- des matériaux crayeux et poreux (calcaires tendres des plateaux côtiers du sud-ouest) ;
- des matériaux marneux et très tendres (séries calcaro-marneuses de l'Aptien, du Sénonien, etc.).

A. Sols rouges calcaires

Des sols rouges fortement calcaires peuvent se former sur certaines roches dures carbonatées, mais ils sont spécifiquement localisés à ces roches dures. Exceptionnellement de tels sols se forment sur une roche tendre carbonatée particulière, la molasse de Tripoli.

— *Sur les calcaires ocre oolithiques de l'Aptien inférieur, non loin de Beyrouth, sous Mansouryé, un sol brun rouge calcaire est observé dans des poches très fissurées et très perméables (tabl. 10, profil 264). Ce sol est formé entre de gros blocs calcaires, sous couvert de chênes et de *Poterium*. Il est de couleur brun rouge (5 à 7,5 YR 3/4 humide sur 1 m, puis 5 à 7,5 YR 5/4 jusqu'à 1,50 m), argilo-limoneux, très calcaire. La structure est grumeleuse, fine, bien développée en surface, un peu moins en profondeur. Les agrégats sont peu cohérents, la porosité est forte, favorisée par un chevelu racinaire dense et de nombreux cailloux. Le calcaire secondaire est partout, en feutrages blancs sur les parois rocheuses, en festons à la partie inférieure des roches, en pseudomycéliums dans le sol observé et même sur des éboulis frais, à côté du profil. Contrairement aux argiles de décarbonatation du karst, ce sol calcaire ne pénètre pas facilement dans les vides et les poches laissées en profondeur par les dissolutions.*

TABLEAU 10

Sols rouges calcaires sur roches tendres carbonatées et sur roches dures carbonatées hétérogènes

	Echant.	Prof. (cm)	Couleur humide	Eléments > 2 mm	Sables			Li-mons (%)	Argile (%)	pH H ₂ O	M.O. (%)	CaCO ₃ T (%)
					S.G. (%)	S.F. (%)	S.T.F. (%)					
Sol rouge calcaire de Mansouryé (850 mm)	264.1	0- 20	5 YR 3/4	22,0	11,4	7,5	6,7	21,7	51,1	8,50	5,72	29,0
	264.2	30- 50	5 YR 3/4	21,0	11,0	7,3	7,0	22,2	52,1	8,50	2,46	47,5
	264.3	100-150	5 à 7,5 YR 5/4	39,0	11,2	15,3	7,7	21,2	43,0	8,45	0,87	69,0
Séquence de Ferzol sur conglomérats pliocène (600 à 700 mm)	183.1	0- 10	5 YR 4/3	42,0	11,6	10,2	8,1	18,2	50,0	7,80	2,23	27,0
	183.3	35- 50	5 YR 4/4	51,0	11,6	10,6	10,3	21,2	46,4	8,10	1,04	33,5
	183.5	80-100	7,5 YR 6/4	80,0	13,7	8,8	10,1	18,7	46,0	8,30	0,33	53,5
	183.7	120	7,5 YR 6/4	70,0	11,5	11,9	11,3	33,9	30,3	8,30	0,24	60,0
	355.1	0- 15	2,5 à 5 YR 4/6	2,1	6,3	12,6	11,9	28,8	38,9	8,50	1,18	50,5
	355.2	30- 50	id.	2,1	4,6	11,3	12,8	30,3	39,4	8,45	1,10	49,0
	355.3	70- 90	2,5 YR 3/6	0,2	3,3	9,9	14,2	27,3	43,9	8,40	0,35	53,0
	351.1	0- 10	5 YR 4/7	0,7	6,0	6,7	12,0	34,9	42,4	8,30	1,40	45,0
	351.2	20- 30	5 YR 4/8	0,9	5,8	5,4	10,6	30,8	49,0	8,25	1,00	40,5
	351.3	50- 70	5 YR 4/6	2,7	4,9	4,6	10,5	30,3	52,5	8,25	0,71	39,5
	351.4	90-100	id.	5,6	4,8	4,2	10,8	28,8	52,5	8,20	0,71	42,0
	347.1	0- 15	7,5 YR 4/4	0,1	4,4	6,3	9,0	25,8	54,6	8,30	1,26	30,0
347.2	30- 50	id.	8,0	5,5	5,3	10,4	27,3	53,6	8,35	0,86	34,0	
347.3	50- 70	id.	1,7	2,7	6,9	9,2	32,8	47,5	8,45	0,60	52,0	
347.4	95-105	id.	8,6	4,2	8,6	11,6	30,8	47,8	8,55	0,47	58,0	
349.1	0- 15	10 YR 4/4	6,2	3,8	8,5	11,4	33,3	43,4	8,40	1,87	44,0	
349.2	30- 50	id.	0,5	5,8	9,0	13,7	28,3	44,0	8,55	1,14	45,0	
349.3	80-100	10 YR 5/4	2,3	6,7	11,3	14,7	31,4	38,9	8,50	0,60	55,0	
Sol rouge calcaire sur molasse de Tripoli (950 mm)	260.1	0- 10	5 YR 4/3	32,0	17,6	14,5	10,1	25,8	30,8	8,40	3,15	62,0
	260.2	20- 30	id.	60,0	14,7	12,1	10,2	24,3	36,9	8,30	2,80	55,0
	260.3	38- 48	id.	24,0	12,4	12,0	10,8	29,8	36,9	8,30	3,15	48,5
	260.4	70- 80	2,5 YR 4/4	22,0	12,5	11,5	7,8	26,3	43,0	8,20	2,58	50,5
	260.5	90-100	id.	15,5	16,9	15,9	7,9	25,8	34,9	8,40	1,26	62,0

— Sur les conglomérats pliocènes à ciment rose de Ferzol, une vingtaine de profils ont été étudiés suivant une séquence de 3,3 km de long et de 350 m de dénivellation, soit 10 % environ de pente moyenne. D'une façon générale les sols présentent des caractères liés aux variations locales de la roche-mère. Ainsi une passée marneuse blanche, étroite et transversale, porte des sols blancs, sans transition avec les sols rouges voisins, si ce n'est sur une bande de quelques mètres.

Le sol le plus fréquemment observé et caractérisant le conglomérat de base est un sol rouge (tabl. 10), fortement calcaire, grumeleux à polyédrique, subangulaire en surface, polyédrique et à sur-structure cubique en profondeur. Le profil textural argilo-limoneux, n'est pas homogène et les variations, aussi bien dans les profils que sur la pente, sont quelconques. En bas de pente, ces sols rouges passent à des sols bruns calcaires (347-349) différents des premiers, non seulement par la couleur mais par une

surstructure motteuse de surface, des amas calcaires plus abondants en profondeur et une influence de l'hydromorphie, surtout visible en bas de pente (profil 349). Le rapport calcaire fin ou « actif » (méthode de Drouineau) sur calcaire total augmente de manière assez significative du sommet à la base de cette séquence (fig. 18 a).

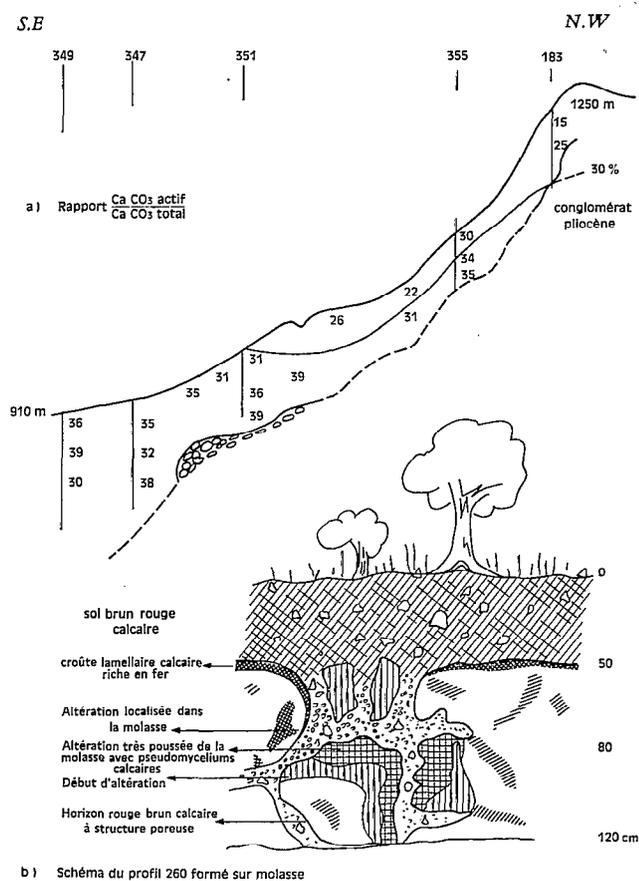


FIG. 18. — Sols rouges calcaires :

a. Rapports $\frac{\text{CaCO}_3 \text{ actif}}{\text{CaCO}_3 \text{ total}}$ de la séquence de Ferzol

b. Sol rouge calcaire de Tripoli.

— Sur molasse pliocène de Zhorta, près de Tripoli, un sol brun rouge très calcaire a pu être étudié (fig. 18 b). Argilo-limoneux, de structure grenue à grumeleuse sur 50 cm. Ce sol rouge calcaire s'enfonce dans la molasse en formant des poches assez profondes. Le matériau des poches est de couleur plus claire et plus rouge, de structure peu développée, fine et grenue, très riche en pseudomycéliums calcaires et parcouru par de nombreuses racines. Le passage du sol à la molasse saine se fait dans la poche, par une série de zones d'altération allant de l'altération ponctuelle dans la molasse saine à un mélange rougeâtre et très altéré de roche et de sol. En dehors de la poche, une croûte calcaire lamellaire de couleur rouge recouvre la molasse à la base du sol.

TABLEAU 11

Sols formés sur matériaux tendres, crayeux ou marneux

	Echant.	Prof. (cm)	Couleur humide	Eléments > 2 mm	Sables			Li-mons (%)	Argile (%)	pH H ₂ O	M.O. (%)	CaCO ₃ T (%)
					S.G. (%)	S.F. (%)	S.T.F. (%)					
Sol brun sur calcaire tendre	255.1	0- 10	10 YR 3/2	0,5	0,6	3,8	11,6	29,7	53,5	8,35	2,06	28,5
	255.2	10- 20	10 YR 3/2	0	0,7	3,3	10,5	27,7	55,5	8,35	2,06	29,0
	255.3	25- 35	10 YR 3/2	0	0,6	3,6	10,4	26,7	56,5	8,30	1,92	25,5
	255.4	40- 50	10 YR 5/2	0	1,3	5,1	10,0	29,2	52,0	8,25	1,03	47,0
	255.5	60- 80	10 YR 3/1	0	1,0	2,2	8,6	22,2	64,6	8,40	1,44	14,0
Sol noir sur calcaire tendre à chailles	107.1	0- 10	10 YR 2/1	36,0	4,5	5,8	11,1	18,2	59,6	7,90	1,21	4,0
	107.2	20- 25	10 YR 2/1	20,8	4,5	6,1	11,0	21,2	60,1	7,90	1,21	4,0
Sol brun calcaire à alternances de calcaires et de marnes	76.1	0- 20	10 YR 4/4	28,8	20,2	15,6	9,1	26,8	29,9	8,15	1,04	47,0
	76.2	40- 60	7,5 YR 4/4	29,7	17,2	9,8	8,4	32,0	35,0	8,05	0,69	47,7
	76.3	70- 90	id.	30,8	16,6	11,4	7,3	28,9	36,1	8,15	0,69	50,0
	76.4	110-120	id.	25,0	16,6	9,7	9,8	32,0	35,0	8,10	0,69	45,5
Sol gris-blanc sur marnes grises	374.1	0- 12	2,5 Y 6/2	23,9	5,8	3,8	5,8	34,8	47,4	8,10	2,20	46,0
	374.2	15- 30	5 Y 6/2	21,8	3,6	3,2	5,0	43,9	48,4	8,25	1,92	46,5
	374.3	30- 50	id.	2,9	1,1	2,5	3,7	38,3	54,0	8,25	1,09	44,5
	374.4	80-100	id.	24,2	0,4	1,4	2,8	42,9	51,5	8,35	0,28	48,5

B. Sols bruns plus ou moins calcaires

Les formations sédimentaires éocènes des plateaux côtiers du sud-ouest présentent un faciès crayeux. La roche se raye à l'ongle, elle est poreuse et riche en résidu non carbonaté. L'altération est donc rapide, mais l'absence de fissuration ne favorise pas le drainage interne des sols qui se forment. Ces sols sont bruns très foncés (profil 255, tabl. 11), très argileux plus ou moins calcaires en surface, suivant les profils observés. La structure est prismatique, grossière, la cohérence est forte. De larges poches permettent parfois d'observer un horizon moins calcaire (255.5) dont les plaquettes nettes et lisses ne laissent aucun doute sur le caractère vertique de ces profils. Des langues d'altération (255.4), formées d'une argile brun-clair, non structurée et très calcaire, pénètrent dans la roche tendre altérée. Le profil textural est homogène, argileux, très limoneux et très peu sableux. La matière organique est bien répartie dans tout le profil.

L'aspect micromorphologique de ces sols est caractéristique (Pl. III, photo 3) :

- squelette peu abondant et plasma compact brun-clair, argilo-calcaire dominant ;
- vides moyennement abondants, représentés par des fissures et des chenaux ;
- pas de séparations plasmiques biréfringentes, mais petits nodules ferrugineux en amas diffus dans le plasma ;
- microstructure en polyèdres aplatis avec obliquité des facettes, préfigurant les plaquettes verticales observées en profondeur.

Une variante de ce sol brun calcaire s'observe dans cette même région tabulaire du sud-ouest, sur un calcaire tendre à chailles. Il s'agit d'un sol peu épais, très noir, totalement décalcarifié ou presque, à structure large et parfois verticale en profondeur.

C. Sols bruns ou gris sur matériaux marneux ou à alternances de calcaires durs et d'argiles

En région montagneuse les matériaux alternativement tendres et durs sont soumis à de fréquents remaniements provoqués par l'imperméabilité de certaines couches plus argileuses. L'homme par les travaux du sol et les déboisements accentue ce brassage. Les sols formés sur ces matériaux souvent remaniés sont très variables, mais ils présentent des caractères communs :

— une couleur brune (10 YR) en surface, brun-rougeâtre en profondeur (7,5 YR), une texture souvent équilibrée (profil 76, tabl. 11), riche en graviers et en cailloux. Le calcaire est abondant dans l'ensemble du profil. La structure est très souvent polyédrique-subangulaire, la porosité est bonne et les racines pénètrent bien.

Ce type de sols, fréquent en bas de pente (tabl. 10, profil 347 et 349), est souvent profond. Quand l'argile domine dans les alternances calcaro-marneuses l'hydromorphie apparaît et les couleurs sont brun-jaune à verdâtres, quand le calcaire dur domine la couleur est plus rouge et le sol moins calcaire. Enfin, si les marnes dominent les sols restent très semblables à ces marnes, gris ou blancs, très calcaires et souvent peu différenciés. Le profil 374 (tabl. 11) formé sur marne grise glauconieuse, à l'est de Saïda, est argilo-limoneux, fortement calcaire. Sa structure polyédrique subangulaire en surface, s'organise en une sur-structure soit prismatique, soit en plaquettes en profondeur. Des taches ocre-rouille et de fines concrétions noires indiquent un mauvais drainage interne.

III. — SOLS FORMÉS SUR ROCHES-MÈRES NON CARBONATÉES

Les sols formés sur les grès du Crétacé et sur les basaltes ou tufs basaltiques du nord et du sud du Liban, apportent des éléments de comparaison très précieux du fait que les roches-mères ne contiennent pas de carbonates. Cependant aucune étude systématique n'a été entreprise sur ces formations.

A. Les grès crétacés coiffent de nombreux interfluvés dans l'arrière pays de Beyrouth et subissent une forte érosion ravinante malgré un couvert de pins, de bruyères et d'arbustes divers. Quelques profils ont pu être étudiés sur ces formations dont les sols ne représentent que des îlots ponctuels au sommet, en bas de pente et sur la pente elle-même.

A Zandouka, sur le versant nord de la vallée du Nahr Beyrouth, la pente est de 30 à 50 %, une pinède, des fougères, des bruyères et des mousses couvrent le sol, localement très profond. Autour de cette zone, les sols sont beaucoup moins épais, mais de place en place des sols plus profonds peuvent être observés.

Ce profil sur grès (tabl. 12, profil 424) est caractérisé par :

— un couvert organique net, mais peu épais, formé d'aiguilles de pins et de matières organiques à demi décomposées, sur 1 à 2 cm, suivies d'un horizon organo-minéral de 5 cm ;

— de 5 à 20 cm, un horizon très clair, sableux, grumeleux, peu cohérent, limite tranchée avec l'horizon sous-jacent ;

TABLEAU 12

Sols formés sur roches-mères non carbonatées

	Echant.	Profondeur (cm)	Couleur humide	Eléments > 2 mm	Sables			Limonons (%)	Argile (%)	pH H ₂ O	M.O. (%)
					S.G. (%)	S.F. (%)	S.T.F. (%)				
Sols rouges formés sur grès Djezzine	417.1	0- 10	7,5 YR 3/2	8,3	35,5	42,6	5,1	5,1	11,0	6,80	1,38
	417.2	20- 30	5 YR 3/6	0	19,2	27,1	5,8	6,5	39,5	5,80	0,55
	417.3	60- 80	7,5 YR 4/6	0	16,3	42,3	7,0	5,5	29,5	5,85	0,19
	417.4	85- 95	5 YR 4,5/8	0	28,7	48,4	3,5	2,0	17,0	5,75	0,19
Zandouka	424.1	0- 5	10 YR 3,5/3	11,0	38,8	37,5	6,8	2,0	9,5	8,30	3,34
	424.2	5- 20	7,5 YR 4/4	24,3	41,2	39,6	7,0	0,5	9,5	6,60	0,97
	424.3	20- 25	5 YR 3/6	17,9	26,6	29,8	6,2	1,0	34,0	7,00	—
	424.4	30- 40	2,5 YR 3/6	0,7	21,7	21,7	6,3	9,5	40,5	7,25	0,83
	424.5	50- 70	id.	0,5	28,2	25,1	7,7	10,0	33,0	7,15	0,38
	424.6	90-100	id.	1,0	34,5	27,4	6,8	2,0	31,5	6,90	0,26
	424.7	120-130	5 YR 4/8	7,1	39,6	33,3	6,6	5,5	18,0	7,00	0,06
	424.8	140-160	5 YR 4,5/8	2,8	45,7	35,6	6,2	0,5	10,5	7,25	0,13
	424.9	200-230	5 YR 5/8	55,2	40,6	41,0	7,1	0,0	8,5	7,40	0,06
Sol rouge formé sur basalte El Tleil	378.1	0- 20	7,5 YR 3/2	1,9	4,8	14,2	17,8	25,2	36,3	7,45	3,96
	378.2	30- 50	5 YR 3/3	2,7	4,9	11,1	8,4	19,1	54,5	7,15	1,16
	378.3	50- 70	10 YR 3/6	3,7	2,7	6,5	8,1	24,7	56,5	6,90	0,42
	378.4	70- 90	10 YR 3/6	5,0	1,6	11,9	10,8	32,3	40,4	6,85	0,42
	378.5	100-120	id.	—	4,7	20,0	13,6	27,2	33,8	6,80	0,07
Sol brun formé sur basalte	56.1	0- 20	10 YR 3/3	35,8	18,9	26,4	11,4	14,4	27,9	7,30	1,52
	56.2	50- 80	10 YR 3/4	9,7	20,0	24,2	16,6	10,3	25,8	7,50	0,66
	56.3	150	id.	1,3	62,4	21,2	5,9	1,3	10,3	7,40	0,10
Sol rouge formé sur pelite Djezzine	415.1	0- 7	10 YR 3/4	8,0	11,4	42,0	8,7	0,5	25,0	7,15	1,23
	415.2	10- 20	5 YR 4/6	2,0	4,0	10,6	5,0	2,0	76,0	6,20	1,09
	415.3	30- 40	4 à 5 YR 4/8	1,9	3,5	7,8	5,0	6,5	79,0	6,40	0,97
	415.4	50- 60	id.	0,4	4,2	8,3	4,7	2,5	78,5	5,90	0,73
	415.5	70- 80	id.	0,1	4,2	8,4	5,7	1,0	77,5	5,45	0,85
	415.6	90-100	5 à 7,5 YR 4/8	2,0	5,5	11,5	6,8	2,0	71,5	5,10	0,60
	415.7	110-120	7,5 YR 5/8	4,3	2,6	32,3	18,0	1,0	44,0	5,85	0,60
	415.8	130-140	5 Y	3,7	5,4	30,4	13,5	1,5	47,0	6,00	0,41

— de 25 à 120 cm, un horizon rouge (2,5 YR 3/6) argilo-sableux, à structure développée, polyédrique à polyédrique subangulaire et aux agrégats présentant quelques revêtements peu nets dans les 40 premiers cm ;

— de 120 cm à plus de 3 m, un passage progressif, de plus en plus sableux, aux grès ferrugineux plus ou moins altérés.

Deux points importants sont à noter à propos de ce sol :

— une couleur très vive ;

— un profil textural mettant en évidence un horizon peu épais appauvri en argile, un maximum d'argile entre 30 et 40 cm et une décroissance lente des taux d'argile, dont les valeurs atteignent celles de l'horizon appauvri vers 150 cm.

Ce schéma morphologique du profil 424 se retrouve dans la plupart des sols formés sur grès. Des sols bruns existent cependant surtout en altitude (col de Djezzine à Machgara par exemple) et très exceptionnellement nous avons pu observer un sol ayant toutes les caractéristiques du podzol à accumulations d'humus et de fer en profondeur (Propriété N. Alameddine, près de Riham).

B. Sur les coulées basaltiques pliocènes au nord du Liban ou sur les tufs du versant ouest, les sols observés sont totalement bruns (10 YR). Dans la Békaa, sous 600 mm, ils sont un peu rougeâtres (7,5 YR), tandis que dans les plaines syriennes semi-arides ils sont nettement rouges (5 YR). Sous 850 mm de précipitations, avant Mechta-Hemmoud, au nord près de la frontière syrienne, sur une pente de 20 à 30 % et sous une végétation herbacée à asphodèles un profil brun a pu être étudié (tabl. 12, profil 56) : il est brun foncé (10 YR 3/3), sablo-argileux, grumeleux, peu cohérent et poreux. Des poches un peu plus claires (10 YR 3/4) et toujours grumeleuses alternent dès 50 cm avec des passées basaltiques à demi altérées. La zone d'altération se poursuit jusqu'à 2,30 m et repose sur une coulée de basalte vacuo-laire.

A côté de ce type de sol brun, général sur les plateaux du nord ou du sud-ouest, un sol rouge (tabl. 12, profil 378) est exceptionnellement observé. Il a toutes les caractéristiques du sol rouge lixivé du karst voisin, hormis quelques éléments grossiers basaltiques et un horizon d'altération qui n'existe pas sur roche dure carbonatée. Ce type de sol a pu être étudié en trois points différents et dans deux des cas il était l'aboutissement sur la pente d'un sol pincé entre deux coulées basaltiques tertiaires. Il s'agit donc là d'un matériau fossile, sur lequel se développe ponctuellement un profil de sol rouge du même type que ceux formés sur roches carbonatées.

C. Des argiles, interstratifiées dans les grès crétacés, peuvent parfois permettre la formation d'un sol. C'est ainsi que près de Djezzine, sous végétation de pins, un sol rouge à horizon de surface appauvri en argile, a pu être observé (profil 415, tabl. 12). Bien que beaucoup plus argileux que les sols décrits sur grès, ce sol est du même type que ces derniers.

IV. — CONCLUSIONS

Une présentation synthétique des données de ce premier paragraphe (tabl. 13) fait apparaître trois grands ensembles, liés à la nature même de la roche carbonatée. Si ces trois types de roches-mères se caractérisent assez bien par ce qui a été appelé ici la « dureté », il s'agit en fait beaucoup plus de traduire leur résistance aux altérations.

La subdivision en trois grands ensembles pédolithologiques basée sur la dureté des roches, est donc empirique, mais cependant pratique et convenable.

A. Le grand ensemble des sols formés sur roches dures carbonatées est de loin le plus représenté au Liban. Il se subdivise lui-même en trois ensembles pedomorphologiques nettement différents dans le paysage.

— *L'ensemble des sols formés sur karst fermé ou ouvert* : dans les deux cas les matériaux ne peuvent qu'évoluer sur place. Les remaniements ne sont qu'internes ou entre deux poches voisines. Cet ensemble correspond souvent aux fortes pentes ne permettant pas au karst d'être couvert par un manteau continu de sols.

— *L'ensemble des sols formés sur karst couvert* : ici, la continuité de la couverture pédologique existe. Le relief est moins fort et limite les érosions. Mais les matériaux qui ne sont pas piégés dans des poches isolées, peuvent subir des remaniements le long des pentes.

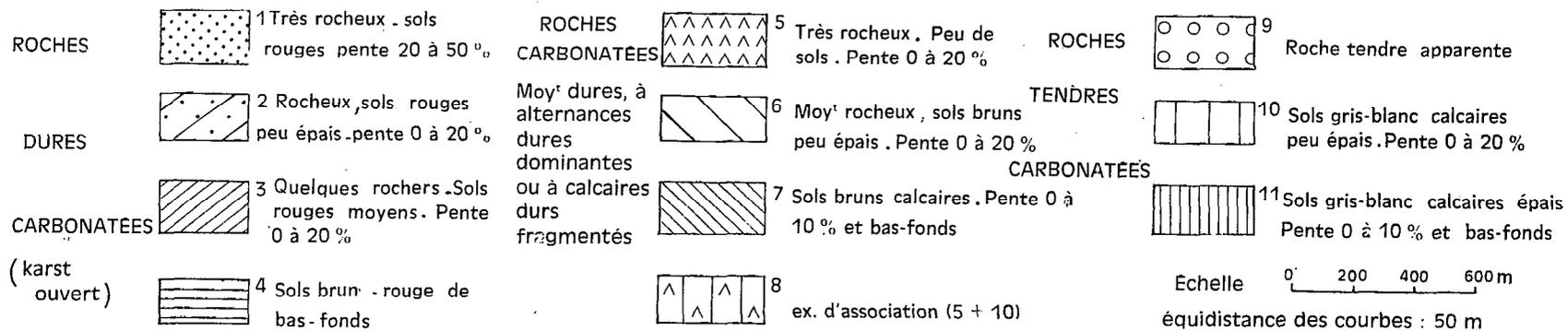
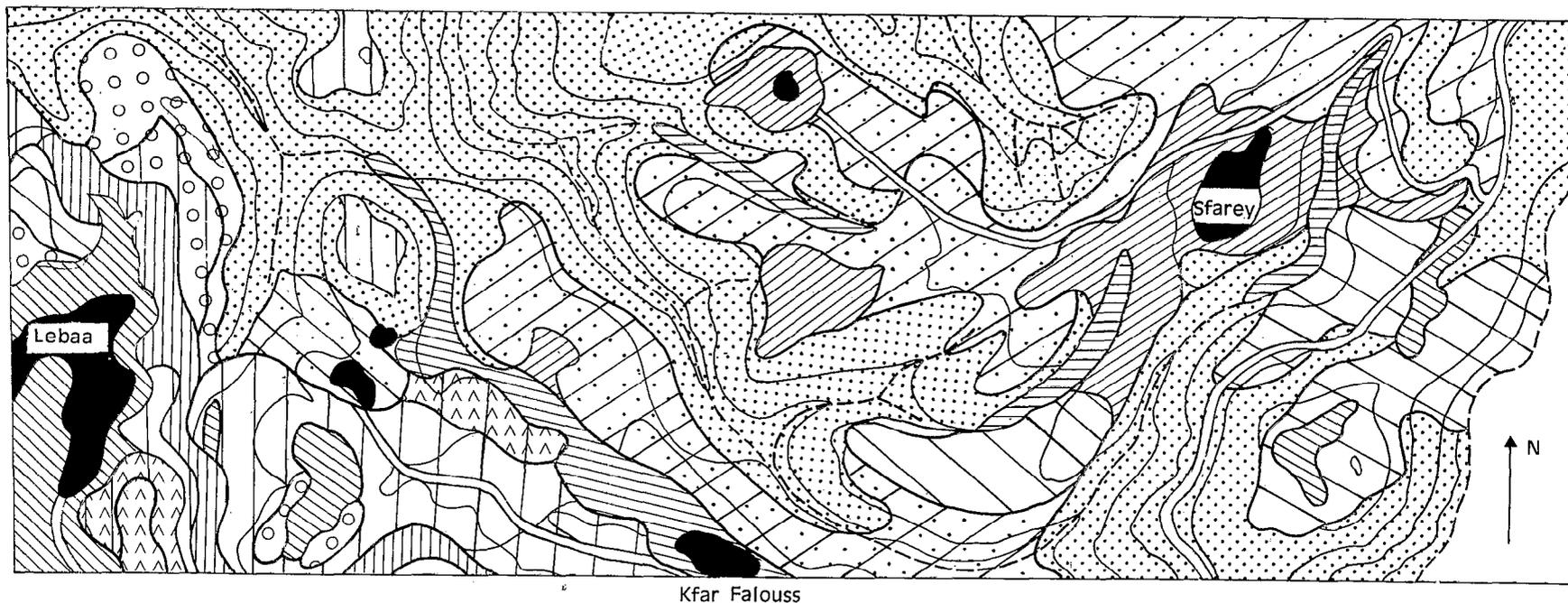


FIG. 19. — Répartition des sols dans le paysage (d'après les levés cartographiques du périmètre Awali-Leimoun - LAMOUROUX *et al.*, 1963).

— *L'ensemble des sols formés sur pédiments*: ici, les matériaux sont transportés sur plusieurs kilomètres de bassins versants, eux-mêmes constitués de roches dures carbonatées. Ces pédiments ne subsistent que dans la mesure où les climats successifs n'ont pas été trop érosifs depuis leur mise en place. Actuellement ils se localisent dans des régions peu pluvieuses (moins de 600 mm).

TABLEAU 13

Présentation schématique des principaux types de sols observés au Liban sur roches carbonatées

Grands ensembles pédolithologiques	Ensembles pédomorphologiques	Milieux de la pédogenèse	Types de sols
Roches dures carbonatées (s'altérant lentement)	<i>Karst fermé ou ouvert</i>	Milieux lixiviés	Sols rouges { — sols en poches dans le karst ; — sols avec arène dolomitique ; variés { — sols plus ou moins recalcarisés.
	Matériau évoluant in situ	Milieux hydratés	{ Sols rouges de transition avec les sols bruns. Sols imparfaitement hydratés. Sols bruns hydratés divers (hydromorphes, vertiques, modaux, à encroûtements, etc.).
	<i>Karst couvert</i>	Milieux lixiviés	Sols rouges de pentes faibles ou de bas de pente.
		Milieux hydratés	Sols rouges hydratés ou sols imparfaitement hydratés.
	Matériau partiellement déplacé sur la pente	Milieux hydromorphes	Sols rouges hydromorphes de plateaux ou de bas de pente.
		<i>Pédiments (alluvions colluvions). Matériau transporté plus ou moins loin sur le versant</i>	Milieux lixiviés
	Milieux confinés non hydromorphes		Sols rouges recalcarisés.
	Milieux confinés hydromorphes		Sols brun-rouge plus ou moins calcaires et vertiques.
Roches moyennement dures (altération rapide)	Matériau couvrant de molles ondulations. Développement in situ	Faiblement lixiviant	Sols rouges calcaires.
		Faiblement lixiviant à hydratant	Sols bruns calcaires vertiques.
Roches calcaro-marneuses tendres	Molles ondulations, déchiquetées par l'érosion. Développement in situ ou transports localisés	Faiblement lixiviant	Sols bruns calcaires. Sols gris-blanc calcaires.
		Hydratés à hydromorphes	Sols bruns calcaires marneux. Sols gris calcaires marneux.

B. Le grand ensemble des sols formés sur roches carbonatées moyennement dures ou d'altération facile, telles que les calcaires éocènes du sud-ouest et les molasses de Tripoli. Le matériau est ici encore calcaire malgré des précipitations parfois abondantes.

C. Le grand ensemble des sols formés sur des roches calcaro-marneuses, très tendres se pulvérisant facilement. Le matériau est ici très calcaire.

Ces deux derniers grands ensembles peuvent se subdiviser en ensembles pédomorphologiques distincts, mais beaucoup moins nets et caractéristiques que le premier, du fait de l'hétérogénéité des faciès correspondants.

Ce regroupement en trois grands ensembles revient en grande partie à des différences de drainage du milieu, selon les roches-mères attaquées :

— sur roches dures carbonatées, le milieu est initialement bien drainé, il est alors qualifié de lixivié ou de lixiviant. Le drainage peut devenir déficient et le milieu se confine ;

— sur roches moyennement dures le drainage n'est pas suffisant pour lixivier tous les carbonates libérés par les altérations. Sur roches tendres, les carbonates envahissent les sols et sont relativement peu évacués.

Suivant ce schéma des cartes de sols ont pu être établies en fonction des trois grands ensembles pédolithologiques. La figure 19, extraite d'un travail exécuté dans le sud-ouest du Liban (LAMOUROUX M., OSMAN A. et KHAZZAKA K., 1963), présente un exemple de répartition dans le paysage de différents faciès de ces trois grands ensembles juxtaposés sur environ 24 km².

II. - LES DONNÉES ANALYTIQUES

I. — LE PROFIL CHROMATIQUE

A. Variations dans les profils

Le tableau 14 donne les valeurs moyennes de la couleur humide, mesurée au code Munsell, par horizon et par type de sols. Sur la figure 20 sont reportées les teintes des horizons en fonction de la profondeur :

— sur karst ouvert, les couleurs sont plus rouges en régions humides qu'en régions subhumides, mais les variations sont parallèles (1 et 2) et dans les deux cas, les teintes sont moins rouges en profondeur que dans l'horizon médian ;

— sur karst couvert, les teintes sont plus rouges surtout en profondeur (3) ;

— c'est avec les sols rouges de piedmont des régions subhumides (4') et semi-arides (4) de la Békaa que les teintes les plus rouges (2,5 YR) sont obtenues sur l'ensemble du profil ;

— les sols sur grès (5) ont une couleur moins rouge (5 YR) que celle des sols formés sur roches carbonatées ;

— les sols bruns hydratés ont des couleurs variant de 7,5 à 10 YR ; avec cependant un horizon plus rouge sous l'horizon humifère.

TABLEAU 14

Formules chromatiques moyennes, par horizon, des principaux types de sols

Types de sols	Horizons	Formules chromatiques			Nombre d'échantillons considérés
		Teinte humide	Chroma	Valeur	
1. Karst ouvert humide	1	4,60 YR	3,1	3,9	28
	2	3,75 YR	3,3	3,3	21
	3	3,30 YR	3,3	3,3	14
	4	3,95 YR	3,6	3,6	6
2. Karst ouvert subhumide	1	5,0 YR	3,3	3,7	13
	2	4,4 YR	3,2	3,6	11
	3	4,2 YR	3,6	3,0	8
	4	4,7 YR	4,0	4,5	4
3. Karst couvert subhumide	1	3,3 YR	3,1	4,6	9
	2	3,3 YR	3,1	5,0	6
	3	3,4 YR	3,1	5,0	8
	4	2,5 YR	3,5	6,0	2
4. Sols rouges de piedmonts subhumides à semi-arides	1	2,5 et 3,7 YR	3	6,0	12
	2	2,5 YR	3	6,0	12
	3	2,5 YR	3	6,0	10
5. Sols rouges sur grès humide	1	7,9 YR	3,8	3,3	6
	2	4,9 YR	4,0	6,6	6
	3	4,9 YR	4,3	7,0	6
	4	5,2 YR	4,7	7,5	4
6. Sols rouges partiellement hydratés en profondeur	1	6,6 YR	3,0	3,0	7
	2	5,6 YR	3,1	3,6	6
	3	5,0 YR	3,3	4,4	7
	4	8,0 YR	4,4	4,4	5
	5	8,75 YR	4,0	5,3	3
7. Sols bruns irrégulièrement hydratés	1	9,4 YR	3,0	3,0	4
	2	7,0 YR	4,0	3,3	3
	3	8,4 YR	3,7	3,7	4
	4	7,9 YR	3,8	4,3	3
	5	8,7 YR	4,5	5,0	2
	6	4,4 YR	3,7	5,0	2
8. Sols bruns hydratés	1	10 YR	3,5	3,3	10
	2	8,7 YR	3,9	3,5	4
	3	10 YR	4,2	4,5	10
	4	10 YR	4,7	7,0	10
	5	10 YR	4,5	8,0	2

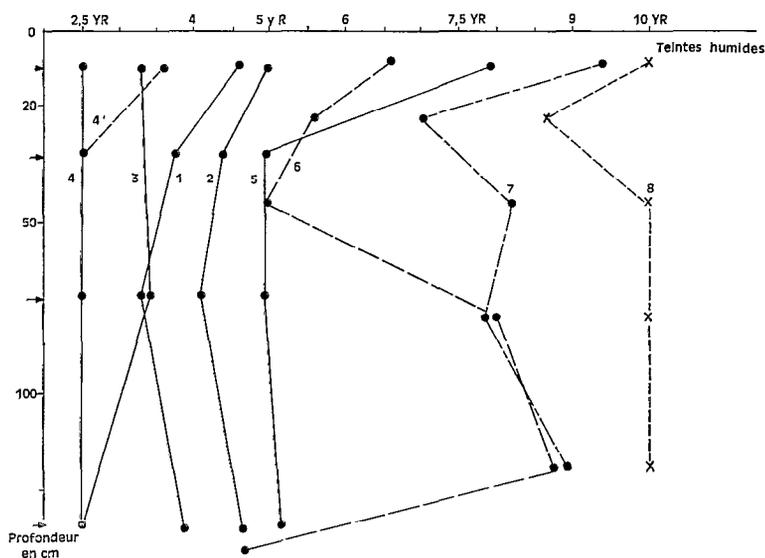


FIG. 20. — Représentation graphique des teintes moyennes par horizon des différents types de sols étudiés.

1. Sols sur karst ouvert des régions humides,
 2. Sols sur karst ouvert des régions subhumides,
 3. Sols sur karst couvert des régions subhumides,
 4. Sols rouges de piedmonts de la Bekaa arides (4) à subhumides (4'),
 5. Sols rouges sur grès des régions humides,
 6. Sols partiellement hydratés en profondeur
 7. Sols irrégulièrement hydratés
 8. Sols bruns hydratés
- } Régions
humides à
subhumides.

Les « chroma » oscillent entre 3 et 4 dans les sols rouges formés sur roches carbonatées en augmentant régulièrement de la surface vers la profondeur, sauf pour les sols rouges de piedmont. Le chroma est un peu plus élevé et peut atteindre 5 dans les sols sur grès ou dans les sols bruns hydratés.

Les « valeurs » sont plus irrégulières et varient de 3 à 6 dans les sols rouges sur roches carbonatées, entre 3 et 8 dans les autres sols.

B. Variations suivant les chaînes de sols

Dans les tableaux présentant un certain nombre de données sur les sols de différentes chaînes de sols (Nabatyé : tabl. 7 ; Kfar-Zabad : tabl. 8 et fig. 16b ; Kfardane : tabl. 9 ; Ferzol : tabl. 10) apparaissent les variations de couleur du haut des chaînes bien drainé, au bas des chaînes plus ou moins hydromorphe. La figure 16b illustre ces variations ; le matériau très rouge (2,5 YR) du karst de la chaîne passe progressivement de 2,5 - 5 YR à 5 YR, puis à 7,5 YR.

Ces variations seront envisagées, au dernier chapitre, à l'échelle du paysage.

C. La couleur dans les sols calcaires

Nous avons successivement étudié des sols rouges et des sols bruns plus ou moins calcaires (tabl. 10 et 11), des sols gris clairs moyennement calcaires (tabl. 11, profil 374). Aucune corrélation apparente ne peut être établie entre la couleur et les taux de calcaire de ces sols.

II. — LE PROFIL TEXTURAL

A. La répartition des éléments de la texture dans les profils et le long des chaînes de sols

(a) PROFIL TEXTURAL DES SOLS DE KARST OUVERT ET DE QUELQUES SOLS FORMÉS SUR ROCHES NON CARBONATÉES

Sur les figures 21 et 22 sont représentés les diagrammes texturaux de profils déjà cités. Les sols formés sur roches carbonatées sont très argileux et les taux d'argile augmentent sensiblement avec la pro-

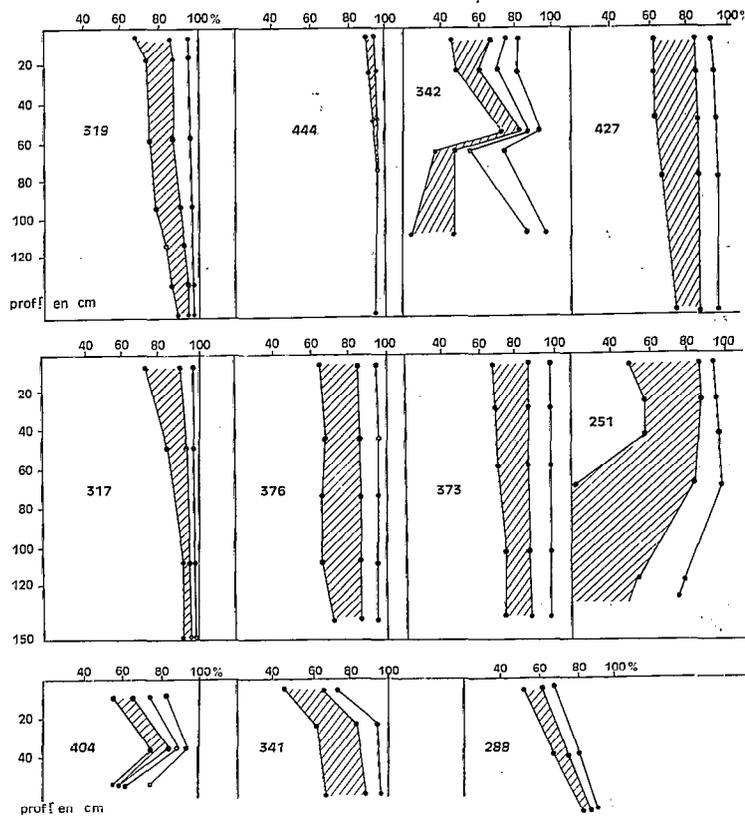


FIG. 21. — Représentation du profil textural de quelques sols rouges formés sur roches carbonatées.
De gauche à droite : argile, limon, sable fin ou (sable très fin, sable fin), sable grossier.

fondeur. Ils présentent un maximum d'argile au milieu du profil, quand il y a accumulation de carbonates en profondeur (profils 342, 251, 226). Corrélativement les taux de limon (particules de 2 à 20 μ) diminuent avec la profondeur. L'étude de ce phénomène découle d'une comparaison entre les rapports des taux de limon aux taux d'argile (L/A) et le gradient d'argile (ensemble des rapports du taux d'argile de l'horizon le plus argileux aux taux d'argiles des autres horizons du sol : tabl. 15).

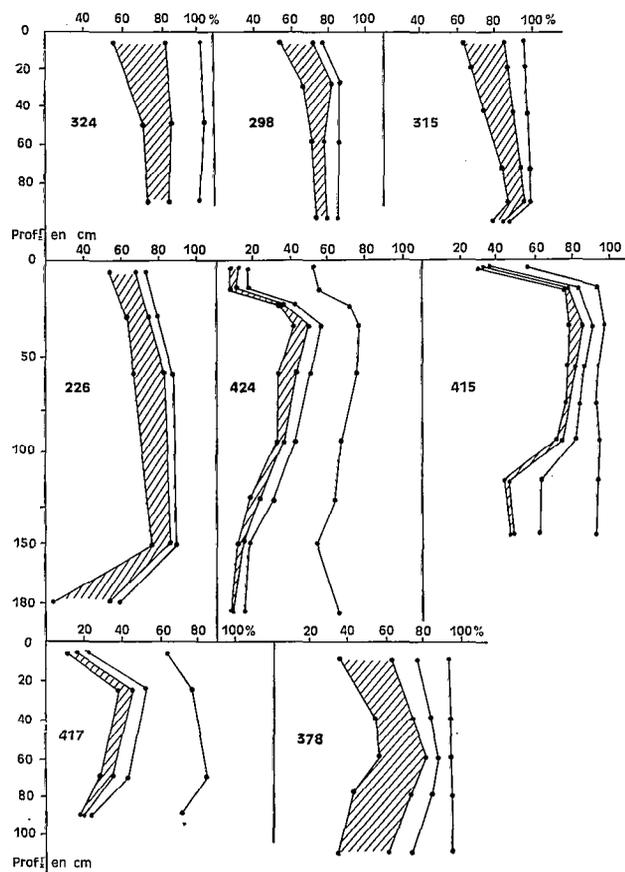


FIG. 22. — Représentation du profil textural de quelques sols bruns formés sur roches carbonatées et de quelques sols rouges formés sur grès et sur basalte.

De gauche à droite : argile, limon, sable fin (ou sable très fin, sable fin), sable grossier.

Cette comparaison apparaît sur la figure 23 sous forme de corrélations, considérées comme fondamentales pour les interprétations ultérieures (§ IV).

Les sols rouges lixiviés ou rouges plus ou moins hydratés présentent de remarquables corrélations entre le rapport L/A et le gradient d'argile (fig. 23a). Il est à noter que les droites obtenues pour chaque profil ne coïncident pas forcément, mais se groupent en fonction de l'abondance du couvert végétal, lié lui-même aux précipitations. Ne sont représentés ici que les profils dont au moins trois couples de données peuvent être corrélés. Certains sols ont des taux de limon insignifiants (profil 444) et ne présentent qu'un très faible gradient d'argile.

Les sols bruns hydratés (fig. 23b) présentent également des corrélations très étroites et les profils sont tous groupés. Ici sont ajoutés quelques profils qui n'ont pas été étudiés dans le paragraphe précédent (344, 247, 375, 386), uniquement parce qu'ils offrent la possibilité d'établir des corrélations entre plusieurs valeurs dans un même profil.

Les taux de limon et le gradient d'argile diminuaient régulièrement du sommet à la base des profils dans le groupe précédent (fig. 23a), il n'en est pas de même pour tous les profils de ce groupe (fig. 23b). Ainsi les profils 344 et 386 ont des rapports plus élevés à la base qu'au sommet du profil.

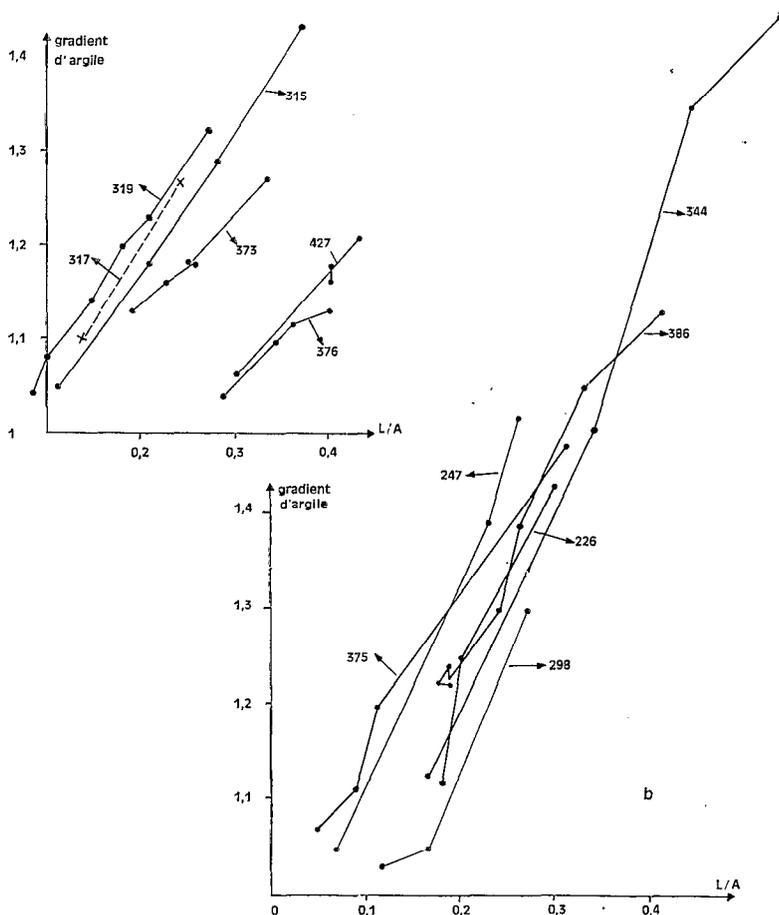


FIG. 23. — Relations entre le rapport limon sur argile (L/A) et le gradient d'argile :

- a. sols rouges lixiviés,
- b. sols bruns hydratés.

Les sols calcaires qui présentent un gradient d'argile dans le profil, ont des rapports également bien corrélés (255, 410, 405). Les rapports L/A sont cependant nettement plus élevés que dans les sols non calcaires. Mais il est bien connu que le calcaire accroît les particules limoneuses (2 - 20 μ) et corrélativement diminue les taux d'argile.

Les sols formés sur grès (424, 417, 415) présentent un tout autre profil textural : minimum d'argile en surface, maximum de 20 à 50 cm, gradient d'argile très fort, taux de limon très faibles. Ce type de profil se retrouve, en beaucoup moins accentué, avec le sol rouge sur basalte (378) alors que le sol brun (76) présente un taux d'argile maximum en surface.

Dans les profils très organiques (342 et surtout 341), le gradient d'argile baisse sensiblement, si l'on tient compte du départ de la matière organique oxydée par l'eau oxygénée.

Un autre élément perturbateur dans les profils texturaux du karst réside dans l'alimentation en cailloux des horizons de surface, avec corrélativement une augmentation des éléments grossiers au détriment des éléments fins.

Enfin, des remaniements de toutes natures peuvent se produire et perturber l'ordonnement des horizons, ce qui apparaît parfois dans l'étude des rapports entre les sables fins et les sables grossiers. Mais sur le karst, les taux de sables sont souvent trop faibles pour être pris en considération, alors que l'observation morphologique peut être plus révélatrice d'éventuels remaniements.

(b) PROFIL TEXTURAL DANS LES CHAINES DE SOLS

L'organisation morphologique des différentes chaînes a été présentée essentiellement sur la base du profil textural (Nabatyé : fig. 15, Kfar-Zabad : tabl. 8, Kfardane : tabl. 9).

Soulignons simplement qu'à Nabatyé et Kfardane les sols lixiviés des hauts de chaînes présentent également d'étroites corrélations entre les gradients d'argile et les rapports L/A. A Kfardane, il en est de même, mais les gradients d'argile sont moins nets et souvent perturbés, ce dont il faudra tenir compte dans les interprétations ultérieures.

Finalement les sols observés au Liban, en régions humides, présentent tous un gradient d'argile dont le maximum oscille :

- de 1,1 à 1,3 pour les sols piégés dans des poches karstiques (tabl. 15, profils 319 et 251) ;
- de 1,3 à 1,7 pour les sols du karst ouvert, aux poches anastomosées, fréquentes dans les zones de sols bruns hydratés (tabl. 15, profils 342 à 298) ;
- supérieur à 3 dans les sols sur grès (tabl. 15, profils 417 à 415) ;
- très variable dans les sols sur basalte (tabl. 15, profils 378 et 56), fortement érodés ou remaniés en surface.

En régions subhumides et semi-arides, les remaniements naturels ou artificiels inversent souvent le gradient qui perd alors toute signification.

B. Les différents éléments de la texture

(a) LA FRACTION FINE (inférieure à 2μ)

Les tableaux d'analyses granulométriques font apparaître une dominance de la fraction fine dans les sols. Un certain nombre d'analyses densimétriques ou d'analyses par sédimentation prolongée suivie d'un prélèvement montrent que la presque totalité des particules fines ont des tailles inférieures à $0,5 \mu$, comme c'est le cas des valeurs obtenues sur l'échantillon 319.6 (tabl. suiv.). Au microscope électronique, la taille des minéraux cristallisés est telle qu'il est souvent difficile de les distinguer des éléments amorphes, d'autant plus que les uns et les autres sont plus ou moins amalgamés.

L'étude de ces éléments fins fera l'objet des chapitres IV et V.

(b) LA FRACTION LIMONEUSE

Les fractions de 2 à 20μ et de 20 à 50μ que l'analyse met en évidence posent un certain nombre de problèmes. Un sol formé sur roche cristalline présente une gamme variée d'éléments de différentes gros-

seurs, il n'en est plus de même sur une roche sédimentaire qui livre aux altérations ce que la sédimentation lui a apporté. Comme nous le verrons au prochain chapitre, les résidus non carbonatés liés à la sédimentation carbonatée, sont surtout des particules extrêmement fines organiques ou minérales. Les dissolutions libèrent le plus souvent ces résidus dans le bas des profils, où s'observent de faibles quantités de limon (2 à 50 μ). Or, régulièrement en sols non calcaires, ces taux vont croissant de la base au sommet du profil. Sur le tableau suivant sont présentées les différentes fractions obtenues après lavage à l'acide chlorhydrique dilué et dispersion à l'ammoniaque. Ces résultats sont comparables à ceux obtenus par l'analyse de routine dispersant au pyrophosphate de sodium. Or, la fraction limon (2 à 50 μ) reste rougeâtre et présente au microscope des particules rouges, amalgames de minéraux argileux et de produits amorphes.

Etude des différentes fractions granulométriques de l'échantillon 319.6

Fractions granulométriques en %			Couleur Munsell Hde		Produits amorphes extraits en %		Surface spécifique (m ² /g)
Sédimentations prolongées		Analyse de routine (pipette)	Avant traitement	Après traitement à HCl (8N)	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	
Fractions	Taux						
Moins de 0,5 μ	78,60	87,3	5 YR 4/6	7,5 YR 3/4	3,30	0,86	165
0,5 à 1 μ	7,50		5 YR 4/4	7,5 YR 4/2	1,90	0,64	67
1 à 2 μ	1,95		7,5 YR 6/4	7,5 YR 4/2	1,70	0,55	27
2 à 50 μ	10,20	12,0	7,5 YR 6/2	10 YR 4/1	0,60	0,40	4,7
50 μ à 2 mm.....	1,75	1,6	7,5 YR 7/2	10 YR 5/1	0,30	Tr.	1,3

Après traitement à l'acide chlorhydrique 8 N (méthode SEGALÉN) une quantité, non négligeable de produits amorphes est extraite (tableau ci-dessus).

Cependant la quantité de pseudo-particules n'est pas considérable, à ce niveau du profil (130 - 145 cm), en effet la surface spécifique de la fraction limon n'est que de 4,7 m²/g. Par ailleurs, différents traitements dispersants ont été utilisés par A. CHAUVEL sur une série de ces échantillons et montrent combien il est difficile d'obtenir une très bonne dispersion, surtout dans les horizons de surface.

L'analyse thermique différentielle permet également de déceler ces pseudoparticules et la nature de leur liant. Les fractions 2 à 20 μ et plus de 20 μ de certains échantillons, non déferrifiés et déferrifiés (fig. 24), présentent des courbes A.T.D. mettant en évidence :

- l'influence du fer comme liant, dans les fractions limoneuses et sableuses ;
- l'existence très nette de minéraux argileux (échant. 151.4) dans les limons et encore dans les sables non déferrifiés. Après déferrification, la goethite et les minéraux argileux n'apparaissent plus.

L'interprétation de ces pseudoparticules sera abordée au paragraphe IV, avec l'étude du profil textural et du problème du lessivage.

(c) LA FRACTION SABLEUSE

De très nombreux échantillons de sables, résidus de l'analyse granulométrique, ont été observés à la loupe binoculaire ou directement au microscope.

Dans les sables des sols rouges lixiviés, on observe, en surface, une forte proportion d'éléments organiques bruns ou noirs, inattaqués par l'eau oxygénée, imprégnés de fer facilement dissout à l'acide

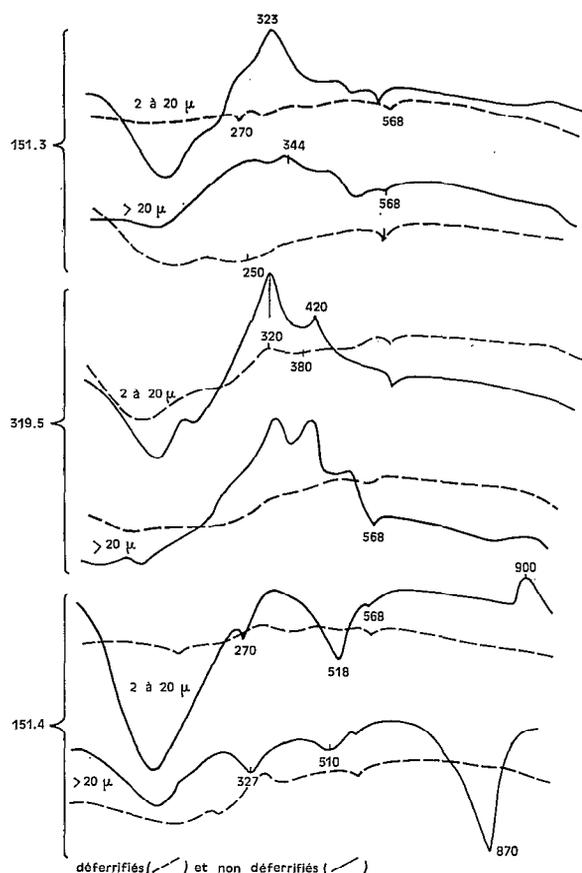


FIG. 24. — Courbes d'A.T.D. des fractions limon et sable. Présence d'hydroxydes de fer et de minéraux argileux.

chlorhydrique et des phytolithes imprégnés de silice (Pl. VII, photo 1). Quelques sables quartzeux plus ou moins émoussés, hyalins ou laiteux, parfois des débris calcaires sont également observés. En profondeur, les éléments organiques sont nettement plus rares ou absents, par contre de petits agglomérats bruns, arrondis, mats ou brillants apparaissent. Ils sont facilement détruits par l'acide chlorhydrique et libèrent, avec quelques petits quartz, des masses brunes, probablement argileuses et un liquide jaune contenant du fer. Des petits éléments calcaires, soit débris coquillers, soit nodules secondaires, sont souvent visibles dans les sables d'horizons profonds, mais l'analyse au calcimètre décèle rarement ces très petites quantités de carbonates.

Dans les sables, des sols bruns hydratés, les éléments précédents sont également observés, mais ce sont de petites masses riches en fer et surtout de très petites concrétions ferrugineuses, brunes à noires, brillantes, rondes ou aplaties qui dominent. Les accumulations calcaires, sous forme de nodules, sont également très abondantes en profondeur. Il faut enfin signaler la présence de petits éléments *boursoufflés, en forme de chou-fleur et siliceux*, qui apparaissent à la base de certains profils (323, 386, 413, 308) (Pl. VII, photos 3 et 4).

Dans les chaînes de sols de la Békaa, les sables observés sont de couleur rouge (5 YR 5/6) en haut de la chaîne, puis 7,5 YR 6/4 et 10 YR 6/4 en bas de la chaîne. A l'observation les sables sont formés de

nombreux quartz, contenant des oxydes de fer dans les fissures, mais il existe également des pseudo-particules rouges facilement détruites par l'acide chlorhydrique. En bas de la chaîne, ces pseudo-particules diminuent et avec les quartz apparaissent, surtout en profondeur, des grains de carbonates, petits nodules ayant emprisonné de faibles quantités d'argile et de fer.

Dans les sables des sols rouges et calcaires du nord de la Békaa, le calcaire est très abondant, les quartz sont présents également, mais les pseudo-particules formées d'un mélange rouge de calcaire, d'argile et de fer, sont nombreuses.

Par ailleurs, une recherche de minéraux lourds a été faite dans la fraction sableuse ($> 50 \mu$) de certains sols. A part de minuscules concrétions ferrugineuses déjà signalées, il n'existe pratiquement pas de minéraux lourds transparents. Signalons la présence de quelques grains d'épidote, de grenat ou de tourmaline dans les sables des pédiments quaternaires de Kfardane et dans le profil 413 de Nabatyé.

En conclusion, l'observation et l'analyse détaillée du profil textural mettent en évidence les principales caractéristiques de la pédogenèse en milieu karstique. Ainsi, l'organisation morphologique se présente différemment suivant qu'il s'agit d'un sol formé sur karst ouvert ou couvert, d'un sol formé sur pédiments quaternaires, d'un sol plus ou moins calcaire ou d'un sol non carbonaté. Une grosse importance est donnée à la nature et à l'évolution de la fraction limoneuse et dans une moindre mesure des fractions sableuses.

III. — LE PROFIL ORGANIQUE

La matière organique est un constituant du sol très particulier de par ses origines, sa nature, son évolution et sa grande sensibilité aux moindres variations des différents facteurs bioclimatiques.

A. Répartition de la matière organique dans le profil

Sur la figure 25, les profils étudiés sont groupés en un certain nombre de catégories :

— en a, les sols rouges lixiviés d'altitude, forestés (341, 342) ou non (251, 252), présentent des taux assez élevés de matière organique décroissant rapidement jusqu'à 60 cm ;

— en b, les sols rouges lixiviés sous forêts de chênes bien arrosées sont du même type et maintiennent en profondeur 1 à 2 % de matière organique ;

— en c et d, dans la région subhumide, de Nabatyé, les taux de matière organique sont plus faibles en surface et semblent ainsi se répartir uniformément dans le profil. Ce caractère est encore plus accusé à Kfar-Zabad (e) et à Kfardane (f) avec des taux encore plus bas. Il faut noter que dans les chaînes de sols de Nabatyé et de Kfar-Zabad, les profils bien drainés (3, 6, 364, 360) se différencient des profils moins bien drainés (4,8, W82, W32) par des taux un peu plus élevés et surtout se maintenant entre 1 et 2 % en profondeur ;

— en g, les sols bruns hydratés (324, 298, 226) présentent une baisse brutale de la matière organique dès 30 cm, alors que les sols brun-rougeâtre (247, 344) ont une répartition identique à celle des sols rouges lixiviés ;

— en h, les sols formés sur grès, au couvert de pins, sont assez faiblement pourvus en matière organique en surface et n'en ont plus que de très petites quantités en profondeur. Le sol rouge sur basalte (378) se comporte comme les sols rouges lixiviés sur roches dures carbonatées ;

— en i, les sols calcaires mieux aérés, ont une répartition beaucoup plus profonde de la matière organique, en fonction de la végétation qui les couvre.

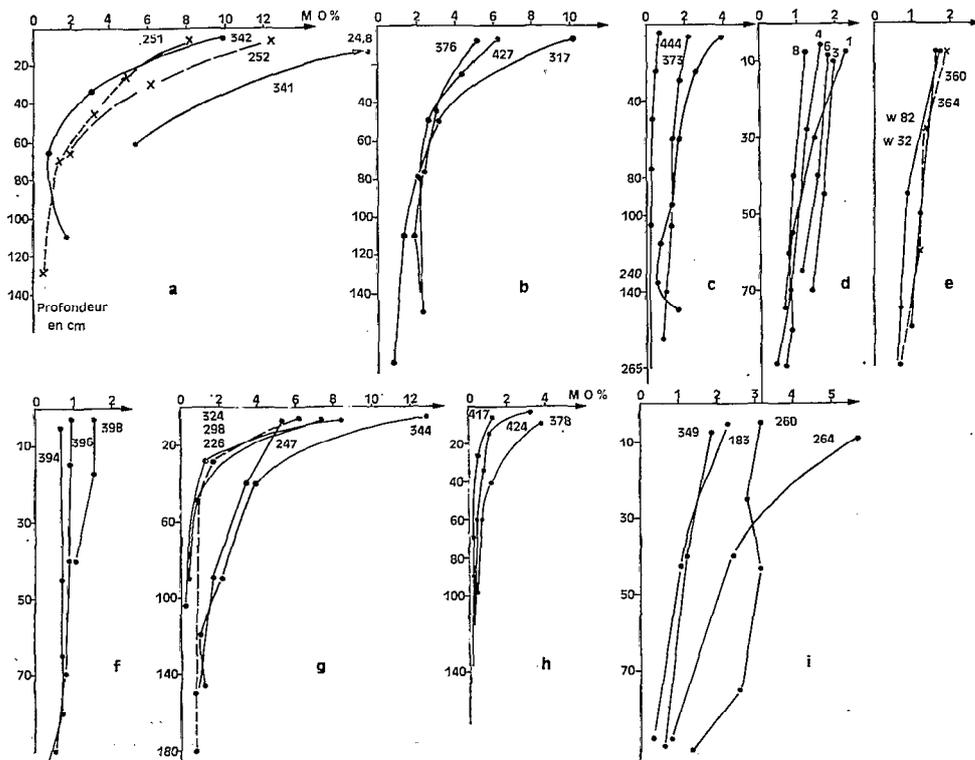


FIG. 25. — Variations des taux de matière organique dans les quelques profils présentés.

La quantité de matière organique dans les sols argileux du Liban est avant tout fonction du couvert végétal donc des conditions bioclimatiques locales. Sa répartition dans le profil est également liée à la masse de matière, mais aussi à la nature du milieu. En milieu bien drainé, la répartition se fera régulièrement, à des taux de 1 à 2 % jusqu'en profondeur où parfois il faut noter une accumulation sensible (342, 427, 376, 288). En milieu, mal drainé, la matière organique diminue assez brutalement dès les premiers horizons dont le drainage est déficient.

B. Nature des constituants organiques

(a) ACIDES HUMIQUES ET ACIDES FULVIQUES

(1) Sols des régions humides et subhumides

Quelques profils ont fait l'objet d'une détermination plus poussée de la matière organique, en collaboration avec Mlle C. THOMANN (Centre ORSTOM de Dakar). Le fractionnement des acides organiques obtenu par la méthode Tiurin est représenté schématiquement sur le tableau 16. Les taux d'extraction des acides humiques et fulviques ne sont pas très élevés, 30 à 40 % en surface, 20 à 30 % en profondeur. Si la fraction résiduelle est constituée surtout en surface de débris organiques non humifiés, il est probable que la fraction humine, fortement liée aux constituants minéraux, est abondante dans ces sols, comme

TABLEAU 16

*Acides humiques et fulviques extraits par la méthode Tiurin
dans quelques profils de sols rouges et bruns formés sur roches carbonatées*

Types de sols		C (‰)	Taux d'extraction	M.O. Résiduelle (%)	H+F (‰)	H1 (‰)	H2 (‰)	H3 (‰)	F1 (‰)	F2 (‰)	H/F	N
1 Sols rouges humides	0-15	38,6	36,0	64,0	13,9	1,68	4,46	2,23	1,36	3,98	1,6	4
	Prof.	13,3	24,0	76,0	3,2	0,11	0,92	0,76	0,65	0,76	1,35	
2 Sols rouges subhumides	0-15	18,9	32,5	67,5	6,13	0,67	1,65	0,91	0,84	2,05	1,1	3
	Prof.	9,8	20,7	79,3	2,03	0,11	0,27	0,50	0,45	0,71	0,83	
3 Sol rouge de transition 225	0-15	17,6	18,3	81,7	3,20	0,25	1,11	0,32	0,77	0,75	1,1	1
	Prof.	7,2	14,7	85,3	1,06	0,02	0,26	0,15	0,12	0,12	0,7	
4 Sols bruns hydratés	0-15	29,4	35,2	64,8	10,32	0,93	4,62	1,02	1,01	2,74	1,87	3
	Prof.	8,6	27,2	72,8	2,34	0,09	0,84	0,50	0,37	0,54	1,23	
5 Sol brun calcaire 255	0-15	12,0	30,3	69,7	3,63	0,03	1,71	0,72	0,09	1,08	2,1	1
	Prof.	10,8	21,9	78,1	2,37	0,01	0,64	0,78	0,12	0,82	1,5	

Répartition des différentes fractions organiques en % de la somme H+F

Types de sols		H+F (‰)	H1 (‰)	H2 (‰)	H3 (‰)	F1 (‰)	F2 (‰)
1	Surface	100	12,1	32,1	16,0	9,8	28,6
	Profondeur	100	3,4	28,8	23,8	20,3	23,8
2	Surface	100	10,9	26,8	14,8	13,7	33,4
	Profondeur	100	5,4	13,3	24,6	3,2	35,0
3	Surface	100	7,8	34,7	10,0	24,0	23,4
	Profondeur	100	1,9	24,5	14,1	48,0	11,3
4	Surface	100	9,0	44,7	9,8	9,8	26,5
	Profondeur	100	3,8	36,0	21,4	15,8	23,1
5	Surface	100	0,8	47,0	19,8	2,5	29,7
	Profondeur	100	0,4	27,0	33,0	5,0	34,6

le montrent les taux croissant de cette fraction avec la profondeur d'une part, avec la couleur foncée du profil 255 plus ou moins verticale et mal drainé d'autre part. Les acides humiques sont relativement plus abondants que les acides fulviques en surface, ils diminuent en profondeur et en régions subhumides où les taux d'acides fulviques sont aussi élevés que ceux d'acides humiques. Les acides humiques libres (H1), souvent assimilés aux acides bruns, sont un peu plus abondants dans les sols rouges que dans les sols bruns, mais ne représentent qu'environ 10 % des acides organiques extraits. La fraction liée aux constituants minéraux par l'intermédiaire du calcium (H2) en représente le tiers et jusqu'à la moitié dans les sols calcaires tandis que les acides humiques liés aux constituants minéraux par l'intermédiaire des hydroxydes (H3) est relativement plus élevée en profondeur qu'en surface.

En sols calcaires, les fractions libres des acides humiques et fulviques sont très faibles.

Des observations saisonnières et systématiques faites sur la coloration d'extraits organiques aqueux (au 1/5) de chaque horizon de différents sols ont montré :

— que ces extraits sont plus abondants dans les sols rouges lixiviés et plutôt plus dans ceux des régions subhumides que dans les sols bruns hydratés ou calcaires où ils sont négligeables ;

— qu'à la fin de la saison sèche tous les extraits aqueux sont insignifiants, mais passent par un maximum en décembre au moment des premières fortes pluies. Ils diminuent nettement à la fin de la saison des pluies en régions humides, mais continuent à être forts dans les échantillons de sols des régions subhumides.

(2) Sols des régions sèches de la Békaa

D'autres analyses, faites sur des échantillons variés, par la méthode au pyrophosphate de sodium (0,1 N à pH 10), ne peuvent pas être comparées aux précédentes, mais fournissent quelques indications, en particulier sur les sols rouges lixiviés des régions sèches de la Békaa (tabl. 17). Les taux d'extraction sont nettement plus faibles que ceux des régions humides et subhumides, d'environ 20 %, ce qui laisserait supposer que les taux d'humine sont plus forts en régions sèches. Dans ces mêmes régions, les acides humiques sont plus faibles que les acides fulviques, surtout en profondeur et même en surface. Ces deux observations concordent avec des différences semblables mais plus faibles, observées entre les sols rouges des régions humides et des régions subhumides (tabl. 16).

(b) ACIDES HUMIQUES GRIS ET ACIDES HUMIQUES BRUNS (tabl. 17)

Enfin, quelques fractionnements par électrophorèse montrent qu'acides humiques gris et acides humiques bruns existent en proportions équivalentes dans les différents horizons et les différents sols des régions humides, les bruns pouvant dominer dans les sols bien drainés sur grès, les gris devenant plus importants quand le drainage est plus faible.

Dans les régions semi-humides à arides de la Békaa, le phénomène observé est différent. A Kfar-Zabad (600 mm) les acides humiques gris sont très élevés en surface, quand le sol est bien drainé et diminuent vers le bas de la chaîne où ils augmentent en profondeur. Mêmes variations à Rayak, mais plus faibles, tandis qu'à Kfardane, en région semi-aride, les acides gris se maintiennent à un taux élevé dans les profils et le long de la chaîne.

De cet examen rapide de la nature des constituants organiques des sols du Liban, il apparaît que les fractions non extraites (assimilées à l'humine) sont relativement plus abondantes sous climat sec que sous climat humide. Les acides humiques sont plus faibles dans les régions sèches que les acides fulviques, surtout en profondeur. L'inverse est observé en régions humides où les matières organiques hydrosolubles sont également plus abondantes qu'en régions sèches.

TABLEAU 17

Acides humiques gris et bruns de quelques sols étudiés

Régions et Types de sols	Echant.	Acides humiq. gris	Acides humiq. intermédiaires	Acides humiq. bruns	Régions et Types de sols	Echant.	Acides humiq. gris	Acides humiq. intermédiaires	Acides humiq. bruns				
Sols rouges sur grès 1 200 mm	417.1	28,7	7,5	53,8	Rayak	Rouges lixiviés	382.1	54,1	12,0	33,9			
	417.2	48,1	8,9	43,0			382.3	32,0	18,6	49,4			
	426.1	46,1	9,3	44,6			382.5	73,8	10,0	16,2			
	426.2	36,1	17,7	46,2			383.1	51,7	9,6	38,7			
Sols rouges lixiviés 1 200 mm	427.1	49,3	10,4	40,3	600 mm	Brun hydrom.	384.1	42,0	12,0	46,0			
	427.2	60,2	7,4	32,4			384.3	38,3	17,5	44,2			
	427.3	50,7	9,4	39,9									
	427.4	50,9	9,2	39,9									
	427.6	48,9	7,9	43,2									
600 mm	418.1	50,0	12,2	32,8	Kfar- dane	Rouges	399.1	73,4	2,7	23,9			
	418.2	53,4	13,7	32,9			399.2	70,0	9,0	21,0			
	418.3	42,6	12,5	44,9			397.1	74,1	7,2	18,7			
400 mm							397.2	70,0	10,3	19,7			
					400 mm	Bruns isohu- miques	393.1	75,0	5,0	20,0			
Sol brun hydraté	389.2	54,6	13,5	31,9			393.3	83,0	8,0	9,0			
Sol rouge hydro- morphe Zaoutar	392.1	50,0	12,0	38,0			393.4	66,7	15,2	18,1			
Chaîne de sols de Kfar- Zabad	haut	364.1	80,9	5,5	13,6	401.1	88,3	5,0	6,7				
		364.2	69,6	10,0	20,4								
		360.1	85,6	10,3	4,1								
		360.3	61,7	14,8	23,5								
	bas	W32.1	47,5	16,9	35,6					401.2	73,9	12,0	14,1
		W32.2	68,7	9,4	21,9								
		W32.3	69,0	12,3	18,7								

IV. — LE PROFIL STRUCTURAL

La structure, mode d'assemblage des constituants élémentaires du sol, est un élément de différenciation des profils, que nous avons utilisé pour présenter l'organisation morphologique des principaux sols étudiés. Cette structure peut être caractérisée par la teneur du sol en agrégats après différents prétraitements et par sa stabilité.

A. Agrégats et stabilité structurale des différents sols étudiés (méthode Hénin)

Le tableau 18 présente des moyennes de résultats, obtenues sur 5 à 10 profils suivant les types de sols, avec des écarts très faibles par rapport à la moyenne. Dans tous les sols les taux d'agrégats diminuent

TABLEAU 18

Agrégats et stabilité structurale des différents sols étudiés

Types de sols	Horizon	Série	Aga %	Age %	Agb %	M %	Is	Kcm/h
Sols rouges lixiviés des régions humides	0	1	74,4	61,4	37,9	57,9	0,44	17,2
Sols rouges lixiviés des régions sub-humides		2	67,3	39,0	14,0	40,1	1,44	7,5
Sols rouges lixiviés des régions sub-arides	à	3	50,3	13,2	2,2	21,9	3,50	3,9
Sols bruns hydratés		4	68,4	59,8	33,8	54,0	0,87	10,4
Sols rouges hydratés en profondeur..	20 cm	5	75,3	67,2	38,3	60,2	0,56	16,3
Sols rouges de transition avec les sols bruns		6	71,3	62,2	30,8	54,7	1,12	11,9
Sols rouges lixiviés des régions humides	20	1	69,0	54,4	16,3	46,5	1,03	8,0
Sols rouges lixiviés des régions sub-humides		2	60,0	35,4	4,8	33,4	1,98	3,8
Sols rouges lixiviés des régions sub-arides	à	3	56,3	27,9	2,9	29,0	2,50	4,3
Sols bruns hydratés		4	63,5	52,9	14,5	43,6	1,23	5,1
Sols rouges hydratés en profondeur..	60 cm	5	67,4	49,3	14,5	43,7	1,16	7,4
Sols rouges de transition avec les sols bruns		6	50,7	39,4	9,7	33,3	2,97	3,5
Sols rouges lixiviés des régions humides	60	1	58,4	38,4	3,0	33,3	1,88	5,7
Sols rouges lixiviés des régions sub-humides		2	50,5	22,2	1,4	24,7	3,28	3,7
Sols rouges lixiviés des régions sub-arides	à	3	58,2	32,4	3,5	31,3	2,30	3,6
Sols bruns hydratés		4	62,3	44,6	13,4	40,1	1,67	4,7
Sols rouges hydratés en profondeur..	110 cm	5	49,9	22,0	6,1	26,0	3,73	3,0
Sols rouges de transition avec les sols bruns		6	44,3	35,3	7,4	29,1	3,96	4,3
Sols rouges lixiviés des régions humides	Plus	1	60,4	40,4	5,7	35,5	2,13	5,2
Sols rouges lixiviés des régions sub-humides		de	2	51,3	20,7	0,5	24,1	3,20
Sols rouges lixiviés des régions sub-arides	110 cm	3	—	—	—	—	—	—
Sols bruns hydratés		4	64,4	45,1	14,4	41,3	1,57	6,1

des horizons de surface aux horizons profonds : peu après prétraitement à l'alcool (Aga %). beaucoup après prétraitement au benzène (Agb %). Ils sont en général très élevés, surtout dans les sols rouges et bruns des régions humides. Une diminution des taux d'agrégats apparaît des régions humides aux régions subarides (1 à 3) ; forte dans les horizons moyens de 20 à 60 cm et nulle en profondeur. Le prétraitement au benzène (Agb %) détruit la plus grande partie des agrégats des horizons profonds de presque tous les sols des régions subhumides et surtout subarides. Une certaine résistance à la destruction après prétraitement au benzène et surtout sans prétraitement (Age %) est notable dans les horizons de profondeur des sols bruns hydratés (4).

La stabilité structurale, aptitude des agrégats à résister aux forces de dégradation, est représentée par un indice Is, d'autant plus faible que la stabilité est plus forte.

Sur la figure 26 sont reportés en abscisse les logarithmes de 10 Is et en ordonnée ceux de 10 K (infiltration d'eau en cm/h). Les différences observées sur les agrégats se traduisent sur la stabilité structurale et sur la perméabilité des profils représentés par une courbe reliant les points correspondant à chaque horizon. La stabilité structurale de ces sols est bonne. Elle diminue avec l'aridité du climat dans les horizons de surface, tandis qu'en profondeur elle est moyenne pour tous les sols quel que soit le climat.

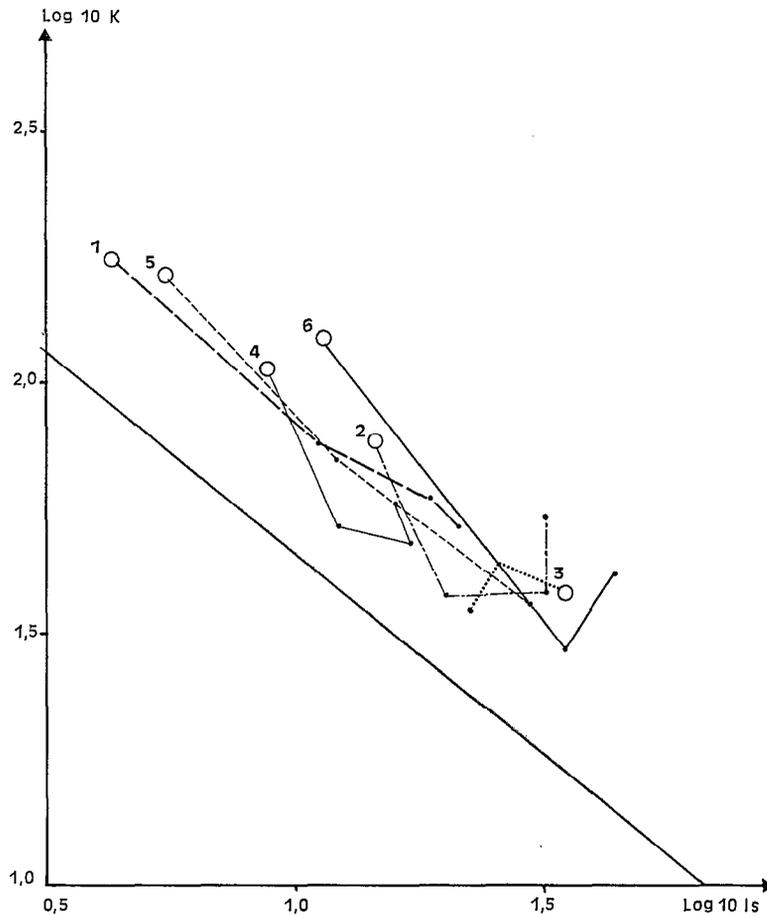


FIG. 26. — Stabilité structurale des différents sols étudiés.

B. Facteurs de la stabilité structurale

Sans rentrer dans le détail de l'étude de la stabilité structurale des différents types de sols, une corrélation très étroite apparaît entre l'indice Is et les taux de carbone. Jusqu'à 1 % de carbone la matière organique n'influe pas nettement sur la structure, entre 1 et 2 % la stabilité structurale s'améliore, au-delà de 2 % celle-ci n'est que très peu modifiée. Si nous considérons deux éléments de la structure, représentés l'un, la cohésion, par les agrégats à l'alcool, l'autre, la mouillabilité, par les agrégats au benzène (MONNIER, 1965), une très bonne corrélation peut être établie entre chacun de ces deux éléments et les taux de carbone.

Par contre cette corrélation n'est pas observée pour les sols rouges lixiviés des régions subarides et pour les horizons profonds des sols rouges et bruns des régions humides. La cohésion est améliorée à des taux de carbone supérieurs à 1 %, tandis que la mouillabilité est diminuée par des taux croissants de matière organique. Mais en milieu hydraté la matière organique diminue plus vite la mouillabilité qu'en milieu lixivié. Cette meilleure résistance à l'éclatement, après prétraitement au benzène, des agrégats des sols brun-hydratés par rapport aux agrégats des sols rouges lixiviés, se retrouve dans les agrégats n'ayant pas subi de prétraitement.

Au-delà de 50 % d'argile, les taux croissants d'argile diminueraient la cohésion et les taux de limon l'augmenteraient. Mais les sols rouges des régions subarides et les horizons profonds des sols rouges et des sols bruns se comportent différemment.

Il apparaît qu'à des taux supérieurs à 10 %, le calcaire ne modifie pas sensiblement les taux d'agrégats et la stabilité structurale. Par contre à des taux inférieurs ou voisins de 10 %, il semble que le calcaire améliore la perméabilité et la stabilité structurale (tabl. 18, fig. 26).

Finalement, la matière organique est le facteur le plus important de la stabilité structurale des différents types de sols. Le carbonate de calcium et les sesquioxydes de fer amorphes peuvent éventuellement jouer un rôle.

V. — LE pH ET LE COMPLEXE ABSORBANT

D'une façon générale, le pH des sols des régions méditerranéennes et en particulier de ceux formés sur roches-mères carbonatées est alcalin et nettement supérieur à 7 et le complexe absorbant est voisin de la saturation. Quelques variations peuvent cependant intervenir en fonction des types de sols.

A. pH et variations saisonnières

Sur la figure 27a sont représentées les moyennes des pH (H₂O) obtenus sur les échantillons de 10 à 20 profils, suivant les types de sols :

- sols rouges lixiviés des karsts ouverts des régions humides (1) ;
- sols rouges lixiviés des karsts ouverts des régions subhumides (sud-ouest) (2) ;
- sols rouges lixiviés des karsts couverts des régions subhumides (3) ;
- sols rouges lixiviés des régions semi-arides de la Békaa (4) ;
- sols bruns hydratés des régions humides (5) ;
- sols rouges lixiviés sur grès (6).

Parmi les sols à pH élevé, voisin de 8 ou supérieur à 8 sur tout le profil, se groupent d'une part les sols rouges et bruns des régions humides du versant ouest du Mont Liban, d'autre part, les sols rouges lixiviés des régions semi-arides. Les sols des régions subhumides du sud-ouest ont un pH voisin de 7,5 sur tout le profil, mais un peu plus faible, 7,3 à 7,4 en surface, pour les sols rouges des karsts couverts de Nabatyé. Enfin, les sols sur grès ont souvent un pH acide, 6,5 en surface et décroissant en profondeur. Cependant les sols sur grès du bassin du Nahr Beyrouth ont un pH voisin de 8 sur tout le profil, sauf dans l'horizon appauvri en argile.

Au cours de plusieurs saisons des observations ont été faites sur les variations de pH (terrain et laboratoire) d'une dizaine de profils. Sur la figure 27b, les quelques résultats représentés ne montrent que des variations minimales de un à quatre dixièmes d'unité pH, d'une saison sur l'autre.

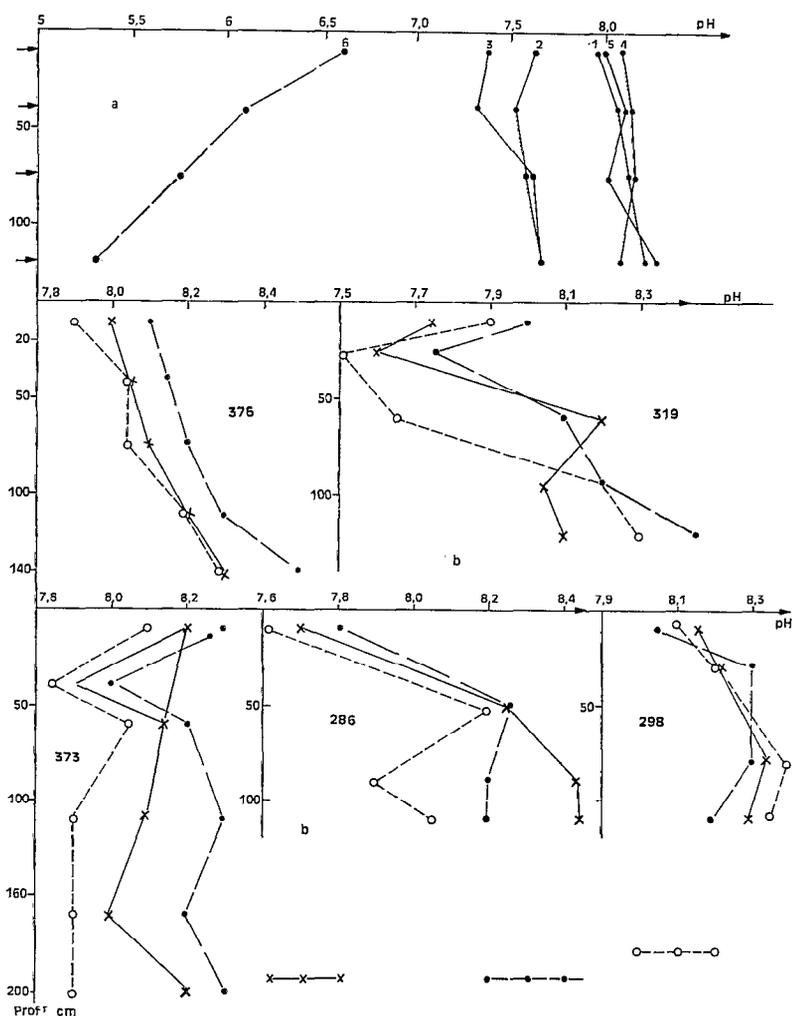


FIG. 27

a. pH (H₂O) moyens des différents sols étudiés.

b. Variations saisonnières des pH : juillet 1967 (x), décembre 1967 (●), février 1968 (○)

B. Complexe adsorbant

De très nombreuses analyses du complexe adsorbant de sols du Liban offrent une gamme variée de résultats, fonction de la quantité et de la nature des minéraux argileux et de la matière organique. Il se dégage cependant un certain nombre de caractères communs :

— la capacité d'échange varie de 15 mé. % pour des sols pauvres en argile (308, tabl. 19) ou des sols riches en kaolinite, à plus de 50 mé. % pour des sols riches en montmorillonite (343, tabl. 19), mais dans la majorité des cas elle se situe entre 20 et 30 mé. % ;

— le calcium est le cation de beaucoup le plus adsorbé (80 à 90 %), le magnésium peut parfois représenter la moitié du calcium dans un sol sur dolomie par exemple (404, tabl. 19) ;

— potassium et sodium n'existent qu'en faible quantité 0,5 à 1 mé. %.

Sur le versant ouest humide, l'état de saturation est généralement atteint dans tous les sols rouges ou bruns formés sur roches carbonatées avec des taux de saturation de 90 à 100 % et des pH voisins de 8. (La méthode ne permet pas une précision supérieure à 5 %). Il est important de noter qu'une acidité d'échange, mise en évidence par une baisse du pH KCl de une unité environ, est la règle générale, même dans les sols calcaires. Les sols sur grès de la région de Beyrouth peuvent être saturés, avec cependant une nette désaturation au niveau de l'horizon appauvri en argile, par contre ceux étudiés dans les régions de Djézine et de Dour-Choueir sont partiellement désaturés ($V = 50$ à 60 %) et leur pH oscille entre 5 et 6.

TABLEAU 19

Complexe absorbant de quelques types de sols du Liban, formés sur roches carbonatées

Types de sols	Echant.	Profondeur (cm)	Bases échangeables mé/100 g					C.E. (%)	V (%)	pH
			Ca	Mg	K	Na	Somme			
Sol rouge lixivié	376.1	0- 15	18,4	1,2	0,92	1,13	21,65	24,4	89,0	7,85
	376.2	35- 55	28,8	3,2	0,56	0,87	33,43	36,6	91,0	7,80
	376.3	70- 80	29,2	2,8	0,56	1,10	33,66	33,8	99,7	7,85
	376.4	100-120	29,6	3,2	0,61	1,13	34,54	36,6	94,7	8,00
	376.5	130-150	28,4	3,6	0,56	1,13	33,69	36,6	92,0	7,8
Sol rouge lixivié	343.1	0- 10	44,0	2,8	0,61	1,13	48,54	50,4	96,5	7,95
	343.2	10- 25	43,6	2,8	0,41	1,39	48,20	49,2	98,0	8,20
	343.3	25- 35	42,4	2,4	0,36	1,10	46,26	46,8	99,0	8,25
Sol rouge lixivié (dolomie)	404.1	0- 20	24,3	13,4	0,82	0,17	38,7	37,0	100	8,05
	404.2	30- 40	25,2	11,4	0,55	0,20	37,4	41,0	91	8,0
	404.3	50- 60	24,8	8,5	0,32	0,13	33,7	30,0	100	8,2
Sol rouge lixivié	319.1	0- 15	28,0	2,8	0,46	0,78	32,04	33,4	96,0	7,8
	319.2	20- 30	28,4	2,4	0,36	0,78	31,94	31,4	100	7,4
	319.3	50- 70	26,0	2,0	0,46	0,87	29,33	30,0	98,0	7,85
	319.4	90-100	21,6	5,6	0,46	0,87	28,53	29,0	98,5	8,2
	319.5	110-125	20,8	4,4	0,56	0,87	26,63	29,6	93,0	8,3
	319.6	130-145	20,0	4,0	0,56	0,69	25,35	27,2	93,0	8,25
Sol brun hydraté	324.1	0- 15	27,2	3,2	0,71	0,95	32,06	33,8	95,0	7,95
	324.2	40- 60	27,6	2,4	0,41	0,95	31,36	32,4	96,5	8,30
	324.3	50-100	25,6	2,8	0,30	0,87	29,57	30,6	96,5	8,4
Sol rouge à poche hydratée	151.1	0- 15	23,2	5,2	0,70	1,00	30,2	32,5	93,0	7,7
	151.2	20- 30	25,2	6,8	0,40	1,02	33,4	32,9	100	8,2
	151.3	50- 60	23,2	4,8	0,40	0,84	29,2	29,3	99,5	7,9
	151.4	90-100	27,2	7,6	0,26	1,02	36,0	34,5	100	7,8
Sol rouge lixivié sur karst couvert	308.1	0- 15	12,4	0,8	0,15	0,21	13,5	16,2	83,5	7,2
	308.2	30- 40	12,0	1,6	0,08	0,21	13,9	16,8	83,0	7,0
	308.3	60- 80	20,8	2,4	0,09	0,27	23,5	25,8	91,0	8,0
	308.4	120-140	20,0	2,0	0,09	0,17	22,2	24,6	90,0	8,05

Sur le plateau subhumide du sud-ouest les sols du karst ouvert restent saturés, par contre ceux du karst couvert de Nabatyé sont désaturés à des degrés divers (tabl. 19, profil 308). Les taux de saturation et

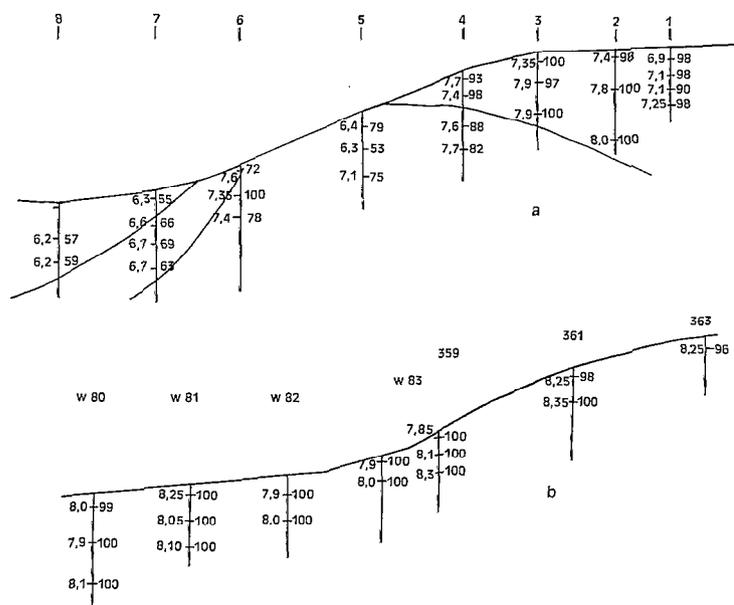


FIG. 28. — Variations du taux de saturation et du pH dans les profils des chaînes de sols de Nabatyé (a) et de Kfar-Zabad (b)

les pH des sols de la chaîne de Nabatyé reportés sur la figure 28a mettent en évidence une partie haute de la chaîne aux sols saturés et aux pH variant de 7 à 8, une partie médiane avec des taux de saturation et des pH variables, une partie basse aux sols fortement désaturés (50 à 70 %) et aux pH variant de 6 à 7.

Dans les régions subarides et arides de la Békaa, taux de saturation et pH des sols (chaîne de Kfar-Zabad, fig. 28b) restent très élevés.

Les sols calcaires, les sols des régions arides et les sols de plaine sont à plus forte raison des sols saturés.

VI. — DONNÉES ANALYTIQUES DIVERSES

A. Phosphore (tabl. 20)

Bien que les taux de phosphore total ne soient pas très forts, ils sont cependant élevés par rapport aux quantités de matière organique. Une teneur légèrement plus forte est observée dans l'horizon de surface, mais ce n'est pas général. Les différents types de sols semblent présenter des teneurs semblables, notons cependant que les sols de la partie basse de la chaîne de Kfar-Zabad sont mieux pourvus en phosphore total que ceux de la partie haute.

Les teneurs en phosphore assimilable sont très faibles (de 10 à 50 ppm) sur le versant ouest et ne représentent que quelques centièmes du phosphore total. Dans la Békaa, des taux de phosphore assimilable presque convenables sont observés dans les sols de la chaîne de Kfar-Zabad, mais ceux des sols de Kfardane sont nettement plus faibles.

TABLEAU 20

Phosphores total et assimilable dans quelques sols du Liban

Types de sols	Echant.	P ₂ O ₅ T ‰	P ₂ O ₅ ‰ assimi.	PA/PT	C/P ₂ O ₅	Types de sols	Echant.	P ₂ O ₅ T ‰	P ₂ O ₅ ‰ assimi.	PA/PT	C/P ₂ O ₅				
Sol rouge lixivié (humide)	427.1	1,75	0,014	0,008	20,6	Chaîne de sols de Kfar-Zabad	364.1	2,07	0,067	0,032	4,5				
	427.2	1,68	0,025	0,015	13,7		364.2	1,93	0,028	0,014	3,5				
	427.4	1,86	0,025	0,013	8,4		364.3	1,91	0,025	0,013	3,0				
Sol rouge à poche brune hydratée (humide)	151.1	0,78	0,023	0,03	30		360.1	2,71	0,200	0,074	3,8				
	151.2	0,67	0,020	0,03	16		360.2	2,58	0,135	0,052	3,0				
	151.3	0,67	0,012	0,02	11		360.4	1,93	0,038	0,020	2,0				
	151.4	0,43	0,007	0,015	12		W83.1	1,98	0,112	0,057	3,2				
Sol rouge à poche brune hydratée (subhumide)	413.1	2,39	0,032	0,013	4,1		W83.2	1,84	0,104	0,057	3,1				
	413.3	2,25	0,062	0,027	2,5		W82.2	3,45	0,160	0,046	1,5				
	413.4	2,39	0,027	0,011	1,2										
	413.5	4,14	0,057	0,014	0,4		W82.3	3,57	0,152	0,042	1,2				
Sol brun hydraté (humide)	315.1	1,84	0,043	0,023	13		W81.1	4,14	0,216	0,052	1,7				
	315.2	1,77	0,022	0,012	13	W81.2	4,03	0,212	0,052	1,3					
	315.3	1,16	0,015	0,013	9	W81.3	2,14	0,224	0,105	2,1					
	315.5	1,77	0,037	0,021	2	W80.1	4,14	0,244	0,059	1,7					
Sol rouge lixivié (subhumide)	319.1	1,84	0,027	0,015	12,4						W80.3	4,26	0,204	0,048	1,2
	319.2	1,79	0,015	0,008	8,0						W80.4	4,26	0,224	0,052	1,1
	319.3	1,73	0,015	0,008	5,8						398.1	1,56	0,044	0,028	6,7
	319.5	2,30	0,040	0,017	1,5	398.2	1,47	0,040	0,027	6,0					
Sol rouge lixivié (subhumide)	308.1	—	—	—	—	398.3	1,40	0,024	0,017	4,3					
	308.2	2,07	0,037	0,018	5,7	Chaîne de sols de Kfardane	396.1	1,56	0,088	0,056	3,5				
	308.3	2,90	0,025	0,008	3,2		396.3	1,27	0,012	0,009	4,3				
	308.4	3,68	0,050	0,013	1,7		396.4	1,33	0,024	0,017	3,4				
Sol rouge lixivié (subhumide)	308.1	—	—	—	—		395.1	0,862	0,090	0,104	4,7				
						395.2	0,701	0,012	0,017	4,5					
						395.3	0,713	0,028	0,039	3,6					
Sol rouge lixivié (subhumide)	308.1	—	—	—	—	393.1	0,920	0,048	0,052	—					
						393.2	0,690	0,016	0,023	6,0					
						393.5	0,667	0,008	0,012	6,1					

B. Éléments traces dans les sols et les roches du Liban

Des analyses d'éléments traces ont été faites sur certains échantillons de sols et de roches du Liban (tabl. 21) par adsorption atomique (quantitatif) pour Mn, Cu et Ni, en spectrographie d'émission (semi-quantitatif) pour les autres éléments. Les valeurs obtenues sont relativement modestes, mais ne traduisent aucune carence. Il faut noter une décroissance du manganèse de la surface vers la profondeur des profils, le cuivre et le nickel augmentent et les autres éléments sont relativement constants. Des valeurs comparées d'éléments traces entre les roches-mères calcaires et leurs résidus décarbonatés par dissolu-

tion ménagée (acide acétique 10 %, tamponné à pH 4,2) montrent que dans certains cas (série 445) le traitement n'a que peu touché aux éléments traces, par contre dans tous les autres cas, ces éléments ont été entraînés dans des proportions variables suivant les cas, mais très élevées (80 à 90 % pour le profil 319).

TABLEAU 21

Eléments traces (en ppm) analysés dans quelques échantillons de sols et de roches du Liban

(Mn, Cu et Ni par adsorption atomique, les autres par spectrographie d'émission dans l'arc)

Types de sols	Echant.	Profondeur (cm)	Mn	Pb	Mo	Sn	V	Cu	Ni	Co	Zr	Cr	Sr	Ba	Li	Ga	Bi
Sol rouge lixivié de région humide	427.1	0- 15	704	85	8,5	<8	85	34	100	250	250	85	85	250	250	85	<8
	427.4	70- 90	902	64	8	<8	80	28	300	240	240	80	80	240	240	80	id.
	427.R	Roche	<20	<2	<2	<2	18	11	100	<6	<6	6	180	<20	<6	<2	<6
	427.Ré	Résidu	<125	43	8	80	43	225	1500	12	43	43	120	120	120	43	<4
Sol rouge lixivié de région subhumide	319.1	0- 15	1 078	80	16	<8	80	46	400	240	240	80	240	240	240	80	<8
	319.3	50- 70	1 058	85	17	id.	85	46	460	250	250	85	250	250	250	85	id.
	319.5	110-125	878	85	8,5	id.	85	52	440	250	250	85	250	250	250	85	id.
	319.9	150	440	64	<8	id.	20	62	460	160	240	24	240	240	240	80	id.
	319.RA	Roche altérée	132	2	8	<2	24	82	520	24	<20	8	320	84	84	2	8
	319.RS	Roche saine	176	<2	<2	id.	24	64	440	<8	<20	8	320	<20	<8	<2	<8
	319.RA Ré 319.RS Ré	Après décal- carification	<20 <20	48 48	6 6	6 6	60 60	14 14	80 80	180 180	60 60	18 18	180 60	180 180	180 180	60 60	<6 <6
Sol rouge à poche hydratée	413.1	0- 20	1 144	85	8,5	25	85	70	200	250	250	17	80	250	250	85	<8
	413.4	110-130	704	80	8,0	<8	80	70	260	240	240	16	80	240	240	80	id.
	413.R	Roche saine	<20	<2	<2	<2	18	11	40	<6	<20	6	>600	18	<6	<2	id.
	413.Ré	Résidu	50	68	20	20	200	375	900	200	200	13	210	210	210	68	7
Sol brun hydraté	247.1	0- 20	1 650	80	8	<8	80	32	180	240	240	80	240	240	240	80	<8
	247.4	150-180	968	80	8	<8	80	50	280	240	240	80	240	160	240	80	id.
	247.Ré	Résidu	66	80	24	8	80	40	240	24	240	80	240	240	240	80	id.
Sol rouge et altération (subhumide) CaCO ₃ } (%) {	445.34	Sol	550	40	8	<8	80	64	200	160	160	16	80	80	240	80	<8
	445.33	R. très altérée	640	35	<8	id.	70	70	200	21	70	7	70	210	210	70	id.
	445.32	Roche altérée	132	2	18	2	18	24	60	6	<20	6	600	60	120	18	id.
	(20) 445.34	Idem	550	40	8	8	80	64	200	240	240	16	80	160	240	80	<8
	(44) 445.33	décal- carifié	353	64	8	id.	80	46	140	240	240	16	80	80	240	80	id.
(66) 445.32		616	40	8	id.	80	70	200	240	240	16	80	80	240	80	id.	
(98) 445.31	Roche saine	286	64	8	id.	80	70	200	240	240	16	80	240	240	80	id.	

Les dissolutions naturelles entraînent également une très forte proportion des éléments traces et nous retrouvons dans les sols jusqu'à 100 fois moins d'éléments que dans les roches. Tous les éléments ne sont pas sensibles au même degré : Mn, Co, Sr semblent facilement entraînés ; Cu, Ni, Ba le sont également dans la plupart des cas ; Zr, Pb, Mo le sont beaucoup moins.

III - ENTRAINEMENT EXPÉRIMENTAL DE CERTAINS CONSTITUANTS DU SOL

Dans le but de mieux caractériser les sols étudiés, nous avons tenté de déceler à quel moment et dans quelles conditions se déplacent certains constituants d'échantillons de sols placés dans des tubes et soumis à des applications répétées d'eau distillée.

I. — L'EXPÉRIMENTATION

Une première expérimentation avec quatre tubes sera présentée en détail au chapitre III. Une deuxième série de deux tubes, contenant l'un un sol rouge lixivié, l'autre un sol brun hydraté, a été soumise à un épuisement continu correspondant à 33 m d'eau répartis sur 15 mois.

Enfin, deux autres tubes ont été garnis d'un sol rouge lixivié argilo-sableux, l'un avec un chapeau de matière organique (horizon Ao de sous-bois de pins et de chênes), l'autre sans ce chapeau organique.

II. — MISE EN ÉVIDENCE DES ENTRAINEMENTS DE PARTICULES FINES

La première série de tubes, mis en place pour suivre les mécanismes de dissolution des carbonates, a permis également d'observer les conditions d'entraînement de certains constituants du sol.

Au cours de la première année, chaque application d'eau ne dépassait pas 2,5 l (575 mm de pluie), en dix doses fractionnées, suivies de périodes sèches allant de 3 à 68 jours. Les exportations en calcium ne justifiaient pas encore une nette désaturation du milieu, même dans les tubes témoins. Les percolats étaient alors parfaitement clairs.

A partir de la deuxième année d'expérimentation, les percolats commencèrent à devenir troubles, d'autant plus que les quantités d'eau appliquées devinrent plus fortes.

La turbidité représentée sur la figure 29 a été appréciée à l'œil, au moyen de l'échelle qualitative suivante:

- liquide clair,
- très léger trouble
- ⊕ léger trouble
- + trouble net
- ++ trouble très net
- +++ très fortement trouble.

Il est évident que cette estimation reste très subjective et sujette à des erreurs d'appréciation, mais elle suffit pour mettre en évidence le phénomène d'entraînement de certains constituants fins du sol. Sur le graphique 29, sont représentées, en ordonnée la turbidité et en abscisse les dates d'application

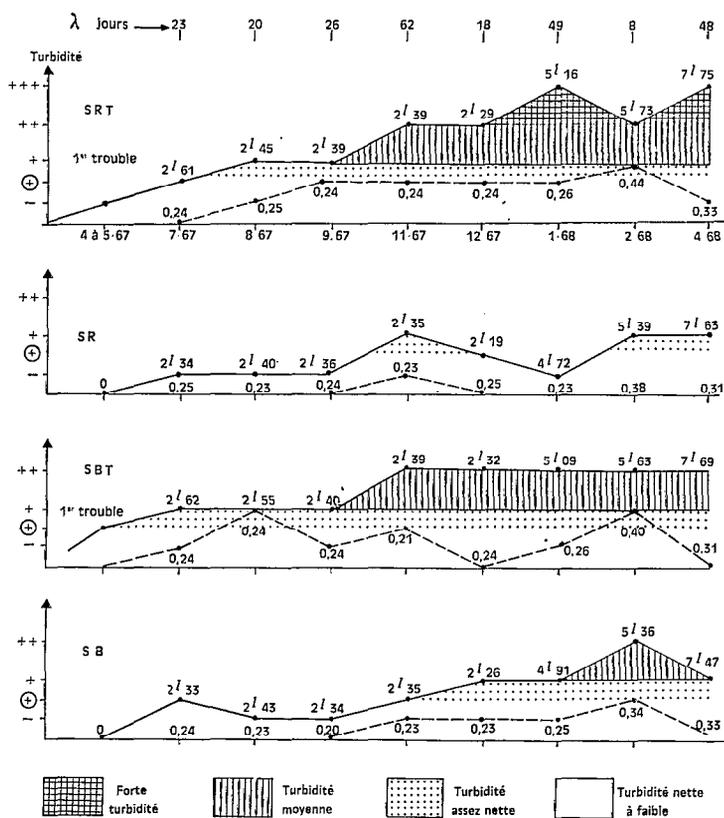


FIG. 29. — Turbidité des percolats successifs, au cours de la deuxième période d'épuisement. Courbes reliant les premières doses appliquées et les doses totales.

d'eau, séparées par des périodes de sécheresse (λ) plus ou moins longues. Chaque application d'eau est figurée par les valeurs en litres de la première dose percolée (chiffre du bas) et de la dose totale (chiffre du haut).

SRT : Le trouble apparaît dans le témoin, sol rouge lixivié, dès le mois de mai 1967 et marque, par la suite, tous les premiers percolats. La turbidité devient très forte après des applications massives de plus de 5 l (1,8 m à 2,8 m de pluie).

SR : Les percolats traversant le sol rouge lixivié, garni de cailloux calcaires, présentent une évolution du même type que celle de SRT, mais beaucoup plus faible. Une seule fois le premier percolat est un peu trouble et même les fortes applications n'entraînent pas un trouble très net.

SBT : Le sol brun hydraté a fonctionné dans cette expérimentation, comme un sol lixiviant. Le trouble est resté moyen à partir de septembre 1967.

SB : Il en est de même du sol brun, garni de cailloux calcaires, avec toutefois un trouble un peu plus fort que pour le sol rouge, SR.

La longueur de la période sèche, ne semble pas influencer le degré de turbidité des percolats.

Au cours de l'épuisement continu, dans la deuxième série de tubes (sans chapeau organique), les percolats du sol brun hydraté sont restés parfaitement clairs, malgré une application d'eau distillée de 144 l (33 m de pluie). Le percolat du sol rouge a présenté un faible trouble après une application de 100 l d'eau, tandis que l'infiltration de l'eau diminuait considérablement dans les deux tubes vers le milieu de l'expérience.

Dans la troisième série, le tube garni d'un horizon supérieur organique (I) a d'abord laissé passer des percolats bruns, mais non troubles, jusqu'à 90 l environ. Par la suite un trouble net est apparu et a persisté jusqu'à la fin de l'expérience (206 l). Le tube sans chapeau organique a toujours présenté des percolats très clairs, mais il s'est totalement colmaté après une application de 120 l d'eau.

III. — PRODUITS ENTRAINÉS ET MATÉRIAUX RESTANT DANS LES TUBES

Les produits entraînés ont fait l'objet de deux séries de prélèvements. Dans une première série, un essai de sédimentation en allonges, avec prélèvements et analyses tous les quinze jours pendant trois mois, a montré que les particules étaient trop fines pour suivre les lois de la sédimentation et les changements de températures animaient les particules de mouvement browniens.

Une deuxième série de prélèvements a permis certaines observations et analyses. Au diffractomètre, les produits entraînés semblent constitués d'une forte proportion d'éléments amorphes. Certains pics apparaissent cependant, surtout après déferrification.

Au microscope électronique (Pl. VIII, photo 5 et 6), des particules argileuses, des cristaux de goéthite et des masses amorphes apparaissent bien individualisées. Les produits entraînés dans les percolats du tube riche en matière organique (3^e série) sont très noirs et manifestement enrobés de matières organiques.

A l'analyse chimique (tableau 22), seuls les trois éléments majeurs SiO_2 , Fe_2O_3 et Al_2O_3 ont été dosés et montrent qu'il s'agit d'une fraction assez bien représentative des échantillons placés dans les tubes. Il faut noter cependant une proportion anormalement forte en silice dans l'échantillon I et également dans le SB. Le fer serait un peu plus abondant que dans les échantillons avant traitement, sauf dans le SB.

TABLEAU 22

Analyse des produits entraînés dans les différents percolats troubles de la fin de l'expérimentation

Echant.	Hygroscopicité	Rayons X	Eléments majeurs (SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3) (mg/l)	SiO_2 (%)	Fe_2O_3 (%)	Al_2O_3 (%)	$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$
SR SRT	Forte 0	0 Kaolinite faible	14,4 32,2	49,8 47,5	23,2 22,7	27,0 29,8	3,38 2,92
SB SBT	Moyenne Moyenne	0 Kaolinite faible	10 (environ) 29,3	65,0 55,3	13,5 20,1	21,5 24,6	5,10 3,81
I	0	Kaolinite goéthite Quartz	7,0	72,5	17,6	21,2	5,78

Les matériaux, après épuisement, ont fait l'objet de quelques analyses succinctes, en particulier le complexe absorbant. Sur le tableau 23 sont données les différentes valeurs des taux de saturation (moyenne de deux mesures) et sur la figure 30 une bonne corrélation apparaît entre ces taux de saturation et le pH correspondant. La désaturation est surtout importante dans le haut des tubes (chapeau organique) et relativement faible dans le bas des tubes.

TABLEAU 23

Désaturation du complexe absorbant après épuisement

	Taux de saturation (%)			
	SR	SRT	SB	SBT
Avant traitement	95,7		97,8	
Chapeau organique (95,4)	88,5	88,0	82,0	84,1
Echantillon sous le chapeau . . .	91,5	92,5	92,6	96,1
Bas du tube	95,5	95,0	97,6	96,8

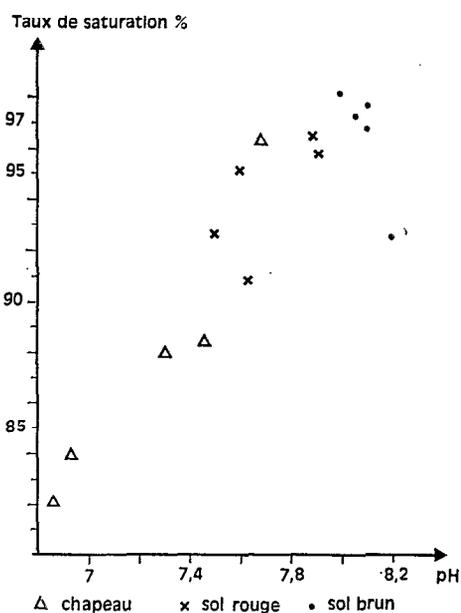


FIG. 30. — Relations pH et taux de saturation après épuisement.

Les premiers entraînements de matières solides se sont produits après un an d'expérimentation, quand 50 à 60 % du calcium exporté était déjà entraîné, soit au début de désaturation du complexe absorbant dans le haut des tubes.

Si nous considérons l'état du carbonate de calcium dans les tubes après expérimentation :

Echantillons	Localisation des prises		CaCO ₃ (%)	Echantillons	Localisation des prises		CaCO ₃
SBT 32	Sol brun témoin	Sous le chapeau organo-minéral	1,1	SRT 42	Sol rouge témoin	Sous le chapeau	Traces
SBT 34		Base du tube	1,6	SRT 44		Base du tube	
SB 12	Sol brun + cailloux	Sous le chapeau	1,5	SR 2.2	Sol rouge + cailloux	Sous le chapeau	Traces
SB 14		Base du tube	1,6	SR 2.4		Base du tube	

Nous notons un entraînement de 0,5 % dans le SBT (teneur initiale: 1,6 %) et une petite accumulation de 0,4 % à la base du SR (teneur initiale: traces). Mais il est important de constater qu'il peut *exister encore des réserves carbonatées dans un sol alors que celui-ci subit un début de désaturation.*

Finalement les résultats expérimentaux sur l'entraînement de certains constituants du sol viennent confirmer les observations de terrain et doivent permettre d'interpréter plus judicieusement la dynamique des sols en milieu karstique.

IV - LES MÉCANISMES DE L'ÉVOLUTION DES SOLS ISSUS DU KARST

L'ensemble de faits et de données analytiques présentés pourrait être interprété point par point et le plus complètement possible. Ce travail serait long et difficile à suivre. Seul l'aspect dynamique de la pédogenèse en milieu karstique a été retenu.

Les points suivants seront examinés :

- les transformations des milieux au cours de la pédogenèse;
- le profil textural et le problème du lessivage;
- la dynamique karstique dans le profil et dans le paysage.

I. — TRANSFORMATIONS DES MILIEUX AU COURS DE LA PÉDOGENÈSE

Quatre milieux ont été définis dans le chapitre II. Chacun d'entre eux correspond à des types de sols différents :

- milieu lixiviant, non calcaire → sols rouges lixiviés
- milieu confiné hydraté → sols bruns hydratés
- milieu confiné hydromorphe → sols hydromorphes variés
- milieu confiné en calcaire, → sols rouges ou bruns calcaires.
mais drainant bien

Il apparaît qu'au cours de la pédogenèse certains constituants du sol se sont formés ou ont évolué dans des conditions qui ne sont plus les leurs. Ces changements de conditions s'effectuent soit par déplacement des matériaux d'un milieu dans un autre, ce sont alors des remaniements, soit par transformation au sein même du milieu, question que nous allons étudier.

A. Le milieu confiné hydraté

(a) CONDITIONS DE L'HYDRATATION

Les sols bruns hydratés sont fréquemment observés dans les karsts des régions pluvieuses, ils sont plus rares sous les climats subhumides et n'existent pas dans les karsts des régions arides. Ils paraissent plus fréquents sur les versants nord plus humides. L'étude détaillée des profils met en évidence une relation directe entre l'apparition de la couleur brun-jaune et un mauvais drainage dû à des causes variées :

- présence d'un niveau sous-jacent subhorizontal et imperméable, formé de marnes ou d'argiles fréquemment intercalées dans les strates du Jurassique supérieur ou de l'Aptien. Localement l'aspect morphologique n'est plus le même, la pente est plus faible et il y a ennoyage du karst par les sols bruns;
- obturation des poches du karst par des solutions trop concentrées qui déposent leurs carbonates de calcium dans les fissures. L'obturation des fissures du karst dans une poche de sol rouge entraîne toute une série de transformations aboutissant au sol brun hydraté;
- matériau très argileux, partiellement désaturé et mal structuré. Tel est le cas des formations rouges du karst couvert de Nabatyé-Zaoutar. Des horizons brun-hydratés apparaissent ainsi au milieu du profil, aussi bien sur le plateau (profil 386) que sur la pente (profil 449);
- ralentissement du drainage en rupture de pente, avec apparition de sols bruns hydratés sur une étroite bande entre les sols rouges lixiviés de pente et les sols hydromorphes de bas-fond;
- hydratation très localisée par suite d'une concentration anormale d'eau venant d'un banc rocheux incliné, etc.

(b) HYDRATATION ET BRUNISSEMENT DES SOLS ROUGES

Dans tous les cas cités, les causes du mauvais drainage ne sont pas fortuites, elles apparaissent à un moment donné de la pédogenèse karstique, soit quand le front d'altération atteint une couche imperméable, soit quand les fissures d'une poche se sont obturées, etc. C'est alors que le milieu se confine, l'altération est stoppée, les carbonates s'accumulent, d'autres transformations se produisent, notamment dans l'état du fer, et provoquent un changement de couleur (chap. V). Irisations brunâtres à la base de certains sols rouges, horizons partiellement hydratés sont les premiers signes d'une brunification plus généralisée du sol rouge.

(c) PLACE DU SOL BRUN HYDRATÉ DANS LA DYNAMIQUE KARSTIQUE

Il est important de noter que le sol brun hydraté n'a jamais été observé indépendamment de conditions de mauvais drainage, ce qui signifie qu'il disparaît si ces conditions disparaissent. Il n'est pas impossible que de nouvelles fissures se produisent dans une poche brune et que le milieu devienne à nouveau lixiviant, mais ce cas n'est pas général. Les poches brunes, comme les zones de sols bruns hydratés constituent des « culs de sac » qui ne font plus évoluer le karst en raison du blocage de l'altération. Les sols bruns hydratés sont donc des « organes nécrosés ». Mais si le karst est vivant les conditions locales de confinement seront éphémères et finiront par disparaître sous l'action des dissolutions karstiques. Les sols bruns hydratés devront alors disparaître.

Au Liban, où le karst est toujours actif, le sol brun hydraté, héritier du sol rouge lixivié, n'a qu'une vie transitoire, raison pour laquelle son extension est relativement limitée, même en régions humides.

B. Le milieu confiné calcaire et drainant bien

Ce milieu caractérise des sols de régions semi-arides et arides. Les précipitations provoquent de très faibles altérations et sont insuffisantes pour entraîner les sels dissous, qui subissent des déplacements très localisés. Mais des eaux, chargées surtout de bicarbonates, peuvent venir des versants voisins plus arrosés. Elles déposent leurs sels, en bas de pente, dans les sols des régions semi-arides, formant parfois de puissants encroûtements.

L'étude des glacis et des terrasses fluviales montre que pendant toute une partie du Quaternaire les climats ont fluctué, les précipitations pouvant varier de quelques centaines de millimètres. Mais le peu d'évolution des sols de Kfar-Zabad et de Kfardane montre que les variations ont été faibles, depuis la mise en place des matériaux de ces sols (mi-quaternaire). Les précipitations, d'abord suffisantes pour provoquer d'énormes transports solides et favoriser la lixiviation des sols (témoins fossiles), auraient nettement diminué, vers le milieu du Quaternaire et seraient restées depuis du même ordre de grandeur. Des milieux totalement décarbonatés se sont alors trouvés dans des conditions semi-arides, favorisant le confinement en carbonates. Cette récalcarification des sols rouges lixiviés apparaît vers le bas du cône de Kfar-Zabad. Dans ces sols, nous observons, au début de la saison sèche, des pseudomycéliums calcaires (vers 60 cm, dans le profil 360) et plus bas des taux de calcaire croissants. L'envahissement par le calcaire des sols rouges lixiviés est encore plus net entre Rayak et Baalbek, pour atteindre la totalité des sols rouges au nord de Baalbek.

Il est intéressant de noter qu'en haute montagne les précipitations se font essentiellement sous forme de neige. Or la neige est régulièrement balayée de certains versants et sommets, si bien que paradoxalement nous observons dans ces zones des sols peu épais calcaires et des types d'altération correspondant à ceux des régions semi-arides. Ces observations confirment celles de l'écologiste PABOT (1959) qui a signalé l'existence d'une végétation à caractère steppique sur les hauts sommets du Liban. Sous les forêts, telles qu'elles existaient autrefois, et encore localement aujourd'hui, ces versants ou sommets recevaient des précipitations abondantes et les sols étaient plus ou moins rouges, lixiviés et très organiques. La dégradation de la forêt a entraîné soit l'érosion de l'ancien sol avec formation d'un nouveau sol peu épais et calcaire, soit le maintien d'un sol rouge encore riche en matière organique et qui se recarbonate en profondeur. Ainsi, s'interprète la présence très localisée en haute montagne de sols rouges à encroûtement calcaire.

II. — PROFIL TEXTURAL ET PROBLÈME DU LESSIVAGE

A. Terminologie et définitions

Afin d'éviter toute ambiguïté, il paraît indispensable de préciser les différentes notions auxquelles il va être fait référence et de bien en définir les termes. AUBERT et SEGALIN (1966), traitant des sols ferrallitiques estiment que les termes « lessivé » et « lessivage » couvrent un ensemble de processus très différents les uns des autres, ce qui entraîne des confusions. Ils proposent d'utiliser le terme de « lixiviation », déjà défini par PLAISANCE et CAILLEUX (1958), pour les entraînements en solutions, réservant celui de « lessivage » à un entraînement d'argile ou de fer de la surface vers la profondeur. Quand ces éléments migrent latéralement, il s'agit « d'appauvrissement » et quand il y a bouleversement du profil, il s'agit de « remaniement ». Ces propositions semblent pouvoir être étendues aux sols de la région méditerranéenne, mais quelques précisions et termes nouveaux sont introduits :

— *lixiviation* (grand Larousse) : « faire passer lentement un solvant à travers un produit convenablement pulvérisé et déposé en couches épaisses, pour en extraire un ou plusieurs constituants solubles ». Il s'agira dans les sols de l'entraînement, à l'état soluble, de différents ions rentrant dans la constitution du milieu ;

— *éluviation* : entraînement de matières figurées soit dans des suspensions soit à l'état de pseudo-suspension par engagement dans des complexes ;

— *lessivage* : éluviation d'éléments suivie d'une accumulation ou illuviation dans la totalité ou une partie des horizons de profondeur ;

— *appauvrissement* : entraînement oblique et le plus souvent mécanique de la fraction fine du sol, intéressant généralement les horizons supérieurs du profil ;

— *gradient d'argile* : le rapport du taux d'argile de l'horizon le plus argileux au taux d'argile de l'horizon le moins argileux est couramment appelé rapport de migration et son inverse rapport de lessivage. Comme nous allons essayer de le montrer, ces termes sont parfois utilisés à tort, du fait qu'ils laissent préjuger d'un mécanisme d'entraînement, réel ou non. Il paraît préférable d'utiliser un terme général et objectif tel que « gradient d'argile » au lieu de rapport de migration, mais avec un sens plus large : ensemble des rapports du taux d'argile de l'horizon le plus argileux aux taux d'argile des autres horizons du sol ;

— *argilifluxion* : entraînement ou pénétration d'une masse argileuse, saturée d'eau, dans les fissures de la roche encaissante, sous l'action de pressions internes, développées lors du gonflement des argiles après humectation ;

— *solifluxion* : « écoulement d'un sol boueux, en masse et lent, en particulier sous climat froid et sur sous-sol gelé » (PLAISANCE et CAILLEUX, 1958). A celle-ci seront associées les reptations plus lentes et les coulées boueuses plus rapides ;

— *remaniement* : c'est une transformation plus ou moins complète de l'organisation des constituants du sol, entraînant des perturbations dans l'ordonnement des horizons. Un remaniement se fait soit sur place à la suite de brassages biologiques ou anthropiques, à l'exclusion de mouvements dus au gonflement ou à la rétraction des argiles, soit à la suite d'apport de matériaux dont le type d'évolution est le même que celui du sol étudié.

Chacun des processus définis ici désigne un entraînement déterminé et de plus en plus important. En réalité, des ions dissous aux milliers de tonnes de matériaux alimentant les bas-fonds et les plaines, les entraînements sont continus et sans limites tranchées entre des processus qui peuvent s'exercer séparément ou simultanément.

B. Apports de l'expérimentation à la compréhension du problème du lessivage

L'expérimentation en tubes (chap. II, § III) permet de tirer un certain nombre d'enseignements très utiles pour la compréhension des mécanismes d'entraînement des particules fines du sol.

Les produits entraînés sont de natures très variées et de toutes les tailles. N'importe quel constituant de sol de la fraction argile est susceptible de migrer, mais les particules les plus fines (produits amorphes et argiles inférieures au dixième de micron sont entraînés de préférence).

Les premiers troubles apparaissent un an environ après le début de l'expérimentation. C'est à ce moment là que se produit une nette désaturation du milieu. Celle-ci commence par l'horizon supérieur organo-minéral, tandis que le bas du tube reste pratiquement saturé à la fin de l'expérimentation. *Il faut noter que la désaturation d'un sol peut se produire même en présence de réserves carbonatées.* Ces entraînements ont été réalisés avec des quantités d'eau correspondant à des précipitations de 4 m par an, pouvant atteindre 575 mm par mois. Au Liban, de telles précipitations ne sont jamais atteintes. Aussi, dans les sols du karst, l'équilibre réserves carbonatées-solutions du sol, permet-il une très bonne lixiviation, sans atteindre la désaturation.

La présence de cailloux calcaires dans les tubes (SR et SB) diminue considérablement les entraînements. Il est probable que les solutions du sol ne prélèvent pas le calcium sur le complexe absorbant, mais elles le dissolvent directement sur les cailloux calcaires et corrélativement les entraînements sont diminués.

L'expérimentation par épuisement continu (2^e et 3^e séries) montre que les entraînements peuvent être immédiats. Ils sont alors le résultat de la complexation des minéraux argileux par des matières organiques (pins et bruyères), ce que confirment les observations faites au microscope électronique (Pl. VIII, photo 6).

Ces essais en tubes montrent finalement que les conditions de lessivage des sols ne sont généralement pas réalisées dans le karst ouvert du Liban, en raison de l'état de saturation du complexe absorbant.

C. Profil textural et gradient d'argile des sols du karst ouvert, à réserves carbonatées

L'évolution d'un sol en place, non perturbé, se caractérise généralement par un profil textural différencié. Les taux d'argile vont en croissant de la surface vers un horizon moyen ou profond du profil. Au Liban, en régions humides et subhumides, la plupart des sols du karst ouvert présentent un gradient d'argile plus ou moins prononcé (chap. II, § II). Nous nous proposons dans ce paragraphe de rechercher les raisons de cette différenciation.

Il a été montré précédemment (fig. 23) que les taux d'argile augmentent de la surface à la base des profils, alors que ceux de limon diminuent. De ce fait, une corrélation très étroite lie le gradient d'argile aux rapports limon/argile. Mais cette corrélation n'existe pas avec les fractions sableuses dont les taux varient très peu. *Il faut donc en conclure qu'une partie de l'argile se trouve à l'état de pseudoparticules limoneuses.*

Ces pseudoparticules ont pu être observées directement au microscope. En outre, une étroite corrélation limon-matière organique (fig. 23), met en évidence le rôle de cette dernière comme liant des consti-

tuants argileux. Dans certains cas, les carbonates de calcium servent de liant, ce qui est bien connu ; dans d'autres cas, il s'agit du fer. En effet, le fer forme avec d'autres constituants fins du sol des agglomérats tendres ou indurés, que l'on retrouve soit dans les sables, soit dans les limons (fig. 24). La présence de pseudoparticules dans les fractions 2 à 50 μ de l'analyse granulométrique indique une mauvaise dispersion que des traitements énergiques et prolongés à l'eau oxygénée n'améliorent pas toujours. Probablement parce qu'une partie des débris organiques est sous forme de phytolithes siliceux. Plus rarement le gradient d'argile peut être accentué par des apports sableux dans les horizons de surface, à la suite d'altérations mécaniques superficielles de roches et de cailloux.

Finalement, les sols piégés dans le karst ont des taux d'argile relativement constants des horizons de surface aux horizons profonds. Cette homogénéité pourrait se justifier par les brassages naturels ou biologiques ou du fait qu'en milieu très argileux de faibles mouvements d'argile sont pratiquement imperceptibles. Mais l'expérimentation en tubes nous a montré que les conditions d'entraînement des particules fines du sol ne sont pas réalisées dans les poches du karst ouvert.

D. Profil textural et gradient d'argile des sols, sans réserves carbonatées, des régions humides et subhumides

Les sols sans réserves carbonatées ou à réserves carbonatées profondes coupées de la plus grande partie du profil ont été étudiés sur grès et sur karst couvert. L'abondance de sables en bas des pentes du karst couvert (fig. 15c) et les fortes érosions dans les sols formés sur grès témoignent d'importants remaniements, favorisés par les travaux cultureux et par les fortes pentes. Les sols observés en bas de pente (Nabatyé : fig. 15a) semblent avoir été récemment remaniés et ne présentent pas toujours un gradient d'argile. Par contre, sur la pente ou en plateau l'horizon de surface est relativement désaturé et il est plus pauvre en argile que les horizons profonds. Le gradient d'argile est alors très accusé.

Cette migration de particules fines des horizons supérieurs peut se traduire par une certaine accumulation d'argile en profondeur (lessivage). Cette accumulation est mise en évidence par la présence de cutanes d'illuviation dans les horizons de profondeur. Mais ces cutanes sont peu abondants et l'entraînement de particules fines se fait plutôt latéralement (appauvrissement). En effet, les horizons profonds de ces sols sont peu perméables et ne favorisent pas les écoulements verticaux. Par ailleurs, les fractions fines du sol transportées par les eaux de ruissellement se retrouvent en aval dans les cuvettes de Nabatyé par exemple, à 3 km des sols étudiés.

III. — DYNAMIQUE KARSTIQUE ET INCIDENCES A L'ÉCHELLE DU PAYSAGE

A. Mouvements dans les poches du karst

Les mouvements du sol ou pédoturbations (JONGERIUS, 1970) dans les poches karstiques peuvent avoir des causes variées. Il peut s'agir d'entraînements de surface dans les fentes de retrait, mais celles-ci sont rares dans ce type de sols. Les brassages biologiques (rats, vers, etc.) sont loin d'être négligeables, mais ils paraissent peu importants par rapport aux mouvements provoqués à la suite des alternances d'humectation et de dessiccation. Ce brassage naturel, suivi d'enfoncement de la masse argileuse du sol, affecte la presque totalité des sols non calcaires formés sur roches carbonatées. Le mécanisme du brassage et de l'enfoncement des sols peut se décomposer en trois stades : l'humectation suivie du gonflement enfin le retrait lent et progressif en début de saison sèche.

L'humectation des sols se fait d'abord par la surface très vite imbibée dès les premières pluies. Les parois de la poche karstique forment un impluvium naturel apportant d'importantes quantités d'eau à la périphérie de la poche, tandis que les zones centrales restent souvent sèches pendant quelques jours. Il en résulte que le *gonflement du matériau* de la poche, très riche en argile, formée souvent de minéraux gonflants, ne se fait pas régulièrement et n'affecte pas toutes les parties du sol en même temps. Les forces dues au gonflement, auxquelles s'ajoute la force de gravité, exercent des pressions souvent considérables. Celles-ci provoquent des cisaillements avec lissage entre les parties encore sèches et les parties humides, ainsi que des lissages avec orientation des minéraux au contact des parois rocheuses. Les fentes de retrait disparaissent et les innombrables fissures du karst sont littéralement injectées, surtout en profondeur, par le plasma fluide qui a ainsi tendance à rejeter les éléments grossiers vers le haut. La photo 2 (Pl. IV) montre le plasma pénétrant en doigt de gant dans la zone d'altération. Certains éléments du sol, prélevés en profondeur dans des fentes du karst, y atteignent des densités très élevées voisines de 1,8. Cette pénétration de la masse plasmique ne doit pas être confondue avec des apports illuviaux dus à un lessivage, il s'agit d'un phénomène « d'argilifluxion » (défini précédemment), affectant essentiellement le plasma. Pas plus qu'il ne faut confondre avec des cutanes d'illuviation, les innombrables « séparations plasmiques » observées en lames minces soit dans la masse même du plasma, soit au contact des roches ou des grains du squelette. Ces éléments biréfringents, dus aux lissages et aux pressions, sont ici des « cutanes de pression ».

Au début de la saison sèche s'amorce le retrait à partir de la surface vers la profondeur. Une certaine hétérogénéité du milieu due aux racines, aux cailloux, au réseau de cutanes, favorise la formation de lignes de rupture multiples et irrégulières. Dès que la poche atteint une dimension assez grande et que le plasma est relativement homogène (poche de Nabatyé : chap. II, § I), la dessiccation se fait régulièrement du haut vers le bas, favorisant la formation de longues fentes de retrait verticales et l'apparition d'une surstructure large. Dans la même poche une structure en plaquettes est observée dès qu'un rétrécissement apparaît (fig. 13b, M₃) mais ici ces plaquettes sont provoquées au moment du gonflement, par des forces travaillant au cisaillement du fait de contraintes dues aux deux parois latérales en entonnoir et au poids des 120 cm de la partie supérieure du sol.

B. Evolution du relief karstique

(a) CAS DU KARST FERMÉ (fig. 31a)

Le karst fermé, comme le montre la photo 2 (Pl. I) présente un système de fissures extrêmement larges et profondes, au fond desquelles disparaissent les argiles de décarbonatation. Ces fissures sont souvent en relation avec des réseaux souterrains où s'accumulent des coulées boueuses que l'on retrouve dans les grottes. Le karst fermé reste en relief par rapport au karst voisin, du fait de son évolution essentiellement superficielle, résultat de puissantes altérations de surface, tandis que les altérations pédologiques sont relativement faibles. Pour le pédologue et l'agronome, le karst fermé est une surface morte.

(b) CAS DU KARST OUVERT (fig. 31b)

Les sols sont ici parfaitement visibles et bien développés, piégés dans des fissures ou des poches plus ou moins anastomosées entre elles (fig. 31b). De très nombreuses fissures et diaclases facilitent le drainage de ces sols, mais les matières solides n'y pénètrent pas profondément et, comme nous l'avons vu, ce réseau de fins canalicules s'oblitére souvent. Par le jeu des altérations de surface et des altérations à l'intérieur du sol, le karst est lentement taraudé (§ précédent). Dans le temps, la progression vers le bas de la poche karstique s'effectue suivant le schéma de la figure 31b de A à B :

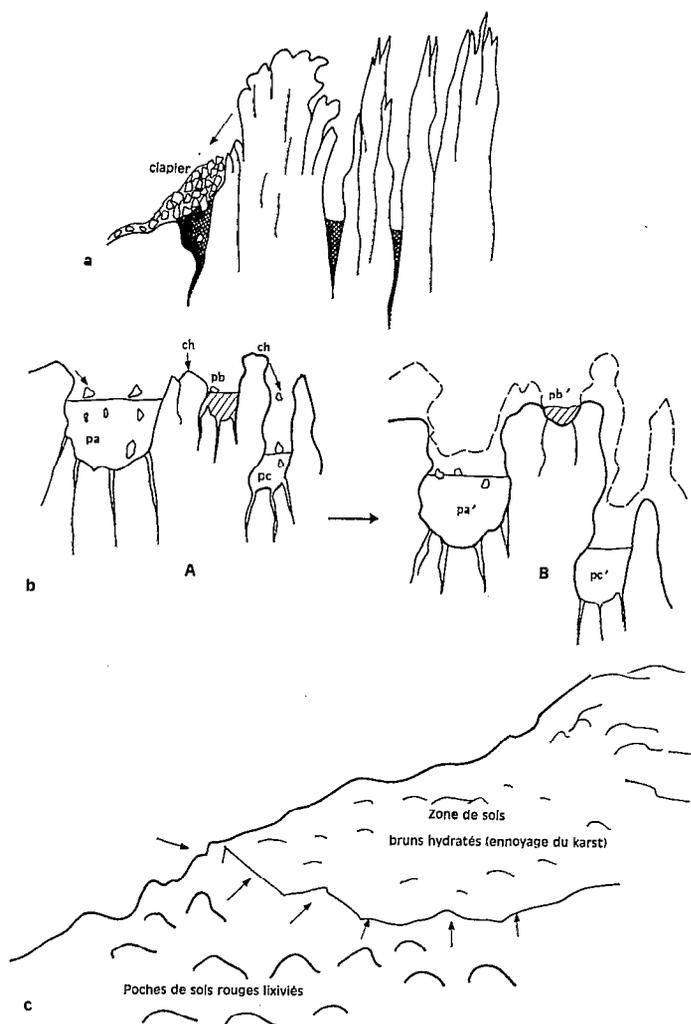


FIG. 31. — Dynamique des sols karstiques.

a. Karst fermé : les poches et les dolines sont rares. Les argiles de décarbonatation sont piégées très profondément dans les fentes et sont souvent entraînées dans les réseaux souterrains du karst.

b. Karst ouvert : enfoncement des poches par un jeu d'incessantes inversions du microrelief. Evolution de A à B.

c. Les sols hydratés sont « rognés » en bordure par érosion régressive.

— les poches rouges lixiviées, pa et pc, sont le siège d'altérations profondes et s'enfoncent progressivement (pa' et pc'). La poche brune hydratée, pb, n'évolue pas et reste en relief en pb'. pb' va disparaître, tout en alimentant les poches voisines pa' et pc'. Les chicots, ch, s'effritent et fournissent des cailloux aux poches voisines.

Sur la figure 31c est représentée une zone de sols bruns hydratés. Comme dans la poche hydratée pb, l'altération ne progresse plus vers le bas (ennoyage du karst) et la zone est lentement rognée sur son pourtour par érosion régressive.

Les caractéristiques de cette évolution sont la lenteur et l'hétérogénéité qui tend à faire évoluer une partie de karst plus rapidement qu'une autre. La résultante du « nourrissage » latéral d'une poche à l'autre et de l'enfoncement vertical, est un mouvement lent, oblique et saccadé ou « en cascade ».

Ces remaniements faibles et localisés sont trop lents pour masquer les différenciations pédologiques, comme celles qui sont dues à la matière organique ou aux minéraux argileux. Par contre des anomalies texturales sont parfois perceptibles en surface de nombreux profils, d'autant plus que l'on se rapproche du bas de la pente. Les accumulations de bas de pente, produites par ce mécanisme de l'évolution « en cascade », sont fonction des zones climatiques et de la pente générale du versant :

- sur les versants du Mont Liban, les rivières sont loin d'avoir atteint leur profil d'équilibre, les pentes sont fortes, la végétation est abondante et les accumulations de bas de pente sont très faibles ;
- aux pieds de l'Hermon les pluies sont plus faibles et les colluvions s'accumulent ;
- si la pente générale va en diminuant de l'amont vers l'aval, comme c'est fréquent en régions subhumides du sud du Liban, au karst ouvert de la partie amont succède un karst couvert en bas de pente.

(c) CAS DU KARST COUVERT

La chaîne de sols de Nabatyé (chap. II, § I) illustre bien la dynamique de ces sols formés en régions subhumides. Le karst est recouvert d'un manteau plus ou moins épais de sols rouges. Dès que la pente devient trop forte le karst est dénudé. La présence de ce manteau est la résultante d'un certain nombre de facteurs. Les uns produisent les matériaux, ce sont les altérations, les autres tendent à les entraîner, ce sont les eaux de ruissellement aidées par l'action de l'homme. A Nabatyé, la dynamique de ces sols s'inscrit dans les caractéristiques mêmes des matériaux constituant les sols de la chaîne.

La figure 15 met en évidence une ablation des horizons de surface du haut de la chaîne et surtout en bordure de plateau, au profit du bas-fond. Mais ici, le transport devient sélectif. Les particules grossières sont déposées d'abord en bas de pente, les particules fines sont partiellement déposées en plaine, partiellement transportées jusqu'à la mer. Les capacités d'échange et les pH (fig. 28) montrent aussi que des matériaux désaturés et à faibles pH du karst de pente sont venus s'accumuler en bas de pente. La présence d'horizons hydratés et de traces d'hydromorphie au milieu des profils du haut de pente explique l'importance du ruissellement superficiel. Il est probable qu'une telle dynamique est considérablement accélérée par les travaux culturaux. L'équilibre naturel permettant au karst couvert de se maintenir se trouve alors rompu. Il semble donc que nous ayons à Nabatyé l'exemple d'une dynamique dégradante, accélérée du fait de l'intervention de l'homme.

C. Dynamique des sols de piedmont

(a) MISE EN PLACE DES MATÉRIAUX

L'étude des sols rouges de piedmont de la Békaa a montré que les matériaux de ces sols n'ont aucun rapport avec le milieu où ils se trouvent. Ils ont été transportés des pentes karstiques amont, comme en témoignent des débris grossiers ne pouvant provenir que de formations existant dans le bassin versant. Ces matériaux d'après leur nature et leur position relative dans le paysage, auraient été mis en place vers le milieu du Quaternaire si l'on raisonne par analogie avec les études de BESANÇON et de MAHLER (1966).

Les apports de piedmont présentent rarement des séries régulières et superposées. Aux quelques reliques plio-quaternaires, notamment des poudingues, sont associés des lambeaux de terrasses et des pédiments datant tout au plus de la mi-quaternaire. Dans la plaine de la Békaa, les matériaux d'apport forment des séries sédimentaires superposées, plus ou moins épaisses et régulières.

(b) REMANIEMENTS ET ÉVOLUTION DES SOLS ROUGES DE PIEDMONT

L'étude des sols des chaînes de Kfar-Zabad et de Kfardane met en évidence une relative homogénéité dans la nature des matériaux mis en place et dans leur degré d'évolution. Chaque chaîne étudiée est formée d'une partie supérieure bien drainée et d'une partie inférieure plus ou moins bien drainée. Une zone de transition sépare ces deux parties, assez brutalement à Kfar-Zabad et progressivement à Kfardane.

(1) *Remaniements et évolution des sols de piedmont, bien drainés*

Des remaniements localisés et de faible importance perturbent les profils et masquent certaines différenciations pédogénétiques :

— les vents dominants soit par leur action directe, soit en accélèrent les évapotranspirations provoquent des déplacements, non seulement superficiels (plaines arides d'El Qa), mais pouvant à la longue décapier tout un versant (cône de Yahfoufa : LAMOUROUX et OSMAN, 1965) ;

— les ruissellements consécutifs aux averses brutales, en début de la saison des pluies, provoquent des entraînements soit ménagés du type de ceux observés à Nabatyé, soit brutaux mais limités ;

— l'homme cultive ces sols depuis plusieurs millénaires et accélère les érosions éoliennes et hydriques, surtout par les labours et les irrigations.

Malgré de tels remaniements certains caractères permettent de constater une évolution pédologique qui reste cependant faible :

— l'altération du conglomérat sous-jacent est peu importante ;

— la structure, dégradée en surface, est polyédrique et assez bien individualisée en profondeur ;

— le profil textural est plus sensible aux remaniements locaux qu'aux évolutions pédogénétiques ;

— le profil chromatique et le profil organique sont faiblement différenciés, d'autant moins que le climat est plus sec ;

— le pH, le complexe absorbant, le fer (chap. V) et les minéraux argileux (chap. IV) ne présentent aucune différenciation notable.

Il s'agit donc de sols peu différenciés, n'ayant subi qu'une faible évolution depuis leur mise en place. Il paraît probable que les conditions de climat et de milieu ont très peu varié depuis le Quaternaire moyen.

(2) *Remaniements et évolution des sols de piedmont, à drainage ralenti*

Situés en bas de chaînes, sur des pentes assez faibles, ces sols ne sont pas soumis à des remaniements considérables, mais ils peuvent recevoir des petites quantités de sédiments et sont surtout très fortement perturbés en surface par les labours et les irrigations. Malgré des transformations récentes de 0 à 50 cm, des évolutions très nettes caractérisent les horizons profonds de ces sols et surtout les différencient totalement des sols rouges lixivés bien drainés.

Le profil textural est très sensible aux remaniements de surface et ne présente aucune évolution pédologique nette.

Le profil chromatique (fig. 16b) est caractérisé par un assombrissement croissant des couleurs vers le bas de la chaîne. Ce noircissement est imputable aux matières organiques et en particulier à la fraction non extractible (humine) dont les taux augmentent en profondeur. Les formes hydrosolubles (acides humiques libres) alimenteraient les solutions du sol et se concentreraient en bas de pente par suite des évapotranspirations. Là, rendues insolubles en milieu alcalin, elles imprégneraient les matières minérales.

Cette hypothèse semble confirmée par la couleur claire (5 YR 4/4) des vertisols de bas de pente des régions subhumides à semi-arides dont les solutions ne sont pas enrichies en acides humiques hydrosolubles (profil 390, Kfardane et Syrie).

Le profil organique est un peu plus différencié en bas de pente (fig. 25e : W32 et W82) que dans les sols rouges lixiviés (360 et 364) et que dans les sols des régions plus arides (fig. 25f). L'isohumisme est d'autant plus net dans les sols du Liban que les quantités de matières organiques sont plus faibles et que le milieu draine mieux.

Le profil calcaire met en évidence des taux croissant de carbonate de calcium vers le bas de la chaîne (fig. 16c). La répartition est relativement homogène dans les profils remaniés et irrigués de Kfar-Zabad, mais une nette augmentation apparaît dans les profils de Kfardane (tabl. 9 : 395 à 393). Par ailleurs, l'étude micromorphologique montre qu'il ne s'agit plus d'un milieu d'altération, mais plutôt d'accumulation, du moins en carbonates de calcium. Cette accumulation croissante vers le bas de la chaîne est attribuable aux solutions du sol, aux eaux de ruissellement superficiel et aux eaux d'infiltration. Les solutions du sol subissent un lent mouvement gravitaire vers le bas de la pente où par suite d'évapotranspiration s'observent des pseudomycéliums (profil 360) et un peu de carbonate de calcium (fig. 16c, zone A). Le conglomérat du substratum favorise ces mouvements. Les eaux de ruissellement superficiel sont importantes lors des fortes pluies, comme en témoignent les apports du petit ruisseau de Kfar-Zabad. Les eaux d'infiltration du versant karstique amont réapparaissent dans les niveaux conglomératiques de la plaine (suintements d'eau venant de l'amont dans les conglomérats, entre 3,50 m et 10 m, d'un puits observé au milieu de la chaîne de Kfar-Zabad). Cette eau réalimente les nappes profondes, superficielles et les sources du Litani et de l'Oronte.

Le profil structural présente une structure beaucoup plus nette que celle des sols du haut des chaînes et surtout une surstructure prismatico-cubique ou verticale de profondeur.

L'étude des minéraux argileux (chap. IV) met en évidence un milieu de néoformation de montmorillonite, donc de concentration en silice et en hydroxydes. Pas ou peu de différenciations quant aux pH très élevés et au complexe absorbant saturé du sommet à la base des profils, il en est de même des formes amorphes de fer (chap. V), en très faibles quantités dans tout le profil.

IV. — CONCLUSIONS

La pédogenèse karstique travaille continuellement à produire et à transformer un matériau qui se déplace des sommets vers les bas-fonds ou les rivières. Pour reprendre une image déjà utilisée (PAQUET H., 1969), « l'amont nourrit l'aval », mais ici, sans aucune restriction (fig. 32). En effet, depuis la lixiviation ou exportation des ions en solution, jusqu'aux remaniements massifs à longue distance, tous les mécanismes contribuent à faire évoluer les matériaux des sols des sommets vers les bas-fonds.

A l'échelle locale l'hétérogénéité et la « nécrose » du karst provoquent d'innombrables inversions du microrelief.

A l'échelle du paysage il en serait de même si l'enfoncement des vallées et les mouvements tectoniques ne venaient rajeunir continuellement les formes. *Enfin la pédogenèse karstique crée ses propres milieux, infléchit une évolution dans un sens ou dans l'autre par des mécanismes complexes et contribue à sculpter le relief.*

L'histoire des sols issus du karst n'est pas la même suivant qu'il s'agit d'un karst ouvert, d'un karst couvert ou des produits de ces karsts transportés en bas de pente.

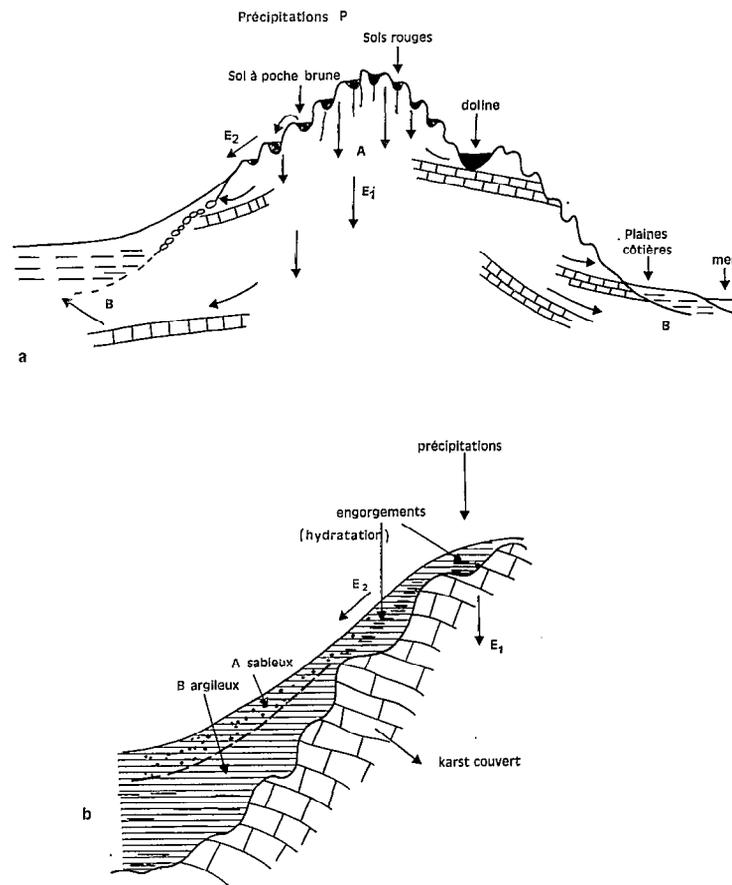


FIG. 32. — Dynamique des paysages karstiques.

- a. Dynamique verticale (A) sur karst ouvert.
Dynamique latérale (B) en plaines.
 $P = E_1$ très fort + E_2 très faible.
- b. Dynamique oblique des sols formés sur karst couvert.
 $P = E_1$ faible + E_2 fort.

Dans les *karsts ouverts* du Mont Liban, la pédogenèse est en pleine activité et ses manifestations masquent presque totalement les traces des pédogenèses passées. Saturation du complexe, autobrassage continu des poches et déplacement lent par saccades sur la pente caractérisent ces sols.

Dans les *karsts couverts* du sud du Liban, la pédogenèse est modérée dans les conditions actuelles et l'épaisseur des sols formés correspondrait à une très longue évolution, mais il n'est pas possible de mettre en évidence d'anciens cycles pédogénétiques. D'importants remaniements latéraux se produisent. Les horizons supérieurs alimentent les bas-fonds, tandis que les altérations renouvellent par la base les matériaux exportés.

Sur les *glacis et les cônes* des régions subhumides et arides, les évolutions actuelles sont minimales et les caractères (notamment minéralogiques) des différents matériaux observés correspondent à ceux

de sols formés dans les bassins versants-amont, avant la mise en place des glacis et des cônes. Il semble que les conditions de pédogenèse étaient, dans ces régions, vers le milieu du Quaternaire, peu différentes des conditions actuelles.

La base des cônes et des glacis est souvent mal drainée et les sols subissent de profondes transformations : noircissement du profil, accumulation de calcaire, néoformation de montmorillonite, disparition des sesquioxydes de fer amorphes. Ce sont des sols de plaine à profil calcaire différencié (RUELLAN, 1970), nettement différents des sols précédents.

Altération des roches carbonatées

Les sols rouges et bruns du Liban sont dans leur majorité développés sur des roches carbonatées. L'étude de l'altération de ces roches est donc pour nous essentielle. Et ceci d'autant plus que la filiation entre les roches carbonatées et les sols qui les surmontent est toujours débattue. L'épaisseur de certains sols rouges ou bruns observés sur des calcaires qui ne contiennent que quelques pour cent d'insolubles ne rend pas cette filiation facile à mettre en évidence. D'où les controverses sur l'origine, la couleur et l'âge des « terra rossa ».

Pour tenter d'éclairer ces problèmes, seront présentés dans les paragraphes suivants :

- les différents types de roches carbonatées ;
- l'étude des résidus de décarbonatation des roches-mères carbonatées du Liban ;
- les observations faites dans la nature sur l'altération ou sur la décarbonatation naturelle ;
- les essais expérimentaux qui permettent de mieux comprendre ou de mesurer les phénomènes naturels ;
- la géochimie des altérations, de roches carbonatées et des eaux d'altération ;
- une vue d'ensemble des mécanismes de cette altération des roches carbonatées telle qu'elle apparaît au Liban.

I - LES DIFFÉRENTS TYPES DE ROCHES CARBONATÉES

Les roches carbonatées, prélevées à la base des profils, ont été classées d'après un certain nombre de critères simples et de mesures rapides : dureté appréciée par la résistance à l'écrasement et la plus ou moins grande facilité à se rayer à l'ongle, teneur en insolubles, densité apparente, pourcentage d'eau absorbée en 7 jours, couleur et texture apparente.

Trois groupes principaux ont été distingués :

- *les roches carbonatées, dures*, ne se cassent qu'au marteau et ne se rayent pas à l'ongle. Les éclats sont souvent anguleux et aplatis. Ce sont des roches (valeurs médianes d'un lot de 15 échantillons)

contenant 2,2 % d'insolubles, de densité 2,68 et absorbant en eau 1 % de leur poids. Leur couleur est blanc grisâtre (2,5 YR à 10 YR 7/2 à 8/2), leur texture est fine, parfois saccharoïde et leur cassure est lisse. En lame mince, les cristaux de calcite sont petits et serrés ne laissant aucun vide apparent. L'altération est lente et difficile à observer. Les sols, généralement formés sur ces roches dures, sont des sols rouges lixivés, pouvant ultérieurement subir des transformations par confinement du milieu ;

— *les roches carbonatées, moyennement dures*, s'écrasent facilement sous la pression d'un outil ou d'un choc et se rayent souvent à l'angle. Elles sont friables, de couleurs variables et présentent les valeurs médianes suivantes : insolubles : 7,7 % ; densité : 1,94 % ; eau absorbée : 16,5 %... Leur altération est beaucoup plus rapide que celle des roches dures et peut s'observer plus facilement. Les sols formés sont généralement bruns et moyennement calcaires. Exceptionnellement sur molasse poreuse peuvent se former des rendzines rouges ;

— *les roches carbonatées, tendres*, sont crayeuses ou marneuses. Elles s'effritent entre les mains et se rayent très facilement à l'angle. Ces roches sont riches en insolubles (10 à 70 %), ont une densité apparente inférieure à 2 et absorbent beaucoup d'eau (20 à 50 % de leur poids). Leur altération est très rapide, mais leur susceptibilité à l'érosion est telle que les sols observés sont soit des régosols soit des sols peu évolués, gris ou blancs, très calcaires.

II - LES RÉSIDUS DE DÉCARBONATATION

I. — MÉTHODES D'ÉTUDE

Les quantités d'insolubles sont évaluées d'après les résultats de l'analyse des éléments totaux, effectuée à la suite d'une fusion alcaline. Certaines extractions, telles que celle des formes de fer amorphes, peuvent se faire directement sur la poudre calcaire. Mais pour observer ces résidus et procéder à certaines analyses il a fallu les extraire au préalable par un traitement acide.

L'acide chlorhydrique dilué permet une décarbonatation rapide et suffit pour des observations succinctes ou des déterminations minéralogiques d'insolubles. Cet acide est trop brutal et dissout certains produits amorphes à de faibles pH.

L'acide acétique à 10 %, tamponné à l'ammoniaque jusqu'à pH 4,2, permet un traitement ménagé limitant l'entraînement d'éléments non carbonatés. Les taux de SiO_2 , Al_2O_3 et Fe_2O_3 dosés dans les solutions de dissolution après décarbonatation, sont relativement faibles (moyennes sur 15 échantillons) : SiO_2 : 0,39 - Al_2O_3 : 0,7 - Fe_2O_3 : 0,49, exprimés en % du poids du résidu obtenu.

II. — QUANTITÉ DE RÉSIDU NON CARBONATÉ

L'analyse des éléments totaux, après fusion alcaline, permet d'obtenir avec précision la fraction insoluble des roches carbonatées. Le résidu en pour cent de la roche est donné par la somme de $\text{SiO}_2 + \text{R}_2\text{O}_3$ % + 5 % ($\text{SiO}_2 + \text{R}_2\text{O}_3$). Le résidu brut est augmenté de 5 % (valeur moyenne obtenue

sur les sols) pour tenir compte des cations alcalins et alcalino-terreux du complexe absorbant. Les quelques résultats suivants ont été obtenus :

Roches	Résidu (%) (moyennes)	Nombre d'échantillons	Variations (%)	
			Minimum	Maximum
Carbonates durs	2,2	25	0,4	4,2
Carbonates moyennement durs	7,7	10	4,9	12,5
Carbonates tendres et mar- nes	26,1	6	5,8	69,5

Bien que certaines roches dures contiennent très peu de résidus non carbonatés, beaucoup d'entre elles, souvent colorées, en contiennent des quantités non négligeables. La variabilité est assez grande, de 0,4 % dans une dolomie à 4,2 % dans un calcaire dur. Six échantillons d'un même faciès calcaire, prélevés à 20 m de distance, contiennent entre 0,8 et 2,7 % de résidu. Notons en outre qu'il existe de très nombreuses inclusions de silex, de fer, etc., dont il est rarement tenu compte dans l'échantillonnage.

Plus le calcaire devient grossier et tendre plus les résidus non carbonatés augmentent : de 4,9 % pour un calcaire moyennement dur à 69,5 % pour une marne. Or, il est très fréquent d'observer de fins lits marneux ou argileux interstratifiés dans des bancs calcaires. Une coupe de 6 m, étudiée dans les calcaires de l'Albien présente 17 alternances de calcaires et de marnes. Les deux premiers mètres sont représentés ci-dessous avec la teneur en résidus des différents faciès.

Profondeur (cm)	Strates	Résidu (%)	Couleur Hde du résidu
0- 20	Sol brun calcaire	53,5	10 YR 5/4
20- 45	Calcaire moyennement dur	12,6	10 YR 4/6
45-105	Marnes vertes	29,5	5 YR 5/3
105-140	Calcaire moyennement dur	16,6	10 YR à 2,5 Y 5/4
140-160	Calcaire feuilleté + marnes	21,1	10 YR à 2,5 Y 4/3
160-200	Calcaire moyennement dur	15,0	10 YR 4/6

Une forte hétérogénéité dans les teneurs en résidus non carbonatés de différents faciès a également été notée en Europe par FLEIGEL (1968). Ainsi les quantités de résidus non carbonatés de la roche-mère, prélevée à la base d'un profil, ne seront pas forcément en rapport avec la masse de sol de ce profil.

III. — COULEUR DES RÉSIDUS

Sur le tableau 24, sont reportées les couleurs des résidus d'une série de roches variées, comparative-ment à celles des roches et des sols correspondants (horizons B). Ces données sont représentatives d'une centaine d'échantillons traités et étudiés.

TABLEAU 24

Couleur des résidus comparée à celle des roches et de l'horizon profond de différents types de sols

	Echantillons		Couleur Munsell humide		
	N°	Types de sols et roches	Roche	Résidus	Sol
Calcaires durs et sols rouges lixiviés	319 { RS RA 308 306 342 445 263	Sol rouge lixivié sur calcaire	10 YR 8/1 id.	10 YR 3,5/2 7,5 à 10 YR 3,5/2	2,5 YR 4/4
		id.	id.	10 YR 2/2	2,5 YR 3/6
		id.	10 YR à 2,5 Y 7/6	10 YR 4/6	5 YR 3/4
		Sol rouge lixivié sur dolomie	10 YR 8/2	10 YR 4,5/2	5 YR 5,5/8
		Sol rouge lixivié sur calcaire		5 YR 4/8	2,5 YR 4/6
		Rendzine rouge sur calcaire	10 YR à 2,5 Y 7/6	10 YR 4/6	5 à 7,5 YR 5/4
Calcaires Moyennement durs	ARB { RS RA 315 324 247	Sol brun sur calcaire oolithique	2,5 Y 3/2 10 YR 4,5/4	2,5 à 5 Y 2,5/1 10 YR 4/4	10 YR 5/8
		Sol brun hydraté sur dolomie	2,5 Y 7/2	10 YR 2/1,5	7,5 YR 4/4
		Sol brun hydraté sur calcaire	10 YR à 2,5 Y 8/1	10 YR 2/1	10 YR 4/4
		id.	10 YR 7/4	10 YR 5/6	10 YR 4/6
Calcaires moyennement durs	260 44	Rendzine rouge sur molasse	10 YR 8/2	10 YR 3/3	2,5 YR 4/4
		Sol brun calcaire vertique sur calcaire poreux de Sarafand	10 YR à 2,5 Y 8/2	10 YR 5,5/3	10 YR 5/4
Calcaires tendres	40 33	Rendzine grise sur calcaire crayeux	10 YR 8/3	10 YR 7/4	10 YR 5/3
		Rendzine grise sur marnes glauconieuses	2,5 Y 5/2	5 Y 7/1	5 Y 5/2
Encroûtements divers	389N Co.K2 393E Rh	Nodules calcaires dans sol brun hydraté		7,5 YR 4/4	10 YR 5/6
		Conglomérat pliocène de Kfar-Zabad			
		Encroûtement Kfardane	5 YR 6/6	2,5 à 5 YR 4/6 2,5 YR 4/6	2,5 YR 3/6 5 YR 3/6
		Ramleh, grès dunaire calcaire du Akkar		10 YR 3/2	

Les résidus sont généralement de couleur brune (10 YR) souvent très foncée, parfois gris-bleu (2,5 à 5 Y 2,5/1) dans la partie foncée d'un calcaire bicolore. La couleur rouge est rarement observée mais peut exister, comme dans le calcaire éocène de Nabatyé (445) ou dans certains calcaires plus ou moins atteints par le métamorphisme de contact. Par contre, de nombreux encroûtements contiennent des résidus de couleur rouge : ciment des conglomérats pliocènes de la Békaa (Co K), encroûtements de sols des régions semi-arides (393.E), grès dunaires plus ou moins altérés. Cependant, certaines accumulations calcaires contiennent des résidus de couleur brune : nodules calcaires de sols bruns hydratés (389), grès dunaires non altérés (Rh), encroûtements de nappes de la Békaa centrale. Ces couleurs changent quand les roches s'oxydent, c'est le cas des calcaires bicolores de Salima (ARB) dont les résidus de gris-bleu dans le noyau de la roche deviennent bruns dans la zone corticale. Ces changements sont plus nets quand on passe au sol et surtout s'il s'agit de sol rouge.

Il faut donc distinguer une oxydation des résidus quand la roche est pénétrée par les eaux superficielles oxydées et un phénomène de rubéfaction proprement dite.

IV. — NATURE DES RÉSIDUS

De très nombreux échantillons de résidus ont été observés et analysés. L'aspect minéralogique est abordé avec l'étude des minéraux argileux (chapitre IV) et des autres constituants fins du sol (chapitre V). Des minéraux silicatés très variés, des produits amorphes, des éléments cristallins, sont ainsi mis en évidence dans la plupart des roches carbonatées et leur comparaison avec les produits du sol correspondant peut permettre d'établir un certain degré de similitude entre les deux groupes de constituants. L'examen des résidus, à la loupe binoculaire, permet d'avoir une première idée de la composition de ces résidus. Deux groupes de constituants se distinguent nettement : des éléments fins formant une masse pâteuse, et des éléments grossiers souvent peu abondants et noyés dans la masse fine et pâteuse. La masse d'éléments fins est brune, mate, parfois noire et brillante. La couleur noire correspond dans la plupart des cas à une teneur relativement élevée en matière organique, extrêmement fine, dont certains éléments huileux surnagent dans la solution de décarbonatation. Les éléments grossiers sont, soit des éléments siliceux : quartz hyalins arrondis, parfois rhomboédriques ; débris siliceux opaques et anguleux : éléments silicifiés d'anciens tests ou de matières organiques variées, soit des oxydes métalliques arrondis, de couleur noire ou brune. Les analyses chimiques (tabl. 26) montrent que les résidus non carbonatés ont une composition assez variable suivant les cas :

— teneurs en silice relativement plus fortes que dans les sols (Zk RS, 215 RS), ou au contraire plus faibles (319 RS, 343 RS) ;

— présence de petites quantités de titane, phosphore, potassium et sodium ;

— le manganèse difficilement dosable en tant qu'élément majeur est apparu en quantité assez forte dans les analyses d'éléments traces (chapitre II).

Les résidus non carbonatés représentent un matériau complexe, où se retrouvent tous les éléments constitutifs du sol : silicates et produits amorphes (chapitres IV et V), cations et anions variés, éléments traces. Les teneurs relatives en ces différents éléments peuvent varier par rapport aux teneurs relatives correspondantes des sols, notamment en ce qui concerne la silice, les matières organiques et les oligo-éléments. Ce qui implique un certain nombre de modifications chimiques au cours des altérations.

En conclusion, l'étude de ces résidus permet d'établir d'étroites relations entre les roches et les sols qui les recouvrent ou les entourent. Si l'on s'en tient aux grands ensembles géologiques des régions étudiées, les sols reflètent toujours la nature de la roche sous-jacente :

— sur roches dures dolomitiques, très abondantes dans le Liban et l'Anti-Liban, les sols sont réduits à quelques centimètres ou à de petites poches au fond de grandes fissures ;

— sur les calcaires durs, du Jurassique ou du Cénomaniens, les sols forment des poches plus ou moins importantes, mais ne couvrant jamais le karst ;

— sur les calcaires moyennement durs et riches en résidus du Jurassique supérieur et du Miocène, les poches sont très larges et profondes ;

— sur les calcaires tendres de l'Eocène enfin, le karst est totalement couvert.

Bien que de multiples observations, à l'échelle du mètre, aient mis en évidence une corrélation très étroite entre la roche et le sol sus-jacent, des différences notables peuvent exister, notamment dans la nature des minéraux silicatés (chapitre IV). Il faut alors imaginer qu'un profil observé en un point donné du karst a eu pour roche-mère un ensemble de faciès carbonatés, aujourd'hui disparus.

III - LES FAITS D'OBSERVATION

Pendant six années de travail au Liban, de nombreuses observations de détail m'ont été permises sur l'altération des roches carbonatées et certaines sont très instructives pour comprendre la genèse et l'évolution des sols.

Trois grandes zones d'altération des roches carbonatées peuvent être distinguées :

- une zone d'altération se produisant à l'air libre ;
- une zone d'altération se produisant à l'intérieur et au contact du sol ;
- une zone d'altération souterraine, affectant les profondeurs du karst.

Seules les altérations se produisant à l'air libre et à l'intérieur du sol seront traitées dans ce chapitre.

I. — LES ALTÉRATIONS SE PRODUISANT A L'AIR LIBRE

Ce sont des altérations mécaniques, chimiques ou biologiques qui marquent assez profondément la morphologie karstique et préparent les altérations internes au sol.

Les altérations mécaniques sont surtout développées au-dessus de 1 000 m d'altitude. Sous l'effet des alternances de gel et de dégel des clapiers s'accumulent à la base des falaises rocheuses, des éboulis viennent alimenter la partie supérieure des poches de sols. En régions humides, les altérations chimiques sculptent les roches de cupules, de lapiès ou de cannelures verticales et profondes (Pl. I, photo 2). Ce sont elles qui favorisent l'apparition de formes d'altérations superficielles propres aux régions semi-arides : les eaux de pluie ont souvent une action localisée à la surface des roches, ne dissolvant qu'une petite zone en alvéole ou en rainure (altération en « peau de tortue » ou en « mie de pain », LAMOUROUX, 1967). Les produits de l'altération de ces roches de surface subissent un destin très curieux, lié à la faible pluviosité. Une partie des bicarbonates est exportée lors des rares fortes pluies ou s'accumule plus en profondeur dans le sol. Une autre partie reste sur place, à la face inférieure de la roche, la festonnant ou la recouvrant de très fines colonnettes, parfois sur plusieurs épaisseurs.

Les altérations biologiques sont intenses, mais difficiles à évaluer. Elles sont provoquées par des mousses localisées aux lieux humides abrités du soleil et surtout par les lichens. Ceux-ci envahissent totalement la surface des roches carbonatées des Monts Liban et Anti-Liban. La couleur des roches est alors grise, parfois verdâtre. Ils préparent un cortex d'altération aux attaques des eaux de pluie. Ainsi se façonnent progressivement des surfaces guillochées ou cannelées, sans que les lichens aient à quitter la surface de la roche.

II. — LES ALTÉRATIONS SE PRODUISENT A L'INTÉRIEUR DU SOL

Ces altérations se produisent au contact du sol sous l'action des eaux et des racines. Dans le sol deux niveaux peuvent être distingués :

- un niveau de surface, riche en matière organique, aux solutions relativement acides et continuellement renouvelées, très favorable aux altérations ;

— un niveau profond, très argileux, aux solutions moins agressives, mais plus longuement en contact avec les roches et encore favorable aux altérations.

Les altérations internes au sol peuvent procéder, comme à l'air libre, par dissolution directe à la surface de la roche. Ce type d'altération est fréquemment observé dans les milieux dont les constituants ne gonflent pas ou peu lors de l'humectation, tels que les horizons très organiques de sols forestiers, les sols riches en kaolinite ou les sols sableux à sablo-argileux.

Dans la plupart des cas, sur roches dures carbonatées, les sols très argileux et riches en argiles gonflantes, sont le siège d'altérations pelliculaires, qui n'intéressent à chaque fois qu'une faible épaisseur de roche. Sur roches moyennement dures ou tendres, les altérations sont souvent progressives et profondes intéressant de quelques centimètres à quelques décimètres de roches.

Les altérations pelliculaires et les altérations progressives et profondes ont fait l'objet d'observations et d'études particulières.

A. L'altération pelliculaire

En saison sèche, si on arrache un caillou calcaire situé dans un sol rouge, une mince pellicule calcaire, détachée du caillou, reste collée à son alvéole. Cette pellicule disparaît avec la saison des pluies.

(a) MISE EN ÉVIDENCE

L'étude détaillée de la zone d'altération pelliculaire d'une roche dure calcaire a permis de mettre en évidence les rapports entre le sol et la pellicule, ainsi que la préparation du cortex d'altération (fig. 33).

En 1, le sol rouge lixivié, à structure polyédrique fine, est légèrement calcaire.

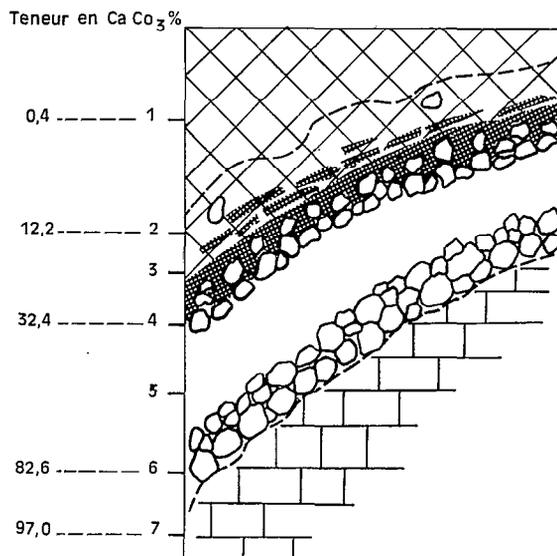


FIG. 33. — Altération pelliculaire d'un calcaire dur.

En 2, la zone voisine de la surface est enrichie en carbonate de calcium (12,2 %) et quelques grains d'une pellicule antérieure subsistent encore.

En 3, la bordure du plasma est formée par deux types d'éléments : des éléments parallèles à la surface de la roche, bien visibles en lame mince et en lumière polarisée (cutanes de pression) ; des éléments ayant pénétré entre les grains de calcite de la pellicule (Pl. V, photo 1 et 3).

En 4, la pellicule d'altération est collée au sol par le plasma infiltré entre les grains.

En 5, un espace vide correspond à la rétraction du sol après dessiccation.

En 6, s'observe un cortex d'altération, encore très calcaire, mais aux éléments disjoints, faciles à gratter à l'ongle.

En 7, apparaît la roche dure calcaire.

Ce type d'altération est très fréquent dans la nature sur les roches dures carbonatées. La pellicule d'altération est facile à obtenir par application d'un élément argileux et humide sur un caillou calcaire prélevé dans le sol. Enfin, des pellicules ont été reproduites expérimentalement en vases de végétation.

(b) VARIATIONS OBSERVÉES

De multiples observations, faites en différents points du Liban, ont permis de constater que la pellicule d'altération peut varier avec un certain nombre de facteurs. Elle varie avec la pluviosité du lieu : les pellicules les plus épaisses et les plus régulières se forment sous les climats humides et subhumides et deviennent inexistantes sous les climats semi-arides. Elles sont d'autant plus abondantes que le sol est plus argileux et subit des retraits importants. L'abondance de matières organiques favorise un arrondissement de la structure qui diminue les contacts sol-roche et de ce fait la pellicule interrompue a un aspect chagriné. L'altération pelliculaire est générale dans les sols rouges lixiviés, mais elle se produit également à la partie supérieure des sols bruns hydratés. Elle n'a jamais été mise en évidence dans les sols hydromorphes ou dans l'horizon B des sols bruns hydratés, quand il y a confinement en carbonates. Enfin, la nature de la roche-mère carbonatée conditionne pour une grande part l'importance de la pellicule. Le dosage du gaz carbonique et la mesure des surfaces de la pellicule ont permis d'évaluer l'épaisseur de carbonates arrachés aux roches (ces valeurs sont inférieures à la réalité du fait de pertes inévitables lors du prélèvement).

Echantillons	Nature de la roche	Epaisseur calculée de la pellicule (mm)
334	Dolomitique, très dure	0,001
335	Dolomitique dur	0,027
373	Calcaire dur	0,010
Barrouk	Calcaire dur	0,020
284.1	Calcaire dur	0,053
237	Calcaire dur	0,077
234	Calcaire dur	0,022
317	Calcaire dur	0,030
308	Calcaire dur	0,040
327	Calcaire moyennement dur	0,200
307	Calcaire moyennement dur à lithothammiés	0,118
Nabatyé P ₁	Calcaire moyennement dur	0,300
P ₂	Calcaire moyennement dur	0,250
215	Calcaire moyennement dur	0,630

La roche dolomitique (334), très dure, difficile à rayer, fournit une pellicule à peine perceptible. Les roches dures du Cénomaniens et du Jurassique, très abondantes au Liban, donnent des pellicules dont l'épaisseur varie de 1/100 à 1/10 de mm. Sur les roches moyennement dures, les altérations pelliculaires ne sont pas fréquentes et quand la pellicule se forme, elle est épaisse, atteignant plusieurs dixièmes de millimètres (327 à 215).

(c) CYCLES DE L'ALTÉRATION PELLICULAIRE

Sur le terrain, les pellicules très nettes en saison sèche commencent à disparaître en décembre après les premières fortes pluies et ne sont plus visibles en février, au milieu de la saison des pluies. De très nombreux extraits à l'eau (au 1/5) d'échantillons de différents profils, horizon par horizon et à différentes périodes de l'année, permettent de constater (fig. 34) que les teneurs en calcium de ces extraits sont relativement élevées en octobre et surtout aux premières pluies de décembre, baissent très nettement fin février et encore plus début mai. Le profil 308, sur karst ouvert de Nabatyé, n'étant alimenté par aucune source carbonatée de surface, a des taux de calcium qui diminuent très vite avec l'abondance des précipitations.

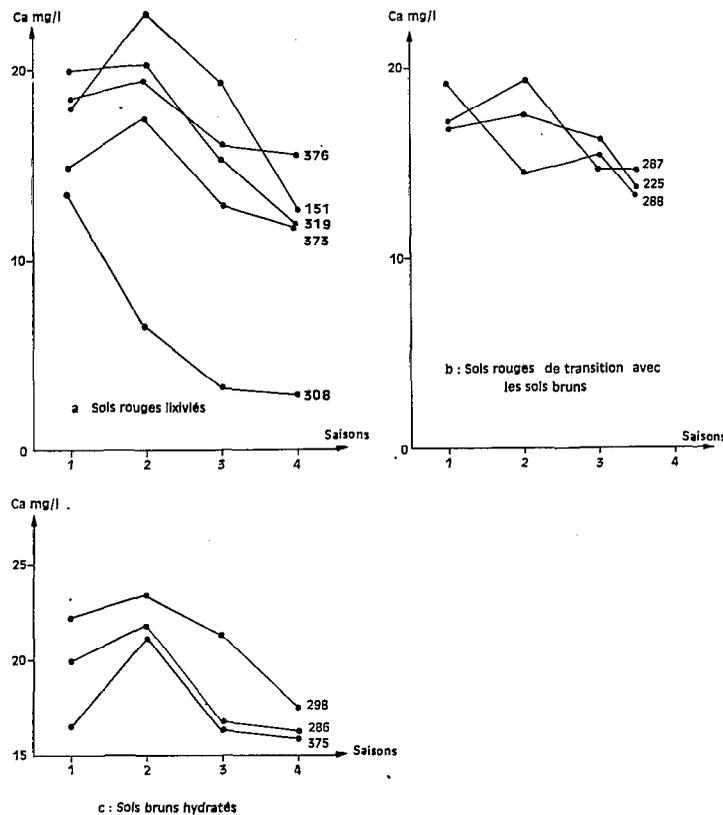


FIG. 34. — Variation des teneurs en calcium des extraits à l'eau au 1/5 d'échantillons de sols (moyennes du profil) au cours des saisons. 1 : 10/67 - 2 : 12/67 - 3 : 2/68 - 4 : 5/68.

B. L'altération progressive et profonde

Dans ce type d'altération les transformations commencent en profondeur de la roche saine et passent progressivement au sol par une zone de plus en plus altérée. Cette altération si fréquente à la base de sols formés sur des roches cristallines est rare sur les roches dures carbonatées, mais elle est fréquente sur les roches moyennement dures. Elle n'atteint que quelques dizaines de centimètres. Plusieurs cas ont été observés.

Des roches dures sont profondément altérées dans les larges poches de sols rouges lixiviés de Nabatyé (chapitre II, profil 445). Dans ce cas l'altération profonde résulte de la grande friabilité de la roche et de la présence d'une très forte proportion d'éléments fins dans le sol (95 %). Cette masse fluide à l'état humide pénètre entre les éléments de la roche et les dissout lentement (Pl. VI, photo 1). Les résidus non carbonatés sont directement intégrés à la masse fine du sol. Des analyses totales faites sur des échantillons provenant de différents niveaux de la zone d'altération confirment qu'il s'agit bien du même matériau silicaté que dans le profil. Il en est de même de certaines dolomies qui se désagrègent en une arène sableuse dont les éléments sont à leur tour altérés et dissous. Le passage de l'arène au sol se fait par un horizon de moins en moins carbonaté et de plus en plus rubéfié.

Des roches moyennement dures, comme les calcaires crayeux de l'Eocène ou les molasses de Zhorta, présentent généralement ce type d'altération. Dans le cas des molasses de Zhorta, sur lesquelles l'altération a été étudiée, nous observons dans le profil des zones de plus en plus altérées de la roche saine à l'horizon profond du sol. En lames minces, la molasse apparaît très poreuse (Pl. VI, photo 3 et 4) et des concentrations brunes de résidus non carbonatés se font autour des pores. Ces concentrations sont d'autant plus nettes et abondantes que l'altération est plus poussée. Les éléments bruns restent enveloppés de larges cristaux blancs de calcite apparemment secondaire. Du fait d'une forte capacité de rétention pour l'eau, les molasses s'imbibent facilement. Les eaux d'imbibition dissolvent des éléments solubles à l'intérieur de la roche et se retirent avec leur charge quand les forces de dessiccation les aspirent à l'extérieur. Une roche tendre éocène, saturée d'eau et soumise à une dessiccation lente à l'air libre, laisse apparaître à son extrémité supérieure une couleur jaunâtre, celle-ci correspondant à du fer dissout à l'état ferreux dans la roche et déposé en s'oxydant quand l'eau s'est évaporée. Ce phénomène est fréquemment observé autour des pores, des fissures ou des diaclases des roches poreuses.

IV - ESSAIS EXPÉRIMENTAUX

Des essais ont été faits au laboratoire pour reproduire l'altération pédologique, mais aussi pour observer l'effet du rythme saisonnier.

I. — APPAREILLAGE

Quatre tubes de verre de 50 cm de long et de 7 cm de diamètre ont été remplis de terre passée au tamis à mailles de 2 mm. Deux tubes avec un sol brun hydraté (10 YR), un peu calcaire et deux tubes avec un sol rouge lixivié (5 YR), totalement décalcarifié. Une couche d'un horizon moyennement orga-

nique terminait chaque tube sur 10 cm environ. Dans un des sols rouges et dans un des sols bruns ont été placés des cailloux calcaires (160 à 180) représentant un tiers environ du poids total de terre. Des apports d'eau distillée ont été effectués périodiquement et goutte à goutte, au cours d'une période dite humide, à laquelle a succédé une période de dessiccation plus ou moins longue. L'expérience a duré deux ans. Pendant la première année de l'expérience, chaque apport d'eau était de 2,5 l en dix applications successives. Par la suite, ces apports ont été doublés et presque quadruplés en fin d'expérience. Les quantités d'eau apportées et percolées ont été mesurées chaque fois, ainsi que la conductivité et les teneurs en calcium et en magnésium.

II. — RÉSULTATS GLOBAUX

Sur le tableau 25 sont reportés les quantités d'eau appliquées et percolées ainsi que le calcium exporté par ces percolats. Compte tenu des évaporations au cours de l'expérience les quantités d'eau recueillies correspondent aux hauteurs d'eau suivantes :

SR	(sol rouge + cailloux)	12,50 m
SRT	(sol rouge témoin)	12,85 m
SB	(sol brun + cailloux)	12,80 m
SBT	(sol brun témoin)	12,85 m.

TABLEAU 25

Quantités d'eau percolées et calcium exporté au cours de l'expérience
(Départ de l'expérimentation 25 juin 1966)

Dates	Tubes (*)	Quantités d'eau en cm ³		Ca + Mg exportés	
		Ajoutées	Percolées	par litre	Cumulés
Au 15 mai 1967	SR	24,71	20,80	36,7	761,8
	SRT	24,16	21,30	28,4	604,2
	SB	24,28	21,17	32,0	683,9
	SBT	24,36	21,54	29,6	635,9
Au 5 décembre 1967	SR	40,97	34,81	32,4	1 129,4
	SRT	40,07	35,56	23,9	849,3
	SB	40,35	35,18	29,4	1 072,1
	SBT	40,29	35,84	27,4	980,8
Au 8 mai 1968	SR	62,37	54,13	28,9	1 565
	SRT	60,47	55,97	20,1	1 124
	SB	61,75	54,69	27,6	1 514
	SBT	61,69	55,95	25,1	1 403

(*) SB et SR : Sol brun et Sol rouge + cailloux.

SBT et SRT : Sol brun et Sol rouge, témoins sans cailloux.

Les exportations de calcium diminuent dans chaque cas du début à la fin de l'expérimentation (fig. 35 b). Les diminutions se poursuivent tout au long de l'expérience. Elles sont par exemple, entre le 15 mai 1967 et le 8 mai 1968, les suivantes (tabl. 25) :

SR : 7,8 - SRT : 8,3 - SB : 4,4 - SBT : 4,5.

Ces diminutions sont plus faibles pour le sol brun (SB, SBT), bien pourvu en réserves carbonatées.

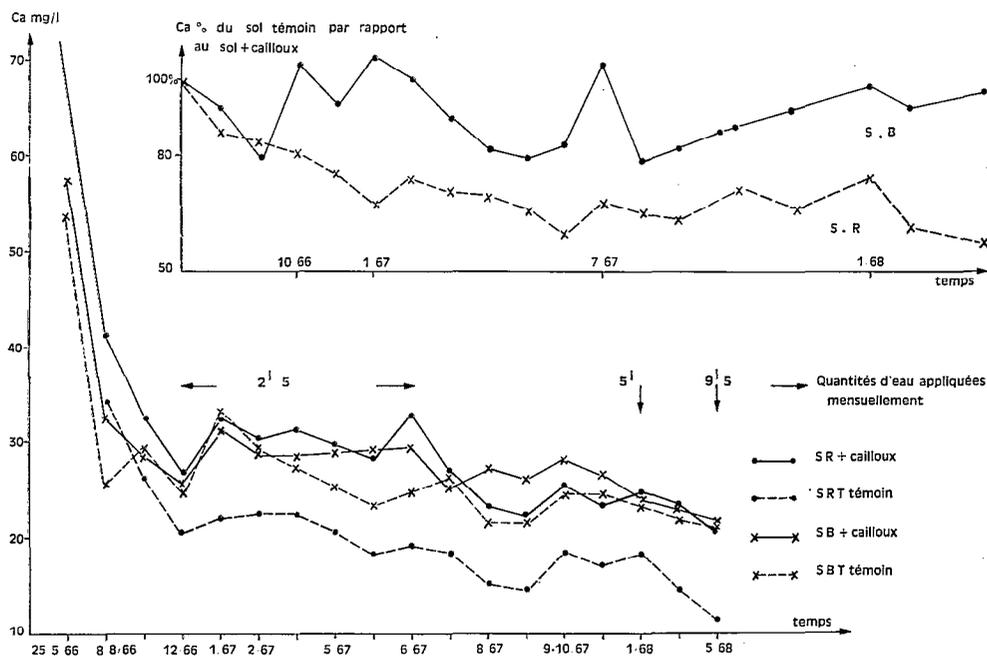


FIG. 35. — Evolution de la teneur en Ca mg/l des différents percolats au cours de l'expérimentation (moyenne mensuelle).

Les exportations des témoins par rapport aux sols garnis de cailloux sont représentées sur la figure 35 a :

— pour le sol brun le témoin (SBT) exporte entre 80 et 100 % du calcium qu'exporte le sol garni de cailloux (SB), 92 % en moyenne avec quelques pointes supérieures à 100 % ;

— pour le sol rouge, le témoin (SRT) exporte au cours de la première année de 100 à 60 % du calcium qu'exporte le sol garni de cailloux (SR). Après les fortes applications de 1968, ces taux baissent en-dessous de 60 %.

Le calcium des réserves carbonatées, fraîchement incorporées à un sol, est relativement moins exporté, à la suite d'applications d'eau, que le calcium du complexe absorbant. Mais de plus en plus au cours de l'expérimentation le calcium de ces réserves tend à être exporté comme celui du complexe.

III. — INFLUENCE DES ALTERNANCES DE PÉRIODES SÈCHES ET HUMIDES

Sur la figure 36 est représentée l'évolution de la teneur en calcium des percolats au cours des trois principales phases de l'expérimentation. D'une façon générale SR exporte beaucoup plus de calcium que son témoin SRT. Mais, si au cours de la première phase, les premiers percolats de SR sont nettement plus riches en Ca que ceux de SRT, il n'en est plus de même par la suite au cours des deuxième et troisième phases. SB et SBT se comportent d'une façon assez anarchique au cours de la première année et finalement ont un comportement semblable à celui des sols rouges au cours des deuxième et troisième phases.

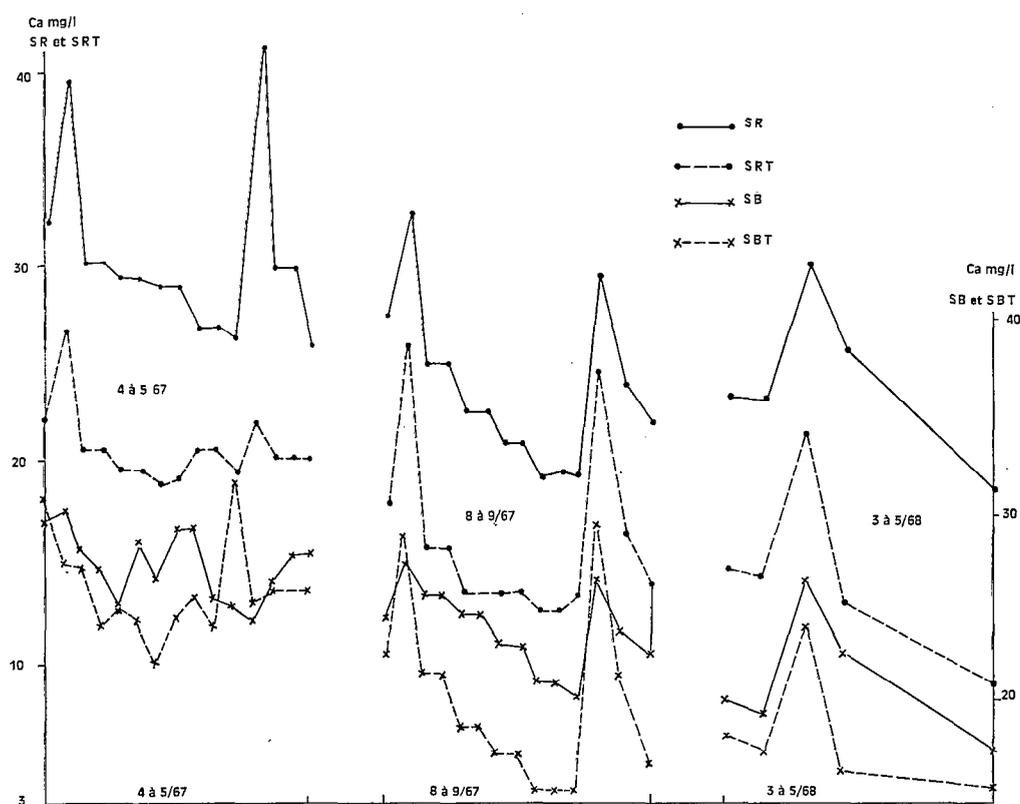


FIG. 36. — Evolution de la teneur en calcium (Ca mg/l) des percolats au cours de trois périodes (4 à 5/67 - 8 à 9/67 - 3 à 5/68).

Les périodes sèches entre chaque application d'eau, ont varié de 3 à 68 jours au cours de l'expérimentation. La figure 37 représente les variations du calcium exporté dans le premier percolat qui suit la période sèche, en fonction du nombre de jours de cette période. Sans que les points se groupent rigoureusement sur une courbe, étant donné les conditions variables de l'expérience, il apparaît cependant qu'après 7 à 8 jours, la période de dessiccation influe sur les teneurs en calcium des premiers percolats.

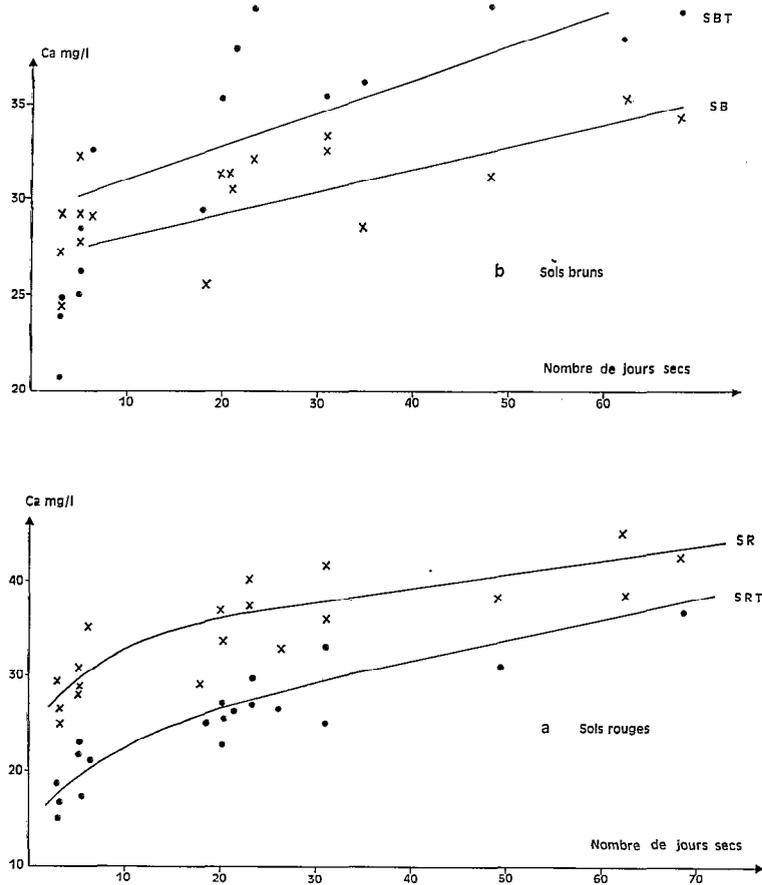


FIG. 37. — Influence de la longueur de la période sèche sur l'exportation en calcium dans le premier percolat qui suit la dessiccation.

Pour les sols rouges les courbes ne seraient pas des droites, mais des courbes tendant asymptotiquement vers une valeur limite, qui ne paraît pas être atteinte après deux mois de période sèche. Cette augmentation de la teneur en Ca exporté, en fonction de la durée de la période sèche est beaucoup moins nette pour les sols bruns, surtout en début d'expérimentation. Par la suite, ils se comportent comme les sols rouges.

L'application du test de corrélation des rangs de Spearman aboutit aux valeurs suivantes de r_s :

Seuils de risque de 5 % (valeur critique : 0,562)		Seuil de risque de 1 % (valeur critique : 0,615)
SR	0,780	} 0,681
SRT	0,880	
SB	0,615	} 0,469
SBT	0,904	

Dans le cas des sols rouges, la corrélation entre le calcium exporté et le nombre de jours de dessiccation est valable avec 1 % de chance d'erreur, dans le cas des sols bruns avec 5 %, surtout pour l'essai SB, qui contient des cailloux.

L'entraînement du calcium d'un sol, réalisé expérimentalement, montre l'importance d'une période sèche succédant aux applications d'eau. Les premières solutions, après une période sèche de plus de huit jours, exportent des quantités de calcium supérieures à la normale. Ces quantités augmentent en même temps que la période sèche jusqu'à deux mois, période sèche la plus longue appliquée dans l'expérience.

V - GÉOCHIMIE DES ALTÉRATIONS DES ROCHES CARBONATÉES ET DES EAUX D'ALTÉRATION

Une comparaison géochimique des roches carbonatées et de leurs produits d'altération est tentée sur divers échantillons de roches-mères des sols étudiés. Une brève étude géochimique des eaux permet en outre d'apprécier les exportations relatives des éléments majeurs à partir des roches carbonatées.

I. — COMPARAISON DES ROCHES-MÈRES ET DES RÉSIDUS NON CARBONATÉS

L'analyse chimique des roches carbonatées et de leurs produits d'altération a été faite sur une centaine d'échantillons. Le tableau 26 donne quelques résultats. Ces analyses sont difficiles à interpréter. Non seulement la variabilité d'un échantillonnage à l'autre est grande ici comme ailleurs, mais la zone altérée sur une roche carbonatée est très mince. Cette fine couche est difficile à séparer de la roche saine et du sol dont certains éléments fins ont pu se glisser dans les pores. Enfin, certains éléments sont peu abondants et toute erreur d'analyse crée des variations artificielles.

Les carbonates de calcium et de magnésium représentent la plus grande partie des constituants de ces roches sédimentaires. Le titane et le manganèse n'existent qu'à l'état de traces ou en quantités difficiles à déceler avec les méthodes utilisées. Le phosphore à l'état de traces dans les roches dures est présent en quantité notable dans les calcaires plus tendres.

Dans les roches carbonatées moyennement dures et tendres, la silice et l'alumine sont abondantes et les rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ sont élevés oscillant en moyenne entre 2 et 4, mais allant jusqu'à 15 dans certaines roches. Les teneurs en fer dépassent rarement plus de 10 % du résidu non carbonaté, sauf dans certains calcaires oolithiques où elles représentent 20 à 35 % du résidu.

II. — ORDRE DE DÉPART DES ÉLÉMENTS

Les cations alcalins et alcalino-terreux (Ca - Mg - K - Na) passent très facilement en solution dans le milieu naturel. Les quantités dosées varient avec la température, les teneurs en gaz carbonique ou acides organiques des solutions du sol, la nature des minéraux, etc.

TABLEAU 26

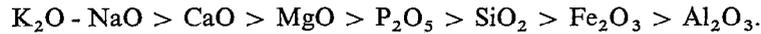
Analyses chimiques de quelques roches carbonatées (RS), de leurs produits d'altération (RA) et du sol correspondant (S)

Echantillons	319			343			LA3			215			Zk		
	RS	RA	S	RS	RA	S	RS	RA	S	RS	RA	S	RS	RA	S
Pluie (mm)	850			1 250			700			700			875		
Type de sols	S.R. lixivié			S.R. lixivié			S.R. lixivié			S. brun calcaire			S.R. lixivié		
Drainage	Bon			Bon			Bon			Ralenti			A. bon		
Insolubles	1,30	2,66	70,45	3,00	6,10	75,50	1,39	13,22	62,40	10,24	17,77	49,25	4,83	16,20	83,07
Perte au feu	43,22	42,13	11,98	42,40	41,88	15,33	46,98	42,52	21,38	39,80	36,77	24,48	41,18	37,60	12,20
SiO ₂	0,47	1,10	36,1	1,50	2,80	40,0	0,65	8,00	39,20	7,60	11,53	27,92	3,60	10,95	46,70
Al ₂ O ₃	0,50	1,00	19,92	0,70	1,40	17,60	0,50	3,00	12,70	1,67	3,29	12,65	0,45	2,99	18,25
Fe ₂ O ₃	0,15	0,40	10,87	0,60	1,40	12,70	0,15	1,40	5,60	0,75	1,66	5,72	0,30	1,23	12,98
TiO ₂	0,02	0,08	0,33	<0,10	0,12	1,47	<0,10	0,18	0,74	0,15	0,27	0,60	0,25	0,23	1,07
MnO ₂	0	0	Tr.	0,02	0,02	0,19	0,02	0,04	0,21	0	Tr.	0,01	Tr.	Tr.	Tr.
P ₂ O ₅	0,10	0,07	0,21	0,05	0,06	—	—	—	—	0,18	0,18	Tr.	0	0,05	0,12
CaO	53,98	53,37	11,37	54,30	51,80	8,30	31,05	26,10	10,50	49,00	44,10	25,20	52,50	45,50	6,12
MgO	0,76	Tr.	1,25	0,60	1,10	2,50	20,85	17,50	8,60	0,50	0,75	0,97	Tr.	0,75	1,87
K ₂ O	0,07	0,08	7,40	<0,10	<0,10	1,74	<0,10	0,20	1,61	0,26	0,26	0,30	0,80	0,10	0,56
Na ₂ O	0,73	0,52	0,18	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	0,20	0,57	0,51	0,34	0,55	0,45	0,10
Somme	100,0	98,80	99,61	100,20	100,66	99,84	100,21	99,10	100,71	98,58	99,85	99,97	99,63	99,85	99,97
SiO ₂ /Al ₂ O ₃ ..	1,6	1,8	3,1	3,6	3,5	3,9	2,2	4,5	5,2	7,1	5,9	3,7	13,6	6,2	4,3
SiO ₂ /Fe ₂ O ₃ ..	8,3	7,3	9,0	6,6	5,5	8,3	4,3	5,7	7,0	24,6	18,5	13,0	31,6	23,6	9,5
Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ ..	5,2	4,0	2,9	1,8	1,6	2,1	1,9	1,3	1,3	3,5	3,1	3,5	2,3	3,8	2,2
CaO/MgO ..	71,5	—	9,1	91,5	47,5	3,3	1,5	1,5	1,2	98,0	59,0	26,0	—	60,6	3,3

A la suite d'expérimentations en laboratoire, il apparaît que les dolomies se dissolvent nettement moins bien que les calcaires, ce qui est connu, mais certaines se dissolvent mieux que d'autres. A température ordinaire, en milieu neutre (eau distillée) ou en milieu acide (acide acétique 10 %), le magnésium est relativement moins exporté que le calcium (50 à 60 %). A 40-45 °C, en présence de gaz carbonique, le calcium est encore un peu plus exporté que le magnésium. A 90-95 °C, avec ou sans gaz carbonique, le magnésium est exporté aussi rapidement que le calcium. L'accroissement de la température diminue les taux de gaz carbonique et l'action de celui-ci sur les carbonates alors qu'il augmente la dissolution du carbonate de magnésium. Dans la nature (tabl. 26), les rapports CaO/MgO vont en diminuant fortement des roches saines au sol. Le calcium est donc nettement plus exporté que le magnésium lors des altérations des roches.

La solubilité relative de chacun des éléments majeurs, SiO₂ - Al₂O₃ - Fe₂O₃, peut être mise en évidence en considérant les différents rapports moléculaires entre ces éléments. Il faut cependant tenir compte du fait que la silice est toujours soluble en petite quantité, quel que soit le pH du milieu, tandis que le fer et l'alumine sont difficilement solubles dans les conditions naturelles de l'altération. Les rapports Al₂O₃/Fe₂O₃ restent relativement constants. Sur le tableau 26, ces rapports ont tendance à diminuer de la roche saine aux produits d'altération. L'alumine serait donc plus exportée que le fer. Mais dans de nombreux autres cas, le fer est plus exporté que l'alumine, ce qui se conçoit aisément du fait que le fer peut être à l'état ferreux dans les roches carbonatées, donc facilement entraîné. D'une façon générale, la silice est relativement plus exportée que le fer et l'alumine quand elle est en forte proportion dans les résidus insolubles (rapport SiO₂/Al₂O₃ supérieur à 3). Elle l'est moins quand ce rapport est inférieur à 3.

Ces analyses d'éléments totaux traduisent donc un réajustement des proportions relatives des éléments majeurs au cours des altérations. Finalement l'ordre relatif de solubilité décroissante est le suivant :



Les alcalins et alcalino-terreux sont plus exportés que le phosphore et la silice, tandis que le fer et surtout l'alumine sont les éléments les plus stables.

TABEAU 27

Analyses d'eaux diverses (mg/l)

Echantillons		SiO ₂	Al	Fe	Ca	Mg	K	Na	Cl	SO ₃	P ₂ O ₅	pH
<i>a</i>	Eaux de surface	Tr.	Tr.	0	21,6	3,2	1,5	8,8	14,2	0,010	<1 mg	8,5
	Versant Nahr	28/03/66 0,42	Tr.	0	27,2	1,2	0,6	4,6	14,2	0,010	id.	8,6
	Beyrouth	7/12/66 5,95	0	0	76,0	8,6	2,0	10,0	28,4	0,003	id.	8,10
		12/12/66 2,15	0	0	36,8	3,6	1,5	4,7	14,2	0,012	id.	8,8
Ouest	Grotte de	12/04/66 2,87	0	0	33,6	6,6	0,6	4,9	14,2	0,007	id.	8,55
Décantation	Jeita	10 à 20/05/66 3,07	0	0	53,6	7,0	2,0	10,0	14,2	0,013	id.	8,5
	N. el Kelb	14/04/66 0,45	0	0	23,2	8,2	0,4	2,9	14,2	0,003	id.	8,70
(2 mois)	Percolats	sol brun 5,50	0	0	63,2	Tr.	1,0	10,8	14,2	Tr.	id.	8,6
		sol rouge 4,15	0	0	63,2	Tr.	1,8	10,8	21,3	0,010	id.	8,5

Echantillons		Cl	SO ₄	NO ₃	Ca	Mg	K	Na	CO ₃ H	pH	
<i>b</i>	Eaux de la Bekaa d'après BALDY (1961)	Puits	A15 21,7	12,5	19,2	65	12,8	0,40	7,2	216	7,9
			A745 19,3	25,0	2,5	83	6,7	0,04	6,2	262	7,35
			E33 17,5	7,9	3,0	50	9,1	0,04	6,2	201	7,3
	Forage	F134 17,5	60,4	1,2	64	13,4	0,12	6,7	232	7,3	
		Source : Baalbek 12,2	5,8	1,5	36	11,0	0,04	2,3	158	7,55	
	Source : Ksara 19,3	4,3	1,8	77,5	6,5	0,12	5,1	268	7,50		
<i>c</i>	Eaux de forage d'après projet eaux souterraines (Nations-Unies)	Baïdar à Beit Eddine (Aptien Albien)	121	101	23	56,0	72,0	—	72,0	372	7,3
		Reyfoun à route de Damas (Jurassique)	21,2	36,7	—	67	16,4	1,2	10	250,1	8,2
		Chaîne du Barrouk (Jurassique)	11	0	3,0	48	5,0	—	5,0	153	7,6
Eaux de pluie : Merdjayoun		8,8	11,3	—	6,0	3,9	1,0	5,4	24,4	7,3	

III. — ANALYSE CHIMIQUE DES EAUX

Les analyses chimiques des eaux de rivières et de nappes permettent d'apprécier les exportations relatives des éléments majeurs à partir des roches carbonatées.

A. Analyses d'eau diverses

Le tableau (27 a) présente des analyses d'eaux, longuement décantées et filtrées, prélevées en différents points du versant ouest du Mont Liban. Nous pouvons noter l'absence totale d'alumine et de fer, de petites quantités de silice (0,5 à 6 mg/l), peu de sulfates et de phosphates mais des quantités relativement importantes de chlore, de sodium, de magnésium et surtout de calcium.

Les tableaux (27 b et c) donnent quelques résultats d'eaux de forage, de puits et de sources de la Békaa et du versant ouest. Les taux de bicarbonates de magnésium et surtout de calcium sont élevés et les teneurs en chlorures et en sulfates sont parfois fortes.

Après une décantation de 48 h seulement, il est possible de doser dans les eaux de rivières de petites quantités de fer et d'alumine, probablement à l'état de fines suspensions.

B. Variations des teneurs en calcium des eaux de rivières

Pour suivre le rythme annuel des dissolutions de carbonates, à l'échelle du bassin versant, le calcium et le magnésium ont été dosés dans les eaux de trois rivières (fig. 38). Les deux premières rivières, l'une souterraine et l'autre de surface, drainent le bassin versant du Nahr el Kelb de 260 km², en grande partie formé par un karst fermé dolomitique. La troisième, le Nahr Beyrouth, est un torrent alimenté par des eaux de ruissellement drainant un bassin de 230 km², dominé par des formations calcaires, partiellement karstiques.

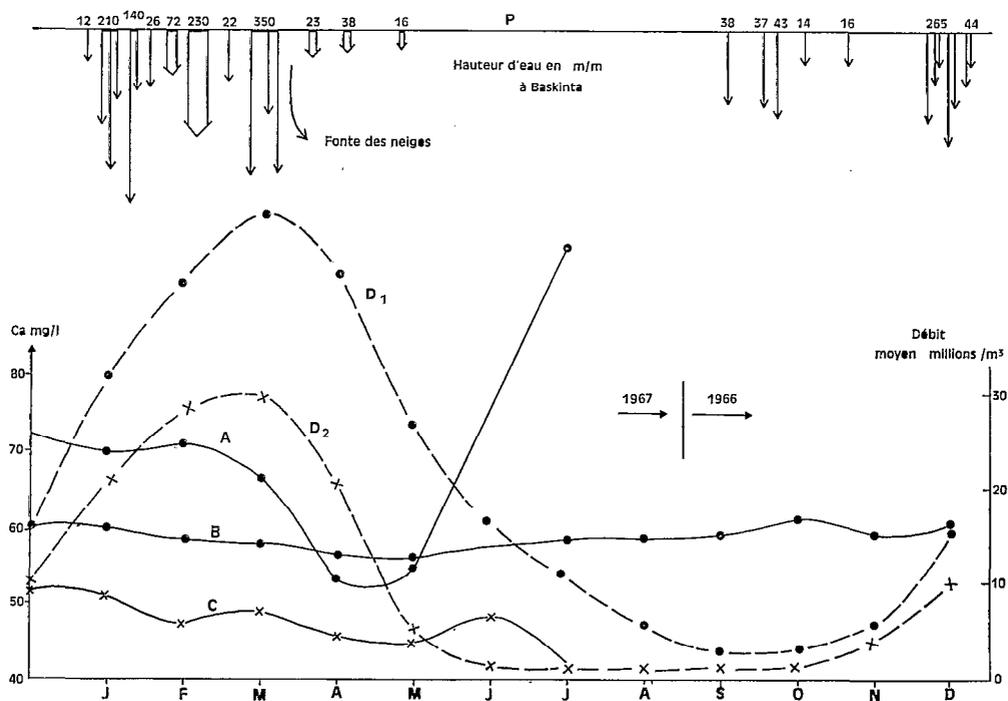


FIG. 38. — Variations des teneurs en calcium des eaux du Nahr Beyrouth (A), de la rivière souterraine de Jeita (B) et de la rivière extérieure (C).

D₁ : débit du Nahr el Kelb ; D₂ : débit du Nahr Beyrouth.

(a) LES EAUX DU BASSIN DE NAHR EL KELB

Sur la figure 38 sont représentées les variations en cours d'année des teneurs en calcium des eaux de la grotte de Jeita (B) et des eaux de la rivière extérieure (C), ainsi que la pluviométrie (P) et le débit moyen du Nahr el Kelb (D_1), après la jonction des deux rivières, à Mokhada. Chaque point est une moyenne de 4 à 5 dosages sur des prélèvements hebdomadaires.

Les variations des teneurs en calcium sont minimes dans les eaux souterraines (B) et oscillent entre 56 et 62 mg/l. Une concentration maximum en calcium est constatée en octobre, correspondant à la fin de l'étiage. Une teneur encore élevée, proche du maximum, apparaît en décembre, suivie d'une baisse relativement faible en hiver. Pour la rivière extérieure (C), coulant de décembre à juillet-août, la concentration saline est soumise aux fluctuations de la pluviosité :

— forte concentration des eaux de ruissellement dès le début de l'écoulement — baisse avec les crues de janvier-février — légère remontée liée probablement à la petite période sèche du début mars — baisse jusqu'en mai avec la fonte des neiges — puis remontée en juin. Les eaux de juillet et août sont probablement des eaux de sources relativement peu chargées en sels.

Les teneurs en magnésium sont très stables dans les eaux de la grotte (29 à 41 mg/l de $MgCO_3$) et oscillent entre 13 et 29 mg/l dans les eaux de la rivière extérieure. Les rapports moléculaires Mg/Ca des eaux de la grotte présentent deux maximum, l'un en mars-avril (0,35-0,37), l'autre en septembre-octobre (0,32-0,35). Il est difficile d'expliquer dans ce cas ces très nettes différences de l'entraînement préférentiel d'un élément par rapport à l'autre.

(b) LES EAUX DU BASSIN DU NAHR BEYROUTH

La figure 38 présente les variations annuelles des teneurs en calcium (A) des eaux du Nahr Beyrouth, et le débit moyen (D_2) de cette rivière. Les premières pluies d'octobre ont imprégné les sols, mais la rivière n'a pas réellement coulé. De très fortes pluies du début décembre saturant les sols et déclenchent les premiers écoulements. D'abord très chargées en bicarbonates, provenant pour une bonne part des pellicules d'altération, les eaux se diluent par la suite avec l'abondance des pluies. Mais dès la fin du mois de décembre s'établit un régime d'hiver, marqué par des teneurs assez élevées en calcium, plus faibles après les fortes pluies d'hiver. La neige influe en ralentissant les infiltrations et en décalant maximum et minimum. La fonte des neiges est suivie d'une baisse des teneurs en calcium, comme pour le Nahr el Kelb. Un régime de printemps s'établit alors à un niveau assez bas jusqu'en juin. Enfin, les fortes chaleurs d'été provoquent des concentrations élevées et finalement le tarissement de la rivière.

Les eaux de ruissellement et les eaux du sol sont très chargées en bicarbonates de calcium et de magnésium, mais ne transportent pas, à l'état soluble, d'hydroxydes de fer ou d'alumine. Dans les eaux de rivières de surface, les exportations de calcium se produisent au début de l'hiver jusqu'en février, ce qui confirme les résultats obtenus sur les extraits aqueux au 1/5 d'échantillons de sol.

IV. — CONCLUSIONS

Cet aperçu sur la géochimie des altérations permet d'aboutir aux constatations suivantes :

— les altérations des roches carbonatées libèrent dans les eaux de ruissellement d'importantes quantités de calcium, auquel s'associent en quantité moindre du magnésium, du sodium et du potassium;

— la silice, présente en petite quantité dans les eaux, est pour une faible part fournie par les résidus non carbonatés des roches ;

— le fer et l'alumine ne sont pratiquement pas ou très peu exportés au cours des altérations.

La dissolution des carbonates est donc dans les sols un phénomène cyclique, lié aux alternances de saisons sèches et de saisons humides. Au début de l'hiver, les sols sont riches en réserves carbonatées (pellicules d'altération, calcaire secondaire laissé par les évaporations). Les solutions du sol et les eaux de rivières sont très chargées en bicarbonates dès le mois de décembre jusqu'en février. Les réserves carbonatées s'épuisant, les teneurs en bicarbonates des eaux diminuent jusqu'à la fin des pluies. Les sols se ressuient, les argiles se rétractent, arrachant leurs pellicules aux roches carbonatées. Le cycle se referme sur les premières pluies d'automne, tandis que le complexe absorbant, partiellement désaturé, se recharge en ions calcium.

VI - MÉCANISMES DES ALTÉRATIONS

I. — LES ALTÉRATIONS PELLICULAIRES

Les altérations pelliculaires ont été observées dans la plupart des sols lixiviés du Liban sur roches dures carbonatées. Elles présentent un caractère cyclique lié à la succession des saisons sèches et humides. Ce phénomène cyclique est présenté en quatre phases successives.

A. Préparation des cortex d'altération

La plupart des roches dures carbonatées, ayant séjourné plusieurs années dans le sol, présentent à l'observation une mince couche de quelques dixièmes ou centièmes de millimètres, de couleur claire et facile à gratter à l'ongle. Ce cortex est formé de menus cristaux de carbonates disjoints les uns des autres et susceptibles d'être facilement enlevés par simple frottement. Les analyses montrent (tabl. 26) que le cortex a doublé son résidu non carbonaté. Ceci signifie que 50 % des carbonates de la roche saine ont été évacués. De plus le résidu insoluble a lui-même évolué par rapport à celui de la roche carbonatée initiale : augmentation des hydroxydes et diminution des alcalins, alcalino-terreux et de la silice.

La préparation du cortex a été examinée sur les échantillons de la nature et sur de petits cubes de roches mis en tube expérimental. Elle se fait de la manière suivante (fig. 39). Quand le sol se sature au cours des premières pluies, les argiles gonflent et le plasma S du sol s'applique à la roche saine R. Ainsi, se colle à la roche carbonatée un revêtement argileux humide S (fig. 39a). Les solutions du sol pénètrent dans les joints entre les cristaux de carbonates ou dans les clivages des cristaux, dissolvent de la calcite et forment une pellicule poreuse, appelée cortex d'altération CA (fig. 39b). Le plasma humide pénètre à son tour entre les cristaux disjoints et renforce son emprise sur le mince cortex déjà à moitié dissout.

B. Arrachement de la pellicule

Lorsqu'une période sèche survient, les argiles se rétractent arrachant la partie la plus fragile du cortex (fig. 39c). Cette partie détachée est la pellicule d'altération. L'autre partie déjà altérée est le futur

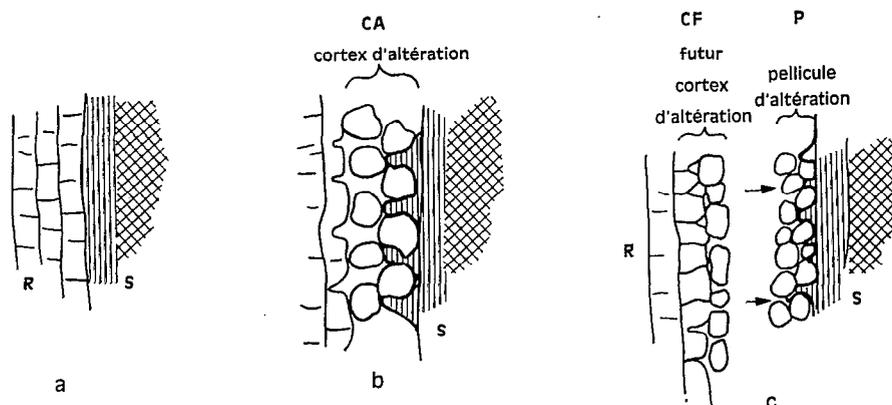


FIG. 39. — Formation de la pellicule d'altération :

- a. application du sol contre la surface rocheuse ;
- b. formation du cortex d'altération, par dissolution à partir des solutions du sol ;
- c. arrachement de la pellicule d'altération.

cortex d'altération (CF) restant en place pour la période humide suivante. Ainsi s'explique que plus une roche carbonatée est dure et peu poreuse, plus le cortex est fin et moins la pellicule d'altération est importante. De même un sol peu gonflant, riche en kaolinite ou en matières organiques, se colle faiblement aux surfaces rocheuses et n'arrache que des fragments de pellicules.

C. Dissolution des carbonates de la pellicule

(a) INFLUENCE DES ALTERNANCES SAISONNIÈRES

Les dissolutions ne commencent qu'en décembre après les premières fortes pluies. Elles ne sont complètes qu'en février, à la fin des fortes pluies d'hiver. A cette époque, sur le terrain, les pellicules ont totalement disparu et l'analyse chimique des extraits aqueux au 1/5 (fig. 34) présente un minimum de calcium dissous. On vérifie d'ailleurs qu'un sol sur karst couvert (308) qui n'a pas de réserves carbonatées en surface, donc pas de pellicule, donne des extraits au 1/5 dont les teneurs sont inférieures de 50 % à celles des sols de karst ouvert, riche en cailloux jusqu'en surface.

L'étude des variations saisonnières des teneurs en calcium des eaux de trois rivières du Liban (LAMOUROUX, 1970) a montré qu'un premier maximum se situait en décembre et parfois un deuxième en été au moment de l'étiage. Les extraits aqueux au 1/5 présentent également leurs plus fortes teneurs en calcium en décembre. Par ailleurs, l'expérimentation a permis de préciser que les entraînements en calcium sont considérablement accrus à la suite de périodes sèches.

(b) RÔLE DU SOL DANS LE MÉCANISME DES DISSOLUTIONS

S'il est probable qu'une partie de la pellicule calcaire est directement dissoute et entraînée par les eaux d'infiltration, en particulier au cours des premières pluies, il semble qu'une autre partie serve à réalimenter les réserves du sol.

Le sol jouerait un rôle de volant au cours des dissolutions soit en reconstituant ses réserves calciques, partiellement épuisées au cours des lixiviations, soit en constituant des réserves carbonatées diffuses, parfois perceptibles sous forme de pseudomycéliums à la fin de la saison des pluies, et seulement à l'état de traces à l'analyse. Mais il ne semble pas nécessaire que les réserves carbonatées soient épuisées pour que les cations échangeables commencent à être entraînés, c'est ce que nous montre expérimentalement un début de désaturation dans les sols bruns (SB et SBT) contenant encore des carbonates de calcium. Tout dépend de la forme plus ou moins soluble des réserves carbonatées du sol. Il est par ailleurs, probable que le sol ne se comporte pas comme un milieu homogène. Certaines parties se désatureraient légèrement, tandis qu'à côté, d'autres parties, moins bien pénétrées par les solutions du sol, resteraient saturées et même pourvues en réserves carbonatées. Ce n'est que lentement, au cours des faibles précipitations réhumectant le sol, que s'établirait un certain équilibre entre les différentes parties du sol. Ce rôle d'intermédiaire, joué essentiellement par les minéraux argileux, expliquerait que les sols développés dans des poches karstiques ne sont jamais désaturés et par voie de conséquence ne sont pas lessivés en argile.

D. Mise en place des résidus non carbonatés

Dès la préparation du cortex le plasma du sol pénètre dans les joints et fissures entre les cristaux de calcite. Il finit par envelopper les amas de cristaux qui sont lentement dissous et abandonnent une très faible quantité de résidus insolubles, directement incorporés au plasma environnant. Ainsi une pellicule calcaire d'une épaisseur de 50μ n'abandonnera que l'équivalent de 2μ d'épaisseur de résidu. Et pour une surface de 1 dm^2 , cela fait 50 mg de résidu. Finalement l'altération pelliculaire s'effectue suivant un cycle généralement annuel, mais le mécanisme peut s'accélérer par l'effet d'une petite saison sèche d'hiver. Les cycles se chevauchent les uns les autres ; quand une pellicule se dissout, la suivante se prépare. Enfin, il peut subsister dans la masse du plasma des cristaux de calcite non dissous appartenant à des pellicules antérieures.

II. — LES ALTÉRATIONS PROGRESSIVES ET PROFONDES

Ces altérations se produisent sur des roches carbonatées moyennement dures et parfois tendres, mais très rarement sur des roches dures. Elles ne sont pas cycliques et procèdent des mêmes mécanismes généraux que les altérations des autres types de roches. Du fait de leur grande porosité, les roches s'imbibent facilement en hiver et absorbent beaucoup d'eau. Cette eau pénètre dans les pores de la roche. Quand le sol se dessèche, les eaux, très chargées en bicarbonates, se retirent. Par ce jeu incessant d'allées et venues, les eaux d'imbibition vident la zone d'altération de sa substance carbonatée. Les résidus de décarbonatation sont abandonnés sur place et s'accumulent le long des chenaux ou des vacuoles, plus ou moins imprégnés de calcaire secondaire, cristallisé sur place lors de l'évaporation des dernières eaux.

La vitesse de dissolution des carbonates et les quantités de résidus insolubles, mis à la disposition du sol, sont fonction des roches-mères et des quantités d'eau qui traversent la zone d'altération. En régions humides et subhumides, les eaux qui traversent le sol sont suffisamment abondantes pour dissoudre et évacuer chaque année les pellicules formées à partir des roches dures. Le sol est alors totalement décalcaifié. Sur les roches moyennement dures et poreuses, observées en régions subhumides, le morcellement ou « pourrissement » de la roche est intense et libère beaucoup de carbonates. Les quantités d'eau qui traverse le sol sont insuffisantes pour entraîner tous ces carbonates. Le sol reste alors calcaire. Plus la roche résiste à l'altération, plus la décarbonatation du sol est forte. C'est le cas observé sur les calcaires crayeux de l'Eocène : certains faciès moyennement durs portent des sols bruns peu calcaires, d'autres faciès plus

tendres portent des sols beaucoup plus calcaires. A l'extrême les altérations sur marnes ou calcaires très tendres se limitent à un délitage profond de la roche-mère. Bien que les eaux de ruissellement soient très chargées en bicarbonates, les quantités de calcium évacuées sont relativement minimales devant la masse de produits offerte aux dissolutions. Les sols restent donc fortement calcaires (60 à 80 %) et sont alors peu évolués. Ils le sont d'autant moins que l'érosion intervient brutalement sur ces matériaux tendres et parfois imperméables. Les sols se réduisent à la roche-mère plus ou moins altérée : ce sont des régosols.

Dans ce type d'altération, les résidus insolubles ne représentent qu'une petite partie du sol. Ils peuvent subir certaines transformations de couleur, de structure, mais une très faible évolution se produit au niveau des minéraux argileux (chap. IV). Les observations et les études de terrain, ont montré que la rubéfaction ne se produisait généralement pas tant que le milieu était encore calcaire.

Les très nombreux sols rouges calcaires, observés en régions subhumides à semi-arides, seraient des sols recalcarifiés. A ma connaissance une seule exception à cette règle peut être citée, celle des sols rouges calcaires formés sur les molasses de Zhorta. Les résidus des molasses sont bruns, l'altération est actuelle, la rubéfaction se produirait donc dans ce milieu poreux encore calcaire. DACHARY M.C. (1967 - 1969) a décrit également des sols rouges calcaires sur les molasses d'Alger. Cependant, l'observation de lames minces (Pl. VI, photo 4) montre qu'aux points de rubéfaction, les résidus semblent relativement peu calcaires ou décalcarifiés, alors que l'environnement l'est fortement.

VII - CONCLUSIONS

Cette étude de l'altération des roches carbonatées contribue à la compréhension de la pédogenèse en milieu karstique :

— elle met en évidence le rôle fondamental de l'altération pelliculaire dans la formation des sols rouges lixiviés sur roches dures carbonatées ;

— elle donne aux alternances saisonnières, plus exactement à l'alternance des périodes sèches et humides, une grande importance, non seulement dans le mécanisme physique des altérations pelliculaires, mais également dans la dissolution des carbonates ;

— elle montre que les résultats des altérations sont très variés selon la nature de la roche-mère. L'estimation de la dureté aboutit à trois groupes de roches carbonatées, correspondant chacun à une résistance à l'altération très différente :

— sur les roches dures l'altération est soit une dissolution directe, soit une altération pelliculaire, avec dissolution complète de la pellicule ;

— sur les roches intermédiaires ou moyennement dures, l'altération est un pourrissement progressif et profond de la roche, suivi d'une évacuation incomplète des produits ainsi préparés ;

— sur les roches tendres l'effritement du matériau carbonaté est poussé à l'extrême et l'évacuation par dissolution des carbonates est relativement limitée.

Plus une roche sera résistante à l'altération, plus le sol sera pauvre en calcaire et son évolution avancée. Réciproquement plus une roche sera vulnérable à l'altération, plus le sol sera calcaire et son degré d'évolution faible.

— La vitesse de l'altération permet en outre de souligner le rôle fondamental et exclusif des résidus insolubles dans la formation des sols formés sur roches carbonatées. Qualitativement ces roches contiennent

tous les éléments des sols correspondants, mais parfois dans des proportions différentes. Quantitativement les résidus des roches carbonatées peuvent fournir tout le matériel des sols actuellement observés. Si nous reprenons un calcul déjà fait (LAMOUROUX, 1967 ; LAMOUROUX, THIEBAUD et SAHYOUNI, 1968) il apparaît qu'un sol continu de 30 cm n'exige pas l'altération d'une épaisseur considérable de roches. Pour donner 30 cm de sol continu, il suffit de 5 m de roches carbonatées dures à 2,2 % de résidu moyen et il suffit de 1,5 m de roches moyennement dures à 7,7 % de résidu moyen. Dans ce calcul la densité du sol est évaluée à 1,3, celle des roches à 2,6 ; par ailleurs les matériaux fournis aux sols par les roches sont estimés aux 3/4 de leurs poids, le 1/4 restant étant formé de la somme cailloux + eau + matière organique.

— Cette étude permet enfin de considérer les sols des régions humides et subhumides du Liban, comme des sols actuels. En effet, les altérations libèrent annuellement de petites quantités de résidus qui contribuent à la formation du sol. Si nous tentons d'évaluer le temps nécessaire à la formation de 30 cm de sol par la voie des altérations pelliculaires ou par celle de la charge en calcium des eaux de ruissellement, nous aboutissons aux valeurs suivantes :

— 5 000 à 7 500 ans suffiraient pour dissoudre 1,50 m de roche moyennement dure et permettre la formation de 30 cm de sols ;

— 50 000 à 100 000 ans seraient nécessaires pour former ces 30 cm de sol sur roches dures.

En fait de tels calculs ne peuvent être qu'une très grossière estimation ne tenant pas compte de certains facteurs, comme les pertes en suspension entraînées par les eaux profondes et de ruissellement ou comme les variations de l'intensité d'altération au cours des siècles. Comme par ailleurs les sols du karst libanais représentent une épaisseur continue de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres suivant les roches, il est permis d'affirmer que de nombreux sols ne peuvent être que relativement jeunes (moins de 10 000 ans). Certains sols sont peut-être plus anciens, mais ils sont constamment rajeunis. En effet, les résidus de décarbonatation continuent chaque année à nourrir le stock résiduel accumulé dans la poche d'un karst.

Jeunes ou rajeunis, les sols du Liban, formés sur le karst, apparaissent comme des sols vivant actuellement.

Minéraux argileux des sols et des roches

INTRODUCTION

Les éléments fins représentent la plus grande partie des constituants des sols du Liban :

— 50 à 80 % d'éléments inférieurs à 2μ dans les sols rouges ou bruns méditerranéens formés sur roches carbonatées ;

— jusqu'à 90 et même 97 % dans les poches karstiques de l'Eocène de la région de Nabatyé.

Les sols rouges sur grès, sur basalte ont des teneurs plus faibles allant de 30 à 60 % et même 5 à 10 % dans l'horizon éluvial. La presque totalité des résidus des roches carbonatées étudiées est formée d'éléments fins.

L'influence des éléments fins sur les caractères morphologiques et les propriétés de ces sols a été envisagée plus haut. Leur nature et leur évolution vont être examinées plus longuement, en commençant par les minéraux argileux qui dominent largement dans la fraction fine.

L'étude des minéraux argileux des altérations et des sols du Liban a débuté en 1964. Elle a porté, en premier lieu, sur une reconnaissance de ces minéraux dans un grand nombre d'échantillons dont les analyses ont été exécutées à l'ORSTOM dans les laboratoires de M. PINTA, avec la collaboration technique de G. FUSIL.

Une étude de l'évolution de la matière silicatée dans les profils et le long de chaînes de sols, fut ensuite réalisée à l'Institut de Géologie de Strasbourg, en collaboration étroite avec Mlle H. PAQUET et G. MILLOT.

I - RAPPEL BIBLIOGRAPHIQUE

Depuis AGAFONOFF (1935) qui tenta d'appliquer l'analyse thermopondérale à l'étude minéralogique des sols méditerranéens, les techniques d'étude des minéraux argileux sont longtemps restées difficiles à utiliser et les résultats obtenus n'étaient qu'un complément analytique difficilement interprétable. Aussi convient-il de distinguer des études anciennes ou ponctuelles et des études récentes portant sur la dynamique de l'évolution des minéraux argileux.

I. — LES DONNÉES PONCTUELLES

A. Sols rouges et bruns méditerranéens

Dans les sols rouges et bruns méditerranéens formés sur roches carbonatées sous des précipitations relativement faibles (400 à 700 mm), l'illite, souvent associée à la kaolinite et/ou à la montmorillonite, est signalée par de nombreux auteurs : *en Espagne et au Portugal* (MUNOZ TABOADELA, 1953 ; CARVALHO VASCONCELHOS, 1966 ; CARVALHO CARDOSO, 1960-1964 ; GARCIA RODRIGUEZ *et al.*, 1966 ; MONTURIOL et GUERRA, 1966 ; PANEQUE GUERRERO et OLMEDO PUJOL, 1966 ; SANCHEZ et ARTES, 1966) — *en Afrique du Nord et en France* (DURAND, 1959 ; COINTEPAS, 1966 ; BOULAIN, 1966 ; HUBSCHMANN, 1967 ; DACHARY, 1967 ; ROUSSET, 1967) — *en Australie* (NORRISH et LILLIAN, 1956 ; STACE, HUBBLE, BREWER *et al.*, 1968).

La kaolinite domine dans certains sols rouges ou « terra-rossa » (BRAMAO, 1950 ; ALBAREDA et ALVIRA, 1950 ; MUIR, 1951 ; RAVIKOVITCH, 1958-1960 ; BEN-YAIR, 1959 ; GUENNELON, 1957 ; GUENNELON et BLANC, 1960 ; BOYADJEV, 1966).

La montmorillonite, mélangée à la kaolinite ou à l'illite est reconnue dans différentes formations rouges mal drainées ou de régions sèches, dans des alluvions, dans des colluvions ou dans des poches karstiques brunes (YAALON, 1955 ; BEN-YAIR, 1959 ; RAVIKOVITCH, 1956-1966 ; BILLAUX, 1962 ; SANCHEZ et ARTES, 1966 ; DE MESSIER et VAN SCHUYLENBORGH, 1966).

La vermiculite dominant sur l'illite et la kaolinite est signalée par BURNHAM (1966) en Yougoslavie, dans un sol brun et dans un sol rouge du karst et au Maroc par HESS, ICOLE et SCHOEN (1964) ; MAURER et SCHOEN (1964).

B. Paléosols

Dans les paléosols du bassin méditerranéen la variété de minéraux argileux observés est aussi grande. COMEL (1952), cité par BOTTNER et LOSSAINT (1967), note l'existence dans des formations assimilées à des « terra rossa » de produits d'altérations ferrallitiques liés à d'anciennes formations bauxitiques. Près de Florence VALENTI et SANESI (1966) trouvent de l'illite et un peu de kaolinite sur une terrasse du Mendel, de la kaolinite en dominance sur les terrasses Riss et Wurm. Tandis que dans la Mamora au Maroc, FARAJ et SCHOEN (1966) observent une dominance de kaolinite dans la formation Villafranchienne, de la montmorillonite dans le niveau hydromorphe Moulouyen et de la vermiculite dans le Regreguien. En France, BARRIÈRE (1967) signale de la montmorillonite, de l'illite et un peu de kaolinite dans un paléosol de la région de Nice tandis que BORNAND (1969), au confluent du Rhône et de l'Isère, observe de l'illite en dominance dans des alluvions anciennes du Gunz au Wurm.

C. Sols sur roches basaltiques

Même diversité dans les sols sur roches basaltiques où la montmorillonite est souvent signalée en dominance, associée ou non à la kaolinite. (MUIR, 1951 ; YAALON, 1955 ; YAALON *et al.*, 1966 ; SINGER, 1966-1967). Parfois c'est de l'hallowysite et de la vermiculite en Syrie (MUIR, 1951), de la kaolinite au nord d'Israël (SINGER, 1966).

II. — LES ÉTUDES RÉCENTES SUR PROFILS, SUR CHAINES DE SOLS OU SUR PAYSAGES PÉDOLOGIQUES

C'est au cours de la dernière décennie qu'assez rapidement se sont développés d'une part l'intérêt porté à l'évolution des minéraux argileux, d'autre part la mise en œuvre d'études dynamiques déjà pressenties par les premiers pédologues. YAALON (1955) est sans doute l'un des premiers, en région méditerranéenne, à mettre en évidence l'origine des argiles des sols formés sur roches carbonatées, la protection qu'exercent les carbonates vis-à-vis de l'altération des minéraux argileux et l'importance de cet héritage quant aux propriétés des sols formés. YAALON (1959) met également l'accent sur la nécessité d'établir d'étroites corrélations entre les études morphologiques et minéralogiques des sols dans le cadre d'unités pédogénétiques.

Suivant cette voie les pédologues israéliens apportent un certain nombre de précisions nouvelles : GAL (1966) établit des corrélations significatives entre les minéraux des « terra rossa » et des rendzines et ceux des roches-mères carbonatées. KOYUMDJISKY, YAALON et DAN (1966) pensent que dans les sols les plus lessivés des régions subhumides la montmorillonite se dégrade par désilicification avec apparition de kaolinite. Enfin, YAALON *et al.* (1966) étudient une série de chaînes de sols et en arrivent aux conclusions suivantes :

- peu de différenciations sous climat semi-aride ;
- la kaolinite domine dans les profils les plus altérés des régions subhumides, par dégradation de la montmorillonite ;
- sur basalte le lessivage est plus intense en bas de pente et la kaolinite augmente corrélativement ;
- dans les horizons de surfaces, les altérations sont plus fortes et produisent des hydrolyses de minéraux argileux avec augmentation de produits amorphes ;
- sepiolite, palygorskite et attapulgite héritées des roches-mères, diminuent vers le haut des profils.

En Californie, sous climat méditerranéen, BARSHAD (1966) étudie un grand nombre d'échantillons de sols variés, développés sur roches éruptives acides ou basiques et met en évidence des variations de minéraux argileux en fonction des précipitations :

- à moins de 500 mm, la montmorillonite domine sur la kaolinite ou la vermiculite, alors que l'illite sur roches acides s'accroît des milieux arides vers les milieux semi-arides ;
- sous des précipitations allant de 500 à 1 000 mm, la montmorillonite décroît beaucoup, la vermiculite et surtout la kaolinite augmentent considérablement. L'illite sur roches acides atteint un maximum vers 700 mm et disparaît au-delà de 1 000 mm ;
- au-delà de 1 000 mm la vermiculite et la kaolinite persistent seules et atteignent un maximum vers 1 400 à 1 500 mm. La gibbsite apparaît après 1 000 mm et augmente en quantité au-delà de 2 000 mm.

Au Maroc, HESS, COLE et SCHOEN (1964), puis MAURER et SCHOEN (1964) signalent une évolution des minéraux argileux de type illite ou chlorite vers des minéraux de type gonflant au sommet des profils. Mais il faut attendre les travaux de PAQUET, RUELLAN, TARDY et MILLOT (1969) ; PAQUET (1969) et RUELLAN (1970) sur les sols du Maroc oriental, pour voir apparaître dans la bibliographie les preuves d'une dynamique de l'évolution des minéraux argileux liée au contexte pédologique. Dans les sols de montagnes du Bni-Snassène, les minéraux argileux subissent des hydrolyses ménagées conduisant à la vermiculite, en milieu bien drainé. Dans les sols de piedmont le milieu est moins bien drainé, un certain confinement en

ions se produit et les minéraux argileux ont tendance à s'enrichir en silice et à évoluer vers la montmorillonite. Dans les sols des plaines de la basse-Moulouya, une partie des minéraux argileux retrouve les cations qu'ils avaient perdus sous des climats plus humides en montagne, il y a agradation. Enfin, une très belle étude portant sur les sols à croûtes et encroûtements des plaines des Triffa et du Zebra a mis en évidence une néoformation d'attapulgite d'autant plus abondante que le milieu est plus calcaire et plus encroûté.

Parallèlement de l'autre côté de la méditerranée, au Liban, (LAMOUROUX, PAQUET, PINTA et MILLOT, 1967) publient en note préliminaire, un travail d'équipe présenté, sous son aspect minéralogique, par H. PAQUET (1969) dans sa thèse et sous son aspect plus pédologique, dans ce chapitre.

II - LES FAITS

I. — RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES MINÉRAUX ARGILEUX DES SOLS DU LIBAN

Un inventaire des minéraux argileux des principaux types de sols du Liban a été effectué sur la base d'environ 200 déterminations (150 profils) par diffraction aux rayons X et par analyse thermique différentielle. Les sols sont regroupés par type d'argile dominant et dans chaque groupe sont examinés les rapports des minéraux argileux avec les sols eux-mêmes et avec les roches-mères.

Le tableau 28 présente une répartition schématique, sans grande valeur statistique, mais elle a le mérite de mettre en évidence plusieurs points :

TABLEAU 28

Répartition schématique par types de sols des minéraux argileux dominant

Type de sols	Montmorillonite - Illite			Kaolinite		Totaux
	Montmorillonite	Interstratifiés (10-14M)	Illite	Montmorillonite Kaolinite	Kaolinite	
Rouges méditerranéens	24	35	6	2	2	69
Isohumiques	11	2	—	—	—	13
Rendzines rouges	8	2	—	—	—	10
Bruns méditerranéens	22	3	2	6	9	42
Bruns calcaires	6	—	3	—	—	9
Calcaires variés	5	—	—	—	—	5
Totaux	76	42	11	8	11	148
Pourcentages	51,5	28,5	7	6	7	100
	51,5	80	35,5	7	13	100

- l'importance de la montmorillonite, tandis que la kaolinite apparaît comme un minéral secondaire ;
- la fréquence des interstratifiés illite-montmorillonite, dans la mesure où ils ont pu valablement être mis en évidence ;
- les sols rouges sont presque exclusivement des sols à minéraux argileux de type gonflant.

A. Groupes de sols à montmorillonite et à interstratifiés 10-14 M dominant

Ces deux groupes représentent 80 % des profils étudiés, et presque toute la gamme des sols et roches-mères observés au Liban.

(a) LA NATURE DES MINÉRAUX ARGILEUX DES SOLS FORMÉS SUR KARST, CALCAIRE OU DOLOMITIQUE est conditionnée par le milieu où ils évoluent. En milieu aéré, à bon drainage, les sols rouges sont formés de minéraux essentiellement interstratifiés et il est rare d'observer sur les diagrammes des pics bien nets entre 12 et 14 Å, gonflant bien au glycérol. En milieu confiné, à drainage ralenti, les sols brun-jaune présentent souvent une montmorillonite dont les pics se distinguent mieux sur les diagrammes.

L'évolution dans le profil de ces minéraux sera envisagée au paragraphe suivant.

(b) LA NATURE DES MINÉRAUX ARGILEUX DES SOLS FORMÉS SUR CALCAIRES TENDRES, SUR CONGLOMÉRAT PLIOCÈNE, SUR MARNES SÉNONIENNES

Les sols bruns ou noirs, plus ou moins calcaires vertiques, formés sur calcaires tendres éocènes sont exclusivement formés d'une montmorillonite très bien cristallisée, peu dégradée en surface.

Sur les conglomérats pliocènes du Mont Liban, dans la Békaa, les rendzines rouges très calcaires contiennent une très forte proportion de montmorillonite (90 %), avec accessoirement un peu de kaolinite et rarement de l'illite.

Les calcaires marneux, les marnes grises ou les rendzines blanches sénoniennes contiennent de fortes proportions de montmorillonite, d'illite, de la kaolinite et parfois de la palygorskite.

(c) LA NATURE DES MINÉRAUX ARGILEUX DES SOLS FORMÉS SUR COLLUVIONS OU SUR ALLUVIONS DE PIEDMONT OU DE PLAINE

Les sols rouges lixiviés et bruns hydratés formés sur les colluvions de piedmont sont constitués de matériaux issus des sols des bassins versants amont. Suivant les nouvelles conditions d'évolution qu'ils ont rencontrées et l'ancienneté du dépôt, les minéraux argileux présenteront, soit une image semblable à celle des minéraux des sols dont ils sont issus, soit des minéraux différents, caractéristiques du nouveau milieu.

Dans les sols calcaires variés, la montmorillonite est très fréquente, parfois la palygorskite se maintient en petite quantité. Dans les sols peu ou pas calcaires, à côté de la montmorillonite, des interstratifiés (10-14_M), (14_C-14_M), de l'illite ou de la kaolinite peuvent être présents en quantité notable.

(d) LES MINÉRAUX ARGILEUX DES SOLS DE PLAINES ET EN PARTICULIER DE LA BÉKAA, sols châtaîns ou bruns steppiques, sols bruns plus ou moins hydromorphes, sols vertiques, etc., sont dominés par la montmorillonite (70 à 95 %).

Dans la région nord de la Békaa, plus aride, l'illite apparaît dans les profils, même l'attapulгите vient d'être observée (H. PAQUET, 1969) dans un encroûtement calcaire de cette région, mais la montmorillonite domine nettement.

Dans la région centre et sud de la Békaa, les sols non hydromorphes, tels que les sols châtaîns de Tel'Amara contiennent sur le premier mètre un interstratifié (10-14_M) — M dominant.

Dans les sols noirs hydromorphes, près de Ferzol par exemple, la montmorillonite domine, avec un peu d'illite, de chlorite et de kaolinite.

B. Groupes de sols où la montmorillonite ne domine pas

Un certain nombre de sols (20 % environ) contiennent un peu de montmorillonite, mais celle-ci ne domine pas.

(a) SOLS À FORTE PROPORTION D'ILLITE

Quelques sols bruns calcaires ou quelques sols rouges ont une assez forte teneur en illite. L'illite se conserve très bien dans les sols bruns calcaires où elle n'évolue que très peu. Un exemple intéressant à noter est celui d'un matériau rouge fossile, enterré à 4 ou 5 m sous les sols actuels de la Békaa. Il est de couleur rouge, calcaire, contient 30 à 35 % de montmorillonite, 20 % de kaolinite et 40 % d'illite.

L'illite est souvent liée à des teneurs assez élevées en calcaire dans les sols indiquant un milieu peu agressif non seulement pour le calcaire mais aussi pour l'illite.

(b) SOLS À FORTE PROPORTION DE KAOLINITE

Trois roches-mères sédimentaires contiennent de fortes teneurs en kaolinite, les grès du Crétacé, les calcaires du Jurassique supérieur et les argiles non calcaires, associées à l'une ou à l'autre de ces formations.

Sur les grès violacés du Crétacé se forment des sols rouges ou bruns lessivés, riches en kaolinite (40 à 70 %). Les matériaux issus de ces grès peuvent donner, en piedmont, des sols rouges également riches en kaolinite (cône de Yahfoufa).

Sur les calcaires ocre, oolithiques du Jurassique supérieur, les sols bruns hydratés généralement observés, ont des teneurs élevées en kaolinite.

Les argiles violacées ou bigarrées, intercalées dans ces grès ou dans ces calcaires, donnent naissance à des régosols ou à des sols rouges lixiviés contenant 70 à 80 % de kaolinite.

C. Conclusions

Ce tour d'horizon des minéraux argileux des sols du Liban permet de dégager les points suivants :

— une très forte proportion de montmorillonite : dans les sols, plus ou moins calcaires, formés sur calcaires éocènes, sur conglomérats pliocènes ou sur marnes diverses ; dans les sols formés sur basalte et dans les sols des plaines souvent hydromorphes de la Békaa ou de la côte ;

— presque tous les sols formés sur roches dures carbonatées, sur grès ou sur les matériaux colluvionnés qui en sont issus présentent des minéraux argileux interstratifiés de type illite-montmorillonite ou illite-vermiculite ;

— l'illite non interstratifiée n'apparaît en proportion notable qu'en région sèche ou dans certains sols calcaires ;

— la kaolinite peut être abondante, mais elle est alors liée à des formations bien déterminées. Elle apparaît, en proportions plus ou moins fortes, dans tous les sols.

Ce grand nombre d'observations ponctuelles, sous forme d'inventaire, donne une assez bonne image des minéraux argileux présents dans les principaux types de sols du Liban. Il n'offre cependant aucune possibilité d'interprétation de l'évolution de cette fraction fine du sol dans le profil pédologique ni de sa répartition dans le paysage ou dans la chaîne de sols choisie comme unité dynamique.

II. — MINÉRAUX ARGILEUX DANS LES PROFILS ET SUIVANT DES CHAINES DE SOLS

L'étude du milieu et la répartition des sols dans le paysage ont mis en évidence :

— en région montagneuse à forte pluviosité, une morphologie karstique où les sols sont représentés par des poches plus ou moins anastomosées entre elles. Aucune liaison génétique ne semble être établie entre les poches d'un karst fermé ; les infiltrations profondes étant leur seul exutoire ;

— en région subhumide du sud du Liban, une morphologie karstique plus ouverte ou couverte, où les sols sont liés génétiquement les uns aux autres le long d'une pente ;

— en région plus sèche, sur les pentes en bordure de la Békaa, une morphologie façonnée par les épandages pédimentaires quaternaires dont les matériaux ont plus ou moins évolué et donné des sols également liés génétiquement les uns aux autres.

L'évolution des minéraux argileux sera suivie dans des profils ou le long de chaînes quand des liens génétiques entre les sols existeront. Cette étude envisagera des sols formés sur des roches-mères carbonatées et comparativement sur des roches-mères gréseuses ou basaltiques, des climats humides aux climats arides, des milieux bien drainés et non confinés aux milieux confinés hydromorphes (Localisation : fig. 40).

A. Régions de montagnes : Mont Liban

Il s'agit essentiellement des parties centre et nord du versant ouest du Mont Liban. Les précipitations moyennes annuelles sont voisines de 1 000 mm près de la côte, atteignent 1 500 mm en altitude et parfois 2 000 mm, suivant les années. Les températures moyennes sont peu élevées en hiver (15 °C près de la côte, 0 °C en haute montagne), celles d'été sont fortes (27 °C près de la côte, 16 °C en haute montagne). Les altérations des roches sont relativement importantes.

(a) SOLS FORMÉS SUR ROCHES-MÈRES BASALTIQUES.

Le basalte est au Liban la seule roche cristalline non sédimentaire, elle permet de s'assurer d'éventuelles néoformations de minéraux argileux. C'est donc à titre comparatif que des analyses ont été faites sur les minéraux argileux de quelques sols formés sur basalte ou sur tuf basaltique. Près de Djézine, sur tuf basaltique, sous 1 300 mm de pluie et sous végétation à dominance de fougères, un sol brun peu évolué présente les minéraux argileux suivants :

Profil 414	K	Métahalloysite	M
1. Sol peu épais	40		60
2. Zones corticales altérées		30	70
3. Tuf peu altéré		10	90

Dans le tuf altéré, à côté d'une montmorillonite bien cristallisée, apparaît un peu de métahalloysite. Dans les zones d'altération, le long des fissures, le fer est déjà oxydé, la métahalloysite apparaît en proportion nettement plus grande, tandis que dans le sol il s'agit d'une kaolinite en proportion encore plus grande que la métahalloysite.

Des prélèvements effectués, vers 4 à 5 m en profondeur, dans le tuf et le long de fissures où coule une eau acide (pH 4 à 5), mettent également en évidence 20 % de kaolinite.

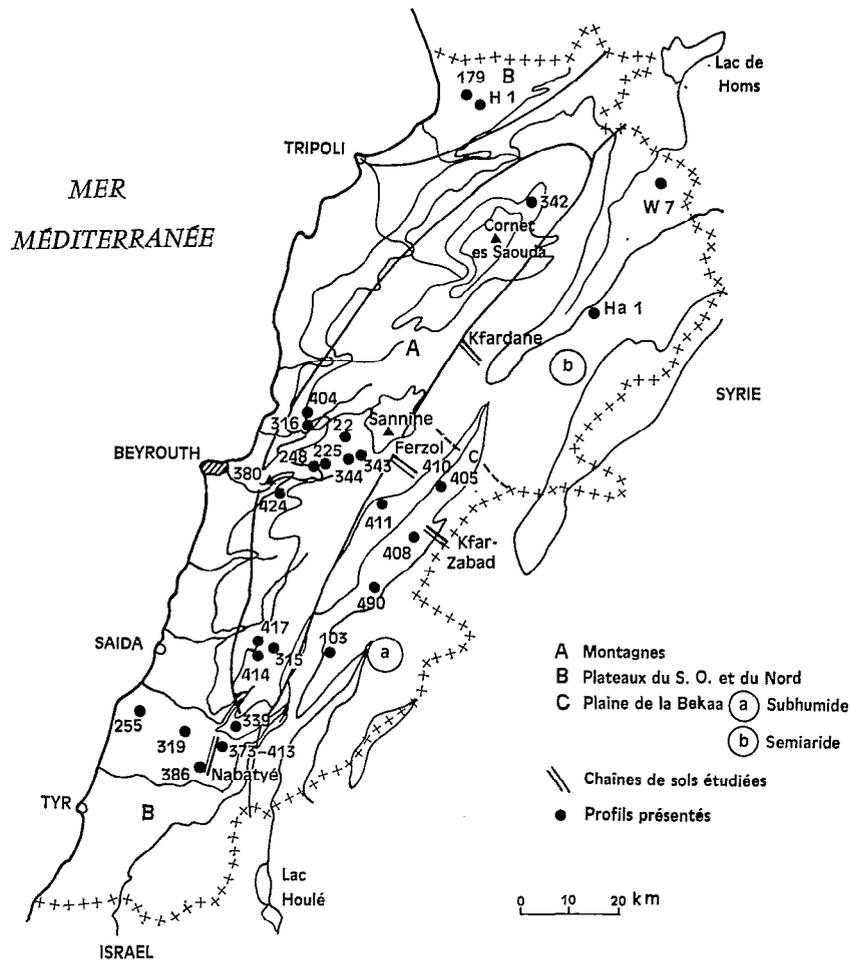


FIG. 40. — Localisation des profils et des chaînes de sols étudiés.

(b) SOLS FORMÉS SUR GRÈS

Sur grès, les sols sont rouges ou bruns, lessivés, à pH voisin de la neutralité. Les minéraux argileux de trois profils ont été étudiés (tabl. 29). La kaolinite domine dans la roche-mère, 70 à 90 %, et diminue assez fortement vers la surface du profil. L'illite ou les interstratifiés illite-montmorillonite présentent déjà dans la roche-mère un début d'altération qui s'accroît dans le profil par passage à des interstratifiés de type illite-vermiculite et en surface à un minéral à comportement de vermiculite.

(c) SOLS DU KARST EN MILIEU BIEN DRAINÉ

Les minéraux argileux d'un certain nombre de profils, formés sur karst et bien drainés, ont été étudiés. Les trois profils du tableau 30 présentent en commun une proportion notable de kaolinite, alors que celle-ci n'existe pas dans la roche sous-jacente, et une évolution semblable de la fraction illite.

Dans le profil 342, l'illite ouverte de la roche-mère passe à un interstratifié (10-14_M) dans les horizons calcaires de profondeur, à un interstratifié (10-14_V) dans les horizons non calcaires, puis à un minéral de type vermiculite près de la surface. Dans le sol 315, la décalcification est totale dans tout le profil,

TABLEAU 29

*Minéraux argileux de la fraction fine (< 2 μ) de sols formés sur grès
(en % de minéraux cristallisés de cette fraction)*

Profils Données générales	Echant.	Prof. (cm)	K	I ₀	I (IM) M	I (IV) V	V	VM
<i>L.12</i> Dour Choueir Sol rouge lessivé Altitude : 1 700 m Précipitations : 1 300 mm	L.12.2	20- 40	50			Tr.	20	30
	L.12.4	100-120	60			40		
	L.12.5	200-400	90			10		
	L.12.RS	Roche altérée	90	10				
	L.12.RS	Roche saine	90	10				
<i>L.417</i> Djezzine Sol rouge lessivé Altitude : 1 000 m Précipitations : 1 350 mm	417.2	20- 30	50			25	25	
	417.4	85- 95	80			20		
	417.RA	Roche altérée	80		20			
	417.RS	Roche saine	90		10			
<i>L.424</i> Zandouka Sol rouge lessivé Altitude : 500 m Précipitations : 1 000 mm	424.2	5- 20	60			Tr.	40	Tr.
	424.4	30- 40	60			Tr.	40	Tr.
	424.7	120-130	60 à 70			30 à 40		Tr.
	424.9	200-250	70		30			
	424.R	Roche saine	70		30			

TABLEAU 30

*Minéraux argileux de la fraction fine (< 2 μ) de sols formés sur roches dures carbonatées
(en % de minéraux cristallisés de cette fraction)*

Profils : Données générales	Echant.	Profondeur (cm)	K	I	IM	IVV	V	M
<i>L.342</i> Kamoua Sol rouge lixivié Altitude : 2 100 m Précipitations : 12 à 1 300 mm Roche-mère : dolomie	342.3 342.4 342.5 342.RA 342.RS	30- 40 60- 70 100-120 Roche altérée Roche saine	20 20 Tr Tr Tr			40 80 100 100	40	
<i>L.315</i> Djezzine Sol rouge lixivié à po- che brune Altitude : 1 150 m Précipitations : 1 300 mm Roche-mère : calcaire	315.1 315.3 315.5 315.R	0- 12 30- 50 85- 95 Roche saine	30 (CK) 40 (CK) 50 (CK) 20 (CK)	Tr Tr 70		20 20 20	50 40 30	10
<i>L.316</i> Daraya Sol rouge à poche brune Altitude : 800 m Précipitations : 1 100 mm Roche-mère : calcaire	316.2 316.5 316.R	25- 40 90-110 Roche saine	40 40		30 60		30	
Présence d'IM difficilement mis en évidence aux R. X.								

le minéral de type vermiculite apparaît dès la base, malgré un début d'hydratation (tabl. 30). Dans le profil 316, l'évolution aboutit également à la vermiculite. Quelques petites nuances sont à noter :

- dans l'horizon très calcaire 342.5, le stade interstratifié (10-14_M) n'est pas dépassé ;
- dans l'horizon un peu calcaire et hydraté 316.5, l'interstratifié est intermédiaire entre (10-14_M) et (10-14_V) ;
- enfin, dans l'horizon hydraté 315.5, non calcaire, la vermiculite apparaît à côté d'un interstratifié (10-14_V) — V.

Dans un sol relativement peu épais près d'Aintoura, les précipitations sont élevées, l'altération très forte et les montmorillonites du profil 343 (tabl. 31) n'évoluent que très modérément de la roche saine aux horizons de surface, mais se dégradent dès la base du profil et surtout en surface (fig. 41).

Les minéraux argileux du profil 404, développé sur dolomie et très riche en carbonates à 50 cm de la surface, n'atteignent pas le stade de la vermiculite.

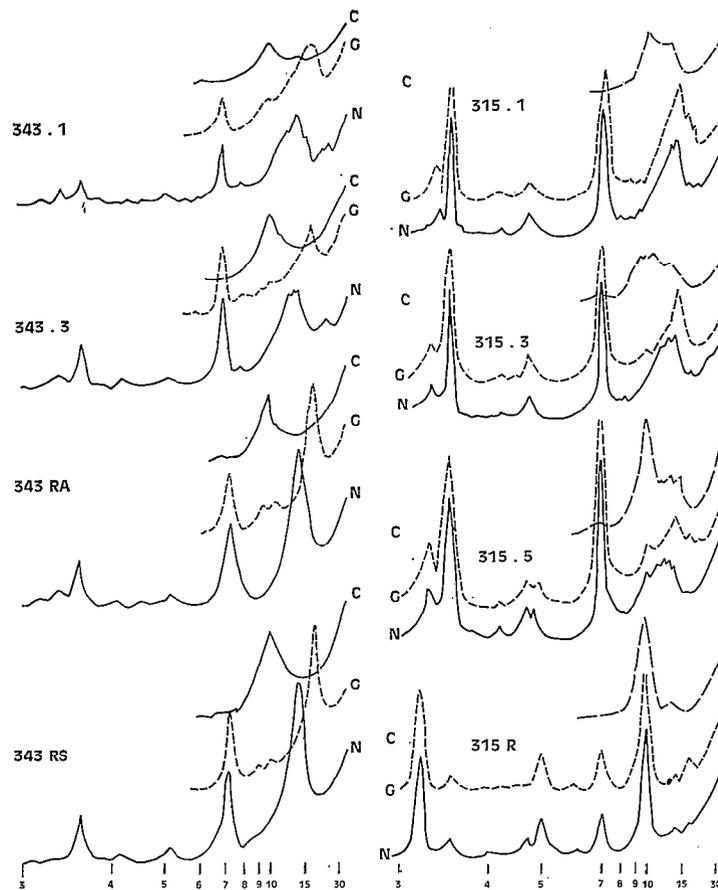


FIG. 41. — Régions pluvieuses de montagne. Profils sur karst - 315 : Evolution de la fraction argileuse vers la vermiculite - 343 : Evolution de la montmorillonite, dégradation en surface.

(d) SOLS DU KARST, EN MILIEU À DRAINAGE RALENTI

Les sols brun-jaune hydratés présentent une évolution des minéraux argileux allant de l'interstratifié illite-montmorillonite à un édifice gonflant de type montmorillonite (tabl. 32). Dans le profil 248, la kaolinite présente dans la roche, double dans les sols. Dans le profil 344, elle est absente dans la roche, mais apparaît nettement dans les sols (fig. 42). Il semble que nous ayons dans ces profils d'une part une évolution modérée des minéraux à édifices gonflants, d'autre part une augmentation très nette de la kaolinite dans le sol par rapport aux roches-mères.

D'autres sols bruns de ce type présentent également un accroissement de la kaolinite de la base vers la surface : profil 380 de 40 à 60 % et profil 226 de 20 à 30 %. Même constatation dans un sol encore rouge présentant des signes de brunification (profil 225).

TABLEAU 31

Minéraux argileux de la fraction fine (< 2 μ) de sols formés sur roches dures carbonatées

Profils : Données générales	Echantillons	Profondeur (cm)	K	M	I (10-14V)	I (10-14V)V
<i>L.343</i>	343.1	0- 10	20	80		
Aïntoura	343.3	25- 35	30	dégradé		
Sol rouge lixivié	343.RA	50- 70	30	70		
Altitude : 1 450 m Précipitations : 1 200 mm Roche-mère : calcaire	343.RS	Roche altérée Roche saine	30	70		
<i>L.404</i>	404.1	0- 20	30			70
Reyfoun	404.2	30- 40	30			70
Sol rouge lixivié	404.3	50- 60	30			70
Altitude : 900 m Précipitations : 1 100 mm Roche-mère : dolomie	404.R	Roche saine	30		70	

TABLEAU 32

*Minéraux argileux de la fraction fine (< 2 μ) de sols brun-jaune hydratés
(en % de minéraux cristallisés de cette fraction)*

Profils : Données générales	Echantillons	Profondeur (cm)	K	I (10-14M)	I (10-14M)M	10-14M	M
<i>L.248</i>	248.1	30- 50	60				40
Baabdat	248.2	160-180	60			40	
Sol brun hydraté	248.3	220-250	60		40		
Altitude : 780 m	248.	Nodules	80	20			
Précipitations : 1 250 mm	248.RS	Calcaires	30			70	
Roche-mère : calcaire coquiller.	248.RS	Roche altérée Roche saine	30		70	Tr	
<i>L.344</i>	344.3	80-100	10			Tr	90
Aïntoura	344.4	110-130	30				70
Sol brun hydraté	344.5	140-150	20		80		
Altitude : 1 250 m Précipitations : 1 200 mm	344.R	Roche saine			100		
Roche-mère : calcaire							

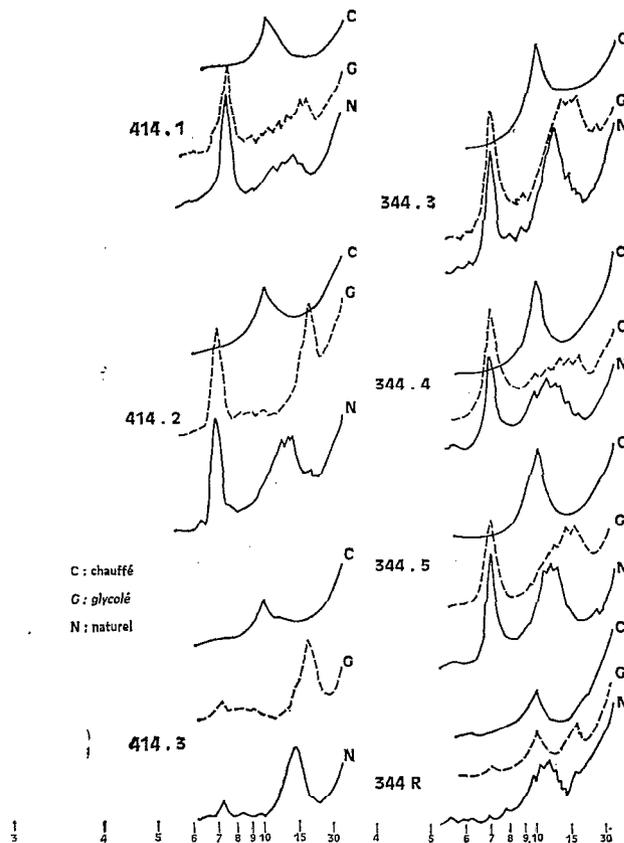


FIG. 42. — 414 : sol brun sur tuf β ; 344 : sol d'Aintoura. Evolution de la fraction argileuse vers la montmorillonite (344), vers la kaolinite (414).

B. Régions de plateaux : sud-ouest et nord du Liban

Les régions de plateaux sont caractérisées au Liban par des précipitations de 600 à 1 000 mm et sont représentées, dans cette étude, par les parties nord-ouest et sud-ouest du Mont Liban. Les températures y sont un peu plus élevées en hiver que dans la région montagneuse très arrosée, mais les saisons sèches y sont surtout un peu plus longues et plus chaudes.

Les minéraux argileux de sols formés sur roches carbonatées ou sur colluvions de celles-ci ont été étudiés comparativement à ceux de sols formés sur basalte. Les grès sont peu représentés dans les régions considérées. Si, sous de fortes précipitations, les sols évolués et encore calcaires sont relativement rares, ils sont par contre fréquents dans les régions à précipitations plus faibles, surtout entre 400 et 600 mm.

(a) SOLS SUR KARST OUVERT

En milieu bien drainé, sur les roches karstiques du plateau cénomaniens du sud-ouest les sols rouges lixiviés étudiés (tabl. 33, fig. 43) ont des teneurs en kaolinite constantes dans le profil. Notons cependant

que celle-ci n'existe qu'à l'état de traces dans la roche-mère du profil 319. Les édifices de type illite ouverte de la roche-mère ou de la base du profil n'évoluent que faiblement vers des minéraux interstratifiés où l'illite apparaît encore, alors que la montmorillonite ne s'individualise pas nettement. Dans le profil 413, les minéraux argileux du sol semblent sans rapport avec la montmorillonite de la roche-mère.

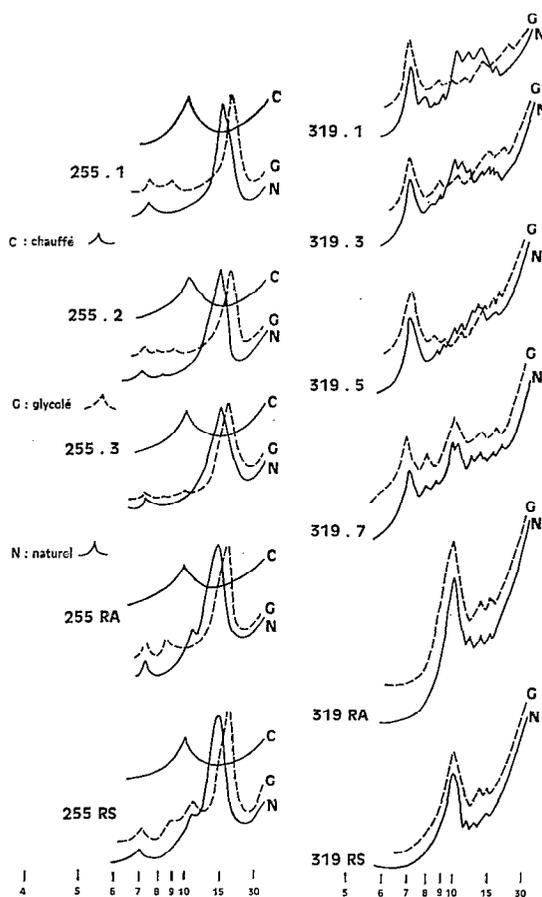


FIG. 43. — 255 : sol brun calcaire vertique ; 319 : sol rouge dans poche karstique. Evolution de la fraction argileuse vers l'interstratifié 10-14_M (319), la montmorillonite se maintient (255).

En milieu à drainage ralenti, les sols rouges lixiviés formés sur calcaire dur éocène de la région de Nabatyé sont extrêmement argileux et d'assez faible stabilité structurale. Il s'en suit de fréquents engorgements localisés soit à la base du profil, soit dans les horizons eux-mêmes. Les minéraux argileux du profil 386 (tabl. 34), caractéristique de ces sols à mauvais drainage localisé, ne présentent aucune évolution de la base au sommet du profil.

TABLEAU 33

Minéraux argileux de la fraction fine ($< 2 \mu$) de sols bien drainés, en régions peu pluvieuses

Profils Données générales	Echantillons	Profondeur (cm)	Edifices à 7 A	I ₀	I (10-14 _M)	M
<i>L.319</i>						
Koutaryé	319.1	0- 15	30		70	
Sol rouge lixivié	319.3	50- 70	30		70	
Altitude : 380 m	319.5	110-125	30	30	40	
Précipitations : 800 mm	319.7		30	50	20	
Roche-mère : calcaire	319.RA	Roche altérée		100	Tr.	
	319.RS	Roche saine		100	Tr.	
<i>L.373</i>						
Nabatyé	373.2	25- 35	30		70	
Sol rouge lixivié	373.4	100-110	30	20	50	
Altitude : 410 m	373.6	170-190	30	50	20	
Précipitations : 850 mm	373.R	Roche saine	Tr.	80	20	
Roche-mère : calcaire						
<i>L.413</i>						
Nabatyé	413.1	0- 20	40 (Metahal.)		60	
Sol rouge à poche brune	413.3	60- 80	40		60	
Altitude : 450 m	413.4	110-130	40		60	
Précipitations : 850 mm	413.5	150-160	40		60	
Roche-mère : calcaire	413.R	Roche saine				100

TABLEAU 34

Minéraux argileux de la fraction fine ($< 2 \mu$) de sols à drainage ralenti, sous pluviométrie moyenne

Profils Données générales	Echantillons	Profondeur (cm)	K	I	I (10-14 _M) M	M
<i>L.386</i>						
Meidoun	386.1	0- 10	50		50	
Sol rouge hydraté	386.3	20- 30	50		50	
Altitude : 470 m	386.5	40- 50	50		50	
Précipitations : 800 mm	386.7	60- 70	50		50	
Roche-mère : calcaire dur	386.8	80-100	50		50	
<i>L.255</i>						
Sarafand	255.1	0- 10	Tr.			100
Sol brun calcaire vertique	255.2	10- 20	Tr.			100
Altitude : 170 m	255.3	25- 35	Tr.			100
Précipitations : 700 mm	255.4	40- 50	Tr.			100
Roche-mère : calcaire tendre	255.R	Roche saine	Tr.	10		90

(b) SOLS SUR KARST COUVERT : chaîne de sols de Nabatyé

Cette chaîne de sols étudiés au chapitre II, est représentative des unités pédogénétiques de la région, caractérisées par des parties basses relativement bien drainées. Les eaux stagnent rarement dans les bas de pente qui forment une série de paliers jusqu'à la plaine côtière.

Les données analytiques du tableau 35 correspondent à cinq profils de la chaîne de sols de Nabatyé. Deux remarques confirment ce qui a été observé précédemment : — d'une part l'évolution peu marquée des minéraux argileux des sols situés dans les régions à pluviosité moyenne à faible ; — d'autre part l'influence du mauvais drainage interne de certains profils sur l'évolution des minéraux argileux.

TABLEAU 35

Chaîne de sols de Nabatyé
Minéraux argileux de la fraction fine ($< 2 \mu$).
En % de minéraux cristallisés de cette fraction

Profils Données générales	Echantillons	Profondeur (cm)	K	I	I (10-14 _M) M	(10-14 _M) M
Haut de pente	448.1	0- 20	40		60	
	448.3	60- 80	40		60	
Pente : drainage interne déficient	449.1	0- 12	30		50	20
	449.4	60- 80	30			70
	449.5	100-140	30			70
Pente : drainage interne déficient	451.1	0- 15	40		40	20
	451.3	70- 80	30			70
Bas de pente	453.1	0- 15	40		60	
	453.4	90-110	40	30	30	
Palier succédant à la pente	454.1	0- 15	40		20	40
	454.3	70- 90	40		20	40
	454.4	100-110	30		40	30

Deux groupes d'échantillons présentent cependant des taux de kaolinite sensiblement différents : — 40 % en surface quand le drainage est bon et 30 % en profondeur ou en surface si le drainage est ralenti.

L'illite du bas de pente (453-4) paraît être étrangère au milieu.

Le point important caractérisant l'évolution des minéraux argileux des sols de cette chaîne est l'apparition dans la partie basse (profil 454) de minéraux gonflants de type montmorillonite. Cette transformation dans ce milieu à drainage ralenti, des interstratifiés illite-montmorillonite en un minéral à 14 Å et gonflant au glycérol est à rapprocher de celle observée à mi-pente dans les profils 449 et 451, également mal drainés.

En résumé, les minéraux argileux des chaînes de sols à « exutoire » des karsts couverts de la région subhumide de Nabatyé présentent un schéma évolutif bien caractéristique :

— si les remaniements n'ont pas été trop intenses ou ne sont pas trop récents, les minéraux argileux des profils bien drainés de la chaîne évoluent peu, les interstratifiés illite-montmorillonite sont le stade ultime de l'évolution des produits illitiques ;

— quand le drainage est ralenti, en bas de pente ou en un point quelconque de la pente et même sur le haut des pentes, le milieu se confine et des minéraux gonflants de type montmorillonite apparaissent.

(c) SOLS SUR CALCAIRE TENDRE ÉOCÈNE

Dans les sols bruns calcaires, sur calcaires tendres du plateau de Sarafand, les minéraux argileux formés par une montmorillonite bien cristallisée n'évoluent pratiquement pas de la roche-mère au sommet du profil. Seule une légère dégradation de la montmorillonite apparaît dans l'horizon de surface du profil 255 (tabl. 34, fig. 43).

(d) SOLS SUR ROCHE ET SUR TUF BASALTIQUE

Sur roche et sur tuf basaltiques des régions subhumides du sud et du nord du Liban, les sols bruns peu évolués (tabl. 36, profil 339 et H 1) présentent 100 % de montmorillonite de la roche-mère au sommet du profil.

TABLEAU 36

Minéraux argileux de la fraction fine (< 2 μ) de sols et de roches basaltiques des régions subhumides

Profils Données générales	Echantillons	Profondeur (cm)	K	M
<i>H.1</i> El Tleil Sol brun peu évolué Altitude : 300 m Précipitations : 950 mm Roche-mère : basalte	H.1.1. H.1.3. H.1.RA H.1.RS	0- 15 60-100 Roche altérée Roche peu altérée	Tr. Tr. Tr. Tr.	100 100 100 100
<i>L.339</i> Riham Sol brun peu évolué Altitude : 750 m Précipitations : 900 mm Roche-mère : brèche tufeuse basaltique	339.1 339.2 339.RA 339.RS	0-15 30-60 Cortex très altéré Boule en début d'altération	Tr. Tr. Tr. Tr.	100 100 100 100

C. Régions de plaines : Békaa

Cette haute plaine intérieure, située entre 900 et 1 000 m d'altitude, entre le Liban et l'Anti-Liban, présente un climat subhumide (600 à 800 mm) dans le sud et de plus en plus aride vers le nord (200 mm). Les sols de la plaine proprement dite sont hydromorphes et inondés périodiquement dans les parties sud et centrale, ils sont confinés, fortement calcaires et même encroûtés, dans la partie nord de la plaine.

(a) LA PARTIE SUBHUMIDE DE LA BÉKAA : au sud de Rayak

(1) *Les piedmonts non calcaires*

Sur les piedmonts, près du barrage de Karaoun, dans le sud, les minéraux argileux du profil 103 (tabl. 39) évoluent modérément vers un interstratifié I-(10-14_M)-M. Ce profil fait la transition avec les profils des plateaux du sud-ouest (tabl. 33).

Plus au nord, sous des précipitations de 600 mm et sur les piedmonts de l'Anti-Liban plus arides que ceux de Karaoun, les résultats des analyses minéralogiques (tabl. 37, fig. 44) de la chaîne de sols de Kfar-Zabad mettent en évidence deux parties nettement distinctes, séparées par une étroite zone de transition.

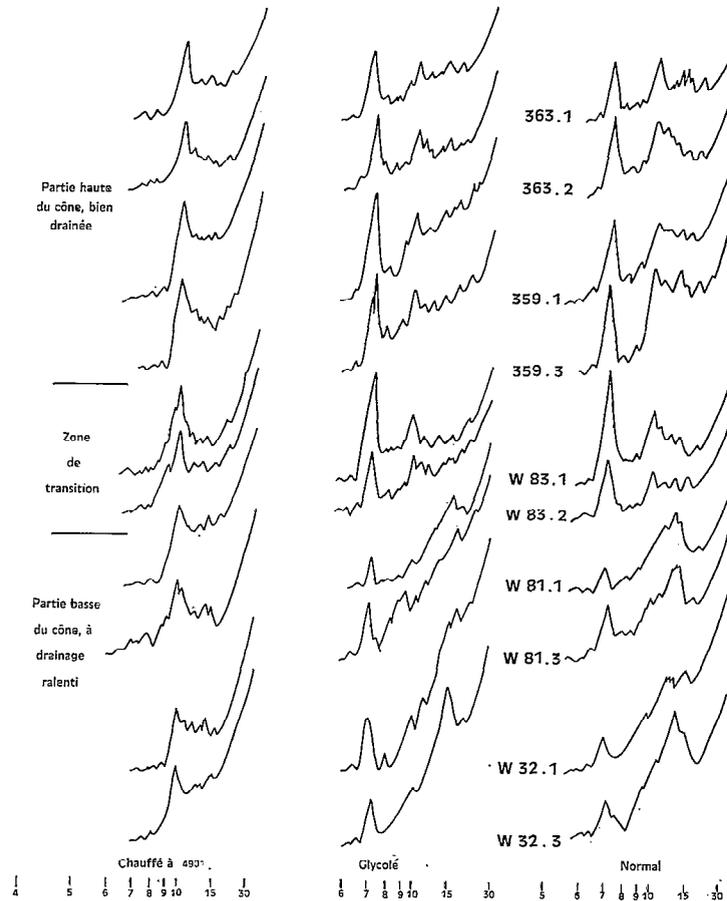


FIG. 44. — Evolution des minéraux argileux dans les sols de la chaîne de Kfar-Zabad.

La partie supérieure repose sur le conglomérat pliocène, elle a une forte pente (10 %) et est bien drainée. L'évolution des minéraux argileux est peu marquée de la base au sommet des profils (363 à W 83). Ces minéraux sont des interstratifiés (14_C-14_M) ou 1-(10-14_M)-M, associés à une forte proportion d'illite ouverte.

TABLEAU 37

Chaîne de sols de Kfar Zabab - Minéraux argileux de la fraction fine ($< 2 \mu$).

En % de minéraux cristallisés de cette fraction

Profils Données générales	Echantil- lons	Profondeur (cm)	K	C-(14 _C -14 _M)	I ₀	I (10-14 _M) M	(10-14 _M) M	M
Partie haute du cône, bien drainée. Pente : 10 %. Par points le conglomé- rat s'altère et peut contaminer le sol (W83)	363.1	0- 15	20	30	40	10		
	363.2	30- 50	20	30	40	10		
	361.1	0- 15	30	30	40			
	361.3	80-100	20	30	40	10		
	359.1	0- 15	20	30	40	10		
	359.3	80-100	20	30	40	10		
	W83.1 W83.2	0- 20 60- 70	30 30	30 30	30 30	10 10		
Zone de transition	W82.1	0- 15	20		Tr.	10	70	
	W82.2	100-110	20		Tr.	10	70	
Partie basse du cône, à drainage ralenti. Pente : 2 à 3 %	W81.1	0- 20	10		Tr.	10		80
	W81.3	90-100	20		Tr.	10		70
	W80.1	0- 15	20		Tr.			80
	W80.3	40- 50	20		10			70
	W80.4	90-100	20		10			70
	W32.1	0- 10	10		10			80
	W32.3	80-100	10		Tr.			90

Une zone de transition, sorte de « knick » situé en rupture de pente, sépare les deux parties de la chaîne. Les minéraux argileux du profil W 82 de la zone de transition marquent une évolution un peu plus poussée vers la montmorillonite, mais les interstratifiés (10-14_M) subsistent.

Les sols de la partie inférieure de la chaîne font partie de la plaine, ils sont mal drainés et nettement calcaires. Il s'agit d'un milieu confiné hydromorphe où la montmorillonite existe en forte proportion, à côté de petites quantités de kaolinite et parfois d'illite.

(2) Les piedmonts calcaires

Sur les piedmonts de la région de Rayak, les sols peuvent être calcaires. Le profil 410 (tabl. 38) fortement calcaire de la base au sommet ne montre absolument aucune évolution des minéraux argileux déterminés, kaolinite et montmorillonite. Or, ce profil présente à l'observation des couches superposées de dépôts brun-rougeâtres aux limites parfaitement tranchées, ainsi qu'un certain nombre de différences analytiques entre les divers sédiments.

Le profil 405, également formé de dépôts superposés, présente d'un sédiment à l'autre certaines différences entre les minéraux argileux.

La chaîne de Ferzol (tabl. 38) formée de sols très calcaires, situés entre 930 et 1 100 m, sur 1,5 km, est caractérisée par une montmorillonite presque exclusive (90 à 100 %) du haut au bas de la chaîne et dans chaque horizon des profils.

(3) La plaine plus ou moins calcaire et mal drainée

Dans la partie centrale de la plaine les sols deviennent de plus en plus hydromorphes, des piedmonts vers le Litani. Un sol brun hydraté de Chtaura (tabl. 39, profil 411), faiblement hydromorphe

TABLEAU 38

Minéraux argileux de la fraction fine ($< 2 \mu$) d'une chaîne de sols et de sols polyphasés, bien drainés et calcaires
En % de minéraux cristallisés de cette fraction

Profils Données générales	Echantillons	Profondeur (cm)	K	I	I-(10-14 _M) M	M
Chaîne des sols de Ferzol	Partie Supérieure	355.1	0- 15	} 2 à 5	Tr.	90 à 100
		355.3	70- 90			
	Pente 11 %	354 à 351		2 à 5	Tr.	90 à 100
		350.2	3- 15	} 2 à 5	Tr.	90 à 100
		350.4	50- 70			
	350.5	80-100				
	Partie Inférieure	347.1	0- 15	} 2 à 5	Tr.	90 à 100
		347.3	50- 70			
	Pente 4 à 5 %	347.4		95-105		
		349.1	0- 15	} 2 à 5	Tr.	90 à 100
349.3	80-100					
410 :						
Ferzol	410.1	0- 10	20	Tr.		80
Sol brun calcaire	410.3	40- 50	20	10		70
Altitude : 950 m	410.5	100-120	20	Tr.		80
Précipitations : 600 mm	410.7	170-190	20	Tr.		80
Roche-mère : colluvions calcaires	410.8	210-230	20	Tr.		80
405 :						
Tel Amara	405.1	0- 20	30		70	
Sol brun calcaire	405.2	40- 60	30		70	
Altitude : 950 m	405.3	40- 50 (Ga)	40		60	
Précipitations : 600 mm	405.4	100-120	40		60	
Roche-mère : colluvions	405.5	100-120 (Ga)	30		70	
	405.6	150-180	30		70	
	405.7	200-250	30	10		60
	405.8	300-350	20	10		70

en profondeur, présente des minéraux interstratifiés I-(10-14_M)-M sur tout le profil. A. Estable un autre sol brun hydraté (490) est très riche en montmorillonite. Dans le profil 408, hydromorphe et à nodules calcaires depuis la surface, la montmorillonite augmente avec la profondeur.

(b) LA PARTIE SEMI-ARIDE ET ARIDE DE LA BÉKAA : au nord de Rayak

(1) Les sols rouges de piedmont

Ces sols ont été étudiés (chapitre II) le long d'une chaîne de sols à Kfardane, où les conditions climatiques sont nettement plus arides qu'à Kfar-Zabad (400 mm). La pente générale est plus faible et l'on passe insensiblement d'un milieu bien drainé à un milieu dont le drainage est ralenti, mais sans hydromorphie nette.

Les minéraux argileux traduisent encore plus nettement la nature des deux milieux. Dans la partie supérieure de la chaîne (402 à 396), malgré une incohérence apparente, les résultats obtenus (tabl. 40) mettent en évidence plusieurs faits :

- les minéraux argileux proviennent soit de chlorite et d'illite, soit de kaolinite qui se conserve ;
- le stade d'altération n'est pas très poussé ;
- l'évolution du profil argileux n'a pas effacé les désordres dus à la mise en place des matériaux.

TABLEAU 39

Minéraux argileux de la fraction fine (< 2 μ) de quelques sols de la Békaa subhumide, Centre et Sud
En % de minéraux cristallisés de cette fraction

Profils Données générales	Echantillons	Profondeur (cm)	K	C	I ₀	I (10-14 _M)	I (10-14 _M) M	M
103 : Karaoun Sol rouge de piedmont Altitude : 900 m Précipitations : 800 mm Roche-mère : colluvions	103.1 103.3 103.4	0- 7 40- 60 150-160	10 20 20		5 10 10		75 70	
411 : Chtaura Sol brun hydraté Altitude : 915 m Précipitations : 700 mm Roche-mère : colluvions	411.2 411.4 411.6 411.8	20- 35 70- 80 110-120 150-160	40 50 40 40				60 50 60 60	
490 : Estable Sol brun hydraté Altitude : 870 m Précipitations : 600 mm Roche-mère : colluvions alluvions	490.1 490.2 490.3 490.4	0- 20 30- 50 60- 80 100-120	10 40 30 30	Tr.				90 60 70 70
408 : Terbol Sol hydromorphe calcaire Altitude : 880 m Précipitations : 600 mm Roche-mère : alluvions	408.1 408.2 408.4	0- 20 40- 60 110-180	40 20 20	20 10 10				40 70 70

Notamment la partie supérieure des profils montre parfois une évolution moins marquée que dans la partie inférieure. En fait, les matériaux mis en place en surface sont les plus récents, il n'est donc pas étonnant d'observer une plus faible évolution de leurs minéraux argileux

Dans la partie basse de la chaîne en 395 et 394, les édifices à base de chlorite ont disparu, la kaolinite et un peu d'illite subsistent, dominés par les édifices gonflants. La roche-mère étudiée (402 R) représente l'alimentation à base d'illite, mais il s'agit déjà d'un mélange illite et interstratifiés (10-14_M)-M.

Le bloc de conglomérat étudié (397 Co) est riche en montmorillonite, indiquant un milieu confiné lors de sa formation.

TABLEAU 40

Chaîne de sols de Kfardane - Minéraux argileux de la fraction fine ($< 2 \mu$).
En % de minéraux cristallisés de cette fraction

	Echantillons	Profondeur (cm)	K	C	14_C-14_M	I	$I(10-14_M)$ I_0	$I-IM M$ à $(10-14_M) M$	M
Sol rouge sur karst	402.1	0- 20	25		20		40	15	
	402.R	Roche saine	Tr.		Tr.	40		60	
Partie haute du cône	399.1	0- 15	20		20		30	30	
	399.3	100-110	30				20	50	
Pente : 4 %	398.1	0- 15	30	10	15	30		10	
	398.3	30- 50	35	10	15	30		10	
Drainage très bon	397.1	0- 15	30		20	30		20	
	397.3	60- 80	20		20			60	
Drainage très bon	397.C	Conglomérat	20				10		70
	396.1	0- 5	25					75	
	396.3	30- 50	30					70	
Partie basse du cône	396.5	90-110	30					70	
	395.1	0- 15	25			20			55
	395.3	100-120	25			10			65
Pente : 2 %	394.1	0- 10	20			20			60
	394.3	40- 50	20			20			60
	394.6	110-130	20			10			70

TABLEAU 41

Minéraux argileux de sols bruns isohumiques à croûte calcaire
En % de minéraux cristallisés de cette fraction

Profils Données générales	Echantillons	Profondeur (cm)	K	I_0	14_C-14_M	$I(10-14_M) M$	M	Attapulгите
<i>HADESS 1</i> Sol brun isohumique à croûte Altitude : 980 m Précipitations : 350 mm Roche-mère : colluvions	1.1	10-20	30			70		
	1.2	croûte	20				80	
	1.3	45-55	20				80	
<i>WHE 7</i> Sol brun isohumique à croûte Altitude : 600 m Précipitations : 200 mm Roche-mère : colluvions	7.2	30-40	20	20	20			40
	7.3	40-55	10		20			70
	7.4	(encroûtement) 90-110	10	10	30			50

(2) *Les sols calcaires de plaine*

Dans la région de Baalbek jusqu'à la frontière syrienne, les précipitations passent de 400 à 200 mm. Les sols sont fortement calcaires, très souvent encroûtés en bas de pente et en bordure des talwegs. Deux profils de sols bruns isohumiques à croûte calcaire ont été prélevés par P. WILLAIME. Le premier, HADESS I, présente une montmorillonite bien cristallisée dans la croûte et l'encroûtement sous-jacent, alors que l'horizon supérieur contient un interstratifié I-(10-14_M)-M. Le deuxième, WHE 7 montre une attapulgite bien cristallisée dominant dans l'encroûtement tufeux (tabl. 41, fig. 45).

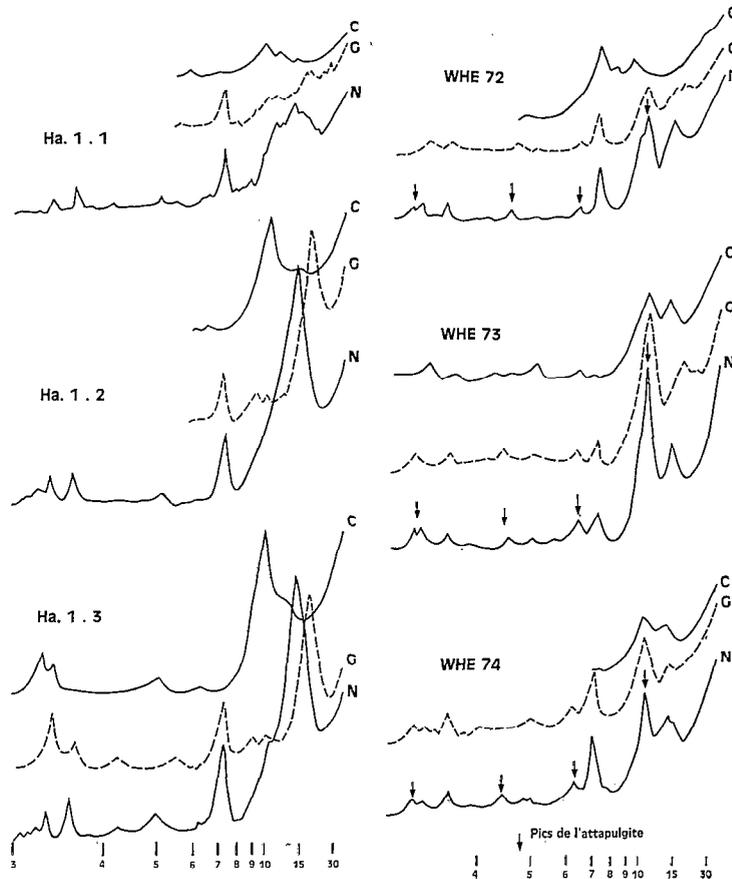


FIG. 45. — Békaa, région sèche du Nord. Evolution de la fraction argileuse dans des sols bruns calcaires isohumiques, encroûtés.

III. — NATURE CHIMIQUE DES MONTMORILLONITES

Divers échantillons de sols et de leur fraction argileuse riches en montmorillonite ont été déferriés par la méthode de DE ENDREDY (chapitre V). Les analyses chimiques de la totalité du fer restant dans ces échantillons montrent que des quantités variables de fer entrent dans la composition des minéraux argileux.

L'analyse faite sur l'échantillon de sol déferrifié (tabl. 49) permet de calculer, connaissant les taux de fer total, les pourcentages de fer engagé dans les silicates. Ainsi, 30 à 50 % du fer total entre dans les octaèdres des minéraux argileux. Ces proportions sont plus fortes (60 à 65 %) dans les sols hydromorphes du bas de la chaîne de Kfar-Zabad.

L'analyse, faite sur la fraction argileuse déferrifiée (tabl. 42) permet de calculer la formule structurale de la montmorillonite. La formule à laquelle nous aboutissons pour une dizaine d'échantillons est du type (argile 255.1) :

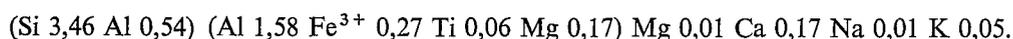


TABLEAU 42

*Fer inclus dans les octaèdres des silicates argileux de différents sols du Liban
après extraction du fer libre par la méthode de Endredy*

Types de sols	Echantillons	Fe ₂ O ₃ % d'argile	Couleur à sec (Munsell)		
			Avant traitement	Après traitement	
Sol rouge lixivié	319.1	5,7	5 YR 5/4	10 YR 6/1	
	319.5	5,8	5 YR 5/6	10 YR 6,5/1	
	319.7	6,1	id.	10 YR 7/1	
Sols rouges lixiviés à poche brune hydratée	344.3	4,45	7,5 YR 5/4	10 YR 4/1	
	344.4	5,75	10 YR 6/6	2,5 Y 6/2	
	151.2	2,70	2,5 à 5 YR 4/6	10 YR 5/1	
	151.4	3,55	10 YR 7/4	10 YR 6/1	
Sol brun hydraté	324.1	6,9	10 YR 6/4	10 YR 6,5/2	
	324.3	6,8	10 YR 6,5/6	10 YR 7/2	
Sol brun vertique calcaire	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	
Rendzines	347.3	6,6	7,5 YR 6,5/4	10 YR 6,5/1	
	354.3	7,7	5 YR 5/6	10 YR 7/1	
Sols isohumiques	64.3	5,65	—	—	
	121.3	4,5	—	—	
Chaîne de Nabatyé	Haut	448.1	3,20	5 YR 5/6	2,5 Y 6/0
		448.3	3,65	—	—
		449.1	4,45	5 YR 5/6	2,5 Y 5/1
	Bas	449.5	4,50	7,5 YR 5,5/6	2,5 Y 6/1
		454.1	3,65	7,5 YR 5/4	10 YR 5/1
		454.3	3,80	7,5 YR 5/6	10 YR 5/1
Chaîne de Kfar- Zabad	Haut	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
		W81.1	4,35	—	—
	Bas	W81.3	4,75	5 à 7,5 YR 5,5/6	2,5 Y 7/0
		W80.4	5,50	7,5 YR 5,5/6	10 YR 6/1
		W32.3	7,50	7,5 à 10 YR 5/4	10 YR 4/1

Pour une occupation voisine de 2, dans la couche dioctaédrique le fer varie de 0,27 à 0,44. Les taux de substitution en Al, dans la couche tétraédrique varient de 0,1 à 0,6.

Il s'agit donc de beidellites peu ou moyennement ferrifères.

III - L'ÉVOLUTION DES MINÉRAUX ARGILEUX

De nombreux résultats concernant la dynamique de l'évolution des minéraux argileux sont maintenant connus (biblio. § I). A partir de ces données, l'interprétation des résultats obtenus au Liban va être tentée. Mais cette interprétation de l'évolution de la fraction fine des sols formés sur matériaux sédimentaires est difficile pour de nombreuses raisons :

— le climat méditerranéen actuel, même humide, ne provoque pas d'hydrolyses très puissantes, faciles à suivre étape par étape ;

— ce climat a lui-même évolué au cours de l'histoire du sol et marqué différemment les pédogénèses passées. Des minéraux argileux observés dans un profil peuvent être l'héritage d'anciennes transformations ;

— un sol formé sur roches carbonatées est le résultat de l'accumulation des résidus insolubles d'une épaisse couche de sédiments. Rien n'autorise à considérer cette masse disparue comme homogène. Elle pouvait, au contraire, être constituée d'une série de faciès variés ;

— le milieu qui caractérise un sol peut évoluer au cours de son histoire. Ainsi un minéral formé en milieu bien drainé pourra se retrouver en milieu confiné mal drainé ;

— enfin, des remaniements mécaniques souvent importants marquent les profils même à l'intérieur des poches karstiques.

Ces différentes observations nous font comprendre la vanité d'un inventaire ponctuel et les grosses difficultés d'interpréter les résultats d'analyses d'un profil ou d'un ensemble de profils. Les mécanismes des évolutions des minéraux argileux des sols et des roches du Liban vont être examinés en suivant les voies tracées par MILLOT G. (1964).

I. — HÉRITAGE

La plupart des roches-mères des sols du Liban sont sédimentaires et contiennent des minéraux argileux. Ces minéraux insolubles, libérés par dissolution des roches carbonatées et abandonnés sur place vont constituer la majeure partie du sol. Il s'agit bien d'un héritage dont il importe de suivre le devenir.

A. Héritage des sols formés sur colluvions

De nombreux sols du Liban se sont développés sur des matériaux transportés de bassins versants situés en amont dans la montagne et déposés en piedmont ou dans la plaine (LAMOUROUX et OSMAN, 1965 ; MAHLER et KHAZZAKA, 1966 ; BESANÇON et MAHLER, 1966 ; BESANÇON, 1967).

Les minéraux argileux des sols de la chaîne de Kfar-Zabad (tabl. 37) présentent, dans les profils de la partie bien drainée du cône, une composition très homogène de la surface à la profondeur et dans tous les profils (363 à W83). Cette homogénéité s'explique parfaitement par les caractéristiques du bassin versant amont : petite superficie 3 à 4 km² pour 30 % de pente moyenne ; roche carbonatée du Cénomanién, unique roche-mère du bassin dont les sols rouges ont été les seuls pourvoyeurs du cône de Kfar-Zabad.

A Kfardane, les minéraux argileux des sols de la partie bien drainée du glacis (tabl. 40) sont hétérogènes, mais sensiblement de même nature (profils 399 à 397). Ici, le bassin versant a près de 30 km², pour une pente moyenne de 10 %, tandis que la roche-mère est représentée essentiellement par des roches carbonatées du Cénomanién. Des sols rouges formés à 2 000 m d'altitude dans la partie supérieure du bassin se sont mélangés en bas de pente, à des sols formés à 1 000 m. Ces matériaux issus de régions relativement éloignées, présentent des minéraux argileux assez hétérogènes du fait qu'à 2 000 m sous 1 200 mm de précipitations, les évolutions sont plus fortes qu'à 1 000 m sous 400 à 500 mm. Le mélange à des taux variables, d'illite, plus ou moins altérée de chlorite, d'interstratifiés (14_C-14_M), I-(10-14_M), I-(10-14_M) - M, (10-14_M) - M traduit bien des origines variées. Cette hétérogénéité apparaît en certains points de la plaine de la Békaa quand les couches superposées de sédiments n'ont pas été soumises à des pédogenèses ultérieures trop marquantes.

A Estable, au centre de la Békaa, près de la route de Damas, le profil de sol brun hydraté (tabl. 39, 490) présente une nette hétérogénéité des minéraux argileux, liée à l'hétérogénéité des apports colluviaux.

B. Héritage des sols formés en place

Dans de très nombreux cas, les minéraux argileux des roches sous-jacentes se retrouvent dans les sols, peu ou pas modifiés par les pédogenèses.

(a) CAS DE LA KAOLINITE

Sur grès (tabl. 29), les taux de kaolinite sont élevés et diminuent assez nettement vers le haut des profils 12, 417 et 424. HALLSWORTH (1963) a montré expérimentalement que les minéraux argileux migraient d'autant plus facilement que le squelette sableux était plus abondant et grossier. En outre, la kaolinite migrait relativement plus que la montmorillonite pour des taux d'argiles de 20 à 40 %, voisins des teneurs en argiles des sols sablo-argileux sur grès. Cette hypothèse d'une migration préférentielle de la kaolinite est peut être applicable aux sols lessivés du Liban formés sur grès. Il faut cependant admettre que la plus grande partie des produits d'entraînement ne s'accumule pas dans le profil lui-même mais en certains points de la pente, ce que confirment d'autres observations (chap. II).

Sur roches carbonatées, la kaolinite peut se retrouver dans les roches et dans les horizons du profil dans des proportions égales ou voisines. C'est le cas du profil 404 (tabl. 31), dans lequel la pédogenèse n'a pas eu l'intensité suffisante pour modifier les teneurs en kaolinite du sol, pas plus d'ailleurs pour éliminer totalement la dolomie du profil. Très souvent, la kaolinite peut être présente dans le sol, alors que la roche n'en comporte pas (Profils 342 et 316 ; tabl. 30, tabl. 32, profils 319, 373 et 413 à tabl. 33). Trois hypothèses sont alors possible pour expliquer cette apparition de kaolinite dans les sols :

- kaolinisation sous des climats différents du climat actuel ;
- contamination du profil par apport sur la pente de matériaux contenant de la kaolinite ;
- présence de kaolinite dans des faciès carbonatés disparus après dissolution de l'épaisse couche de sédiments nécessaires à la formation du sol.

Divers arguments nous font penser que les climats n'ont guère changé depuis le milieu du Quaternaire et qu'il est peu probable qu'une kaolinisation importante se soit produite dans les sols.

Par contre, les contaminations par des apports de matériaux contenant de la kaolinite sont possibles, du fait que les grès et les calcaires du Jurassique supérieur, riches en kaolinite, dominent certains profils étudiés ici (316-344) et que des entraînements préférentiels de kaolinite peuvent se produire en sols sablo-argileux (HALLSWORTH, 1963).

La troisième hypothèse reste invérifiable, en l'absence d'une étude minéralogique détaillée des différents faciès carbonatés, mais elle n'en demeure pas moins très vraisemblable.

Enfin la kaolinite peut augmenter de la roche-mère au sommet du profil (315, tabl. 30 ; 248, tabl. 32). Les hypothèses précédentes sont applicables ici, mais dans les cas étudiés il s'agirait plutôt d'une augmentation relative de kaolinite par dégradation des autres minéraux argileux plus sensibles aux altérations.

(b) CAS DE L'ILLITE ET DES INTERSTRATIFIÉS

D'une façon générale, les illites et les interstratifiés illite-montmorillonite, illite-vermiculite, etc., sont fréquents dans les roches-mères sédimentaires. Etant très sensibles aux altérations, ils subissent des transformations qui seront traitées au paragraphe suivant. Dans les régions semi-arides où ils se maintiennent sans transformation les sols étudiés sont formés sur colluvions et ce cas vient d'être envisagé.

(c) CAS DE LA MONTMORILLONITE

Quand la montmorillonite est présente dans la roche-mère elle se maintient dans le profil, mais subit en surface une très nette dégradation. C'est le cas du profil 343 (tabl. 31, fig. 41), d'un profil sous cèdres. Les pics de la montmorillonite, très aigus dans la roche-mère et dans la roche altérée, s'émeussent dès la base du profil et s'écrasent en surface.

Dans les calcaires tendres éocènes et dans les conglomérats pliocènes, la montmorillonite est presque exclusive et se maintient dans tout le profil (tabl. 34 et 38). Le profil 255 (tabl. 34) présente une montmorillonite bien cristallisée de la roche-mère au sommet du profil où elle se dégrade légèrement. Plus le milieu reste calcaire du fait d'un mauvais drainage ou d'une faible pluviosité, plus la stabilité de la montmorillonite est grande.

Si la kaolinite et la montmorillonite se maintiennent relativement bien dans les profils, il n'en est pas de même des illites, des chlorites et de leurs interstratifiés qui subissent des transformations.

II. — TRANSFORMATIONS VERS LA VERMICULITE

MILLOT (1964) définit les transformations comme des « changements qui modifient un minéral argileux avec maintien de son type de structure ». Dans le cas présent, il s'agit de dégradation ou transformation négative dans le sens d'une perte de substance.

Dans les régions montagneuses du Mont Liban, les illites plus ou moins ouvertes, parfois interstratifiées, évoluent progressivement vers la vermiculite de la roche-mère jusqu'à la partie supérieure des profils, suivant la séquence $I \rightarrow (10-14_M) \rightarrow (10-14_V) V \rightarrow V$. Sur grès (tabl. 29, profils 12, 417 et 424) le milieu bien drainé favorise l'entraînement des ions potassium et l'apparition de vermiculite. Sur roches carbonatées (tabl. 30, profils 342, 315 et 316, fig. 41) la transformation est peut-être plus progressive et un peu moins complète. En surface subsiste un mélange vermiculite et interstratifiés $(10-14_V) - V$, traduisant une « lixiviation » plus faible que sur grès où la vermiculite est rarement mêlée aux interstratifiés.

Les résultats d'analyses des minéraux argileux du profil 315 montrent bien la corrélation entre le départ de K_2O et l'apparition de la vermiculite de la profondeur vers la surface :

Echantillons	K_2O mé/100	Vermiculite (%)
315.1 (0-12)	13,4	50
315.3 (30-50)	17,2	40
315.5 (85-95)	29,3	30

Cette vermiculitisation des illites semble limitée d'une part aux régions de montagnes bien arrosées (plus de 1 000 mm), d'autre part à des sols bien drainés et très évolués. En effet, des profils peu épais et plus jeunes (tabl. 31, profil 404) ne présentent en surface que des interstratifiés I-(10-14_v) - V.

En milieu à drainage ralenti (tabl. 32, profils 248 et 344) il n'y a pas traces de vermiculite. Il en est de même dans les régions moins pluvieuses de plateaux et de plaines où la vermiculite n'apparaît jamais.

Or, au Maroc, dans le Bni Snassen (PAQUET, 1969 ; RUELLAN, 1970) la vermiculite apparaît sous des précipitations plus faibles, de l'ordre de 600 mm. Mais l'absence de progressivité dans le processus de dégradation des illites des sols du Maroc fait penser que le facteur temps peut intervenir et fausser les corrélations entre les précipitations actuelles et la vermiculitisation.

En conclusion, les minéraux argileux de type illite ou interstratifiés (10-14_M) se dégradent en vermiculite, de la base au sommet des profils sous des précipitations supérieures à 1 000 mm et cela d'autant plus que le milieu est mieux drainé et que le profil est plus évolué.

III. — TRANSFORMATIONS VERS LA MONTMORILLONITE

TARDY (1969) nous a montré qu'en « milieu lessivant », les minéraux micacés pouvaient se transformer en montmorillonite par une soustraction de cations basiques et addition de silice. Ce mécanisme peut être invoqué dans les sols du Liban partout où les conditions permettent des transformations aboutissant à un minéral gonflant de type montmorillonitique.

A. Les sources de silice

Une des conditions indispensables à la réalisation de ce mécanisme de montmorillonitisation est la fourniture au milieu considéré d'une quantité de silice suffisante. Or plusieurs faits incitent à penser que les minéraux argileux des horizons supérieurs subissent une destruction partielle et lente libérant des ions des réseaux cristallins :

— les montmorillonites de certains horizons supérieurs présentent des pics émoussés et diminuent en quantité. Ce qu'ont également observé d'autres chercheurs (YAALON *et al.*, 1966 ; KOYUMDJISKY *et al.*, 1966 ; CARVALHO VASCONCELLOS, 1966 ; GARCIA RODRIGUEZ *et al.*, 1966 ; PANEQUE GUERRERO *et al.*, 1966 ; DACHARY, 1967 ; PAQUET, 1969) ;

— bien que les eaux du sol ou de ruissellement soient peu chargées en silice (2 à 8 mg/l) et que la silice, dite amorphe, extraite par la méthode cinétique de SEGALIN soit peu abondante, il n'en demeure

pas moins que des quantités relativement grandes de silice sont périodiquement exportées en solution, eu égard aux énormes quantités d'eau qui traversent les sols du karst. Notons que les montmorillonites cèdent leur silice par solubilisation dans les solutions du sol d'autant plus facilement qu'elles sont plus désaturées (WEY et SIFFERT, 1961) ;

— les quelques résultats comparés des produits amorphes extraits de roches, d'altérations et de sols montrent un accroissement relatif de ces produits amorphes dans les sols. Cette augmentation ne peut se concevoir que si des substances cristallisées ont été entraînées hors du milieu, alors que les produits amorphes seraient restés sur place ou si ces mêmes substances ont fourni matière, par hydrolyse, au stock de produits amorphes. Cette dernière hypothèse sera retenue, comme l'ont fait en Israël YAALON, NATHAN *et al.* (1966) ;

— dans la plupart des sols du Liban, observés en lames minces au fort grossissement microscopique, des formes minuscules, sphériques apparaissent et sont semblables à celles que BOCQUIER (1971) a reconnu dans ses sols du Tchad. Ces micro-éléments sont isotropes et liés aux masses plasmiques brun-rougeâtre. Ils présentent de grandes analogies avec les globules décrits par PEDRO (1958) comme des unités amorphes, résultats d'une micro-division des silicates ;

— les produits d'entraînement obtenus dans l'expérimentation en tubes (chapitre II, § III) ont des rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ supérieurs à 5 et leurs diagrammes X ne présentent aucun pic, les minéraux argileux étant masqués par de fortes proportions de constituants amorphes. Par contre au microscope électronique les minéraux argileux apparaissent très bien. Comme l'entraînement s'est produit à la suite d'un début de désaturation, il est permis de penser que la silice de très fines montmorillonites de dégradation subit une dissolution partielle (WEY et SIFFERT, 1961) ;

— il ne paraît pas concevable, dans un milieu relativement agressif pour certains cations comme celui qui caractérise les sols étudiés, que les morcellements des minéraux argileux s'arrêtent brusquement à des éléments de quelques dixièmes de microns ou moins (observés au microscope électronique). Cette fragmentation doit se poursuivre atteignant des tailles infimes et favorisant l'effondrement des structures cristallines et la libération des ions constituant les réseaux. C'est d'ailleurs là un mécanisme bien connu (ACQUAY *et al.*, 1964 ; MILLOT, 1964) ;

— une autre source de silice peut venir des dissolutions de phytolithes siliceux, abondants dans les résidus de roches carbonatées et plus rares dans les sols (PERRIN, 1964).

B. Les transformations observées

En montagne, sous des précipitations élevées, les sols bruns hydratés, milieux à drainage ralenti (tabl. 32, profils 248 et 344), présentent une évolution caractéristique des interstratifiés I-(10-14_M)-M de la roche-mère vers la montmorillonite. Or, nous savons que dans ce milieu hydraté, les carbonates commencent à se concentrer en profondeur, a fortiori en silice, moins mobile que le calcium. Ainsi, dans le profil 151, rouge en surface, brun en profondeur, la silice totale est respectivement de 40,8 % et 44,1 %.

En régions de plateaux, moyennement pluvieuses, ces milieux bruns hydratés sont de véritables pièges pour la silice qui s'y concentre. Le profil 449 de la chaîne de Nabatyé (tabl. 35), bien que situé sur une pente de 10 %, s'hydrate et s'enrichit en silice en profondeur (38,5 % de silice totale, de 20 à 35 cm et 40,6 % de 60 à 80 cm), alors que les interstratifiés (10-14_M) M passent de 20 % entre 20 et 35 cm à 70 % entre 60 et 80 cm.

Cette transformation en montmorillonite est plus complète dans les sols bruns hydratés des régions pluvieuses (profils 248 et 344) mieux alimentés en silice. Tandis que dans les sols rouges de ces régions moyennement pluvieuses (tabl. 33, profils 319 et 373), l'évolution des minéraux argileux est

modérée et s'arrête au stade des interstratifiés I-(10-14_M). Ici, le milieu n'est ni assez « lixiviant » en ions pour aboutir à la vermiculite, ni assez confinant en silice pour aboutir à la montmorillonite, comme le montre le tableau suivant (43).

TABLEAU 43

Eléments totaux % des éléments fins des profils 319, 373 et de quelques profils de la chaîne de Kfar-Zabad

Echantillons	Profondeur	SiO ₂ (%)	Ca (mé %)	Mg (mé %)	K (mé %)
319.1	0- 15	42,9	20,0	52,1	21,0
319.3	50- 70	44,3	26,4	53,1	26,1
319.5	110-125	43,2	27,5	60,5	33,3
319.7	150	42,4	64,9	57,5	30,6
373.2	25- 35	41,9	21,4	53,6	21,7
373.6	170-190	42,9	22,5	59,5	34,0
364.1	0- 15	43,6	22,5	75,4	46,1
360.2	20- 35	44,5	22,5	77,9	46,1
360.4	100-110	44,3	20,0	70,9	44,2
W.81.2	50- 60	45,0	162,0	107,0	29,3
W.32.1	0- 10	51,2	7,49	105,0	25,5
W.32.3	80-100	50,2	7,49	108,0	26,1

Dans la plaine de la Békaa, les sources de silice subsistent dans les bassins versants amont, par contre les milieux deviennent très confinants en bas de pente. Les chaînes de sols de Kfar-Zabad (tabl. 37) et de Kfardane (tabl. 40) mettent bien en évidence qu'une partie importante de la montmorillonite, présente en bas de pente, résulte d'une transformation du même type que celle observée en montagne. Mais ici, ce mécanisme n'est pas suffisant pour expliquer les fortes proportions de montmorillonite observées dans presque tous les sols de la plaine de la Békaa.

Une nouvelle leçon peut être tirée : *les minéraux argileux de type illite ou interstratifiés (10-14_M) subissent une transformation en minéraux gonflants de type montmorillonite, par soustraction de cations, suivie d'une addition de silice.*

Dans les régions pluvieuses du Liban, la transformation se produit dans les poches ou horizons bruns hydratés, milieux confinants pour la silice. Dans les régions moyennement pluvieuses cette transformation peut également se produire dans des milieux hydratés, mais elle se fait surtout en bas de pente dès que le drainage se ralentit. Elle peut se poursuivre dans des milieux plus confinants, mais un nouveau mécanisme apparaît alors, celui des néoformations.

IV. — NÉOFORMATIONS

Les néoformations de minéraux argileux se produisent dans les sols ou altérations, à partir des ions présents dans les solutions. Ces ions se combinent entre eux pour créer une nouvelle structure cristalline (MILLOT, 1964 ; TARDY, 1970).

A. Conditions des néoformations

Deux conditions doivent être remplies pour qu'il y ait néoformation d'un minéral argileux : une source d'ions et un milieu favorable.

Les néoformations à partir de minéraux primaires ou de produits amorphes sont rares au Liban. Par contre les néoformations à partir de solutions du sol sont plus fréquentes.

L'approvisionnement de ces solutions en silice et en cations divers se fait, comme nous venons de le voir, de l'amont vers l'aval. Il en est de même pour l'alumine qui provient également de la destruction des minéraux argileux. Mais celle-ci n'est pas soluble aux pH des solutions des sols du Liban. C'est pourquoi une certaine quantité (0,5 à 1 % de la matière minérale) d'alumine se maintient à l'état amorphe dans les sols. Cependant si les eaux ne véhiculent pas l'alumine à l'état dissous, elles en contiennent de petites quantités sous forme de fines suspensions plus ou moins liées à des matières organiques (LAMOUROUX, THIEBAUD et SAHYOUNI, 1968).

Les milieux favorables aux néoformations sont de deux types (MILLOT, 1964) :

— des milieux très « lixiviés » et acides, favorables à la kaolinisation, mais ces milieux sont exceptionnels au Liban ;

— des milieux alcalins où les solutions du sol se concentrent et favorisent des néoformations de minéraux à trois couches. Ceux-ci sont fréquents dans les sols de plaines.

Chaque hiver, les eaux de pluies engorgent les sols de la Békaa et alimentent un lac temporaire de décembre à mai, dans la partie basse de la plaine. Dans ces eaux nous retrouvons de très fortes quantités de calcium, du magnésium, du potassium, de la silice.

Les eaux de la Békaa s'écoulent mal, les sols argileux de bas de pente restent gorgés d'eau, jusqu'à fin mai. Les évapotranspirations sont très élevées, de plusieurs millimètres à plus de 1 cm par jour, en été, si bien qu'en mai et juin, d'importantes quantités d'eau libre abandonnent dans les sols par évapotranspiration les éléments qu'elles contiennent à l'état dissous ou en suspension. Les eaux liées du sol qui se maintiennent au niveau des micelles argileuses se trouvent ainsi concentrées 10 et 20 fois (LAMOUROUX, WILLAIME et DAVET, 1967).

B. Types de néoformations

(a) NÉOFORMATION DE KAOLINITE

— Sur roches carbonatées, les sols ne contiennent aucuns minéraux primaires susceptibles de néoformer de la kaolinite. Il ne saurait en être question à partir des produits amorphes, étant donné les conditions alcalines du milieu.

— Sur roches ou sur tufs basaltiques par contre, des néoformations directes en kaolinite (PAQUET, 1969) sont possibles à partir soit des minéraux primaires des basaltes, soit des produits amorphes, abondants dans les tufs :

- sous 1 300 mm de précipitations, près de Djezzine (profil 414), la kaolinite augmente de 10 % dans le tuf peu altéré, à 30 % dans la zone corticale altérée et à 40 % dans le sol brun formé sur ce tuf ;
- sous 1 100 mm, à Riham plus au sud, 10 à 20% seulement de kaolinite apparaissent dans un sol formé sur basalte ;

— sous 900 mm, encore plus au sud près de Merdjayoun, seule la montmorillonite se néoforme (tabl. 36, profil 339).

La néoformation de kaolinite est liée dans ce cas à une roche-mère facilement altérable et à un milieu acide (pH 5 à 6), très bien drainé pendant les mois de forte pluviosité. Il s'agit d'un cas de néoformation de kaolinite, exceptionnel au Liban.

(b) NÉOFORMATION DE MONTMORILLONITE

— Sur basalte, sur tuf basaltique et sur cinérites, les altérations livrent aux sols des minéraux montmorillonitiques de néoformation. La montmorillonite est parfois associée à de la kaolinite, comme dans le cas cité ci-dessus, dans des sols plus anciens, tels que ceux de la Békaa du sud (H.8) ou dans des sols fossiles. Dans les sols jeunes, formés sur basalte et sur tuf basaltique sous 8 à 900 mm de précipitations, la montmorillonite est le seul minéral argileux néoformé (tabl. 36, profils 339 et H.1).

— Sur des matériaux, issus de roches-mères carbonatées, dans les chaînes de sols de Kfar-Zabad et de Kfardane (tabl. 37 et 40), les minéraux argileux des sols du bas des chaînes sont très riches en montmorillonite.

Une partie importante de cette montmorillonite provient de l'enrichissement en silice des interstratifiés. Mais les taux de montmorillonite de 80 à 90 % à Kfar-Zabad et 60 à 70 % à Kfardane, avec diminution relative de kaolinite, prouvent qu'une proportion de 10 à 20 % de montmorillonite s'est néoformée dans les sols du bas de ces chaînes.

Le profil 408 (tabl. 39), sol hydromorphe du centre de la Békaa, présente en profondeur une nette augmentation de montmorillonite attribuable aux néoformations.

En conclusion, la montmorillonite se néoforme généralement dans les sols se formant actuellement sur roche-mère basaltique. Dans les milieux confinés hydromorphes des plaines de la Békaa, les concentrations très élevées en calcium et en magnésium (LAMOUREUX, WILLAIME et DAVET, 1967) et dans une moindre mesure celles de silice et d'alumine, favorisent des néoformations de montmorillonite.

(c) NÉOFORMATION D'ATTAPULGITE

Jusqu'aux zones semi-arides la montmorillonite est le seul minéral argileux néoformé dans les sols de bas-fond, elle apparaît même dans les croûtes et encroûtements de la région de Baalbeck (profil Hadess I : tabl. 41 et fig. 46).

Dans les régions plus arides du nord, aux portes du désert syrien, l'attapulгите apparaît parfaitement bien développée dans l'encroûtement (profil WHE 7 : 70 %), mais diminue en surface et en profondeur (40 et 50 %). Cela confirme la très belle séquence à attapulгите observée dans les sols à croûtes calcaires des zones arides du Zébra, au Maroc (PAQUET *et al.*, 1969 ; PAQUET, 1969 ; RUELLAN, 1970).

La néoformation d'attapulгите ne fait aucun doute, étant donné que ce minéral n'a jamais été observé dans les roches sédimentaires des massifs avoisinants.

En conclusion, dans les sols des plaines arides du nord du Liban ; un confinement extrême a favorisé une néoformation d'attapulгите, liée à un encroûtement développé dans la partie médiane du profil. Habituellement, en pays humide, l'attapulгите est très sensible aux altérations. Ici, au contraire, la concentration des solutions dans le milieu calcaire favorise sa naissance.

V. — CONCLUSIONS

A. Schéma synthétique de l'évolution des minéraux argileux dans les sols, les altérations et les roches du Liban

(a) MILIEUX LIXIVIÉS, BIEN DRAINÉS (tabl. 44)

Par définition, ce sont des milieux débarrassés de toute réserve carbonatée et où les ions ne s'accumulent pas, du moins dans la partie supérieure du profil où se situe le terme final de l'évolution des minéraux argileux. Il s'agit des sols rouges lixiviés formés sur roches carbonatées et sur grès, ainsi que des quelques sols étudiés sur roches-mères basaltiques :

— les minéraux argileux de type illite ou ses interstratifiés ne subissent aucune évolution en dessous de 600 mm, entre 600 et 1 000 mm ils aboutissent à un interstratifié de type (10-14_M) et au-dessus de 1 000 mm la vermiculite apparaît plus ou moins mélangée à des interstratifiés 10-14_V (tabl. 44 - I) ;

TABLEAU 44

Schéma synthétique de l'évolution des minéraux argileux, en fonction du milieu et des précipitations
(Intensité croissante de l'évolution : 0 → × × ×)

I. — Milieux « Lixiviés » bien drainés

Pluviosité (mm)	Plus de 1 000					600 à 1 000		
	Basalte ou tuf basaltique	Grès	Roches carbonatées			Basalte	Roches carbonatées	Colluvions de sols rouges
			Roches dures	Dolomie sableuse	R. dure à montmo.			
Profils cités	414	12 417 424	342 315 316	404	343	339 H.1	319 373 413 103	399 à 397 366 à 360
Aucune évolution (0)								
Terme final de l'évolution								
10-14 _M					I			0
(10-14 _V)V			× ×	× ×			× ×	II
V		× × ×	× ×					
M dégradé					× ×			
M						× × ×		
M+K	× × ×		III					

— la montmorillonite se dégrade nettement en surface, sous des précipitations supérieures à 1 000 mm, faiblement sous des précipitations moyennes (tabl. 44 - II) ;

— sur matériaux basaltiques, la montmorillonite se néoforme sous des précipitations inférieures à 1 000 mm et la kaolinite se néoforme, associée à la montmorillonite, sous des précipitations supérieures à 1 000 mm (tabl. 44 - III).

TABLEAU 45

*Schéma synthétique de l'évolution des minéraux argileux,
en fonction du milieu et des précipitations*

II. — Milieux confinés, plus ou moins bien drainés

Confinement	Faible confinement						Fort confinement					
	Non calcaire			Calcaire			Calcaire					
Milieu	Drainage ralenti					Bien drainé	Hydromorphe		Drainage ± ralenti		Bien drainé	
	Plus de 1 000	700		700	600		600		400		200	
Roches-mères	Roches carbonatées		Collu- vions brunes	Roches carbo- natées	Collu- vions cal- caires	Alluvions- colluvions		Colluvions		Colluvions encroûtées		
		Pente et bas fond				Haut de pente						
Profils cités	248 344	449 451 454	386	411 490	255	410 405 355 à 347	W82	W81 à W32 408	396	394 395	Ha1 397 Co	WHE7
Aucune évolution (0)			0	0	0	0						
Terme final de l'évolution :												
(10-14 _M)M		× ×					× × ×		× ×			
M	× ×		IV					× × ×		× ×	× × ×	
Attapulgate								V				× × ×

(b) MILIEUX CONFINÉS, PLUS OU MOINS BIEN DRAINÉS (tabl. 45)

Un milieu est dit confiné en un ou plusieurs éléments, dès que les solutions qui transitent dans ce milieu lui cèdent ce ou ces éléments qui s'accumulent.

Dans les sols bruns hydratés, un confinement modéré en silice et parfois en carbonates se produit dans les horizons inférieurs des profils. Le sol brun hydraté joue donc le rôle de piège (poches brunes, horizons hydratés) pour la silice transportée par les eaux s'écoulant de l'amont. Plus les précipitations augmentent, plus les dégradations de minéraux apporteront de la silice et plus celle-ci pourra contribuer à la montmorillonitisation des interstratifiés. Sous 700 mm le milieu hydraté n'est pas toujours alimenté en silice et les minéraux argileux n'évoluent pas (tabl. 45 - IV).

Lorsque le milieu est calcaire et bien drainé, aucune évolution ne se fait sous 600 à 700 mm de précipitations. Entre 400 et 600 mm et en milieu hydromorphe, les eaux de nappes venues des versants voisins, se concentrent en silice et en cations divers. La silicification des interstratifiés se produit, mais également une néoformation de montmorillonite.

Sous climat aride, le milieu est fortement confiné en ions variés, des attapulgites se sont néoformées et se conservent d'autant mieux que la concentration en carbonates de calcium est forte (tabl. 45 - V).

B. L'héritage représente un mécanisme fondamental de la formation des argiles des sols du Liban formés sur roches sédimentaires. Les sols miment les roches-mères dans un grand nombre de cas : sur grès, sur calcaires tendres éocènes, sur conglomérats pliocènes. Les minéraux argileux hérités constituent la trame de fond de tous les autres sols, même si les actions d'hydrolyse ou des néoformations viennent plus ou moins corriger l'héritage initial.

C. Les transformations, résultats d'hydrolyses modérées, inclinent l'illite à des interstratifications progressives aboutissant, sous de fortes précipitations, à la vermiculite et à la montmorillonite. Un des caractères de ces transformations est leur grande sensibilité aux moindres variations des conditions de climat et de milieu, en faisant un indicateur très précieux en pédogenèse.

D. Les néoformations apportent une couleur nouvelle à cette gamme dont chaque nuance a une signification précise. Une hydromorphie prononcée, liée à une forte évapotranspiration, conduit à des néoformations de montmorillonite. Celle-ci représente une très forte proportion des minéraux des sols de plaine. Aux limites des zones arides du désert syrien, le confinement est extrême et, comme au Maroc, l'attapulgite s'est néoformée dans les sols encroûtés.

Les minéraux argileux représentent non seulement une proportion importante du sol, mais également un critère d'évolution des sols extrêmement sensible qu'il conviendra de prendre en considération.

VI - MINÉRAUX ARGILEUX ET PÉDOGENÈSE

Depuis les premières tentatives de détermination des minéraux argileux des sols de Tunisie et de France par AGAFONOFF (1934-1935) jusque vers 1950, les apports de ces études à la pédogenèse ont été minimes. Mais au cours des deux dernières décades, la dynamique de l'évolution de la fraction fine des sols et des altérations contribue pour une large part à la compréhension des différents processus pédogénétiques. Nous allons examiner ce qu'apportent les études de la fraction fine des sols et des roches du Liban pour une meilleure connaissance des facteurs et des processus de pédogenèse.

I. — LES GRANDS DOMAINES ET LES ZONES DE L'ÉVOLUTION DES MINÉRAUX ARGILEUX AU LIBAN (fig. 46)

Comme nous le voyons déjà apparaître sur les tableaux 44 et 45, deux grands domaines caractérisent les sols au Liban du point de vue minéralogique :

- le domaine des sols lixiviés et bien drainés,
- le domaine des sols confinés, plus ou moins bien drainés.

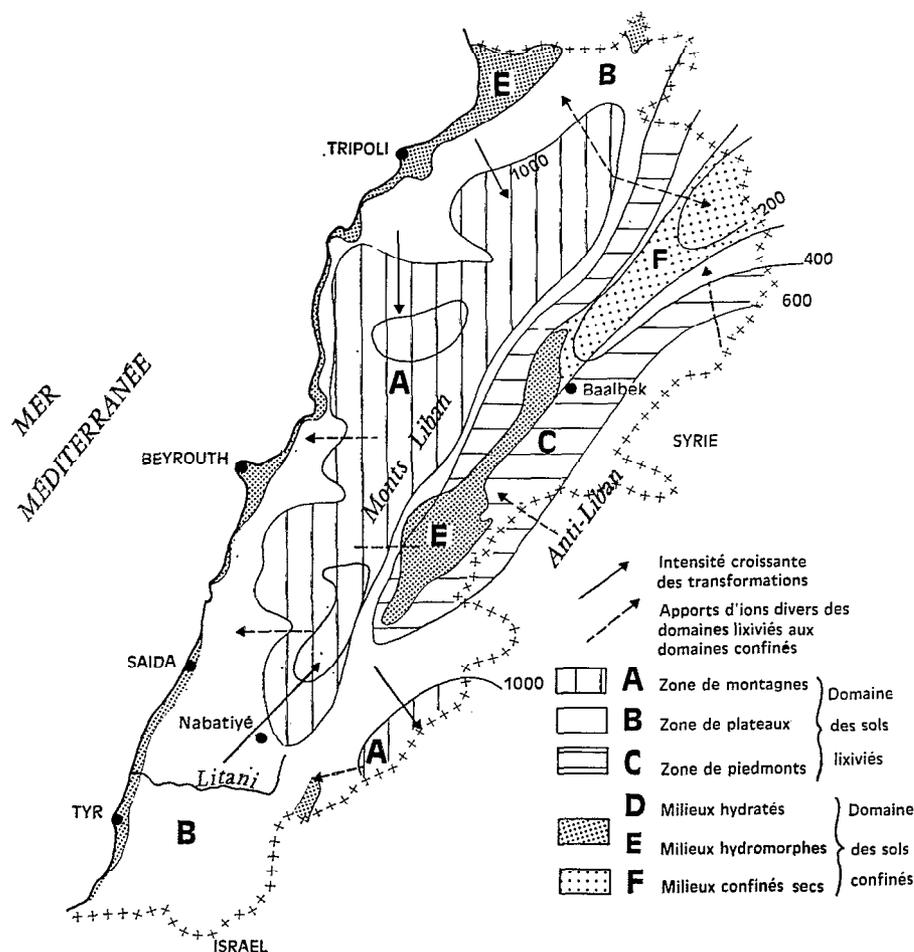


FIG. 46. — Les grands domaines et les régions de l'évolution des minéraux argileux au Liban.

A. Le domaine des sols lixiviés

Il s'agit de l'ensemble des sols du Liban et de l'Anti-Liban, non calcaires et suffisamment bien drainés pour n'être le siège d'aucune concentration ionique.

En fonction de l'évolution des minéraux argileux, trois zones principales peuvent être distinguées :

(a) UNE ZONE DE MONTAGNES (A) dont la limite est sensiblement l'isohyète des 1 000 mm. Elle concerne le Mont Liban et le Mont Hermon. Les précipitations y sont élevées et les dégradations des minéraux argileux sont relativement importantes.

Le voile des transformations masque l'héritage.

(b) UNE ZONE DE PLATEAUX (B) limitée approximativement aux isohyètes 1 000 et 600 mm. Si cette zone est surtout représentée par deux régions à tendance tabulaire, celle du sud-ouest et celle du nord, il ne s'agit pas exclusivement de pentes, etc. Les précipitations de 600 à 1 000 mm ne permettent que de faibles hydrolyses et les transformations sont réduites aux stades intermédiaires des interstratifiés.

L'héritage apparaît nettement plus ou moins défiguré.

(c) UNE ZONE DE PIEDMONTS (C) limitée aux bas de pente et aux piedmonts de la Békaa situés en dessous de l'isohyète 600 (cette « limite des 600 » oscille entre 600 et 650). Ici, comme nous l'avons vu, même les minéraux les plus fragiles, chlorite et illite, ne semblent subir aucune transformation.

L'héritage, souvent transporté des pentes voisines, ne subit aucune dégradation.

B. Le domaine des sols confinés

Dans ce domaine les deux facteurs, précipitations et drainage, vont varier et se combiner pour créer des milieux parmi lesquels nous distinguerons trois types :

(a) LES MILIEUX HYDRATÉS (D), représentés par les sols brun-jaune hydratés, peuvent également être hydromorphes en profondeur.

Leur répartition est ponctuelle et n'a pas été figurée sur la carte schématique (fig. 46). Ces sols sont très abondants dans la zone de montagnes (A), fréquents dans la zone (B) et rares dans la zone (C), en bordure des piedmonts et de la plaine.

Dans ces milieux, les minéraux argileux ont suivi l'histoire des sols : héritage argileux plus ou moins transformé suivant la pluviosité du lieu, plus ou moins enrichi en silice, suivant le confinement et les apports en silice.

L'héritage est ici doublement transformé : par dégradation et par un enrichissement en silice.

(b) LES MILIEUX HYDROMORPHES (E). Les sols hydromorphes existent un peu partout dans les dolines, les talwegs et toutes sortes de dépressions. En fait, deux zones importantes sont formées de sols plus ou moins hydromorphes, la plaine côtière et la Békaa centrale dont quelques profils ont été étudiés. Dans les milieux hydromorphes de la Békaa les minéraux argileux tels que les interstratifiés se silicifient pour donner de la montmorillonite dont les taux s'accroissent encore par des néoformations.

La montmorillonite envahit les sols hydromorphes des plaines et masque héritages et transformations.

(c) LES MILIEUX CONFINÉS DES ZONES PLUS OU MOINS ARIDES (F) sont représentés au Liban par la plaine de la Békaa au nord de Baalbek. Les sols y sont fortement calcaires et généralement encroûtés. L'encroûtement et les croûtes sont plus importantes dans la partie semi-aride que dans les zones arides, en bordure de la frontière syrienne. Dans la partie semi-aride la montmorillonite apparaît encore dans les sols et dans les croûtes, mais dès que nous abordons l'aride un nouveau type d'argile s'est néoformé, l'attapulgite.

La montmorillonite dans la semi-aride, relayée par l'attapulgite dans l'aride, caractérisent les sols encroûtés de ces milieux très confinés.

II. — MINÉRAUX ARGILEUX ET PALÉOSOLS

Si les sols du Liban sont assez sensibles aux marques des climats actuels, certains d'entre eux ne correspondent pas aux conditions de pédogenèse actuelles. Les minéraux argileux présents dans ces formations anciennes peuvent-ils être des indicateurs soit de paléo-climats soit de conditions de milieux différents ?

A. Minéraux argileux des sols rouges sur basaltes au nord du Liban

Sur le plateau basaltique du nord du Liban, des formations rouges apparaissent par points, visibles de très loin dans un paysage brun, fortement érodé. L'observation montre qu'il s'agit de sols situés entre deux coulées basaltiques pliocènes et mis à jour le long d'une pente ou sur une colline, à la faveur d'actions érosives particulièrement marquées sur ces formations. Les minéraux argileux de ce sol sont constitués par 40 % de kaolinite et 60 % de montmorillonite, alors que dans la roche peu altérée n'apparaît que la montmorillonite. Par contre la montmorillonite est seule présente dans tous les sols bruns sur basalte de la région. La présence de kaolinite dans ces sols, formés au Pliocène, indique qu'à cette époque le climat de la région était nettement plus pluvieux pour permettre cette kaolinisation, comme c'est le cas actuellement à Djezzine (profil 339).

B. Minéraux argileux des conglomérats, des croûtes et des nodules calcaires

(a) LES MINÉRAUX ARGILEUX DES CONGLOMÉRATS néogènes des piedmonts du Mont Liban, en bordure de la Békaa, sont presque exclusivement formés de montmorillonite. Il en est de même des minéraux argileux, des croûtes et encroûtements étudiés à Kfardane et à Baalbek. Les montmorillonites piégées au moment de la formation de ces indurations correspondent à des argiles de néoformation ou enrichies en silice, au même titre que les argiles observées dans les milieux hydromorphes de Kfar-Zabad. Le piégeage par encroûtement n'a pu se produire qu'ultérieurement, probablement à la suite d'une aridification climatique. Milieux confinés hydromorphes et changements climatiques expliquent la genèse de ces paléoformations.

(b) LES NODULES CALCAIRES FRÉQUENTS DANS LES SOLS BRUNS HYDRATÉS, contiennent également des minéraux argileux, témoins des milieux où ont débuté ces accumulations. Le profil 248 (tabl. 32) présente des proportions de kaolinite significatives : 30 % dans la roche-mère et les altérations, 60 % dans le sol brun hydraté, 80 % dans les gros nodules prélevés au sein de la masse brune. Deux autres exemples confirment ces résultats. Les argiles des nodules indiquent que le milieu a changé depuis leur formation et trois phases peuvent être distinguées :

— une première phase rubéfiante avec forte kaolinisation, comme en témoigne la kaolinite des nodules,

— une deuxième phase moins agressive au cours de laquelle la kaolinite est entraînée du profil, phénomène qui se produit actuellement dans certains sols rouges,

— enfin, la troisième et dernière phase hydratante, consécutive au colmatage du karst, favorise l'évolution actuelle des interstratifiés I-(10-14_M)-M vers la montmorillonite.

Cette histoire de la pédogenèse des sols bruns est compatible avec d'autres observations et processus étudiés par ailleurs (chapitre II).

C. Minéraux argileux des paléosols de la Békaa

Les sols rouges observés sur les cônes et glacis en bordure de la Békaa présentent dans leur partie supérieure une gamme de minéraux argileux très variés (tabl. 37 et 40). Ces minéraux argileux apportés de l'amont n'ont subi aucune évolution depuis leur mise en place. Cela signifie que depuis la mi-quadernaire, environ, les précipitations n'ont été à aucun moment suffisantes pour marquer la matière silicatée argileuse, pas plus d'ailleurs que pour effacer les traces des limites entre les différents dépôts.

D. En conclusion, il apparaît qu'au-delà d'un certain seuil climatique, représenté par des précipitations de 600 mm environ, les traces paléoclimatiques que peuvent nous offrir les minéraux argileux sont localisées à quelques pièges naturels. En deçà de ce seuil, les paléosols sont abondants et éclairent l'histoire régionale de la pédogenèse vers le milieu du Quaternaire :

— en montagne d'où proviennent ces matériaux l'évolution des minéraux n'a pas été plus loin que les interstratifiés, donc sous un climat subhumide comme l'actuel,

— en piedmont, depuis la mise en place des matériaux, les minéraux argileux n'ont pas bougé, indiquant un climat semi-aride à subhumide de pluviosité inférieure ou égale à l'actuelle.

III. — RELATION ENTRE LES MINÉRAUX ARGILEUX, LA STRUCTURE ET LES PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DES SOLS

Le gonflement et le retrait des minéraux montmorillonitiques orientent la structuration et conditionnent certaines propriétés physiques du sol (BREWER et HALDANE, 1957 ; HALLSWORTH, 1963 ; EMERSON, 1964 et 1968 ; BLANCHET *et al.*, 1966 ; DUMBLETON et WEST, 1966 ; MAERTENS, 1969).

De nombreux sols du Liban de type vertique (vertisols noirs ou rouges, sols bruns vertiques) présentent en saisons sèches de très larges fentes de retrait et parfois un microrelief « gilgaï ». Par contre, les sols rouges formés sur le karst, bien que souvent riches en montmorillonite, ne présentent pas en surface de fentes de retrait, du fait d'un horizon supérieur organique ou relativement sableux. Le gonflement des montmorillonites provoque des contraintes considérables et des mouvements de la masse entière du sol dans le sens de la résultante des forces en présence se traduisant :

— par l'apparition de structures caractéristiques allant des plaquettes des vertisols et sols vertiques aux microagrégats polyédriques aplatis et feuilletés de certains sols rouges. Par opposition, les structures de sols riches en kaolinite se développent en microagrégats polyédriques de forme plus globuleuse, se soudant en profondeur en une macrostructure large prismatico-cubique peu cohérente ;

— par un lissage des surfaces de glissement, mises en contact entre elles ou contre les éléments du squelette ;

— par une diminution de la porosité se traduisant, dans certains cas, par un drainage déficient, avec apparition d'horizons ou de marbrures brun-jaune, caractéristiques du milieu hydraté ;

— enfin, le gonflement et le retrait des minéraux argileux conditionnent le mécanisme des altérations pelliculaires étudiées au chapitre III.

IV. — MINÉRAUX ARGILEUX ET DIFFÉRENCIATION DES SOLS

Les résultats présentés au début de ce chapitre mettent en évidence des variations, souvent importantes, des minéraux argileux du profil. Ces variations qualitatives et parfois quantitatives contribuent à différencier les sols et inversement l'absence de variations des minéraux argileux est un des meilleurs critères de non ou de faible évolution des sols.

A. Variations quantitatives des minéraux argileux et différenciation des sols

L'entraînement préférentiel de minéraux argileux et surtout de la kaolinite dans certains sols, l'hydrolyse de montmorillonites « appauvrissent » les horizons de surface, sièges de ces processus. Dans le premier cas, les entraînements peuvent être très importants (sols sur grès et sols sur karst couvert) et provoquer l'apparition d'horizons appauvris en argiles caractérisant les sols lessivés. Des horizons d'illuviation peuvent éventuellement se former quand les argiles entraînées, latéralement ou plus rarement verticalement, viennent s'accumuler dans un horizon de profondeur. Dans le deuxième cas, les différenciations sont moins nettes du fait d'une part que les hydrolyses sont lentes, d'autre part qu'elles sont souvent compensées par les apports des altérations de surface.

B. Variations qualitatives des minéraux argileux et différenciation des sols

L'évolution des minéraux argileux des sols du Liban a mis en évidence un développement très net de montmorillonite en surface dans les sols rouges des régions pluvieuses, dans tout le profil et surtout en profondeur dans les sols de plaines. De ce fait des différenciations, inhérentes à la nature même de la montmorillonite, vont apparaître dans les profils. Outre les différences de structure envisagées au paragraphe précédent, des différences importantes de couleur vont apparaître. En effet, la montmorillonite fixe particulièrement bien certaines matières organiques. Les sols rouges de la montagne libanaise ont généralement un horizon de surface foncé, dû aux matières organiques elles-mêmes, mais également à leurs liaisons intimes avec la matière organique (DUCHAUFFOUR, 1968). Ce masque mélanisant est particulièrement marqué dans les sols bruns montmorillonitiques formés sur calcaire éocène et dans les sols de la Békaa.

En fait, ces différenciations vont beaucoup plus loin, non seulement en ce qui concerne la couleur, puisque le fer, autre élément de coloration du sol, est intimement lié aux minéraux argileux, mais aussi parce que d'autres propriétés, telles que la capacité d'échange, le pouvoir de rétention de l'eau, etc., sont elles-mêmes dépendantes des minéraux argileux présents dans les sols.

C. Absence de variations dans les minéraux argileux et différenciation des sols

Enfin, l'absence d'évolution des minéraux argileux des sols de piedmont de la Békaa est un critère important de faible évolution des sols. Comme, par ailleurs, peu ou pas de différenciations apparaissent dans les profils, sinon les limites des sédiments successifs, les sols sont alors soit des régosols, soit plus généralement des sols peu évolués.

V. — SENS DE LA DYNAMIQUE DE L'ÉVOLUTION DES ARGILES (tabl. 46)

La dynamique des argiles est un des éléments de la dynamique des sols. Comme pour ceux-ci, nous distinguerons une dynamique verticale des minéraux argileux en régions karstiques et une dynamique oblique de ces minéraux, en régions non karstiques.

A. Dynamique verticale en régions karstiques

Les sols karstiques (chapitre II) sont des poches ou entonnoirs, plus ou moins anastomosés, recevant des quantités d'eau souvent importantes qui percolent en profondeur par les innombrables fissures du karst. Les produits de l'hydrolyse des silicates argileux (§ III. 3. A) et les produits des dissolutions calcaires sont pour une grande part évacués en profondeur. Pour une plus faible part ils nourrissent soit des horizons inférieurs colmatés (poches brunes hydratées), soit des poches voisines, soit encore des petits bas-fonds, des dolines ou des plaines côtières.

TABLEAU 46

*Sens de la dynamique de l'évolution des minéraux argileux,
en fonction de la dynamique des eaux et des solutions du sol*

Cadre géomorphologique considéré	Cheminement des eaux ($\times \rightarrow \times \times \rightarrow \times \times \times$: Importance croissante)				Evolution des argiles	Sens de la dynamique
	Vertical	Latéral	Surface	Résurgence		
Karst fermé ou ouvert Grès et dolomie sableuse	$\times \times \times$ $\times \times$	$\times \times$	\times		Transformations par soustraction d'ions	Vertical Vertical et oblique
Karst couvert	\times	\times	\times		Transformations par soustraction puis addition	Oblique
Piedmonts et plaines de la Bekaa	Centre Nord	\times	$\times \times$	\times	Silicifications et Néoformations	Oblique Oblique différée (Vertical + Latéral)
			\times	$\times \times \times$		

B. Dynamique oblique en régions non ou peu karstiques

La dynamique des eaux et des solutions des sols sur karst couvert, sur grès, sur roches carbonatées non karstiques et sur formations alluvio-colluviales de la Békaa n'est que partiellement verticale et pour une large part oblique (fig. 30).

— En sols sablo-argileux sur grès ou sur dolomie sableuse les transports solides nourrissent des paliers et des bas de pentes sur lesquels des sols épais forment des lentilles ou des poches, alors que les environs sont érodés. Dans ces sols les kaolinites subissent un entraînement préférentiel (tabl. 29).

— Sur karst couvert, les transports solides sont limités à l'horizon de surface. Par contre des horizons bruns hydratés aussi bien sur plateaux que sur pentes et en bas-fonds sont des points de stagnation d'eau où la silice des solutions peut se concentrer. Ces concentrations se vérifient par la présence de silice secondaire dans certains sables, de silice amorphe, d'un enrichissement en silice des minéraux argileux interstratifiés qui évoluent vers la montmorillonite.

— La dynamique des eaux dans les sols développés sur les formations alluvio-colluviales de bas de pente au sud de la Békaa peut être assimilée à celle des sols des régions de Nabatyé. Les sols de la plaine centrale sont engorgés soit latéralement par les conglomérats de base soit, et c'est le plus fréquent, par les eaux de ruissellement des montagnes voisines. Dans les régions semi-arides et arides, les eaux de surface ou les eaux s'écoulant dans les sols sont beaucoup plus rares, par contre des eaux d'infiltration profonde venues des karsts voisins ressortent latéralement par des sources qui alimentent les nappes. Dans ces formations alluvio-colluviales, les apports sont finalement obliques, mais suivent des voies parfois détournées. Les sources d'ions sont toujours les dégradations et altérations des sols des montagnes voisines. Les concentrations sont favorisées par le mauvais drainage et les fortes évapotranspirations.

C. Parrallélisme entre l'évolution des minéraux argileux et celle du calcaire

Le calcaire suit sensiblement une dynamique parallèle à celle des minéraux argileux ou plus précisément de la silice qui en est le constituant principal :

— dissolutions intenses dans les karsts avec entraînement vertical et piégeage temporaire dans les poches brunes mal drainées ;

— dissolutions faibles à moyennes dans les karsts couverts, mais aucune accumulation calcaire n'a été observée dans ces sols, même en milieu hydraté ;

— dissolutions faibles à nulles dans la Békaa, mais accumulations souvent importantes allant des accumulations diffuses et des nodules (Kfar-Zabad, profils 82 à 32, Terbol, profil 408) dans les sols de la Békaa centrale, aux encroûtements et aux croûtes en zones arides et semi-arides.

Deux différences doivent cependant être notées :

— les quantités de carbonates mises en jeu sont sans communes proportions avec celles de silice ;

— la silice semble piégée un peu plus tôt que les carbonates. Au milieu de la chaîne de Kfar-Zabad, la transformation des argiles en montmorillonite sous l'influence de la silice commence plus tôt que le concrétionnement calcaire.

D. En conclusion, la dynamique de l'évolution des minéraux argileux est le plus souvent verticale, parfois oblique quand il s'agit de dégradation. Elle est toujours oblique ou oblique plus ou moins différée quand il s'agit de transformations par enrichissement en silice ou de néoformations. Dans tous les cas, les sources d'ions ont pour origine l'hydrolyse des minéraux argileux et les dissolutions des carbonates dans les bassins versants amont. *L'amont nourrit l'aval* (H. PAQUET, 1969). Il en résulte une fixation importante de silice sur les interstratifiés en montagne dans les sols rouges ou bruns sur roches carbonatées. De même, il en résulte des transformations en montmorillonite et des néoformations de montmorillonite puis d'attapulгите dans les piedmonts et dans les plaines.

La montmorillonite envahit le paysage, domine les milieux plus ou moins bien drainés des montagnes et engorge les bas-fonds et les plaines.

VI. — SENSIBILITÉ DES MINÉRAUX DANS LA PÉDOGENÈSE DES RÉGIONS MÉDITERRANÉENNES

Le schéma synthétique (tabl. 44 et 45) et la figure 46 résument l'évolution des minéraux argileux des sols du Liban et montrent combien sont sensibles, sur 10 000 km², les variations d'un point à un autre, en fonction de la roche-mère, du milieu et du climat.

A. Sensibilité en tant qu'indicateur de l'origine et de l'homogénéité des matériaux

Les minéraux argileux nous ont permis de montrer (§ III. 2.) que certaines formations étaient sans rapport avec le climat actuel ou qu'elles avaient subi plusieurs phases de pédogenèse, enfin que d'autres n'évoluaient pas ou très peu depuis leur mise en place.

L'étude de l'héritage a montré également ce que pouvaient apporter les minéraux quant à leur origine et à leur homogénéité.

B. Sensibilité des minéraux argileux et classification des sols

Cette palette de 10 000 km² offerte par les minéraux argileux est le résultat des actions combinées de multiples facteurs de la pédogenèse elle-même : climat, milieux, roches-mères. C'est donc là un des meilleurs critères d'une classification pédogénétique. Il a souvent été négligé, parce que difficile à utiliser, mais ses rapports avec les différents facteurs de pédogenèse sont si étroits qu'une étude minutieuse de ceux-ci peut souvent suffire à déduire la nature et le sens de l'évolution de la matière silicatée des sols fersiallitiques.

C. Sensibilité et contexte pédologique méditerranéen

Cette sensibilité explique sans doute les opinions anciennes sur les argiles des sols méditerranéens. En effet, les premiers inventaires donnaient l'impression d'une très grande variété. A travers le bassin méditerranéen à peu près toutes les catégories et toutes les proportions d'argiles étaient observées dans les profils. Par ailleurs, la plupart de ces études ponctuelles étaient réalisées dans des régions de mise en valeur, plutôt en plaines où le climat est plus sec et les évolutions moins marquées. On en a déduit que ces évolutions étaient nulles et que les roches-mères commandaient toute la pédogenèse des régions méditerranéennes.

En fait, cette grande sensibilité porte sur un matériel varié : roches carbonatées, grès, roches volcaniques, argiles, alluvions et colluvions diverses en ce qui concerne uniquement le Liban. Elle est parfaitement discernable par une étude de séquences, de chaînes ou de profils faits de proche en proche.

D. On parvient finalement à une conclusion radicalement opposée à celle tirée à la suite de nombreuses études ponctuelles :

— les argiles des sols sont particulièrement variées et sensibles en région méditerranéenne. Une opposition très nette apparaît entre la région méditerranéenne et les autres régions climatiques :

— en régions arides les évolutions sont nulles ;

— en régions tropicales humides, les évolutions sont poussées à l'extrême et conduisent uniformément à un matériel de type kaolinite associé à la gibbsite, en milieu bien drainé, ou de type montmorillonite en milieu très alcalin mal drainé ;

— en régions tempérées, les évolutions sont du même type, mais moins nuancées qu'en régions méditerranéennes.

Sesquioxydes de fer, silice et alumine de la fraction fine des sols

Les constituants non argileux, composés principalement de silice, d'alumine et plus particulièrement de fer, sont étudiés dans ce chapitre. Des traitements chimiques et des mesures physiques sont combinées pour tenter de les doser et de les caractériser. Une image globale est donnée par la composition totale des sols et des minéraux argileux. Les différentes formes de silice, d'alumine et d'oxydes de fer sont ensuite étudiées.

I - QUANTITÉ DES DIVERS CONSTITUANTS DES PROFILS

Sur le tableau 47 sont représentés quelques résultats d'analyses chimiques totales effectuées sur la fraction inférieure à 2 mm et sur la fraction fine, inférieure à 2 μ . L'attaque aux trois acides laisse un résidu quartzueux important dans la fraction sable, mais ne dépassant pas 1 % dans la fraction fine, ce que confirment les diagrammes aux rayons X.

En considérant l'alumine comme l'élément le plus stable dans les sols du Liban, un raisonnement « isoalumine » peut être appliqué pour chacun des exemples. La silice ne varie pas considérablement dans les profils, mais marque une nette augmentation dans le bas de la chaîne à Kfar-Zabad, qui coïncide avec des néoformations de montmorillonite (chap. IV).

Le fer reste relativement constant dans l'ensemble des profils et le long des chaînes de sols. Par contre les taux de fer sont plus faibles pour la fraction argile que pour la terre totale. Une partie du fer constituerait donc les fractions sables et limons, ce qui confirme nos observations et analyses relatives à la nature des pseudoparticules. Les variations du fer total (extraction à l'acide chlorhydrique bouillant), représentées par des moyennes sur le tableau 48, sont extrêmement faibles dans les sols rouges lixiviés, quel que soit le climat. Relativement à l'argile, à laquelle le fer est souvent associé, les taux diminuent sensiblement des horizons de surface à ceux de profondeur. Dans les sols bruns hydratés une augmentation notable de fer apparaît en profondeur. Dans quelques sols calcaires, les taux de fer, ramenés à la terre décarbonatée semblent plus faibles que dans les autres sols et varient peu dans le profil. Dans deux sols sur grès, le fer total présente des taux, en pour cent d'argile, beaucoup plus forts en surface qu'en profondeur.

TABLEAU 47

Eléments totaux de la fraction totale et de la fraction fine de certains sols
(Méthode triacide)

Echantillons		Résidus	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	TiO ₂ (%)	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ / Fe ₂ O ₃	SiO ₂ en % d'alumine	Fe ₂ O ₃
Terre totale	319.1	17,6	35,5	17,8	9,5	1,46	3,39	9,93	2,93	200	53,5
	319.3	18,6	34,9	20,0	10,8	1,53	2,95	8,57	2,90	174,5	54,0
	319.5	11,6	38,6	21,8	11,5	1,38	3,00	8,91	2,98	177	52,7
	319.7	6,7	39,3	22,2	11,3	1,21	2,99	9,24	3,88	177	51,0
	319RA	2,66	1,1	1,0	0,4	0,08	1,85	7,3	3,9	110	40
	319RS	1,30	0,47	0,5	0,15	0,02	1,60	8,3	5,2	94	30
Fraction fine	319.1	1,7	42,9	24,5	11,4	1,15	2,97	9,98	3,36	175	46,5
	319.3	0,6	44,3	25,0	11,6	1,20	3,00	10,13	3,38	177	46,5
	319.5	0,7	43,2	26,0	12,0	1,18	2,81	9,55	3,40	167	46,1
	319.7	0,5	42,4	25,9	11,6	1,15	2,77	9,70	3,50	163,5	44,8
Terre totale	315.1	19,2	29,8	18,5	9,5	1,31	2,73	8,34	3,05	161	51,5
	315.3	19,0	31,3	20,6	10,3	1,16	2,57	8,07	3,14	152	50,0
	315.5	8,9	37,0	23,0	11,3	1,31	2,73	8,68	3,18	161	49,0
	315.R	0,2	0,5	0,5	0,25	0,03	1,69	5,3	3,14	100	50,0
Fraction fine	315.1	1,3	43,6	23,5	9,6	1,10	3,15	12,10	3,84	186	40,8
	315.3	0,9	42,1	26,5	11,0	1,20	2,69	10,13	3,77	159	41,5
	315.5	1,0	42,0	27,0	11,2	1,19	2,63	9,95	3,78	155,5	41,5
Terre totale	151.1	18,8	29,9	19,9	10,8	1,53	2,56	7,35	2,87	150	54,5
	151.3	16,5	33,4	20,8	11,4	1,61	2,71	7,78	2,87	161	54,8
	151.4	16,9	31,7	20,8	11,3	1,28	2,58	7,44	2,68	152,5	54,4
Fraction fine	151.2	1,4	40,8	25,5	11,6	1,25	2,71	9,41	3,48	160	45,5
	151.4	0,9	44,1	27,8	10,0	0,70	2,69	11,70	4,35	159	36,0
Chaîne de Kfar-Zabad Terre totale	364.1	23,9	31,6	18,3	9,5	1,35	2,93	8,80	3,00	173	52,0
	360.4	14,8	40,7	19,3	9,9	1,41	3,57	10,90	3,05	212	51,4
	W80.3	16,0	30,7	12,3	7,2	1,05	4,21	11,20	2,66	250	59,0
	W32.1	13,9	33,1	12,8	6,9	1,10	4,40	12,72	2,89	259	54,0
	W32.3	13,9	33,3	12,8	6,9	1,10	4,42	12,80	2,89	260	54,0
Fraction fine	364.1	2,55	43,6	24,5	10,4	1,13	3,02	11,15	3,69	178	41,5
	360.4	1,10	44,3	25,8	11,0	1,10	2,91	10,70	3,68	172	42,7
	W80.3	0,60	44,9	18,3	9,5	0,89	4,16	12,50	3,00	245	52,0
	W32.1	0,80	51,2	20,6	9,6	1,03	4,20	14,20	3,38	249	46,6
	W32.3	1,05	50,2	19,0	10,8	1,04	4,48	12,35	2,76	265	57,0

D'une façon générale, dans les sols du Liban, le fer est à l'état ferrique. Les faibles teneurs de fer ferreux dosées dans les sols formés sur basalte sont en relation avec des minéraux primaires altérés, présents dans la fraction sableuse. Il est cependant important de constater qu'un sol brun hydraté présente très souvent, en profondeur, des irisations gris bleu. Ces marbrures ou taches sont nettes en saison des pluies et disparaissent totalement dès que le profil sèche. La présence d'acides organiques dans les solutions du

sol qui alimentent les poches hydratées ou les sols mal drainés (chap. II) peuvent favoriser des réductions localisées et temporaires, avec apparition des teintes gris-bleu du fer réduit.

TABLEAU 48

Variations du fer total (HCl) dans les profils des principaux types de sols du Liban
Fe₂O₃ % de terre totale (T.T.), d'argile (A.). Nombre d'échantillons (n)

Types de sols	Fe ₂ O ₃ (%)	Profondeurs en cm et n échantillons considérés							
		0-24	n	20-60	n	60-120	n	+ de 120	n
Sols rouges lixiviés 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 lixiviés des régions subhumides à 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		

II - ÉTAT DE LA SILICE, DE L'ALUMINE ET DES SESQUIOXYDES DE FER DANS LES SOLS

Les trois éléments majeurs SiO₂, Al₂O₃ et Fe₂O₃ représentent plus de 90 % des matériaux non carbonatés des sols et des roches. La plus grande partie forme les réseaux silicatés des minéraux argileux. Des formes cristallines de silice et de sesquioxydes de fer existent également, mais il n'en a pas été mis en évidence pour l'alumine, si ce n'est à l'état de traces (gibbsite). Des produits amorphes peuvent enfin exister dans les sols et les roches, liés ou non à des substances organiques sous forme de complexes.

I. — ÉTUDE DE LA SILICE ET DES SESQUIOXYDES DE FER CRISTALLINS

A. La silice sous forme de quartz représente une forte proportion des fractions sableuses. Mais ce quartz apparaît également dans la fraction fine des sols (rayons X, résidus non solubles de l'attaque triacide). Dans la fraction fine des sols rouges lixiviés des régions humides, le quartz est peu abondant (moins de 1 %). Dans les sols rouges lixiviés des régions subhumides et semi-arides, le quartz fin peut atteindre quelques pour cent. Dans les sols bruns hydratés, le quartz fin est pratiquement inexistant.

B. Les sesquioxydes de fer cristallins existent surtout à l'état de goëthite dans la plupart des sols étudiés au Liban. De petites quantités d'hématite ont cependant été mises en évidence dans certains échantillons.

(a) LES MÉTHODES D'ÉTUDE

(1) Méthodes physiques

La goëthite est assez facilement déterminée aux rayons X et à l'analyse thermique différentielle (ATD), mais il est difficile d'en évaluer précisément les teneurs, d'ailleurs faibles, dans les mélanges que sont les sols. Sur la figure 47 l'exemple de l'échantillon 286.3 est donné par son diagramme (fig. 47b : pics 4,16 ; 2,69 ; 2,45 ; 2,24 ; 2,19) et par ses courbes à l'A.T.D., effectuées sur fractions déferrifiées et

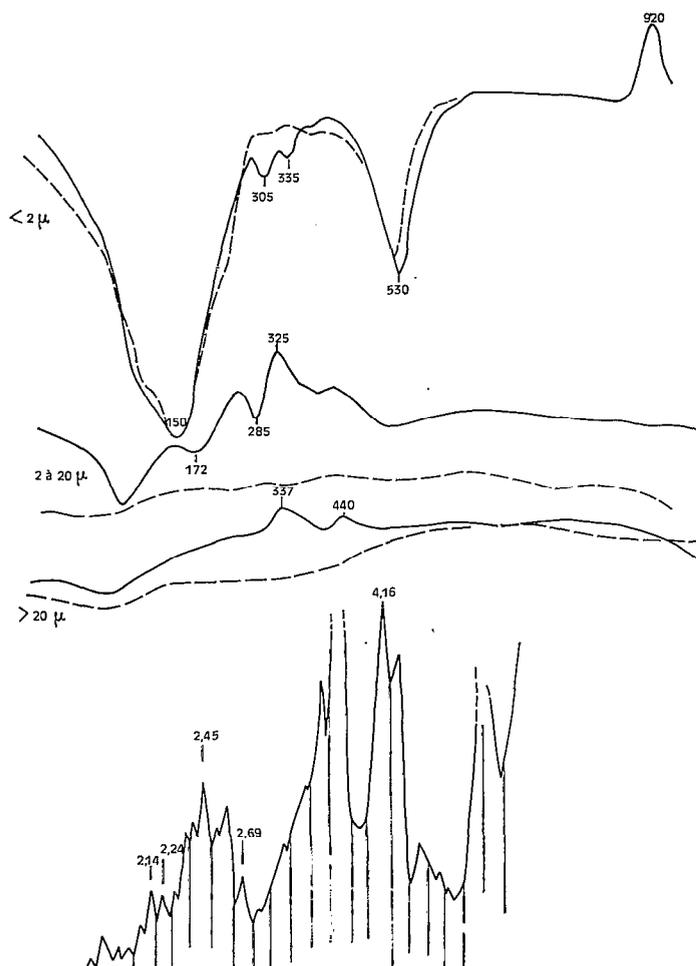


FIG. 47. — a. Courbes A.T.D. de l'échantillon 286.3 (/ non déferrifié, / déferrifié).
b. Diagramme X de la fraction fine de 286.3.

non déferrifiées. La goethite est abondante dans la fraction fine, mais est également présente dans les fractions limon et sable. Connaissant la hauteur des pics et des crochets pour un échantillon connu, il est possible d'évaluer la teneur en goethite. L'analyse thermopondérale est souvent utilisée. Elle permet en principe d'apprécier les pertes d'eau subies par les hydroxydes de fer cristallins autour de 300 °C. Or, les valeurs obtenues pour 50 échantillons correspondent à des taux de goethite incompatibles avec les teneurs en fer total de ces échantillons. Les pertes de poids des autres constituants des sols masquent ici celle qui serait due à la goethite.

(2) Méthodes chimiques

Les sesquioxydes de fer dans les sols existent sous trois formes :

- forme engagée dans les réseaux des silicates argileux ;
- forme cristallisée qui est ici essentiellement la goethite ;
- forme amorphe plus ou moins associée aux matières organiques.

On peut facilement doser le fer total. On appelle fer libre la partie du fer non engagée dans les minéraux primaires ou les silicates argileux. Pour doser ces derniers SEGALIN (1970) a d'abord utilisé la méthode de DEB (1950). Cette méthode, à l'hydrosulfite de sodium, nécessite 8 et même 15 extractions pour dissoudre la totalité des sesquioxydes de fer cristallisés et altère les minéraux argileux. SEGALIN (1970) a alors utilisé la technique de S.A. DE ENDREY (1963) faisant agir le réactif de TAMM (acide oxalique + oxalate d'ammonium) sous un rayonnement d'ultraviolets. Après 2 et 3 h, suivant les échantillons, la déferrification est très bonne, comme le montrent les couleurs grises ou les diagrammes X des produits résiduels. En outre, les minéraux argileux ne sont pas dégradés, comme le prouvent des contrôles aux rayons X ou des analyses chimiques de solutions d'extraction. Connaissant les teneurs en fer total et en sesquioxydes de fer amorphes (SEGALIN), il est facile d'en déduire les sesquioxydes de fer cristallins (sesquioxydes de fer libres moins sesquioxydes de fer amorphes) et les sesquioxydes de fer des silicates (fer total moins sesquioxydes de fer libres) (tabl. 49).

(b) LES RÉSULTATS OBTENUS

L'examen détaillé d'une centaine de diagrammes X et de courbes A.T.D. correspondantes, permet d'estimer les teneurs en goethite des différents sols étudiés. Les valeurs obtenues sur une série de sols du Liban, sont représentées sur le tableau suivant :

Types de sols	Goethite estimée en % de l'échantillon	Goethite en % de fer total
Sols bruns hydratés	5 à 8	40 à 60
Sols rouges lixiviés (régions humides)	3 à 5	25 à 45
Sols rouges lixiviés (régions sub-humides à semi-arides)	2 à 3	20 à 30
Autres sols (bruns calcaires, sur basalte, châtaîns)	voisine de 1	voisine de 10

Les taux de goethite, obtenus en retranchant les taux de sesquioxydes de fer amorphes de ceux de fer libres, ne valent que par la précision des méthodes utilisées pour doser les sesquioxydes de fer libres

TABLEAU 49

Détermination chimique des proportions des différentes formes de fer (Fe_2O_3 %)
 Dans une série d'échantillons de terre totale

Types de sols	Echant.	Fer total (HCl)	Fer DEB	Fer amorphe (SEGALEN)	Fer libre (TAMM + U.V.)	Goethite (libre-amorphe)	Fer des réseaux (Total-libre)	Fer % du fer total		
								Amorphe	Goethite	In réseau
Sols rouges lixiviés	319.1	9,9	5,8	3,1	6,2	3,1	3,7	31	31	38
	319.5	11,4	6,1	3,6	5,9	2,3	5,5	31,5	20	48,5
	319.7	11,5	6,4	3,85	5,45	1,6	6,05	33,5	14	52,5
	376.1	10,1	8,55	2,70	6,4	3,7	3,7	27	36,5	36,5
	376.5	10,85	8,60	3,80	6,5	2,7	4,35	35	25	40
Sols rouges à poche brune hydratée	151.3	10,0	9,30	2,35	6,8	4,45	3,2	23,5	44,5	32
	151.4	10,0	8,1	0,60	6,2	5,6	3,8	6	56	38
	316.2	11,0	—	1,80	6,8	5,0	4,2	16,5	45,5	38
	316.5	12,0	—	0,65	7,0	6,35	5,0	6	58	36
	288.1	10,5	7,6	0,5	6,3	5,8	4,2	5	55	40
	288.3	12,3	10,2	0,5	6,75	6,25	5,55	4	51	45
Sols bruns hydratés	286.3	9,4	—	0	7,0	7,0	2,2	0	74,5	25,5
	226.2	13,9	10,0	0	8,3	8,3	5,6	0	60	40
	226.4	13,9	10,0	0	7,9	7,9	6,0	0	57	43
	298.1	12,3	10,0	0,4	8,5	8,1	3,8	3,5	66	30
	298.4	13,65	10,5	0,45	8,9	8,45	4,75	3,5	62	34,5
Chaîne de Kfar-Zabad	364.1	9,25	7,9	2,85	4,1	1,25	5,15	31	13,5	55,5
	364.3	10,35	7,6	2,85	5,1	2,25	5,25	27,5	22	50,5
	362.1	9,7	5,8	4,15	5,1	0,95	4,6	43	10	47
	362.3	9,65	6,8	4,1	5,1	1,0	4,55	42,5	10,5	47
	360.3	9,55	5,4	2,9	4,6	1,7	4,95	30	18	52
	W81.1	9,2	—	2,5	3,25	0,75	5,95	27	12,5	64,5
	W81.3	9,2	—	1,3	3,3	2,0	5,9	14	22	64
	W32.1	7,2	2,5	1,1	2,6	1,5	4,6	15	21	64
	W32.3	7,2	3,4	0,8	2,7	1,9	4,5	11	26,5	62,5

et de fer amorphes. Ce sont donc des valeurs approximatives. Malgré ces approximations les correspondances sont bonnes avec les estimations faites d'après les diagrammes X et les courbes ATD. Dans les sols bruns hydratés les taux de goethite sont élevés (40 à 60 %) ; dans les sols rouges à poches brunes hydratées la goethite augmente nettement de la surface vers la profondeur. La goethite est relativement élevée dans le sol rouge (288) de transition avec les sols bruns hydratés. Dans les sols rouges elle est d'autant plus faible que l'on passe du climat humide (25 à 45 %) au climat subhumide (20 à 30 %) et au climat semi-aride (10 à 20 %). Notons enfin que dans le bas de la chaîne de Kfar-Zabad, l'augmentation de la goethite est moins nette que l'augmentation du fer dans les réseaux des minéraux argileux.

II. — LES PRODUITS AMORPHES

La technique utilisée est celle de SEGALEN (1968). Un certain nombre d'extractions de produits amorphes ont été réalisées par l'acide chlorhydrique 8 N et la soude 0,5 N appliqués alternativement. De nombreuses extractions par l'acide chlorhydrique 8 N seul ont permis d'étudier plus particulièrement les produits ferrugineux amorphes et leurs variations. Des échantillons de sols broyés à 0,2 mm, d'argiles, de résidus de roches carbonatées et de roches elles-mêmes ont également été étudiés par cette méthode.

A. Utilisation et limites de la méthode Segalen

La méthode est longue, mais elle est de mise en œuvre très simple et permet de suivre le comportement des produits étudiés au cours de l'extraction. SEGALEN est parti du principe que les produits amorphes sont complètement et rapidement dissous, tandis que les sesquioxydes cristallisés ont une dissolution lente qui se produit linéairement.

Ce principe mérite une discussion :

— un produit déterminé comme amorphe (pas de pics aux rayons X) peut très bien avoir subi un début d'organisation cristalline (WEISER et MILLIGAN, 1940 ; SCHWERTMANN, 1965 ; TOWE et BRADLEY, 1967). Ce produit montrera un certain retard dans la mise en solution, mais se dissoudra plus vite qu'un produit bien cristallisé ;

— l'état de division des produits intervient au cours de la dissolution. Ainsi certains fragments de concrétions ferrugineuses composées de sesquioxydes amorphes peuvent se dissoudre plus lentement que des particules beaucoup plus fines de goethite.

La figure 48 donne un exemple de dissolution précoce d'un sesquioxyde cristallisé. Elle présente les diagrammes X d'un échantillon (Co Exp.) très riche en fer total (34,2 %) et en goethite (17,1 %), après 4, 8 et 12 traitements à l'acide chlorhydrique 8 N. La goethite mise en évidence par ses différents pics (4,95 ; 4,16 ; 2,69 ; 2,45 ; 2,24 ; 2,19) subit une dissolution de plus en plus marquée jusqu'au 12^e traitement. Du fait que les pics de la kaolinite ne subissent que de faibles variations, les diagrammes restent comparables et mettent en évidence une brutale diminution des pics entre l'échantillon non traité et le 4^e traitement, alors que par la suite les diminutions sont plus faibles et plus régulières.

La limite entre produits amorphes et produits cristallins n'est donc pas si abrupte qu'on pouvait le croire, d'où certaines difficultés de lecture des diagrammes de la méthode SEGALEN. Une autre difficulté provient de l'utilisation de la soude qui peut détruire certains minéraux argileux. De même les variations de température influent non seulement sur les vitesses de dissolution, mais aussi sur les quantités d'oxydes de fer amorphes.

Toutes ces difficultés montrent qu'il ne faut pas attendre des résultats obtenus une précision trop rigoureuse, ce que SEGALEN lui-même a d'ailleurs signalé. Cette méthode est cependant actuellement la meilleure à notre disposition pour apprécier les teneurs en produits amorphes dans les sols et pour mettre en évidence des variations dans les profils ou les paysages pédologiques.

B. Les produits amorphes dans les sols du Liban

Une première série d'échantillons de sols du Liban a été traitée (LAMOUROUX et SEGALEN, 1969), par la méthode de SEGALEN (tabl. 50). Elle a mis en évidence l'existence de produits amorphes : peu ou pas de silice, des quantités notables d'alumine et surtout des proportions de sesquioxydes de fer amorphes

relativement élevées dans les sols rouges lixiviés et très faibles dans les sols bruns hydratés. Il a en outre été montré que la fraction amorphe des sesquioxydes de fer des sols rouges était responsable de leur couleur. Cette méthode a ensuite été appliquée à des échantillons de profils complets, de chaînes de sols, etc.

TABLEAU 50

Produits amorphes dans quelques types de sols du Liban
(Méthode SEGALÉN)

Types de sols	Echant.	Fe ₂ O ₃ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	SiO ₂ (%)	Chaînes de sols	Echant.	Fe ₂ O ₃ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	SiO ₂ (%)				
Sols rouges lixiviés	319.2	3,40	1,20	0	Chaîne de Nabatyé	448.1	4,61	1,19	0,62				
	319 (4+5)	3,85	0,90	0,20		448.2	3,80	0,75	0,25				
	308 (2+3)	4,60	—	—		448.3	3,56	4,13	0,42				
	317.3	1,80	1,35	0,2		449.1	4,00	0,76	0,35				
Sol rouge de transition	225.3	2,50	1,5	0		Chaîne de Nabatyé	449.2	4,70	0,90	0,10			
							449.4	4,20	0,97	0,30			
							451.1	4,75	1,10	0,20			
Sols rouges à poche hydratée	151.3	2,35	1,20	0			Chaîne de Nabatyé	451.3	3,60	0,60	0,25		
	151.4	0,60	1,30	0				452.1	3,80	0,80	0,05		
	316.2	1,80	1,1	0,1				452.3	3,67	0,80	0,20		
	316.5	0,65	1,5	0				453.1	4,10	0,65	0,09		
Sols bruns hydratés	380.2	1,35	0,37	—				Chaîne de Nabatyé	453.3	3,93	0,56	0,00	
	380 (3+5)	0,70	0,52	—	453.4				3,95	0,77	0,00		
	248.3	0,90	1,30	0	454.3				2,68	1,02	0,26		
	324 (2+3)	1,80	1,60	0	Chaîne de Kfar- Zabad				Haut	362.1	4,15	1,06	0,77
										362.3	4,07	1,03	0,38
						W83.2			4,06	0,52	0,02		
				Bas	W81.1	2,50			0,66	1,25			
					W81.3	1,32			0,65	0,32			
					W80.1	1,99	0,64		0,40				
					W80.4	1,72	0,67		0,15				
				Chaîne de Kfardane	399.1	4,11	0,90		0,53				
					399.3	3,45	0,80		0,80				
					396.1	4,28	0,82	0,52					
					396.3	3,87	0,65	0,14					
					396.5	4,28	0,79	0,42					
					394.1	4,42	0,96	1,00					
				394.3	2,87	0,63	0,22						
				394.6	1,60	—	—						

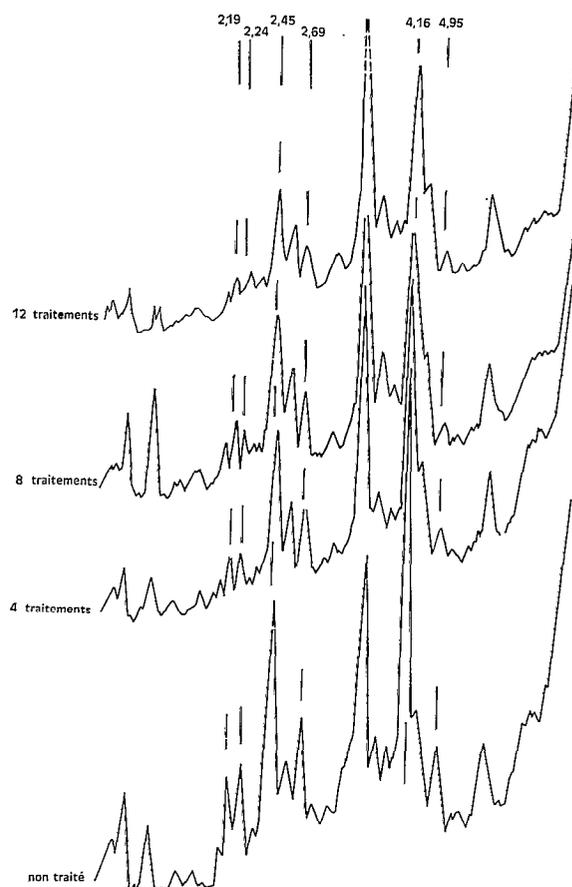


FIG. 48. — Evolution de la goéthite au cours des traitements successifs par HCl 8 N (Co Exp.).

(a) LOCALISATION DES PRODUITS AMORPHES

Les sesquioxydes de fer et l'alumine amorphes ont été dosés sur les différentes fractions d'un même échantillon de sol rouge lixivié (319.6). Les résultats sont portés sur le tableau suivant (51).

Une très bonne relation linéaire est obtenue entre les résultats de produits ferrugineux amorphes ou d'alumine amorphe et le logarithme de la surface spécifique. Cette corrélation indique que des relations de surface lient les minéraux argileux et les constituants amorphes, fer et alumine. Notons que des sols rouges, riches en kaolinite à surface spécifique relativement faible (32 et 50 m²/g), ont de faibles taux de sesquioxydes de fer amorphes (1,1 et 1,6 %), tandis que les sols rouges riches en montmorillonite et à surface spécifique élevée ont des taux élevés (médiane sur 10 échantillons 90 m²/g pour 3,6 % de sesquioxydes de fer amorphes). L'observation au microscope électronique (Pl. VIII) met en évidence une association entre ces produits, mais les liaisons ne paraissent pas très étroites. Sur les photos les paquets d'amorphes chevauchent les plaquettes de minéraux argileux sans être parfaitement collés à elles. De telles observations ont été faites également par GREENLAND D.J. *et al.*, (1968).

Par ailleurs, la déferrification d'un certain nombre d'échantillons montre que la surface spécifique des échantillons traités est parfois inchangée, parfois assez fortement augmentée. L'augmentation aurait

TABLEAU 51

Relations entre les produits amorphes et la surface spécifique des différentes fractions d'un même échantillon et d'échantillons divers

Echantillons	Fraction en % de l'échant. total	Surface spécifique (m ² /g)	Fer total Fe ₂ O ₃ (%)	Produits amorphes en % de la fraction		Produits amorphes en % de l'échantillon	
				Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
<i>Fraction du 319.6</i>							
Terre tamisée à 2 mm	100	—	—	3,45	1,05	—	—
Terre tamisée au tamis 24	100	128	10,8	3,45	1,10	—	—
Fraction < 0,5 μ	78,6	168	12,4	3,50	0,89	2,75	0,68
Fraction 0,5 à 1 μ	7,5	67	—	1,90	0,64	0,14	0,05
Fraction 1 à 2 μ	1,95	27	9,45	1,70	0,55	0,04	0,01
Fraction 2 à 50 μ	10,20	4,7	6,15	0,60	0,40	0,06	0,04
Fraction 50 μ à 2 mm	1,75	1,3	—	0,30	Tr.	0,006	Tr.
<i>Sols riches en kaolinite</i>							
1		32,0		1,1		24,7	
2		50,0		1,6		17,3	
<i>Sols riches en montmorillonite (médianes sur 10 échantillons)</i>							
		90		3,6		32,6	

pour cause le morcellement des minéraux sous l'effet de l'acide chlorhydrique 8 N, hypothèse avancée par SEGALÉN (1970). Si les produits amorphes étaient réellement libres dans le plasma, leur départ diminuerait la surface spécifique.

Les produits amorphes, fer et alumine (peut-être également la silice), sont associés aux particules fines du sol, qu'ils semblent recouvrir sans être très énergiquement liés.

(b) SILICE ET ALUMINE AMORPHES

Dans une deuxième série d'analyses (tabl. 50) les produits amorphes ont été recherchés dans les sols des régions subhumides à semi-arides en essayant de mettre en évidence des variations dans les profils et suivant les chaînes de sols. Les échantillons des sols rouges lixiviés, traités dans la première série d'analyses (tableau première partie), ne comportent pas ou peu de silice amorphe, ceux des sols hydratés n'en contiennent pas du tout. Dans les régions plus sèches du sud-ouest et de la Békaa, la silice amorphe apparaît nettement dans chaque échantillon traité. Elle est sensiblement plus élevée en surface et les échantillons des sols de piedmont de la Békaa ont des quantités de silice amorphe plus élevées que celles des sols du versant ouest du Mont Liban. On constate donc un étroit parallélisme dans les différents types de sols entre les teneurs en quartz inférieur à 2 μ et les teneurs en silice amorphe mesurées par la méthode SEGALÉN.

Les taux d'alumine amorphe extraite sont assez importants, mais ne semblent pas présenter de variations significatives dans les profils, dans les chaînes de sols ou dans les différents types de sols.

L'étude des rapports moléculaires SiO₂/Al₂O₃ des solutions d'extraction, après que la dissolution ait atteint un palier, c'est-à-dire en fin d'extraction, met en évidence de faibles variations de ces rapports d'un sol à l'autre. En régions humides, les rapports calculés varient de 1,35 à 2,14. En régions subhumides, ces rapports atteignent 1,8 à 2,9 jusqu'à 2,5 et plus de 3 dans les sols lixiviés de la Békaa et même 4 dans les sols hydromorphes de Kfar-Zabad où des montmorillonites se néoformant.

(c) LES PRODUITS FERRUGINEUX AMORPHES

Dès ces premiers résultats, nous avons noté des taux élevés de sesquioxydes de fer amorphes et des variations significatives dans les profils, les différents types de sols et les chaînes de sols. Les sesquioxydes de fer amorphes ont donc fait l'objet d'études plus approfondies.

(1) *Les sesquioxydes de fer amorphes et la couleur des sols*

Depuis la mise au point de la méthode SEGALIN (1968), les produits amorphes de nombreux échantillons de sols ont été extraits et la couleur des échantillons déferrifiés a été mesurée.

1.1. *Cas des sols formés sur roches sédimentaires*

Nous avons montré (LAMOUROUX et SEGALIN, 1969) que le traitement par l'acide chlorhydrique 8 N dissolvait d'abord et rapidement une forme du fer dont le départ modifiait très peu les pics de la goëthite observés sur les diagrammes X. Ces sesquioxydes de fer amorphes n'existent en quantité notable que dans les sols rouges et leur départ fait généralement disparaître la teinte rouge des échantillons. Des taux très faibles de sesquioxydes de fer amorphes, de l'ordre de 0,5 à 1 %, peuvent colorer un sol en rouge.

Sur près de 100 échantillons traités par de l'acide chlorhydrique 8 N, la couleur initialement rouge (2,5 à 5 YR) est devenue brune (10 YR) rarement plus grise (2,5 Y) et parfois un peu rouge (7,5 YR). Les échantillons de sols bruns hydratés (10 YR) restent bruns après traitement. Le tableau 52 donne quelques exemples. La couleur brune qui apparaît après dissolution des formes amorphes du fer est due à la goëthite qui subsiste dans la plupart des cas. De plus quand cette goëthite est à son tour dissoute par le réactif de DE ENDREY, on passe des couleurs brunes à des couleurs grises après traitement (tabl. 52).

TABLEAU 52

Couleur naturelle (Munsell humide) de quelques échantillons sans traitement, après 8 traitements par HCl 8 N et après le traitement sous ultraviolet

Echantillons	Sol brut sans traitement	Après 8 traitements par HCl 8 N	Après 3 H. dans le réactif de TAMM sous UV
319.1	7,5 YR 3/2	10 YR 5/4	10 YR 6/1
319.5	2,5 à 5 YR 3/6	10 YR 6/2	10 YR 6,5/1
319.7	5 YR 5/6	10 YR 6/3	10 YR 7/1
317.3	2,5 YR 3/6	7,5 YR 6/4	2,5 Y 8/2
151.2	5 YR 4/4	10 YR 5/4	10 YR 5/1
316.2	5 YR 4/6	10 YR 5/3	2,5 Y 4/0
449.1	5 YR 3/6	10 YR 5/3	2,5 Y 5/1
449.5	2,5 à 5 YR 4/6	10 YR 6,5/4	2,5 Y 6/1
W32.3	7,5 YR 4/4	10 YR 4/1	10 YR 4/1
324.3	10 YR 4/4	10 YR 6/3	25 Y 7/2
151.4	10 YR 5/4	10 YR 5/3	2,5 Y 4/0

Des variations de teintes peuvent cependant se produire quand d'autres éléments interviennent dans la couleur du sol. Il s'agit en premier lieu de la matière organique qui brunifie les teintes et diminue fortement les valeurs et les chromas. Ce masque de la matière organique est courant dans les horizons

de surface des sols des régions humides, mais il peut se produire dans l'ensemble du profil de certains sols riches en montmorillonite. Le calcaire masque les couleurs rouges ou brunes à des taux supérieurs à 50 %. L'hématite enfin, présente en petite quantité dans certains échantillons (tabl. 55, profil 222), donne à l'échantillon une couleur rouge vif, même après les 8 traitements à l'acide chlorhydrique 8 N.

1.2. Cas des sols formés sur basalte

Les taux de sesquioxydes de fer amorphes obtenus avec des échantillons de sols formés sur basalte, en milieu bien drainé, sont souvent élevés (tabl. 54). Or, ces sols sont généralement bruns au Liban (10 YR) et ne rubéfiennent dans les plaines syriennes.

TABLEAU 53

Sesquioxydes de fer amorphes dans les sols rouges lixiviés et bruns hydratés formés sur roches carbonatées (en Fe₂O₃ %)

Types de sols		Profondeurs (cm)					
		0 - 20		20 - 60		60 - 120	
		Fe ₂ O ₃ (%)	n	Fe ₂ O ₃ (%)	n	Fe ₂ O ₃ (%)	n
Sols rouges lixiviés	% de la terre fine totale	3,64	19	3,65	17	4,00	12
	Variations { Min. Max.	2,75 6,00		2,30 5,35		2,85 5,70	
	% d'éléments inférieurs à 2 μ	6,00	17	5,40	17	5,75	12
	Variations { Min. Max.	3,25 7,10		2,90 7,85		3,60 8,45	
	Sesquioxydes de fer amorphes en % de fer total	33,7 (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 la terre fine totale	0,58	5	0,66	6	0,47	11
	Variations { Min. Max.	0,2 1,2		0 1,8		0 1,0	
	% d'éléments inférieurs à 2 μ	1,20	5	1,2	6	0,73	11
	Variations { Min. Max.	0,4 3,2		0 3,0		0 2,0	
	Sesquioxydes de fer amorphes en % de fer total	5,9 (2,7 à 12,4)	5	7,4 (0 à 18,0)	6	4,85 (0 à 10,4)	11

En conclusion, la teinte rouge des sols formés au Liban sur roches sédimentaires est généralement attribuable à une forme amorphe de fer recouvrant les particules fines du sol. Parfois l'hématite est partiellement responsable de la couleur rouge. Très souvent la matière organique et plus rarement le calcaire secondaire, masquent cette couleur. La couleur des sols brun-jaune hydratés est due à la goethite. Enfin les sesquioxydes de fer amorphes des sols formés au Liban, sur basalte, ne provoquent pas ou très peu la coloration en rouge de ces sols.

(2) *Les sesquioxydes de fer amorphes dans les sols rouges lixiviés et bruns hydratés*

Quelle que soit la région climatique considérée, les teneurs en sesquioxydes de fer amorphes varient très peu dans les sols rouges lixiviés. Les résultats du tableau 53 groupent donc l'ensemble des sols rouges étudiés, ainsi qu'une série de sols bruns hydratés. Dans les sols rouges lixiviés, les sesquioxydes de fer amorphes représentent 2 à 6 % de la terre fine totale et 25 à 50 % du fer total. Dans les sols bruns hydratés ils ne représentent que 0 à 2 % de la terre fine totale et 0 à 20 % de fer total.

Les variations des sesquioxydes de fer amorphes dans les profils sont très faibles. Dans les sols rouges une légère augmentation en profondeur est liée aux teneurs plus fortes en argiles. Par contre, dans les sols bruns hydratés, les horizons profonds ont des teneurs très faibles à nulles en sesquioxydes de fer amorphes et c'est là une des caractéristiques de ces sols. Les sols rouges à horizon profond brun-jaune ont des teneurs en produits ferrugineux amorphes élevées en surface et très faibles à nulles en profondeur. Les sols rouges de transition avec les sols brun-jaune (chap. II) ont de faibles teneurs en sesquioxydes de fer amorphes entre 0,5 et 1,5 % (4 à 15 % du fer total). Malgré ces faibles taux, les teintes sont rouges (5 YR), mais le chroma est élevé, 6 à 8, laissant apparaître le fond jaune de la goethite.

(3) *Variations des produits ferrugineux amorphes dans les chaînes de sols*

Les sesquioxydes de fer amorphes de certains échantillons des chaînes de sols étudiées, ont été analysés (tabl. 54). Dans les sols de la chaîne de Nabatyé, les taux de sesquioxydes de fer amorphes sont élevés, mais ne varient pas de façon significative du haut vers le bas. L'ensemble des sols est relativement bien drainé, les ralentissements de drainage dus à la nature du matériau argileux ou à la faible pente du bas de la chaîne ne se traduisent que faiblement sur les couleurs et sur la quantité de sesquioxydes de fer amorphes.

Dans les sols de la chaîne de Kfardane, le ralentissement de drainage dans le bas de la chaîne se manifeste par une baisse nette des taux de sesquioxydes de fer amorphes dans les profils 396 et 394. Les sols de la chaîne de Kfar-Zabad, sont beaucoup mieux différenciés topographiquement que ceux des deux premières chaînes. Des taux de 3 à 4 % de sesquioxydes de fer amorphes sont observés dans les sols rouges du haut de la chaîne, de 2 à 3 % dans les sols brun-rouge de la zone intermédiaire et de 1 % environ dans les sols bruns hydromorphes du bas de la chaîne.

Une séquence de sols formés sur basalte, dans le nord du Liban, met en évidence les mêmes variations de sesquioxydes de fer amorphes. Les taux de sesquioxydes de fer amorphes sont très élevés dans le sol rouge fossile (378) et sont encore forts dans les sols bruns bien drainés de haut de pente (56) et de bas de pente (168). Dans les sols bruns vertiques, issus des matériaux basaltiques colluvionnés des pentes dans la plaine, les quantités de sesquioxydes de fer amorphes sont faibles et ne représentent plus que 8 à 10 % du fer total contre 30 à 50 % dans les sols de haut de pente.

Ainsi, les taux de produits ferrugineux amorphes, obtenus par la méthode SEGALÉN, varient entre 3 et 5 % (soit 30 à 50 % du fer total), en milieu bien drainé, entre 1 et 2 % (soit 10 à 20 % du fer total), en milieu mal drainé. Ces variations s'observent dans les chaînes de sols, du haut bien drainé au bas plus ou moins hydromorphe et dans une moindre mesure dans les profils eux-mêmes, de la surface vers la profondeur.

TABLEAU 54

Sesquioxides de fer amorphes dans les profils des chaînes de sols issus de roches carbonatées et dans les profils d'une séquence sur basalte (Fe_2O_3 %)

	Echant.	Couleur humide	Fer amorphe	Fer amorphe % du fer total		Echant.	Couleur humide	Fer amorphe	Fer amorphe % du fer total			
Chaîne de Nabatyé	Haut	448.1	5 YR 3/6	4,61	46,5	Chaîne de Kfardane	Haut	402.1	2,5 à 5 YR 4/6	3,3	32,8	
		448.2	id.	3,80	32,8			399.1	2,5 YR 3,5/6	4,1	38,4	
		448.3	5 YR 4/6	3,56	32,4			399.3	id.	3,45	33,8	
		449.1	5 YR 3/6	4,00	35,0			397.1	2,5 YR 3/6	3,6	32,8	
		449.2	5 YR 4/6	4,70	44,0			397.3	id.	4,05	39,0	
		449.4	5 à 7,5 YR 5/6	4,20	35,0			396.1	2,5 YR 3/6	4,28	49,6	
		451.1	2,5 à 5 YR 3/6	4,75	55,0			396.3	id.	3,87	40,7	
		451.3	5 YR 3/6	3,60	35,0			396.5	id.	4,28	38,0	
		452.1	5 YR 3,5/4	3,80	45,0			394.1	2,5 YR 3/4	4,42	50,0	
		452.3	5 YR 4/6	3,70	34,0			394.2	id.	3,60	35,2	
		453.1	5 YR 3/4	4,10	49,0			394.3	id.	2,87	34,2	
		453.3	5 YR 3,5/4	3,90	44,0			394.4	id.	3,25	33,5	
	Bas	454.3	7,5 YR 3/4	2,70	33,0		394.6	2,5 YR 5/6	1,60	17,0		
Chaîne de Kfar-Zabad	Haut	364.1	2,5 à 5 YR 3/6	3,70	40,0	Sols sur basalte	Sol rouge (pente)	378.1	7,5 YR 3/2	8,5	52,0	
		364.3	2,5 YR 3/6	3,30	32,0			378.3	10 R 3/6	7,15	46,8	
		362.1	2,5 YR 4/6	4,15	42,8			378.5	id.	10,1	53,8	
		362.3	2,5 YR 3/6	4,07	42,2			Sol brun (pente)	56.1	10 YR 3/3	4,35	37,1
		W33.1	2,5 YR 3/6	3,20	34,2			56.2	10 YR 3/4	3,50	25,4	
		W33.3	id.	2,35	26,2			56.3	id.	3,15	22,5	
		W35.1	4 YR 3,5/4	2,60	28,8			Sol brun (bas de pente)	168.1	10 YR	4,70	30,1
		W35.3	5 YR 4/3	2,70	28,7			168.2	2 à 3/2 à 4	4,90	29,9	
		W35.5	id.	2,75	29,3			Sols bruns vertiques (plaine)	167.1	id.	2,10	17,8
		W80.1	7,5 YR 3,5/4	1,99	33,7			167.2		1,70	11,2	
		W80.4	7,5 YR 4/4	1,72	23,7			167.3		1,30	8,2	
		Bas	W32.1	7,5 YR 4/4	1,10		15,3		166.1	id.	1,15	8,4
		W32.3	id.	0,80	11,1		166.2		1,05	7,6		
							166.3		1,25	8,5		
							166.4		1,35	9,8		

(4) *Variations des produits ferrugineux amorphes en fonction des types de sols (tabl. 55)*

Par une série d'exemples, pris sur différents types de sols, nous nous proposons de montrer que les variations des taux de produits ferrugineux amorphes sont souvent difficiles à interpréter et réglées par des facteurs très variés. Tantôt élevées (209), tantôt moyennes (264 - 393) et souvent faibles (183 - 222 - 255 - 406), les teneurs en sesquioxydes de fer amorphes semblent plus liées à l'histoire génétique de ces sols qu'au milieu où ils sont observés actuellement.

Sur le conglomérat pliocène de Ferzol, les sols sont rouges comme le ciment du conglomérat. La couleur est sans doute provoquée par une petite quantité d'hématite, car les taux de sesquioxydes de fer amorphes sont faibles (183 - 222). Les altérations du conglomérat léguent aux sols des minéraux rouges emprisonnés au Pliocène dans le conglomérat et ces matériaux ont évolué dans des conditions fort différentes de celles où ces sols évoluent aujourd'hui. Il s'agit d'une couleur rouge héritée.

Les matériaux des « sols isohumiques » de la plaine de la Békaa, ont été déposés dans la plaine. Ils sont héritiers d'anciens sols formés dans les bassins versants amont, mais ils subissent une évolution liée aux conditions actuelles du milieu. D'où des variations assez grandes dans les taux de sesquioxydes de fer amorphes et dans les couleurs de ces sols de la Békaa. Notons qu'une hydromorphie prononcée diminue assez fortement les taux de produits ferrugineux amorphes (384 - 408).

Parmi les sols formés en place, le profil 364 est brun-rouge. Il présente des taux moyens de sesquioxydes de fer amorphes, bien que très calcaire. Comme il n'est pas exclu que la recalcification soit secondaire, ce qui est observé sur les déblais et les rochers situés sous le profil, la coloration assez rouge peut être ancienne.

Le sol brun vertique 255 à drainage interne médiocre contient très peu de sesquioxydes de fer amorphes. Par contre le sol gris blanc, très calcaire, formé sur marnes, donne à l'analyse des taux de sesquioxydes de fer amorphes nuls en surface, mais moyens en profondeur. Or, il s'agit ici de fer ferreux, présent dans les marnes grises et facilement dissous par l'acide chlorhydrique 8 N.

Les sols rouges formés sur grès ou sur pelites, riches en kaolinite, ont des taux moyens de sesquioxydes de fer amorphes, liés à la nature des minéraux argileux, comme nous le verrons plus loin.

Dans d'autres sols, par ailleurs, les matières organiques semblent, à partir d'un certain taux (sol brun-rouge forestier 433) ou d'un type d'évolution (sol mélanisé 438), diminuer les taux de produits ferrugineux amorphes, alors qu'habituellement elles retardent la cristallisation (SCHWERTMANN, 1966, 1968). La couleur rouge s'en trouve affaiblie.

Finalement, de cette revue rapide sur les formes amorphes du fer dans les différents types de sols, il apparaît que les facteurs qui règlent leur abondance sont variés :

— l'héritage de sols anciens, formés dans des milieux très divers, conditionne la forme du fer des sols observés aujourd'hui ;

— le milieu lixivié naturel est favorable au maintien de taux élevés de sesquioxydes de fer amorphes, alors qu'en milieu confiné, hydraté ou hydromorphe, ces taux sont nuls ou faibles ;

— le degré d'oxydation du fer et la nature des matériaux argileux, support des produits ferrugineux amorphes, interviennent eux-aussi sur les quantités de sesquioxydes de fer amorphes dosées ;

— la matière organique enfin intervient en complexant le fer, généralement en entravant sa cristallisation, peut-être aussi dans certains cas en le protégeant des dissolutions par l'acide chlorhydrique 8 N.

TABLEAU 55

Sesquioxides de fer amorphes dans différents types de sols calcaires et dans quelques sols non calcaires
(En Fe₂O₃ % de terre non calcaire)

Types de sols	Echantillons Profondeur (cm)	Couleur humide	CaCO ₃ (%)	Fer amorphe	Fer amorphe % du fer total	Types de sols	Echantillons Profondeur (cm)	Couleur humide	CaCO ₃ (%)	Fer amorphe	Fer amorphe % du fer total	
Séquence de sols calcaires formés sur conglomérat pliocène (Békaa : 600 mm)	183.1 (0- 10)	5 YR 4/3	27,0	1,30	8,4	Sols « isohumiques » de la Békaa	406.1 (0- 20)	5 YR 4/4	0	0,55	4,9	
	183.3 (35- 50)	5 YR 4/4	33,5	1,10	7,0		406.3 (60- 80)	id.	18,0	1,00	8,1	
	183.4 (65- 80)	2,5 à 5 YR 4/6	42,0	1,05	6,5		401.1 (0- 20)	5 YR 5/4	5,0	1,70	19,3	
	209.1 (0- 15)	2,5 YR 4/4	23,0	4,00	42		401.2 (60- 80)	id.	6,0	1,95	18,7	
	209.3 (80-100)	id.	22,0	4,00	42		393.1 (0- 15)	5 YR 3/6	3,5	2,9	29,2	
	222.1 (0- 15)	5 YR 5/6	54,0	1,95	7,8		393.3 (50- 60)	id.	3,0	2,9	27,7	
	222.3 (30- 50)	5 YR 4/6	57,0	1,85	7,6		393.5 (120-140)	id.	13,0	2,6	24,3	
	222.5 (90-110)	marbré	37,0	0	0		423.3 (35- 45)	2,5 YR 5/4	8,5	1,8	23,5	
	410.1 (0- 10)	7,5 YR 4/4	31,5	1,60	16,4		Sols hydromorphes (Békaa)	384.2 (15- 25)	10 YR 4/4	3,0	1,2	12,4
	410.3 (10- 50)	id.	32,0	0,95	10,0			384.4 (60- 70)	id.	1,5	0,3	2,4
	410.5 (100-120)	5 à 7,5 YR 4/4	21,0	1,50	15,4			384.6 (110-120)	id.	0	1,0	8,0
	410.7 (170-190)	id.	9,0	1,35	13,1			408.2 (40- 60)	10 YR 4/3	33,5	1,65	17,2
	Sol brun rouge calcaire sur roche carb. moy. dur (1 000 mm)	347.1 (0- 15)	7,5 YR 4/4	30,0	1,0		15,2	408.4 (110-130)	id.	34,0	1,50	16,5
264.1 (0- 20)		5 à 7,5 YR 3/4	29,0	2,10	24	Sols rouges formés sur — pelites	415.1 (0- 7)	10 YR 3/4	0	2,30	24,4	
264.2 (30- 50)		id.	47,5	2,35	23		415.5 (70- 80)	5 YR 4/8	0	1,65	14,2	
264.3 (100-150)	5 à 7,5 YR 5/4	69,0	1,80	17	415.8 (130-140)		Bigarré	0	1,20	17,5		
Sol brun calcaire vertique (700 mm)	— grès	417.1 (0- 10)	7,5 YR 3/2	0	1,10	24,7						
		417.2 (20- 30)	5 YR 3/6	0	1,60	17,3						
		417.3 (60- 80)	7,5 YR 4/6	0	0,35	5,5						
		439.1 (20- 50)	5 YR 3/6	0	1,9	15,8						
Sol très calcaire sur marnes grises (700 mm)	Sols riches en matières organiques	374.1 (0- 12)	2,5 Y 6/2	46,0	0	0						
		374.3 (30- 50)	5 Y 6/2	44,5	1,1	21						
		374.5 (150-170)	id.	48,5	1,2	28						
		433.1 (0- 15)	7,5 YR 3/2	0	1,25	15,1						
	433.2 (50- 60)	5 YR 4/6	0	1,85	18,1							
	438.2 (15- 30)	7,5 YR 4/2	0	2,35	23,7							
	438.4 (60- 70)	id.	0	1,70	17,1							

III - ÉTAT DE LA SILICE, DE L'ALUMINE ET DES SESQUIOXYDES DE FER DANS LES ROCHES ET DANS QUELQUES ACCUMULATIONS CALCAIRES

La silice, l'alumine et le fer des roches carbonatées, ont généralement été étudiés sur les résidus de décarbonatation (solution acétique à pH 4,2). Rarement la roche a été traitée directement par l'acide chlorhydrique 8 N. Il s'agit, avant tout, de dosages semi-quantitatifs suffisants pour mettre en évidence certaines évolutions dans les profils ou dans le paysage.

I. — LES PRODUITS AMORPHES DANS LES ROCHES CARBONATÉES

Sur le tableau 56, une première série d'analyses met en évidence l'existence de différents produits amorphes dans les roches carbonatées. Les sesquioxydes de fer amorphes représentent 40 à 75 % du fer

TABLEAU 56

*Répartition des différentes formes de fer dans quelques roches carbonatées
et dans les sols correspondants*

Types de sols	Echantillons	Fe ₂ O ₃ en % du fer total		
		Amorphe	Goethite	Dans les réseaux
Sols rouges lixiviés	391.R 391.3.S	40 —	8 —	52 47
	373.R 373.4.S	47 34	13 29	40 37
	402.R 402.1.A	49 31	6 19	45 50
	343.RA 343.1.A	81 59	0 4	19 37
Sols bruns hydratés	340.R 340.2.S	38 0	0 37	62 63
	247.R 247.4.S	64 (0 à 10)	0 (66 à 56)	36 34
	263.R	41	14	45

R : Roche saine - RA : Roche Altérée - S : Sol - A : Fraction fine (moins de 2 μ).
(0 à 10) : Estimation du fer amorphe dans les sols hydratés.

total, tandis que l'alumine et la silice existent à l'état amorphe, mais en quantités plus faibles que pour le fer. Dans une deuxième série d'analyses, les variations des sesquioxydes de fer et de l'alumine amorphes sont présentées. L'alumine amorphe, par rapport à l'alumine totale, augmente dans les deux profils étudiés, de la roche saine au sommet du profil. Les variations du fer sont différentes d'un profil à l'autre, comme nous pouvions nous y attendre. En effet, de l'état amorphe et partiellement ferreux dans les roches, le fer peut évoluer dans le sol vers une forme amorphe ou cristalline, suivant le milieu.

II. — LES DIFFÉRENTES FORMES DE SESQUIOXYDES DE FER DANS LES ROCHES CARBONATÉES

Les résidus non carbonatés de quelques roches ont été traités, pour la détermination des produits ferrugineux amorphes et libres, comme des échantillons de sols. Sur le tableau 57 sont portés les résultats obtenus en % de fer total dans la roche et dans le sol sus-jacent. Il apparaît que les quantités de fer inclus

TABLEAU 57

*Produits amorphes dans quelques roches carbonatées (en % de la fraction insoluble)
et variations de ces éléments de la roche au sommet du profil*

	Echantillons	Produits amorphes			Al ₂ O ₃ Am. % d'Al ₂ O ₃ total	Fe ₂ O ₃ Am. % de Fe ₂ O ₃ total
		SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)		
Roches sous sols rouges	391.R	0,92	0,34	2,34		40,3
	402.R	0,26	0,46	3,05		49,0
	344.R			4,35		42,5
	373.R			2,75		47,5
Roches sous sols bruns hydratés	340.R	0,04	0,47	3,29		38,3
	263.R	0,55	0,14	1,79		40,7
	300.R	—	—	5,6		75,0
	COE.XP.R	—	—	17,1		50,0
Profils de sols rouges lixiviés sur roches carbonatées (343 et 319) et dolomitiques (404)	343.R	—	0,47	17,1	2,0	85
	343.RA	—	0,77	18,6	4,3	81
	343.3	—	2,0	7,0	8,6	52
	343.1	—	2,3	8,0	13,5	59
	319.R	—	0,67	1,15	1,7	10
	319.RA	—	0,82	1,56	2,2	10,4
	319.9	—	1,30	3,80	4,6	24,7
	319.4+5	—	0,90	3,85	7,5	35
	319.2	—	1,20	3,40	16,0	36
	404.R			0,14		33,3
	404.RA			0,20		18,2
	404.2			2,90		20,4
	404.1			3,35		24,1

dans les réseaux argileux sont aussi importantes dans la partie insoluble des roches étudiées que dans les sols correspondants. Les résidus non carbonatés des roches contiennent une forte proportion de sesquioxydes de fer amorphes que l'on retrouve partiellement dans les sols. La goethite, peu abondante dans de nombreuses roches, augmente notablement dans les sols et surtout dans les sols bruns hydratés.

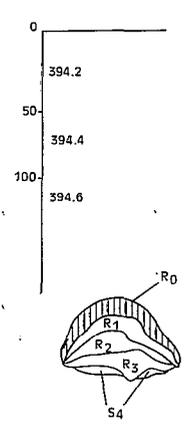
III. — LES PRODUITS FERRUGINEUX AMORPHES DANS DIFFÉRENTES ACCUMULATIONS CALCAIRES (tabl. 58)

Les sesquioxydes de fer amorphes des résidus de certaines accumulations calcaires, liées aux sols étudiés, ont été dosés. Par exemple, le ciment calcaire du conglomerat pliocène présente des taux variables de sesquioxydes de fer amorphes, suivant sa richesse en fer total et le milieu dans lequel il s'est formé. L'exemple d'un échantillon du conglomerat de Kfardane (394 R) montre que les taux de sesquioxydes de fer amorphes, en % de fer total dans le ciment, varient au cours de l'altération et atteignent les taux du milieu environnant (S_4 : 17,6 %). Dans la partie supérieure qui s'indure (R_1 et R_0) et forme une croûte, les proportions de sesquioxydes de fer amorphes diminuent. Les croûtes calcaires rouges et riches en fer, prélevées en milieu bien drainé au contact de roches carbonatées, contiennent des taux élevés de sesquioxydes de fer amorphes voisins de ceux des sols rouges.

TABLEAU 58

Sesquioxydes de fer amorphes dans différentes accumulations calcaires, comparés à ceux du milieu environnant

Types d'accumulations calcaires		Echantillons	Fe ₂ O ₃ (%) amorphe	Fe ₂ O ₃ amorphe % du fer total
Ciment du Conglomerat de Kfardane	Sol	397.1	3,00	32,8
		397.3	4,05	39,0
	Conglomerat	397.CO	5,10	50,5
	Sol	394.2	3,60	35,3
		394.4	3,25	33,5
	Conglomerat	394.6	1,60	17,0
		394.R0	0,28	12,6
		394.R1	0,25	15,1
		394.R2	0,21	23,3
		394.R3	0,25	20,8
		394.S4	1,10	17,6
Kfar-Zabad	Conglomerat	CO.K.Z.	2,16	16,2
Croûtes calcaires ferrugineuses (rouges)		Nasriyé	5,00	—
		Meissej-Jebel	3,45	24,5
Accumulation calcaire dans un sol hydraté 389.		Nodule	1,83	19,5
		Sol	2,00	19,2



Dans le nodule 389, les sesquioxydes de fer amorphes sont présents dans les mêmes proportions que dans le sol brun hydraté où ils se sont formés.

Les accumulations carbonatées piègent, en se formant, des constituants minéraux dans lesquels la quantité de produits ferrugineux amorphes reflète la nature du milieu où elles ont pris naissance. En milieu confiné bien drainé des climats semi-arides et arides, les encroûtements contiennent des résidus rouges riches en sesquioxydes de fer amorphes. En milieu confiné hydraté ou hydromorphe, les accumulations carbonatées contiennent des résidus bruns, relativement pauvres en sesquioxydes de fer amorphes.

IV - ESSAIS EXPÉRIMENTAUX

Des essais d'imprégnation d'échantillons d'argiles de sol brun hydraté par des sesquioxydes de fer amorphes rouges, préparés au laboratoire, ont été entrepris. Des quantités variables de carbonate de calcium ont été ajoutées. L'influence sur la coloration des échantillons a pu être notée. La cristallisation des oxydes de fer introduits a été contrôlée par la méthode SEGALLEN.

I. — TECHNIQUE UTILISÉE

Trois types d'échantillons bruns ont été choisis :

- argile à dominance de kaolinite ;
- argile à dominance de montmorillonite ;
- résidus de roche carbonatée, riche en produits ferrugineux amorphes et en goethite.

Les sesquioxydes de fer amorphes ont été préparés par dissolution de fer pur dans de l'acide chlorhydrique concentré, oxydé par un peu d'acide nitrique et précipité par de l'ammoniaque. Le précipité d'hydroxydes de fer a été utilisé immédiatement après lavage et sa teneur en fer a été déterminée sur des parties aliquotes. Deux témoins, l'un T₃, formé d'hydroxydes de fer et l'autre T₄, formé d'hydroxydes de fer et de carbonate de calcium ont été ajoutés à la série d'échantillons. Les échantillons ont été préparés à partir de deux grammes d'argiles ou de résidus, mélangés à des quantités connues d'hydroxyde de fer (11 à 16 %) et de carbonate de calcium (0 à 32 %) comme l'indique le tableau 59.

Chaque échantillon a été maintenu alternativement en phase humide pendant 15 jours, à la température du laboratoire, et en phase sèche pendant 15 jours, dans une étuve réglée à 35 °C. L'expérience a duré 10 mois, les couleurs ont été contrôlées pendant et après l'expérience. Les sesquioxydes de fer amorphes ont été dosés en fin d'expérience et quelques échantillons ont été examinés au microscope électronique.

II. — RÉSULTATS OBTENUS (tabl. 59)

A. Changements de couleur

L'amalgame des différents éléments introduits n'était obtenu qu'après la deuxième phase humide. Les couleurs contrôlées après quatre mois, étaient celles obtenues à la fin de l'expérimentation. Seul l'échantillon témoin T₃, est progressivement passé de 5 YR 2/2 à 2,5 YR 2/4. Les témoins a₀, b₀ et c₀

TABLEAU 59

*Essais d'imprégnation d'oxydes de fer amorphes (rouges)
sur des échantillons de sol (bruns) en milieu plus ou moins calcaire*

Echantillons		Couleur humide		Eléments introduits en % du mélange		Fe ₂ O ₃ % amorphe du mélange		Fe ₂ O ₃ qui aurait cristallisé	
		Avant	Après	Fe ₂ O ₃	CaCO ₃	Calculé	Dosé	en % du mélange	en % du produit introduit
Hydroxydes de fer témoins	T ₃	5 YR 2/2	2,5 YR 2/4	100	0	100	78	22	22
	T ₄	5 YR 3/6	5 YR 3/4	75	25	75		(10)	
Argile brune riche en kaolinite	a ₀	7,5 à 10 YR 5/8	7,5 à 10 YR 5/8	0	0	—	0,1		
	a ₁	—	5 YR 4/4	16,4	0	16,5	15,9	0,6	3,6
	a ₂	—	5 YR 4/4	14,0	12,4	14,1	11,4	2,5	18,0
	a ₃	—	5 YR 5/4	12,9	22,0	13,0	11,0	2,0	15,5
	a ₄	—	5 YR 5/4	11,0	32,0	11,1	8,9	2,2	20,0
Argile brune riche en montmorillonite	b ₀	10 YR 5/4	10 YR 5/4	0	0	0	0		
	b ₂	—	5 YR 4/6	13,7	12,5	13,7	12,95	0,75	5,5
	b ₃	—	5 YR 4/4	12,2	22,2	12,2	11,2	1,0	8,2
Résidus brun de décarbonatation riche en fer amorphe et goéthite	c ₀	10 YR 5/8	10 YR 5/8	0	0	—	17,6		
	c ₂	—	7,5 YR 4/6	13,4	12,5	26,45	25,0	1,45	10,8
	c ₃	—	7,5 YR 4/6	12,0	22,0	22,4	17,3	5,1	42,5

ont gardé leur couleur initiale. Les échantillons a_n et surtout b_n sont devenus nettement et uniformément rouges (5 YR), quelles que soient les teneurs en carbonate de calcium. Les échantillons c_n n'ont que faiblement rubéfié (7,5 YR), tandis que la couleur des hydroxydes de fer mélangés à 25 % de carbonate de calcium (T₄) n'atteignait pas le rouge vif des hydroxydes de fer sans carbonate de calcium (T₃).

B. Evolution des sesquioxydes de fer

Le gel utilisé au départ était un produit très hydraté $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 46 \text{H}_2\text{O}$ et totalement amorphe. En fin d'expérimentation l'hydroxyde de fer, vieilli sans traitement et desséché à l'air ou vieilli en subissant les alternances de phases humides et sèches (T_3), avait partiellement cristallisé dans l'échantillon T_3 et sa couleur était rouge (2,5 YR). Le contrôle aux rayons X mettait en évidence la forme cristalline β FeOOH (pics à 7,44, 5,30, 3,30, 2,52, 2,28) qui serait l'akaganéite.

Cette forme de fer est souvent obtenue synthétiquement (WEISER et MILLIGAN, 1946 ; SEGALEN, 1964), mais n'a pas été signalée dans les sols. La localisation de ses pics rendent très difficile et pratiquement impossible la détermination dans un échantillon de sol de petites quantités de β FeOOH. Au microscope électronique les formes cristallines de β FeOOH se présentent (Pl. VIII, photo 4) en petites masses noires, régulières et polygonales. A la loupe binoculaire le fer vieilli à l'air présente de nombreux et gros cristaux angulaires de couleur rouge foncée. Après attaque à l'acide chlorhydrique 8 N ces cristaux ont beaucoup diminué de volume et sont d'un rouge plus clair. β FeOOH a été retrouvé dans l'échantillon c_3 par exemple, mais également dans des échantillons naturels traités par la méthode SEGALEN. La recristallisation de fer naturel ou synthétique, dissous par l'acide chlorhydrique, peut donc se faire sous la forme de β FeOOH.

Le témoin T_4 , contenant 25 % de carbonate de calcium, présente sur les diagrammes de rayons X, en fin d'expérimentation, une petite quantité de β FeOOH apparemment beaucoup plus faible que dans T_3 .

Dans les échantillons a et b, traités par la méthode SEGALEN, une faible proportion de fer (5 à 20 %) cristallise en présence de carbonate de calcium. Les proportions d'oxydes de fer cristallisés sont d'autant plus grandes que les taux de carbonate de calcium sont plus élevés. La cristallisation est faible avec les échantillons riches en montmorillonite (b).

Dans les échantillons c et surtout dans le c_3 contenant 22 % de carbonate de calcium, les oxydes de fer ont cristallisé en β FeOOH (Pl. VIII, photo 3) et en proportions (42,5 %) plus élevées que dans le témoin T_3 .

III. — INTERPRÉTATIONS ET COMPARAISONS AVEC LA NATURE

— Des sesquioxydes de fer amorphes synthétiques de couleur rouge peuvent donner une couleur rouge à des échantillons de sol, en se répartissant de façon homogène dans la masse. Ces produits amorphes se localisent autour ou au contact des plaquettes d'argile comme il l'a été observé dans les échantillons naturels.

— L'association sesquioxydes de fer amorphes et silicates phylliteux semble retarder ou bloquer la cristallisation du fer. En effet, les minéraux argileux SCHWERTMANN (1966) retarderaient la cristallisation des sesquioxydes de fer. Par ailleurs, du quartz moulu (SCHELLMANN, 1959) ou une solution de silice (TRAN-VINH-AN, 1967, PEDRO et MELFI, 1970), bloquent la cristallisation de gels ferriques.

— La présence d'une forte proportion de goethite dans un échantillon favoriserait la cristallisation de gels ferriques. Mais l'évolution des sesquioxydes de fer en β FeOOH dans les échantillons c_2 et c_3 est difficile à interpréter.

— La présence de carbonate de calcium dans le milieu favorise la cristallisation des gels amorphes en β FeOOH, sauf si le fer est seul avec le carbonate de calcium, auquel cas, sa cristallisation paraît retardée.

V - LES SESQUIOXYDES AMORPHES ET CRISTALLINS DANS LA PÉDOGENÈSE DES SOLS FORMÉS SUR ROCHES CARBONATÉES

I. — ÉVOLUTION DE LA SILICE, DE L'ALUMINE ET DES SESQUIOXYDES DE FER NON INCLUS DANS LES MINÉRAUX ARGILEUX

A. Au cours des altérations

Dans les chapitres précédents (III - IV) nous avons noté qu'un début de transformation marquait les résidus insolubles des cortex d'altération. L'eau du sol tend à amener, par le jeu des forces osmotiques, les proportions relatives des différents constituants du cortex d'altération au niveau de celles des constituants du sol.

La silice amorphe disparaît vite. Les phytolithes siliceux, très abondants dans les résidus non carbonatés, semblent être assez facilement dissous, car ils n'apparaissent dans les sols que dans les horizons de surface.

Le fer préexiste sous forme de sesquioxydes amorphes, dans les roches carbonatées. Ces sesquioxydes de fer de couleur brune dans la roche deviennent rouges dès que le milieu s'est décarbonaté ou a atteint un degré élevé de décarbonatation. Ses proportions relatives vont varier suivant la nature de ce milieu.

L'alumine amorphe enfin, est présente en quantité non négligeable dans les résidus non carbonatés et ses proportions relatives, par rapport à l'alumine totale, semblent augmenter (tabl. 56, profils 343, 319) de la roche saine à la surface du sol.

Les transformations de la matière minérale, amorcées au cours des altérations, vont se poursuivre dans les sols.

B. Dans les différents milieux pédologiques

(a) EN MILIEU LIXIVIÉ les solutions du sol sont d'autant plus agressives que les précipitations sont plus abondantes. Les dissolutions de carbonates ne suffisent pas toujours à les saturer, surtout à partir du milieu de l'hiver. Elles deviennent alors agressives vis-à-vis des silicates argileux eux-mêmes (chap. IV), libérant de petites quantités de silice, d'alumine et encore plus faibles de fer.

La silice ainsi libérée, en très petite quantité, ne subsistera pas à l'état amorphe dans un milieu très bien drainé. Elle peut être partiellement mobilisée sur place (enrichissement des interstratifiés IM, silicification secondaire de phytolithes) mais elle est surtout exportée en solution par les eaux de drainage (5 à 10 mg/l). Ce qui explique que les quantités de silice amorphe soient si faibles dans les sols rouges lixivés des régions humides. Dans les sols rouges lixivés des régions plus sèches la silice amorphe subsiste (0,5 à 1 %) surtout en surface, ainsi qu'une certaine proportion de quartz fin (plus de 1 %).

Les sesquioxydes de fer et d'alumine ne sont que peu ou pas entraînés hors des profils. Ce qui expliquerait les taux croissants des rapports Al_2O_3 amorphe/ Al_2O_3 total de la roche saine au sommet des

profils (319 - 343). Les rapports Fe_2O_3 amorphe/ Fe_2O_3 total sont également très souvent plus élevés en surface que dans les horizons sous-jacents. Mais ceci n'est pas général, du fait que d'autres transformations interviennent. En effet, la quantité de goethite varie d'un type de sol à l'autre et souvent même dans le profil. Dans les sols rouges des régions humides, la goethite représente en moyenne 3 à 5 %, soit 25 à 45 % du fer total, contre 2 à 3 % et 20 à 30 % du fer total dans les sols rouges des régions subhumides et semi-arides. Ces variations se font sans que les taux de fer total soient modifiés. Elles se font donc aux dépens de la forme amorphe du fer, ou d'une certaine quantité de fer libéré des couches octaédriques des argiles détruites. Les deux origines sont possibles et probables, mais l'importance relativement faible de ces variations ne nous permet pas d'apporter plus de précisions.

(b) EN MILIEU CONFINÉ HYDRATÉ. Le milieu brun-jaune hydraté, est l'aboutissement d'une « nécrose » du karst ou d'une « auto-asphyxie » d'une partie du profil. Cette transformation d'un milieu rouge lixivié en un milieu plus ou moins confiné est fréquente en régions humides (chap. II). Elle se traduit par un ralentissement de l'évolution du profil et par un confinement en carbonate de calcium, mais il n'apparaît pas dans nos analyses de silice amorphe. Cependant des concrétions de silice, en forme de chou-fleur et probablement secondaires, sont observées dans la fraction sableuse de certains sols (Pl. VII, photos 3 - 4).

Par contre la modification fondamentale qui caractérise ce milieu est l'apparition d'une forte proportion de goethite. Des concentrations de goethite peuvent être observées sur le terrain sous forme de petits nodules plus ou moins indurés. Ces observations (chap. II) sont confirmées par des études micromorphologiques de lames minces. Par ailleurs, nous venons de voir que les sesquioxydes de fer amorphes diminuaient très fortement aux dépens de la goethite. Cette goethite s'observe dans la fraction fine, mais également dans les fractions limon et sable, sous forme de petits nodules. De nombreux sols rouges lixiviés, notamment ceux que nous considérons comme des sols de transition avec les sols bruns hydratés, présentent déjà une évolution marquée de la fraction amorphe vers la goethite. Les oxydes de fer ont évolué en fonction du pH, des germes de cristallisation présents dans le milieu, des ions favorisant ou retardant la cristallisation.

En se basant sur les travaux de SCHEFFER *et al.* (1957), SCHELLMANN (1959), SCHWERTMANN et FISCHER (1966), SCHWERTMANN (1966), le mécanisme hypothétique de la transformation des sesquioxydes de fer amorphes en goethite peut être schématisé ainsi :

— au cours d'une première étape, en période humide, les sesquioxydes de fer amorphes ferriques passent à l'état ferreux. A l'état ferreux, le fer est facilement dissous et mobile, d'autant plus qu'il peut être complexé par des produits organiques ;

— mais en milieu confiné, ce fer réduit ne peut pas migrer. En outre, l'effet inhibiteur de cristallisation exercé par les silicates argileux ne joue plus ;

— dès que l'oxydation habituelle est réalisée, les ions présents dans ce milieu basique (pH voisin de 9) et en particulier HCO_3^- (SCHELLMANN, 1959) vont favoriser la cristallisation du fer en goethite ; la goethite préexistant dans le milieu peut jouer le rôle de germes de cristallisation.

(c) EN MILIEU CONFINÉ HYDROMORPHE. Il apparaît que les formes amorphes diminuent des sols bien drainés aux sols hydromorphes. Ceci est particulièrement net dans les profils de la chaîne de Kfar-Zabad et de la séquence de sols formés sur basalte (tabl. 54). Or, l'évolution des différentes formes de fer dans les sols de la chaîne de Kfar-Zabad (tabl. 49) met en évidence, du haut de la chaîne formé de sols rouges lixiviés (364 - 362) au bas de la chaîne formé de sols hydromorphes (W81, W32) :

— une forte diminution des sesquioxydes de fer amorphes ;

— une légère augmentation de la goethite ;

— une augmentation notable de fer inclus dans les réseaux des minéraux argileux.

Un nouveau mécanisme se surajoute à celui de la formation de goethite, celui de l'entrée du fer dans les octaèdres des minéraux argileux. Cette entrée ne se fait pas par addition aux octaèdres des minéraux argileux présents, sinon le fer serait également entré dans les octaèdres des minéraux argileux des sols hydratés. Or, nous avons vu (chap. IV) que 10 à 20 % de la montmorillonite des sols du bas de la chaîne de Kfar-Zabad était certainement de néoformation. C'est donc au cours de cette néoformation qu'une partie du fer, à l'état ferreux dans ce milieu hydromorphe, a pu entrer dans la constitution des nouveaux édifices argileux, analogues aux montmorillonites ferrifères décrites par H. PAQUET (1969).

(d) EN MILIEU CONFINÉ CALCAIRE DRAINANT BIEN. Certains enseignements peuvent être tirés de l'étude des sesquioxides de fer amorphes dans une série de sols calcaires, d'encroûtements anciens ou récents et au cours d'essais expérimentaux. Des sols ou des matériaux issus de ces sols, piégés par des accumulations calcaires, en milieu confiné en calcaire, mais drainant bien (climat semi-aride généralement) conservent, au cours des temps, leurs sesquioxides de fer amorphes, qualitativement et quantitativement. Les produits ferrugineux amorphes, comme les minéraux argileux, peuvent donner des indications sur les pédogenèses passées. C'est ainsi que des résidus de décarbonatation de couleur rouge et ne contenant pas d'hématite sont des produits continentaux qui ont été piégés en milieu confiné drainant bien et généralement sous un climat semi-aride. Ce milieu s'oppose aux milieux confinés hydromorphes, carbonatés marins par exemple où le résidu est généralement gris ou brun foncé, avant toute oxydation superficielle.

II. — LES SESQUIOXYDES DE FER ET LA RUBÉFACTION DES SOLS

A. Rappel bibliographique

Il serait extrêmement long d'entreprendre une étude bibliographique exhaustive, tant les articles traitant de cette question sont nombreux et variés. Des études bibliographiques sont souvent présentées et chacun donne son opinion en fonction des sols et du milieu étudiés. Finalement très peu d'auteurs ont eux-mêmes travaillé la question. AGAFONOFF fait état, en 1936, de l'opinion de différents chercheurs du début du siècle, qui attribue la coloration rouge des sols à la grande quantité de fer contenu dans ces sols et il estime lui-même que cette coloration dépend surtout de la forme du fer. En 1947, après la conférence de pédologie d'Alger-Montpellier, G. AUBERT concluait en disant « chacun s'accorde à penser qu'il serait urgent pour éclairer ce problème d'étudier en détail le phénomène de la rubéfaction ».

De nombreux travaux ont apporté ces dernières années un certain nombre de renseignements. La couleur rouge des sols a souvent été attribuée à l'hématite et la couleur jaune à la goethite (DECRAENE et LARUELLE, 1956 ; KUBIENA, 1956 ; WAEGEMANS et HENRY, 1954 ; SCHEFFER, WELTE, LUDWIG, 1957). La couleur du sol et la quantité de fer n'auraient aucune relation (MAIGNIEN, 1958). Les sesquioxides de fer libres seraient responsables de la couleur rouge des sols (REIFENBERG, 1947 ; HANISSET et WAEGEMANS, 1949 ; WAEGEMANS et HENRY, 1954 ; STACE, 1956 ; KAMOSHITA et YAMADA, 1956 ; WEBSTER, 1965). Plus récemment, certains auteurs, poussant leurs recherches sur les formes du fer responsables de la couleur des sols, ont montré que la coloration rouge de nombreux sols est liée aux sesquioxides de fer amorphes et la couleur brun-jaune à la goethite (SCHWERTMANN et LENTZE, 1966 ; HERBILLON *et al.*, 1966 ; SOILEAU et MACCRACKEN, 1967 ; LAMOUREUX et SEGALIN, 1969 ; SEGALIN, 1969).

Un certain nombre de travaux de laboratoire ont tenté de caractériser ces produits amorphes. WEISER et MILLIGAN (1940) pensaient que des hydroxydes ferriques, amorphes aux rayons X étaient formés de particules très fines d'hématite, avec de l'eau adsorbée. La cristallinité de ces particules augmentait, par vieillissement. SCHELLMANN (1959) a signalé l'hydrohématite, précurseur amorphe et hydraté

de l'hématite. GLEMSER (1959) a montré que les précipités obtenus par addition de bases à des sels ferriques n'avaient pas pour formule $\text{Fe}(\text{OH})_3$, mais $\text{FeO } n/2 (\text{OH})_{3-n}$. Il y a une série continue de produits entre $n = 0$ et $n = 3$. Pour $n = 0$ on obtient $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$ qui est la forme la plus hydratée. Pour $n = 3$, on obtient Fe_2O_3 , l'hématite, forme déshydratée. Des produits intermédiaires ont été obtenus. En particulier l'hydroxyde $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2,72 \text{H}_2\text{O}$ présentant quelques lignes floues de l'hématite aux rayons X, la forme γFeOOH , $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 1,72 \text{H}_2\text{O}$ et des formes amorphes $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 1,2 \text{H}_2\text{O}$. SCHWERTMANN (1966) a étudié un hydroxyde de synthèse amorphe, présentant au microscope électronique de très petites particules sphériques et à produit de solubilité relativement élevé. Par vieillissement les particules sont devenues de plus en plus épaisses, leur produit de solubilité a baissé, leur contour polygonal s'est affirmé et l'eau d'hydratation a diminué. Le produit avait de plus en plus les caractères de l'hématite. TOWE et BRADLEY (1967), PEDRO et MELFI (1970) ont abouti au cours de leurs travaux à des conclusions semblables.

In vitro, les hydroxydes synthétiques, placés dans certaines conditions de milieu, évoluent vers l'hématite par déshydratation progressive, en passant par des formes intermédiaires encore hydratées, paraissant amorphes aux rayons X et présentant quelques caractères de l'hématite.

B. Les produits ferrugineux amorphes et la couleur rouge

Un certain nombre de points semblent actuellement acquis :

— la couleur rouge des sols lixiviés du Liban est attribuable à une forme de fer paraissant amorphe aux rayons X ;

— certaines formes amorphes du fer présentent une couleur brune. Ces formes sont observées dans les résidus insolubles des roches carbonatées et dans les sols bruns formés sur basalte ;

— après extraction des sesquioxydes de fer amorphes, la couleur rouge disparaît sauf si l'échantillon contient de l'hématite. Il devient brun-rouge à brun-jaune s'il reste de la goëthite et gris clair à gris foncé s'il n'existe plus de fer libre.

Deux questions peuvent se poser :

— pourquoi les produits ferrugineux amorphes et rouges persistent-ils sous cette forme, en milieu bien drainé ?

— comment les sesquioxydes de fer amorphes bruns des résidus insolubles libérés par dissolution, deviennent-ils rouges quand ils sont intégrés au sol ? C'est le problème de la rubéfaction.

On va tenter de répondre à ces deux questions.

(a) DANS LES MILIEUX BIEN DRAINÉS, LES CONSTITUANTS AMORPHES DES SOLS SE MAINTIENNENT INDÉFINIMENT À CET ÉTAT. Or, au laboratoire, les produits purs cristallisent très rapidement.

SCHWERTMANN (1966), SCHWERTMANN *et al.* (1968) ont montré que des composés organiques peuvent inhiber la cristallisation des sesquioxydes de fer amorphes. Dans les sols du Liban, les matières organiques peuvent intervenir et inhiber la cristallisation des constituants amorphes. Mais il semble que les matières organiques ne sont pas les seuls composés inhibant la cristallisation. Les silicates (SCHELLMANN, 1959) empêcheraient également la cristallisation des constituants amorphes et en particulier les silicates phylliteux (SCHWERTMANN, 1966 - in Discussion). L'étroite corrélation obtenue entre les sesquioxydes de fer amorphes et la surface spécifique des sols rouges lixiviés (tabl. 50) semble justifier cette hypothèse. Le processus d'adsorption, mis en jeu, consisterait en une simple rétention superficielle faisant intervenir des liaisons hydrogène (FRIPIAT, 1964 ; FOLLETT, 1965 ; PEDRO et MELFI, 1970). Ces liaisons interdiraient la libre cristallisation des sesquioxydes de fer.

Des travaux récents (NALOVIC, 1970) montrent que certains éléments traces (Mn, Cr, V, Co, Ni, Cu et Zn) inhibent la cristallisation de gels ferreux et ferriques synthétiques. Il semble que ces mêmes éléments interviennent également dans la cristallisation des hydroxydes de fer naturels.

Enfin, la protection des produits ferrugineux amorphes des sols du Liban serait essentiellement le fait de leur adsorption sur les silicates phylliteux. Les matières organiques, la silice des solutions du sol ou les anions phosphoriques pourraient également intervenir, mais secondairement.

(b) LA RUBÉFACTION ou évolution des constituants ferrugineux amorphes bruns, libérés au cours des altérations, en constituants amorphes rouges peut s'éclairer à la lumière des travaux de laboratoire cités.

Au départ, nous disposons de formes amorphes du fer issues des roches-mères carbonatées. Ces formes amorphes sont de couleur foncée (gris, brun), parfois blanchâtre, jamais rouge. Ceci correspond au manque de sélectivité de la lumière par l'état amorphe. Quand on passe aux formes amorphes rouges, un fait nouveau survient : les longueurs d'ondes du rouge sont réfléchies sélectivement.

(1) Rubéfaction par voie humide

L'explication suivante est une hypothèse fondée sur les travaux cités plus haut de SCHELLMANN (1959), GLEMSER (1959), SCHWERTMANN (1966), TOWE et BRADLEY (1967), PEDRO et MELFI (1970). Ces travaux multiplient les indications de cristallisations progressives d'hématite ou de « préhématite » au sein des sesquioxydes hydratés au cours du vieillissement. La réflexion de la partie rouge du spectre ne serait-elle pas assurée par ces cristallites d'hématite en voie de croissance dans les constituants amorphes ? Par ailleurs, nous avons obtenu au microscope électronique des images où les sesquioxydes de fer amorphes se présentent sous forme de très petites particules globuleuses de 10 Å, pouvant indiquer un début de cristallisation.

On peut aller plus loin, puisque nous connaissons maintenant les conditions dans lesquelles les sols rouges prennent naissance dans la nature. Et le phénomène le plus important est la lixiviation des sols avec une forte décarbonatation des solutions du sol. C'est à partir du moment où lixiviation des sols et décarbonatation sont prononcées que les sols rougissent. Or, on sait que les possibilités de croissance des cristaux augmentent beaucoup quand les ions étrangers aux réseaux sont évacués. Ainsi, la naissance de ces cristallites d'hématite ou de préhématite est expliquée.

Si l'on cherche à regrouper toutes ces indications, pour les appliquer au cas des sols rouges lixiviés, comme ceux du Liban, on parvient au schéma suivant qui comporte trois étapes :

— au départ, le fer des roches carbonatées est souvent ferreux. Quand les roches sont ramenées à la surface, le fer devient ferrique et ceci est illustré partout par les calcaires dits bicolores qui ne sont que des calcaires dont le fer est oxydé à la surface des blocs. Ce fer oxydé donne des amas de sesquioxydes amorphes de couleur brune, isolés dans la masse des carbonates ;

— au moment de l'altération, les carbonates sont dissous et, dans les sols lixiviés les solutions du sol, surtout en hiver, sont désaturées en bicarbonates de calcium. Les conditions sont réunies pour l'apparition des cristallites d'hématite ou préhématite dans les amas de sesquioxydes : c'est la rubéfaction ;

— mais la fin de la saison des pluies provoque l'adsorption des sesquioxydes de fer amorphes sur la surface des minéraux argileux. Alors intervient le blocage de la cristallisation des sesquioxydes par les silicates et en particulier par les silicates phylliteux (SCHELLMANN, 1959 ; SCHWERTMANN, 1960). C'est ici que s'explique la pérennité des sesquioxydes amorphes rouges dans les sols lixiviés.

Telle est l'hypothèse présentée pour expliquer la rubéfaction des sols développés sur les roches carbonatées du Liban. Elle est appuyée sur les travaux expérimentaux récents et sur les observations fournies par la nature.

(2) *Rubéfaction par voie sèche*

La présence, en régions semi-arides, de nombreux sols rouges lixiviés ou plus ou moins récalcarifiés pourrait s'expliquer par d'anciens climats quaternaires plus humides et favorisant la rubéfaction par voie humide.

Il paraît cependant difficile d'exclure une deuxième hypothèse, jusqu'alors assez largement admise :

— les sesquioxydes de fer amorphes poursuivraient avec le temps, sous des climats chauds et secs, une lente cristallisation, malgré leur fixation sur des minéraux silicatés et cela indépendamment de l'état de lixiviation du milieu. Ce mécanisme faisant intervenir le temps et la chaleur expliquerait la présence de petites quantités d'hématite dans les sols rouges des régions semi-arides et la rubéfaction des sols des terrasses quaternaires d'autant plus accusée que les sols sont plus vieux.

III. — CONCLUSIONS

La silice amorphe est facilement dissoute dans les sols rouges lixiviés des régions humides. Elle persiste, en petite quantité, dans les sols rouges des régions sèches.

Les proportions d'alumine amorphe semblent augmenter de la roche saine à la surface du sol. Ce qui confirme une dégradation des minéraux argileux de la base vers le haut des profils. L'alumine des silicates argileux détruits est peu exportée et accroît les taux d'alumine amorphe.

Du côté du fer des évolutions importantes sont mises en évidence. Les faits de base sont les suivants : la couleur rouge des sols lixiviés est due à la présence de sesquioxydes amorphes. La couleur brune ou brun-jaune des sols hydratés et des sols hydromorphes est due à la goethite. Plusieurs itinéraires d'évolution sont possibles. A partir des sesquioxydes amorphes, extraits par altération des roches carbonatées ou des silicates phylliteux qu'elles contiennent trois voies sont possibles.

Dans les sols rouges, la lixiviation décarbonate le milieu pour que des amorces de cristallisation se produisent au sein des amas des sesquioxydes qui réfléchissent la lumière en donnant la couleur rouge. Mais cet itinéraire est bloqué par la fixation des sesquioxydes sur les minéraux phylliteux. La couleur est rouge et les sesquioxydes amorphes sont stabilisés.

Dans les milieux confinés hydratés, le début du confinement provoque des réductions éphémères et saisonnières de fer et sa dissolution. Affranchi de ses liens avec les argiles qui bloquent sa cristallisation, ce fer dès la sécheresse peut s'oxyder et cristalliser en goethite. La couleur est brune ou brun-jaune.

Dans les milieux confinés hydromorphes, les réductions de fer avec dissolution sont possible une grande partie de l'année. Il peut participer aux néoformations argileuses et entrer dans la constitution des montmorillonites.

Interprétations générales

Les sols étudiés au Liban sont présentés dans le chapitre II, suivant un schéma lithomorphologique pratique, mais non pédologique. L'organisation morphologique des profils, les altérations, les minéraux argileux et les autres constituants fins des sols ont en outre été traités séparément. Il importe, maintenant :

- de synthétiser l'ensemble de ces données d'un point de vue purement pédologique ;
- de situer ensuite ces sols dans la classification française et éventuellement de faire de nouvelles propositions ;
- de les placer enfin dans leur contexte du Moyen-Orient et d'envisager les variations observées à l'échelle des différentes zones climatiques.

I - ÉVOLUTION DES SOLS DU LIBAN, EN FONCTION DES MILIEUX DE PÉDOGENÈSE

Suivant les conditions locales de climat, de roche-mère, etc., un certain équilibre s'établit dans le sol entre les quantités d'éléments apportés en solution par les altérations locales ou par des eaux venant de l'amont et les quantités d'éléments exportés. Cet équilibre caractérise un milieu de pédogenèse. Cinq types de milieux sont distingués :

- des milieux bien drainés lixiviant ;
- des milieux drainant bien conservateurs ;
- des milieux drainant bien mais confinant ;
- des milieux à drainage ralenti confinés et hydratés ;
- des milieux drainant mal confinés et hydromorphes.

BARSHAD (1966) quant à lui distingue seulement deux milieux : le « depleting environment » qui perd de la matière et l' « accumulating environment » qui en gagne.

Ces milieux très souvent conditionnés par la pédogenèse elle-même, sont les « creusets » à l'intérieur desquels se produisent les transformations et les différenciations pédogénétiques. Partant de ce concept de base du milieu pédogénétique, valable quelle que soit la région climatique considérée, envisageons maintenant les grands types de pédogenèse observés au Liban.

I. — MILIEU BIEN DRAINÉ, LIXIVIAANT

Par définition ce milieu est agressif et les différents constituants du sol ainsi que les roches-mères subissent des transformations. Ces transformations sont le fait de réactions provoquées par des composés variés tels que les complexes organiques ou de réactions directes telles que les absorptions racinaires (HENIN, PEDRO et ROBERT, 1968). L'agressivité du milieu lixiviant varie suivant les différents facteurs naturels et biologiques.

A. Les sols formés en milieu lixiviant agressif

Deux conditions favorisent un tel milieu, des précipitations supérieures à 700 mm et des exportations en ions calcium et magnésium supérieures aux apports en ces éléments. Dans ce milieu, les altérations des roches-mères sont intenses et les sols formés subissent eux-mêmes des dégradations. Les sols étudiés au Liban et qui correspondent à ce « système agressif » sont d'une part les sols rouges lixiviés formés sur karst couvert d'autre part les sols rouges lixiviés formés sur grès ou sur pelites du Crétacé.

(a) PROFIL MORPHOLOGIQUE

Ces sols sont caractérisés par un horizon A_1 ou A_p plus ou moins organique, de quelques centimètres d'épaisseur, sableux à sablo-argileux. La structure polyédrique subangulaire est peu développée.

L'horizon A_2 n'apparaît nettement que dans les sols formés sur grès. Il n'atteint alors que 5 à 10 cm, il est sableux et légèrement acide.

L'horizon B_1 a généralement plusieurs dizaines de centimètres. Il est rouge à brun-rouge, très argileux à structure polyédrique s'organisant parfois en une surstructure plus large polyédrique-subangulaire à prismatique. Les indices de lessivage de l'argile peuvent apparaître (quelques cutanes), mais ne sont pas très fréquents.

L'horizon C d'altération est parfaitement bien marqué et développé sur grès. Sur pelites, il ne représente que quelques centimètres, tandis que sur roches dures carbonatées il est réduit à la pellicule d'altération elle-même.

La roche-mère est, dans les cas étudiés, soit une roche dure carbonatée (Eocène de Nabatyé), soit un grès, soit une pelite interstratifiée dans les grès (Crétacé).

(b) CARACTÉRISTIQUES DYNAMIQUES DE CES SOLS

(1) *L'état de décarbonatation et de décalcification*

Sur roches carbonatées, les sols de Nabatyé sont totalement décalcifiés et plus ou moins désaturés. Ils sont d'autant plus désaturés qu'ils ont été exposés plus longtemps aux eaux de percolation. Les plus

fortes désaturations apparaissent dans les bas-fonds où les horizons de surface des plateaux et des pentes ont été transportés (chapitre II, § IV).

Sur grès et pelites, les carbonates n'existent pas, mais la décalcification n'est pas toujours très poussée. Elle est cependant assez forte dans les sols de la région de Djezzine.

(2) *Lessivage et appauvrissement*

L'état de décalcification très net des horizons supérieurs des sols rouges lixiviés, formés sur karst couvert, favorise les entraînements des minéraux argileux. Un certain lessivage apparaît, mais il est moins important que l'appauvrissement. De forts remaniements se produisent également le long des pentes.

Dans les sols fortement remaniés, formés sur grès et sur pelites, il est encore plus difficile de faire la part du lessivage et de l'appauvrissement. La nature très argileuse de l'horizon B₁ par rapport à l'horizon A₂ sableux favorise les écoulements d'eau latéraux et corrélativement les entraînements de particules fines.

(3) *Les remaniements*

Sur le karst couvert de Nabatyé, les remaniements sont intenses (chapitre II, § IV et fig. 15).

Sur les grès, le paysage est fortement déchiqueté et entaillé par l'érosion. Les sols formés sur ces roches présentent de larges poches sur les méplats ou à la base de petites pentes. Ils sont souvent très remaniés et hétérogènes.

(4) *Les minéraux argileux*

Ils sont très sensibles à l'agressivité du milieu. Dans les sols du karst couvert de Nabatyé l'évolution des minéraux argileux est relativement faible, liée au climat subhumide et à la perméabilité souvent médiocre du milieu. En outre, les remaniements perturbent les profils minéralogiques. Sur grès, l'évolution de l'illite aboutit à la vermiculite, tandis que les diminutions de kaolinite vers le haut des profils semblent traduire un entraînement préférentiel de ce minéral.

(5) *Les sesquioxydes de fer et les autres constituants fins du sol*

Ils suivent sensiblement les minéraux argileux quant à leurs déplacements dans le profil. La silice amorphe est dissoute et exportée. Les autres formes amorphes de fer ou d'alumine et les formes cristallines de fer ne semblent pas subir de transformations.

(c) MILIEU LIXIVANT AGRESSIF ET CARACTÈRES D'ÉVOLUTION DES SOLS

En milieu lixiviant agressif il convient de bien distinguer l'action du temps des autres facteurs de pédogenèse. Il apparaît, en effet, que si les différents caractères des sols formés sur grès traduisent bien l'agressivité du milieu, il n'en est pas de même de tous les caractères des sols formés sur le karst couvert de Nabatyé.

Sur grès et sous climat humide, l'agressivité du milieu est élevée et se traduit par une transformation relativement poussée des caractères d'évolution des sols.

A Nabatyé, sur karst couvert et sous un climat subhumide, les facteurs d'agressivité du milieu ont peu marqué les minéraux argileux, les sesquioxydes de fer et les formes silicieuses et alumineuses, tandis que la décalcification, les appauvrissements et les remaniements y sont relativement plus poussés. *L'action du temps peut donc se traduire différemment suivant les caractères et la nature du milieu considérés*

Le milieu lixiviant agressif se caractérise par des différenciations très nettes et relativement rapides sur les grès des régions humides. Sur karst couvert, en région subhumide, l'agressivité du milieu est relativement limitée, mais comme elle s'exerce depuis longtemps, elle a profondément marqué certains caractères d'évolution des sols, alors que d'autres ont été très peu changés.

B. Les sols formés en milieu lixiviant peu agressif

Dans ce milieu lixiviant, les apports et les exportations, à l'état soluble, s'équilibrent à un niveau traduisant une nette évolution des sols sans dégradation très poussée de leurs constituants. Les précipitations supérieures à 700 mm favorisent les exportations en ions calcium et magnésium. Ces exportations sont compensées par les altérations (chapitre III : mécanisme des altérations pelliculaires). Les sols qui correspondent à ce système peu agressif sont d'une part des sols rouges lixiviés formés sur les karsts ouverts, d'autre part des sols lixivants, mais plus ou moins lixiviés et présentant un profil calcaire différencié.

(a) LES SOLS ROUGES LIXIVIÉS, SANS PROFIL CALCAIRE, DU KARST OUVERT

(1) *Morphologiquement* ces sols ont été décrits au début du chapitre II. L'horizon A est très argileux et moyennement organique. Il peut parfois être très foncé sur une forte épaisseur et répondre aux caractéristiques de « l'horizon mollique » (USDA 7th Approximation, 1960). L'horizon B est un B de couleur et de structure jusqu'à la roche-mère. La structure primaire de cet horizon est polyédrique très développée. Elle s'organise souvent en une surstructure secondaire ou tertiaire, cubique à prismatique. L'horizon C est réduit à la pellicule d'altération, plus ou moins épaisse, suivant la nature de la roche-mère carbonatée. Les roches du fond et des parois de la poche, les cailloux inclus dans la masse représentent la roche-mère. La succession habituelle des horizons A-B-C-R, n'existe pas dans les poches karstiques où C et R sont anarchiquement répartis dans le profil.

(2) *La décarbonatation* est totale dans les sols des karsts des régions humides et subhumides. La décalcification n'a jamais été observée et les sols sont saturés et à pH voisin de 8. Corrélativement les lessivages et les appauvrissements ne se produisent pas. Par contre, ces sols se caractérisent par des remaniements internes lents et importants.

Le profil minéralogique présente une évolution des minéraux de type illite allant jusqu'aux interstratifiés, à la vermiculite et à la « montmorillonite de dégradation ». A la partie supérieure des profils, les minéraux argileux peuvent se diviser finement et disparaître par entraînement ou par dissolution de leur silice.

Les autres constituants fins du sol n'évoluent que très peu dans les sols de karst ouvert.

Finalement le système est peu agressif. Les altérations fournissent aux sols ce qu'ils perdent par dégradation, le complexe absorbant reste saturé, il n'y a pas d'entraînement de matières en suspension, le fer n'évolue que très peu. Par contre, les minéraux argileux traduisent une certaine agressivité des solutions du sol. De par sa contexture même la poche karstique favorise ce système. Il ne pourrait se déséquilibrer qu'à la suite d'importantes variations climatiques.

(b) LES SOLS A PROFIL CALCAIRE PLUS OU MOINS DIFFÉRENCIÉ, FORMÉS SUR ROCHES MOYENNEMENT DURES OU HÉTÉROGÈNES

Ces sols rapidement décrits dans le chapitre II (§ I-2) sont très variés : sols bruns plus ou moins calcaires formés sur roche carbonatée, sols rouges calcaires sur molasse ou sur conglomérat pliocène,

etc., on les observe généralement sous des précipitations de 600 à 1 200 mm. Les différenciations ne sont pas très nettes et portent sur les caractères morphologiques et sur le calcaire. Les minéraux argileux et les autres constituants fins du sol n'évoluent pratiquement pas. Des remaniements naturels ou biologiques peuvent les affecter profondément et modifier les profils calcaires.

D'une façon générale, ils présentent un horizon A, pas très riche en matière organique et à structure nuciforme. L'horizon B est un horizon de couleur à structure nuciforme, s'organisant en une surstructure plus large, prismatico-cubique. L'horizon d'altération C peut ici être représenté par des zones d'altération de la roche, parfois assez épaisses.

Le système s'équilibre dans ce cas à un niveau d'évolution plus faible que dans le cas précédent. Ce niveau est caractérisé par un stade plus ou moins poussé de décarbonatation. Des variations de précipitations assez fortes, peuvent faire varier le degré de décarbonatation sans modifier le système. Dans ce cas, l'agressivité du milieu est modérée. Elle ne touche ni au complexe absorbant qui reste saturé, ni aux minéraux argileux ni aux autres constituants, comme les oxydes de fer, la silice et l'alumine. La grande variété de ces sols à profil calcaire différencié tient non seulement aux variations des facteurs de pédogenèse, mais aussi à l'héritage des roches-mères qui ne subit que très peu de transformation.

II. — MILIEU CONSERVATEUR

Des sols rouges sans profil calcaire, observés sur des colluvions de piedmont de la Békaa anciennement lixiviés (Kfar-Zabad, Kfardane), ont un profil chromatique homogène (fig. 20). Ils sont situés sous des précipitations de 400 à 600 mm. Les altérations sont faibles, mais suffisantes pour évacuer en bas de pente les éléments dissous.

Ces sols sont morphologiquement peu différenciés (chapitre II), ne présentent pas de profil calcaire, ni d'évolution des minéraux argileux et des autres constituants fins du sol (chapitre IV et V). Ce sont des sols peu évolués, parfois remaniés de type AC et plus généralement A_pC . Les anciens sédiments quaternaires qui constituent les matériaux originels de ces sols n'ont subi que de faibles transformations, malgré le temps.

Des sols à profil calcaire, observés sur les piedmonts de la Békaa, entre 400 et 600 mm de précipitations, ne présentent pas ou peu de différenciation du profil calcaire. Les éléments minéraux, piégés par les carbonates ne se transforment pas (chapitre IV, tabl. 38). Les limites séparant les différents sédiments superposés restent parfaitement visibles. Suivant l'âge des dépôts, ces sols sont pas ou peu évolués.

Le système s'équilibre ici à un niveau d'évolution très faible. Il est caractérisé par un profil chromatique homogène, un profil calcaire (s'il existe) peu ou pas différencié, une conservation des limites entre les dépôts superposés. Tout au plus pouvons-nous noter une légère augmentation de matière organique en surface, une certaine organisation de la structure et parfois une faible décarbonatation en surface. Ce milieu est très peu agressif, il est conservateur.

III. — MILIEU DRAINANT BIEN, MAIS CONFINANT

Il s'agit de sols situés sous des climats semi-arides à arides. Les précipitations sont insuffisantes pour provoquer des altérations notables et surtout pour entraîner les éléments dissous hors du profil.

Ce milieu est caractérisé par une concentration avec accumulation des éléments, essentiellement des carbonates, transportés en solution par des eaux venues des pentes amont ou plus rarement de sources :

— sur les karsts, des sols rouges anciennement lixiviés et décarbonatés, présentent aujourd'hui un profil calcaire différencié, avec souvent des nodules calcaires en profondeur ;

— sur colluvions rouges anciennement lixiviées ou sur colluvions calcaires les sols observés sont peu évolués. Ils présentent, à faible profondeur, une accumulation de calcaire. Cette accumulation est d'autant plus forte que les apports extérieurs sont plus importants. C'est pour cette raison que les croûtes et encroûtements les plus épais sont souvent observés dans les sols situés à la base des pentes relativement arrosées dominant les régions semi-arides.

Le milieu lixiviant conservateur et le milieu drainant bien mais confinant sont caractérisés par des précipitations inférieures à 600 mm. Beaucoup de sols correspondant à ces milieux sont marqués par les variations climatiques quaternaires (chapitre II, § IV). Suivant les oscillations climatiques, le milieu conservateur peut avoir été soit plus lixivié s'il recevait plus de 600 mm de pluie, soit confinant s'il recevait moins de 600 mm et si des apports extérieurs justifiaient ce confinement. Le milieu drainant bien, mais confinant, peut également avoir été soit lixiviant peu agressif, soit encore plus confinant. *Ces derniers représentent des milieux de pédogenèse intermédiaires entre les milieux lixiviant, plus ou moins agressifs et les milieux drainant mal, plus ou moins confinant.*

IV. — MILIEU CONFINANT HYDRATÉ

Par définition, ce milieu est caractérisé par un engorgement temporaire. Le drainage étant ralenti, les solutions du sol se concentrent en ions variés et perdent de leur agressivité. Il peut se produire en profondeur des accumulations de carbonates de calcium et diverses transformations. Les milieux hydratés sont plus fréquents sous les climats humides, mais peuvent exister sous des précipitations de 6 à 700 mm si l'engorgement est suffisant.

A. Des sols complètement hydratés sont décrits au chapitre II. Ils présentent un horizon A très argileux et moyennement organique. L'horizon B est parfois un B de couleur (10 YR) et de structure. Le plus souvent il se subdivise en un B₁ de couleur et de structure et un B₂ plus ou moins enrichi en carbonates de calcium. La structure primaire reste encore polyédrique et est nettement visible quand le sol est humide. Mais à l'état sec, les polyèdres se soudent et forment une surstructure plus large prismatico-cubique ou en plaquettes. Les solutions aqueuses sont un peu agressives dans l'horizon A, mais elles sont saturées dans l'horizon B et il ne s'y produit pas d'altération. De ce fait il n'y a pas d'horizon C d'altération. Le profil est donc un profil AB ou AB_{ca}, reposant sur un substratum carbonaté étranger au profil.

Le profil calcaire est généralement bien différencié, mais il n'y a aucune décalcification du complexe absorbant. Il n'y a pas non plus de différenciation texturale notable, si ce n'est du fait de remaniements souvent importants dans ce type de sol. L'évolution des minéraux argileux, même de type illite est très peu marquée, sauf en surface où elle peut être faible. Dans aucun de ces sols, il n'a été observé de néoformation de montmorillonite.

La caractéristique fondamentale de ce milieu et surtout de l'horizon B, est de favoriser la cristallisation et la concentration des sesquioxydes de fer en goethite (chapitre V). Cette goethite s'indure souvent sous forme de petites concrétions noires et rondes.

B. Des sols incomplètement hydratés, décrits au chapitre II, peuvent être soit d'anciens sols rouges lixiviés en voie d'hydratation, soit des sols rouges lixiviés dont l'horizon profond est hydraté. Dans ce

dernier cas, il y a superposition d'un milieu lixiviant peu agressif sur un milieu confinant hydraté. Le profil est alors du type $AB_1 B_2$: B_1 présente les caractéristiques du milieu lixiviant, B_2 celles du milieu confinant hydraté.

Le milieu confinant hydraté est un milieu d'accumulation et de transformation. Accumulation et transformation sont ici responsables des différenciations observées dans le profil :

- accumulation des carbonates de calcium ;
- transformation de la structure et surtout des sesquioxydes de fer amorphes en goëthite parfois indurée.

V. — MILIEU CONFINANT HYDROMORPHE

L'engorgement est ici permanent ou du moins il subsiste pendant une grande partie de l'année. Le drainage déficitaire favorise les concentrations alcalines (LAMOUROUX, WILLAIME et DAVET, 1967). Il peut exister sous n'importe quel climat si les apports d'eau et le mauvais drainage le permettent.

Les sols correspondants à ce milieu n'ont pas été étudiés systématiquement. Seuls ceux du bas de la chaîne de Kfar-Zabad sont des sols à hydromorphie de profondeur. L'horizon A ou A_p est le plus souvent très argileux, de teneur en matière organique variable. La structure de cet horizon est gruméleuse. L'horizon B est un B_{ca} d'accumulation calcaire. Il est en outre caractérisé par une couleur foncée homogène, plus ou moins tâchetée par des pseudogleys et par une structure large prismatique ou en plaquettes. Le profil AB_{ca} est formé sur un matériau d'apport de nature très variable.

Le profil calcaire est très souvent différencié, beaucoup moins quand le sol est gorgé d'eau pendant une grande partie de l'année. Le complexe absorbant est saturé.

Les différenciations texturales sont nulles, à moins qu'elles ne soient dues à des différences texturales de dépôts superposés ou à des semelles de labour.

L'évolution des minéraux argileux est marquée par une néoformation de montmorillonite (chapitre IV), favorisée par de fortes concentrations des eaux du profil.

Les sesquioxydes de fer n'existent pas à l'état amorphe, mais soit sous forme de goëthite, soit emprisonnés dans les octaèdres des montmorillonites néoformées.

Le milieu confinant hydromorphe est également un milieu d'accumulation et de transformation :

- accumulation de carbonates de calcium et de divers ions favorisant les néoformations de montmorillonite ;
- transformation de la structure du sol. Cristallisation de goëthite et de montmorillonite ferri-fère aux dépens des sesquioxydes de fer.

VI. — CONCLUSIONS

L'évolution des sols du Liban, en fonction des milieux de pédogenèse, est schématisée sur le tableau 60. Un certain nombre de caractères des sols ont été choisis pour servir de critères d'appréciation de l'évolution pédogénétique. D'autres caractères moins étudiés, comme la matière organique ou la structure ne sont pas retenus ici.

TABLEAU 60

Principaux critères indiquant ou non une évolution pédogénétique en fonction des milieux considérés

Critères d'évolution des sols	Indiquant une nette évolution par soustraction de matière	N'indiquant pas ou peu d'évolution	Indiquant une nette évolution par addition de matière ou une transformation <i>in situ</i>
1. Milieu lixiviant bien (A) drainé	<i>Milieu lixiviant agressif:</i> — compl. abst désaturé partiellement — profil textural différencié — pas de profil calcaire — minéraux argileux dégradés — remaniements importants (avec transport).	— sesquioxydes de fer amorphes bien répartis.	
	<i>Milieu lixiviant peu agressif:</i> — pas ou profil calcaire différencié — minéraux argileux moyennement dégradés.	— compl. abst saturé — profil textural non ou peu différencié — sesquioxydes de fer amorphes bien répartis.	— Remaniements importants (<i>in situ</i>).
2. Milieu conservateur (B)	— compl. abst saturé — profil textural non différencié — profil calcaire non ou peu différencié — minéraux argileux non évolués — sesquioxydes de fer indifférenciés — remaniements faibles.		
3. Milieu drainant bien et confinant	Idem précédent sauf	profil calcaire	— profil calcaire différencié.
4. Milieu confinant hydraté (C)		— compl. abst saturé — profil textural peu évolué — minéraux argileux évolués.	— profil calcaire différencié — remaniements importants (<i>in situ</i>) — sesquioxydes de fer en goethite.
5. Milieu confinant, hydromorphe		— compl. abst saturé — profil textural non différencié — remaniements faibles.	— profil calcaire différencié — minéraux argileux néoformés — sesquioxydes de fer en goethite et dans silicates — (matière organique mélanisée).

Trois grands types de milieux se dégagent de ce tableau :

- des milieux où les sols perdent de la matière, mais en regagnent du fait des altérations (A) ;
- des milieux « charnières » où les sédiments conservent intacts des caractères acquis au cours d'anciennes pédogenèses (B) ;
- des milieux où les sols gagnent de la matière (C) aux dépens des premiers (A).

Il apparaît alors deux voies pour aborder les problèmes pédologiques :

— la première, en considérant que l'amont nourrit l'aval, c'est-à-dire que les milieux confinés dépendent des milieux lixiviés ; c'est tenir compte de l'unité pédogénétique appelée chaîne de sols, biogéocénose (BOCQUIER, 1968) ou pédogenon (LAMOUROUX, 1967 *b*). Cette unité pédogénétique lie entre eux des éléments indissociables les uns des autres pour la compréhension des phénomènes ;

— la deuxième, en opposant les milieux lixiviant, soumis à de fortes évolutions par soustraction de matière, aux milieux confinant évoluant par addition de matière. Ainsi des milieux présentant de nombreux points communs sont associés et les différenciations peuvent être étudiées en fonction des variations de facteurs de pédogenèse.

Il nous a paru souhaitable de suivre chacune de ces voies.

L'étude des sols du Liban, s'appuyant sur le concept de l'unité pédogénétique aux filiations génétiques certaines, a été faite en suivant la première voie. Il paraît maintenant souhaitable de suivre la deuxième voie afin de confronter des sols correspondant à des milieux semblables, mais dont les facteurs de pédogenèse varient suivant les zones climatiques.

II - PLACE DES SOLS DU LIBAN DANS LA CLASSIFICATION FRANÇAISE

Les sols rouges lixiviés des régions méditerranéennes et en particulier ceux qui se sont formés sur roches carbonatées sont connus depuis longtemps. Ils ont toujours été désignés par des locutions où la couleur rouge revenait le plus souvent. Une meilleure connaissance des phénomènes d'altération, de phyllitisation (PEDRO, 1966), de l'évolution des sesquioxydes de fer, etc., nous conduit aujourd'hui à reconsidérer non seulement la terminologie habituelle, mais aussi la place de ces sols dans la classification que nous utilisons actuellement.

I. — RAPPEL BIBLIOGRAPHIQUE

Sans vouloir faire le tour d'une bibliographie très importante concernant les sols rouges des régions méditerranéennes, il paraît utile de faire état de la terminologie employée habituellement.

Le terme *terra-rossa*, selon AGAFONOFF (1936), serait un terme italien local utilisé par Zippe dès 1853. Généralement il désigne les formations rouges observées sur roches carbonatées en régions à climat méditerranéen (AGAFONOFF, 1936 ; REIFENBERG, 1947 ; KUBIENA, 1953 ; YAALON, 1955 ; STACE, 1956 ; DURAND, 1959 ; RAVIKOVITCH, 1966 ; ROUSSET, 1968 ; STACE *et al.*, 1968). Certains auteurs (MUIR, 1951 ; DEL VILLAR, 1953) ont étendu le terme aux formations rouges observées sur des colluvions issues de *terra-rossa* formées in situ. D'autres enfin (PLAISANCE et CAILLEUX, 1958) définissent la *terra-rossa* comme un sol rouge formé sur roches calcaires ou autres.

Des termes plus généraux comme « terres rouges », ont été utilisés (MARCELIN, 1942, 1960 ; BORDAS, 1950) pour désigner un mélange de *terra-rossa* et d'éléments détritiques variés. Ce même terme est appliqué à tous les sols rouges d'Australie formés sous climat de type méditerranéen (STACE *et al.*, 1968), tandis que BONIFAY (1957) l'utilise pour désigner des formations rouges remaniées.

Des dénominations variées apparaissent dans la littérature, comme celles proposées par DURAND (1959) : limons rouges pour des sols formés sur grès dunaire ; sols rubéfiés pour des formations rougeâtres des terrasses du Chelif ; sols calcaires rouges.

Mais c'est le terme sol rouge méditerranéen qui était jusqu'alors le plus utilisé par les pédologues pour désigner l'ensemble des formations rouges observées dans des régions à climat méditerranéen, quelle que soit la roche-mère.

Il paraît donc impossible actuellement de continuer à utiliser des termes de couleur aussi vagues et pouvant qualifier des sols très variés pour désigner les sols observés sous des climats de type méditerranéen. A la dernière Conférence de Madrid sur les sols méditerranéens, MANCINI (1966) a montré que le terme méditerranéen, utilisé pour désigner des sols, était imprécis et correspondait, suivant les auteurs, à des sols variés. Il proposait de supprimer le terme et d'utiliser un système du type américain, (USDA, 1960).

II. — LE CONCEPT DE SOLS FERSIALLITIQUES ET SES LIMITES

La Commission Française de Pédologie et de Cartographie des Sols (C.P.C.S., 1967) a remplacé l'ancien terme de sols rouges méditerranéens par « sols fersiallitiques ». Les sols fersiallitiques constituent une sous-classe dans la classe des sols à sesquioxydes de fer, laissant les sols ferrugineux tropicaux dans une autre sous-classe. Si ce terme paraît convenable, il n'est pas nouveau et il importe d'en connaître ses limites.

Ce terme fersiallitique paraît convenable parce qu'il fait appel, au niveau le plus élevé, à un processus fondamental de la pédogenèse, l'altération chimique. Dans la fersiallisation, la silice et les sesquioxydes de fer et d'alumine se maintiennent dans les sols. Dans la ferrallitisation qui lui fait pendant, la silice est fortement exportée du profil.

Le terme fersiallitique n'est pas nouveau. Il semble avoir été utilisé pour la première fois par BOTELHO DA COSTA (1959) et BOTELHO DA COSTA *et al.*, (1959, 1964) à propos de la classification des sols de l'Angola. Pour ces auteurs, les sols fersiallitiques tropicaux sont formés de kaolinite associée à des minéraux argileux 2/1. Ils ont un rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 > 2$, ainsi que divers caractères qui les assimilent aux sols ferrugineux tropicaux de la classification française. D'HOORE (1964) dans sa notice de la carte des sols d'Afrique conserve le terme de « sols ferrugineux tropicaux » et l'assimile à celui de « sols fersiallitiques ».

L'équipe pédologique Franco-Brésilienne (1965) qualifie de sols ferrugineux tropicaux fersiallitiques ou sols fersiallitiques, des sols rouges correspondant aux « sols rouges méditerranéens ».

La fersiallisation a des limites. Le terme fersiallitique ne me semble pas convenir pour désigner l'ensemble des sols ferrugineux tropicaux. Par contre, il paraît acceptable de l'appliquer aux sols rouges méditerranéens, comme l'a fait le C.P.C.S. (1967). Mais il convient de préciser la notion de fersiallisation et d'en établir ses limites. Nous proposons d'introduire dans la classification *une classe de sols fersiallitiques* et de les définir par les caractéristiques suivantes :

— une couleur rouge (10 à 5 YR).

Cette couleur peut être plus ou moins assombrie par de la matière organique, ou disparaître en milieu mal drainé ;

— une teneur en fer élevée, d'autant plus que la texture est plus argileuse et bien répartie dans le profil.

Les sesquioxydes de fer amorphes sont abondants (limite proposée : plus de 20 % du fer total). Ces produits ferrugineux amorphes 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 à l'état amorphe ;

— un profil fortement lixivié en constituants hydrosolubles et notamment en carbonates. Une contamination secondaire en calcaire peut se produire en surface (moins de 10 %) ou un encroûtement calcaire peut se former en profondeur ;

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

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

— une structure polyédrique de l'horizon B pouvant s'organiser en surstructure secondaire ou tertiaire prismatico-cubique.

Ces critères excluent des sols fersiallitiques les sols ferrallitiques et une grande partie des sols ferrugineux tropicaux. Des sols répondant aux critères de la définition peuvent être classés différemment par la présence d'autres caractères, par exemple, les vertisols rouges observés au Liban et en Syrie. Mais il paraît plus difficile d'établir des limites entre, d'une part les sols fersiallitiques et d'autre part les sols calcimagnésimorphes peu calcaires (AUBERT, 1965) ou calcimagnésiques (C.P.C.S., 1967), les sols bruns à mull (AUBERT, 1965) ou brunifiés (C.P.C.S., 1967), les sols isohumiques.

III. — CLASSIFICATION DES PRINCIPAUX TYPES DE SOLS ÉTUDIÉS AU LIBAN

La plupart des sols étudiés au Liban correspondent aux sols fersiallitiques, tels que nous venons de les définir. Certains d'entre eux ne sont cependant pas fersiallitiques et il importe de préciser les limites entre les sols fersiallitiques et ceux appartenant à d'autres classes.

A. Les classes de sols étudiés

(a) LA CLASSE DES SOLS FERSIALLITIQUES

La classe des sols fersiallitiques est subdivisée en deux sous-classes, suivant des critères de saturation du complexe absorbant, comme pour les sols ferrallitiques (AUBERT et SÉGALEN, 1966).

(1) *Sous-classes*

1.1. La sous-classe des sols fersiallitiques saturés est caractérisée par un degré de saturation supérieur à 90 % et un pH élevé de 7,5 à 8,5. Ces sols ne sont pas ou peu lessivés et leur profil textural ne présente pas de gradient d'argile élevé, compte-tenu des pseudo-particules ou d'un éventuel remaniement qui aurait perturbé le profil. Dans cette sous-classe se rangent les sols rouges lixiviés correspondant au milieu lixiviant peu agressif et au milieu lixiviant conservateur.

1.2. La sous-classe des sols fersiallitiques moyennement désaturés est caractérisée par un degré de saturation compris entre 40 et 90 % et un pH de 6 à 7,5. Ces sols sont moyennement lessivés, présentent un gradient d'argile élevé (supérieur à 1,4 pour l'horizon le moins argileux) et sont souvent remaniés. Dans cette sous-classe se rangent les sols rouges lixiviés correspondant au milieu lixiviant agressif : sols rouges lixiviés formés sur karst couvert et sur grès.

L'étroite relation entre l'état de saturation et le lessivage en éléments fins, observée et démontrée pour les sols fersiallitiques étudiés au Liban, a également été observée dans le midi de la France et au Maroc. Cela n'exclue pas d'éventuelles migrations d'argiles calciques sous d'autres conditions et dans d'autres milieux.

2. Groupes et sous-groupes

Les groupes correspondent d'une part aux critères de la classe et de la sous-classe fersiallitique, d'autre part à un processus d'évolution des sols qui caractérise d'autres classes de sols.

Les sous-groupes correspondent soit à des processus secondaires venant se surajouter à celui qui détermine le groupe, soit à un degré d'intensité différent de ce processus secondaire.

Les principaux groupes et sous-groupes auxquels se rattachent les sols fersiallitiques du Liban sont les suivants :

2.1. Le groupe des sols fersiallitiques modaux

Ce sont les sols rouges lixiviés les plus fréquemment observés au Liban sur roches dures carbonatées, sur grès ou sur pelites. Les sols rouges lixiviés des poches du karst ouvert appartiennent à la première sous-classe, les autres à la deuxième sous-classe.

Aux sous-groupes apparaissent :

- des sols sans profil calcaire ;
- des sols à profil calcaire différencié. Il s'agit de sols rouges recarcarifiés en profondeur ;
- des sols vertiques ;
- des sols hydromorphes ;
- des sols remaniés.

2.2. Le groupe des sols fersiallitiques hydratés

Les sols qui appartiennent à ce groupe sont des sols partiellement hydratés. Ce sont encore des sols fersiallitiques si les horizons non hydratés ont une épaisseur d'au moins 40 cm ou 30 % de l'épaisseur totale du profil et une teneur en sesquioxydes de fer amorphes supérieure à 20 % du fer total. Les sols bruns totalement hydratés sont donc exclus des sols fersiallitiques.

Aux sous-groupes apparaissent :

- des sols imparfaitement hydratés, dont l'hydratation se limite à certaines parties du profil ;
- des sols à accumulation calcaire en profondeur ;
- des sols vertiques ;
- des sols hydromorphes.

2.3. *Le groupe des sols fersiallitiques molliques*

De nombreux sols lixiviés du karst libanais ont un horizon de surface très foncé, tandis que les horizons profonds restent rouges. Quand cet horizon de surface présente les caractères de l'épipedon mollique (définition USDA, 1960 : couleur humide plus foncée que 4/3,5 ; épaisseur supérieure à 25 cm ou à 1/3 du profil ; saturation en bases > 50 % ; structure à sec jamais dure ou massive ; P₂O₅ soluble dans HNO₃ inférieure à 250 ppm), les sols fersiallitiques rentrent dans le groupe mollique. Le profil 319 (tabl. 3) appartient à ce groupe. De nombreux sols, que les auteurs appellent sols bruns méditerranéens, peuvent faire partie de ce groupe.

Aux sous-groupes apparaissent :

- des sols humifères dont les caractères de l'épipedon mollique sont dus à une matière organique abondante, en relation avec le couvert végétal ;
- des sols mélanisés dont les caractères de l'épipedon mollique sont dus à une mélanisation de la matière minérale par des substances organiques riches en humine ;
- des sols à accumulation calcaire en profondeur ;
- des sols vertiques ;
- des sols hydromorphes.

2.4. *Le groupe des sols fersiallitiques appauvris*

Ce sont des sols fersiallitiques dont les éléments fins ont été entraînés sur la pente. Ils présentent de ce fait un profil textural plus sableux en surface. Aucune trace d'illuviation (cutane d'illuviation, « ventre » d'argile) n'apparaît dans l'horizon B. Les sous-groupes sont définis par l'apparition de caractères vertiques, d'hydromorphie ou par une accumulation de calcaire en profondeur.

2.5. *Le groupe des sols fersiallitiques remaniés (sensu stricto)*

Ce sont des sols fersiallitiques ayant subi :

- soit des remaniements sur place (biologiques ou anthropiques), à l'exclusion de remaniements naturels tels que ceux résultant d'autobrassage ou d'argilifluxion ;
- soit des remaniements provoqués par l'apport sur 20 à 50 cm de matériaux dont le type d'évolution est le même que celui du sol étudié. Sur moins de 20 cm la distinction se fera au niveau de la phase, sur plus de 50 cm il s'agira d'un profil complexe. Les sous-groupes sont les mêmes que dans le groupe précédent.

2.6. *Le groupe des sols fersiallitiques polycyclés ou tronqués*

Il s'agit de sols fersiallitiques remaniés résultant :

- soit d'apports sur 20 à 50 cm de matériaux dont le type d'évolution est différent de celui du sol étudié, ou moins évolué ou plus évolué ;
- soit d'une ablation intéressant un ou plusieurs horizons et pouvant aboutir à un rajeunissement du profil.

Les sous-groupes sont les mêmes que dans le groupe précédent.

(b) LES AUTRES CLASSES DE SOLS

A côté des sols fersiallitiques largement représentés au Liban, d'autres sols ont été étudiés :

— des sols calcimagnésiques à profil calcaire différencié ou non. Ce sont des rendzines vraies ou des rendzines à horizons correspondant aux sols calcaires formés sur roches carbonatées moyennement dures ou tendres. Des sols formés sur colluvions calcaires ou remaniés peuvent également appartenir à cette classe ;

— des sols à mull et en particulier des sols bruns. A cette classe sont rattachés les sols bruns hydratés, probablement les sols bruns formés sur basalte et sur grès ;

— des vertisols observés en bas de pente et surtout dans les plaines. Les premiers peuvent être de couleur rouge clair en région subhumide ou semi-aride, les seconds sont souvent de couleur foncée ;

— des sols isohumiques à complexe saturé observés surtout dans le bas des chaînes de sols de la Békaa.

B. Le problème des limites entre classes

Les limites entre classes doivent être établies en fonction d'un certain nombre de caractères. Parmi ces caractères, la nature et la répartition des sesquioxydes de fer amorphes nous paraissent intéressantes pour introduire certaines limites.

La répartition homogène des sesquioxydes de fer amorphes dans les profils est responsable de la couleur rouge des sols fersiallitiques. C'est déjà limiter les sols fersiallitiques aux milieux lixiviés bien drainés. Le taux minimum de sesquioxydes de fer amorphes dans l'horizon B pour qu'un sol soit fersiallitique pourrait être provisoirement fixé à 20 % de la teneur en fer total. Au-dessous de 20 % de sesquioxydes de fer amorphes, dans l'horizon B du profil, la couleur reste rougeâtre, mais le chroma est supérieur à 5 et la valeur à 4. Un fond jaunâtre apparaît alors.

Ce critère faisant appel à une certaine quantité de sesquioxydes de fer amorphes est volontairement restrictif du fait qu'il exclut :

- des sols évoluant en milieux confinés hydratés ou hydromorphes ;
- des sols à mull d'altitude, dans lesquels les taux de sesquioxydes de fer amorphes ne sont pas très élevés ;
- des sols bruns ou noirs, calcaires ou non, pauvres en sesquioxydes de fer amorphes.

Ce critère nous paraît donc fondamental, sous réserve de précisions et travaux ultérieurs, par exemple pour distinguer les sols fersiallitiques des sols bruns à mull des régions tempérées. La couleur reste un indice utile, mais à vérifier par l'analyse. D'autres critères fondés sur les formes et l'évolution de la matière organique, l'alumine libre, la structure, etc., peuvent apporter un ensemble de données complémentaires ou non, qui permettront, soit de vérifier les limites ainsi définies, soit de les modifier assez profondément.

Enfin, j'insiste particulièrement pour préciser qu'il s'agit de propositions tenant compte de sols étudiés surtout au Liban et essentiellement sur roches carbonatées.

III - LES SOLS FERSIALLITIQUES DU LIBAN DANS LE CONTEXTE GÉNÉRAL DE LA FERSIALLITISATION

Partant d'une pédogenèse fersiallitique actuelle d'extension géographique connue au Liban, seront examinés :

- les limites de la rubéfaction des sols au Moyen-Orient ;
- l'extension des sols fersiallitiques en régions méditerranéennes, en régions tropicales et en régions tempérées.

I. — LES SOLS FERSIALLITIQUES DU LIBAN ET LA PÉDOGENÈSE ACTUELLE

— *Sur roches carbonatées* :

Nous avons défini (LAMOUROUX, 1967) une aire climatique de formation des sols fersiallitiques en nous basant sur la juxtaposition de ces sols avec des altérations pelliculaires actuelles. Cette aire est délimitée dans ce travail par les paramètres suivants :

- T = Température moyenne annuelle : 10 à 22 °C ;
- P = Précipitations moyennes annuelles : plus de 500 mm ;
- D = Drainage calculé (P - ETP) : plus de 200 mm ;
- E₁ = Indice climatique (D × T) : supérieur à 5 000.

En altitude les sols fersiallitiques sont localisés à des zones particulièrement favorables. En effet, les matières organiques abondantes et l'humidité souvent très forte en hiver y limitent la rubéfaction. En dessous de 400 mm, les pluies sont trop faibles pour entraîner d'importantes altérations et la lixiviation des cations. L'évapotranspiration, très forte dans ces régions, limite encore l'agressivité des eaux du sol, si bien qu'en dessous de 500 mm et parfois même de 600 mm, il est rare d'observer de fortes altérations et d'importantes évolutions des sols.

— *Sur roches non carbonatées*, la rubéfaction n'est pas aussi intense. Sur grès et en altitude les sols restent bruns et sur basalte entre 700 et 1 400 mm les sols sont bruns. Il semble, en fait, que ce décalage, par rapport aux roches carbonatées, soit lié simplement à une question de temps :

— sur carbonates, les altérations sont très lentes et les sols piégés s'érodent difficilement, ils ont le temps d'évoluer et de rubéfier par fractions successives ;

— sur grès et surtout sur basalte, les altérations sont rapides et les érosions sont intenses. Les sols sont rajeunis et n'ont pas le temps d'évoluer. En plaine, dans la Békaa et en Syrie, les sols sur basalte, en place depuis longtemps sont bien différenciés et relativement rubéfiés.

II. — EXTENSION DES SOLS FERSIALLITIQUES AU MOYEN-ORIENT

Sur la carte schématique du Moyen-Orient (fig. 49), sont reportés, d'une part les isohyètes 500 mm et 300 mm, d'autre part, la limite est de l'extension des sols rubéfiés, d'après les cartes pédologiques de STREBEL (1964), de la FAO (1959), de ORNI et YAALON (1966). Bien qu'il ne s'agisse pas toujours de sols fersiallitiques, mais souvent de vertisols rouges, de sols châtaîns à profil calcaire différencié, etc., la rubéfaction, un des critères majeurs de la fersiallisation, a pour limite est l'isohyète 300 mm.

Il a été montré précédemment que des sols rubéfiés se formaient actuellement sous des précipitations supérieures à 400 ou 500 mm. L'isohyète 500 mm sera la limite conventionnelle adoptée (compte tenu

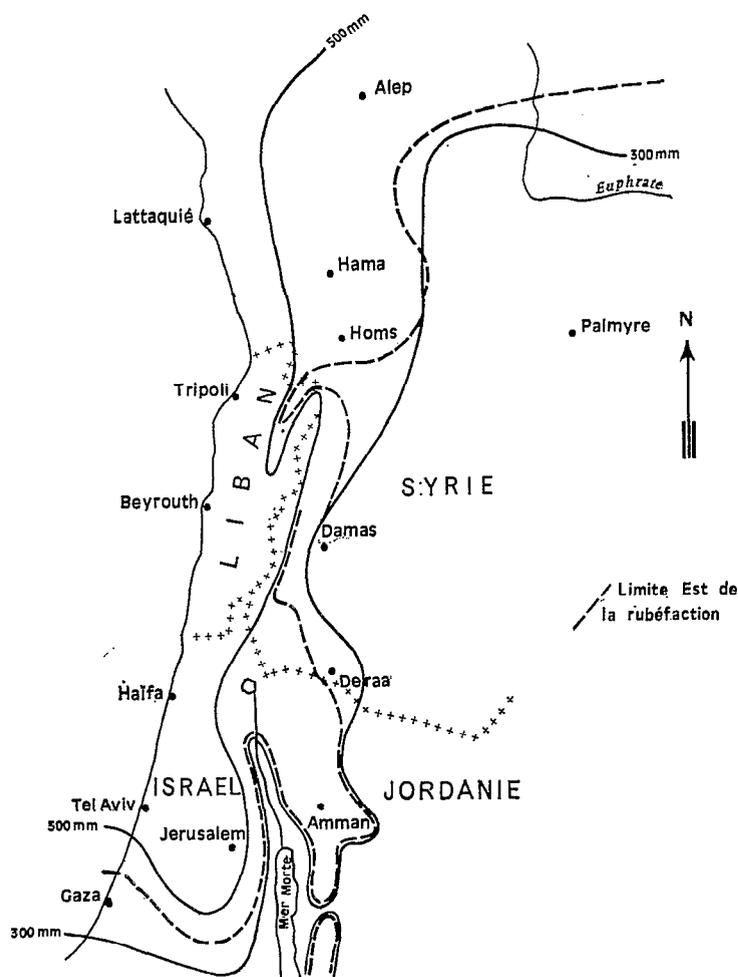


FIG. 49. — Limite Est de la rubéfaction des sols au Moyen-Orient (d'après les cartes de STREBEL, 1964, de la FAO, n° 1132, 1959, de ORNI et YAALON, 1966).

des fortes évapotranspirations), en deçà de laquelle les altérations sont trop faibles pour permettre un développement notable des sols rouges fersiallitiques. Deux hypothèses peuvent être émises quant à la rubéfaction des sols situés entre les isohyètes 300 et 500 mm :

— il s'agit de sols fossiles dont la formation remonterait à des périodes du quaternaire plus pluvieuses que l'actuelle ;

— il s'agit de sols en place depuis très longtemps du fait d'un climat semi-aride et d'une topographie peu accentuée, évoluant très lentement. La rubéfaction se produirait avec le temps sous ces climats relativement chauds et secs (rubéfaction par voie sèche).

III. — SOLS FERSIALLITIQUES DANS LES RÉGIONS A CLIMAT MÉDITERRANÉEN

Si l'on se réfère à la répartition mondiale des climats méditerranéens (UNESCO-FAO, 1963), il apparaît que des sols fersiallitiques existent dans toutes les régions dont le climat est de type méditerranéen.

Sur le pourtour de la mer Méditerranée de très nombreuses études ont été réalisées concernant ces sols. Citons entre autres :

- Algérie* : GAUCHER, 1947a et b ; CHARLES, 1949 ; BRICHETEAU, 1954 ; DURAND, 1959 ; BOULAIN, 1957, 1961, 1966a et b, 1967 ; DACHARY, 1967.
- Maroc* : BRYSSINE, 1949, 1954 ; PUJOS, 1957 ; RUELLAN, 1965, 1969.
- Tunisie* : COINTEPAS, 1966.
- Espagne* : DEL VILLAR, 1953 ; KLINGE, 1957-1958 ; GARCIA RODRIGUEZ *et al.*, 1966 ; MONTURIOL et GUERRA, 1966 ; PANEQUE GUERRERO et PUJOL, 1966.
- Portugal* : CARVALHO CARDOSO, 1960-1964 ; CARVALHO VASCONCELLOS, 1961 ; BESSA, 1966.
- Italie* : COMEL, 1931 ; LISANTI, 1960 ; VALENTI et SANES, 1966 ; ARU *et al.*, 1966.
- Bulgarie* : BOYADJEV, 1964-1966.
- Grèce et Chypre* : SOTERIADES, 1956 ; OSMOND *et al.*, 1967 ; CATACOUSINOS, 1963 ; KOUTALAS et LOUIS, 1965.
- Yougoslavie* : GRACANIN, 1956 ; CIRIC, 1964.
- Israël* : REIFENBERG, 1935, 1947, 1952 ; YAALON, 1955, 1959 ; YAALON *et al.*, 1966 ; RAVIKOVITCH, 1960, 1966 ; DAN *et al.*, 1963 ; KOYUMDJISKY *et al.*, 1966.
- France* : AGAFONOFF, 1933 ; AGAFONOFF *et al.*, 1933 ; GEZE, 1947 ; MARCELIN P., 1936, 1959 ; BORDAS, 1950 ; MONTARLOT, 1953, 1958 ; BONIFAY, 1957 ; GUENNELON, 1957 ; VIGNERON, 1966 ; ROUSSET, 1967a et b ; BORNAND, 1966 ; BOTTNER, 1971.
- Divers* : PENDLETON, 1947 ; KUBIENIA, 1953 ; TAVERNIER, 1957 ; DUCHAUFOUR, 1965.

Dans ces régions, les climats ne sont généralement pas très pluvieux ou s'ils le sont, comme dans l'Atlas marocain ou dans les Karsts italiens et yougoslaves, les études de sols n'y ont pas été prioritaires, si bien que la plupart des sols fersiallitiques décrits correspondent à des sols de régions subhumides, souvent recalcariifiés ou hydratés en profondeur et riches en illite. Comme les surfaces géomorphologiques intéressées sont souvent des plateaux ou de grandes plaines, les sols y sont très vieux et fortement remaniés. Ils n'ont cependant pas subi d'ablations aussi fréquentes et prononcées que dans la montagne libanaise. Ces sols sont alors le plus souvent appauvris ou lessivés en particules fines.

Sous des climats de type méditerranéen, des sols fersiallitiques ont été étudiés en Australie (STEPHENS, 1954 ; STACE, 1956 ; MCINTYRE, 1956 ; NORRISH et ROGERS, 1956 ; OERTEL, 1961 ; STACE *et al.*, 1968) ; en Californie (BARSHAD, 1966) ; en Afrique du Sud (VAN DER MERWE *et al.*, 1955).

IV. — COMPARAISON DES SOLS FERRIALLITIQUES DES RÉGIONS MÉDITERRANÉENNES AVEC DES SOLS DE MÊME TYPE EN RÉGIONS TROPICALES ET TEMPÉRÉES

Les sols de cette classe ne sont pas limités aux régions méditerranéennes, mais ils existent également en régions tropicales et en régions tempérées. Dans ces régions, les sols n'ont pas les mêmes caractères qu'en régions méditerranéennes. C'est alors que se pose le problème des limites, déjà abordé avec la classification de ces sols.

A. Les sols fersiallitiques des régions tropicales

Dans le Nord-Cameroun, région tropicale à saisons sèches et humides alternées, sous des précipitations de 800 à 1 000 mm et une température moyenne annuelle de 28 °C. MARTIN *et al.* (1966), ont étudié des sols fersiallitiques formés sur roches riches en bases. Sous un climat favorisant les hydrolyses et une lixiviation modérée, les synthèses argileuses aboutissent à un mélange de minéraux 2/1 et 1/1. Ces sols contiennent des sesquioxydes de fer amorphes et d'après les auteurs du fer dans les réseaux des silicates argileux. Par ailleurs, les caractères morphologiques, la somme des bases supérieures à 10 mé %, les taux de saturation supérieurs à 70 % et les pH variant de 6 à 7 correspondent bien à des caractères de sols fersiallitiques moyennement saturés.

COLMET-DAAGE *et al.* (1968), ont étudié à Haïti, sur roches carbonatées, des sols rouges fersiallitiques passant progressivement à des sols ferrallitiques. De tels sols ont également été étudiés au Brésil par une équipe pédologique Franco-Brésilienne (1965), au Mexique (ESPINOZA HIDALGO, 1966) ; en République Centrafricaine (BOULVERT, 1968) ; à Madagascar (HERVIEU, 1959) ; aux Indes (RAYCHAUDHURI *et al.*, 1963) ; en Angola (BOTELHO DA COSTA, 1958-1959) ; en Afrique du Sud (VAN DER MERWE *et al.*, 1955). Peut-être faudrait-il également voir dans certains sols brun-rouge subarides, décrits par BOCQUIER et MAIGNIEN (1963), des sols fersiallitiques.

Ces sols fersiallitiques tropicaux contiennent un mélange d'argiles 2/1 et 1/1 et une partie du fer serait incluse dans des réseaux argileux (du moins pour certains d'entre eux). Ils feraient le passage entre les sols fersiallitiques des régions méditerranéennes et les sols ferrallitiques.

B. Les sols fersiallitiques des régions tempérées

Les sols rouges lixiviés du midi de la France sont des sols fersiallitiques, mais nous sommes encore en régions méditerranéennes. Pour la plupart des auteurs, ce seraient des paléosols. Bien que les altérations soient relativement limitées dans ces régions, des sols continuent à s'y former. La part de l'actuel ou des 10 000 dernières années est sans doute réduite, mais elle existe et la rubéfaction des produits d'altération se poursuit également. En revanche, si l'on se déplace en région tempérée vers l'Ouest, sur les causses de Sauveterre et dans le Quercy, les sols sont différents. Ils passent à des sols calcimagnésiques. Le sol prélevé près de Figeac en est le type : l'horizon B est rouge (5 YR 5/4), la structure y est polyédrique à polyédrique subangulaire, le profil minéralogique n'est pas différencié, l'illite est à peine ouverte en surface.

Les teneurs en sesquioxydes de fer amorphes sont de 1 % en surface et 1,2 % en profondeur, soit 10,8 et 11,4 % du fer total. En remontant du Midi vers le Nord, les épandages rubéfiés forment les terrasses alluviales du confluent Rhône-Isère (BORNAND, 1969), des sols de l'inter-glaciaire, Riss-Würm présentent une certaine rubéfaction (FEDOROFF, 1969). Jusqu'aux pieds du Mont Ventoux et dans une moindre mesure jusqu'aux pieds des Monts du Vercors, des formations de types fersiallitiques, en liaison avec des altérations actuelles, peuvent encore être observées. En remontant les pentes de ces montagnes, les sols sont bruns humifères ou hydratés : dans le Jura, les formations rouges sont localisées à des points particulièrement favorables. Plus au Nord, à Rochepot, un profil de couleur rouge, prélevé par BOULAIN, se présente en lames minces comme une formation fersiallitique fossile (couleur rouge et assemblage lattisepique à omnisepique) sur laquelle se développe un sol brun. Dans toute la région située au nord de Chaumont, les sols bruns hydratés (7,5 à 10 YR) semblent être très abondants. Un profil prélevé à la Savonnière est caractéristique du sol brun hydraté avec 0,2 % seulement de sesquioxydes de fer amorphes, pour 0,7 % d'alumine amorphe.

Ainsi, en France, les sols rouges fersiallitiques formés sur roches non carbonatées, sont limités à quelques sols sur schistes et localisés dans le Midi. Sur roches carbonatées, des sols fersiallitiques, encore en voie de formation, remontent dans le midi de la France, assez haut vers le Nord. Au-delà de cette région, des paléosols ou des formations fersiallitiques fossiles peuvent être observées localement, mais généralement les sols décarbonatés qui se forment sont soit des sols rougeâtres calcimagnésiques, soit des sols bruns hydratés en condition de moins bon drainage.

Analytiquement les limites proposées seraient fixées par des taux de sesquioxydes de fer amorphes inférieurs à 20 % du fer total. D'autres caractères, tels que le profil minéralogique ou le profil structural peuvent également caractériser ces sols. Par ailleurs l'abondance des sols bruns hydratés en régions tempérées confirme qu'il ne s'agit plus d'un sol fersiallitique. Il s'agit alors d'un sol « siallitique », si l'on

TABLEAU 61

Représentation schématique de grands types de sols, en fonction des milieux et des régions climatiques

Milieux Régions climatiques		Bon drainage	Drainage ralenti	Mauvais drainage
		1	2	3
Tempérées	A	Sols siallitiques : Sols bruns à mull Sols calcimagnésiques	Sols bruns hydratés	Sols hydromorphes
		Méditerranéennes	B	Sols fersiallitiques
Tropicales à saisons alternées	C			Sols fersiallitiques (moyennement désaturés)
		Equatoriales	D	Sols rouges et bruns ferrallitiques

peut définir ainsi ce sol où le fer est bloqué soit sous des formes cristallines (goethite essentiellement), soit à l'intérieur des réseaux des silicates argileux.

C'est en suivant la deuxième voie, définie dans le premier paragraphe de ce chapitre, que nous avons comparé succinctement les sols fersiallitiques des régions méditerranéennes à ceux des régions tempérées et des régions tropicales. En suivant cette voie plus avant nous aboutissons à une représentation schématique (tabl. 61) de certains grands types de sols en fonction des milieux d'une part et des régions climatiques d'autre part.

Nous voyons sur ce tableau que le « phylum » 1 peut être bien suivi de A jusqu'à D. Il est relativement facile à caractériser, par une forte lixiviation des ions alcalins et alcalino-terreux et en particulier des carbonates. Les minéraux argileux non hérités vont de minéraux 2/1 en dominance en A et B, à des minéraux 1/1 et 2/1 associés en C et à des minéraux 1/1 en D. Les produits ferrugineux libres sont sous forme de goethite en A avec un peu d'amorphes. Les produits ferrugineux amorphes dominent de B à D, associés à de la goethite et/ou de l'hématite en C et D. Des produits ferrugineux sont inclus dans les réseaux argileux en A, B et C.

Il est plus difficile de suivre le phylum 2. En effet, dans ce milieu à drainage ralenti, nous nous heurtons à deux grands types de sols, les sols isohumiques et les sols ferrugineux tropicaux, dont les caractères sont encore assez mal définis. Peut-être pourrait-on caractériser les sols 2A et 2B par des sesquioxydes de fer cristallisés en goethite et rarement indurés, tandis qu'en 2C et 2D, les sesquioxydes sont très souvent indurés.

Le phylum 3 des sols hydromorphes n'est pas très bien caractérisé, mais il ne devrait pas poser de gros problèmes.

En suivant la voie 1, groupant différents milieux dans une même zone climatique, nous trouvons des liaisons génétiques très nettes entre les types de sols de chaque groupe A, B, C et D. Ce sont les unités pédogénétiques ou chaînes de sol, souvent étudiées comme un tout pédogénétique.

Conclusions générales

Cette étude porte essentiellement sur les sols des montagnes karstiques du Liban. Il s'agit donc de sols développés sur des roches-mères calcaires. Par comparaison quelques sols formés sur des grès, des basaltes ou des alluvions et colluvions de la plaine de la Békaa ont été étudiés.

L'accent a été mis sur les mécanismes de l'évolution pédogénétique actuelle et ceci dans le cadre très varié des climats du Liban. Les conclusions principales sont les suivantes :

I. — LES SOLS ET LEUR ORGANISATION MORPHOLOGIQUE

Trois grands ensembles de sols ont été distingués en fonction du drainage du milieu et selon les roches-mères attaquées.

A. Le grand ensemble des sols formés sur roches dures carbonatées est le plus représenté. Il a été subdivisé en trois ensembles en fonction du climat :

(a) UN ENSEMBLE DE SOLS FORMÉS SUR KARST FERMÉ ET SUR KARST OUVERT, sous le climat humide du Mont Liban. En position de bon drainage, les sols sont rouges, lixiviés, totalement décalcarifiés, mais ils restent saturés. En position de drainage ralenti, les sols sont brun-jaune, confinés, enrichis en calcaire et saturés. Des mécanismes de brassage interne et d'enfoncement caractérisent la dynamique des poches karstiques.

Les manifestations de la pédogenèse actuelle masquent presque totalement les traces d'anciennes pédogenèses.

(b) UN ENSEMBLE DE SOLS FORMÉS SUR KARST COUVERT, sous le climat subhumide du sud-ouest du Liban. Les sols sont rouges, lixiviés, très souvent appauvris en argile dans les horizons de surface et fortement remaniés sur les pentes. La pédogenèse actuelle est ici, relativement peu marquée. Bien que les différents épisodes de l'histoire de ces sols soient difficiles à reconstituer, les matériaux portent les traces d'actions pédogénétiques plus longues et plus anciennes que celles ayant marqué les sols des régions humides.

(c) UN ENSEMBLE DE SOLS FORMÉS AU PIED DES PENTES, sur les cônes, glacis et colluvions bordant la plaine de la Békaa, en climat subhumide à semi-aride. Là, les sols sont formés de matériaux hérités des bassins versants. Ils n'ont que très peu évolué depuis leur mise en place. Il peut en être différemment dans la plaine de la Békaa elle-même où une nouvelle évolution s'amorce.

B. Le grand ensemble des sols formés sur roches carbonatées moyennement dures. Des sols bruns, plus ou moins décalcarifiés, se forment généralement sur ce type de roches.

C. Le grand ensemble des sols formés sur roches calcaro-marneuses. Des sols très calcaires, peu évolués, se développent sur ces roches tendres.

Cette étude a porté essentiellement sur les sols du premier grand ensemble, correspondant à la classe des sols fersiallitiques. A ce grand ensemble se rattachent les sols fersiallitiques formés sur roches non carbonatées.

Une des caractéristiques de ces sols est qu'ils sont fortement lixiviés en ions alcalins et alcalino-terreux. Etant donné les faibles quantités annuelles de matériaux livrés aux sols par les altérations, les sols fersiallitiques sont facilement décalcarifiés. Des recalcifications secondaires, liées aux variations climatiques quaternaires, marquent très souvent les sols fersiallitiques des régions subhumides et semi-arides.

Une deuxième caractéristique de ces sols est qu'ils sont fortement remaniés : remaniements internes ou autobrassages dans les poches karstiques ; remaniements localisés aux pentes sur karst couvert ou sur grès ; remaniements à longue distance, avec transport sur les piedmonts ou dans les plaines. « L'amont nourrit l'aval » (H. PAQUET, 1969).

II. — LES ALTÉRATIONS DES ROCHES CARBONATÉES

Les études des roches carbonatées et des altérations sont le point de départ de la connaissance de la pédogenèse fersiallitique en milieu karstique.

A. Ces études permettent de distinguer des types d'altération variés, mais les trois principaux fondent la distinction des trois grands ensembles étudiés :

— sur roches dures carbonatées, l'altération peut être une dissolution directe. Mais le mécanisme le plus caractéristique est celui de l'altération dans une mince pellicule superficielle de la roche dure. On a montré le mode de formation de cette pellicule, son décollement saisonnier, sa dissolution rapide au retour de la saison humide ;

— sur roches carbonatées moyennement dures, plus poreuses, l'altération intéresse une large zone corticale. Cette altération est donc lente mais profonde. L'évacuation des éléments mis en solution est d'intensité intermédiaire ;

— sur les roches tendres carbonatées, l'effritement du matériau est extrême. L'évacuation des carbonates est limitée par une mauvaise percolation des solutions.

La vitesse de l'altération d'une roche carbonatée, par rapport à la vitesse d'évacuation des matériaux ainsi préparés, conditionne les teneurs en calcaire des sols formés et corrélativement leur degré d'évolution.

B. Ces études mettent en évidence le rôle fondamental de l'altération pelliculaire dans la formation des sols fersiallitiques. Cette altération se décompose en quatre phases principales :

- la préparation d'un cortex d'altération par dislocation d'amas de cristaux de calcite, à la suite de la dissolution d'une partie des carbonates ;
- l'arrachement du cortex sous forme d'une pellicule collée au sol, lors du retrait de celui-ci après dessiccation ;
- la dissolution des carbonates de la pellicule par les solutions du sol ;
- la mise en place des résidus insolubles, après dissolution des carbonates.

Cette altération pelliculaire est tout à fait spéciale aux roches dures carbonatées. Celles-ci sont donc altérées sur leur surface et non dans leur masse comme la majorité des roches : roches cristallines, volcaniques, gréseuses, etc. Au contraire, les roches carbonatées moyennement dures offrent à nouveau le type d'altération habituel dans sa masse.

C. Ces études permettent d'attribuer aux périodes sèches et humides un rôle prépondérant non seulement dans le rythme cyclique de l'altération pelliculaire, mais aussi dans la dissolution elle-même des carbonates. Cette importance des périodes de dessiccation et d'humidification des sols est particulièrement mise en évidence par des expérimentations en tubes.

D. Ces études nous conduisent à déterminer et à mesurer les exportations des différents ions du sol. Des analyses des solutions du sol, d'eaux de percolation et de ruissellement ont permis d'apprécier ces exportations :

- le calcium est quantitativement le plus exporté, le magnésium, le sodium et le potassium le sont moins ;
- la silice est régulièrement lixiviée, mais en petite quantité ;
- le fer et l'alumine ne sont pas exportés en solution, mais parfois sous forme de complexes organo-métalliques.

E. Ces études nous permettent d'établir d'étroites relations entre les résidus insolubles des roches carbonatées et les sols qui les recouvrent ou les entourent. Il a été montré quantitativement que les résidus insolubles des roches carbonatées peuvent tout à fait suffire à fournir la matière insoluble des sols ; et qualitativement ces résidus contiennent absolument tous les constituants du sol ; seules les proportions varient en raison des altérations et de la variété des faciès altérés. Ainsi, le vieux problème de l'origine de la matière insoluble des sols rouges sur calcaire trouve ici une explication simple et chiffrée.

F. Ces études contribuent à faire considérer les sols fersiallitiques des régions humides et subhumides du Liban, *comme des sols actuels*. Les quantités de résidus insolubles libérées annuellement sont minimes, mais après plusieurs milliers d'années, elles représentent une épaisseur notable de matériau. Il s'est alors formé un sol fersiallitique.

III. — LES MINÉRAUX ARGILEUX DES SOLS ET DES ROCHES CARBONATÉES

L'étude des minéraux argileux, effectuée d'abord ponctuellement puis suivant des profils et des chaînes de sols, nous conduit à une assez bonne connaissance de leur évolution. Celle-ci est fonction du milieu et des précipitations. Un certain nombre de mécanismes ont permis d'expliquer cette évolution.

Enfin, du fait de leurs variations, très sensibles aux modifications de climat et de milieux, les minéraux argileux constituent un critère important de l'évolution des sols.

A. L'évolution des minéraux argileux, dans les profils ou le long de chaînes de sols, est fonction des précipitations et des milieux de pédogenèse

(a) EN MILIEUX LIXIVIÉS, BIEN DRAINÉS, les minéraux argileux sont soumis à une évolution plus ou moins forte, suivant les précipitations. Au-dessus de 1 000 mm, les minéraux argileux du type illite ou leurs interstratifiés, évoluent vers la vermiculite, associée à des interstratifiés 10-14_v. Sous cette pluviométrie, la montmorillonite se dégrade nettement à la surface des profils, tandis que sur tufs basaltiques bien drainés, la kaolinite peut se néoformer associée à de la montmorillonite. Entre 600 et 1 000 mm, l'évolution des minéraux argileux du type illite s'arrête aux interstratifiés 10-14_M ou 10-14_v, la montmorillonite n'évolue que très peu, mais elle se néoforme sur tufs basaltiques. En dessous de 600 mm, aucun minéral argileux ne semble évoluer dans les profils.

(b) EN MILIEUX DRAINANT BIEN, MAIS CONFINÉS en calcium, cas de sols de régions semi-arides, aucune évolution ne se fait.

(c) EN MILIEUX CONFINÉS HYDRATÉS, À DRAINAGE RALENTI, les solutions sont saturées et peuvent céder des ions. Sous plus de 1 000 mm, la silicification des interstratifiés conduit à la montmorillonite. Sous 700 à 1 000 mm des interstratifiés sont encore observés et peuvent s'enrichir en silice. En dessous de 700 mm, aucune évolution n'est observée, le milieu confiné n'étant pas ou peu alimenté en silice.

(d) EN MILIEUX CONFINÉS HYDROMORPHES, À MAUVAIS DRAINAGE, les eaux de nappes se concentrent en silice et en cations divers. Une silicification des interstratifiés et une néoformation de montmorillonite peuvent se produire.

(e) ENFIN, SOUS CLIMAT ARIDE, EN MILIEUX TRÈS FORTEMENT CONFINÉS, des attapulgites ont pu se former, d'autant mieux conservées que le milieu est plus riche en carbonates de calcium.

B. Les mécanismes de l'évolution des minéraux argileux sont de trois types : des héritages, des transformations et des néoformations (MILLOT, 1963)

(a) L'HÉRITAGE est le mécanisme fondamental de la formation des argiles des sols du Liban, formés sur roches-mères sédimentaires. Sur grès ou sur calcaires éocènes, les sols « miment » les roches-mères. Dans tous les autres sols, les minéraux argileux hérités constituent la trame de fond, même quand des actions d'hydrolyse ou des néoformations viennent plus ou moins corriger l'héritage initial.

(b) LES TRANSFORMATIONS, résultats d'hydrolyses modérées, inclinent l'illite à des interstratifications aboutissant, sous fortes précipitations, à la vermiculite et à la montmorillonite.

(c) LES NÉOFORMATIONS de montmorillonite se produisent dans des sols hydromorphes et sous climat aride. L'attapulgite peut se néoformer dans des sols encroûtés.

C. La très grande sensibilité des minéraux argileux aux variations climatiques donne au profil minéralogique une importance primordiale, en tant qu'indicateur de l'évolution des sols

C'est un indicateur de l'origine et de l'homogénéité des matériaux, dans la mesure où les minéraux argileux n'ont pas subi de transformation après la mise en place des sédiments.

Le profil minéralogique est un caractère dynamique servant de critère de classification pour les sols fersiallitiques.

La grande sensibilité des minéraux argileux, portant sur un matériel varié, permet de comprendre pourquoi toutes les catégories et toutes les proportions d'argiles ont été observées dans les sols des régions méditerranéennes.

En régions méditerranéennes, les argiles sont particulièrement variées et sensibles aux moindres variations des facteurs externes.

IV. — LES FORMES LIBRES DE SILICE, D'ALUMINE ET DE FER DANS LA FRACTION FINE DES SOLS

Les formes libres, non engagées dans les réseaux des minéraux argileux, sont soit cristallines, soit amorphes.

A. Les formes cristallines. Le quartz existe en très petite quantité dans la fraction fine des sols des régions humides. Il est plus abondant dans la fraction fine des sols des régions subhumides et semi-arides. Les formes cristallines du fer sont représentées, pour une grande partie du fer total, par la goëthite. La goëthite est très abondante dans les sols bruns hydratés, elle l'est moins dans les sols rouges, d'autant moins que le climat est plus sec et que le sol est moins évolué. L'hématite est parfois déterminée, mais en faible quantité.

B. La silice et l'alumine amorphes. La silice amorphe est facilement dissoute dans les sols fersiallitiques des régions humides. Elle persiste, en petite quantité, dans les sols fersiallitiques des régions sèches. Les proportions d'alumine amorphe semblent augmenter de la roche saine à la surface du sol. Ce qui confirme une dégradation des minéraux argileux détruits dans les horizons supérieurs des profils. L'alumine des silicates argileux détruits est peu exportée et accroît les taux d'alumine amorphe.

C. Les sesquioxydes de fer amorphes se caractérisent par une couleur généralement brune à l'intérieur des sédiments carbonatés. Ces formes de fer, toujours amorphes, deviennent rouges dans les sols fersiallitiques lixiviés. En revanche dans les sols hydratés, la couleur brun-jaune est attribuée à la goëthite. Les produits ferrugineux évoluent en fonction du milieu. Dans les sols rouges, le milieu lixivié est fortement décarbonaté. Dans ce milieu une cristallisation des amas de sesquioxydes de fer peut s'amorcer et la réflexion de la lumière se fait dans les teintes rouges. Cette cristallisation, commencée au milieu de l'hiver, est bloquée au début de la saison sèche du fait de l'adsorption des sesquioxydes de fer par les silicates argileux. La couleur du matériau est rouge, les sesquioxydes de fer sont stabilisés sous forme amorphe, tout en ayant amorcé un début de cristallisation. C'est la rubéfaction.

Dans les milieux confinés hydratés, un début de confinement provoque des réductions éphémères et saisonnières de fer et sa dissolution. Ce fer, n'étant plus lié aux silicates argileux, peut s'oxyder et cristalliser en goëthite, dès la saison sèche. La couleur devient brune ou brun-jaune.

Dans les milieux confinés hydromorphes, les réductions de fer et sa dissolution sont possibles pendant une grande partie de l'année. Ce fer peut alors soit cristalliser, soit participer aux néoformations argileuses et entrer dans la constitution des montmorillonites.

V. — INTERPRÉTATIONS GÉNÉRALES

Les sols étudiés ont été regroupés en fonction des milieux de pédogenèse. Ils ont été placés dans la classification française et dans le contexte pédologique général.

A. Les milieux de pédogenèse et les sols du Liban. Les conditions locales déterminent un certain équilibre dans le sol entre les éléments livrés par les altérations ou apportés par les eaux en transit et les éléments exportés. Cet équilibre peut s'établir en fonction de milieux bien déterminés :

(a) UN MILIEU BIEN DRAINÉ ET LIXIVIAANT, subdivisé lui-même en milieux lixiviant agressif et moyennement agressif. Le « système d'agressivité » du milieu est conditionné par un ensemble de caractères du sol, choisis comme critères d'évolution. Des transformations relativement importantes sont observées en milieu agressif, tandis qu'elles diminuent d'importance en milieu moyennement agressif ;

(b) UN MILIEU CONSERVATEUR OU LES TRANSFORMATIONS SONT MINIMES ;

(c) UN MILIEU DRAINANT BIEN ET CONFINANT, caractérisé, sous climat semi-aride, par des accumulations, surtout de carbonates de calcium ;

(d) UN MILIEU À DRAINAGE RALENTI, CONFINÉ HYDRATÉ. Ce milieu ne se dégrade pratiquement pas, si ce n'est dans son horizon de surface. Par contre, des accumulations de carbonates de calcium, des silicifications de minéraux argileux et des transformations de sesquioxydes de fer se produisent ;

(e) UN MILIEU MAL DRAINÉ, CONFINÉ HYDROMORPHE. C'est un milieu engorgé où se produisent de fortes accumulations de carbonate de calcium, ainsi que des néoformations de minéraux argileux souvent ferrifères.

B. Il est proposé de ranger les sols rouges lixiviés du Liban dans une classe de sols fersiallitiques

Cette classe serait subdivisée en deux sous-classes en fonction de l'état de saturation :

— Une sous-classe de sols saturés à plus de 90 % et une sous-classe de sols moyennement désaturés, entre 40 et 90 %. Dans chaque sous-classe il y aurait six groupes : modal, hydraté, mollique, appauvri, remanié, polycyclé ou tronqué. Les sous-groupes seraient différenciés par l'apparition de caractères secondaires : vertiques, hydromorphes, accumulation calcaire, etc.

La teneur en sesquioxydes de fer amorphes a été retenue comme critère important pour différencier la classe des sols fersiallitiques d'autres classes de sols. Ainsi, des sols contenant moins de 20 % de sesquioxydes de fer amorphes par rapport au fer total sur plus de 70 % du profil ne seraient pas des sols fersiallitiques. Ce serait le cas de sols ferrugineux tropicaux, de sols calcimagnésiques, de sols bruns à mull, etc.

C. Les sols fersiallitiques se situent dans un contexte géographique très large. Si l'aire de formation actuelle de ces sols peut être assez bien définie en régions méditerranéennes, il paraît plus difficile d'en fixer les limites en régions tempérées et tropicales. Il faut en effet tenir compte des variations climatiques anciennes qui ont pu étendre l'aire de la fersiallisation au-delà de limites considérées comme actuelles.

En régions tempérées, ces limites peuvent s'établir à partir des teneurs en sesquioxydes de fer amorphes, mais également à partir d'autres critères tels que le profil minéralogique, la nature des matières humiques, etc.

En régions tropicales, le profil minéralogique et les taux de sesquioxydes de fer amorphes nous permettent de fixer des limites assez précises avec les autres sols.

Finalement, cette étude des sols fersiallitiques du Liban a contribué à nuancer les conceptions que l'on a d'une pédogenèse en régions méditerranéennes. Suivant les conditions climatiques et les milieux considérés, les sols sont soit actuels, soit formés d'éléments actuels et très anciens, soit formés de matériaux très anciens et peu modifiés, soit fossilisés. La rubéfaction, longtemps liée à des conditions paléo-climatiques, nous paraît découler d'un mécanisme physico-chimique parfaitement compatible avec certaines conditions de pédogenèse actuelle. Il paraît cependant difficile de faire la part des facteurs actuels de rubéfaction et du facteur temps.

MÉTHODES D'ÉTUDE

I. — ETUDE DES SOLS

A. Observations

- *Observations sur photo-aériennes à 1/25 000.*
- *Observations directes de profils sur le terrain.*
- *Observations à la loupe binoculaire : agrégats, sables, etc.*
- *Observations en microscopie ordinaire* sur sables montés dans du baume, sur lames minces préparées soit à l'Institut de Tel 'Amara, soit à l'ENSA Grignon, soit à Bondy. Etude par la méthode de Brewer (1964).
- *Observations en microscopie électronique*, effectuées à l'Institut de Géologie de Strasbourg. Microscope « Philipps EM 100 ». Echantillons observés soit sur de la terre fine, soit sur des particules inférieures à 2 μ .
- *Couleur* : déterminée avec le code Munsell (1954).

B. Analyses chimiques

- *Calcaire total* : calcimètre Bernard.
- *Calcaire* (traces) : appareil à circuit fermé muni d'une pompe rotative (L. Kehren).
- *Calcaire actif* : méthode Drouineau. Le calcium est déplacé par l'oxalate d'ammonium et titré par KMnO_4 , 0,1 N.
- *Bases échangeables* : percolation après humectation de 12 h dans une solution de $\text{NH}_4\text{Cl}/\text{N}$, tamponnée à pH 8,5 (Tucker, 1954). Dosage sur le filtrat du Ca et du Mg au complexe III 0,02 N et de K et Na par photométrie à flammes.
- *Capacité d'échange* : lavage à l'alcool de l'échantillon après extraction des bases échangeables. Attaque à NaOH concentré. Distillation dans de l'acide borique, avec titrage à HCl 0,1 N.
- *Carbone total* : méthode Anne (rapide). Attaque au bichromate de potassium, en milieu sulfurique concentré. Titrage au sel de Mohr 0,2 N.
- *Azote* : méthode Kjeldhal.
- *Matières humiques.*
ORSTOM Bondy : extraction au pyrophosphate N/10 à pH 9,5.
ORSTOM Dakar : méthode Tiurin modifiée par Duchaufour.
- *pH* : eau terre/eau = 1/2,5.
KCl terre/KCIN = 1/2,5.
- *Phosphore total* (P_2O_5). Extraction par NO_3H concentré et bouillant pendant 5 h. Dosage à l'auto-analyseur.
- *Phosphore assimilable* : méthode Olsen modifiée.
Réactif : FNH_4 0,5 N + CO_3NaH 0,5 N à pH 8,5.
Dosage à l'auto-analyseur.
- *Détermination des éléments majeurs.*
Strasbourg : au quantomètre préparation des échantillons par fusion au tétraborate et analyse au spectromètre d'émission à lecture directe (SOFICA ARL) par la méthode ATAMAN et BESNUS (1965) et ATAMAN (1966).
Bondy : méthode « triacide » séparant l'insoluble où sont dosés la silice des silicates et le quartz et la partie soluble où sont dosés les éléments majeurs.
- *Fer total* (Fe_2O_3 %). Extraction par HCl concentré et fumant. Dosage au bichromate de potassium après réduction par le chlorure stanneux.

- *Fer DEB* à l'hydrosulfite de sodium.
- *Fer amorphe et fer cristallin* : méthode de De Endredy utilisant le réactif de Tamm (acide oxalique + oxalate d'ammonium) sous un rayonnement d'ultraviolet (SEGALEN, 1970).
- *Produits amorphes* (Fer - Silice - Alumine). Méthode SEGALEN (1968). Extractions fractionnées (8 traitements), faisant alterner HCl 8 N et NaOH 4 N. Dosage à l'autoanalyseur.
- *Extraits aqueux au 1/5* (Ca et Mg) : 10 g de terre séchée à l'air dans 50 ml d'eau, agités 30 mn. Titration par complexométrie sur la solution centrifugée.

C. Déterminations physiques

- *Granulométrie* : méthode pipette.
Destruction de la matière organique par H₂O₂. Dispersion au pyrophosphate de sodium. Séparation des particules 2 μ (argiles) - 2 à 20 μ (limons) - 20 à 50 μ (sables très fins) - 50 à 200 μ (sables fins) - 0,2 à 2 mm (sables grossiers).
- *Stabilité structurale* : agrégats et perméabilité (méthode Hénin, 1960).
- *Densité apparente* : Pycnomètre à membrane.
- *Surface spécifique* (ORSTOM Bondy) sur sorptomètre « Perkin Elmer ». La méthode utilisée est celle de BRUNNAUER *et al* (1938) par adsorption d'azote sur la fraction inférieure à 2 μ.
- *Éléments traces* (ORSTOM Bondy). Mesures semi-quantitatives par spectrométrie dans l'arc de 2 000 à 8 000 Å. Mesures quantitatives (Cu, Ni, Mn) par spectrométrie d'absorption sur des échantillons solubilisés par attaque acide.
- *Analyse thermique différentielle* (Bondy). Appareil à couple Chromel-Alumel, chauffage à 1 000 °C en 1 h 10 mn.
- *Analyse thermogravimétrique* (Bondy). Thermobalance Adamel.
- *Analyse par diffractométrie*.
Bondy : Appareil C.G.R. à tube démontable « cristallobloc ». Anticathode de Co. Vitesse de déroulement 1°/mn.
Diagramme sur poudres désorientées, orientées, glycérolées et chauffées.
Strasbourg : Appareil « Philips ». Anticathode de Cu (les échantillons sont deferrifiés au préalable). Vitesse de déroulement 2°/mn. Diagramme sur poudres désorientées, glycolées et chauffées.
Les déterminations ont été faites par Mlle PAQUET qui a adopté les sigles suivants :
I Edifices micacés variés dont l'illite.
I₀ Illite ouverte. Les edifices interfoliaires baillent avant de s'ouvrir complètement.
I (10-14_M) Particules à 10 Å, mélangées à des particules interstratifiées, formées de feuillets de deux types les uns stables à 10 Å après traitement à l'éthylène-glycol, les autres correspondant à la montmorillonite.
I (10-14_M) Complexes formés de particules de type illite et montmorillonite associées à des particules interstratifiées du type précédent.
(10-14_M) —M Mêmes complexes que précédemment, mais les particules à 10 Å n'existent plus.
M - C - V - K Abréviations pour montmorillonite - chlorite - vermiculite - kaolinite.
Les estimations sont faites à 10 % près, d'après les diagrammes X, les courbes ATD et les analyses chimiques.

II. ETUDE DES ROCHES CARBONATÉES ET DE LEURS PRODUITS D'ALTÉRATION

A. Observations et déterminations physiques rapides

- *Couleur* déterminée au code Munsell (1954).
- *Observation* à la loupe binoculaire.
- *Observation en lames minces* : lames fabriquées au laboratoire de Géologie de Bondy (ORSTOM).
- *Préparation du résidu insoluble*. La poudre de roche est soumise à une attaque acétique (acide acétique 10 % + NH₄OH jusqu'à pH 4,2). Siphonage de la solution d'attaque et vérification du fer et de l'alumine éventuellement dissous. Lavage du résidu et traitement comme pour un échantillon de sol.
- *Absorption d'eau en 48 h* donne une idée de la porosité de la roche.
- *Densité* : en plongeant l'échantillon dans un récipient gradué rempli d'eau à moitié.
- *Dureté* : appréciée manuellement et avec un outil.

B. Analyses chimiques (effectuées à Tel'Amara par M. Thiébaud)

La poudre de roche est attaquée par HCl dilué.

Insolubilisation de la silice par évaporation à sec.

Reprise chlorhydrique et séparation de l'insoluble par filtration. Pesée.

La silice est ensuite déterminée pondéralement sur l'insoluble par pesée avant et après départ fluorhydrique. L'insoluble est fondu avec quelques grains de bisulfate de potassium et la masse reprise à l'eau est jointe au filtrat initial. Sur le filtrat sont dosés les hydroxydes métalliques après précipitations ammoniacales, le calcium et le magnésium par complexométrie.

Les oxydes alcalins sont déterminés par spectrophotométrie de flamme.

III. ANALYSE DES EAUX (effectuées à Tel'Amara par M. Thiébaud)

Le fer réduit à l'état ferreux par le chlorure d'hydroxylamine donne avec $\alpha\alpha'$ dipyridyle une coloration rouge qui est colorimétrée.

Le magnésium, en présence d'amidon, donne avec le jaune thiazol une laque rouge qui est colorimétrée. L'alumine donne, en milieu tampon acétique, avec l'ériochrome cyanine, une coloration rouge qui est colorimétrée.

La silice donne avec le molybdate d'ammonium, à pH 1,2, une coloration jaune due à l'acide silico-molybdique. Celui-ci réduit par l'acide oxalique et l'acide amido-naphtol sulfonique donne de l'anhydride silico-molybdique, de couleur bleue, qui est colorimétrée.

Le calcium est titré au versenate.

BIBLIOGRAPHIE

- ACQUAYE D.K. et TINSLEY J. (1964). — Soluble silica in soils. *Experimental Pedology. Proceed. 11th. Easter school in Agric. Sci.*, Nottingham, pp. 126-148.
- AGAFONOFF V. et JOURAVSKY G. (1934). — L'analyse thermique des sols de Tunisie. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, pp. 1356-1358.
- AGAFONOFF V. (1935). — Etude minéralogique du sol. 3^e Congrès Intern. de la Sci. du sol, Oxford, pp. 74-78.
- AGAFONOFF V. (1936). — Les sols de France au point de vue pédologique. Dunod édit., Paris, 154 p.
- ALBAREDA J. et ALVIRAT (1950). — Mediterranean soils of the spanish levant and north Africa. IV th. Intern. Congr. Soil Sci. Amsterdam, 2, pp. 185-187.
- AUBERT G. (1947). — Compte rendu de la conférence internationale de Pédologie pendant son séjour en Algérie. *C.R. de la Conf. de Pédol. Médit.*, Alger-Montpellier, pp. 484-494.
- AUBERT G. (1965). — Classification des sols. Tableaux des classes, sous-classes, groupes et sous-groupes utilisés par la section de Pédologie de l'ORSTOM. *Cah. ORSTOM Pédol.*, vol. III, 3, pp. 269-288.
- AUBERT G. et SEGALEN P. (1966). — Projet de classification des sols ferrallitiques. *Cah. ORSTOM, série Pédol.*, vol. VI, 2, pp. 97-112.
- AUBERT G. et BOULAINÉ J. (1967). — La Pédologie « Que sais-je ? », P.U.F., 352, 126 p.
- BAGNOULS et GAUSSEN (1963). — In carte bioclimatique de la zone méditerranéenne. Notice explicative UNESCO-FAO. *Recherches sur la zone aride*, XXI, 60 p.
- BALDY Ch. (1959). — Contribution à l'étude climatique du Liban. *Revue de Géographie de Lyon*, XXXIV, n° 1, pp. 57-73.
- BALTAXE R. (1965). — Forest type map of Lebanon. Liban. UNDP-FAO. Carte à 1/200 000.
- BARRIÈRE J. (1967). — Les paléosols de Terra Amata à Nice. *Sci. du sol*, 2, pp. 5-11.
- BARSHAD I. (1966). — The effect of a variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks. *Proc. Int. clay conf.*, Jérusalem, VI, pp. 167-173.
- BEN YAIR M. (1959). — Studies on the mineralogy of Israel soils. *Bull. Res. Council. of Israel*, V, 8G, n°s 2 - 3, 136 p.
- BESANÇON J. et MAHLER Ph. (1966). — Etude géomorphologique préliminaire de la région de Talia. Bekaa Centrale, Liban. ILRA, Tel'Amara, Ronéo, 46 p.
- BESANÇON J. (1967). — Les formations plio-quaternaires du Ouadi-Yahfoufa. Hannon, *Revue libanaise de Géographie*, Beyrouth, II, pp. 61-82.
- BESANÇON J. (1969). — Remarques sur la géomorphologie du piedmont Nord-occidental de la Bequa (Liban). L'exemple du Ouadi Faara. Hannon, *Revue libanaise de Géographie*, Beyrouth, IV, pp. 1-52.
- BESSA M.R. et TEIXERA (1966). — Sols méditerranéens du Portugal méridional. *C.R. Conf. sol médit.*, Madrid, pp. 173-186.
- BILLAUX (1962). — Notes manuscrites ORSTOM, Paris.
- BLANCHET R., MAERTENS C., MARTY J.R. et GELFIN (1966). — Influence des constituants minéraux de quelques types de sols sur leurs propriétés physiques et leur possibilités culturales. *Bull. A.F.E.S.*, 9, pp. 257-274.
- BLANCHET G. (1966). — Nouveaux aperçus sur le climat du Liban. Hannon, *Revue libanaise de Géographie*, Beyrouth, I, pp. 1-19.
- BOCQUIER G. et MAIGNIEN R. (1963). — Les sols bruns subarides tropicaux et l'Afrique de l'Ouest. *Sols Africains* (Paris), 8, 3, pp. 359-381.
- BOCQUIER G. (1968). — Biogéocénoses et morphogénèse actuelle de certains pédiments du Bassin tchadien. 9th. intern. Congrès of soils Sci., IV, 63, pp. 605-614.

- BOCQUIER G. (1971). — Genèse et évolution de 2 toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse Science, Strasbourg, à paraître.
- BONIFAY E. (1957). — Age et signification des sols rouges méditerranéens en Provence. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, Séance du 17/5/57, pp. 3075-3077.
- BORDAS J. (1950). — Contribution à l'étude des facteurs de la production agricole du Bas-Rhône. Thèse Sci., Aix-Marseille, 183 p.
- BORNAND M. (1969). — Les sols rouges du confluent Rhône-Isère. *Sc. du sol*, 2, pp. 3-27.
- BOTELHO DA COSTA J.V. (1959). — Ferrallitic, tropical fersiallitic and tropical semi arid soils. Definitions adopted in the classification of the soils of Angola. 3^e Conf. Interf. sols, Dalaba, pp. 317-319.
- BOTELHO DA COSTA J.V., AZEVEDO A.L. *and al* (1959). — Grey brown and reddish brown semi arid soils of southern Angola. 3^e Conf. Interf. sols, Dalaba, pp. 245-252.
- BOTELHO DA COSTA J.V. et POVOAS J.C. (1959). — pH-base saturation relationships of ferrallitic, tropical fersiallitic and tropical semi arid soils of south Angola. 3^e Conf. Interf. sols, Dalaba, pp. 189-193.
- BOTELHO DA COSTA J.V., CARDOSO FRANCO E.P. et PINTO RICARDO R. (1964). — Generalized soil maps of Angola (2nd approximation). 8th Intern. Congress of soil Sci., Bucarest, V, 18, pp. 153-162.
- BOTTNER P. et LOSSAINT P. (1967). — Etat de nos connaissances sur les sols rouges du bassin méditerranéen. *Sc. du sol*, 1, pp. 49-80.
- BOTTNER P. (1971). — Thèse à paraître.
- BOULAIN J. (1957). — Etude des sols des plaines du Chélib. S.E.S., Alger, Thèse Sci., 582 p.
- BOULAIN J. (1961). — Facteurs de formation des sols méditerranéens. *Sols Africains*, VI, 2 et 3, pp. 249-272.
- BOULAIN J. (1966a). — Sur l'orthotype des sols rouges méditerranéens. Conf. faite à ORSTOM. Ronéo., 15 p.
- BOULAIN J. (1966b). — Sur les facteurs climatiques de la genèse des sols rouges. *C.R. Conf. sols médit.*, Madrid, pp. 281-284.
- BOULAIN J. (1967). — Problèmes posés par les sols rouges méditerranéens. *Bull. de l'Assoc. des Géog. franc.*, 354, pp. 2-16.
- BOULVERT Y. (1968). — Sur un sol rouge de type fersiallitique et se développant sur amphibolite en milieu ferrallitisant. Notes ronéotypées ORSTOM.
- BOYADJIEV T. (1964). — Les sols développés sur des calcaires en Bulgarie. VIII Cong. Int. Sci. du sol, Bucarest, V, 28, pp. 249-254.
- BOYADJIEV T. (1966). — Terra Rossa en Bulgarie. *Pédologie*, XVI, 2, pp. 213-228.
- BRAMA L. (1950). — The determination of halloysite and its use in the study of red soils. IVth. Intern. Congr. Soil Sci., Amsterdam, 1, 313 p.
- BREWER R. and HALDANE A.O. (1957). — Preliminary experiments in the development of clay orientation in soils. *Soil Sci.*, 84, 4, pp. 301-309.
- BREWER R. (1964). — Fabric and mineral analysis of soils. John Wiley and sons Inc. 470 p.
- BRICHETEAU J. (1954). — Sur un exemple de séquence de sol rouge méditerranéen. *Bull. A.F.E.S.*, 55, pp. 139-148.
- BRYSSINE G. (1949). — Les facteurs climatiques de la pédogenèse au Maroc. *Cah. de rech. agron.*, 2, pp. 43-71.
- BRYSSINE G. (1954). — Typologie des sols du Maroc. *Soc. Sci. nat. Phys.*, Maroc, 8 - 9, pp. 89-128.
- BURNHAM C.P. (1966). — The origin of limestone soils in the Zumberak mountain, Jugoslavia. *C.R. Conf. sol médit.*, Madrid, pp. 341-346.
- BUTZER K.W. (1963). — The last « pluvial » phase of the eurafrican sub-tropics. Les changements de climat. Actes du colloque de Rome. UNESCO-OMM., 488 p.
- CARVALHO CARDOSO J.V. (1960). — The soils of Southern Portugal 7th. Intern. Conf. Soil Sci., Madison, V, 9, pp. 63-70.
- CARVALHO CARDOSO J.V. (1964). — Genesis and classification of mediterranean soils occurring in Portugal. 8th. Cong. of soils Sci.
- CARVALHO VASCONCELLOS F. (1966). — Les sols bruns et rouges calcaires du Sud du Portugal. *C.R. Conf. sols médit.*, Madrid, pp. 325-330.
- CATACOUSINOS DEM.S. (1963). — Les sols de Grèce. *Sci. du sol*, 1, pp. 67-83.
- CHARLES G. (1949). — Sur le phénomène de rubéfaction et ses conditions climatiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 228, p. 589.
- CHAUVEL A. et FAUCK R. (1969). — Sur la mise en évidence d'un horizon B dit « de comportement » dans les sols rouges de Casamance (Sénégal oriental). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, T. 269, pp. 2080-2083.

- CIRIC (1964). — Sur quelques propriétés des sols calcaires en Yougoslavie et le problème de leur classification. 8^e Congrès Inter. Sci. du sol, Bucarest, 9, IX.
- COINTEPAS J.P. (1966). — Les sols rouges et bruns méditerranéens de Tunisie. *C.R. Conf. sols médit.*, Madrid, pp. 187-194.
- COLMET-DAAGE F. *et al* (1969). — Caractéristiques et nature de la fraction argileuse de quelques sols rouges d'Haïti situés sur calcaires durs. *Cah. ORSTOM, série Pédol.*, VII, 3, pp. 345-416.
- COMEL A. (1931). — La « Terra rossa » del carso a un vero terreno climatico ? *J. du Ann. Agro.*, II, 4, pp. 277-287.
- CORBEL J. (1957). — Les karsts du N.-O. de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Etude sur le rôle du climat dans l'érosion calcaire. *Inst. des étu. Rhodan. de l'Univ. de Lyon*, 541 p.
- C.P.C.S. (1967). — Classification des sols. *Labo. de Géologie Pédologie*, Grignon, ronéo, 87 p.
- CVIJIC J. (1918). — Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst. *Recueil des travaux de l'Institut de Géographie Alpine*, Grenoble, VI, fasc. 4.
- DACHARY M.C. (1967). — Contribution à l'étude des sols rouges du Sahel d'Alger. Thèse 3^e cycle, Paris, ronéo, 76 p.
- DAN J. et KOYUMDJISKY H. (1963). — The soils of Israel and their distribution. *Journ. Soil Sci.*, 14, 3, pp. 12-20.
- DEB B.C. (1950). — Estimation of free iron oxides in soils and clays and their removal. *J. Soil Sci.*, 1, pp. 210-220.
- DE CONINCK F., HERBILLON A.J., TAVERNIER R. et FRIPIAT J.J. (1968). — Weathering of clay minerals and formation of amorphous material during the degradation of a Bt horizon and podzolisation in Belgium. 9th. Congr. Soil Sci., Adelaïde, 4, pp. 353-365.
- DECRAENE A. et LARUELLE P. (1955). — Genèse et altération des latosols équatoriaux et tropicaux humides. *Bull. Agric. Congo-Belge*, XLVI, pp. 1113-1243.
- DEJOU J., GUYOT J., PEDRO G., CHAUMONT C. et ANTOINE H. (1968). — Nouvelles données concernant la présence de gibbsite dans les formations d'altération superficielle des massifs granitiques (cas du Cantal et du Limousin). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 266, pp. 1825-1827.
- DEL VILLAR E.H. (1930). — Les sols méditerranéens étudiés en Espagne. *Assoc. Int. Sci. du sol*, Commission V, Madrid.
- DEL VILLAR E.H. (1953). — Méthode de classification et analyse des sols. *Rrav. de l'Inst. Scient. Chérifian* n° 2, 185 p.
- DERRUAU M. (1962). — Précis de géomorphologie. Masson et Cie édit., 3^e édit., Paris 413 p.
- D'HOORE J.L. (1964). — La carte des sols d'Afrique au 1/5 000 000. *Mémoire explicatif, C.C.T.A.*, Lagos, n° 93, 209 p.
- DRESCH J. (1966). — Exposé oral, Beyrouth.
- DROSTE J.B., BHATTACHARYA G. et SUNDERMAN J.A. (1962). — Clay mineral alteration in some Indiana soils. *Clays and clay Minerals. 9th. Nat. Conf.*, 1960, pp. 329-343.
- DUBERTRET L. (1942-43). — Carte lithologique de la bordure orientale de la Méditerranée. Beyrouth. 2 feuilles au 1/500 000, 31 p.
- DUBERTRET L. *et al.* (1945-1955). — Carte géologique au 1/50 000 du Liban. Ministère des T.P., Beyrouth, 17 feuilles et notices.
- DUBERTRET L. et WETZEL R. (1949). — Carte géologique au 1/200 000 du Liban, T.P., Beyrouth. Feuille de Tripoli, notice 64 p.
- DUBERTRET L. (1954). — Carte géologique au 1/200 000 du Liban, T.P., Beyrouth, feuille de Beyrouth, notice 108 p.
- DUBERTRET L. (1955). — Notice explicative de la carte géologique du Liban au 1/200 000, T.P., Beyrouth, 74 p.
- DUCHAUFOR Ph. (1960). — Note sur l'influence des variations du microclimat du sol dans les processus d'humification. *C.R. Ac. Sci.*, 250, 4422.
- DUCHAUFOR Ph. (1965). — Précis de Pédologie, 2^e éd. Masson et Cie, Paris 481 p.
- DUCHAUFOR Ph. (1968). — L'évolution des sols. Essai sur la dynamique des profils. Masson et Cie, éd., Paris, 91 p.
- DUMBLETON M.I. et WEST G. (1966). — Some factors affecting the relation between the clay minerals in soils and their plasticity. *Clay Minerals*, Oxford, 6, 3, pp. 179-193.
- DURAND J.H. (1959). — Les sols rouges et les croûtes en Algérie. *S.E.S. Algérie, Etude Gle* n° 7, 187.
- ELIASSAF J. (1962). — Colloidal silicic acid in terra rossa. *Nature*, 194, pp. 409-410.
- EMBERGER L. (1964). — La position phytogéographique du Maroc dans l'ensemble méditerranéen. *Al Awamia*, 12, pp. 1-15.
- EMERSON W.W. (1964). — The slaking of soil crumbs as influenced by clay-mineral composition. *Aust. J. Soil Res.*, Melbourne, 2, pp. 211-217.
- EMERSON W.W. (1968). — The dispersion of clay from soil aggregates. *9th. Int. Cong. Soil Sci.*, Adelaïde, I, pp. 617-626.

- ENDREY (de) A.S. (1963). — Estimation of free iron oxides in soils and clays by a photolytic method. *Clay Min. Bull.*, 29, 5, pp. 209-217.
- Equipe Franco-Brésilienne (1965). — Caractéristiques et classification des principaux sols du Val Jaguaribe (Etat de Ceara, Brésil). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, III, 1, pp. 3-20.
- ERHART H. (1956). — La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson et Cie, Paris, 83 p.
- ESPINOZA HIDALGO J.M. (1966). — Etude génétique des sols rouges de l'Etat de Zacatecas. Thèse Eco. Nat. d'Agri. de Chapingo, Mexique, 93 p.
- F.A.O. (1959). — The soils of East Jordan. FAO/59/8/6239, Rome, n° 1132, 64 p.
- FARAJ H. et SCHOEN U. (1966). — Les minéraux argileux de quelques dépôts du Quaternaire ancien en Mamora (Maroc N.W.). Relations entre paléosols et phases climatiques. *C.R. Conf. sols médit.*, Madrid, pp. 265-267.
- FLUGEL E. (1968). — Some notes on the insoluble residues in limestones in « Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe » edited by G. Müller and J.M. Friedman chez Springer-Verlag (Berlin-New York), pp. 46-54.
- FOLLETT E.A.C. (1965). — The retention of amorphous, colloidal ferric hydroxide by kaolinite. *The Journ. of soil Sci.*, 16, 2, pp. 334-341.
- FRIPIAT J.J. (1964). — Surface chemistry and soil science. Experimental Pedology. *Proceed. 11th Easter school in Agric. Sci.*, Nottingham, pp. 3-13.
- GAL M. (1966). — Clay mineralogy in the study of the genesis of Terra Rossa and Rendzina soil originating from calcareous rocks. *Proc. Inter. clay Conf.*, Jérusalem, V, 1, pp. 199-207.
- GARCIA RODRIGUEZ A., FORTEZA BONNIN J. et Co (1966). — Estudio de suelos de la Armuna, cornarca castellana de suelos mediterraneos. *C.R. Conf. sols médit.*, Madrid, pp. 107-126.
- GAUCHER G. (1947 a). — Sur l'âge des sols rouges Nord Africains. *C.R. Conf. Pédol. médit.*, Montpellier, pp. 373-376.
- GAUCHER G. (1947 b). — Les sols rubéfiés et les croûtes du bas-Chélif et des basses-plaines oranaises. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 225, pp. 250-252.
- GEZE B. (1947). — Paléosols et sols dus à l'évolution actuelle. *C.R. Conf. Pédol. médit.*, Montpellier, pp. 140-169.
- GEZE B. (1956). — Carte de reconnaissance des sols du Liban 1/200 000. Imp. Cathol., Beyrouth, 52 p.
- GITLIZ M. (1959). — Clay minerals in mediterranean limestone soils. *Bull. Res. Council of Israël*, V, 8G, n° 2-3, pp. 156-157.
- GLEMSER O. (1959). — Structure of some hydroxides and hydrous oxides. *Nature*, 183, pp. 943-944.
- GRACANIN Z. (1956). — Les relations entre les sols rouges et les associations forestières dans la région de karst de Croatie. 6^e Cong. de la Sci. du sol, Paris, 89, pp. 547-551.
- GREENLAND D.J., OADES J.M. et SHERWIN T.W. (1968). — Electron-microscope observations of iron oxides in some red soils. *J. Of. soil Sci.*, 19, 1, pp. 123-126.
- GUENNELON R. (1957). — Etude d'une poche d'argile rouge en relation avec une roche-mère calcaire. *Bull. A.F.E.S.*, 91, pp. 942-961.
- GUENNELON R. et BLANC R. (1966). — Contribution à l'étude des formations rouges méditerranéennes. Etude d'un sol rouge sur cailloutis. *Bull. A.F.E.S.*, 1, pp. 8-24.
- GUERASSIMOV I.P. (1961). — Les sols marrons. Le type principal génétique des sols des régions méditerranéennes. Méditerranée. *Rev. Géog. des Pays Médit.*, 2, pp. 3-18.
- GUERRE A. (1957). — Aperçu géologique sur le Liban Nord. Les basaltes de la trouée Tripoli-Homs. Journées pédologiques de Tel Amara, 6-12 juin, Tel Amara, ronéo, 8 p.
- HALLSWORTH E.G. (1963). — An examination of some factors affecting the movement of clay in an artificial soil. *Journ. soil Sci.*, 14, 2, pp. 360-371.
- HANISSET P. et WAEGEMANS G. (1949). — Solubilisation des sesquioxides de fer libre du sol. *C.R.A.S.*, 229, pp. 1168-1170.
- HENIN S. (1960). — Le profil cultural. Soc. à édit. des Ing. Agric., 320 p.
- HENIN S., PEDRO G. et ROBERT M. (1968). — Considérations sur les notions de stabilité et d'instabilité des minéraux en fonction des conditions du milieu ; essai de classification des « systèmes d'agression ». 9th Cong. Int. of soil Sci., Adelaïde, III, pp. 79-90.
- HERBILLON A.J., FRANKART R. et VIELVOYE L. (1966). — Evolution des fractions argileuses dans une toposéquence du Burundi. Comparaison avec les caractères morphologiques des horizons B. *Pédologie*, XVI, pp. 167-182.
- HERVIEU J. (1959). — Les sables roux du Sud de Madagascar. 3^e Conf. Interf. des sols, Dalaba, pp. 233-243.
- HESSE, ICOLE M. et SCHOEN U. (1964). — Aspects minéralogiques de quelques pédogenèses fossiles en haute Chaouia. *Al Awamia*, 12, pp. 95-119.

- HUBSCHMANN J. (1967). — Sols, pédogenèse et climats quaternaires dans la plaine des Triffa. Thèse Ing. Dr., Toulouse, 152 p.
- INTYRE MC D S (1956). — The effect of free ferric oxide on the structure of some terra rossa and rendzina soils. *J. Of. soil Sci.*, 7, 2, pp. 302-306.
- JANNOT C., CHABANEL M. et HERZOG E. (1968). — Etude d'une limonite par effet Müssbauer. *Bull. Soc. Fr. Mineral. cristallog.*, 91, pp. 166-171.
- JOLY F. (1962). — Etudes sur le relief du Sud-Est marocain. *Trav. Int. Scient.*, Chérif, série géol. et géogr. Phys., 10, 578 p.
- JONGERIUS A. (1970). — Quelques aspects micromorphologiques des phénomènes de regroupement dans les sols de Hollande. Séminaire de microscopie du sol, Grignon, ronéo, 23 p.
- KAMOSHITA Y. et YAMADA Y. (1956). — The effect of free iron on soil colour. *J. Sci. Soil Manure*, Tokyo, 27, pp. 77-78
- KLINGE H. (1957 a). — Etudes pédologiques et géographiques sur les formations pédologiques recouvrant la roche calcaire au Sud et au Sud-Est de l'Espagne. En esp., *An. Edafol. Fiziol. Vég.*, 16, pp. 77-134.
- KLINGE H. (1957 b). — Uber spanische Terra-Rossa vorkommen und die Möglichkeiten ihrer Zeitlichen einordnung auf grund bodengeographischer studien. *Zeitschrift für Pflanz., Dungung, Bodenkunde*, 76, pp. 223-231.
- KLINGE H. (1958). — Une prise de position sur la question de l'époque de formation de la terra-rossa (particulièrement en ce qui concerne la péninsule ibérique, les Baléares et le Maroc). *Zeitschr. F. Pflanzenernahrung, Dungung, Bodenkunde*, 81 (1), pp. 56-63.
- KOUTALOS A. et LOUIS A. (1965). — Les sols du Bassin versant de Terpillos (Grèce). *Pédologie*, XV, 1, pp. 48-83.
- KOYUMDJISKY H., YAALON D.H. et DAN J. (1966). — Red and reddish brown Terra Rossa in Israël. *Proc. Conf. méd. soils*, Madrid, pp. 195-201.
- KUBIENA W.L. (1953). — The soils of Europe Thomas Murby and Cie édit., Londres, 317 p.
- 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. (1962). — Les sols de la cuvette de Kfar Zabab. *ORSTOM*, ronéo., 21 p.
- LAMOUREUX M., OSMAN A. et KHAZZAKA K. (1963). — Sols et aptitudes des sols du périmètre Awali-Leimoun I.L.R.A. Liban, 96 p.
- LAMOUREUX M. et OSMAN A. (1965). — Périmètre du Yahfoufa. Sols et mise en valeur. Rép. libanaise, I.L.R.A., Tel Amara, 105 p.
- LAMOUREUX M. et AUBERT G. (1966). — Les sols bruns méditerranéens formés sur calcaire dur au Liban. *C.R. Conf. sur sols médit.*, Madrid, pp. 203-206.
- LAMOUREUX M. (1966). — A propos de la formation des sols rouges méditerranéens, sous climat humide et subhumide du Liban. *Conf. de Madrid sur les sols médit.*, pp. 185-296.
- LAMOUREUX M. (1967 a). — Altération des roches dures carbonatées. Hannon, *revue libanaise de Géographie*, pp. 25-34.
- LAMOUREUX M. (1967 b). — Contribution à l'étude de la pédogenèse en sols rouges méditerranéens. *Sciences du sol*, 2, pp. 55-86.
- LAMOUREUX M., PAQUET H., PINTA M. et MILLOT G. (1967). — Notes préliminaires sur les minéraux argileux des altérations et des sols méditerranéens du Liban. *Bull. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 20, 4, pp. 277-292.
- LAMOUREUX M., WILLAIME P. et DAVET P. (1967). — Effets toxiques d'eaux salées et de solutions salines du sol en cultures irriguées au Liban. Magon, I.L.R.A.-Liban, sér. Techn., n° 8, 19 p.
- LAMOUREUX M., THIEBAUD M. et SAHYOUNI M. (1968). — Roches carbonatées et eaux du Liban. Magon, I.L.R.A., n° 22, sér. scient., 29 p.
- LAMOUREUX M. (1968). — Les sols bruns méditerranéens et les sols rouges partiellement brunifiés du Liban. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VI, 1, pp. 63-93.
- LAMOUREUX M. et SEGALIN P. (1969). — Etude comparée des produits ferrugineux dans les sols rouges et bruns méditerranéens du Liban. *Science du sol*, 1, pp. 63-75.
- LAMOUREUX M. (1970). — Influence des alternances saisonnières sur la dissolution des roches carbonatées (en régions méditerranéennes). *Science du sol*, 1, pp. 43-52.
- LISANTI L.E. (1960). — The red earths and the colloids of the red earths. *Journ. soil Sci.*, 11, 1, pp. 77-81.
- LUCAS J. (1962). — La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 23, 202 p.
- MAERTENS C. (1969). — Influence de quelques facteurs sur la fissuration des sols. *Science du sol*, 1, pp. 77-83.

- MAIGNIEN R. (1958). — Le cuirassement des sols en Guinée. *Mém. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 16, Strasbourg, 239 p.
- MALHER Ph. et KHAZZAKA K. (1966). — Rapport sur les ressources en sols de la région de Talia, Békaa Centrale. Etudes pédo. et prog. d'irrigation, FAO-ILRA, ronéo., Tel Amara, 60 p.
- MANCINI F. (1966). — On the elimination of the term mediterranean in soil science. *C.R. Conf. sur les sols médit.*, Madrid, pp. 413-416.
- MARCELIN P. (1936). — Sur une terre de la garrigue Nîmoise. *Bull. A.F.E.S.*, II, pp. 174-178.
- MARCELIN P. (1942). — Sur le problème des terres rouges. *Bull. Soc. Lang. de Géogr.*, t. XIII; 2^e série, fasc. 1.
- MARCELIN P. (1960). — Sur la terre rouge. *Bull. Soc. d'étude des Sc. Nat.*, Nîmes, pp. 67-71.
- MARTIN D., SIEFFERMANN G. et VALLERIE M. (1966). — Les sols rouges du Nord Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 4, pp. 3-26.
- MAURER G. et SCHOEN U. (1964). — La méthode d'analyses des argiles appliquée à l'étude morphologique du Rif. *Al Awamia*, Rabat, 13, pp. 93-117.
- MESSTERT (de) et VAN SCHUYLENBORGH J. (1966). — Genesis and morphology of reddish brown coloured soils of the Konya Basin, Anatolia. *C.R. Conf. sol médit.*, Madrid, pp. 365-373.
- MILLOT G. et GAMEZ Th. (1963). — Genesis of vermiculite and mixed layered vermiculite in the evolution of the soils of France. *Clays and clay Minerals. 10th. Nat. conf.*, 1961, pp. 90-95.
- MILLOT G., LUCAS J. et WEY R. (1963). — Research on evolution of clay minerals and argillaceous and siliceous neoformation. *Clays and clay Minerals. 10th. Nat. Conf.*, 1961, pp. 399-412.
- MILLOT G. (1964). — Géologie des argiles. Masson et Cie éd., Paris, 499 p.
- MILLOT G., LUCAS J. et PAQUET H. (1965). — Evolution géochimique par dégradation et aggradation des minéraux argileux dans l'hydrosphère. *Géol. Rundsch.*, 55, pp. 1-20.
- MILLOT G., PAQUET H. et RUELLAN A. (1969). — Néof ormation de l'attapulgit e dans les sols à carapaces calcaires de la Basse Moulouya (Maroc occidental). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 268-D, pp. 2771-2774.
- MONNIER G. (1965). — Action des matières organiques sur la stabilité structurale des sols. *Ann. Agron.*, XVI, 4, pp. 327-400, 5, pp. 471-534.
- MONTARLOT G. (1953). — Observations sur l'altération du calcaire burdigalien et la genèse du sol rouge dans la région de Vendargues-Beaulieu (Hérault). *Bull. A.F.E.S.*, 47, pp. 5-15.
- MONTARLOT G. (1958). — Quelques remarques sur les sols rouges et les sols bruns des garrigues. *Bull. A.F.E.S.*, 8, pp. 422-429.
- MONTURIOL et GUERRA A. (1966). — Présence et évolution de la Terra Fusca en Espagne. *C.R. Conf. médit. sols*, Madrid, pp. 277-278.
- MOUTERDE P. (1966). — Nouvelle flore du Liban et de la Syrie. Ed. de l'Imp. Cathol., Beyrouth, 2 vol., 569 et 731 p. Atlas.
- MUIR A. (1951). — Note on the soils of Syria. *J. Of. soil Sci.*, 2, pp. 163-182.
- MULLER J. (1963). — Les sols bruns méditerranéens et leur évolution. *Sci. du sol*, 1, pp. 47-65.
- MUNSEL COLOR COMPAGNY INC. (1954). — « Munsell color charts », Baltimore.
- MURRAY H.H. et LEININGER R.K. (1956). — Effect of weathering on clay minerals. *Clays and clay Minerals. 41th. Nat. Conf.* 1955, pp. 340-347.
- NAHAL I. (1969). — Sols et végétation dans les montagnes côtières de Syrie. *Science du sol*, I, pp. 85-96.
- NALOVIC Lj. (1970). — Comportement du fer en présence des éléments traces. Note ronéotypée. ORSTOM, Paris-Yaoundé, 87 p.
- NETTLETON W.D., FLACH V.W. et BRASHER B.R. (1969). — Argillic horizons without clay skins. *Soil Sc. Soc. Amer. Proc.*, 33, pp. 121-125.
- NORRISH J. et LILLIAN E.R. Rogers (1956). — The mineralogy of some Terra Rossa and rendzinas of south Australia. *J. Of. Soil Sci.*, V. 7, 2, pp. 294-306.
- OERTEL A.C. (1961). — Chemical discrimination of terra rossas and rendzinas. *J. Soil, Sci.*, 12, 1, pp. 111-118.
- ORNI E. et YAALON D.H. (1966). — Reclamation and conservation of the soil. *Israel Digest*, Jerusalem, n° 26, 40 p.
- OSMOND D.A. et STEPHEN I. (1957). — The micropedology of some red soils from Cyprus. *Journ. soil Sci.*, 8, 1, pp. 19-26.
- PABOT H. (1959). — Rapport au Gouvernement du Liban sur la végétation sylvopastorale et son écologie. F.A.O., ronéo., 49 p.
- PANEQUE GUERRERO et OLMEDO PUJOL (1966). — Suelos rojos lavados sobre areniscas calizas del sur de Espana. *C.R. Conf. médit. sols*, Madrid, pp. 307-317.

- PAQUET H. (1969). — Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Thèse Sci., Strasbourg, ronéo., 348 p.
- PEDELABORDE P. (1954). — Introduction à l'étude scientifique du climat. Public. CNRS, CDU, Paris, 150 p.
- PEDRO G. (1964). — Principes géochimiques de la pédogenèse. Incidences minéralogiques. *8th. Inter. Cong. of soil sci.*, Bucarest, VII, 2, pp. 1087-1094.
- PEDRO G. (1968 a). — Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. *Revue de Géog. Phys. et de Géol. Dyn.*, X, 5, pp. 457-470.
- PEDRO G. (1968 b). — Contribution expérimentale à l'étude du rôle du calcaire dans l'évolution géochimique des sols. *9th. Cong. Intern. de la Sci. du sol*, Adélaïde, V, pp. 511-522.
- PEDRO G. et MELFI A.J. (1970). — Recherches expérimentales sur le comportement des hydrates ferriques et des constituants silico-ferriques amorphes en milieu lessivé. *Pédologie*, Gand, XX, 1, pp. 5-33.
- PENDLETON R. (1947). — Mediterranean red soils. *C.R. Conf. de pédol. médit.*, Alger-Montpellier, V, 8, 1, pp. 19-26.
- PERRIN R.M.S. (1964). — The use of drainage water analyses in soil studies. *Experimental Pedology. Proceed. 11th. Easter school in Agric. Sci.*, Nottingham, pp. 73-96.
- PLAISANCE G. et CAILLEUX A. (1958). — Dictionnaire des sols. La Maison rustique, Paris, 604 p.
- PUJOS A. (1957). — Réflexions sur la rubéfaction des roches et des sols dans le Nord marocain et le Maroc oriental. *Soc. Sci. Nat. et phys. du Maroc*, 6 et 7, pp. 97-105.
- RAVIKOVITCH S. (1953). — The aeolian soils of the Norther Negev *Proceedings of the Int. Symposium*, Jérusalem, 1952, 29 p.
- RAVIKOVITCH S. (1956). — The formation and degradation of brown red solonetzic sandy soils along the mediterranean coast of Israel. *Records of Agric. Res. Station*, Rehovot, 6, pp. 5-15.
- RAVIKOVITCH S. and RAMAFI B. (1957). — Formation of brown red sandy soils from shifting sands along the Mediterranean coast of Israel. *KTAVIM*, vol. VII, n° 2-3, pp. 79-82.
- RAVIKOVITCH S., FANYA PINES and BEN-YAIR M. (1958). — Composition of colloids in the soils of Israel. *KTAVIM records of the agricultural research station*, Rehovot, V, 9, n° 1-2, pp. 69-82.
- RAVIKOVITCH S. (1960). — Soils of Israel. Faculty of Agriculture, Rehovot, Israel 89 p.
- RAVIKOVITCH S., FANYA PINES and BEN-YAIR M. (1960). — Composition of colloids in the soils of Israel. *Journ. soil Sci.*, 11, 1, pp. 82-91.
- RAVIKOVITCH S. (1966). — Soils of the mediterranean zone of Israel and their formation. Dept. of soil Science, Faculty of Agric. Rehovot, ronéo, 16 p.
- RAYCHAUDHURI S.P. et al. (1963). — Soils of India. Indian Council of Agric. Res., New Delhi, 496 p.
- REIFENBERG A. (1935). — Soil formation in the mediterranean. *C.R. 3^e conf. Intern. Science du sol*, I, pp. 306-310.
- REIFENBERG A. (1947). — The soils of Palestine. Th. Murby, Londres, pp. 72-91.
- REYNDERS J.J. (1966). — Brown soils of the semi-desert region in Syria. *C.R. Conf. sols. médit.*, Madrid, pp. 43-47.
- RIM M. (1951). — The influence of geophysical processes on the stratification of sandy soils. *J. soil Sci.*, 2, pp. 188-195.
- RODE A.A. (1947). — The soil forming process and soil evolution. Moscou. Traduction anglaise du Russe par serv. scient. Israël, 1961, Jérusalem, 100 p.
- RODRIGUEZ TEIXEIRA M. (1966). — Sols méditerranéens du Portugal méridional. *C.R. Conf. sols médit.*, Madrid, pp. 175-186.
- ROQUES H. (1964). — Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes gaz carbonique-eau-carbonate. *Ann. de spéléo.*, XIX, fasc. 2, 486 p.
- ROSENAN N. (1963). — Climatic fluctuations in the middle East during the period instrumental record. Les changements de climat, colloque de Rome, UNESCO-ONM, XX, 488 p.
- ROUSSET C. (1967 a). — La Terra-Rossa, jalon de l'évolution de sédiments glauconieux en bauxite : évolution et néogenèse dans le karst provençal. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 265. Série D, pp. 1353-1356.
- ROUSSET C. (1967 b). — Essai de mise au point sur les terra-rossa provençales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 264, Série D, pp. 1257-1259.
- ROUSSET C. (1968). — Contribution à l'étude des karsts du Sud-Est de la France : altérations morphologiques et minérales. Thèse Sci., Marseille, 533 p.
- RUELLAN A. (1965). — Le rôle des climats et des roches sur la répartition des sols dans la Basse Moulouya. *C.R. Acad. sci.*, Paris, 261, pp. 2379-2382.

- RUELLAN A. (1969). — Quelques réflexions sur le rôle des sols dans l'interprétation des variations bioclimatiques du Pleistocène marocain. *Revue de Géo. du Maroc*, 15, pp. 129-140.
- RUELLAN A. (1970). — Les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Maroc occidental). Thèse Sci., Strasbourg, ronéo., 482 p.
- SANCHEZ J.A. et ARTES F. (1966). — Sols sur croûtes calcaires dans les zones côtières du Sud-est de l'Espagne. *C.R. Conf. sols médit.*, Madrid, pp. 331-340.
- SANLAVILLE P. (1967). — Le calcaire dans la morphologie littorale du Liban. Hannon, *Revue libanaise de Géo.*, II, pp. 17-24.
- SARRAF S., VINK N. et ABOUKHALED A. (1969). — Evaporation, évapotranspiration potentielle au Liban et coefficient de Piche corrigé. Magon, série scient. n° 32, Tel Amara, 29 p.
- SCHAEFFER F., WELTE E. et LUDWIG F. (1957). — « A propos du problème des hydroxydes de fer dans le sol ». *Chemie der Erde*, XIX, pp. 51-64.
- SHELLMANN W. (1959). — « Recherches expérimentales sur la formation sédimentaire de la goethite et de l'hématite ». *Chemie der Erde*, XX, pp. 104-135.
- SCHOELLER H. (1962). — Les eaux souterraines. Masson et Cie éd., Paris, 642 p.
- SCHWERTMANN U. (1965). — « A propos de la formation de la goethite et de l'hématite à partir de l'hydroxyde de fer (III) amorphe ». *Zeitschrift für pflanzenernahrung, Düngung, Bodenkunde*, 108, (1), pp. 38-45.
- SCHWERTMANN U. (1966 a). — « La formation de la goethite et de l'hématite dans les sols et les sédiments. *Proceed. of the intern. clay conf.*, Jérusalem, I, pp. 159-165.
- SCHWERTMANN U. (1966 b). — Inhibitory effect of soil organic matter on the crystallisation of amorphous ferric hydroxide. *Nature*, 212, 5062, pp. 645-646.
- SCHWERTMANN U. et FISCHER W.R. (1966). — « A propos de la formation de α -FeOOH et α -Fe₂O₃ à partir de l'hydroxyde de fer³⁺ amorphe III ». *Zeitschrift für anorganische und allgemeine chemie*, 346, (3-4), pp. 137-142.
- SCHWERTMANN U. et LENTZE W. (1966). — « Couleur des sols et formes des oxydes de fer ». *Zeitschr. F. pflanzenernahrung, Düngung, Bodenkunde*, 115, (3), pp. 209-214.
- SCHWERTMANN U., FISCHER W.R. et PAPENDORF H. (1968). — The influence of organic compounds on the formation of iron oxides. 9th. intern. Cong. of soil Sci., transactions, I, 66, pp. 645-655.
- SCHWERTMANN U. (1970). — Der einfluss einfacher organischer anionen auf die bildung von goethit und hematit aus amorphem Fe (III) hydroxid. *Geoderma*, 3, pp. 207-214.
- SÉGALEN P. (1968). — Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, Vol. VI, n° 1, pp. 105-125.
- SÉGALEN P. (1969). — Contribution à la connaissance de la couleur des sols à sesquioxydes de la zone intertropicale : sols jaunes et sols rouges. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VII, 2, pp. 225-236.
- SÉGALEN P. et LEAL SILVA J.N. (1969). — Le fer, le manganèse, l'aluminium et la silice facilement extractibles dans les sols tropicaux à sesquioxydes. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VII, 3, pp. 287-310.
- SÉGALEN 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. ORSTOM, sér. Pédol.*, VIII, 4, pp. 483-496.
- SÉGALEN P. (1971). — La détermination du fer libre dans les sols à sesquioxydes. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, IX, 1, pp. 3-27.
- SERVAT E. et CALLOT G. (1966). — Carte des sols du Roussillon ENSA Montpellier. SES n° 66, carte au 1/50 000, 68 p.
- SINGER A. (1966). — The mineralogy of the clay fraction from basaltic soils in the Galilee (Israël). *J. Soil Sci.*, 17, pp. 136-147.
- SINGER A. and RAVIKOVITCH S. (1966). — The nature and properties of basaltic soils in Israel. *Proc. Conf. Médit. soils*, Madrid, pp. 69-74.
- SINGER A. (1967 a). — Mineralogy of the non-clay fractions from basaltic soils in the Galilee, Israel. *Israel Journ. of earth-Science*, V, 16, pp. 215-228.
- SINGER A. (1967 b). — The argillation of submarine tuffs from the Mount Carmel, Israel. *Clay Minerals*, 7, pp. 101-110.
- SOILEAU J.M. et MCCracken 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.
- SOTERIADES C.G. (1956). — Red soils of Cyprus. 6^e Congrès Sci. du sol, Paris, pp. 53-59.
- STACE H.C.T. (1956). — Chemical characteristics of Terra Rossa and rendzinas of South Australia. *J. Of. soil Sci.*, 7, pp. 280-301.
- STACE M.C.T., HUBBLE G.D., BREWER R. et al. (1968). — A Handbook of Australian soils. Rellins Technical Publications-Glenside Souths Australia, XII, 435 p.

- STEPHENS G. (1954). — The classification of Australian soils. *5th. intern. cong. soil Sci.*, IV, 29, pp. 155-160.
- STREBEL O. (1965). — Les associations de sols de la Syrie et au Liban. *Géol. Jb.*, 84, 22 p.
- SUDO T., HAYASHI H. et SCHIMODA S. (1962). — Mineralogical problems of intermediate clay minerals clays and clay minerals *9th. Nat. Conf.*, 1960, pp. 378-392.
- TABOADELA M.M. (1953). — The clay mineralogy of some soils from Spain and from Rio Muni (West Africa). *J. Of. S. Sci.*, 4, 1, pp. 48-55.
- TARDY Y. et GAC J.Y. (1968). — Les minéraux argileux dans quelques sols et arènes des Vosges cristallines. Présence de vermiculite-Al. Hypothèse de la néoformation des vermiculites et montmorillonites. *Bull. Serv. Carte Géol. Als.-Lor.*, 21, 4, pp. 285-304.
- TARDY Y. (1969). — Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse Sci., Strasbourg, ronéo, 274 p.
- TAVERNIER (1957) — Sur quelques sols des régions méditerranéennes. *Pédologie*, VII, pp. 348-364.
- TOWE K.M. et BRADLEY W.F. (1967). — Mineralogical constitution of colloïdal «Hydrous Ferric oxides». *Journ. Of. colloïd and interface Sci.*, 24, pp. 384-392.
- TRAN VINH AN J. et HERBILLON A. (1966). — Etude expérimentale du système SiO₂-Fe₂O₃ ; applications à la pédogenèse. *Conf. sols médit.*, Madrid, pp. 255-263.
- TRAN VINH AN J. (1967). — Les systèmes ternaires « oxydes de fer-silice-kaolinite » et la pédogenèse des sols tropicaux. Thèse de doctorat en Sci. Agro., Heverlee, 81 p.
- TROMBE F. (1952). — Traité de spéléologie Payot éd., Paris, 376 p.
- TSUNEO TAMURA (1956). — Weathering of mixed layer clays in soils. *Clays and clay minerals. 4th. Nat. Conf.*, pp. 413-422.
- TUCKER B.M. (1954). — The determination of exchangeable calcium and magnesium in carbonate soils. *Aust. J. Agric. Res* 5, pp. 706-715.
- U.S.D.A. (1960). — Soil classification. A comprehensive system. (7th. approximation). Soil survey staff, soil conservation in service, 295 p.
- U.S.D.A. (1964-67). — Supplements to soil classification system. (7th. approximation). Soil survey staff, soil conservation, multigr.
- VALENTI A. et SANESI G. (1966). — Etude micromorphologique de paléosols du Bassin du Mugello (Florence, Italie). *Pédologie*, XVI, 1, pp. 23-41.
- VALLEJO L.G. et SEGALÉN P. (1970). — Observations sur des sols rouges dérivés de roches volcaniques basiques dans le Bajío (Mexique central). *Cah. ORSTOM, série Pédol.*, VIII, 1, pp. 49-61.
- VAN DER MERWE C.R., HEYSTER H. (1955). — Clay minerals of South-African soil groups: subtropical black clays and related soils. *Soil Sci.*, 79, 2, pp. 147-158.
- VAUMAS (de) E. (1954). — Le Liban (Montagne libanaise, Bekaa, Anti-Liban, Hermon, Hte Galilée libanaise). Etude de géographie physique. Firmin Didot édit., Paris, 367 p.
- VAUMAS (de) E. (1967). — Phénomènes karstiques en Méditerranée orientale. *C.R. D. de Cartog. et Géog. Mémoires et documents*, vol. 4, pp. 195-282.
- VIGNERON J. (1966). — Quelques types de sols rouges dans le Languedoc et leur chronologie. Commun. réunion pédol. ORSTOM, ronéo, 6 p.
- WAEAGEMANS G. et HENRY S. (1954). — La couleur des latosols. *C.R. 5^e Conf. Sci. sol*, 2, pp. 384-389.
- WEBSTER R. (1965). — A catena of soils on the Northern Rhodesia plateau. *Journ. of. soil Sc.*, 16, 1, pp. 31-43.
- WEISER M.B. et MILLIGAN W.O. (1938). — The constitution of colloïdal systems of hydrous oxides. *Chem. rev.*, 1939, t. 25, pp. 1-30.
- WEYDERT P. (1967). — La morphologie karstique de l'extrémité orientale des Monts du Vaucluse. In Phénomènes karstiques, Mémoires et documents. *C.R. D. de Cartog. et Géo.*, 4, pp. 149-184.
- WEY et SIFFERT (1961). — Réactions de la silice mono-moléculaire en solution avec les ions Al³⁺ et Mg²⁺. Genèse et synthèse des argiles. Coll. intern. C.N.R.S., 105, pp. 11-23.
- WHITTIG L.D. et JACKSON M.L. (1956). — Mineral content and distribution as indexes of weathering in the Amega and Ahmeck soils of Northern Wisconsin. *Clays and clay minerals 4th. Nat. conf.*, 1955, pp. 362-371.
- YAALON D.H. (1955). — Notes on the clay mineralogy of the major soil types of Israël. *Bull. Res. Comm. of Israël*, V, 5B, pp. 161-167.
- YAALON D.H. (1959). — Classification and nomenclature of soils in Israël. Taxonomic comparaison and genetic relationship with soils from other countries. *Bull. Res. Comm. of Israël*, V, 8G, 2 - 3, pp. 91-118.
- YAALON D.H., NATHAN Y., KOYUMDJISKY H. and DAN J. (1966). — Weathering and catenary differentiation of clay minerals in soils on various parent materials in Israël. *Proc. of Int. clay Conf.*, Jérusalem, V, I, pp. 187-198.

PLANCHES-PHOTOS



1 Vue générale sur le bassin du Nahr Beyrouth.



2 Karst fermé de Reyfoun.

Les argiles de décarbonatation disparaissent à plusieurs mètres de profondeur dans les fentes du karst.



3 Karst ouvert (près de Nabatyé).
Poches de sols plus ou moins anastomosées.



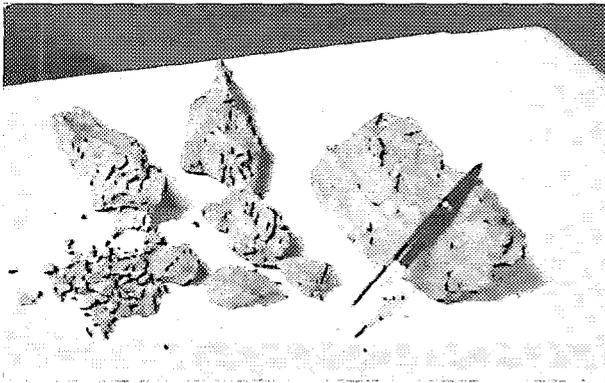
4 Marnes de Chekaa : l'érosion l'emporte sur la pédogenèse.



1 Sols rouges lixiviés à poches anastomosées.



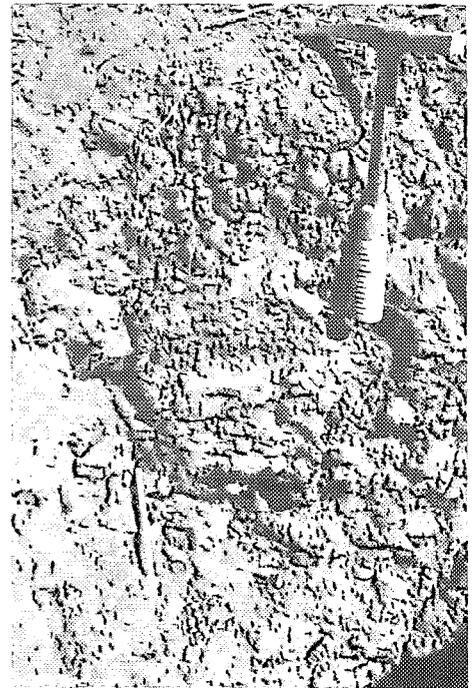
2 Sols rouges lixiviés à poche brune hydratée (Mansouryé).



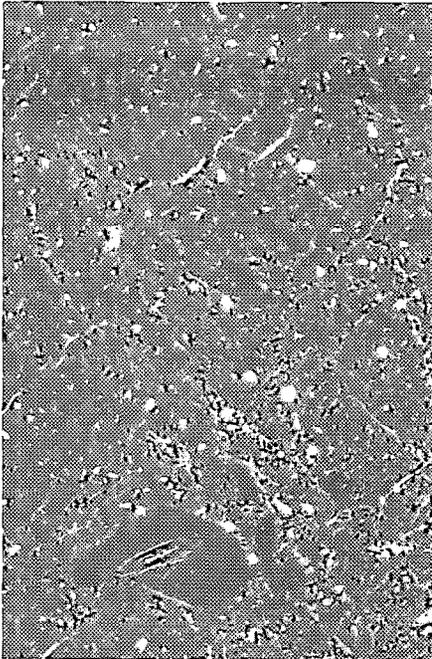
3 Structure des sols rouges lixiviés : structure élémentaire polyédrique s'organisant en polyèdres de plus en plus gros et en prismes.



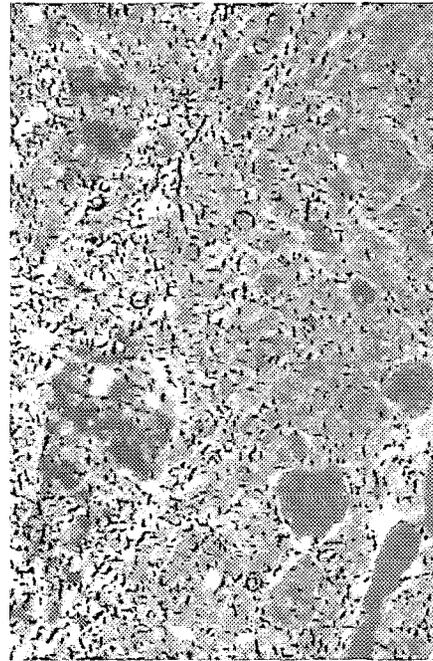
5 Structure large cubique des horizons profonds des sols rouges sur colluvions.



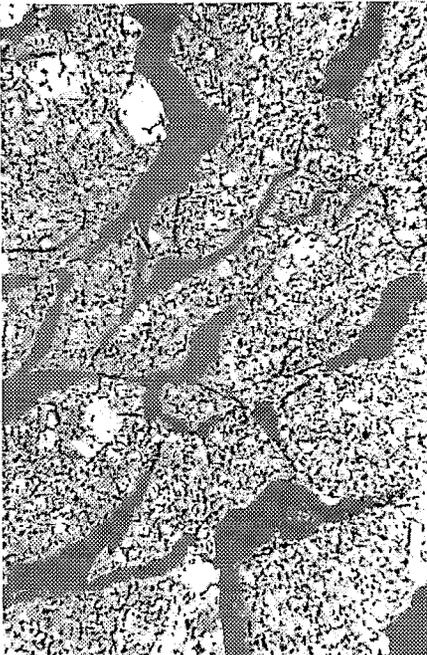
4 Sols rouges lixiviés sur colluvions (près de Rayak).
De gros blocs (niveau du manche du piochon) se forment après cultures.



1 Profil 319 de Koutaryé. Assemblage lattisepique (lumière polarisée, Grt. 39).



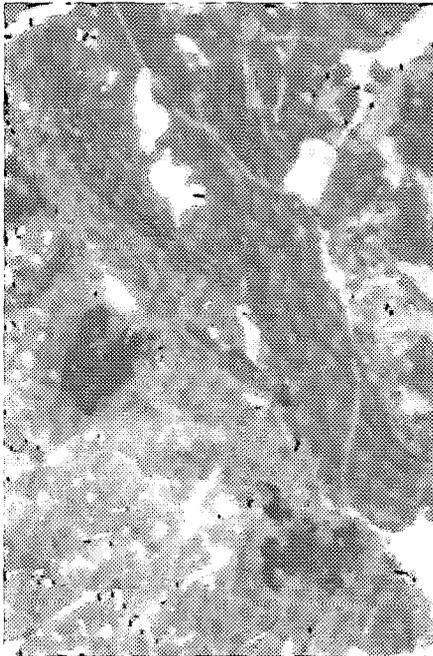
2 Profil 315 de Djezzine. Assemblage lattisepique à omnisepique. Individualisation du fer en nodules.



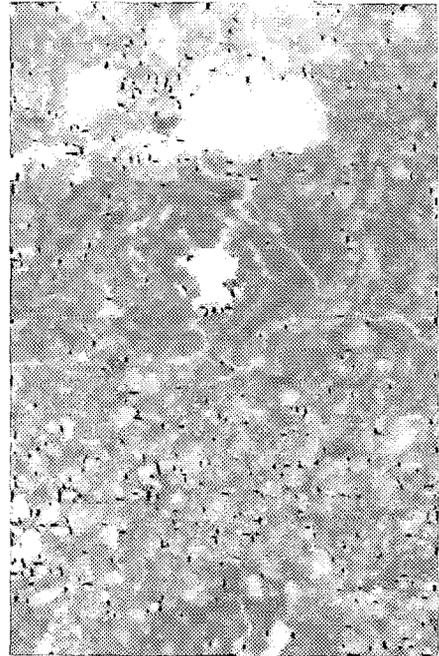
3 Profil 255 de Sarafand. Microstructure en polyèdres aplatis préfigurant une structure verticale en plaquettes.



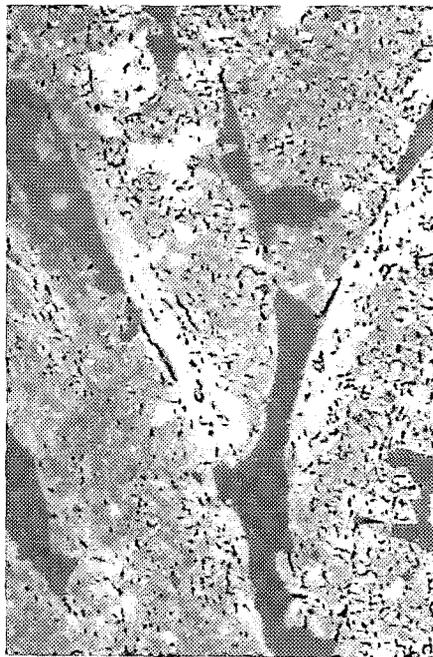
4 Profil W82 de Kfar-Zabad. Microstructure arrondie (lumière polarisée, Grt. 39), indiquant des remaniements relativement récents.



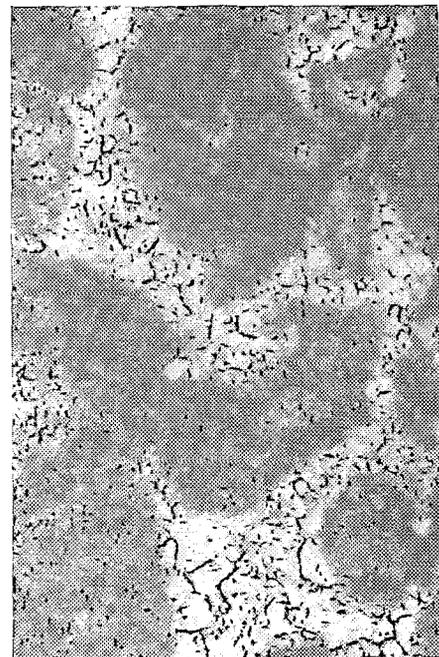
1 445 RA34 Nabatyé.
Argilifluxion dans la zone d'altération.



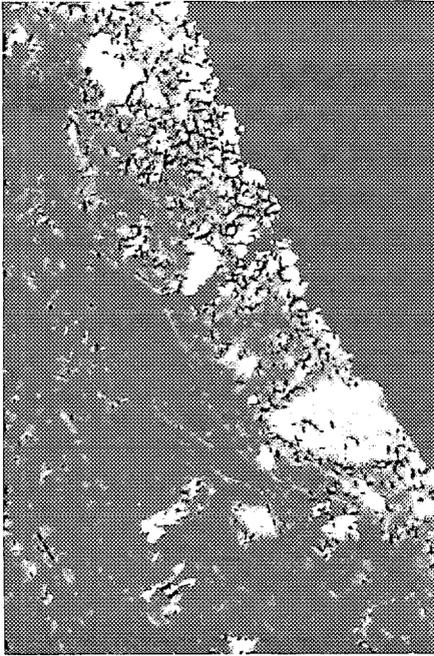
2 445 RA33 Nabatyé. Argilifluxion.
Le plasma pénètre en doigt de gant.



3 319 Cutanes de pression (a),
fabriqués à la presse (lumière polarisée,
Grt. 39).



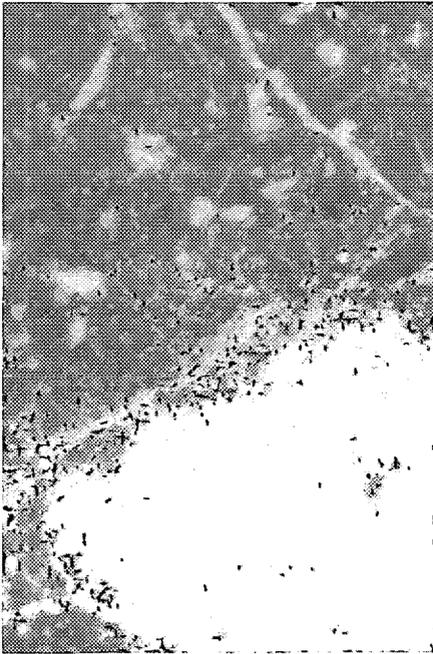
4 Roche carbonatée moyennement dure :
gros cristaux de calcite purs et petits cristaux
mélangés à des résidus.



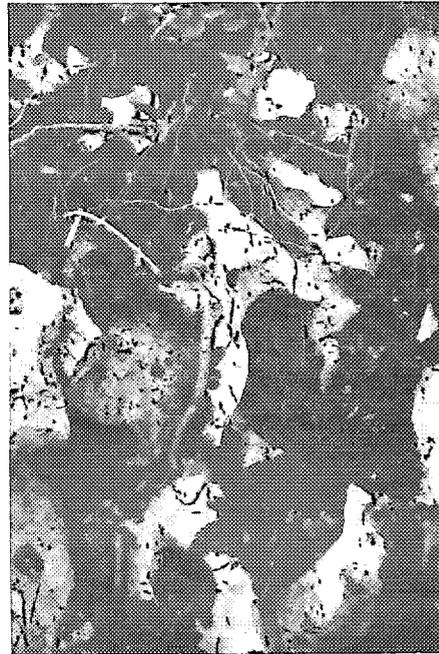
1 Pellicule d'altération, imprégnée par le plasma (lame mince).



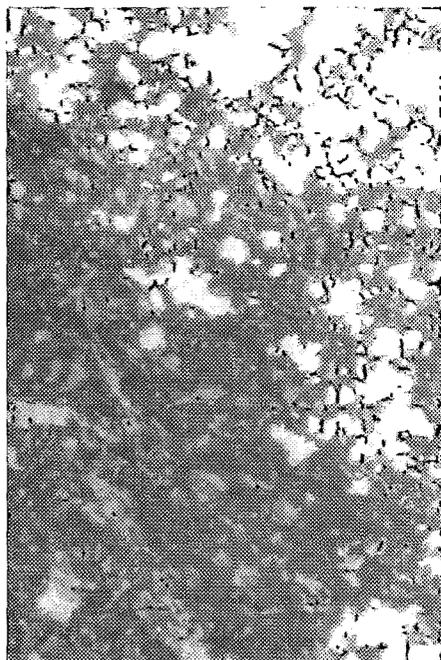
2 Pellicule d'altération venant de se détacher de la roche saine (lame mince).



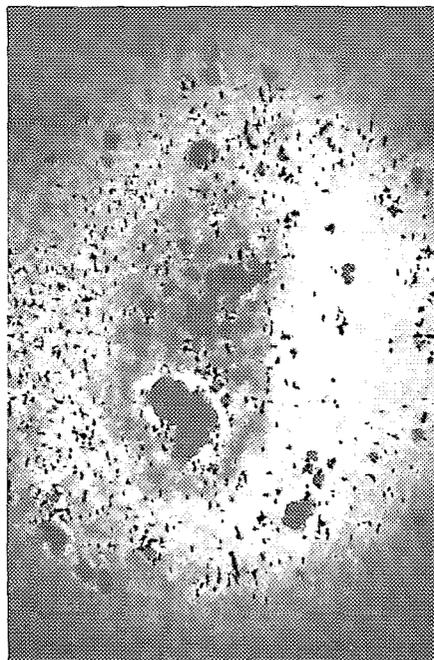
3 319.45 (Grt.156). Cutane de pression au contact plasma grain de calcite (lame mince).



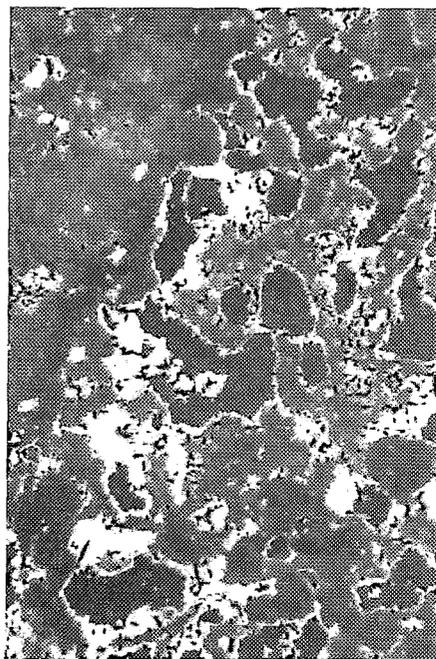
4 Résultat de l'altération pelliculaire ; calcaires rongés comme des os.



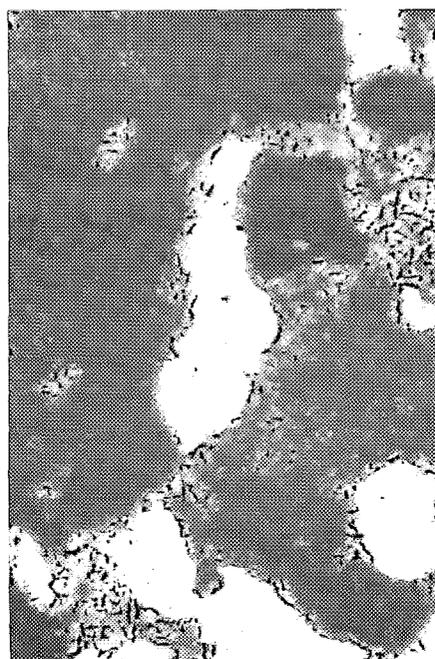
1 445 RA33 Nabatyé. Plasma s'intégrant à la masse altérée et « phagocytant » les grains de calcite.



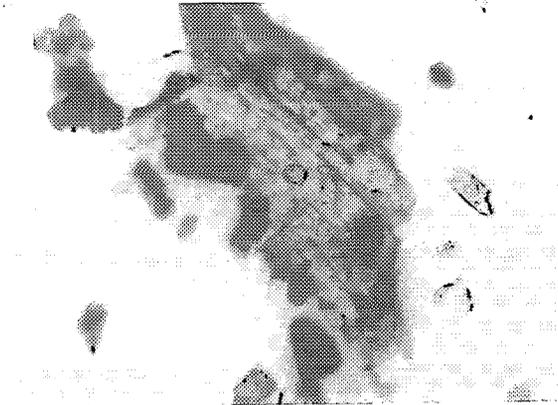
2 Début d'altération d'un calcaire moyennement dur et poreux ; les résidus se concentrent autour des vides.



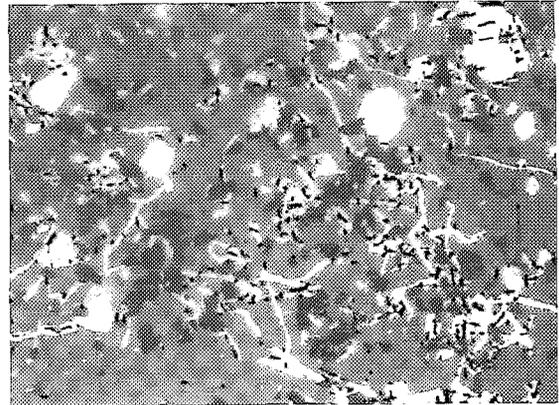
3 Molasse de Tripoli (lumière polarisée). Concentration du fer autour des vides.



4 Molasse de Tripoli à fort grossissement.



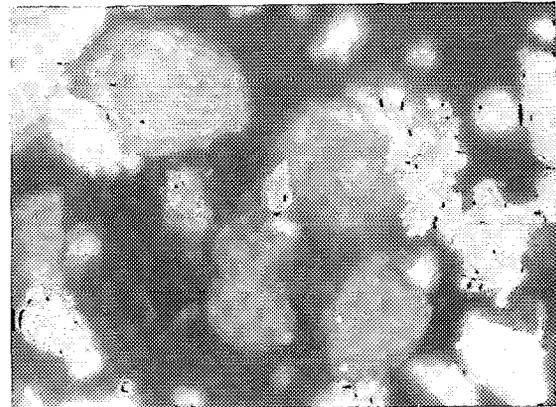
1 376.5 Sables de sols rouges lixiviés ;
débris organique silicifié (Grt.156).



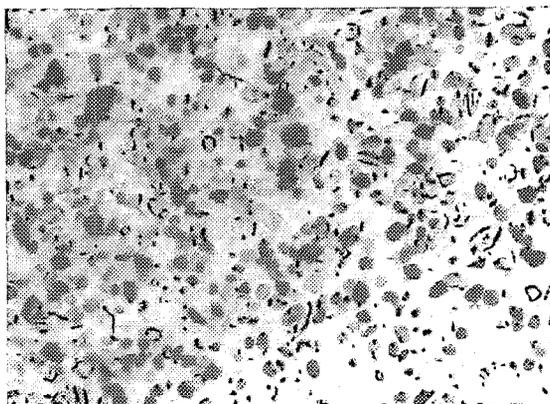
2 428R Résidus de décarbonation.
Phytolithes siliceux et matières organiques.



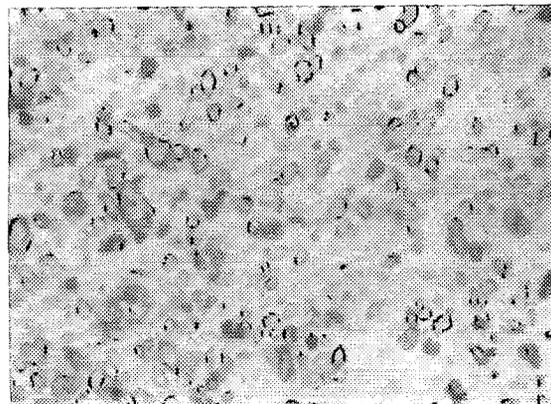
3 Sables du 394.6, Quartz anguleux et silice
secondaire en chou-fleur (Gt.40), lumière parallèle.



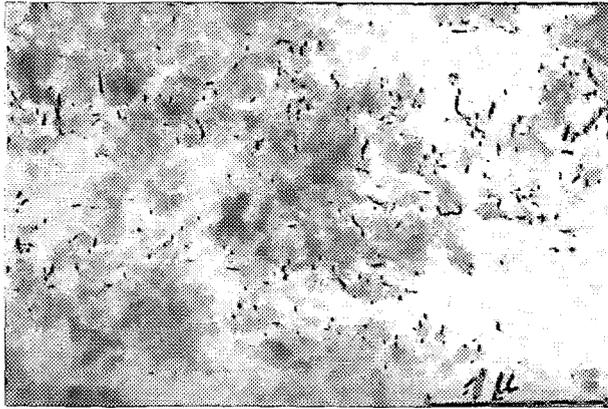
4 Sables du 394.6, Quartz anguleux et silice
secondaire en chou-fleur (Gt.40), lumière polarisée.



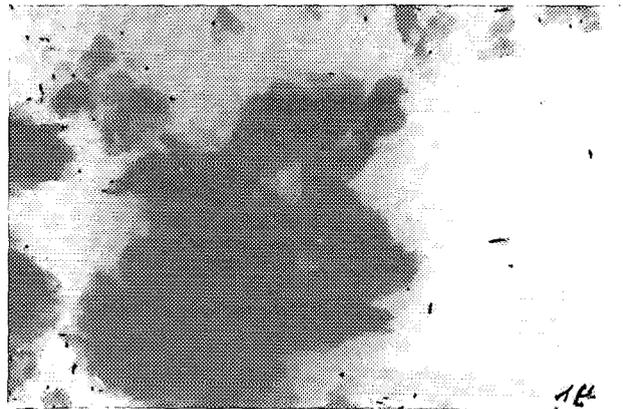
5 Sables du 397.1, Karst de chaîne de Kfardane :
sables fins imprégnés de matières organiques et minérales.



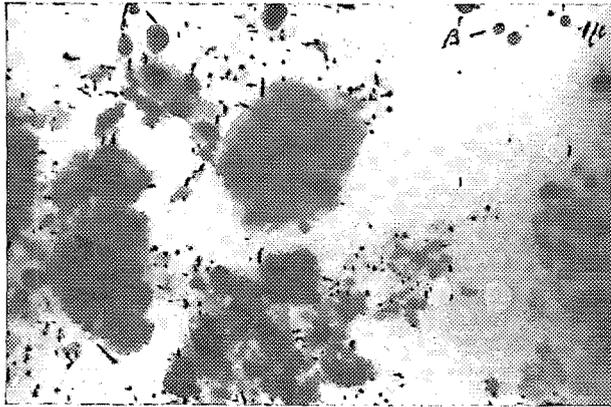
6 Sables du 394.6, Bas de chaîne de Kfardane :
sables fins très propres.



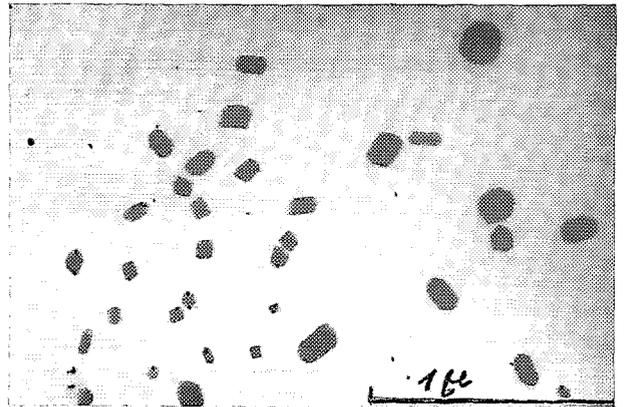
1 1. 444.34 Sol rouge lixivié de Nabytyé :
argiles fines non recouvertes d'hydroxydes de fer.



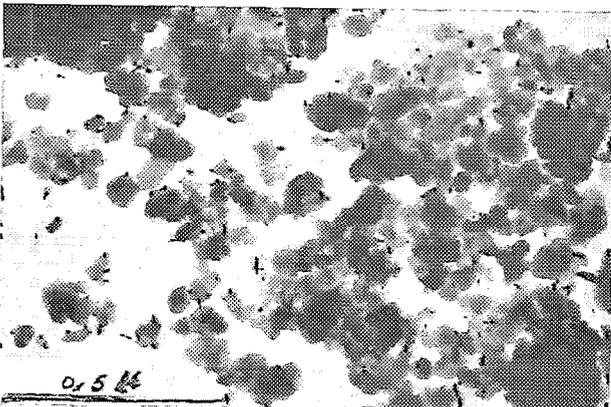
2 286 Sol brun hydraté de Zandouka ;
abondance de goéthite.



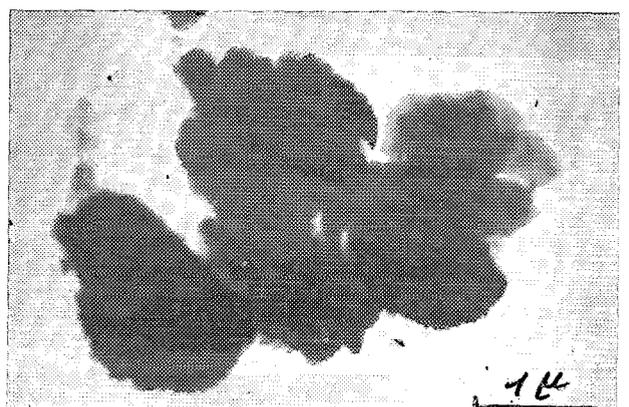
3 C₃ Essai d'imprégnation : le fer non adsorbé cristallise
en β , FeOOH (β).



4 Cristaux de β , FeOOH (Akaganéite).



5 Entraînement expérimental : produits entraînés riches
en minéraux argileux (SRT).



6 Entraînement expérimental : produits entraînés sous
forme de complexes organiques (I₂).

TABLE DES FIGURES

		Pages
Figure 1	Situation du Liban dans le bassin méditerranéen	14
2	Orographie	15
3	Coupes longitudinales et transversales du Liban	16
4	Coupe géologique S-E entre Zaoutar et Sakakiyé	17
5	Cartes pluviométriques du Liban	19
6	Cartes thermométriques du Liban	21
7	Diagrammes ombrothermiques de quelques stations caractéristiques	23
8	Les climats du Liban	24
9	Grandes lignes structurales du Liban	26
10	Esquisse géologique du Liban	27
11	Régions de forêts et de cultures du Liban	33
12	Implantation des profils et des chaînes de sols présentés dans le chapitre II	38
13	Schéma des trois types de sols rouges lixiviés observés sur roches dures carbonatées	40
14	Schéma de sols bruns hydratés	47
15	Représentation de la texture des sols de la chaîne de Nabatyé	52
16	Chaîne de sols de Kfar-Zabad	54
17	Chaîne de sols de Kfardane	57
18	Sols rouges calcaires :	
	a) rapports CaCO_3 actif/ CaCO_3 total de la séquence de Ferzol ; b) sol rouge calcaire de Tripoli	61
19	Répartition des sols dans le paysage	66
20	Représentation graphique des teintes moyennes par horizon des différents types de sols étudiés	70
21	Représentation du profil textural de quelques sols rouges formés sur roches carbonatées	71
22	Représentation du profil textural de quelques sols bruns formés sur roches carbonatées et de quelques sols rouges formés sur grès et sur basalte	73
23	Relations entre le rapport limon sur argile (L/A) et le gradient d'argile	74
24	Courbes d'A.T.D. des fractions limons et sables. Présence d'hydroxydes de fer et de minéraux argileux..	77
25	Variations des taux de matière organique dans les quelques profils présentés	79
26	Stabilité structurale des différents sols étudiés	84
27	a) pH moyens des différents sols étudiés ; b) variations saisonnières des pH	86
28	Variations des taux de saturation et du pH dans les profils des chaînes de sols de Nabatyé (a) et de Kfar-Zabad (b)	88
29	Turbidité des percolats successifs au cours de la deuxième période d'épuisement	92
30	Relations pH et taux de saturation après épuisement	94
31	Dynamique des sols karstiques	102
32	Dynamique des paysages karstiques	106
33	Altération pelliculaire d'un calcaire dur	115

34	Variations des teneurs en calcium des extraits à l'eau au 1/5 d'échantillons de sols au cours des saisons	117
35	Evolution de la teneur en calcium :	
	<i>a)</i> du témoin en % des taux d'extraction du sol garni de cailloux ; <i>b)</i> des différents percolats au cours de l'expérimentation	120
36	Evolution de la teneur en calcium des percolats au cours de trois périodes	121
37	Influence de la longueur de la période sèche sur l'exportation en calcium dans le premier percolat qui suit la dessiccation	122
38	Variations des teneurs en calcium des eaux du Nahr Beyrouth, de la rivière souterraine de Jeita (B) et de la rivière extérieure (C)	126
39	Formation de la pellicule d'altération	129
40	Localisation des profils et des chaînes de sols étudiés	140
41	Régions pluvieuses de montagne. Profils sur karst. 315 : évolution de la fraction argileuse vers la vermiculite. 343 : évolution de la montmorillonite, dégradation en surface	143
42	Evolution de la fraction argileuse vers la montmorillonite (344) vers la kaolinite (414)	145
43	Evolution de la fraction argileuse vers l'interstratifié 10-14 _M (319), la montmorillonite se maintient (255)	146
44	Evolution des minéraux argileux dans les sols de la chaîne de Kfar-Zabad	150
45	Evolution de la fraction argileuse dans des sols bruns calcaires isohumiques, encroûtés	155
46	Les grands domaines et les régions de l'évolution des minéraux argileux au Liban	168
47	<i>a)</i> courbes ATD de l'échantillon 286.3 ; <i>b)</i> diagramme X de la fraction fine de 286.3	180
48	Evolution de la goéthite au cours des traitements successifs par HCl 8 N (Co Exp.)	185
49	Limite Est de la rubéfaction des sols au Moyen-Orient	220

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
AVANT-PROPOS	7
SOMMAIRE	9
INTRODUCTION	11
 CHAPITRE PREMIER	
LE MILIEU NATUREL	13
I — Cadre géographique	13
1. Situation	13
2. Orographie	13
II — Facteurs de formation et d'évolution des sols	16
1. Facteurs climatiques	16
A. Le Liban dans le contexte climatique méditerranéen	18
B. Les composantes du climat actuel	18
a) <i>Précipitations</i> ; b) <i>Température</i> ; c) <i>Humidité, ensoleillement, vents.</i>	
C. Les climats du Liban	22
2. Facteurs géologiques	25
A. Grands traits tectoniques	25
B. La série stratigraphique	25
a) <i>Jurassique</i> ; b) <i>Crétacé</i> ; c) <i>Nummulitique</i> ; d) <i>Néogène</i> ; e) <i>Quaternaire.</i>	
C. Lithologie et géomorphologie	28
a) <i>Roches dures carbonatées et karst</i> ; b) <i>Roches tendres carbonatées</i> ; c) <i>Calcaires, marnes et grès alternés</i> ; d) <i>Basaltes</i> ; e) <i>Alluvions et colluvions quaternaires.</i>	
3. Facteurs biologiques	32
A. La végétation	32
B. Les activités humaines	34
C. Conclusions	35
4. Le facteur temps	35
 CHAPITRE II	
LES SOLS	37
I — L'organisation morphologique des profils	37
1. Sols formés sur roches dures carbonatées karstiques ou sur matériaux issus de celles-ci	37
A. Sur karst ouvert du Mont Liban	39
a) <i>Milieux lixiviant</i> ; b) <i>Milieux confinant hydratés.</i>	

B. Sur karst couvert du Mont Liban	50
a) <i>Sols sur karst couvert éocène des plateaux du sud-ouest ; b) Autres sols sur karst couvert ; c) Micromorphologie des sols rouges sur karst couvert.</i>	
C. Sur colluvions et/ou alluvions issues de roches dures carbonatées	53
a) <i>Sols de piedmont de la Békaa ; b) Sols des plaines ; c) Micromorphologie des sols de piedmont de la Békaa.</i>	
2. Sols formés sur roches carbonatées moyennement dures à tendres ou sur roches carbonatées dures et hétérogènes	59
A. Sols rouges calcaires	59
B. Sols bruns plus ou moins calcaires	62
C. Sols bruns ou gris sur matériaux marneux ou à alternances de calcaires durs et d'argiles	63
3. Sols formés sur roches-mères non carbonatées	63
A. Sur grès	63
B. Sur basalte	65
C. Sur argile	65
4. Conclusions	65
A. Le grand ensemble des sols formés sur roches dures carbonatées	65
B. Le grand ensemble des sols formés sur roches carbonatées moyennement dures	67
C. Le grand ensemble des sols formés sur roches calcaro-marneuses	68
II — Les données analytiques	68
1. Le profil chromatique	68
A. Variations dans les profils	68
B. Variations suivant les chaînes de sols	70
C. La couleur dans les sols calcaires	70
2. Le profil textural	71
A. La répartition des éléments de la texture dans les profils et le long des chaînes de sols	71
a) <i>Profil textural des sols de karst ouvert et de quelques sols fermés sur roches non carbonatées ; b) Profil textural dans les chaînes de sols.</i>	
B. Les différents éléments de la texture	75
a) <i>La fraction fine ; b) La fraction limoneuse ; c) La fraction sableuse.</i>	
3. Le profil organique	78
A. Répartition de la matière organique dans le profil	78
B. Nature des constituants organiques	79
a) <i>Acides humiques et acides fulviques ; b) Acides humiques gris et acides humiques bruns.</i>	
4. Le profil structural	82
A. Agrégats et stabilité structurale des différents sols étudiés	82
B. Facteurs de la stabilité structurale	84
5. Le pH et le complexe absorbant	85
A. pH et variations saisonnières	85
B. Complexe absorbant	86
6. Données analytiques diverses	88
A. Phosphore	88
B. Eléments traces dans les sols et les roches du Liban	89

III — Entraînement expérimental de certains constituants du sol	91
1. L'expérimentation	91
2. Mise en évidence des entraînements de particules fines	91
3. Produits entraînés et matériaux restant dans les tubes	93
IV — Les mécanismes de l'évolution des sols issus du karst	95
1. Transformations des milieux au cours de la pédogenèse	95
A. Le milieu confiné hydraté	96
a) <i>Conditions de l'hydratation ; b) Hydratation et brunissement des sols rouges ; c) Place du sol brun hydraté dans la dynamique karstique.</i>	
B. Le milieu confiné calcaire et drainant bien	97
2. Profil textural et problème du lessivage	98
A. Terminologie et définitions	98
B. Apports de l'expérimentation à la compréhension du problème du lessivage	99
C. Profil textural et gradient d'argile des sols du karst ouvert, à réserves carbonatées	99
D. Profil textural et gradient d'argile des sols, sans réserves carbonatées, des régions humides et sub-humides	100
3. Dynamique karstique et incidences à l'échelle du paysage	100
A. Mouvements dans les poches du karst	100
B. Evolution du relief karstique	101
a) <i>Cas du karst fermé ; b) Cas du karst ouvert ; c) Cas du karst couvert.</i>	
C. Dynamique des sols de piedmont	103
a) <i>Mise en place des matériaux ; b) Remaniements et évolution des sols rouges de piedmont.</i>	
4. Conclusions	105

CHAPITRE III

ALTÉRATIONS DES ROCHES CARBONATÉES	109
I — Les différents types de roches carbonatées	109
II — Les résidus de décarbonatation	110
1. Méthodes d'étude	110
2. Quantité de résidus non carbonatés	110
3. Couleur des résidus	111
4. Nature des résidus	113
III — Les faits d'observations	114
1. Les altérations se produisant à l'air libre	114
2. Les altérations se produisant à l'intérieur du sol	114
A. L'altération pelliculaire	115
a) <i>Mise en évidence ; b) Variations observées ; c) Cycles de l'altération pelliculaire.</i>	
B. L'altération progressive et profonde	118

IV — Essais expérimentaux	118
1. Appareillage	118
2. Résultats globaux	119
3. Influence des alternances de périodes sèches et humides	121
V — Géochimie des altérations des roches carbonatées et des eaux d'altération	123
1. Comparaison des roches-mères et des résidus non carbonatés	123
2. Ordre de départ des éléments	123
3. Analyse chimique des eaux	125
A. Analyses d'eaux diverses	126
B. Variations des teneurs en calcium des eaux de rivières	126
a) <i>Les eaux du bassin du Nahr et Kelb</i> ; b) <i>Les eaux du bassin du Nahr Beyrouth.</i>	
4. Conclusions	127
VI — Mécanismes des altérations	128
1. Les altérations pelliculaires	128
A. Préparation du cortex d'altération	128
B. Arrachement de la pellicule	128
C. Dissolution des carbonates de la pellicule	129
a) <i>Influence des alternances saisonnières</i> ; b) <i>Rôle du sol dans le mécanisme des dissolutions.</i>	
D. Mise en place des résidus non carbonatés	130
2. Les altérations progressives et profondes	130
VII — Conclusions	131

CHAPITRE IV

MINÉRAUX ARGILEUX DES SOLS ET DES ROCHES	133
I — Rappel bibliographique	133
1. Les données ponctuelles	134
A. Sols rouges et bruns méditerranéens	134
B. Paléosols	134
C. Sols sur roches basaltiques	134
2. Les études récentes sur profils, sur chaînes de sols ou sur paysages pédologiques	135
II — Les faits	136
1. Répartition géographique des minéraux argileux des sols du Liban	136
A. Groupes de sols à montmorillonite et à interstratifiés 10-14 _M dominant	137
a) <i>La nature des minéraux argileux des sols formés sur karst</i> ; b) <i>La nature des minéraux argileux des sols formés sur calcaires tendres, sur conglomérat pliocène, sur marnes sénoniennes</i> ; c) <i>La nature des minéraux argileux des sols formés sur colluvions</i> ; d) <i>La nature des minéraux argileux des sols de plaine.</i>	
B. Groupes de sols où la montmorillonite ne domine pas	138
a) <i>Sols à forte proportion d'illite</i> ; b) <i>Sols à forte proportion de kaolinite.</i>	
C. Conclusions	138

2. Minéraux argileux dans les profils et suivant des chaînes de sols	139
A. Régions de montagnes : Mont Liban	139
a) <i>Sols formés sur roches-mères basaltiques ; b) Sols formés sur grès ; c) Sols du karst, en milieu bien drainé ; d) Sols du karst, en milieu à drainage ralenti.</i>	
B. Régions de plateaux : sud-ouest et nord du Liban	145
a) <i>Sols sur karst ouvert ; b) Sols sur karst couvert ; c) Sols sur calcaire tendre éocène ; d) Sols sur roches et sur tuf basaltiques.</i>	
C. Régions de plaines : Békaa	149
a) <i>La partie subhumide de la Békaa au sud de Rayak ; b) La partie semi-aride et aride de la Békaa au nord de Rayak.</i>	
3. Nature chimique des montmorillonites	155
III — L'évolution des minéraux argileux	157
1. Héritage	157
A. Héritage des sols formés sur colluvions	157
B. Héritage des sols formés en place	158
a) <i>Cas de la kaolinite ; b) Cas de l'illite et des interstratifiés ; c) Cas de la montmorillonite.</i>	
2. Transformations vers la vermiculite	159
3. Transformations vers la montmorillonite	160
A. Les sources de silice	160
B. Les transformations observées	161
4. Néofonnations	162
A. Conditions des néofonnations	163
B. Types de néofonnations	163
a) <i>Néofonnation de kaolinite ; b) Néofonnation de montmorillonite ; c) Néofonnation d'attapulgite.</i>	
5. Conclusions	165
A. Schéma synthétique de l'évolution des minéraux argileux	165
a) <i>Milieux lixiviés, bien drainés ; b) Milieux confinés, plus ou moins bien drainés.</i>	
B. L'héritage, mécanisme fondamental	167
C. Les transformations	167
D. Les néofonnations	167
IV — Minéraux argileux et pédogenèse	167
1. Les grands domaines et les zones de l'évolution des minéraux argileux, au Liban	168
A. Le domaine des sols lixiviés	168
a) <i>Une zone de montagnes ; b) Une zone de plateaux ; c) Une zone de piedmonts.</i>	
B. Le domaine des sols confinés	169
a) <i>Les milieux hydratés ; b) Les milieux hydromorphes ; c) Les milieux confinés des zones plus ou moins arides.</i>	
2. Minéraux argileux et paléosols	170
A. Minéraux argileux des sols rouges sur basaltes au nord du Liban	170
B. Minéraux argileux des conglomérats, des croûtes et des nodules calcaires	170
a) <i>Les minéraux argileux des conglomérats ; b) Les minéraux argileux des nodules calcaires des sols bruns hydratés.</i>	
C. Minéraux argileux des paléosols de la Békaa	171
D. Conclusions	171
3. Relation entre les minéraux argileux, la structure et les propriétés physiques des sols	171

4. Minéraux argileux et différenciation des sols	172
A. Variations quantitatives des minéraux argileux et différenciation des sols	172
B. Variations qualitatives des minéraux argileux et différenciation des sols	172
C. Absence de variations dans les minéraux argileux et différenciation des sols	172
5. Sens de la dynamique de l'évolution des minéraux argileux	173
A. Dynamique verticale en régions karstiques	173
B. Dynamique oblique en régions non ou peu karstiques	173
C. Parallélisme entre l'évolution des minéraux argileux et celle du calcaire	174
D. Conclusions	174
6. Sensibilité des minéraux argileux dans la pédogenèse des régions méditerranéennes	175
A. Sensibilité en tant qu'indicateur de l'origine et de l'homogénéité des matériaux	175
B. Sensibilité et classification des sols	175
C. Sensibilité et contexte pédologique méditerranéen	175
D. Conclusions	175
 CHAPITRE V	
SESQUIOXYDES DE FER, SILICE ET ALUMINE DE LA FRACTION FINE DES SOLS	177
I — Quantités des divers constituants des profils	177
II — Etat de la silice, de l'alumine et des sesquioxydes de fer dans les sols	179
1. Etude de la silice et des sesquioxydes de fer cristallins	179
A. La silice	179
B. Les sesquioxydes de fer	180
a) <i>Les méthodes d'étude</i> ; b) <i>Les résultats obtenus.</i>	
2. Les produits amorphes	183
A. Utilisation et limites de la méthode SEGALLEN	183
B. Les produits amorphes dans les sols du Liban	183
a) <i>Localisation des produits amorphes</i> ; b) <i>Silice et alumine amorphes</i> ; c) <i>Les produits ferrugineux amorphes.</i>	
III — Etat de la silice, de l'alumine et des sesquioxydes de fer dans les roches carbonatées et dans quelques accumulations calcaires	193
1. Les produits amorphes dans les roches carbonatées	193
2. Les différentes formes de sesquioxydes de fer dans les roches carbonatées	194
3. Les produits ferrugineux amorphes dans différentes accumulations calcaires	195
IV — Essais expérimentaux	196
1. Technique utilisée	196
2. Résultats obtenus	197
A. Changements de couleur	197
B. Evolution des sesquioxydes de fer	198
3. Interprétations et comparaisons avec la nature	198

V — Les sesquioxydes amorphes et cristallins dans la pédogenèse des sols formés sur roches carbonatées	199
1. Evolution de la silice, de l'alumine et des sesquioxydes de fer, non inclus sur les minéraux argileux	199
A. Au cours des altérations	199
B. Dans les différents milieux pédologiques	199
a) <i>En milieu lixivié ; b) En milieu confiné hydraté ; c) En milieu confiné hydromorphe ; d) En milieu confiné calcaire, drainant bien.</i>	
2. Les sesquioxydes de fer et la rubéfaction des sols	201
A. Rappel bibliographique	201
B. Les produits ferrugineux amorphes et la couleur rouge	202
3. Conclusions	204
CHAPITRE VI	
INTERPRÉTATIONS GÉNÉRALES	205
I — Evolution des sols du Liban en fonction des milieux pédogénétiques	205
1. Milieu bien drainé, lixiviant	206
A. Les sols formés en milieu lixiviant, agressif	206
a) <i>Profil morphologique ; b) Caractéristiques dynamiques de ces sols ; c) Milieu et caractères d'évolution des sols.</i>	
B. Les sols formés en milieu lixiviant peu agressif	208
a) <i>Les sols rouges lixiviés, sans profil calcaire, du karst ouvert ; b) Les sols à profil calcaire plus ou moins différencié.</i>	
2. Milieu conservateur	209
3. Milieu drainant bien, mais confinant	209
4. Milieu confinant hydraté	210
A. Sols complètement hydratés	210
B. Sols incomplètement hydratés	210
5. Milieu confinant hydromorphe	211
6. Conclusions	211
II — Place des sols du Liban dans la classification française	213
1. Rappel bibliographique	213
2. Le concept de sols fersiallitiques et ses limites	214
3. Classification des principaux types de sols étudiés au Liban	215
A. Les classes de sols étudiés	215
a) <i>La classe des sols fersiallitiques ; b) Les autres classes de sols.</i>	
B. Le problème des limites entre classes	218
III — Les sols fersiallitiques du Liban dans le contexte fersiallitique général	219
1. Les sols fersiallitiques du Liban et la pédogenèse actuelle	219
2. Extension des sols fersiallitiques au Moyen-Orient	220
3. Sols fersiallitiques dans les régions à climat méditerranéen	221

4. Comparaison des sols fersiallitiques des régions méditerranéennes avec des sols de même type en régions tropicales et tempérées	222
A. Les sols fersiallitiques des régions tropicales	222
B. Les sols fersiallitiques des régions tempérées	222
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	225
MÉTHODES D'ÉTUDE	233
BIBLIOGRAPHIE	237
PLANCHES — PHOTOS	247
LISTE DES FIGURES	257
TABLE DES MATIÈRES	259

Les Editions de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer tendent à constituer une documentation scientifique de base sur les zones intertropicales et méditerranéennes et les problèmes que pose le développement des pays qui s'y trouvent.

CAHIERS ORSTOM.

Séries périodiques :

- **entomologie médicale et parasitologie** : articles relatifs à l'épidémiologie des grandes endémies tropicales transmises par des invertébrés, à la biologie de leurs vecteurs et des parasites, et aux méthodes de lutte.
- **géologie** : études sur les trois thèmes suivants : altération des roches, géologie marine des marges continentales, tectonique de la région andine.
- **hydrobiologie** : études biologiques des eaux à l'intérieur des terres, principalement dans les zones intertropicales.
- **hydrologie** : études, méthodes d'observation et d'exploitation des données concernant les cours d'eau intertropicaux et leurs régimes en Afrique, Madagascar, Amérique du Sud, Nouvelle-Calédonie...
- **océanographie** : études d'océanographie physique et biologique dans la zone intertropicale, dont une importante partie résulte des campagnes des navires océanographiques de l'ORSTOM ou utilisés par lui.
- **pédologie** : articles relatifs aux problèmes soulevés par l'étude des sols des régions intertropicales et méditerranéennes (morphologie, caractérisation physico-chimique et minéralogique, classification, relations entre sols et géomorphologie, problèmes liés aux sels, à l'eau, à l'érosion, à la fertilité des sols) ; résumés des thèses et notes techniques.
- **sciences humaines** : études géographiques, sociologiques, économiques, démographiques et ethnologiques concernant les milieux et les problèmes humains principalement dans les zones intertropicales.

Séries non périodiques :

- **biologie** : études consacrées à diverses branches de la biologie végétale et animale.
- **géophysique** : données et études concernant la gravimétrie, le magnétisme et la sismologie.

MEMOIRES ORSTOM : consacrés aux études approfondies (synthèses régionales, thèses...) dans les diverses disciplines scientifiques (60 titres parus).

ANNALES HYDROLOGIQUES : depuis 1959, deux séries sont consacrées : l'une, aux Etats africains d'expression française et à Madagascar, l'autre aux Territoires et Départements français d'Outre-Mer.

FAUNE TROPICALE : collection d'ouvrages principalement de systématique, couvrant ou pouvant couvrir tous les domaines géographiques où l'ORSTOM exerce ses activités (18 titres parus).

INITIATIONS/DOCUMENTATIONS TECHNIQUES : mises au point et synthèses au niveau, soit de l'enseignement supérieur, soit d'une vulgarisation scientifiquement sûre (18 titres parus).

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'ORSTOM : cette collection, diverse dans ses aspects et ses possibilités de diffusion, a été conçue pour s'adapter à des textes scientifiques ou techniques très variés quant à leur origine, leur nature, leur portée dans le temps ou l'espace, ou par leur degré de spécialisation (16 titres parus).

L'HOMME D'OUTRE-MER : cette collection, publiée chez Berger-Levrault, est exclusivement consacrée aux sciences de l'homme, et maintenant réservée à des auteurs n'appartenant pas aux structures de l'ORSTOM (9 ouvrages parus).

De nombreuses **CARTES THEMATIQUES**, accompagnées de **NOTICES**, sont éditées chaque année, intéressant des domaines scientifiques ou des régions géographiques très variées.

BULLETIN ANALYTIQUE D'ENTOMOLOGIE MEDICALE ET VETERINAIRE (périodicité mensuelle - ancienne dénomination jusqu'en 1970 : Bulletin signalétique d'entomologie médicale et vétérinaire) (XIX^e année).

**OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER**

Direction Générale

24, rue Bayard, PARIS-8^e

Scie Central de Documentation

70-74, rte d'Aulnay, 93-BONDY-FRANCE

IMP. M. BON - VESOUL
O. R. S. T. O M. Editeur
D.L. éditeur : 2^e trim. 72
D.L. IMP. : 1721 - 2 - 72