

N° d'enregistrement
au C.N.R.S. :

T H È S E

présentée

A L'UNIVERSITÉ PARIS VII

pour obtenir

LE TITRE DE DOCTEUR - INGÉNIEUR

par

HECTOR J. M. MORRAS

**CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE PÉDOLOGIQUE
DES «BAJOS SUBMERIDIONALES» (PROVINCE DE SANTA FÉ, ARGENTINE)
Influence de l'environnement sur la formation et l'évolution
des sols halomorphes**

Soutenue le 19 septembre 1978 devant la Commission d'Examen :

MM. G. BOCQUIER

Président

J. BOULAINÉ

M. JAMAGNE

M. ROBERT

G. SIEFFERMANN

} **Examineurs**

SOMMAIRE

Avant-propos	
Introduction	1
Chapitre I : LE MILIEU NATUREL	3
Chapitre II : CARACTERISATION MORPHOLOGIQUE DES SOLS ETUDIES	23
Chapitre III: LES DONNEES ANALYTIQUES. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES ET PHYSICO-CHIMIQUES	31
Chapitre IV : LES ELEMENTS MAJEURS ET EN TRACES	65
Chapitre V : ANALYSES MINERALOGIQUES DES SABLES	85
Chapitre VI : MINERALOGIE DES ARGILES	101
Chapitre VII: LES ANALYSES EN MICROSCOPIE OPTIQUE ET ELECTRONIQUES	123
Chapitre VIII: CONCLUSIONS GENERALES	147
Bibliographie	
Annexe	

AVANT-PROPOS

Au mois de Mars 1975 nous avons été invités par le Département d'Hydrologie de l'Université Nationale du Littoral (Argentine) à participer à l'étude de la région dénommée "Bajos Submeridionales". C'est donc dans le cadre du programme de recherches de cette institution que nous avons eu notre premier contact avec cette région, qui fera l'objet de ce travail. A la suite des travaux de terrain que nous avons réalisés à un niveau de reconnaissance, un certain nombre de problèmes pédologiques ont été posés; pour essayer d'y répondre il nous fallait un support analytique, qui nous permette de caractériser plus en détail les profils de sols prélevés dans cette région. Nous avons eu ainsi la chance de pouvoir poursuivre et assurer ce travail auprès de plusieurs organismes scientifiques français, où nous avons trouvé une collaboration ouverte et précieuse, qui nous a permis d'obtenir les résultats que nous présenterons ici. Je tiens ainsi à exprimer ma gratitude à tous ceux qui par leur aide et leurs conseils ont rendu possible la réalisation de ce travail et la présentation de ce mémoire.

Mes remerciements je les dois tout d'abord à M. le Professeur G. BOCQUIER, président du jury, qui a bien voulu m'accueillir et suivre mes travaux. J'ai beaucoup appris grâce à son esprit rigoureux et à ses critiques éclairées et aimables. Qu'il trouve ici toute ma reconnaissance pour ses conseils et les longues heures consacrées à la discussion et à la correction de ce travail.

Je remercie très sincèrement M. P. SEGALEN, Inspecteur Général de Recherches à l'O.R.S.T.O.M., qui a été toujours disponible pour lire et discuter mon travail, et qui m'a prodigué de précieux conseils. M. SEGALEN n'a pu faire partie de ce jury par suite des nombreuses missions qu'il assure notamment en Amérique latine.

Je tiens aussi à exprimer ma très vive gratitude à M. M. ROBERT du Laboratoire de Sols du C.N.R.A. à Versailles, auprès de qui j'ai trouvé un accueil chaleureux, et qui a toujours su m'aider par ses nombreuses suggestions et ses judicieuses critiques, concernant en particulier la minéralogie des argiles.

M.J. BOULAINÉ, Professeur à l'Institut National Agronomique, M.M. JAMAGNE, Directeur du Service de la Carte de Sols au C.N.R.A., et M.G. SIEFFERMANI, Directeur de Recherches de l'O.R.S.T.O.M. se sont intéressés à mon travail et ont aimablement accepté de faire partie de ce jury. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma sincère gratitude.

Je suis également profondément reconnaissant à M.G. PEDRO, Directeur de Recherches au C.N.R.A. pour les nombreux enseignements et conseils qu'il a bien voulu m'apporter à maintes reprises.

La plus grande partie des travaux analytiques a été réalisée dans les Laboratoires des Services Scientifiques Centraux de L'ORSTOM à Bondy, où j'ai été accueilli par MM. M. LAMOUREUX, G. AUBERT et R. LAIGNIEN, grâce auxquels j'ai trouvé toutes les facilités qui m'ont assuré la collaboration et l'appui de nombreuses personnes.

Je tiens ainsi à exprimer toute ma reconnaissance à M. M. PINTA, Chef du Service de Spectrographie, M.F. DABIN, M. P. PELLOUX du Laboratoire de Pédologie, M.J. PAKFOT et Mme M. DELAUNE, du Service de Géologie, M.R. VAN DEN DRIESCHE et Melle A.M. AUBRY de la Banque de Données Pédologiques, qui m'ont ouvert l'accès à leurs services respectifs en me fournissant toute leur aide ainsi que leurs conseils judicieux et aimables.

Après du personnel de ces Laboratoires, j'ai trouvé une collaboration constante et efficace ainsi qu'une ambiance amicale et ouverte; je ne saurais donc pas oublier Mmes. R. ALPHONSE, A. BOULEAU, M.L. CHOLRI, E. GAVINELLI, J. HARLE, G. FUSIL, Y. MOINDROT, T.N' GUYEN TAN LOI, M. RICHARD, J. VERDONI et M. VILLETE, et MM. G. BELLIER, J.C. BRION, G. FILLMAN, M. KOUKOU, P. LUNG, S. FOREAU, R. PELOT, J. PLOTTE, D. FAMBÉAUD, C. REGAZZI et P. VERDONI. Qu'ils trouvent ici l'expression de toute ma reconnaissance.

Je dois aussi tous mes remerciements à Melle M-B. FERROT, Mme. C. MASSONI et Melle E. PELEGRIE de la Bibliothèque de l'O.R.S.T.O.M. pour l'abondante documentation qu'elles m'ont aimablement et

patiemment procurées; à Mme J. CHAMBRE pour avoir assuré la dactylographie de ce mémoire; à MM. C. RIERNAUX et J. QUINET ainsi qu'à leurs collaborateurs pour avoir eu la grande gentillesse de contribuer à l'édition de ce travail.

Une partie importante des analyses minéralogiques et microscopiques a été réalisée dans le Laboratoire des Sols du C.N.R.A. où j'ai bénéficié de l'aide compétente et aimable de Mlle J. BEURIER et de MM. M. FERVIO et G. VENEAU. Je leur en suis très reconnaissant.

Je remercie également mes camarades du Laboratoire de Pédologie de l'Université de Paris VII: Mlles C. BOLLINGER et C. BASTARD, et MM. M. FAYOLLE et P. PENEAUD, qui m'ont appris la manipulation de la microsonde électronique et m'ont constamment aidé par la suite.

Je dois une mention particulière à mes collègues du Département d'Hydrologie de l'U.N.L. en Argentine. C'est à travers eux que j'ai appris à connaître la région que constitue l'objet de cette étude, et c'est grâce à leur appui et à leur collaboration que ce mémoire a pu voir le jour. Je dois ainsi mentionner notamment MM. ALMIRON, FERTONANI, CANDIOTI, FABIANO, VILORDO, PAOLI, TORRES, MORIN, ZAPATA; je leur associe tous les membres du Département pour l'aide directe ou indirecte que j'ai toujours reçue. A tous j'adresse mes sincères remerciements.

Je voudrais enfin réserver une mention toute spéciale à ma femme DELIA, qui m'a aidé et soutenu à chaque instant. C'est à elle que je dédie ces pages.

INTRODUCTION

Dans la grande région naturelle du Chaco argentin s'étend un vaste secteur déprimé que MORELLO et ADAMOLI (1974) ont justement dénommé "Chaco deprimido". Plus particulièrement dans la province de Santa Fe, et depuis des nombreuses années, cette partie du territoire est connue sous le nom de "Bajos Submeridionales" (GOLLAN et LACHACA, 1939).

Cette zone ("Bajos" ou "zones basses") présente une physionomie très particulière, et elle retient tout d'abord l'attention par sa végétation; elle se présente en effet sur des centaines de kilomètres comme une plaine herbeuse, extrêmement plate et monotone et entourée par des zones plus ou moins boisées. Aussi, la densité de la population humaine est très faible et la région est consacrée presque exclusivement à l'élevage extensif. Cette physionomie révèle l'individualité de ce milieu, qui est la conséquence d'inter-relations particulières de divers facteurs: géomorphologique, hydrologique, pédologique, etc.

L'originalité de cette région a ainsi attiré l'intérêt d'un certain nombre d'organismes et de chercheurs qui, au moins depuis la décennie des années 30, ont consacré divers travaux à son étude. Cependant, et bien que les caractéristiques fondamentales de la région aient été reconnues depuis cette époque, ce n'est que dans ces dernières années qu'une action de recherche concertée et multidisciplinaire a été entreprise pour l'évaluation précise des ressources naturelles.

Dans cette nouvelle étape de la connaissance de cette région, nous avons eu ainsi l'occasion d'étudier les sols d'un secteur relativement réduit, mais qui, sous certains aspects, pourrait néanmoins être représentatif de l'ensemble de cette vaste unité.

Pour caractériser ce secteur, nous avons donc choisi une douzaine de profils de sols, alignés le long d'un transect qui traverse d'est en ouest la zone déprimée. Ces profils se localisent dans des unités géomorphologiques diverses, et de ce fait ils nous permettront d'établir les caractéristiques des sols dans des environnements différents.

Les objectifs de ce travail pourraient être synthétisés de la façon suivante :

- d'une part, définir la nature, l'origine et les variations des sols et de leurs matériaux parentaux le long de ce transect;
- d'autre part, préciser analytiquement le caractère halomorphe de ces sols qui, comme nous le verrons, constitue la spécificité pédologique de cette région;
- enfin, relier les caractéristiques morphologiques et analytiques des profils à l'environnement dans lequel ils se trouvent.

Les méthodes analytiques utilisées ont été diverses, et elles ont été choisies de façon à obtenir trois sortes de renseignements :

- une caractérisation physique et physico-chimique de ces sols, qui nous permette d'évaluer leur type et degré de salinité, la composition de leur complexe d'échange, leur granulométrie, etc;
- une caractérisation géochimique, par l'étude de la distribution des éléments majeurs et des éléments traces ;
- une caractérisation minéralogique et microscopique, pour tenter de déterminer la composition et l'origine des matériaux originels, ainsi que l'organisation et l'évolution de leurs constituants.

Dans la partie finale de ce travail, nous essayerons aussi d'établir un diagnostic agrologique de ces terres en fonction de leurs contraintes édaphiques, et nous discuterons des possibilités et des limites de leur exploitation.

CHAPITRE I . LE MILIEU NATUREL.

1. APERÇU GENERAL SUR LE CHACO ARGENTIN.

Le Chaco est une plaine sédimentaire qui depuis les montagnes ("sierras") pampéennes et subandines à l'ouest, s'étend vers l'est jusqu'à la limite formée par les fleuves Parana et Paraguay (fig.1). Vers le nord cette région pénètre dans le Paraguay, la Bolivie et le Brésil, tandis que dans le sud elle est limitée par la plaine pampéenne dont elle diffère fondamentalement par ses caractéristiques climatiques et sa végétation. La transition entre ces deux régions est graduelle et parfois difficile à préciser, en partie à cause de l'action de l'homme sur la végétation naturelle.

Le climat du Chaco est assez bien connu à travers une série de travaux (GALMARINI et RAFFO, 1964; BURGOS, 1970; MORELLO, 1970; PROGRAMA 08, 1975; etc.). Ces travaux nous renseignent sur le fait que les précipitations ont un gradient décroissant de l'est vers l'ouest, avec des valeurs maximales dans la région des fleuves Parana et Paraguay (1.100-1.200 mm), qui diminuent progressivement jusqu'à atteindre 450 mm à l'est dans la région des Salinas Grandes (fig.2). Par ailleurs, le régime pluviométrique présente une concentration saisonnière relativement importante avec un maximum de pluies pendant l'été (250-450 mm.).

La répartition de la température du Chaco présente des isothermes disposées perpendiculairement aux isohyètes, avec des valeurs décroissantes du nord au sud (fig.3a-b). La température moyenne du mois le plus chaud est approximativement de 28 degrés dans l'extrémité nord de la région et de 26°C dans l'extrémité sud. Par ailleurs, les températures moyennes du mois le plus froid diminuent progressivement de 17°C dans le nord jusqu'à 13°C dans la limite sud. On observe ainsi, que l'amplitude thermique diminue du sud vers le nord, ce qui va de pair avec une accentuation du caractère subtropical du climat dans le même sens (BURGOS, 1970).

En outre, on peut signaler que c'est au Chaco Argentin qui se trouve le pôle de chaleur de l'Amérique du Sud (PROHASKA, 1959). Il gèle pourtant aussi dans cette région, le nombre de jours de gelée augmentant du nord-est (0,3 à Formosa) au sud-est (11,9 à Santiago del Estero).

Ces variations de la température et de la pluviométrie permettent de distinguer ainsi différents secteurs climatiques. Dans l'ouest du Chaco les bilans hydriques calculés suivant le système de THORNTWHAITE montrent des déficits pluviométriques dûs à une évapotranspiration potentielle qui dépasse constamment les précipitations (fig.4 et 5). D'après les critères du deuxième système de THORNTWHAITE cette région est caractérisée par un climat semi-aride (D) (fig.6 et 7) (MORELLO, 1974). D'après LAGO et al. (1973) et en suivant les critères climatiques de la Soil Taxonomy (USDA, 1975), à cette région correspondrait un régime "aridique".

Le secteur est du Chaco présente pour sa part un excès global des précipitations. Cependant, la valeur élevée de l'évapotranspiration potentielle pendant l'été pourrait produire des situations déficitaires pendant cette époque. D'après la classification de THORNTWHAITE, à cette région correspond un climat humide-subhumide (C2), tandis que d'après les critères de la Soil Taxonomy cette région entrerait dans la norme du régime "udique".

Le secteur central situé entre les deux régions précédemment définies, présente un relatif équilibre entre les précipitations et l'évapotranspiration considérées annuellement. Cependant, l'analyse mensuelle d'après le système de THORNTWHAITE permet d'établir l'existence de périodes d'excès de précipitations dans certaines stations et à certaines époques (automne et hiver), et de périodes de déficits à d'autres époques (printemps et été); malgré la concentration estivale des pluies, ces périodes de déficits se produiraient aussi en raison des valeurs élevées de l'évapotranspiration potentielle. En suivant la classification de THORNTWHAITE, cette région centrale du Chaco correspond à un climat sec-subhumide (C1), qui pourrait être lui même subdivisé en climat subtropical maritime pour le secteur oriental, et en climat subtropical continental pour le secteur occidental (INTA-MAG, 1973). D'après LAGO et al. (1973) et suivant la Soil Taxonomy, cette région centrale peut être subdivisée en un secteur à régime climatique "xérique" et un autre à régime "ustique".

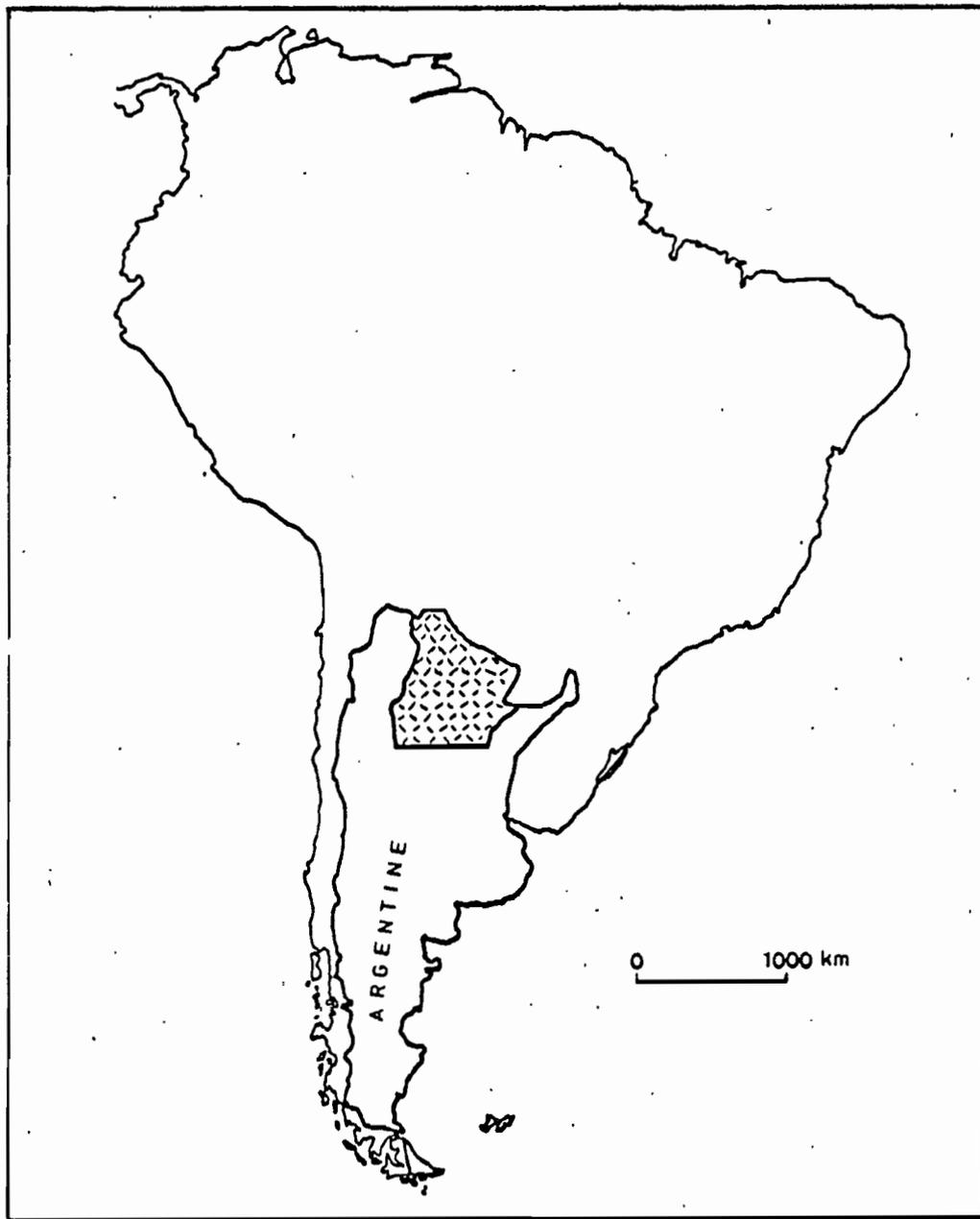


Fig. 1.- Le "Chaco" argentin. (D'après MORELLO, 1968)

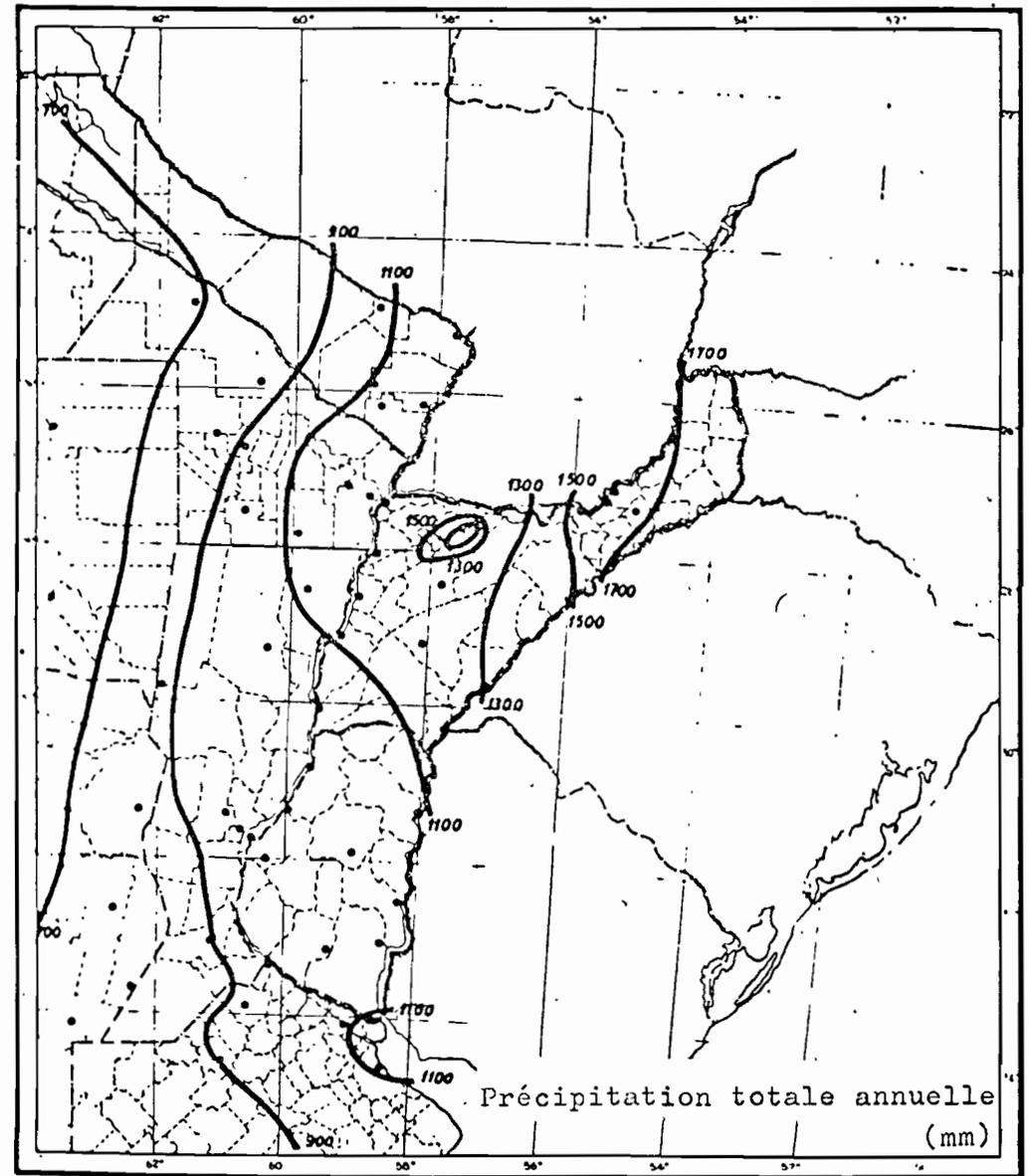
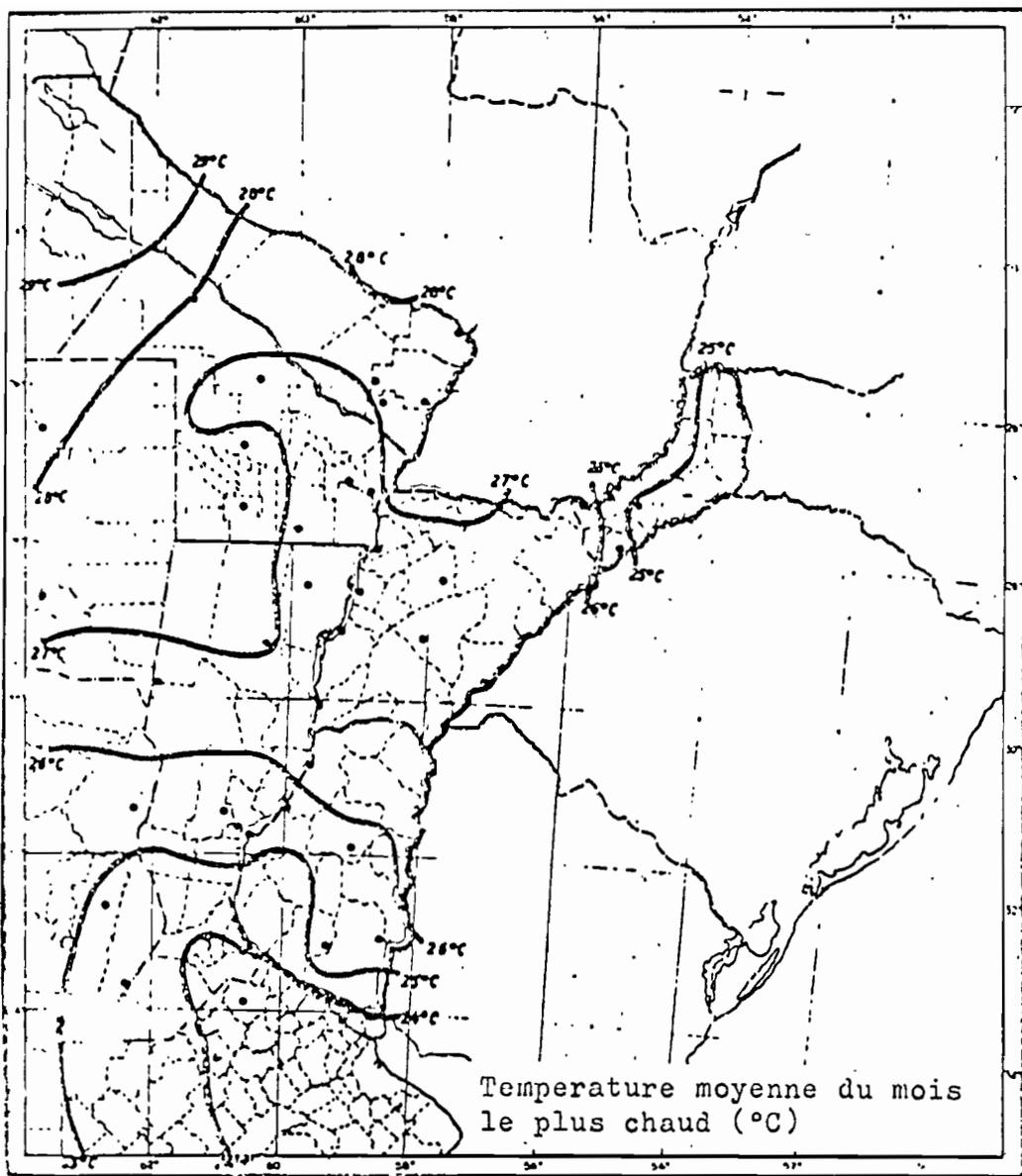
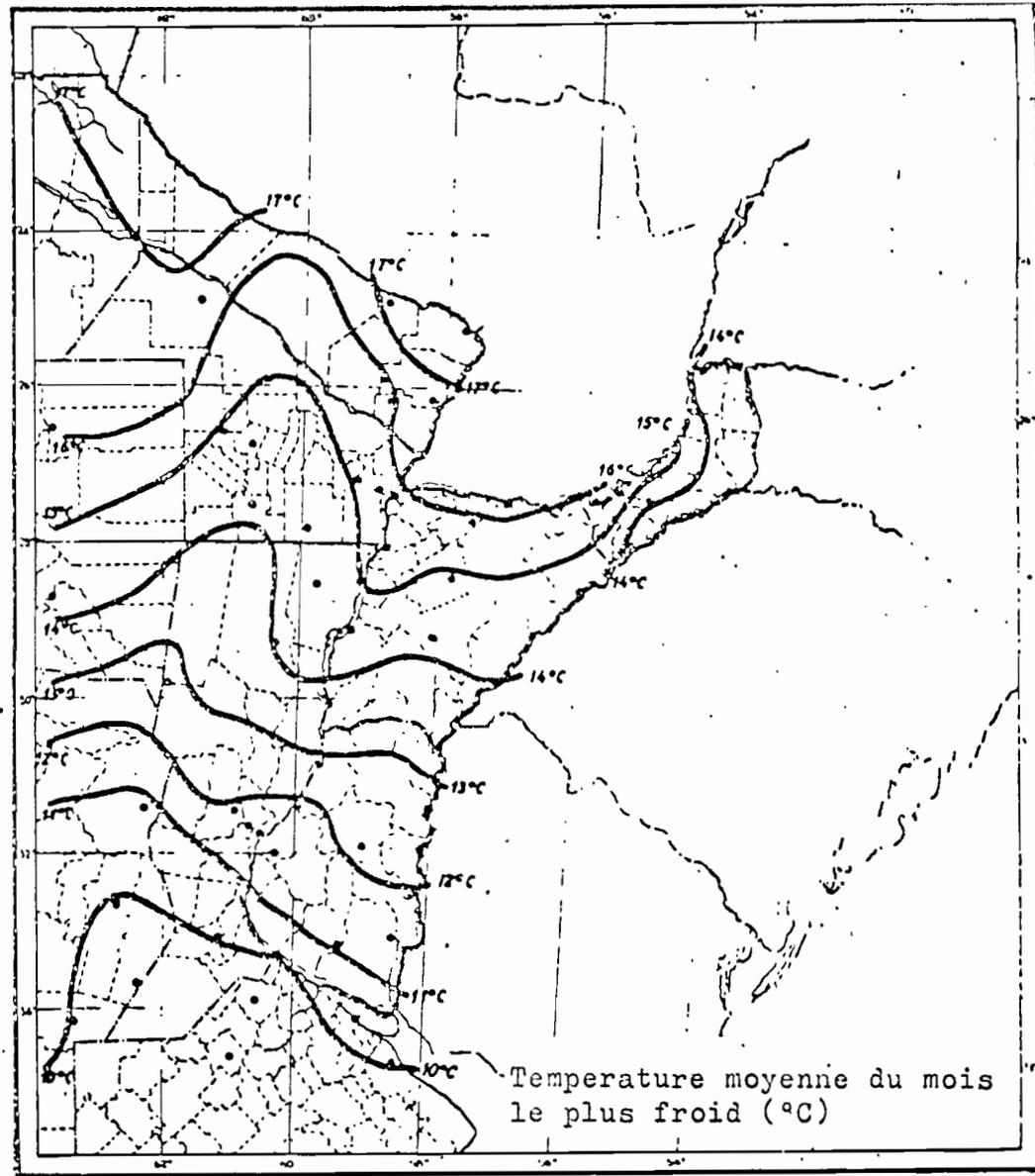


Fig. 2.- Données climatiques du nord-est argentin (précipitations). (In: BURGOS, 1970).

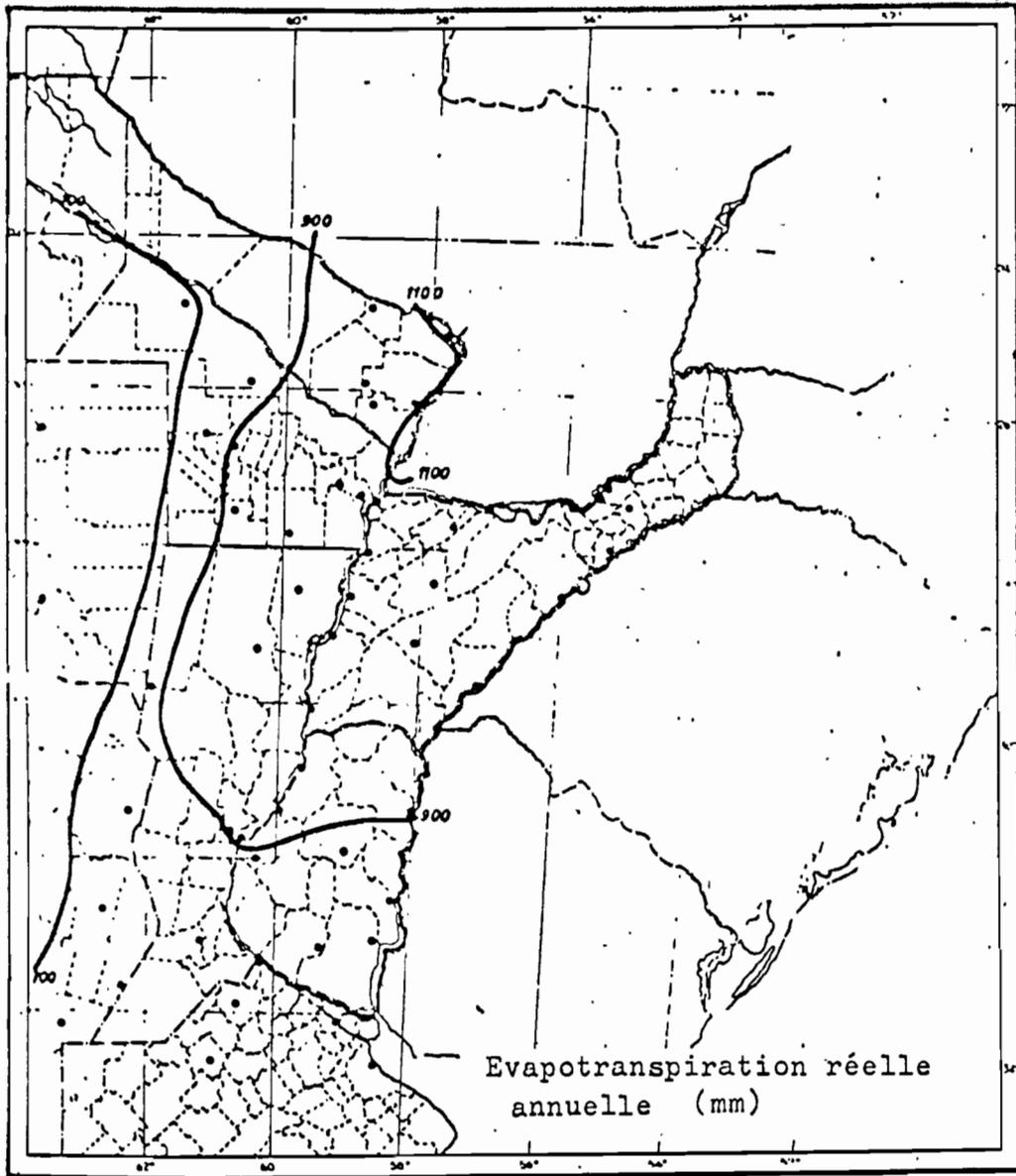


A

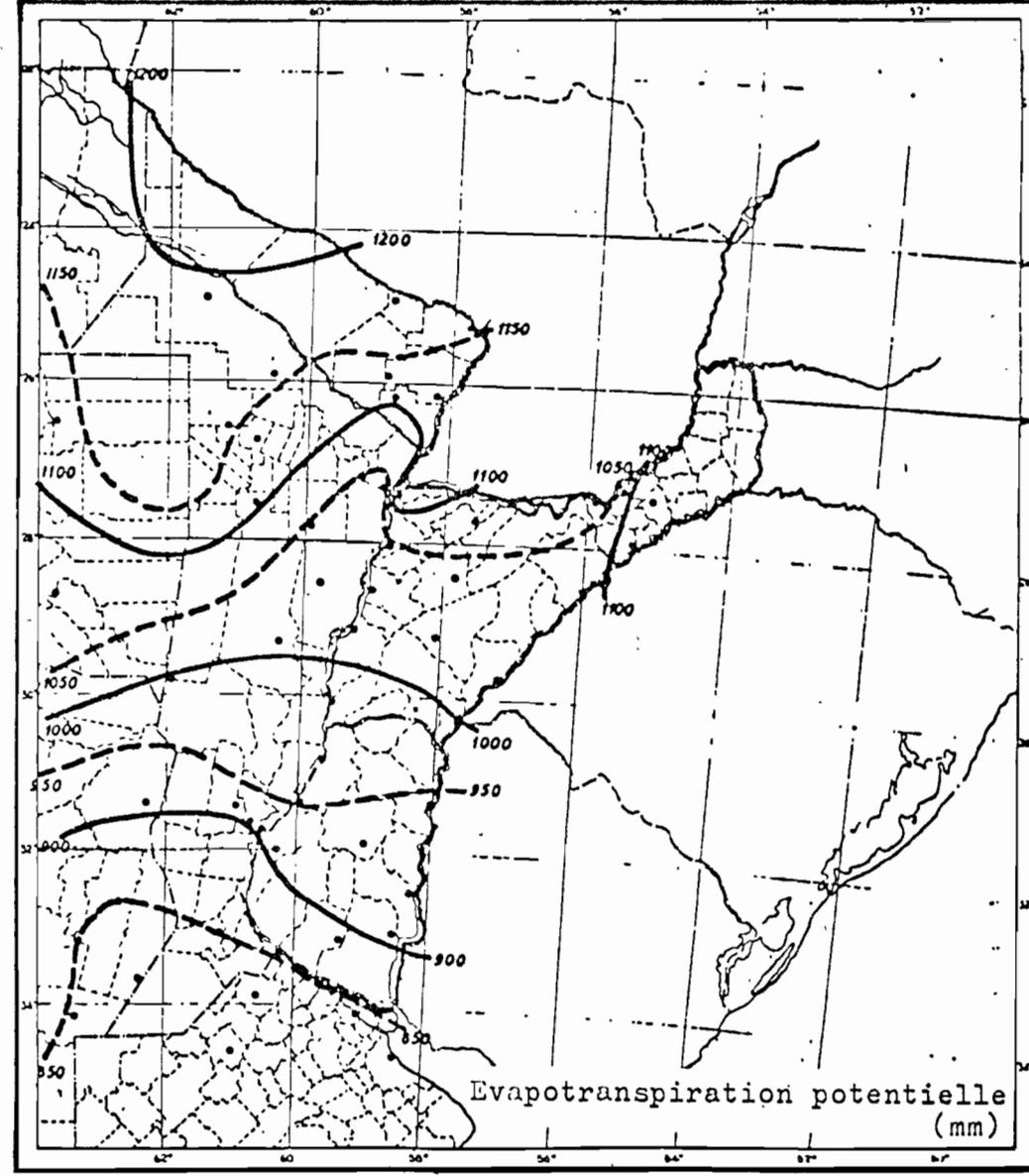


B

Fig. 3.-Données climatiques du nord-est argentin (température).
(In: BURGOS, 1970)

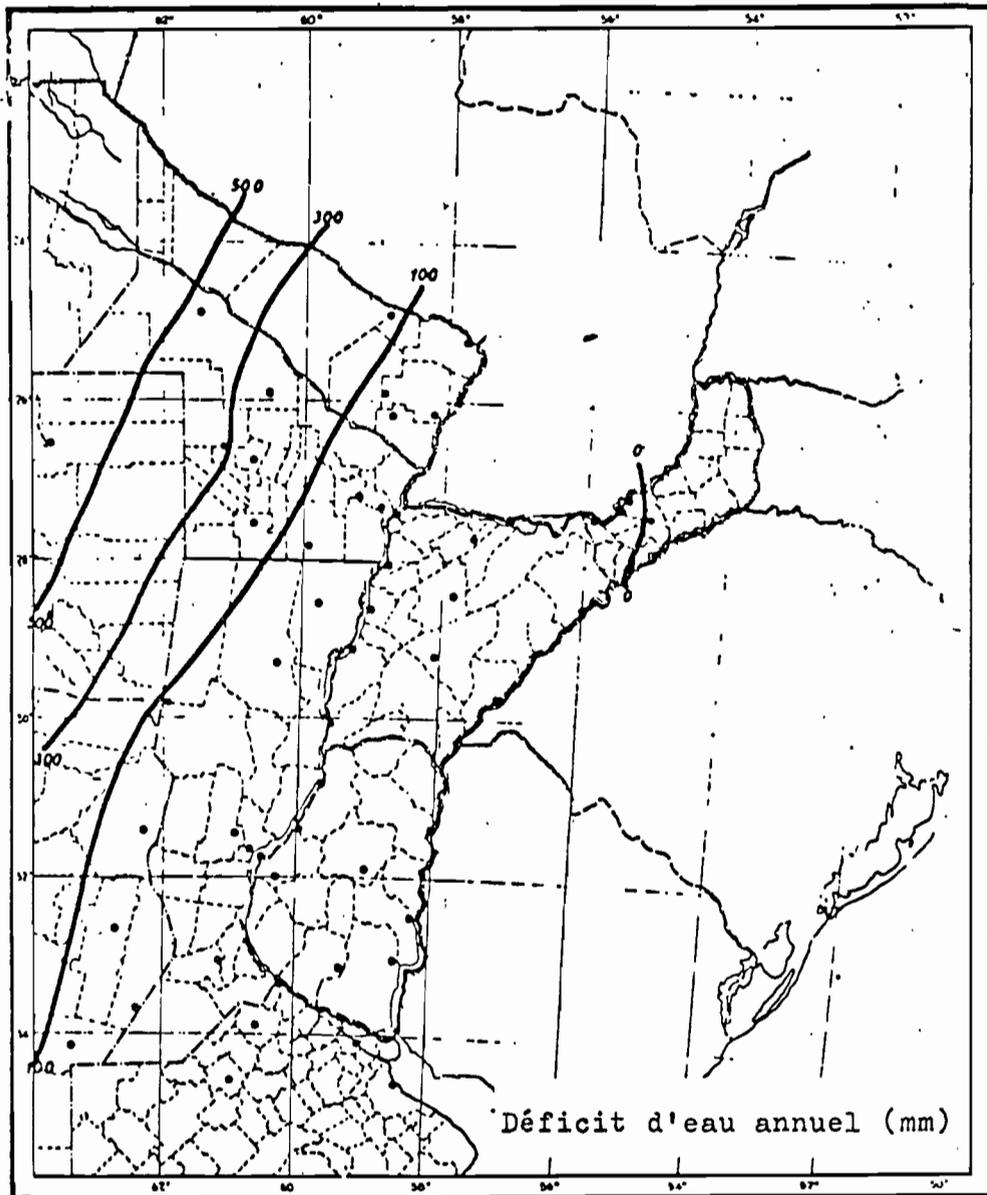


A

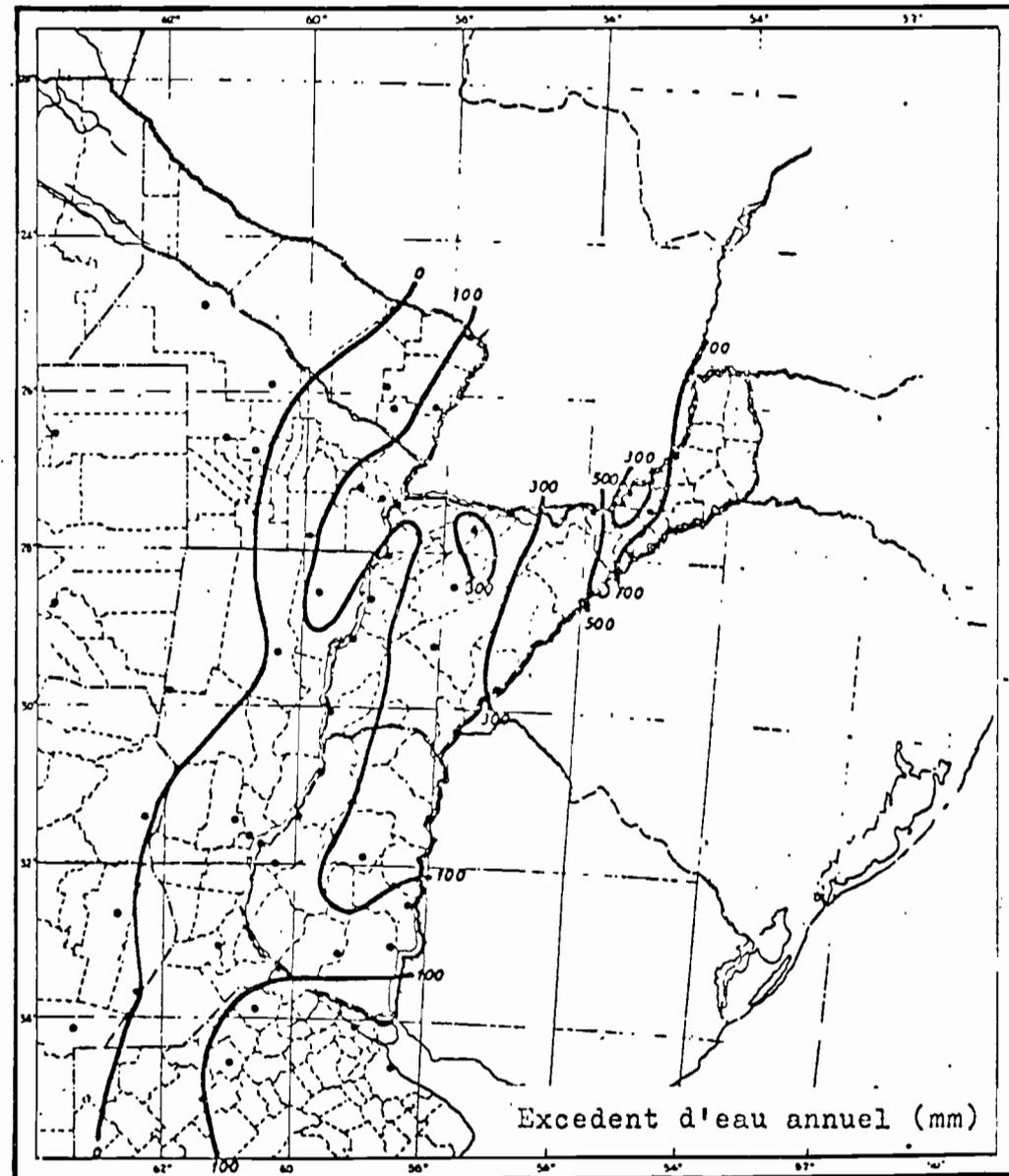


B

Fig. 4.-Données climatiques du nord-est argentin(évapotranspiration).
(In: BURGOS, 1970)



A



B

Fig. 5.-Données climatiques du nord-est argentin
 (déficit et excédent d'eau).
 (In: BURGOS, 1970)

A ces caractéristiques générales du régime climatique, et qui ne correspondent qu'à des situations moyennes, on doit ajouter l'existence d'une grande variabilité climatique (MORELLO, 1974). Cette variabilité se manifeste à l'échelle annuelle par des changements rapides et marqués des conditions pluviothermiques, qui peuvent se traduire par des périodes d'inondation alternant avec des périodes de sécheresse. Ces situations extrêmes représentent également une caractéristique importante de cette plaine du Chaco.

En ce qui concerne la géologie de la région, le Chaco correspond à un grand bassin sédimentaire dont le soubassement cristallin se trouve à des profondeurs qui varient entre 300 et 1900 m, la profondeur augmentant d'est en ouest (MARLANGE, 1971). Les couches sédimentaires reposant sur les roches métamorphiques protérozoïques du soubassement sont en grande partie d'âge Tertiaire [elles atteignent en certains endroits jusqu'à 1200 m. d'épaisseur (MORELLO, 1974)], tandis que la surface est recouverte par des sédiments quaternaires.

Les travaux relatifs à la géologie de surface de cette région sont peu nombreux. Il est bien connu cependant que les sédiments superficiels du bassin chaco-pampéen correspondent à des loess et à des limons loessiques quaternaires (fig.8). Les dépôts loessiques de l'Argentine sont les plus importants de l'hémisphère sud, et ils correspondent du point de vue stratigraphique aux formations Pampéenne (Pléistocène) et Post Pampéenne. Dans le tableau 1, est présentée la stratigraphie des sédiments quaternaires selon différents auteurs.

D'après GONZALEZ BONORINO (1966) la formation Pampéenne présente des épaisseurs qui varient entre 30 et 150 m., et elle est composée par des limons éoliens ainsi que par des argiles limoneuses et des sables limoneux. Depuis les travaux de FRENGUELLI (1925) une nette distinction est faite en Argentine entre les loess primaires ou éoliens et les loess secondaires (limons, sensu, FRENGUELLI), ces derniers étant des matériaux semblables redistribués par action de l'eau. Les limons loessiques secondaires seraient autant sinon plus abondants que les loess primaires (TERUGGI, 1957); cependant, la distinction entre les uns et les autres est extrêmement difficile à faire et souvent même impossible.

Par ailleurs, et aussi depuis les travaux de FRENGUELLI, on connaît certaines caractéristiques particulières de ces sédiments, qui permettent de les différencier des autres loess (européens par exemple). Il s'agit du point de vue minéralogique - à part l'abondance sinon la prédominance des feldspaths - de la présence en quantité parfois très importante de verre volcanique.

Dans la majeure partie du Chaco, et sauf dans quelques secteurs limités, ces sédiments superficiels ne sont pas datés avec précision. Cependant, il est établi que dans le secteur oriental du Chaco, et en relation avec le réseau hydrographique du système Paraguay-Parana, les sédiments alluviaux sont récents (Holocène), tandis que dans l'extrémité nord-ouest du Chaco affleurent des argiles rouges du quaternaire inférieur (GROEBER, 1958).

Malgré cette épaisse couverture sédimentaire, une série de fractures du socle cristallin, se manifeste dans le modelé superficiel du Chaco. Cette fracturation en deux directions principales (NO-SE et NE-SO) d'après PADULA et MINGRAMM (1966) est à l'origine des trois compartiments surélevés des roches protérozoïques profondes : l'arc Pampeño constitué par deux embranchements appelés "Cordobés Oriental Charata" et "Cabure", tandis que dans l'extrémité ouest de la région, dans le Chaco montagneux, on trouverait l'arc "Transpampeño-Punico".

Ces dislocations tectoniques se traduisent en surface par des modifications du relief relativement peu accentuées si on les considère à petite échelle; celles-ci sont néanmoins à l'origine d'importantes différences écologiques entre certains secteurs, du fait des transformations du réseau hydrographique qu'elles ont déterminées. Comme le signale MORELLO (1974), ces unités géotectoniques coïncident avec les "grandes unités de végétation et d'environnement", et même avec de plus petites unités régionales ("sous régions").

En ce qui concerne la végétation du Chaco, il existe plusieurs travaux consacrés à son étude, et leur analyse a déjà été faite par MORELLO et ADAMOLI (1974). En ajoutant le travail de MARLANGE (1973), il apparaît que les travaux de MORELLO (1968) et MORELLO et ADAMOLI (1974) constituent actuellement l'inventaire le plus complet des ressources végétales de cette région, et de leurs relations avec les autres composants des écosystèmes.

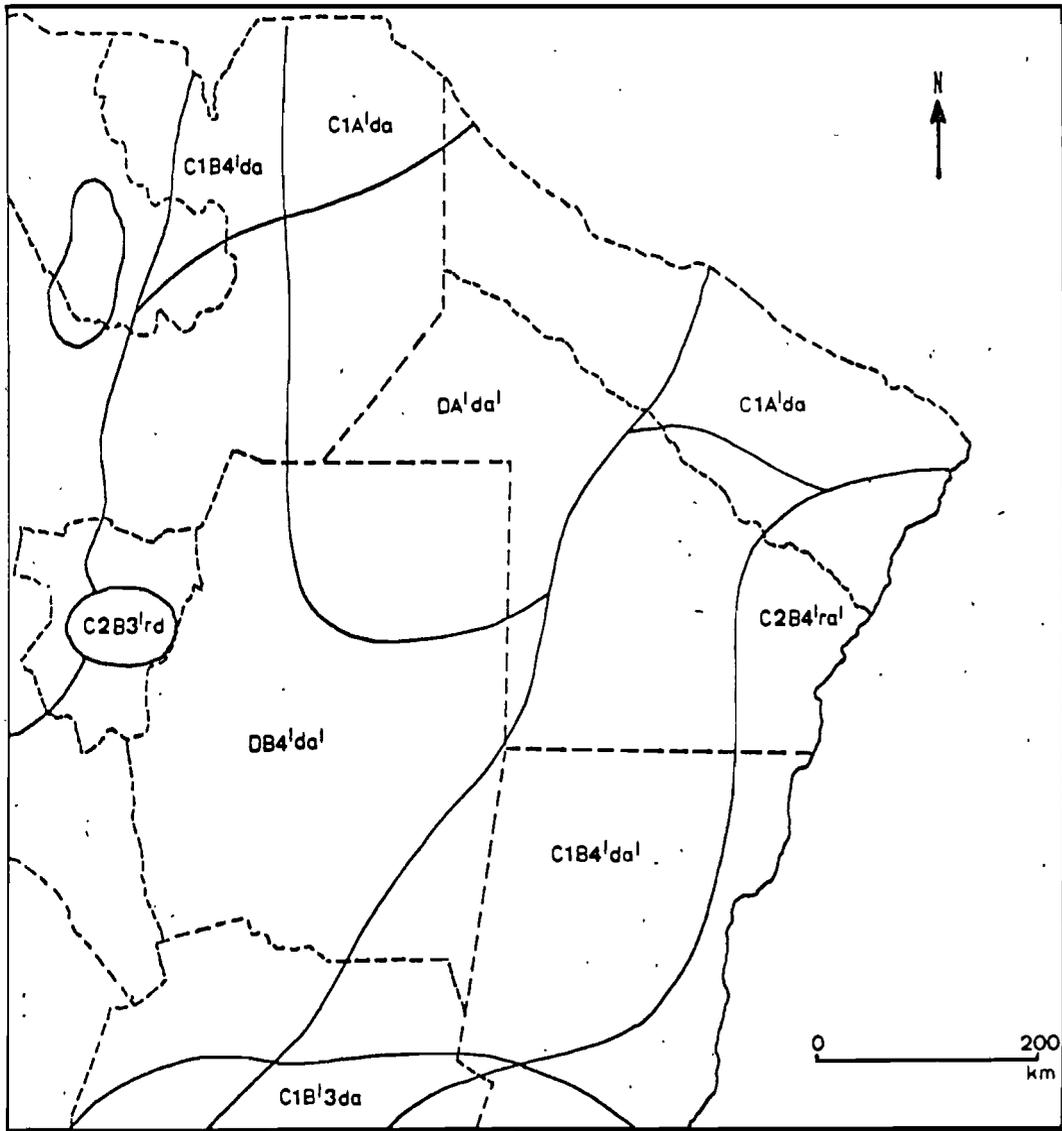


Fig. 6.-Climats du Chaco argentin selon le 2^{ème} système de THORNTHWAITE. (D'après MORELLO et ADAMOLI, 1974)

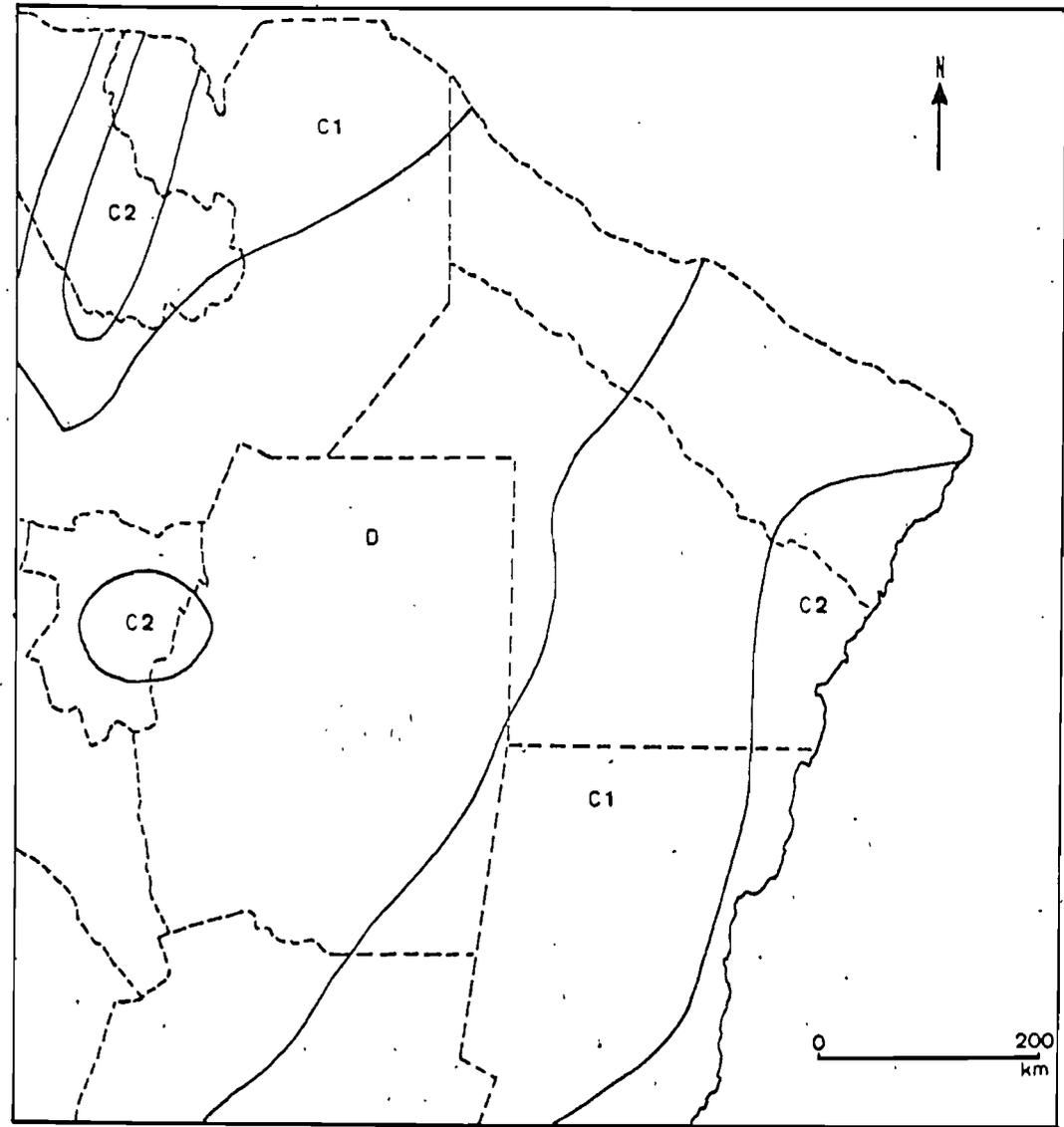


Fig. 7.-Zones hydriques du Chaco argentin selon le 2^{ème} système de THORNTHWAITE. (D'après MORELLO et ADAMOLI, 1974)

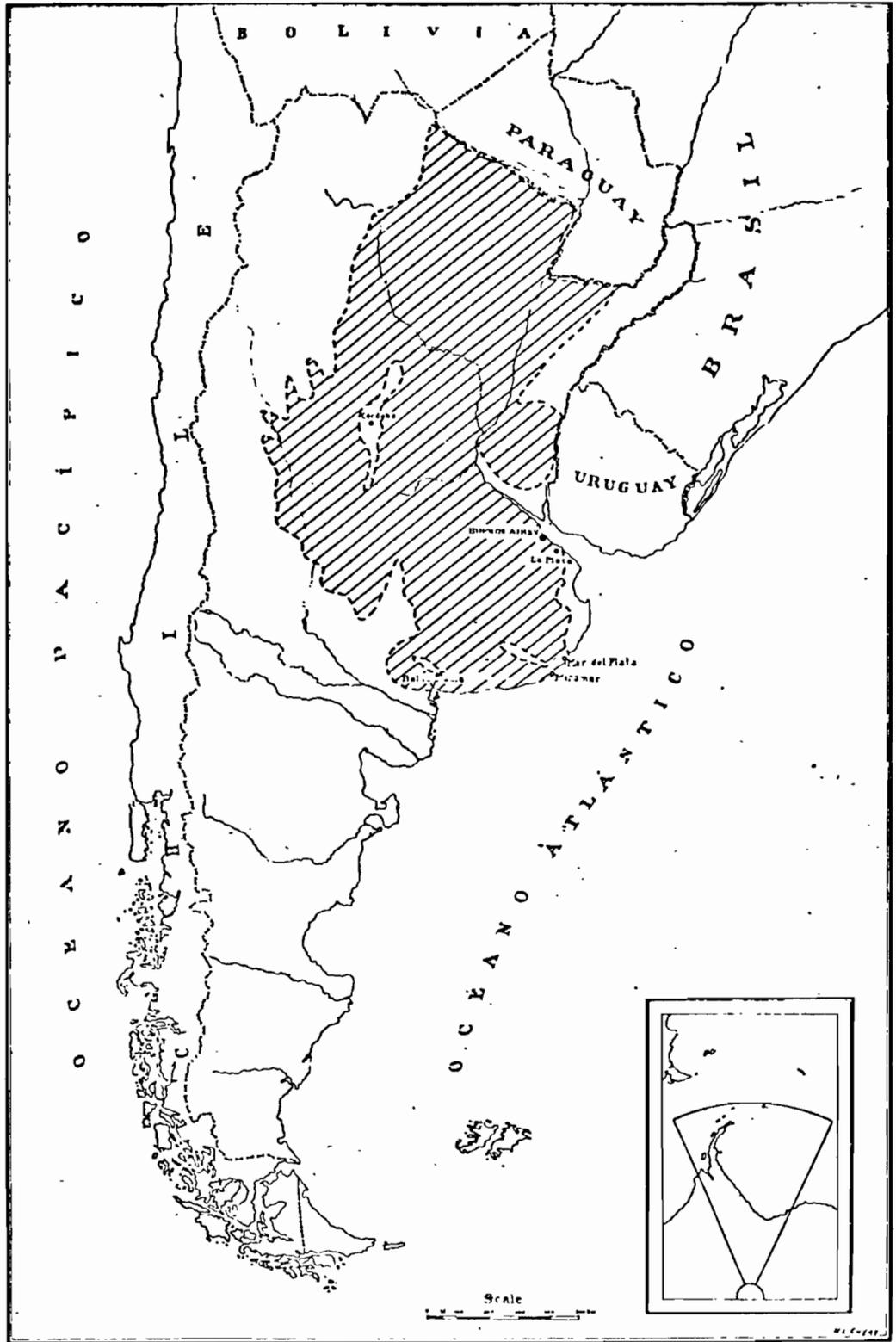


Fig. 8.-Etendue des dépôts loessiques quaternaires en Argentine. (In: TERUGGI, 1957)

T A B L E A U 1

CHRONOLOGIE DES SEDIMENTS SUPERFICIELS DU BASSIN CHACO-PAMPEEN.
(d'après FIDALGO, F. et al. 1975)

Epoques	Sous-Epoques	Ages (mammifères)	Unités litho-stratigraphiques				
			Ameghino 1889	Frenguelli 1957	Gonzalez B. 1966	Tricart 1973	
RECENTE			Ariano	Aimarense	/		
			Aimara	Cordobense Platense Querandinense		Pospampeano	Holoceno
PLEISTOCENE	Néopléistocène	Lujanense	Platense	Lujanense	/	Post-Plat	
	Mésopleistocène	Ensenadense	Querandino	Bonaerense		Fampeano	Platense Post-Querandinense
	Eopleistocène	Uquiense		Ensenadense			Fini-Pamp Pampiano
PLIOCENE	Néopliocène	Montehermosense	Lujanense				
	Mésopliocène	Huayqueriense	Bonaerense				
	Eopliocène	Chasiquense	Belgranense Ensenadense				
MIOCENE							

(/) Chronologie imprécise

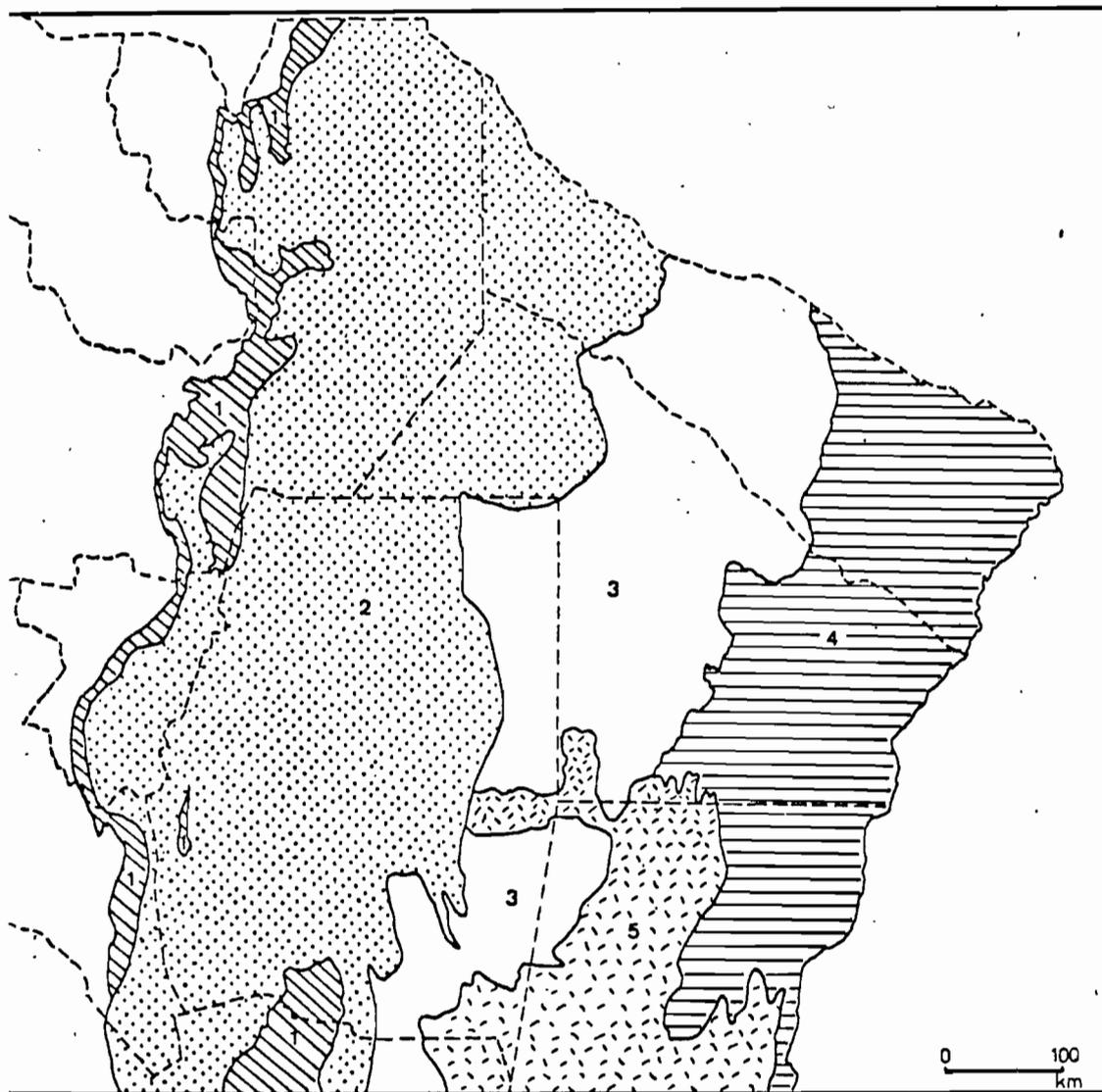


Fig. 9.-Sous régions écologiques du Chaco argentin.
(D'après MORELLO, 1968).

1=Chaco montagneux. 2=Chaco ligneux. 3=Chaco des parcs et des savanes sèches. 4=Chaco des marécages et des forêts galeries. 5=Chaco des pâturages et des savanes.

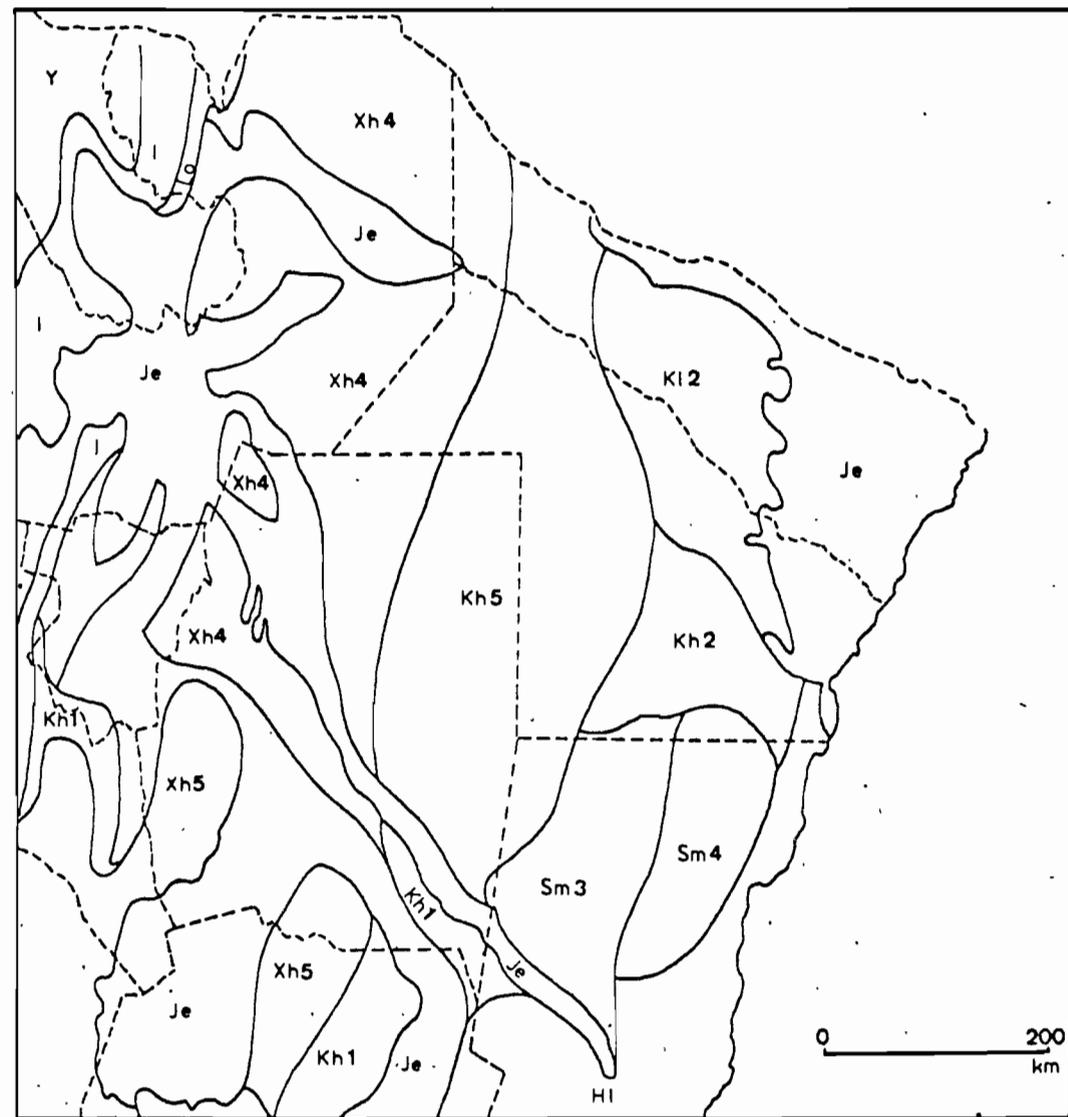


Fig. 10.-Les sols du Chaco argentin. (D'après la Carte de Sols de la FAO, 1971).

Kh=Kastanozems hapliques. Xh=Xerosols hapliques. Je=Fluvisols eutriques. Sm=Solonetz molliques.

Pour l'ensemble de la région chaquéenne, MORELLO (1968) distingue d'abord cinq grandes sous régions : le Chaco montagneux, le Chaco ligneux, le Chaco des parcs et des savanes sèches, le Chaco des marécages et des forêts galeries, et le Chaco des pâturages et des savanes (fig. . . .). A l'intérieur de ces sous régions ont été différenciées cent seize "grandes unités de végétation et d'environnement " (GUVA). Plus tard, dans le travail consacré exclusivement à la Province du Chaco et grâce à l'information supplémentaire obtenue, MORELLO et ADAMOLI (1974) distinguent seulement dans cette Province onze sous régions et cent dix sept GUVA.

Enfin, les données concernant les sols du Chaco sont pour l'instant assez incomplètes au niveau régional. Cependant, et mis à part certaines études locales plus détaillées, plusieurs classifications et légendes de cartes pédologiques à petite échelle ont été publiées par VESSEL (1946), PAPADAKIS et al. (1960), INTA (1962), PAPADAKIS (1969), FAO-UNESCO (1971). A l'exception de cette dernière, une comparaison et critique des autres travaux est faite par MARLANGE (1973). Pour l'instant signalons seulement que d'après la carte de la FAO (1971), les sols prédominants dans le Chaco seraient des Kastanozems hapliques et, des Xérosols hapliques, ainsi que des Fluvisols eutriques et des Solonetz molliques (fig.10).

2. SITUATION DES "BAJOS SUBMERIDIONALES" DANS LA REGION DU CHACO.

GOLLAN et LACHAGA (1939) appellent "Bajos Submeridionales" une dépression très étendue orientée nord-sud, qui s'étend le long de la partie centrale de la Province de Santa Fe, et que ces auteurs divisent en trois secteurs : sud, central et nord (fig.11). Dans ce travail et en parlant des "Bajos Submeridionales", nous nous référerons exclusivement au secteur nord d'après la subdivision de ces auteurs. En outre, bien que au sens strict le terme "Bajos Submeridionales" désigne le secteur déprimé de la Province, ici et sauf indication contraire, nous l'utiliserons dans un sens plus large qui inclura aussi les unités physiographiques voisines en relation directe avec le secteur déprimé. La région que nous décrirons ici est celle qui fait partie des départements provinciaux 9 de Julio et Vera.

Si nous laissons de côté les limites politiques et considérons la partie nord des "Bajos Subméridionales" en tant que région bioclimatique, nous constatons qu'elle fait partie intégrante du Chaco Argentin, tel que nous l'avons décrit auparavant. Comme nous pouvons le voir dans la fig.9, d'après MORELLO (1974, 1968), cette région constitue une "grande unité de végétation et d'environnement" qui s'étend à travers les provinces de Santa Fe, du Chaco et de Santiago del Estero, et est dénommée "Chaco deprimido". Nous allons voir quels sont les caractères particuliers de cette région dans le secteur que nous avons étudié.

2.1. Caractères physiographiques.

Morphologiquement les "Bajos Submeridionales se présentent comme une grande plaine limitée à l'est et à l'ouest par deux grandes dorsales parallèles et allongées du nord au sud (la dorsale orientale et la dorsale occidentale). Selon la plupart des auteurs, la morphologie et l'orientation de ces dorsales, donc leur origine, seraient en rapport avec la fracturation du soubassement cristallin profond; le déplacement relatif des compartiments ainsi formés se manifestant dans les formations sédimentaires qui le recouvrent. Suivant cette conception nous pouvons donc considérer ces dorsales comme des blocs tectoniques inclinés (fig.13).

PASOTTI (1973, 1974) a reconnu dans la Province de Santa Fe l'existence d'un ancien réseau de drainage qu'elle a appelé "dernier paléomodèle", et sur lequel se trouve superposé le réseau hydrographique actuel. De l'analyse de ce paléomodèle datant d'après PASOTTI de la période post Lujanéenne (Platéen), cet auteur conclut que la dislocation en blocs du socle (qui se traduit superficiellement par la modification de ce paléomodèle et par la naissance du réseau hydrographique actuel) est postérieure à cette époque géologique. En conséquence, d'après cet auteur le relief superficiel actuel pourrait être daté du Pleistocène supérieur comme conséquence de la réactivation néotectonique de failles préexistantes. D'après CASTELLANOS (1968) par contre, les failles longitudinales qui traversent la Province et qui sont à l'origine de leur relief actuel, dateraient du Bonaerense supérieur et seraient ainsi pré-Lujanéennes.

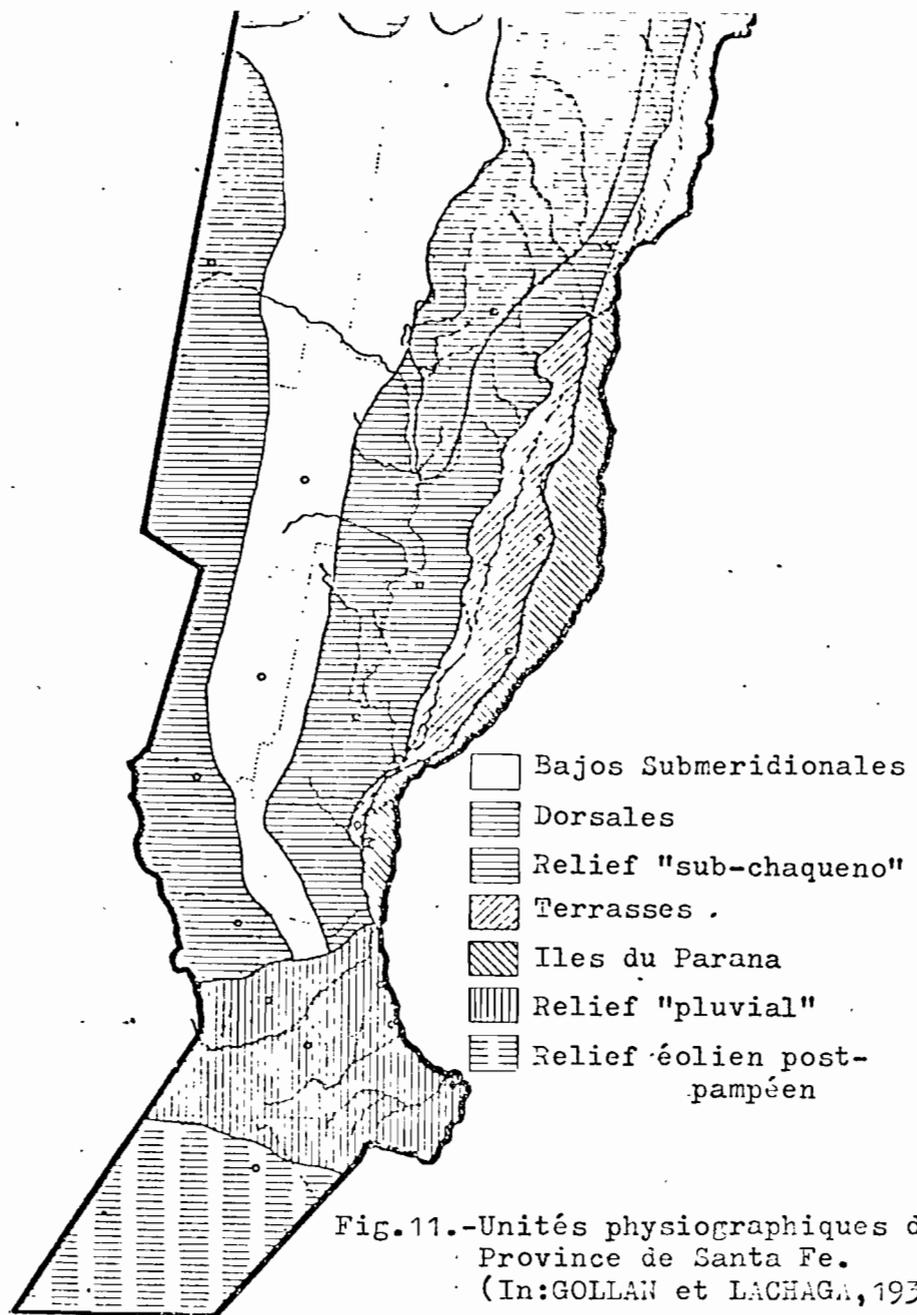


Fig. 11.-Unités physiographiques de la Province de Santa Fe.
 (In: GOLLAN et LACHAGA, 1939)

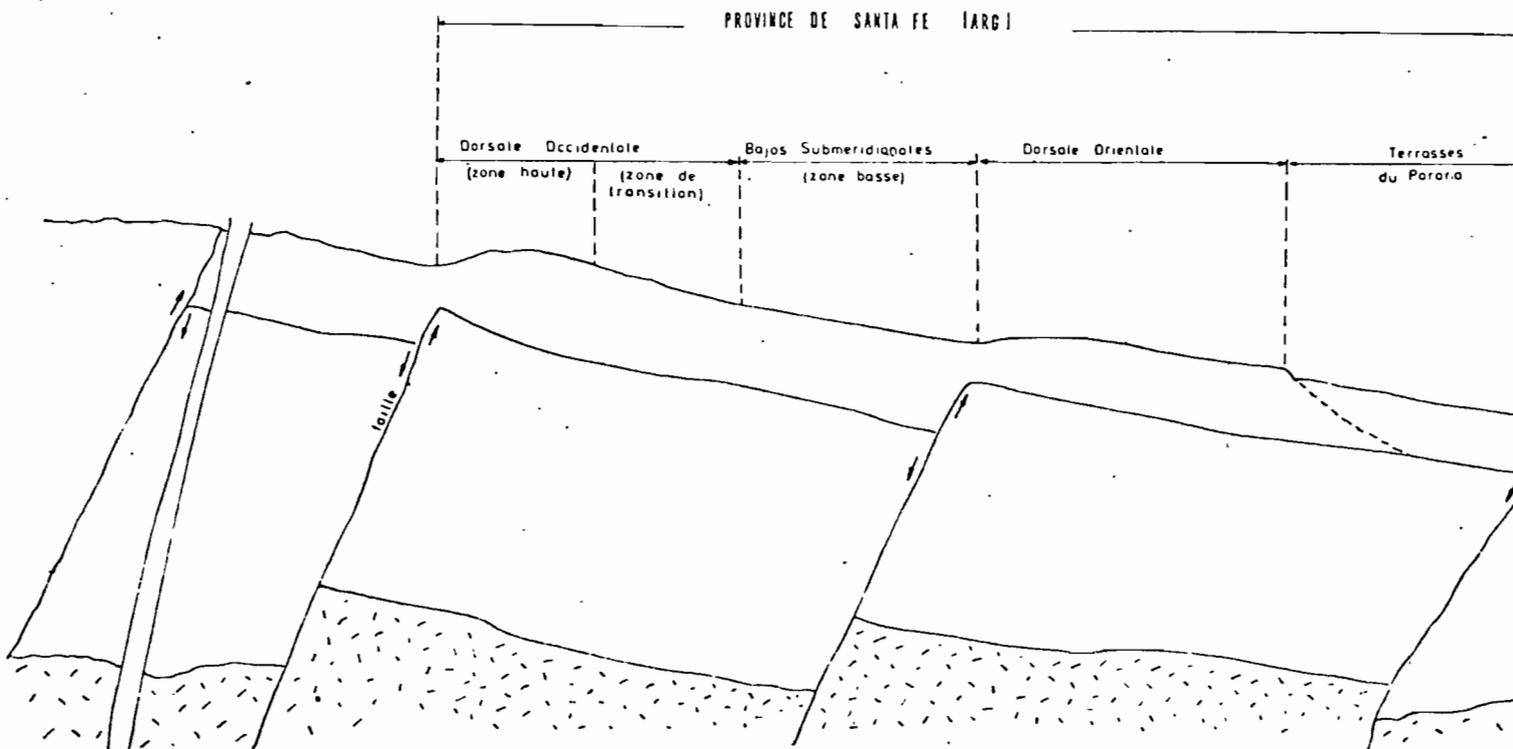


Fig. 12.-Coupe schématique de la Province de Santa Fe.
 (D'après POCOVI, 1952)

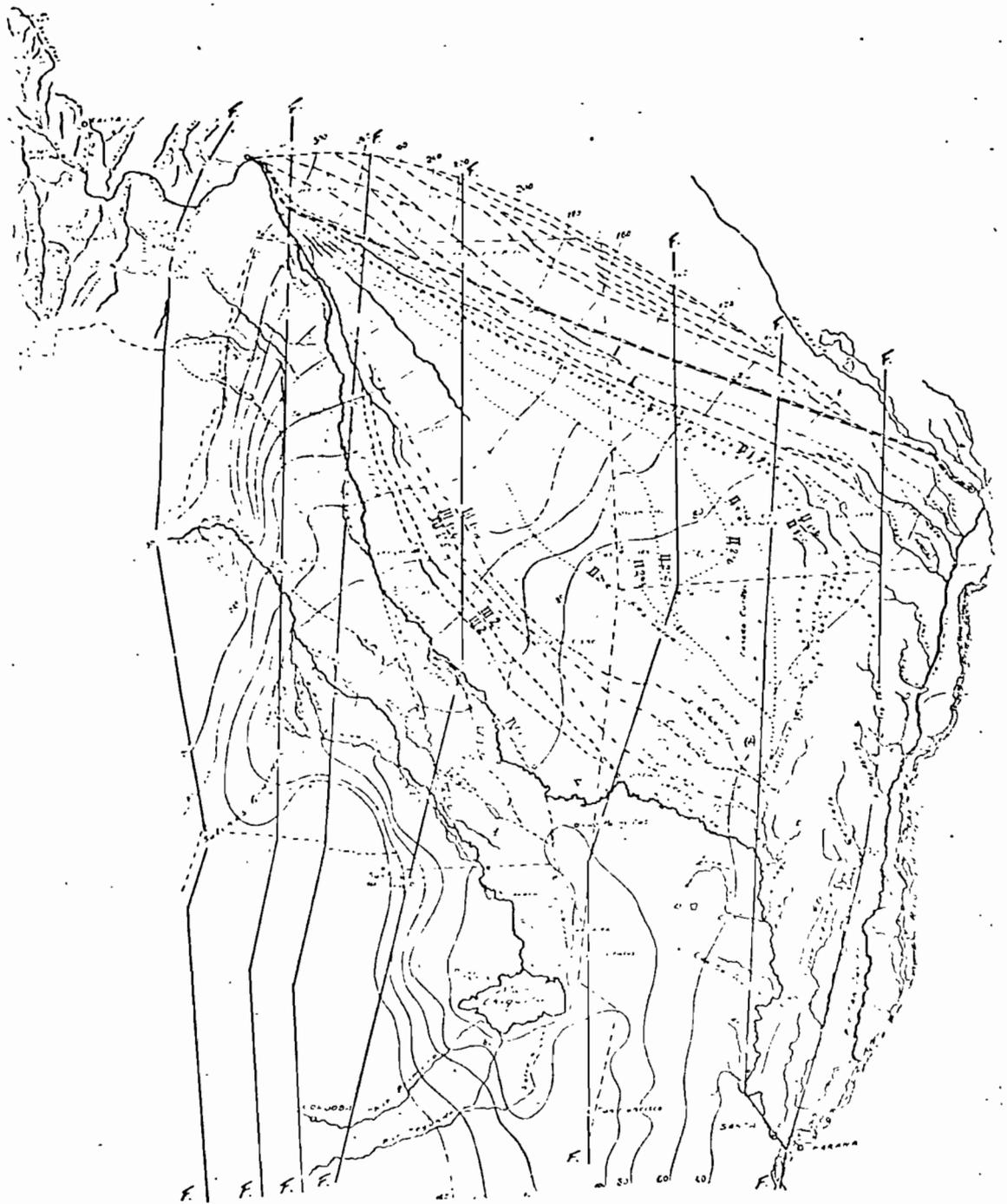


Fig. 13.-Déplacements anciens du Fleuve Salado
(In: CASTELLANOS, 1968)

TABLEAU 2 : Analyses d'eaux (Données : Ministère d'Agriculture, Santa Fé).

	Combinaisons hypothétiques dans le résidu sec (mg/l)										Salinité totale ($\text{SO}_4^{=}$ + Cl^- + NO_3^-) me/l	Alcalinité totale ($\text{CO}_3^{=}$ + CO_3H^-) me/l
	NaCl	Na_2SO_4	CaSO_4	MgSO_4	NaNO_3	Na_2CO_3	CaCO_3	MgCO_3	SiO_2	Total		
Echant. n° 1692 : Zone haute (Tostado, prof. 60m)	41.423	16.606	2.368	3.720	-	-	-	388	-	64.505	1.039,0	0,2
Echant. n° 1718 : Zone haute (San Bernado, prof. 5m)	306	394	174	-	13	-	5	59	-	951	14,0	1,5
Echant. n° 835 : Zone basse (Charrua, prof. 6,5 m)	272	331	-	-	-	135	200	7	72	1.017	9,3	6,7
Echant. n° 836 : Zone basse (Charrua, prof. 4,5 m)	216	546	-	-	-	100	50	7	70	1.289	11,3	8,7
Echant. n° 841 : Zone basse (Villa Elida, prof. 0,8 m)	25.512	13.202	1.359	3.063	-	-	-	274	631	44.041	693,2	6,3

Parmi ces dislocations la faille Tostado-Selva-Melincué (PASOTTI, 1974), appelée aussi "Arco Cordobés Oriental Charata" par PADULA et MINGRAMM (1966), serait à l'origine du compartiment surélevé de la dorsale occidentale (fig.12 et 13-. Morphologiquement cette dorsale présente une limite ouest clairement définie par une pente accentuée (qui correspondrait au rejet de la faille), tandis que sa limite est présente une longue pente faiblement inclinée qui descend progressivement jusqu'à la dorsale orientale; la dénivellation entre la partie la plus élevée de la dorsale occidentale et la partie la plus basse de son aile orientale est de quelques 20 m. sur une distance de 110 Km. La partie la plus basse de l'aile de la dorsale occidentale constitue la plaine des "Bajos Submeridionales" dans son sens strict.

La dorsale orientale pour sa part serait vraisemblablement formée aussi par la réactivation néotectonique des fractures du socle (POPOLIZIO, 1975). Les flancs de cette dorsale, sont moins asymétriques que ceux de la dorsale occidentale et en tenant compte du relief général de la région son aile ouest se limite de manière abrupte avec la région déprimée des "Bajos Submeridionales" : la dénivellation est ici approximativement de 10 m. sur 10 Km. La limite entre le secteur déprimé et la dorsale orientale se trouve parcourue par un cours d'eau aux caractéristiques particulières : le système du Arroyo Golondrinas et du Rio Calchaqui. L'aile orientale de cette dorsale, drainée par plusieurs cours d'eau de relative importance, est limitée par les terrasses du fleuve Parana.

Bien que ces deux dorsales se ressemblent par leur orientation générale nord-sud et malgré leur proximité géographique, des modifications des facteurs de l'environnement sont à l'origine d'écosystèmes différents que nous décrirons par la suite.

2.2. Caractères hydrogéologiques et hydrochimiques.

Le facteur hydrogéologique apparait fondamental dans l'étude des "Bajos Submeridionales", car à travers le conditionnement imposé par la géomorphologie, il détermine les caractères bio-géodynamiques de la région.

Une grande partie du bassin chaco-pampéen est en effet, caractérisée par la présence d'une à trois nappes successives et discontinues d'eau d'infiltration, qui reposent directement ou indirectement sur une nappe continue d'eaux fortement salées, généralement appelés "eaux salées de fond" (POMAR, 19). La salinité de ces eaux est très élevée,

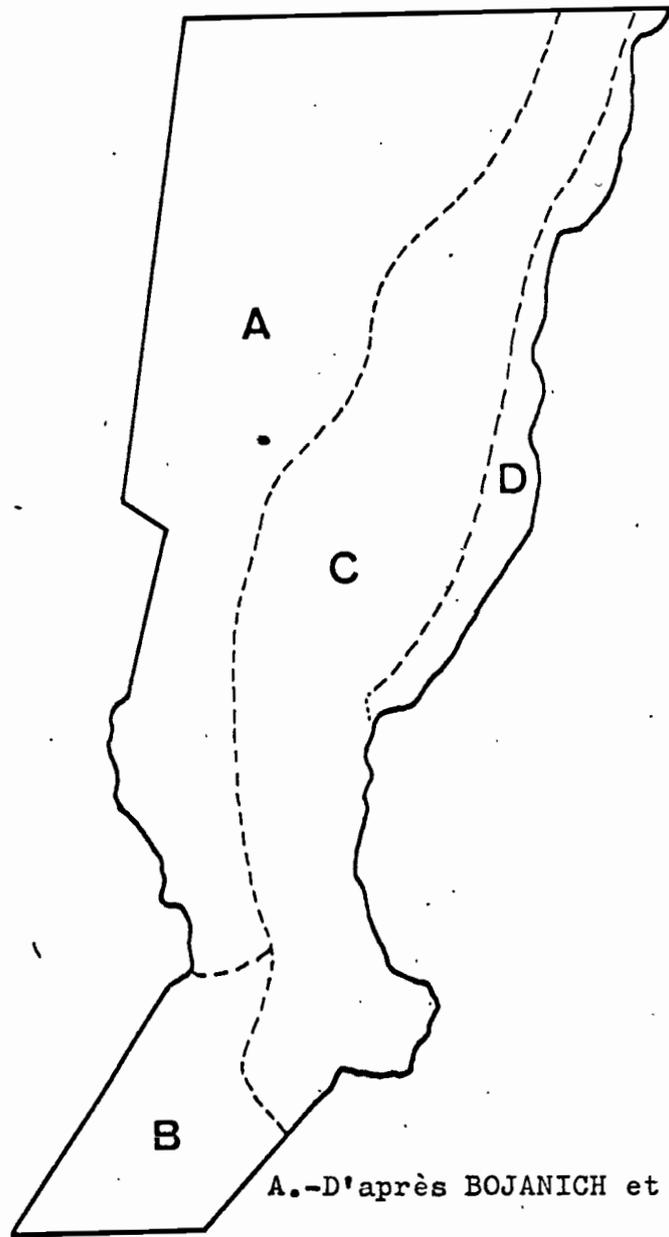
augmentant avec la profondeur et dépassant même 60 gr/l. Dans le tableau 2 sont présentées les caractéristiques chimiques de l'eau de cette nappe, obtenue grâce à un forage de 60 m de profondeur situé dans la dorsale occidentale (échantillon n° 1692).

Ces eaux salées se trouvent parfois isolées par un horizon argileux imperméable et continu, qui permet ainsi l'utilisation intégrale des nappes aquifères d'infiltration plus superficielles (aquifères "suspendus"). Les eaux de ces nappes superficielles sont en général bicarbonatées sodiques ou carbonatées calciques avec des résidus secs qui dépassent rarement 700 mg/l.

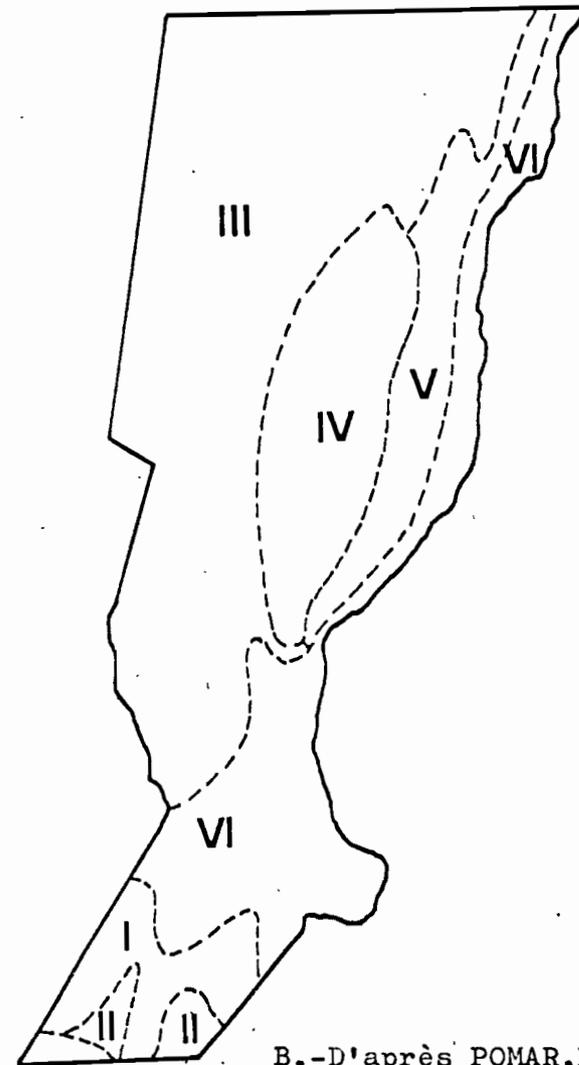
D'autres fois, la formation imperméable présente des fissurations ou bien elle fait défaut, ce qui permet aux eaux salées d'envahir les niveaux sédimentaires supérieurs et de les saliniser secondairement; dans ce cas, les eaux d'infiltration se salinisent à leur tour par dissolution des sels des sédiments qu'elles traversent ou par contact direct avec les eaux profondes. Tel est le cas dans les "Bajos Submeridionales", où les eaux salées ne sont pas isolées par un niveau argileux; elles apparaissent donc dans les niveaux superficiels, se mettent en contact avec les eaux d'infiltration et affleurent même dans plusieurs secteurs.

D'après les variations de la composition chimique des nappes aquifères qui résultent des différentes relations possibles entre les eaux de surface et de profondeur, plusieurs types d'eaux souterraines ont été distingués dans la Province de Santa Fe (POMAR, 19). La distribution régionale de ces eaux a permis de délimiter diverses aires hydrogéochimiques (POMAR, 19 ; BOJANICH et al. 19 ; COLLAN et LACHAGA, 1939). Les limites des régions données par les différents auteurs sont en général concordantes surtout pour la région qui nous intéresse (fig.14).

Ainsi, du point de vue hydrogéologique la dorsale occidentale et le secteur déprimé se trouvent inclus dans la même unité; par contre, la dorsale orientale se distingue des deux unités précédentes. En outre, si l'on tient compte, non seulement de la composition chimique des eaux

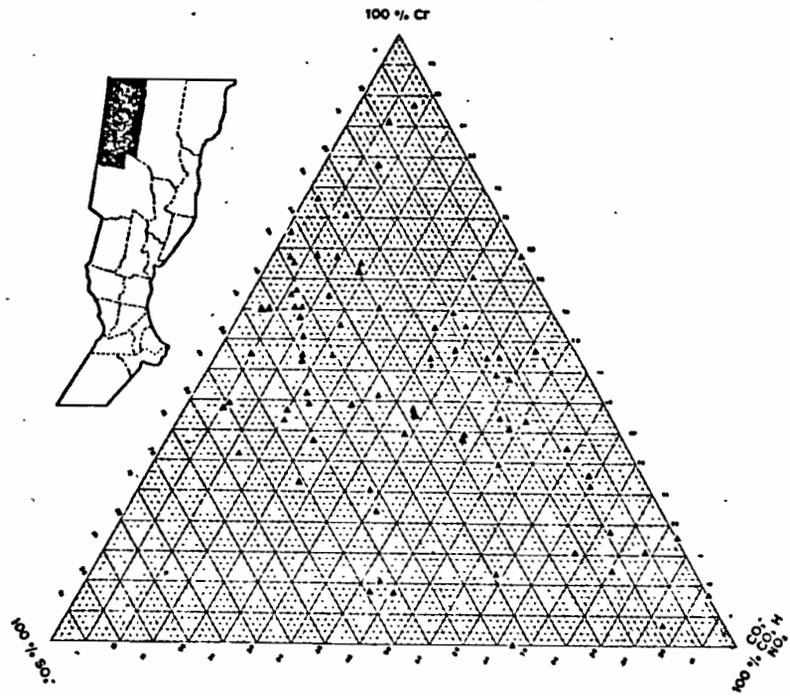


A.-D'après BOJANICH et al, 1965.

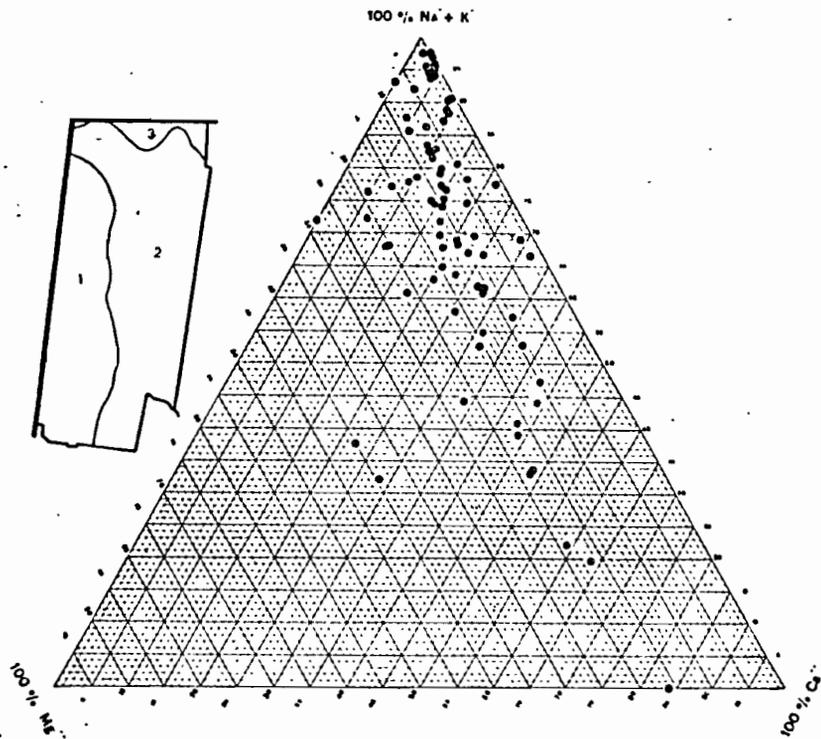


B.-D'après POMAR, H.B. de,

Fig. 14.-Zones hydrogéologiques de la Province de Santa Fe.



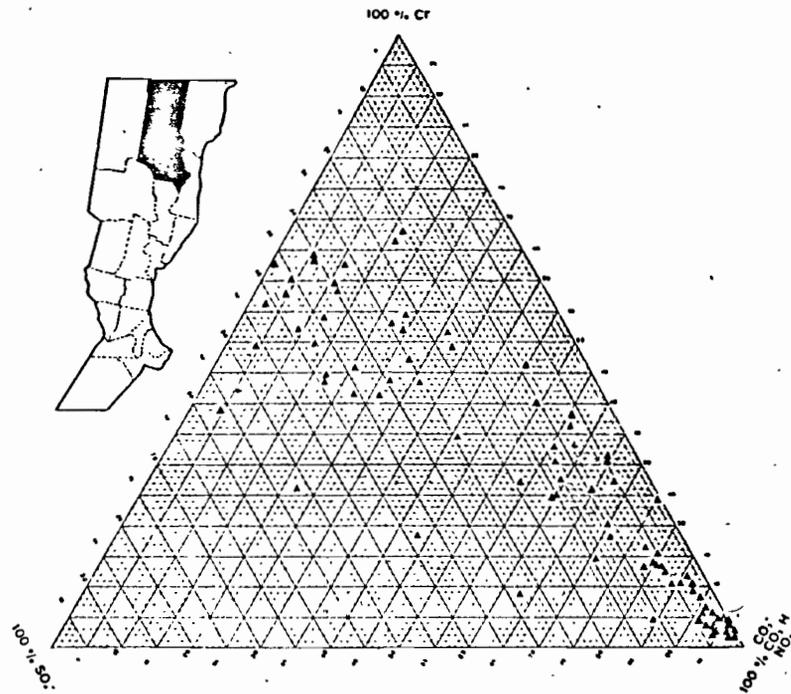
A.-Composition anionique.



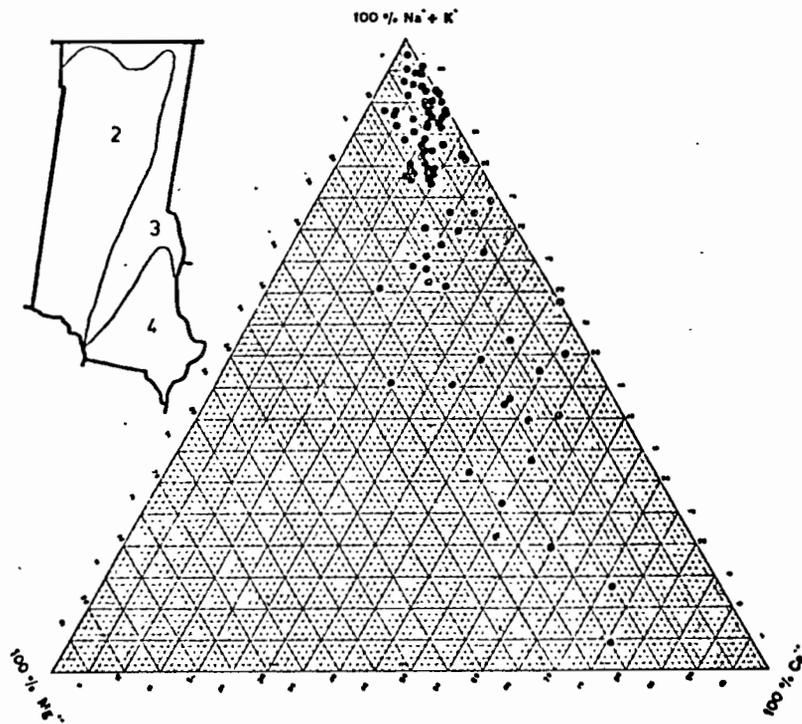
B.-Composition cationique.

Fig. 15.-Représentation graphique de la composition des eaux du Département 9 de Julio. (In: GOLLAN et LACHAGA, 1939).

1=Dorsale Occidentale. 2=Bajos Submeridionales



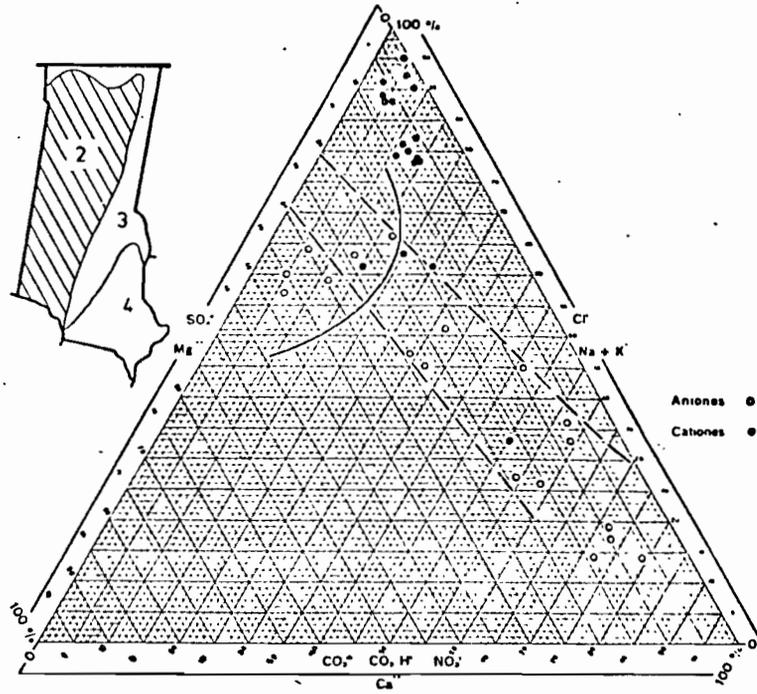
A.-Composition anionique.



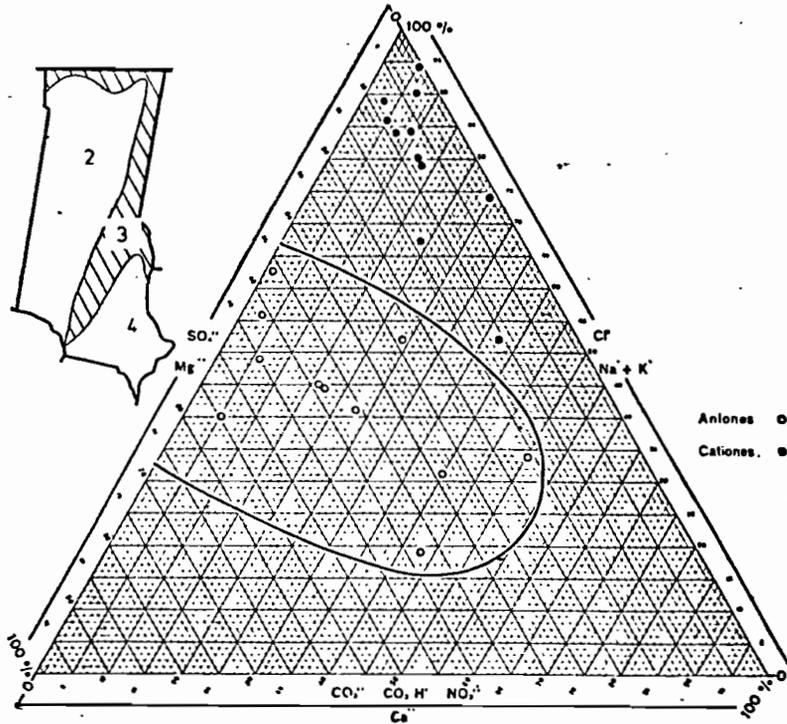
B.-Composition cationique.

Fig. 16.-Représentation graphique de la composition des eaux du Département Vera. (In: GOLLAN et LACHAGA, 1939).

2=Bajos Submeridionales. 3 et 4=Dorsale Orientale.



A.-Les eaux des "Bajos Submeridionales".



B.-Les eaux de la Dorsale Orientale.

Fig. 17.-Composition des eaux du Département Vera.
(In: GOLLAN et LACHAGA, 1939).

souterraines, mais aussi de la profondeur de leur toit, il devient alors possible de distinguer d'autres sous régions hydrogéologiques, comme l'ont fait GOLLAN et LACHAGA (1939). En effet, les variations de la profondeur du toit dépendent principalement des caractéristiques du macro et du micro relief superficiel; ainsi, dans la dorsale occidentale les eaux salées se trouvent à une profondeur moyenne de 10 m, tandis que dans la zone déprimée elles ne se trouvent qu'à 1 mètre de profondeur.

D'après GOLLAN et LACHAGA (1939) l'eau salée souterraine de la dorsale occidentale (cf. le chiffre 1 dans la fig.15) est chlorurée-sulfatée-sodique avec plus de 7 g. de résidu sec par litre, et la salinité augmente avec la profondeur. Par ailleurs, les accumulations d'eau d'infiltration sont carbonatées-chlorurées-sulfatées avec des teneurs variables en sels, mais en général, supérieur à 800 mg. par litre (tableau 2). Dans la fig.15, ont été portées les compositions cationique et anionique de l'ensemble des eaux analysées dans le Département 9 de Julio (dorsale occidentale et secteur déprimé).

Pour les eaux souterraines de la zone déprimée (cf. le chiffre 2 dans les figures 15, 16, et 17), on doit distinguer les surfaces surélevées du relief (micro ou mésoélévations) des surfaces plus basses. Dans ces dernières, l'eau salée se trouve à quelques centimètres de la surface du sol, ce qui ne permet pas la formation d'une nappe d'eau douce d'infiltration. La concentration de ces eaux salées est variable mais elle peut atteindre jusqu'à 45 g/l à 50 cm. de la surface du sol (CERANA, 1960). Dans les secteurs surélevés on peut trouver par contre quelques accumulations d'eau d'infiltration. Le tableau 2 présente ainsi les caractéristiques chimiques des eaux des surfaces basses (échantillon 841). La fig.17-a (Département Vera) montre la distribution cationique et anionique des eaux analysées dans le secteur déprimé des "Bajos Submeridionales", où leur caractère nettement chloruré-sulfaté-sodique est évident.

Dans la dorsale orientale et plus particulièrement dans le secteur correspondant au Département Vera, deux zones hydrogéologiques ont été distinguées; les eaux du secteur qui nous intéresse, (identifiées dans les figures 16 et 17 par le chiffre 3), sont bicarbonatées-sodiques, comme on peut le constater dans le graphique de la composition anionique et cationique de la fig.17-b.

2.3. Le climat.

nous l'avons vu précédemment, la partie centrale du Chaco Argentin dans laquelle est incluse la sous région des "Bajos Submeridionales", se définit d'après la classification de THORNTWHAITE par un climat sec-subhumide. Cependant, dans cette sous région les conditions pluviométriques présentent une telle gradation, qu'elles permettent la différenciation de plusieurs écosystèmes définis en partie par ces variations climatiques.

Les "Bajos Submeridionales" se trouvent compris entre les isohyètes de 1050 mm à l'est sur la dorsale orientale, et 800 mm. à l'ouest sur la dorsale occidentale (fig.2). Il est important de remarquer que ces valeurs correspondent à des situations moyennes, qui admettent certaines années des écarts importants; ainsi, dans la dorsale occidentale, ont été enregistrées des valeurs extrêmes qui vont de 380 mm. à 1280 mm par an, tandis que dans la dorsale orientale ces écarts se situent entre 680 mm et 1400 mm.

Les températures moyennes de la région qui nous intéresse, varient entre 27° en moyenne pour le mois le plus chaud (janvier) et 13°5 C pour le mois le plus froid (juillet). De même, les écarts enregistrés entre les températures extrêmes sont importants : 47°C pour la température maximale absolue et -6°C pour la température minimale absolue. Par ailleurs la période annuelle sans risques de gelées varie entre 300 jours pour la dorsale occidentale et 320 jours pour la dorsale orientale.

L'évapotranspiration potentielle calculée suivant la formule de THORNTWHAITE en fonction des valeurs moyennes, présente des isoplèthes parallèles qui sont orientées perpendiculairement aux isohyètes. De cette façon, le secteur étudié dans les "Bajos Submeridionales" se trouverait sous l'isoligne d'évapotranspiration potentielle annuelle de 1000 mm.

D'autre part, si nous dressons les isolignes d'excédent et de déficit hydrique nous pouvons constater que l'isoligne de déficit de 150 mm passe sur la dorsale occidentale; ce déficit annuel diminue progressivement vers l'est de telle façon que les précipitations et l'évapotranspiration se trouvent compensées sur la dorsale orientale.

TABLEAU 3 : Bilan hydrique (Programme 08-1975).
CERES (Dorsale Occidentale).

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Total annuel
Précipitations (p)	28.7	62.0	101.3	103.6	103.6	110.0	117.8	63.3	37.0	31.9	22.9	19.3	801.4
Evapotransp. potentielle (ETP)	52.0	78.4	111.2	145.2	159.0	125.7	101.8	60.8	42.3	25.5	24.8	34.1	960.8
p-ETP	-23.3	-16.4	-9.9	-41.6	-55.4	-15.7	16.0	2.5	-5.3	6.4	-1.9	-14.8	-159.4
Variation de stockage	-2.9	0	0	0	0	0	16.0	2.5	-5.3	6.4	-1.9	-14.8	
Stockage d'eau utile	0	0	0	0	0	0	16.0	18.5	13.2	19.6	17.7	2.9	
Déficit	20.4	16.4	9.9	41.6	55.4	15.7							159.4
Excédent													
Apports													
Evapotranspiration réelle	31.6	62.0	101.3	103.6	103.6	110.0	101.8	60.8	42.3	25.5	24.8	34.1	801.4

TABLEAU 4 : Bilan hydrique (Programme 08-1975).
VERA (Dorsale Orientale).

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Total annuel
Précipitations (p)	65.8	112.5	110.5	114.4	96.2	135.5	145.5	98.6	54.6	55.6	33.8	28.8	1051.8
Evapotransp. potentielle (ETP)	54.8	81.1	112.4	142.2	161.3	131.8	113.4	65.6	46.9	29.1	28.8	43.0	1010.4
p-ETP	11.0	31.4	-1.9	-27.8	-65.1	3.7	32.1	33.0	7.7	26.5	5.0	-14.2	41.4
Variation de stockage	11.0	3.2	-1.9	-27.8	-65.1	3.7	32.1	33.0	7.7	18.3	0	-14.2	
Stockage d'eau utile	96.8	100	98.1	70.3	5.2	8.9	41.0	74.0	81.7	100	100	85.8	
Déficit													
Excédent		28.2								8.2	5.0		41.4
Apports	1.1	14.7	7.3	3.7	1.8	0.9	0.5	0.2	0.2	4.1	4.6	2.3	41.4
Evapotranspiration réelle	54.8	81.1	112.4	142.2	161.3	131.8	113.4	65.6	46.9	29.1	28.8	43.0	1010.4

Les bilans hydriques calculés d'après THORNTWHAITE suivant les données mentionnées ci-dessus, nous permettent d'établir que dans notre secteur d'étude les valeurs d'évapotranspiration potentielle et les précipitations sont approximativement en équilibre, alors que prévaut un léger déficit dans la plus grande partie de la région. Cependant, si au lieu de considérer les valeurs annuelles, on tient compte des situations mensuelles, on constate que pour certaines périodes il y aurait des excédents (automne et début de l'hiver) et pour d'autres des déficits (printemps et été). Bien que les précipitations soient maximales pendant l'été, la forte évapotranspiration serait à l'origine de ces états de sécheresse relative. (tableaux 3 et 4).

Une conséquence très importante de la variation ouest-est des valeurs de la pluviométrie est leur influence sur le régime hydrologique de la région. Ainsi, l'augmentation pluviométrique vers l'est se superpose à la dynamique des eaux superficiels, qui ont elles aussi un gradient ouest-est. Pendant les années humides ceci a pour conséquence une concentration des eaux superficielles dans la région où il pleut le plus (est), tandis que pendant les périodes sèches la situation s'aggrave là où il pleut le moins (ouest). Cette superposition des gradients climatiques et de relief fait que les situations critiques que supporte la région (inondations et sécheresses) sont aggravées par le jeu de ces facteurs (PROGRAMA 08, 1975).

2.4. Hydrologie de surface.

Bien que le soubassement cristallin se trouve à une très grande profondeur dans le bassin chaco-pampéen, l'hydrologie superficielle dans les "Bajos Submeridionales" est fortement influencée par la tectonique profonde, qui comme nous l'avons vu, se reflète dans les formes du relief superficiel.

Actuellement aucun cours d'eau défini et permanent ne traverse la région malgré son climat subhumide et l'étendue du bassin versant; on trouve seulement en position marginale deux cours d'eau de faible débit:

au sud le fleuve Salado (ou Salado del Norte) et, à l'est, à la limite de la dorsale orientale, le système Golondrinas-Calchaquí.

Cependant, plusieurs reliques géomorphologiques permettent de reconstituer l'ancien réseau fluvial de ce secteur. D'après CASTELLANOS (1968), le fleuve Salado se serait déplacé du nord vers le sud, son cours moyen balayant en éventail la région des "Bajos Submeridionales" jusqu'à sa position actuelle (fig.12). D'après cet auteur, on pourrait également distinguer cinq périodes dans l'histoire de ce fleuve liées à des vicissitudes géologiques et climatiques. Brièvement et selon CASTELLANOS, pendant une première période (tertiaire) le Fleuve Salado aurait d'abord suivi la direction de la pente de l'ouest vers l'est, rejoignant l'ancien Fleuve Puelchense. Puis, pendant le Pleistocène inférieur (deuxième et troisième période) le Salado rejoignait déjà le Fleuve Parana; une partie de son parcours se serait alors effectué à travers l'actuel système Golondrinas-Calchaquí, qui de cette façon représenterait donc un ancien réseau fluvial du Salado. Enfin, durant une quatrième période, que CASTELLANOS situe dans le Bonaerense inférieur, se produisent les failles longitudinales chaco-pampéennes; la surélévation du bloc correspondant à la dorsale occidentale constitue une barrière obligeant le Salado à se diriger vers le bassin de Mar Chiquita. Des processus de sédimentation lacustre auraient permis plus tard au Salado de dépasser les différences de relief et de traverser la dorsale occidentale à son emplacement actuel.

Ainsi l'évolution tectonique et la morphogénèse s'associent pour déterminer les conditions hydrologiques des "Bajos Submeridionales". La division en compartiments créée par la tectonique, est à l'origine de l'isolement des "Bajos Submeridionales" vis à vis des apports hydriques des "sierras pampeanas", tandis qu'entre les deux dorsales se constitue un petit bassin sédimentaire. Ainsi, par l'endiguement structural réalisé par la dorsale orientale, par l'absence de système de drainage dû à la faible pente générale, et du fait de conditions climatiques particulières, les "Bajos Submeridionales" constituent une vaste plaine temporairement inondable dans laquelle les eaux de surface se déplacent lentement, en nappe.

D'après les travaux de GOLLAN et LACHAGA (1939), PROGRAMA 08 (1975) et POPOLIZIO (1975), plusieurs zones hydrologiques peuvent être distinguées dans les "Bajos Submeridionales", et plus particulièrement dans la région qui nous intéresse dans cette étude.

C'est ainsi que dans l'aile orientale de la dorsale occidentale (appelée aussi "plaine relativement nivelée"; PROGRAMA 08, 1975) trois zones, délimitées sur la fig.19, sont distinguées : des zones haute, de transition et basse.

La zone haute correspond aux cotes les plus élevées de la dorsale occidentale; le relief est faiblement ondulé et ce secteur ne présente pas de problèmes d'inondation ou de sursaturation. Les apports hydriques sont ici exclusivement pluviaux; étant donné l'absence d'un réseau organisé d'écoulement, les excédents des précipitations qui ne s'infiltreront pas ou qui ne sont pas interceptés par la végétation, descendent en nappe vers la zone de transition.

La zone de transition, pour sa part, est caractérisée par une pente longue et douce. Celle-ci ne présente pas non plus de réseau d'écoulement et les excédents d'eau pluviale ruissellent en nappe vers la zone basse ou bien stagnent partiellement dans quelques cuvettes d'engorgement temporaire. Cette zone, reçoit donc d'une part les excédents d'eau de la zone haute, et d'autre part est affectée par les grandes inondations qui couvrent les "Bajos Submeridionales".

Enfin, dans la zone basse ou déprimée, plusieurs secteurs ont été distingués d'après des critères géomorphologiques et hydrologiques. Le secteur dans lequel se situe le transect de sols que nous étudierons plus particulièrement ici, a été dénommé selon les auteurs "subsistema del Arroyo Golondrinas" (POPOLIZIO, 1975) ou "région de interconecion de esteros" (PROGRAMA 08, op. cit.). Dans ce secteur les eaux pluviales s'infiltreront avec difficulté par suite de la présence de la nappe phréatique proche de la surface ; les excédents d'eau sont ici éliminés par évaporation ou par écoulement superficiel vers le système collecteur Golondrinas-Calchaqui. S'ajoutent à ces apports pluviaux, des écoulements en nappe provenant des zones plus élevées de la dorsale occidentale ainsi que des défluences du nord de la région.

Dans la zone basse, on trouve quelques cours d'eau très peu profonds ("canadas") ainsi qu'une série de dépressions inondées et marécageuses ("esteros"); au delà d'un certain niveau d'eau, ces dépressions communiquent entre elles, agissant ainsi comme de sortes d'exutoires mais évidemment de très faible capacité d'écoulement (PROGRAMA 08, op. cit.). Les ruissellements en nappe de ce secteur sont caractérisés par une faible vitesse d'écoulement des eaux qui se concentrent ainsi dans les dépressions et s'évaporent sur place; les lames d'eau écoulées par les "canadas" dépassent rarement 80 cm de hauteur mais atteignent des largeurs considérables.

Dans la grande plaine qui constitue cette zone basse, émergent certaines surfaces légèrement plus hautes, appelées "lomadas", et que souvent on distingue mal dans la platitude prédominante; dans ces "lomadas", on peut retrouver aussi des dépressions marécageuses ("esteros"), quelquefois de dimensions considérables.

Le système Golondrinas-Calchaqui qui agit, jusqu'à un certain niveau, comme élément de drainage de la région, est constitué par une série de petits lacs permanents, où affleurent les eaux salées souterraines; ils sont entourés par des bourrelets de berge et reliés entre eux par un ruisseau (le "arroyo" Golondrinas). Plus loin vers le sud ce cours d'eau s'agrandit et devient la rivière Calchaqui. Malgré l'existence de ce système collecteur et à cause de sa faible capacité d'évacuation, toute cette zone demeure temporairement affectée par les inondations.

Quant à la dorsale orientale, le versant qui descend vers la région déprimée présente une pente relativement prononcée. Ce facteur ajouté à la plus grande pluviosité de cette région et à une plus faible capacité d'infiltration (GOLLAN et LACHAGA, 1939) est à l'origine de la formation de petits bassins qui possèdent des réseaux hydrographiques de drainage; sur ce versant ces cours d'eau sont en fait peu profonds et de faible débit, et ils rejoignent le système Golondrinas-Calchaqui. En outre, la dorsale orientale est aussi caractérisée par de nombreux marécages et des dépressions inondables.

2.5. La végétation.

Les conditions morphologiques, climatiques et hydrologiques, qui ont permis de distinguer les trois ensembles fondamentaux de la région étudiée (les deux dorsales et la plaine basse), déterminent également les caractères biologiques des écosystèmes et plus particulièrement leur végétation.

Généralement, avec un concept phytogéographique et depuis les travaux de PARODI (1945), le domaine chaquéen se définit par une végétation de type "parc" caractérisé par une alternance de forêts et de zones herbacées. A une plus grande échelle cependant, dans la région des "Bajos Submeridionales" il est possible d'observer un contraste net entre la végétation du secteur déprimé, fondamentalement herbacée, et celle des dorsales, typiquement forestière. D'autre part et suivant les modifications du climat d'est en ouest, les associations arborées des deux dorsales présentent aussi des caractères différents.

Ainsi, la dorsale occidentale fait partie de la sous région appelée "Chaco des parcs et des savanes sèches" (MORELLO, 1968) (fig. 9) ou "Chaco xérophytique" (MANZI, 1972), dans laquelle on trouve des massifs arborés et des formations herbeuses. Dans cette communauté arborée vivent associées des espèces d'un type plus xérophytique que celles de la dorsale orientale, les épiphytes sont rares, et l'ensemble se présente comme une forêt moins dense. Du point de vue floristique, cette aire est connue comme étant celle de la "communauté des trois quebrachos" parce qu'on y trouve associés le *Schinopsis balancae*, le *Schinopsis lorentzii* et le *Aspidosperma quebracho-blanco*. En plus des espèces communes à celles de la dorsale orientale telles que *Prosopis sp.*, *Acacia precox*, *Geoffrea decorticans*, *Cesalpinea melanocarpa*, etc., apparaissent aussi d'autres espèces plus spécifiques telles que *Atamisquea emarginata*, *Porliera mycrophylla* etc...

Le secteur le plus bas de cette dorsale occidentale, et que nous avons identifié comme "zone de transition", répond aussi à ce même type de végétation, mais les massifs arborés se trouvent plus séparés et isolés entre eux, tandis qu'augmente la surface occupée par les formations herbeuses. Par ailleurs, on observe des indices d'érosion du sol favorisée par le défrichement.

Le secteur déprimé ou zone basse qui constitue au sens strict les "Bajos Submeridionales", est appelé aussi "Chaco des pâturages et des savanes" (MORELLO, 1968), "Unité climacique-édaphique des marécages et de surfaces inondables" (MANZI, 1972-b), "district des savanes" (MANZI, 1972-a), ou tout simplement "sous région déprimée" (MORELLO, 1974). La végétation de cette région est formée de savanes étendues et monotones; les espèces dominantes sont des graminées telles que *Spartina argentinensis* dans les secteurs bas et salés, tandis que dans les secteurs plus favorables apparaissent les pâturages à *Elionorus sp.* ("espartillo" ou "pasto amargo"). D'autres graminées telles que *Cortadera sp.*, *Eragrostis sp.*, *Chloris sp.*, *Andropogon sp.*, *Panicum sp.*, accompagnent les "espartillares" dans les meilleurs secteurs, tandis que dans les microdépressions ou les points les plus salés se localisent *Distichlis spicata*, *Salicornia corticosa*, etc. Les communautés herbacées se trouvent parfois parsemées de petits îlots arborés ("isletas") peuplés par *Geoffrea decorticans*, *Prosopis sp.*, *Celtis sp.*, etc. Dans les secteurs les plus humides et qui restent submergés plus longtemps, des espèces hydrophiles font leur apparition, comme *Cyperus giganteus*, *Typha latifolia*, etc.

Il est important de signaler la présence constante dans ces savanes de nids de fourmis ou de termitières appelées localement "tacurues"; la hauteur et la densité de ces constructions épigées sont variables, mais elles semblent être plus abondantes dans les parties les plus basses et humides du terrain.

Dans la dorsale orientale, réapparaît la végétation arborée comme formation dominante, mais elle présente alors des caractères différents de ceux de la dorsale occidentale. Le secteur nord de la dorsale orientale, qui d'après MORELLO (1968) fait partie de la sous région de "Chaco de esteros, canadas y selvas de rivera" ("Chaco des marécages et des forêts galeries"), a été dénommé différemment selon les auteurs : "Cuna boscosa santafesina" (GOLLAN et LACHAGA, 1939), "Formación de parque" (MANZI, 1972-a), "Parque Chaqueno Santafesino" (MANZI, 1972-b).

Cette région correspond à l'optimum écologique du "quebracho Colorado chaqueno" (*Schinopsis balancae*), qui constitue une forêt haute et parfois presque pure; dans cette strate arborée on trouve aussi *Aspidosperma quebrachoblanco*, *Bromelia obtusifolia* (guaranina), *Patagonula americana* (guayaibi) etc.; alors que la strate inférieure renferme *Prosopis* sp., *Geoffrea decorticans*, *Acacia* sp., *Tabebuia*, etc. Les massifs de forêt haute et basse alternent avec des secteurs dégagés occupés par des pâturages et des marécages; d'après MANZI (1972-b) plus de 35% de la région se trouve occupé par des formations herbacées et marécageuses. Dans les secteurs élevés non salinisés apparaît l'"ombu" (*Phytolaca dioica*) associé à espèces herbacées. Quelques lianes et "enredaderas" telles que *Plassiflora* sp., *Morenia* sp., etc., s'associent parfois à la végétation forestière.

2.6. Les sols.

Dans les "Bajos Submeridionales" les formations sédimentaires de couverture sont des matériaux limoneux quaternaires caractéristiques du bassin chaco-pampéen. Nous en discuterons plus en détail dans le chapitre consacré à la minérologie des sols et de leurs matériaux originels. Pour l'instant, signalons que divers auteurs (GOLLAN et LACHAGA, 1939; POMAR, 1969) ont établi une distinction entre les matériaux superficiels de la dorsale orientale (limons palustres provenant du nord) et ceux de la zone déprimée et de la dorsale occidentale (limons éoliens en provenance de l'ouest).

Les sols des "Bajos submeridionales" et particulièrement ceux de la zone déprimée, ne sont connus que très sommairement; au sujet de leur distribution, et sauf pour la dorsale orientale, nous ne disposons que de cartes à petite échelle. La plupart de ces cartes ne distinguent ainsi dans les "Bajos Submeridionales" (au sens large tel que nous l'utilisons ici), que deux ou trois unités de sols qui correspondent aux grands ensembles morphologiques déjà mentionnés : la dorsale occidentale, la dorsale orientale et la zone déprimée. Nous ne citerons ici que quelques uns de ces documents.

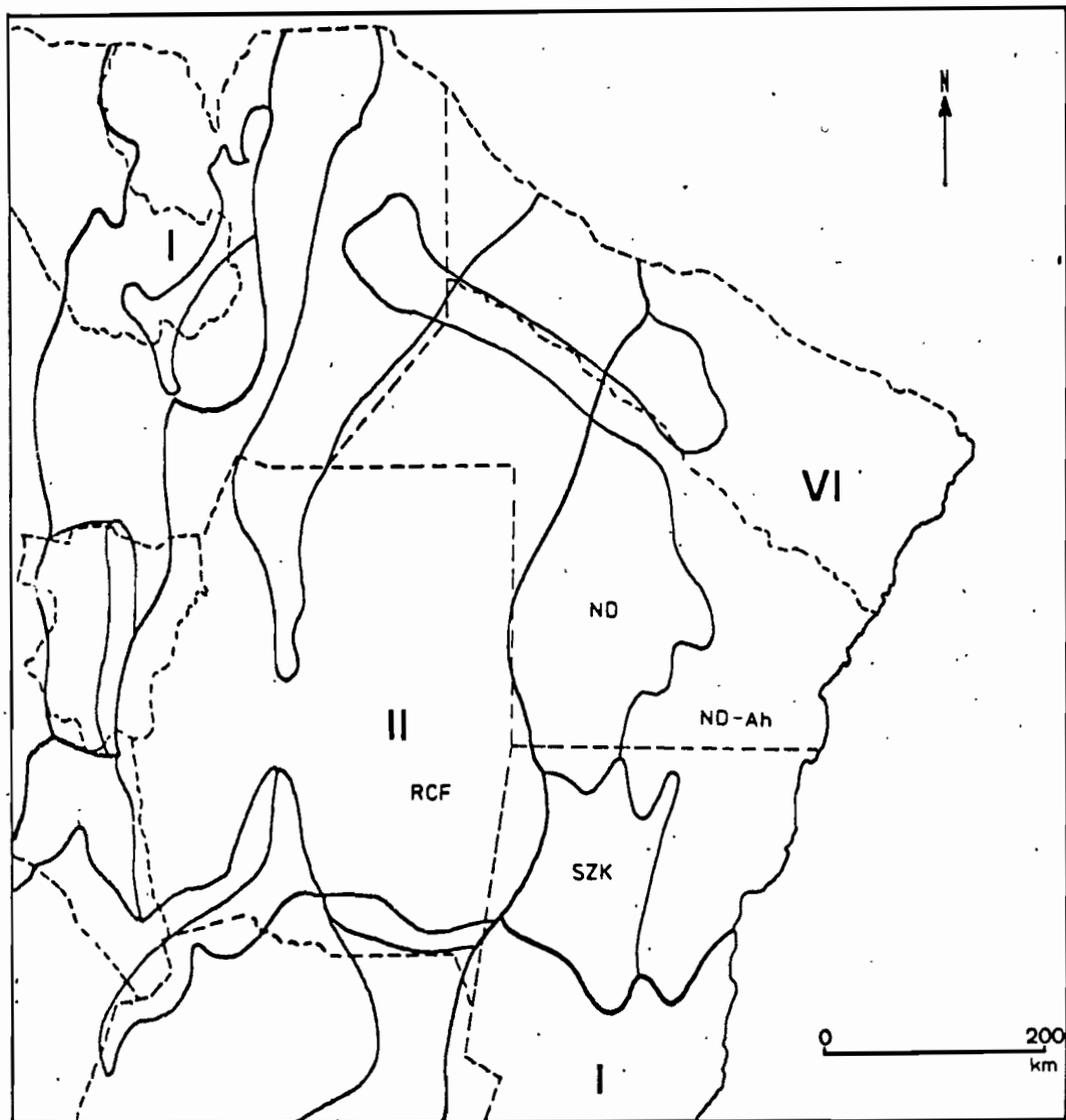
Ainsi VESSEL (1946) (fig.18-a), faisant une délimitation aussi bien climatique que pédologique, considère que la dorsale occidentale est caractérisée par un climat semi-aride tempéré chaud et par des sols châtaîns ("chestnut-like") rougeâtres. La zone déprimée et la dorsale orientale appartiendraient à une zone climatique subhumide subtropicale; les sols de la première comprendraient des "complexes solonetz-solonchak et sols associés", tandis que dans la deuxième il y aurait des sols "bruns-foncés neutres associés à des sols alluviaux hydromorphes".

PAPADAKIS et al.(1960) (fig.18-b) situent l'ensemble des trois unités physiographiques dans une "région subtropicale avec des sols modérément ou peu lessivés"; les sols de la dorsale occidentale sont considérés "sols bruns non calciques et planosols du Chaco"; ceux de la zone basse "sols solonetziques du nord de Santa Fe et ceux de la dorsale orientale "clay-pan planosols du Chaco".

Dans la carte mondiale de sols de la FAO (1971), le secteur de la dorsale occidentale qui nous intéresse ici ainsi que la zone déprimée, sont inclus dans une même unité : celle des "solonetz molliques" associés à des "planosols molliques" et des "gleysols molliques". La dorsale orientale pour sa part, est caractérisée par des "solonetz molliques" associés à des "planosols molliques" (fig.10).

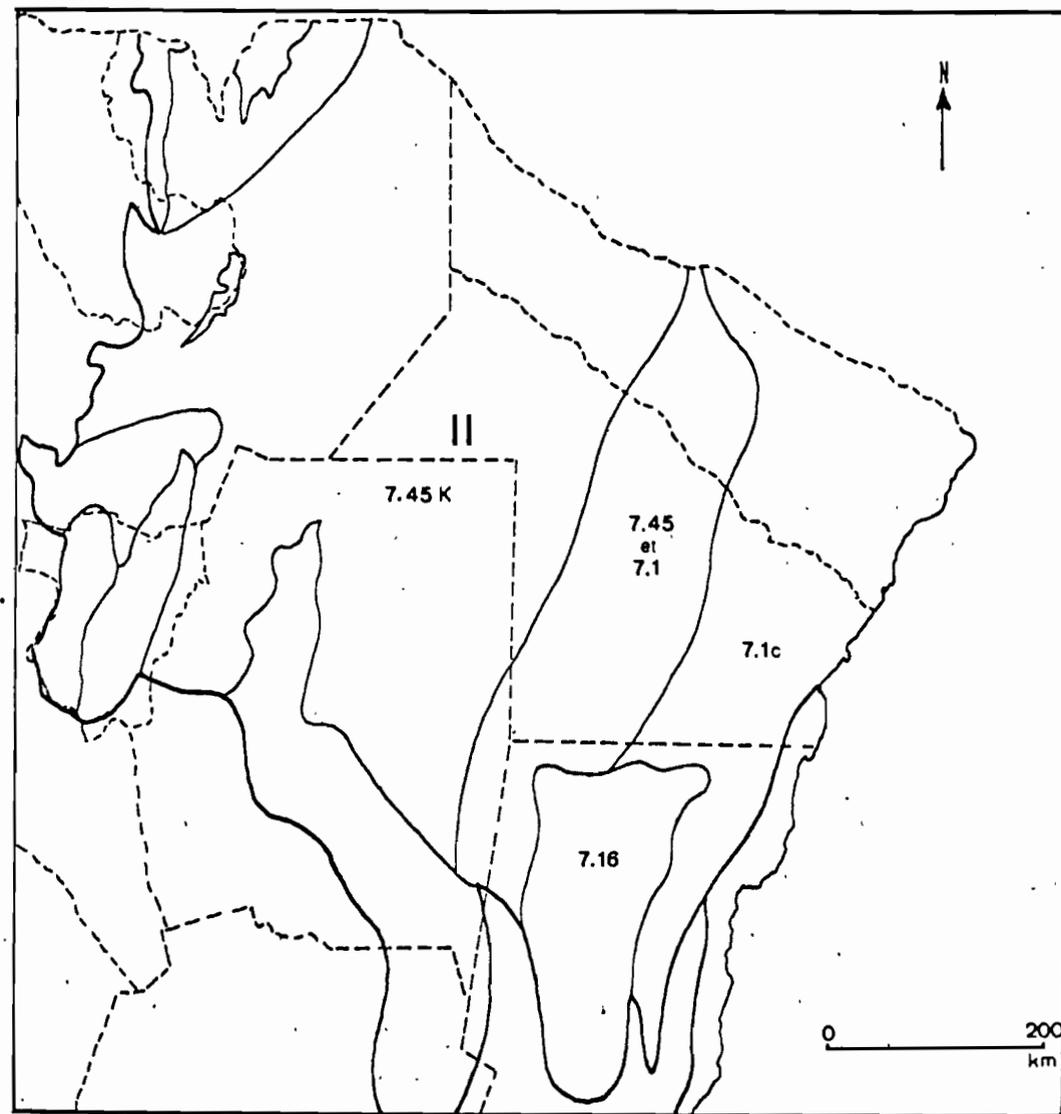
A l'intérieur de chacune des trois unités morpho-pédologiques, la caractérisation des sols a fait l'objet de travaux plus détaillés, et ceci notamment pour la dorsale orientale. Ainsi, dans le secteur appelé "cuna boscosa" de cette dorsale, ont été identifiés et cartographiés des sols planosoliques, salés, sodiques et solodisés (C.F.I., 19); dans ce travail, a été aussi mis en relief le caractère alluvial des sols de cette région.

Quant à la zone déprimée ("Bajos Submeridionales" au sens strict), CERANA (1960) a tenté un regroupement des différents sols sur la base de certaines caractéristiques morphologiques et analytiques. Cet auteur distingue ainsi trois groupes de sols. Un premier groupe présente un horizon A de moins de 5 cm. d'épaisseur, avec des teneurs de 4 à 10%



A.-D'après VESSEL, 1946.

RCF=sols châtaîns rougeâtres.
 SZK=complexes solonetz-solonchak et sols associés.
 ND-Ah=sols bruns-foncés neutres associés à des sols alluviaux hydromorphes.



B.-D'après PAPADAKIS et al, 1960.

7.45 et 7.1=sols bruns non calciques et planosols.
 7.16=sols solonetziques.
 7.1c="clay-pan"planosols.

Fig. 18.-Les grandes unités de sol dans la region étudiée.

de matière organique et une texture limoneuse; l'horizon B a plus de 45% d'argile et est assez humifère (2-4%). Dans ces sols la nappe d'eau salée se trouve proche de la surface (0,5-1 m.); le profil, et particulièrement son horizon B, est salé (plus de 0,3% de sel) et le pourcentage de saturation en sodium et potassium dépasserait 20%. Ces sols occuperaient plus de 50% de la région, surtout dans la partie nord et nord-est.

Les sols du deuxième groupe sont caractérisés par une épaisseur plus importante de l'horizon A : 8-10 cm. En général, mais qui peut atteindre parfois jusqu'à 30 cm. La salinité, le pH et le degré de saturation en sodium et potassium sont toujours supérieurs dans l'horizon B. Dans ces profils l'eau salée se situe à environ 1,5 m. de profondeur: ils sont surtout fréquents dans les secteurs central, ouest et sud. Le troisième groupe de sols, par ailleurs peu représenté, est défini par la présence d'horizons de transition A_3 et B_1 ; le B_2 apparaît ainsi entre 20 et 45 cm de profondeur.

La répartition de ces trois groupes de sols serait très hétérogène et, étant donné le petit nombre de profils étudiés, cet auteur n'a pas établi de cartographie. Par ailleurs, CERANA (1960) signale aussi la présence de quelques profils particuliers, et notamment d'un sol solodisé dans une partie plus haute du terrain.

Ainsi nous avons brièvement évoqué l'état actuel des connaissances pédologiques concernant cette région des "Bajos Submeridionales"; ces travaux nous renseignent sur le caractère halomorphe de la plus grande partie des sols de cette région et en particulier de ceux de la zone déprimée; nous savons aussi qu'une bonne partie de ces sols ont un caractère "mollique", et que des planosols et des sols solodisés sont également bien représentés. A part certaines données analytiques concernant la granulométrie, la salinité et la composition du complexe d'échange, nous ne disposons pas en général d'autres renseignements sur les caractéristiques pédologiques des sols des "Bajos Submeridionales". Nous essayerons donc de contribuer à la connaissance de ces sols, en étudiant un plus grand nombre de leurs caractéristiques et en faisant appel à des techniques analytiques variées.

CHAPITRE II

CARACTERISATION MORPHOLOGIQUE DES SOLS ETUDIES

Pour cette étude pédologique des "Bajos Submeridionales", nous avons choisi douze profils de sol représentatifs de certaines des unités géomorphologiques majeures qui ont été présentées dans le chapitre précédent. Ces profils s'alignent suivant un transect large de plus de 100 Km, qui, partant de la zone de transition de la dorsale occidentale, passe par la zone basse et arrive jusqu'à la dorsale orientale. Dans la figure 19 nous avons représenté les principales unités de paysage et la situation des profils étudiés; une coupe schématique de la région étudiée est également présentée dans la fig. 20 (échelle verticale exagérée).

Il ne serait pas superflu d'insister ici sur le caractère essentiellement plat de cette région, où la pente est très faible : d'environ 0,01%, soit d'un mètre sur dix kilomètres. Sur le terrain, elle n'est pas observable si ce n'est que par des indications indirectes fournies par des modifications de certains éléments de l'environnement. En effet, et comme nous le verrons, de faibles variations de relief sont à l'origine d'importantes modifications des conditions hydrologiques, biologiques et pédologiques. Ce transect nous permettra donc d'étudier des sols différents et d'analyser leurs relations avec les autres facteurs du milieu.

Dans ce chapitre nous présenterons brièvement la situation et les principaux caractères morphologiques des profils étudiés. Les descriptions morphologiques complètes des profils sont données en annexe; elles ont été réalisées suivant le langage naturel normalisé pour le traitement informatique des données pédologiques (Glossaire de Pédologie, 1969; Glossaire de Pédologie, 1971). Dans notre cas ces descriptions ont été traitées sur un ordinateur Univac 1108.

Dans ces caractérisations macromorphologiques nous avons gardé la dénomination des horizons pédologiques telle qu'elle a été déterminée sur le terrain. Dans plusieurs cas les analyses de laboratoire nous ont permis par la suite de préciser certaines caractérisations; la dénomination complète des horizons, telle qu'elle découle de l'ensemble des données sera donc précisée dans la partie finale de ce travail. En outre, une première classification des sols au niveau du groupe, et qui accompagne ces descriptions, a été faite suivant le système proposé par AUBERT (1965). A la fin de ce travail, d'autres systèmes seront aussi utilisés et discutés pour la classification de ces sols des "Bajos Submeridionales". Enfin, un schéma donnant les principales séquences d'horizons de ces profils, est présenté dans la fig.21.

1. LES SOLS DE LA ZONE DE TRANSITION.

Dans la zone de transition de la dorsale orientale quatre profils de sol ont été décrits :

Le profil 16 se situe dans la partie la plus élevée de ce transect. La végétation arborée est ici relativement dense, avec une légère prédominance des massifs arborés sur les zones dégagées et herbeuses.

Ce profil est un solonetz caractérisé par un horizon A_1 assez épais (17 cm), de type mollique. La partie supérieure de l'horizon B a une couleur assez foncée (10YR 2/3, humide) qui s'éclaircit et devient plus rougeâtre dans les horizons plus profonds. La texture est limoneuse en A_1 et limono-argileuse dans les horizons B, tandis que la structure est polyédrique subanguleuse en A_1 , prismatique grossière en B_1 et B_2 , et polyédrique dans les horizons B_{31} et B_{32}/C . Des revêtements argileux, des nodules carbonatés et des petits nodules ferro-manganésifères s'observent dans les horizons B et principalement dans l'horizon B_2 .

En descendant vers la zone basse, les espaces dégagés augmentent et la végétation herbacée l'emporte sur les arbres, qui se regroupent en petits îlots épars. Des indices d'érosion s'observent dans cette partie de la zone de transition. Le profil 27, représentatif de ce secteur, est un solonetz solodisé, qui a un horizon A_2 fortement blanchi

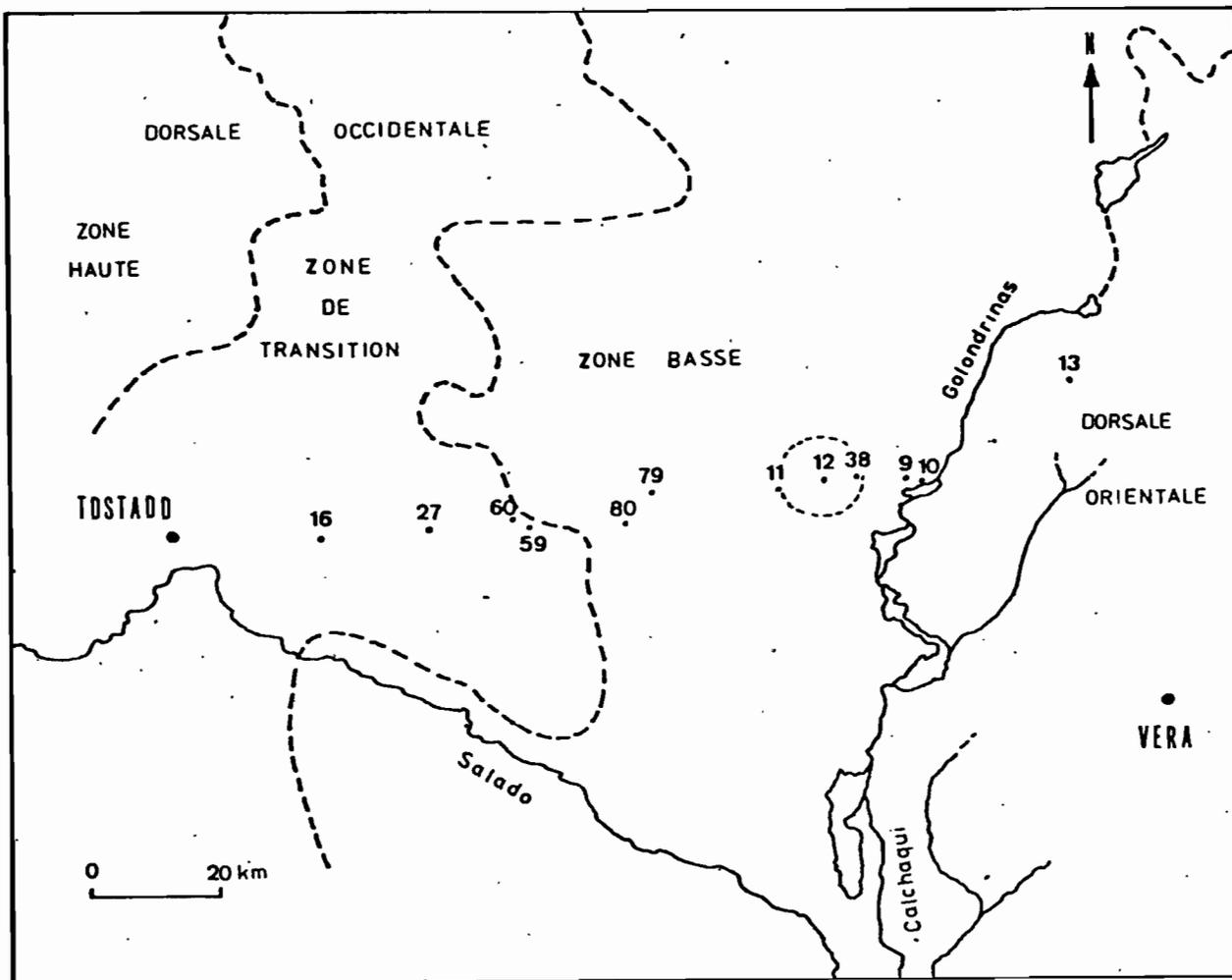


Fig. 19.-Unités géomorphologiques et situation des profils de sol étudiés dans les "Bajos Submeridionales".

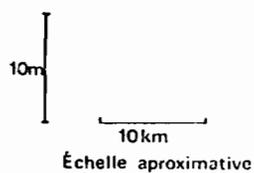
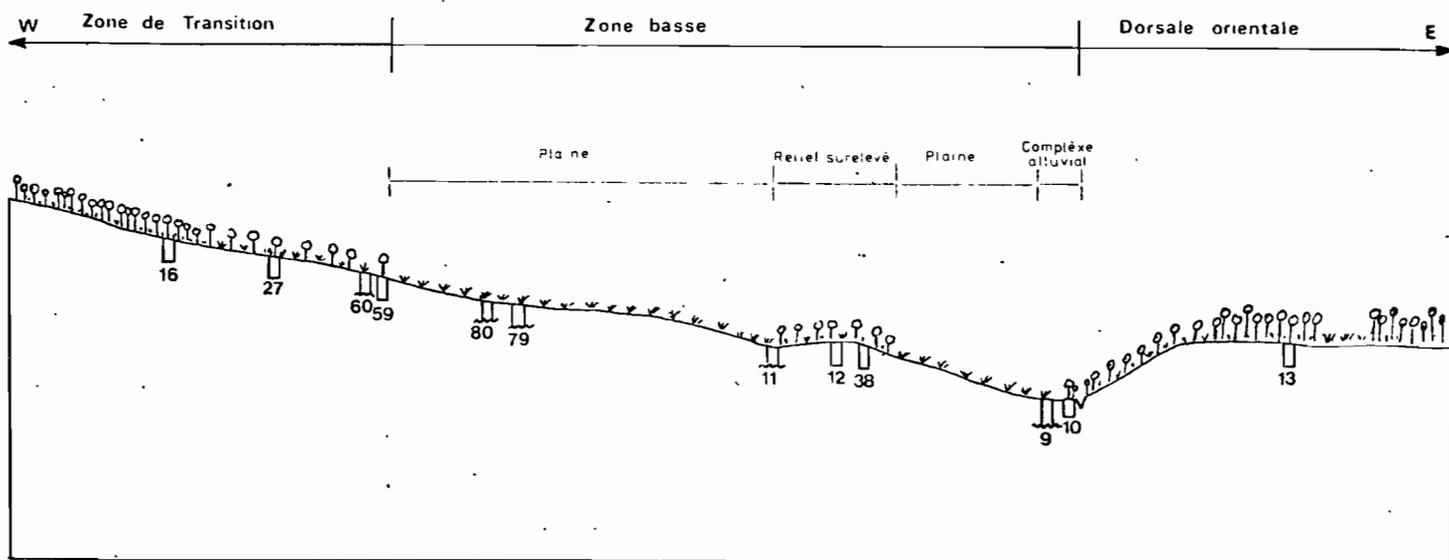


Fig. 20.-Coupe schématique de la region étudiée

et limoneux au dessus d'un horizon B colonnaire et argileux. A la différence du profil précédent, l'horizon A₁ se limite ici à une mince couche superficielle humifiée.

La structure est particulière en A₁; dans l'horizon A₂ elle est polyédrique subanguleuse (constituée par des reliques d'horizon B), à sous structure lamellaire. La limite de l'horizon A₂ est irrégulière avec des poches pénétrant entre les colonnes de l'horizon B₂₁; la couleur de l'horizon B est 10YR 2/3 (humide) dans sa partie supérieure, et 7,5YR 4/4 (humide) dans le B₃. Des taches et des nodules ferromangnésifères ainsi que des nodules calcaires s'observent dans ces horizons B. Par ailleurs, des organo-argilanes de couleur foncée sont caractéristiques de ces horizons.

Dans la partie inférieure de la zone de transition (comme dans la zone basse) se situent des dépressions temporairement remplies d'eau ("esteros"); elles sont approximativement circulaires, de plusieurs dizaines à quelques centaines de mètres de diamètre, et apparemment disposées suivant des directions particulières. A la limite entre la zone de transition et la zone basse le profil 60 se situe ainsi à l'intérieur d'une telle dépression qui, bien qu'étant sans eau et peuplée par une végétation herbacée abondante, peut correspondre aux dépressions de type "esteros".

Ce profil est un solonetz solodisé, mais la morphologie du contact A₂/B est de type planosolique. Aussi, à la différence du profil 27, l'horizon A₁ est relativement épais (12 cm) et humifère. La séquence d'horizons est A₁ - A₂ - B₂₁ - B₂₂ - B₂₃, la nappe phréatique se situant à 1 mètre de profondeur. La structure est polyédrique en A₁ et A₂, et prismatique dans les horizons B. Des taches et des nodules ferromangnésifères se localisent en A₂ et dans les horizons B, principalement en B₂₁. Des nodules calcaires s'observent en B₂₂ et B₂₃, et des revêtements argileux sont présents dans tous les horizons B.

Le profil 59 est situé à proximité du précédent, dans les massifs arborés qui entourent la dépression herbeuse. Ce profil de sol salé se caractérise par l'épaisseur de son horizon humifère A₁ (24 cm), de type mollique. Il est suivi par un horizon B argileux et encore assez humifère dans sa partie supérieure (horizon B₁). La structure est polyédrique en A₁ et en B₁; elle est prismatique dans les horizons B sous jacents, qui présentent aussi quelques faces luisantes. Des petits nodules ferromanganésifères s'observent dans tout le profil. La nappe phréatique se trouve en dessous de 1,30 m.

2. LES SOLS DE LA ZONE BASSE.

Comme nous l'avons indiqué précédemment (chapitre I), les sols que nous étudierons dans la zone basse se localisent dans le secteur appelé "de interconecion de esteros" (PROGRAMA 08,1975). Dans ce secteur nous avons distingué trois unités morphologiques : la plaine, le relief surélevé, et les formes alluviales.

Les profils 79 et 80 sont des sols salés représentatifs de la grande plaine herbeuse de la zone basse; ils correspondent au deuxième groupe de sols identifié par CERANA (1960) dans les "Bajos Submeridionales" (voir chapitre I). Ces deux profils se caractérisent par des horizons A₁, limoneux et humifères d'une dizaine de cm d'épaisseur. Les horizons B sous jacents sont argileux et encore humifères; ils constituent ainsi avec les horizons A des épipédons molliques. Néanmoins, la limite entre ces deux horizons apparaît nette et régulière. La structure en A₁ est polyédrique subanguleuse et dans les horizons B elle est polyédrique à sur-structure prismatique. Des revêtements organo-argileux, des nodules ferrugineux et ferromanganésifères ainsi que des nodules calcaires sont fréquents dans ces horizons B. Dans le profil 79 la nappe phréatique se trouve à 1,30 m. de profondeur; dans le profil 80 elle se situe à 0,9 m.

Dans cette partie de la zone basse se trouve un relief légèrement surélevé par rapport à la plaine environnante; il est approximativement circulaire et d'une dizaine de Km. de diamètre; sa dénivellée n'est que de quelques dizaines de centimètres, mais elle est suffisante pour être à l'origine de variations écologiques marquées.

ZONE DE TRANSITION

ZONE BASSE

DORSALE ORIENTALE

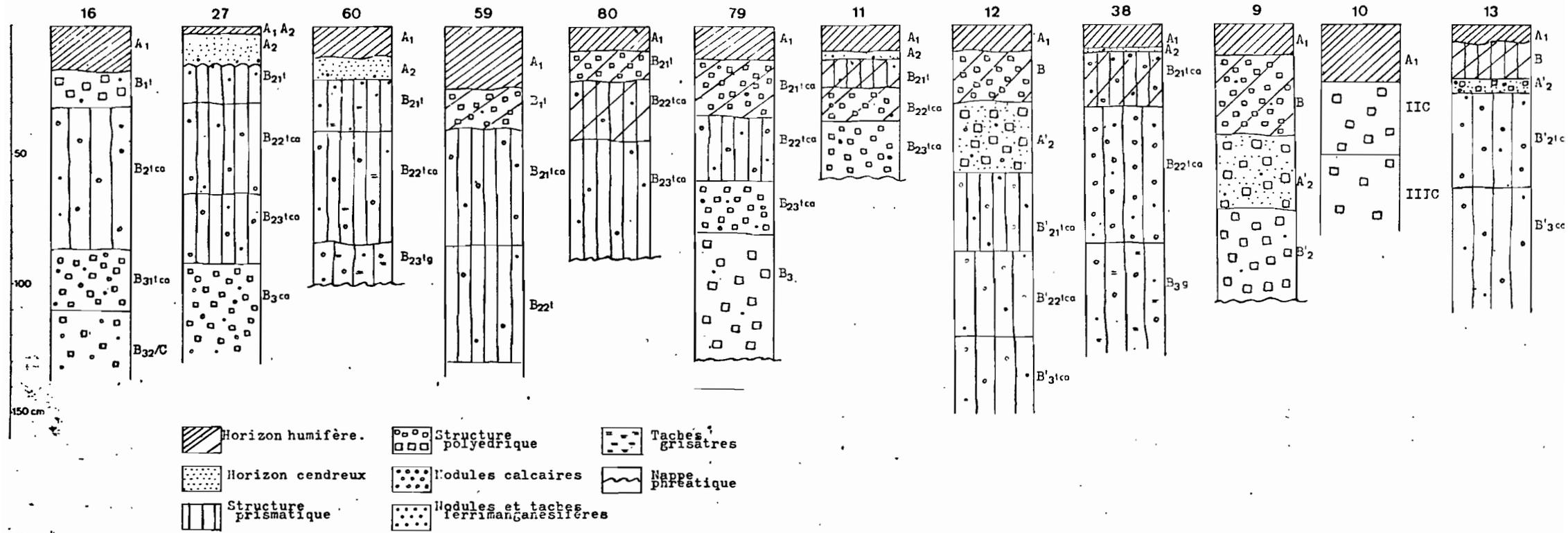


Fig. 21.-Caractères morphologiques des profils de sol étudiés.

Ainsi, en contraste avec la végétation herbacée de la plaine, c'est une végétation arborée éparsse qui occupe cette légère surélévation, et qui permet ainsi de la déceler.

Le profil 11 se localise à la limite entre la plaine et cette surélévation. La nappe phréatique n'est alors qu'à 60 cm de la surface, où se développent des efflorescences salines; la végétation est typiquement halophyte (Salicornia).

Ce profil de sol salé présente un horizon A_1 de 10 cm d'épaisseur, suivi d'un mince horizon A_2 blanchâtre, avec une limite nette, ondulée. En dessous, l'horizon B_{21} est argileux et humifère, correspondant à la base d'un épipedon mollique. La structure est polyédrique subangulaire en A_1 et A_2 , polyédrique à surstructure prismatique en B_{21} , et polyédrique en B_{22} et B_{23} . Des taches et nodules ferrugineux et ferromanganésifères s'observent dans tout le profil, principalement dans l'horizon B_{21} . Des nodules carbonatés sont présents dans tous les horizons B, et quelques amas gypseux ont été observés en B_{23} .

Dans la zone surélevée proprement dite, nous avons décrit deux profils de sol : les profils 12 et 38.

Le profil 12 (salé et sodique) est apparemment composé par deux sols superposés. En effet, la partie supérieure de ce profil présente un horizon A_1 limoneux et humifère (de 0 à 10 cm) suivi par un horizon B (de 10 à 30 cm) argileux et assez foncé. En dessous, et constituant l'autre partie du profil, on trouve d'abord un horizon blanchâtre (10YR 6/2, humide), assez épais (de 30 à 57 cm de profondeur), de texture limono-argileuse et à structure polyédrique, et qui a été interprété comme un horizon A_2 . Puis, après une limite nette et régulière de type planosolique, on passe à des horizons B argileux et à structure prismatique. Des nodules ferromanganésifères et des nodules carbonatés de forme irrégulière s'observent à partir de l'horizon A_2 . La différenciation en horizons, que nous avons reconnue, est donc la suivante : $A_1 - B - A_2 - B_{21}' - B_{22}' - B_3'$. Nous verrons par la suite que plusieurs discontinuités lithologiques peuvent être établies dans ce profil.

Le profil 38 (brunizem "planosolique") présente une morphologie assez différente du précédent et, comme nous le verrons, il n'est ni salé ni sodique. Ce profil est constitué par un horizon A_1 (0-9 cm) très humifère, suivi par un mince horizon A_2 de 2 cm d'épaisseur et de couleur blanchâtre (10YR 4/2, humide). En dessous, l'horizon B_{21} est de texture limono-argileuse et de couleur assez foncée, due à la présence de matière organique humifiée (10YR 2/2, humide). La structure est polyédrique subanguleuse en A_1 et A_2 , et polyédrique à sur-structure prismatique dans les horizons sous jacents. Des revêtements et des nodules ferromanganésifères sont également présents dans les horizons B. Enfin, un trait caractéristique de ce profil est l'abondance des nodules carbonatés de forme irrégulière et présentant généralement un noyau manganésifère.

La troisième unité que nous avons distingué dans la zone basse, et qui marque la limite entre celle-ci et la dorsale orientale, est celle associée au système fluviatile Golondrinas-Calchaqui; nous l'avons dénommée "le complexe alluviale". Deux profils (9 et 10) permettent de caractériser ce secteur :

Le profil 9 se situe dans une plaine d'épandage, à proximité du lac Isoati. Quatre horizons sont différenciés jusqu'à la nappe phréatique (à 1,10 m de profondeur), et ils semblent correspondre à deux sols superposés. Le premier horizon est un horizon A_1 humifère et limoneux, de 12 cm d'épaisseur. Il est suivi par un horizon B argileux et humifère (couleur 10YR 2/2 humide). La structure de l'horizon A_1 est polyédrique et celle de l'horizon B est polyédrique à sur-structure prismatique; dans ce dernier horizon on observe des revêtements argileux et organo-argileux, ainsi que des nodules ferromanganésifères.

En dessous, entre 43 et 71 cm, un horizon blanchâtre (10YR 4/2 humide; 10YR 8/1 sec) de texture limono-argileuse, a été considéré comme un horizon A_2 . Il est suivi par un horizon de texture plus argileuse que le précédent, de couleur 10YR 3/1 en humide, qui peut-être considéré comme un horizon B't. La structure est polyédrique et polyédrique subanguleuse en A_2 et polyédrique à sur-structure prismatique en B't. Nous verrons par la suite que chacun des "horizons" de ce profil peut correspondre à un niveau sédimentaire différent.

Enfin, le dernier sol étudié dans la zone basse est le profil 10 (sol peu évolué d'apport) qui est situé sur le bourrelet de berge du système Golondrinas-Calchaqui. La végétation est ici arborée et arbustive assez dense. Ce profil est constitué par une succession de couches alluviales, de texture assez grossière (limono-sableuses et limono-argilo-sableuses). Il est aussi caractérisé par une forte teneur en matières organiques dans la couche superficielle (horizon A), et par une activité biologique intense, comme le manifestent les nombreux pédotubules et les cavités biologiques décelables macroscopiquement.

3. LES SOLS DE LA DORSALE ORIENTALE.

Dans la dorsale orientale nous caractériserons le profil 13, qui servira comme élément de comparaison entre les caractéristiques pédologiques et sédimentologiques de cette région et celles de la dorsale occidentale.

Le profil 13 se situe à l'intérieur d'une zone boisée dans laquelle se trouvent des espèces végétales différentes de celles de la dorsale occidentale. Ce profil peu salé et faiblement sodique est apparemment composé par deux sols superposés. L'horizon A_1 superficiel (0-7 cm) est limoneux et très humifère (10YR 2/2 humide); il est suivi par un horizon B argileux, à structure polyédrique très nette, et de couleur très foncé (10YR 2/1 humide) par suite de l'abondance de matière organique humifiée.

Puis, entre 21 et 27 cm, on observe un horizon plus clair, de couleur 10YR 4/3 en humide, avec des taches blanchâtres (10YR 5/2) peu étendues. La texture est limono-argileuse et la structure polyédrique. Il est interprété comme un horizon A_2 . En dessous il est suivi par un horizon B_2 (de 27 à 63 cm) et par un horizon B_3 . Leur texture est argilo-limoneuse et la structure est polyédrique à sur-structure prismatique. Des nodules ferromanganésifères et des nodules carbonatés sont présents en A_2 , B_2 et B_3 . Enfin, des revêtements argileux s'observent dans les deux derniers horizons.

X X X X X

Cette caractérisation morphologique des sols des "Bajos Submeridionales" permet de souligner l'existence de plusieurs traits principaux :

D'abord le caractère halomorphe de la plupart de ces sols. Ceci n'est évident sur le terrain que lorsque des efflorescences salines, ou bien une végétation spécialisée se trouvent associés au profil étudié (par exemple pour le profil 11); on peut aussi le déceler quand une structure colonnaire typique est présente, comme dans le profil 27. Néanmoins la présence de la nappe saline proche de la surface permet de supposer le caractère salé et vraisemblablement sodique de beaucoup de ces sols. Par la suite, les déterminations analytiques nous permettront de préciser le type et le degré de cette halomorphie.

Par ailleurs, les ségrégations sesquioxidiques présentes dans les horizons B de tous les profils indiquent l'existence de conditions d'hydromorphie. Celle-ci est due non seulement à la nappe, mais aussi aux périodes de sursaturation hydrique superficielle, qui affectent variablement tous ces sols.

En outre, plusieurs types d'horizons se retrouvent fréquemment dans ces profils. En premier lieu, des horizons supérieurs humifères correspondant aux épipedons de type mollique. Deuxièmement, des horizons argileux dus vraisemblablement à une accumulation illuviale (horizons argiliques ou natriques), avec des horizons albiques qui leur sont associés; des déterminations analytiques complémentaires nous permettront soit de confirmer, soit d'infirmer le caractère éluvio-illuvial de ces deux derniers types d'horizons.

Enfin, dans plusieurs des profils décrits nous avons observé des horizons enterrés. Comme dans le cas précédent, l'analyse des constituants des matériaux de ces horizons sera aussi un des objectifs de ce travail.

CHAPITRE III

LES DONNÉES ANALYTIQUES. CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES
ET PHYSICO-CHIMIQUES

1. LA GRANULOMETRIE.

1.1. Méthodologie employée.

Compte-tenu des caractéristiques morphologiques de ces profils de sol des Bajos Submeridionales que nous avons décrits dans le chapitre précédent, et en particulier de la différenciation texturale et structurale existant entre les horizons A et B, de la présence d'horizons de type planosolique ainsi que de l'existence probable de polysequums, l'étude de leur composition granulométrique a été considérée comme fondamentale. En outre, et en plus de l'intérêt de suivre les variations texturales d'origine pédologique au sein des profils, notre but était aussi de type sédimentologique c'est à dire, de rechercher à l'aide de ces analyses granulométriques, l'existence d'éventuelles discontinuités lithologiques, et d'identifier le mode de mise en place des matériaux originels. Par conséquent, en vue de tous ces objectifs, une grande précision a été recherchée dans ces analyses granulométriques.

Cependant, plusieurs problèmes analytiques se posent habituellement dans l'étude granulométrique des sols halomorphes, en particulier celui de l'effet flocculant des sels présents dans les échantillons. De tels problèmes se sont aussi présentés lors de notre étude, et une première série d'analyses nous a fourni des résultats décevants; dans cette première série en effet, le lavage des sels a été fait avec de l'eau et du nitrate d'ammonium normal, et la dispersion a été réalisée avec du pyrophosphate de sodium ($P_2O_7Na_2$); sur quelques échantillons, une deuxième granulométrie avait été aussi réalisée en utilisant du carbonate de sodium comme dispersant, sans améliorer les résultats.

Compte tenu de ces résultats et après plusieurs essais, la méthodologie retenue a été schématiquement la suivante : destruction de la matière organique à l'eau oxygénée; traitement des échantillons cinq minutes aux ultrasons; lavages à l'eau par centrifugation une à trois fois selon les échantillons jusqu'à obtention d'un début de dispersion; dans certains sols fortement salés nous avons aussi utilisé de l'eau tiède à 35° pour faciliter la dissolution des sels présents; dispersion

des sols à l'héxométaphosphate de sodium additionné de carbonate de sodium utilisé comme tampon alcalin (RICHARDS, 1954); détermination du limon fin et de l'argile par la méthode pipette, et des fractions grossières par tamisage. Une moyenne de trois analyses granulométriques a été réalisée par échantillon. Les résultats ainsi obtenus ont été considérés comme acceptables pour les fractions fines de la plupart des échantillons, bien que malgré les traitements mentionnés, la dispersion n'ait pas été complète pour certains échantillons.

Par ailleurs, étant donné la finesse texturale de ces matériaux et l'importance qu'avait la connaissance détaillée des sables pour nos objectifs, un fractionnement granulométrique qui rende compte des variations au sein de cette fraction était nécessaire. Le fractionnement que nous avons retenu a donc été le suivant :

argile	2 μ
limon fin	2 - 20 μ
limon grossier	20 - 50 μ
sable très fin	50 - 100 μ
sable fin	100 - 250 μ
sable moyen	250 - 500 μ
sable grossier	500 - 1000 μ
sable très grossier	1000 - 2000 μ

1.2. Résultats obtenus.

Les résultats des déterminations granulométriques et de la classification texturale (selon l'USDA) des échantillons étudiés sont présentés dans le tableau 5; en fonction de la texture, nous avons aussi représenté sur le triangle de la figure 22 la distribution des horizons A et B des différents profils.

Ces données analytiques nous renseignent d'abord sur la prédominance de la fraction limon dans la plupart de ces échantillons; par ailleurs, et à quelques exceptions près, le limon fin est toujours plus abondant que le limon grossier. L'argile pour sa part est la deuxième fraction en ordre d'importance, et elle varie en fonction inverse de

TABLEAU 5 : COMPOSITION GRANULOMETRIQUE DES SOLS ETUDIES

Echant.	< 2 μ	2-20 μ	20-50 μ	50-100 μ	100-250 μ	250-500 μ	500-1000 μ	1000-2000 μ	Texture (U.S.D.A.)
16.1 A1	19.15	40.11	34.60	74.71	3.87	1.71	0.01	-	L.F.
16.2 B1	27.42	42.62	22.39	65.01	6.25	1.29	0.01	-	L.A.F.
16.3 B2	28.41	42.84	22.36	65.21	5.28	1.06	0.03	-	L.A.F.
16.4 B3	30.38	38.20	25.41	63.60	4.59	1.36	0.06	-	L.A.F.
27.1 A1	9.11	41.75	40.96	82.71	6.67	1.47	0.02	-	L.T.F.
27.2 A2	12.02	37.06	41.34	78.43	7.40	2.11	0.02	-	L.F.
27.3 B21	33.10	37.41	25.49	62.92	2.99	0.94	0.02	-	L.A.F.
27.4 B22	39.64	36.14	20.96	57.11	2.34	0.85	0.04	-	L.A.F.
27.5 B23	43.73	34.21	17.99	52.22	2.96	1.02	0.05	-	A.L.
27.6 B3	37.54	37.81	20.59	58.38	2.84	1.19	0.02	-	L.A.F.
60.1 A1	21.60	38.52	22.08	60.60	8.71	9.01	0.07	-	L.F.
60.2 A2	17.43	41.68	20.32	62.00	10.15	10.36	0.07	-	L.F.
60.3 B21	40.98	30.29	15.61	45.90	6.77	6.32	0.04	-	A.L.
60.4 B22	36.23	26.05	20.55	46.60	8.39	8.77	0.03	-	L.A.F.
60.5 B23	43.90	26.78	16.32	43.10	6.82	6.10	0.05	-	A.L.
59.1 A1	21.11	42.35	33.20	75.55	2.33	0.99	0.01	-	L.F.
59.2 B1	40.44	31.45	23.95	55.40	2.78	1.33	0.02	-	A.L.
59.3 B21	41.54	30.59	22.81	53.40	3.47	1.49	0.05	-	A.L.
59.4 B22	41.71	33.43	20.92	54.35	2.83	1.07	0.02	-	A.L.
80.1 A1	19.54	42.97	30.43	73.40	5.27	1.76	0.05	-	L.F.
80.2 B21	39.92	31.80	22.57	54.37	4.45	1.23	0.01	-	L.A.F.
80.3 B22	49.85	30.72	15.78	46.50	2.90	0.75	0.01	-	A.L.
80.4 B23	42.07	31.96	21.87	53.83	3.95	0.63	0.01	-	A.L.
79.1 A1	19.04	49.39	26.51	75.90	3.95	1.02	0.04	-	L.F.
79.2 B21	36.45	39.92	20.15	60.07	2.87	0.56	0.02	-	L.A.F.
79.3 B22	31.70	41.81	22.39	64.20	3.51	0.59	0.02	-	L.A.F.
79.4 B23	40.12	36.86	19.40	56.26	2.90	0.68	0.02	-	A.L.
79.5 B3	43.03	35.43	20.80	56.23	1.22	0.39	0.02	-	A.L.
11.1 A1	17.10	39.71	35.99	75.70	5.84	1.28	0.09	-	L.F.
11.2 A2	17.62	40.05	34.60	74.65	6.25	1.40	0.09	-	L.F.
11.3 B21	27.46	39.10	28.14	67.24	4.25	0.97	0.05	-	L.A.F.
11.4 B22	42.00	28.95	25.05	54.00	3.05	0.89	0.06	-	A.L.
11.5 B23	40.90	30.59	25.91	56.50	1.84	0.74	0.03	-	A.L.
12.1 A1	15.32	42.99	39.48	82.47	1.11	0.91	0.17	-	L.F.
12.2 B	44.41	28.65	23.84	52.49	2.42	0.59	0.06	-	A.L.
12.3 A'2	33.90	35.48	28.74	64.22	1.13	0.63	0.10	-	L.A.F.
12.4 B'21	46.70	32.65	18.68	51.33	1.39	0.49	0.06	-	A.L.
12.5 B'22	53.12	25.21	19.15	44.36	1.82	0.53	0.14	-	A.L.
12.6 B'3	45.00	30.07	21.52	51.59	2.61	0.70	0.08	-	A.L.
38.1 A1	21.97	42.19	30.39	72.58	4.30	1.06	0.07	-	L.F.
38.2 A2	9.34	39.86	40.93	80.79	7.66	1.98	0.19	0.01	L.T.F.
38.3 B21	29.73	33.41	29.29	62.70	6.12	1.31	0.12	-	L.A.F.
38.4 B22	33.85	32.26	27.56	59.82	5.10	0.96	0.14	0.11	L.A.F.
38.5 B3	42.39	28.20	27.04	55.24	1.16	1.09	0.09	0.01	A.L.
9.1 A1	19.70	42.76	31.01	73.77	3.25	2.95	0.34	-	L.F.
9.2 B2	58.32	22.58	17.61	40.19	0.30	1.03	0.12	-	A.L.
9.3 A'2	23.78	42.79	28.63	71.42	3.43	1.18	0.16	-	L.F.
9.4 B'2	40.96	34.71	20.71	55.42	1.05	2.24	0.30	-	A.L.
10.1 A1	7.40	17.24	46.10	63.34	7.37	16.18	3.60	1.78	L.F.
10.2 II	22.53	23.83	27.65	51.48	4.96	19.49	1.47	0.04	L.F.
13.1 A1	20.30	43.96	32.01	75.97	1.81	1.65	0.25	-	L.F.
13.2 B	42.92	33.93	20.52	54.45	1.21	1.01	0.34	0.05	A.L.
13.3 A'2	30.52	40.79	25.37	66.16	2.07	1.03	0.16	0.03	L.A.F.
13.4 B'2	35.77	36.19	25.28	61.47	1.58	1.02	0.14	0.04	L.A.F.
13.5 B'3	21.43	44.24	32.52	76.76	0.93	0.74	0.08	0.02	L.F.

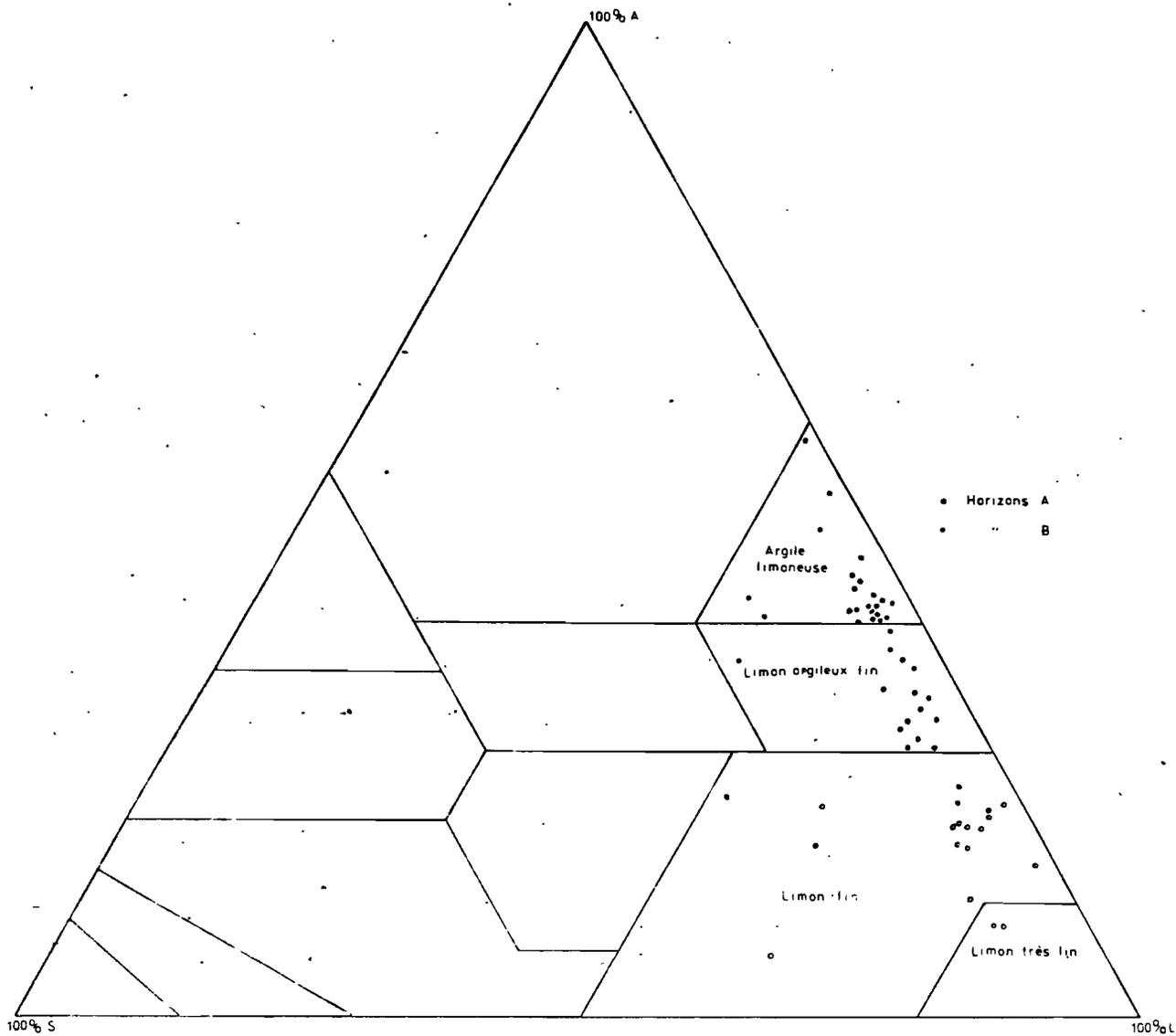


Fig. 22.-Texture des échantillons de sol étudiés
(selon la classification texturale de l'USDA, 1951)

celle du limon. Les sables, enfin, sont peu abondants et sont représentés surtout par les fractions de sable très fin et sable fin, avec une nette prédominance de la première; les sables constituent en général entre 4 et 5% du total de l'échantillon, et ne varient qu'entre des limites assez étroites.

Certains des profils étudiés présentent néanmoins des variations granulométriques importantes par rapport au cas général décrit précédemment.

Ainsi, dans le profil 10, la teneur en argile est très faible; par contre les sables sont abondants avec une proportion importante de sable grossier et très grossier. La composition granulométrique de ce profil correspond à une situation géomorphologique de bourrelet de berge, et à une origine alluviale de ses matériaux.

De même, le profil 60 -et bien qu'il soit situé dans la zone de transition- se caractérise aussi pour sa plus forte teneur en sables (12-20%); par ailleurs et contrairement à d'autres profils, la teneur en sable très fin et sable fin sont analogues, ce qui pourrait correspondre à une origine particulière de son matériau originel.

Ces résultats nous montrent en outre, une nette différence entre la composition granulométrique des horizons A et celles des horizons B. Les teneurs en argile des horizons A se situent en moyenne autour de 19%; dans les horizons B par contre, cette teneur moyenne se trouve aux environs de 38%, pouvant varier entre 27 et 58% du total de la terre fine.

Inversement, la fraction limon est toujours plus abondante dans les horizons A que dans les horizons B. Si nous voulons présenter des valeurs moyennes on peut établir que dans les horizons B le limon total représente entre 50 et 60% de la terre fine, tandis que dans les horizons A il compte pour plus de 70%. Bien que les variations soient plus faibles, la quantité de sable total est aussi plus abondante dans les horizons A.

Ces discontinuités granulométriques entre horizons A et B sont encore plus marquées dans les profils à horizon A₂. Dans ceux-ci (par exemple les profils 27, 38, 60 et 11) les courbes granulométriques traduisent une diminution de l'argile et une augmentation corrélative des fractions grossières au niveau de cet horizon.

Comme nous l'avons déterminé lors des descriptions morphologiques de terrain, les analyses granulométriques semblent confirmer la présence d'horizons A₂ enfouis. Ceci est le cas des profils 12, 13 et 9, dans lesquels la proportion d'argile diminue au niveau de ces horizons A₂. Néanmoins, d'autres déterminations analytiques nous montreront que ces horizons correspondent à des dépôts sédimentaires différents, plutôt qu'à d'anciens horizons éluviaux.

X X X X X

En conclusion, les analyses granulométriques nous permettent d'établir une nette différence entre la texture limoneuse des horizons superficiels, qui se situent dans la catégorie du limon fin, et celle des horizons B qui est formée de limon fin argileux et d'argile limoneuse.

Par ailleurs, dans la plus grande partie des profils la fraction sableuse est réduite, et elle s'étale en ordre décroissant entre les fractions de sable très fin, sable fin et sable moyen. Certains profils ou horizons ont par contre des teneurs plus fortes en sable total, avec une distribution quelconque entre les diverses fractions sableuses.

Enfin, bien que l'ensemble des échantillons se situe dans des classes texturales voisines qui correspondent à des matériaux d'origine limoneuse, et mis à part les variations texturales d'origine pédogénétique, il est possible de déceler l'existence de certaines différences granulométriques entre profils et aussi entre horizons d'un même profil, qui pourraient être dûes à des origines ou à des modes de sédimentation différents. Une analyse plus détaillée des données granulométriques devrait donc nous permettre d'établir plus clairement l'existence ou non de ces différences.

1.3. L'indice multivariable CPSD de ressemblance entre analyses granulométriques.

LANGHOR et al. (1976) ont proposé l'indice CPSD, basé sur l'analyse granulométrique, pour mesurer la ressemblance entre les horizons d'un même profil ainsi qu'entre les horizons de profils différents. Compte tenu des résultats mentionnés précédemment, nous avons utilisé cet indice afin d'essayer de déceler la présence de discontinuités lithologiques, et de rechercher des ressemblances entre les matériaux originels des divers profils étudiés de "Bajos Submeridionales".

Dans ce que suivra, nous désignerons par le terme d'"enregistrement" l'ensemble des résultats de l'analyse granulométrique de chaque unité d'échantillonnage, et ceci quelque soit le nombre des fractions considérées.

L'indice de ressemblance CPSD est basé sur la considération que, pour des unités d'échantillonnage semblables, les enregistrements constitués des fractions les moins affectées par les processus pédologiques (fractions grossières) doivent être similaires. Cet indice a donc été défini comme "la somme des pourcentages pondéraux minimum des diverses fractions granulométriques de deux enregistrements". Il varie de 0 à 100; ainsi, à un indice de 100 correspondent des enregistrements identiques des deux unités d'échantillonnage comparées; inversement, plus bas sera l'indice, plus grande sera la dissemblance entre les deux enregistrements.

Pour la détermination de cet indice sur les sols de "Bajos Submeridionales", nous avons employé exclusivement trois fractions de sable : la fraction de sable très fin (50-100 μ), la fraction de sable fin (100-250 μ) et la fraction de sable moyen (250-500 μ); dans le tableau 5 bis nous les avons indiquées respectivement par F1, F2 et F3 (récalculées à 100%). Le calcul des indices a été fait sur un ordinateur Univac 1108, et les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 6 sous la forme d'une matrice des indices de ressemblance; les identifications des unités d'échantillonnage étudiées se trouvent en entrées lignes et colonnes.

Par ailleurs, les enregistrements (fraction F1, F2 et F3) ont été représentés de façon ponctuelle sur des diagrammes triangulaires (fig.23 et fig.24). Sur ces figures, les unités d'échantillonnage seront donc regroupées en fonction de la ressemblance de leurs enregistrements.

Résultats obtenus :

- Dans les cases triangulaires de la matrice (indices "intrapro-fils") nous pouvons observer que, pour certains profils, la ressemblance entre leurs divers horizons est élevée; ceci est le cas notamment des profils 27, 60, 59, 80, 79 et 11. Ainsi, et selon l'indice CPSD, ces profils se seraient vraisemblablement développés à partir de matériaux homogènes, (au moins jusqu'à la profondeur atteinte par l'échantillonnage).

Par contre, dans les profils 12, 38 et 9, il est possible de constater que les indices obtenus entre certains de leurs horizons sont bas. Ainsi, dans le profil 12 deux discontinuités semblent se présenter: l'une entre les horizons 1 et 2, et l'autre entre les horizons 2 et 3. Dans le profil 38, l'horizon 5 se différencie nettement des horizons plus superficiels, et correspondrait à un dépôt en discontinuité. Enfin, dans le profil 9, chaque horizon semble être constitué par un matériau sédimentaire différent.

Quant aux profils 16, 10 et 13, les indices obtenus entre certains de leurs horizons apparaissent légèrement bas (84 à 86). Les analyses minéralogiques nous montreront qu'ils peuvent correspondre effectivement à des discontinuités lithologiques, ce qui nous permet de considérer ces valeurs comme un seuil de ressemblance pour les sols étudiés ici.

- Les indices CPSD obtenus pour des unités d'échantillonnage composées de profils différents (cases rectangulaires de la matrice) nous révèlent aussi que la plupart des sols étudiés, se sont développés à partir de divers matériaux.

Les profils 16, 27, 80, 79 et 11 (situés dans le secteur occidental du transect) semblent constituer un groupe de sols assez homogène dans lesquels les indices interprofils, obtenus sont normalement supérieurs à 85; ils se seraient donc développés sur des matériaux semblables. Aussi, certains horizons des profils 12, 38 et 9 semblent se rattacher, - pour la composition granulométrique de leurs matériaux - au groupe de sols précédent; par contre, leurs autres horizons qui montrent un autre type d'enregistrement, seraient constitués par des matériaux d'origine différente, ou bien déposés différemment.

SYMBOLE	F1	F2	F3	ECH.	PROF.
M	86.026	13.714	.200	9905/HASN0-0 4	44- 90
P	85.200	14.306	.500	9906/HASN079 3	35- 60
O	83.000	16.406	.600	9906/HASN079 2	13- 35
2	82.800	17.100	.100	9901/HASN016 2	17- 34
3	82.400	16.700	.500	9901/HASN016 3	34- 87
7	82.112	15.562	2.320	9909/HASN078 4	32- 84
5	81.782	17.012	.200	9902/HASN027 1	0- 2
S	80.981	17.712	1.301	9907/HASN011 1	0- 10
6	80.952	17.362	1.600	9909/HASN078 3	11- 32
T	80.700	16.100	1.200	9907/HASN011 2	10- 13
U	80.500	18.500	1.000	9907/HASN011 3	13- 24
O	80.400	19.000	.600	9906/HASN079 4	60- 80
L	79.200	20.500	.300	9905/HASN0-0 3	21- 44
4	79.200	19.500	1.300	9909/HASN078 1	0- 9
N	78.800	20.400	.400	9906/HASN079 1	0- 13
Y	78.600	19.400	2.000	9908/HASN012 2	10- 30
K	78.200	21.600	.200	9905/HASN0-0 2	9- 21
5	77.846	20.164	1.970	9909/HASN078 2	9- 11
6	77.678	22.122	.200	9902/HASN027 2	2- 15
3	76.900	20.600	2.500	9908/HASN012 6	120-150
4	76.376	22.623	1.001	9901/HASN016 4	87-110
V	76.100	22.360	1.600	9907/HASN011 4	24- 37
7	75.576	23.424	.501	9902/HASN027 3	15- 30
R	74.700	24.000	1.300	9906/HASN079 5	80-130
J	74.400	24.200	.200	9905/HASN0-0 1	0- 9
9	73.400	25.300	1.300	9902/HASN027 5	65- 92
2	72.800	21.300	5.400	9908/HASN012 5	87-120
H	72.300	26.400	1.300	9902/HASN027 4	30- 65
I	72.000	27.500	.500	9904/HASN059 4	85-130
A	71.717	24.722	3.500	9910/HASN009 3	43- 71
1	71.371	25.425	3.203	9908/HASN012 4	57- 87
W	70.400	28.400	1.200	9907/HASN011 5	37- 60
O	70.070	29.429	.501	9902/HASN027 6	92-125
F	69.470	29.730	.300	9904/HASN059 1	0- 24
H	69.200	29.800	1.000	9904/HASN059 3	40- 85
1	69.169	30.631	.200	9901/HASN016 1	0- 17
G	67.367	32.132	.501	9904/HASN059 2	24- 40
G	63.263	31.626	5.111	9912/HASN013 3	21- 27
7	60.561	33.434	5.506	9908/HASN012 3	30- 57
H	57.476	37.164	5.361	9912/HASN013 4	27- 63
I	52.975	42.264	4.760	9912/HASN013 5	63-106
E	52.553	47.047	.400	9903/HASN060 5	84-100
C	51.552	46.148	.300	9903/HASN060 3	21- 41
X	50.954	41.171	7.871	9908/HASN012 1	0- 10
4	49.675	45.025	5.241	9910/HASN009 1	0- 12
H	49.560	46.429	4.011	9909/HASN078 5	84-125
A	49.400	50.400	.200	9903/HASN060 2	12- 21
A	48.944	50.651	.400	9903/HASN060 1	0- 12
F	48.425	44.414	6.761	9912/HASN013 1	0- 7
D	48.800	51.000	.200	9903/HASN060 4	41- 64
F	47.309	39.412	13.273	9912/HASN013 2	7- 21
B	29.236	62.292	8.472	9910/HASN009 4	71-108
C	27.143	59.596	13.261	9911/HASN010 1	0- 22
O	22.224	69.834	8.142	9910/HASN009 2	12- 43
D	19.154	75.175	5.671	9911/HASN010 2	22- 50

THERE ARE 55 POINTS IN THIS SET OF DATA

TABLEAU 5bis.-Distribution granulométrique des sables (recalculée à 100%) dans les échantillons étudiés.

Pour sa part le profil 13, situé dans la dorsale orientale, présente des indices interprofils assez bas; ceci montrerait, comme nous l'avons signalé dans le Chapitre 1, l'existence de différences sédimentologiques entre les matériaux de cette dorsale et ceux de la dorsale occidentale.

Par ailleurs, le profil 10 et les horizons 2 et 4 du profil 9, ont les indices interprofils les plus bas de tous les sols étudiés. Ceci apparaît donc en accord avec la situation géomorphologique de ces profils (bourrelet de berge et plaine d'épandage du système Golondrinas-Calchaquí), et avec l'origine alluviale de leurs matériaux.

Enfin, le profil 60 semble constituer un cas particulier. Il se situe en effet dans la dorsale occidentale, mais ses enregistrements granulométriques sont très dissemblables de ceux des autres profils de ce secteur. Ces résultats nous indiquent que l'origine de ses matériaux est différente, ce qui confirmerait certaines de nos observations de terrain. Nous rediscuterons plus loin de ce problème.

Nous avons aussi utilisé la représentation graphique des enregistrements des trois fractions de sable qui ont été considérées.

Sur les diagrammes triangulaires, il apparaît possible de séparer les enregistrements en trois sous-ensembles différents. Le premier, situé dans la partie inférieure gauche des triangles, est constitué par des matériaux dans lesquels la fraction sableuse la plus abondante est celle de sable fin (63 à 75% de chacun de ces enregistrements). Ce sous-ensemble est représenté par des enregistrements des profils 10 et 9, il est donc composé par des matériaux d'origine clairement alluviale.

Dans la partie supérieure du triangle se situent les matériaux dans lesquels le sable très fin est le plus abondant (plus de 60% de chaque enregistrement). Dans ce sous-ensemble se regroupent la plupart des profils étudiés, et en particulier ceux dans lesquels l'origine volcanique et éolienne des matériaux est la plus évidente (par exemple certains dépôts cendreaux, ainsi que les profils dans lesquels le verre volcanique est plus abondant. Voir à ce sujet les chapitres 5 et 7).

Enfin, un troisième groupe d'enregistrements, intermédiaire entre les deux précédents, est composé par les matériaux dans lesquels les proportions de sable fin et de sable moyen augmentent et même égalent celle du sable très fin. La limite entre le sous-ensemble précédent et celui-ci apparaît quelque peu arbitraire; il n'en reste pas moins que ce dernier est constitué par des profils et des horizons particuliers au point de vue de l'origine de leurs matériaux (profil 13, profil 60, etc) comme nous le prouverons les analyses minéralogiques.

En conclusion, nous pouvons dire que, l'étude multivariable des ressemblances (indice CPSD) des trois fractions sableuses, nous a permis de déceler dans ces sols de "Bajos Submeridionales" l'existence de discontinuités aussi bien verticales (entre horizons d'un même profil) qu'horizontales (entre des profils différents). Ces résultats, qui seront postérieurement complétés par des analyses minéralogiques et chimiques, nous permettent déjà de mieux interpréter les caractères morphologiques et analytiques des profils, et de mieux connaître l'origine des matériaux sédimentaires de cette région.

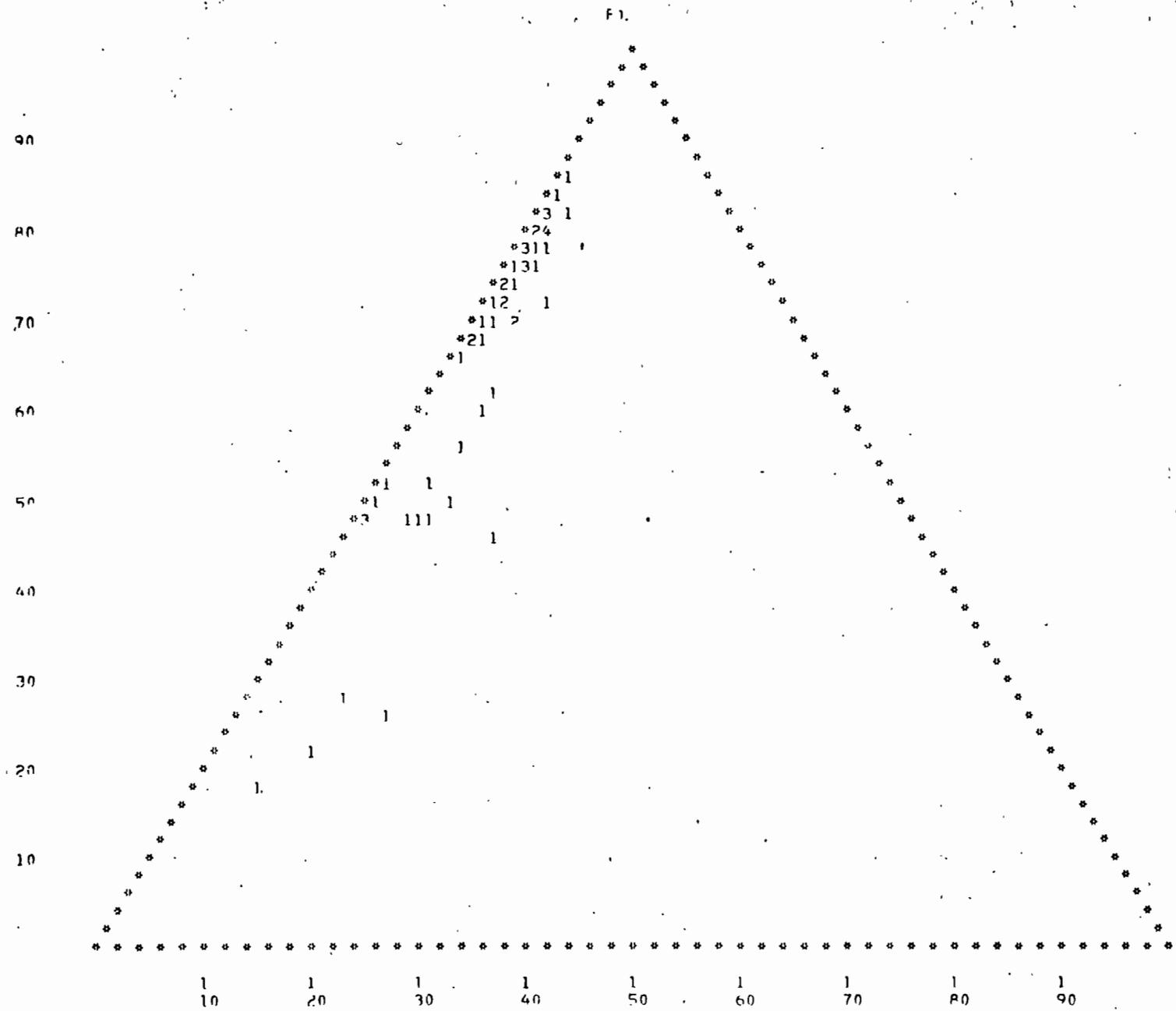


Fig. 2/4.-Regroupement des unités d'échantillonnage en fonction de leurs "enregistrements" (les chiffres indiquent le nombre d'unités d'échantillonnage représentées de façon poctuelle)

2. LA MATIÈRE ORGANIQUE.

D'après les résultats obtenus (tableau 7), le taux de matière organique dans les sols des "Bajos Submeridionales" est assez élevé et même très fort dans certains cas.

De tous les sols étudiés, ce sont les profils 16 et 59 qui ont le taux les plus bas de matière organique dans l'horizon A (2,6% dans le profil 16; 3,2% dans le profil 59); ces profils se caractérisent pourtant par des horizons A₁ assez épais (17 cm et 24 cm respectivement) et de type mollique.

D'autre part ce sont les profils 38 et 10 qui ont les plus fortes teneurs en matière organique dans les horizons A : 12% et 14,5% respectivement; ces valeurs peuvent être considérées comme exceptionnelles et liées à des situations particulières; en effet, le profil 10 correspond à une situation de bourrelet de berge, ce qui va de pair avec des conditions écologiques particulières. Dans le cas du profil 38, (et aussi du profil 13 qui présente une teneur de 6,9%), ces fortes valeurs seraient liées à des conditions hydriques particulières, qui seraient elles mêmes responsables de l'accumulation et de la lente minéralisation de la matière organique.

Dans les autres profils étudiés, les teneurs en matière organique varient entre 3,4% (profil 79) et 6,6% (profil 80), ce qui représente des valeurs relativement élevées; ces résultats sont en accord avec les valeurs déjà indiquées par CERANA (1960) (voir chapitre 1) pour les horizons A des sols des "Bajos Submeridionales".

A la partie supérieure de l'horizon B de la plupart des profils, la richesse en matière organique est encore considérable et oscille entre 1 et 2%, à l'exception des profils 16, 27 et 60 qui ont des teneurs inférieures à 1%. Par ailleurs, la diminution de la teneur en matière organique est progressive avec la profondeur. La seule exception est constituée par le profil 12, où, au niveau du quatrième horizon, se produit une légère augmentation; cette irrégularité pourrait être mise en rapport avec l'existence d'une discontinuité lithologique à ce niveau, dont nous reparlerons plus tard.

Quant au degré de décomposition de la matière organique, on considère qu'il est reflété par le rapport carbone/azote. Dans les horizons A des sols étudiés, ces rapports présentent en général des valeurs basses et moyennes, qui -à l'exception du profil 10- oscillent entre 10,8 (profil 16) et 14,5 (profil 80) (Fig.25).

Il est à noter que ce sont les profils 79, 80, 59 et 9, sols molliques et salés situés dans la plaine de la zone basse ou à sa limite, qui ont les rapports C/N les plus élevés dans les horizons A. A l'opposé se trouve le profil 10 dont le rapport C/N très faible indique une activité biologique intense, et ceci malgré la forte teneur en matière organique totale; ces échantillons correspondent donc bien à une situation particulière; leur granulométrie est plus grossière ce qui pourrait également influencer l'évolution particulière de la matière organique.

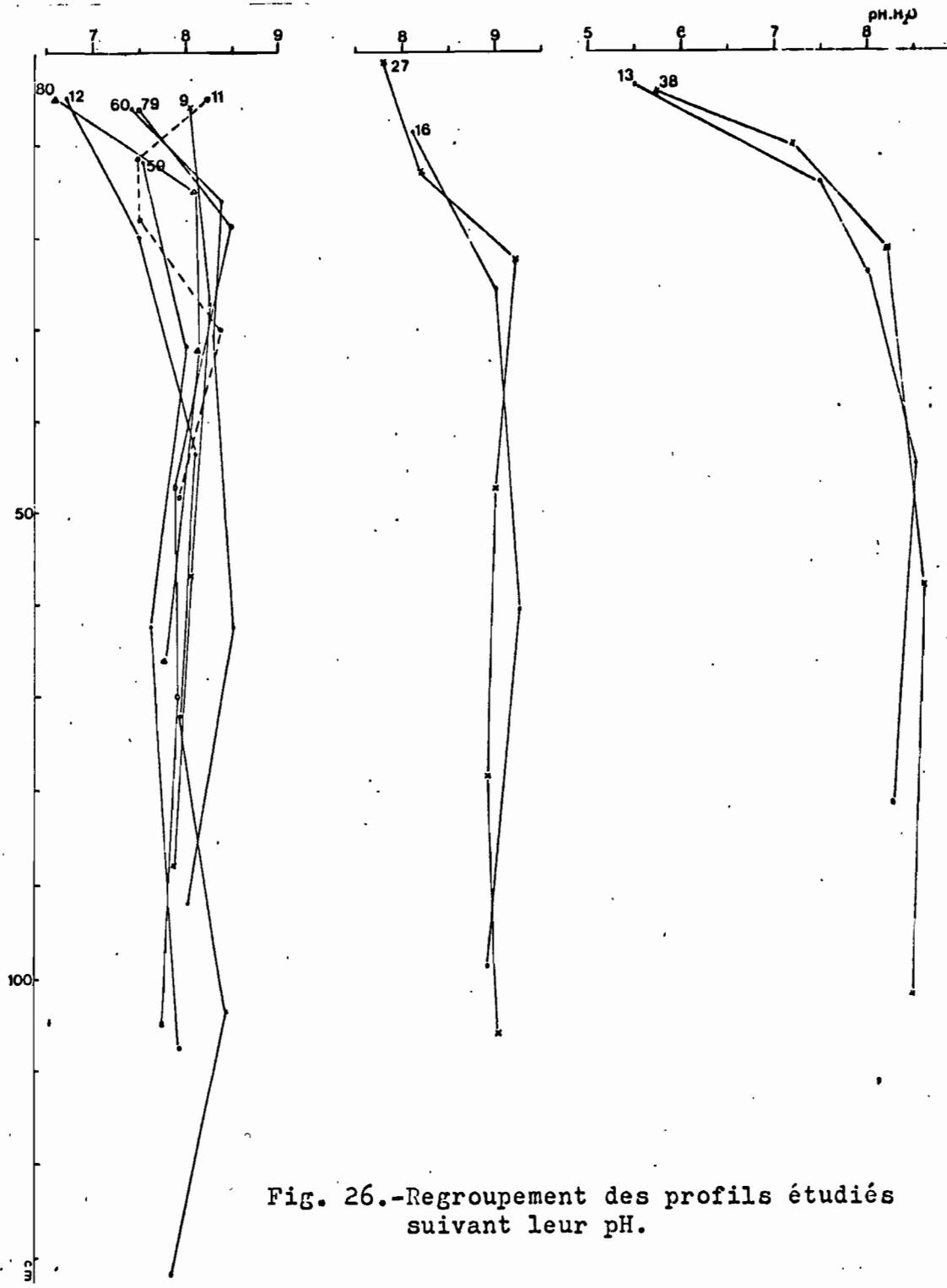
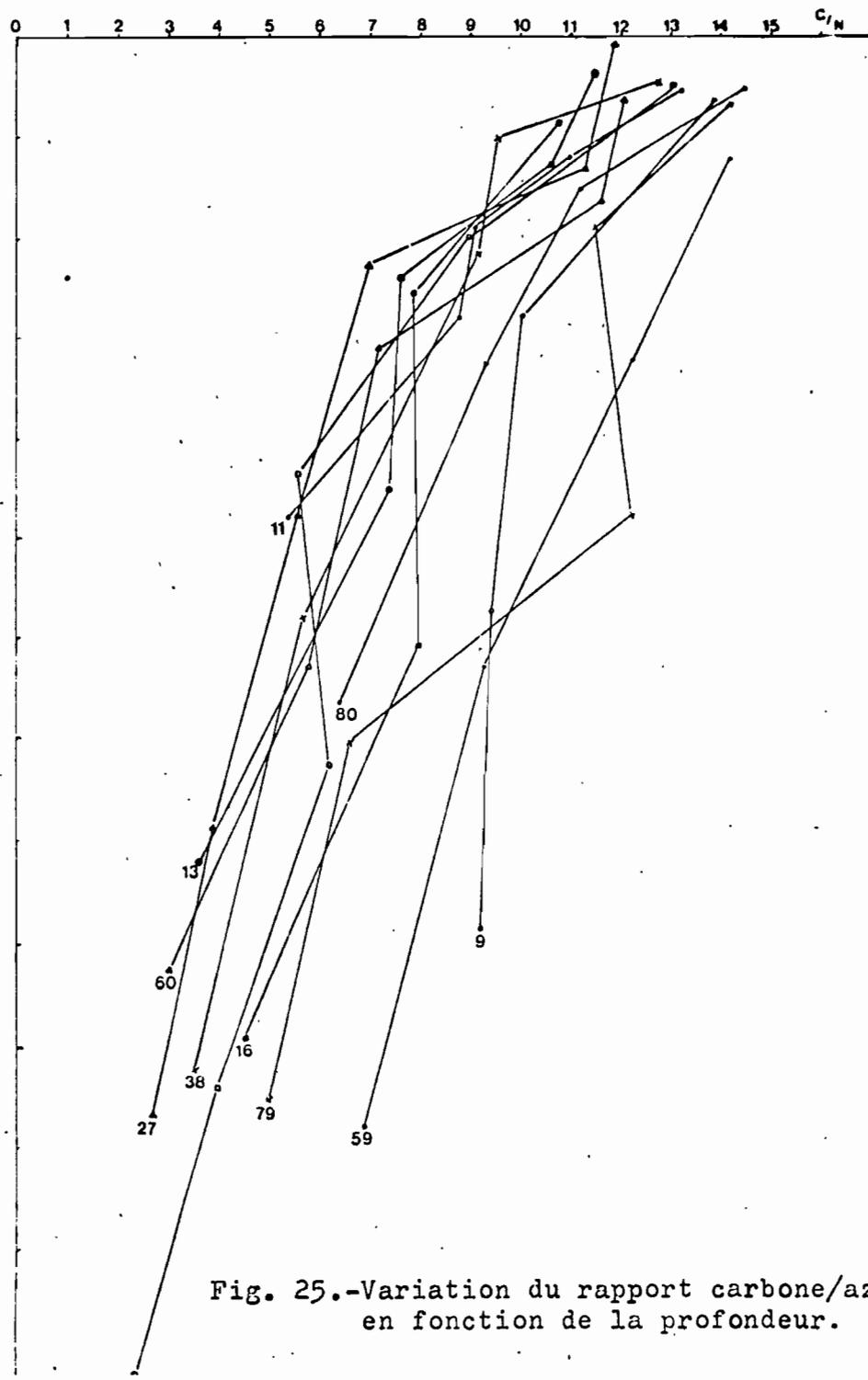
Il est intéressant de noter aussi la similitude de l'évolution du rapport C/N dans les profils 60 et 27, profils par ailleurs très proches par plusieurs de leurs caractères (solonetz solodisés de la zone de transition). Dans les horizons A_1 et A_2 de ces sols les rapports C/N sont analogues et assez bas (entre 11 et 12); dans le premier horizon B ce rapport diminue brusquement à 7, puis progressivement dans les horizons suivants (C/N entre 2 et 3). Il s'agirait donc d'une matière organique très évoluée; par ailleurs, dans les horizons B de ces profils, elle se trouve en faible quantité.

Dans les autres profils à horizon A_2 (profil 11 et 38) le rapport C/N est par contre assez différent entre les horizons A_1 et A_2 , et diminue progressivement avec la profondeur.

En résumé, nous pouvons dire que la matière organique dans ces sols des "Bajos Submeridionales" est abondante et bien évoluée. Par ailleurs, et de par sa profonde pénétration, beaucoup de ces sols remplissent ainsi certaines des exigences analytiques requises pour des épépédons de type mollique (SOIL TAXONOMY, 1975)

TABLEAU 7 : QUELQUES DONNEES ANALYTIQUES DES SOLS ETUDIES
(matière organique, calcaire, pH et complexe d'échange)

Echant.	Mat. org. %	C/N	Calcaire total	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	Capacité d'échange (CEC)	Cations échangeables méq/100 gr				Na ⁺ /T
							Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	
16.1 A1	2.6	10.8	-	8.1	6.5	15.70	9.60	0.70	3.10	3.33	19.9
16.2 B1	0.8	7.9	0.20	9.0	7.2	21.87	9.45	1.50	4.59	7.72	33.2
16.3 B2	0.5	8.0	0.88	9.2	7.4	27.47	8.60	1.79	5.04	10.89	41.4
16.4 B3	0.3	4.5	0.80	8.9	7.0	29.16	15.95	3.49	4.18	6.87	22.5
27.1 A1	3.9	11.9	-	7.8	-	14.02	5.70	1.30	1.99	4.50	33.3
27.2 A2	2.9	11.2	-	8.2	6.0	11.21	4.67	1.28	3.11	3.73	29.2
27.3 B21	0.6	7.0	0.73	9.2	7.5	26.35	6.0	1.98	4.89	13.69	51.5
27.4 B22	0.4	5.6	0.44	9.0	7.3	27.47	9.0	2.68	4.96	12.97	43.8
27.5 B23	0.2	3.9	0.29	8.9	7.2	35.88	7.0	3.38	4.89	21.52	58.5
27.6 B3	0.1	2.7	0.24	9.0	7.2	29.72	5.50	3.48	4.41	13.25	49.7
60.1 A1	4.1	12.1	-	7.4	5.9	15.70	7.93	2.43	1.47	1.04	8.1
60.2 A2	0.8	11.6	-	8.4	6.6	10.65	5.52	1.37	0.95	1.14	12.7
6.3 B21	0.7	7.2	-	8.3	6.5	31.96	12.94	2.98	2.97	4.21	18.2
60.4 B22	0.4	5.8	0.12	8.5	6.8	24.67	10.45	3.47	2.62	4.16	20.1
60.5 B23	0.2	3.0	0.16	8.0	6.4	29.16	13.66	4.94	3.24	3.42	13.5
59.1 A1	3.2	14.2	0.26	7.5	6.4	22.99	9.99	2.50	0.55	3.09	19.1
59.2 B1	1.4	12.2	-	8.0	6.6	31.40	9.67	3.79	2.26	8.01	33.7
59.3 B21	0.8	9.3	-	7.6	6.4	34.20	10.94	3.48	2.74	7.22	29.6
59.4 B22	0.4	6.9	-	7.9	6.6	29.16	7.96	3.62	3.08	7.85	34.9
80.1 A1	6.6	14.5	-	6.6	5.8	20.19	10.67	4.12	1.26	1.44	8.2
80.2 B21	1.4	11.2	0.16	8.1	6.6	26.40	11.39	4.26	2.17	6.33	26.2
80.3 B22	1.0	9.3	0.97	8.2	6.9	29.72	14.61	5.68	3.08	7.74	24.9
80.4 B23	0.4	6.4	0.25	7.7	6.6	28.04	12.15	3.60	2.56	12.37	40.3
79.1 A1	3.4	14.2	-	7.5	6.3	20.05	10.90	3.54	1.34	1.91	10.8
79.2 B21	1.6	11.5	0.75	8.5	7.0	29.16	12.90	4.96	3.94	6.67	23.4
79.3 B22	0.8	12.2	0.25	7.9	6.8	28.04	10.0	4.35	3.27	7.06	28.6
79.4 B23	0.5	6.6	0.46	7.9	6.7	25.79	11.79	4.12	3.04	6.40	25.2
79.5 B3	0.3	5.0	0.23	7.7	6.5	30.28	10.37	5.90	3.76	7.99	28.5
11.1 A1	3.8	13.2	0.21	8.2	6.9	28.07	13.48	2.36	1.84	3.83	17.8
11.2 A2	1.8	11.0	0.18	7.5	6.5	24.67	7.86	1.71	1.70	3.39	23.1
11.3 B21	1.7	9.1	-	7.5	6.4	35.30	11.55	2.88	3.33	10.21	36.5
11.4 B22	1.2	8.8	0.84	8.3	7.0	37.60	16.77	2.96	2.63	13.53	37.7
11.5 B23	0.4	5.4	0.97	7.9	6.6	31.40	12.37	2.18	3.53	10.85	37.5
12.1 A1	4.6	13.1	-	6.7	5.5	20.55	7.54	2.48	1.10	1.37	10.9
12.2 B	1.4	9.1	0.08	7.5	6.4	32.52	10.24	5.17	4.86	8.12	28.6
12.3 A'2	0.4	5.6	0.75	8.1	6.6	30.57	11.86	1.75	4.66	7.75	29.8
12.4 B'2	0.5	6.2	0.37	7.9	6.4	34.20	12.41	3.14	4.15	18.92	49.0
12.5 B'22	0.2	4.0	0.92	8.4	6.9	36.45	14.97	4.90	3.25	16.92	42.2
12.6 B'3	0.1	2.3	0.12	7.8	6.4	28.04	12.55	1.52	2.67	10.60	38.8
38.1 A1	12.0	12.8	-	5.7	5.1	29.72	17.50	2.50	2.40	1.70	7.0
38.2 A2	1.3	9.6	-	7.2	6.7	10.12	6.50	0.70	0.45	0.87	10.2
38.3 B21	1.0	9.2	0.17	8.2	6.3	29.15	18.36	2.70	1.87	3.05	11.7
38.4 B22	0.4	5.7	1.10	8.6	6.8	26.55	24.65	2.80	1.81	3.26	10.0
38.5 B3	0.2	3.5	0.80	8.4	6.2	34.20	24.63	3.29	1.87	2.18	6.8
9.1 A1	4.9	13.9	-	8.0	6.4	19.06	10.06	3.75	1.13	2.36	13.6
9.2 B2	1.9	10.0	-	8.3	6.6	49.90	16.19	9.62	3.44	22.43	43.4
9.3 A'1	0.7	9.4	-	8.0	6.8	26.35	9.32	6.07	2.0	16.25	48.3
9.4 B'2	0.7	9.2	-	7.8	6.5	26.35	8.82	6.48	3.08	14.90	44.7
10.1 A1	14.5	8.5	3.07	8.0	7.4	33.08	56.99	19.67	7.03	1.93	-
10.2 II	2.8	9.8	-	8.1	7.2	14.02	16.77	8.78	5.29	1.05	-
13.1 A1	6.9	11.5	-	5.5	5.0	29.19	12.68	3.59	1.47	0.57	3.1
13.2 B	2.1	10.6	-	7.5	6.1	24.67	17.43	6.49	1.65	3.87	13.1
13.3 A'2	0.7	7.6	0.25	8.0	6.2	25.79	13.98	6.50	2.15	3.75	14.2
13.4 B'2	0.6	7.4	0.33	8.5	6.5	28.04	15.46	7.0	2.68	3.57	12.4
13.5 B'3	0.2	3.7	0.46	8.2	6.3	27.47	15.45	5.47	3.12	5.05	17.3



3. CALCAIRE TOTAL.

Presque tous les sols que nous avons étudiés présentent dans leurs horizons B du carbonate de calcium, normalement sous la forme de nodules arrondis ou irréguliers. D'après les déterminations de laboratoire (tableau 7) les teneurs en calcaire total dans ces horizons sont variables mais pour la plupart inférieures à 1%. Cependant quelques précisions doivent être ajoutées à ces résultats en particulier pour l'échantillon 38.4; comme nous l'avons signalé dans la description de terrain, cet horizon présente une grande quantité de nodules carbonatés; cependant la consistance de ces nodules étant trop forte, ils ont constitué le refus du broyage (2,2% de l'échantillon total); en conséquence, le calcaire dosé dans la terre fine ne correspond donc pas exactement à la richesse en calcaire total de cet échantillon. Dans une moindre mesure la même remarque doit être faite pour les échantillons 12.4 et 7.4.

En général les sols étudiés ne présentent pas de calcaire dans les horizons A, à l'exception des profils 59, 11 et 10; dans ce dernier on note, par ailleurs, une teneur exceptionnelle de 3% de calcaire.

Les analyses statistiques suivant le test de SPEARMAN nous montrent que dans ces sols des "Bajos Submeridionales" il n'y a pas de corrélation entre la teneur en carbonate de calcium et le calcium échangeable ni avec le calcium de l'extrait de pâte saturée. La corrélation s'avère par contre positive et significative avec la teneur en ions bicarbonates de l'extrait de pâte saturée et avec le pH du sol; la corrélation est aussi positive avec la teneur en fractions fines (argile et argile plus limon).

Ces résultats statistiques semblent indiquer que la teneur en carbonate de calcium cristallisé dépend de la teneur en bicarbonates présents dans la solution du sol; ce carbonate de calcium est donc vraisemblablement d'origine secondaire, comme le prouvera plus tard l'analyse microscopique de ces échantillons.

4. LE PH.

Sur les échantillons étudiés deux mesures de pH ont été réalisées: l'une dans une suspension sol/eau, l'autre en utilisant une solution de chlorure de potassium normal; dans les deux cas le rapport sol/solution a été de 1:2,5.

Il est admis, pour les sols salins, que le pH du sol dépend plus particulièrement de la nature des cations échangeables, de la composition et de la concentration des sels, de la présence ou de l'absence de gypse ou de carbonates alcalins. Donc, dans ce type de sols, la mesure du pH se révèle d'une importance particulière comme critère de diagnostic du type et du degré d'halomorphie.

C'est ainsi que les relations suivantes ont été établies entre le pH du sol et la salinité (RICHARDS, 1954) :

1- Les pH égaux ou supérieurs à 8,5 sont généralement un indice d'un taux de saturation en sodium supérieur à 15% et de la présence de carbonates alcalins;

2- Pour les pH en dessous de 8,5 le pourcentage de saturation en sodium pourrait être supérieur ou inférieur à 15%.

3- Les sols avec un pH inférieur à 7,5 ne contiennent pas de carbonates alcalins, et ceux dont le pH est en dessous de 7 ont des ions hydrogènes échangeables.

Sur cette base et à partir des valeurs de pH mesurés (tableau 7) nous pourrions donc obtenir un certain nombre d'indications. Dans la figure 26 la variation du pH (H_2O) a été portée en fonction de la profondeur dans les différents profils étudiés; ces résultats nous ont donc permis de différencier trois groupes de sols :

Un premier groupe se caractérise par la présence dans les horizons B de pH compris entre 7,5 et 8,5; ce groupe est constitué par les profils 59,60,79,80,11,12,9 et 10; il rassemble donc la plupart des profils étudiés. Dans ces sols, le pH des horizons A est en général plus bas que celui des horizons B et dans certains cas il peut même être légèrement acide (profils 80 et 12); une exception est constituée cependant

par le profil 11 qui présente une courbe de pH particulière avec un premier maximum dans l'horizon A₁. Comme nous le verrons par la suite, ce groupe est constitué par des sols salés dans lesquels la salinité augmente fortement dans les horizons B; l'exception est représentée par le profil 11 qui par son pH pourra être considéré comme salin dès la surface. Dans les horizons B de ce premier groupe des sols, le pourcentage de saturation en sodium sera en général supérieur à 15%.

Le deuxième groupe comprend les profils 16 et 27 (sols sodiques) situés dans la zone de transition de la dorsale occidentale; ces sols se caractérisent par la présence de pH supérieurs à 8,5 dans les horizons B. En accord avec ce qui a été signalé précédemment (RICHARDS, op.cit.) leurs taux de saturation en sodium sont en effet supérieurs à 15%, et une forte proportion de bicarbonates a été mise en évidence dans l'extrait salin de ces profils.

Enfin, un troisième groupe est constitué par les profils 13 et 38. Ces profils se caractérisent par des pH assez acides dans les horizons A (voisins de 5,5), et qui augmentent notablement dans les horizons B avec des valeurs voisines à 8,5. Comme nous le savons, ces sols se localisent dans des situations géomorphologiques particulières et, à quelques détails près, il s'agit des sols non salés (conductivité de l'extrait de sol inférieur à 2 mmhos/cm) et non sodiques (moins de 15% de sodium échangeable). Cependant, dans l'extrait salin de ces sols, nous avons pu doser une forte proportion de bicarbonates et aussi des traces de carbonates. Ainsi, dans le cas du profil 13, des sels alcalins de ces anions seraient vraisemblablement à l'origine de son pH relativement élevé, tandis que dans le profil 38 la forte teneur en calcaire serait déterminante.

Les analyses statistiques réalisés sur l'ensemble des 55 échantillons ont mis en évidence une corrélation positive significative entre le pH (H₂O) ou le pH (KCl) et les pourcentages de sodium échangeable (fig.27) et de potassium échangeable; ces résultats, qui correspondent aux relations générales entre pH et cations échangeables, pourraient être aussi l'indice d'une similitude de comportement des équilibres ioniques du sodium et du potassium entre la solution du sol et le complexe d'échange.

Une corrélation négative significative a été également trouvée entre le pH (H_2O) et la concentration en sels (fig.28); ce résultat répondrait à l'effet connu du pouvoir des électrolytes de diminuer le pH dans le domaine de l'alcalinité, et s'accorderait ainsi comme nous l'avons indiqué précédemment- aux caractéristiques de pH et de salinité des sols étudiés. Par contre, les analyses statistiques ne montrent pas de corrélation significative entre le pH (KCl) et la salinité: en effet, dans une suspension d'eau les cations des sels seront échangés contre l'acidité d'échange, ce qui diminuera le pH mesuré (BEAR, 1964); le pH mesuré dans une suspension saline serait moins dépendant de la concentration en sels du sol, il serait plus constant, ce qui semble être confirmé par ces analyses statistiques.

En conséquence et pour conclure, il nous est possible d'établir l'existence de corrélations assez bonnes entre le pH et certaines caractéristiques de ces sols : ainsi, les sols sodiques de la dorsale occidentale ont des pH voisins de 9; les sols salés de la zone basse ont des pH qui varient entre 7,5 et 8,5; les sols ni sodiques ni salés mais calcaires et avec une certaine teneur en carbonates et bicarbonates alcalins ont des pH voisins de 8,5. Ces valeurs correspondent à ceux des horizons B, les horizons A ayant en général des pH plus bas et parfois même légèrement acides.

5. LA SALINITE.

Etant donné le caractère salin évident des sols des "Bajos Submeridionales", une des étapes importantes de leur caractérisation est celle de la mesure de leur salinité et de certaines autres caractéristiques physico-chimiques associées à la dynamique halomorphe.

La détermination de la salinité dans les sols pose cependant un certain nombre de problèmes méthodologiques et de difficultés analytiques, qui nous amèneront ainsi à la question du choix des techniques à utiliser.

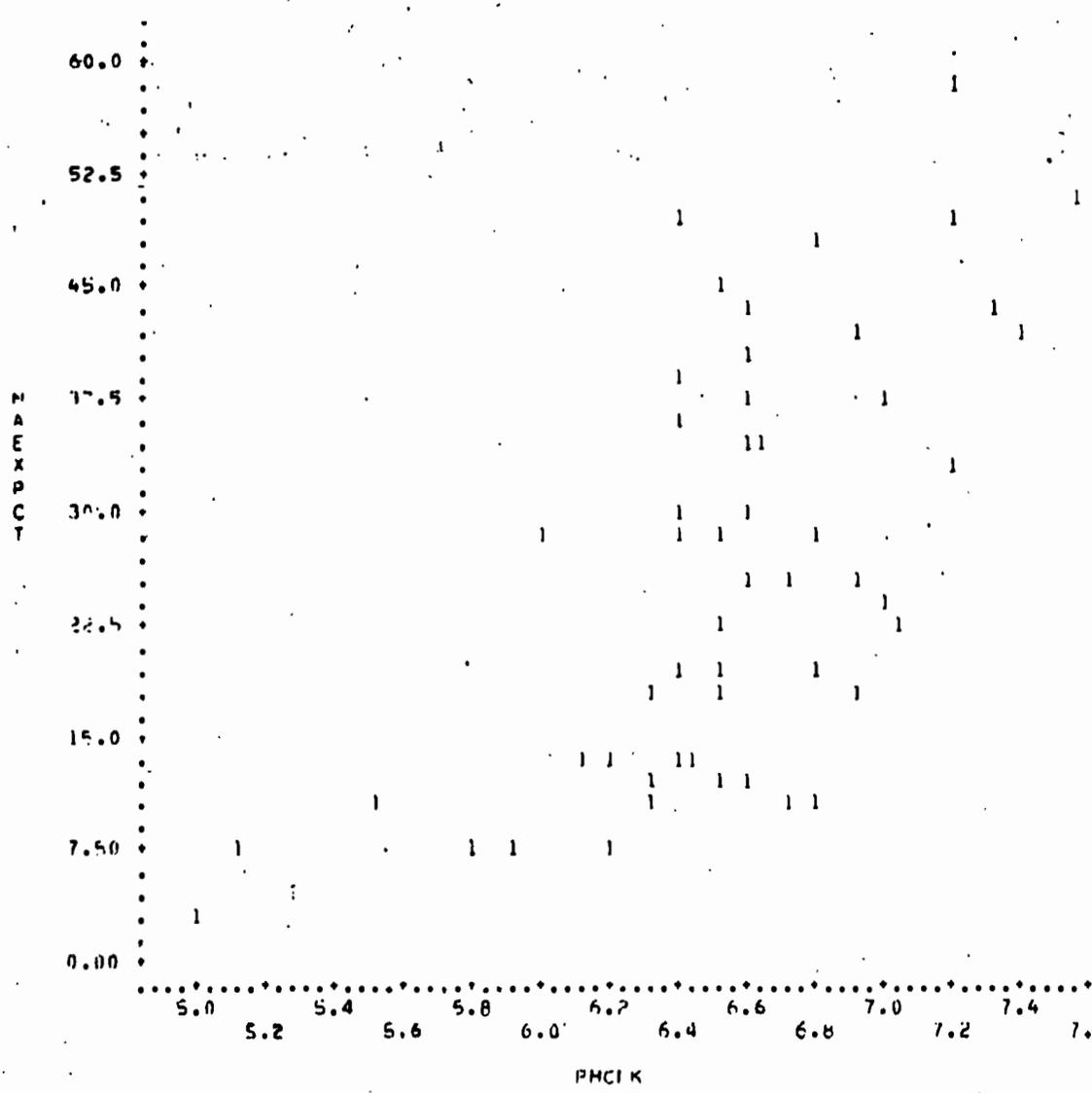


Fig. 27.-Représentation graphique de la corrélation entre le pourcentage de sodium échangeable(en ordonnée) et le pH-KCl du sol(en abscisse).

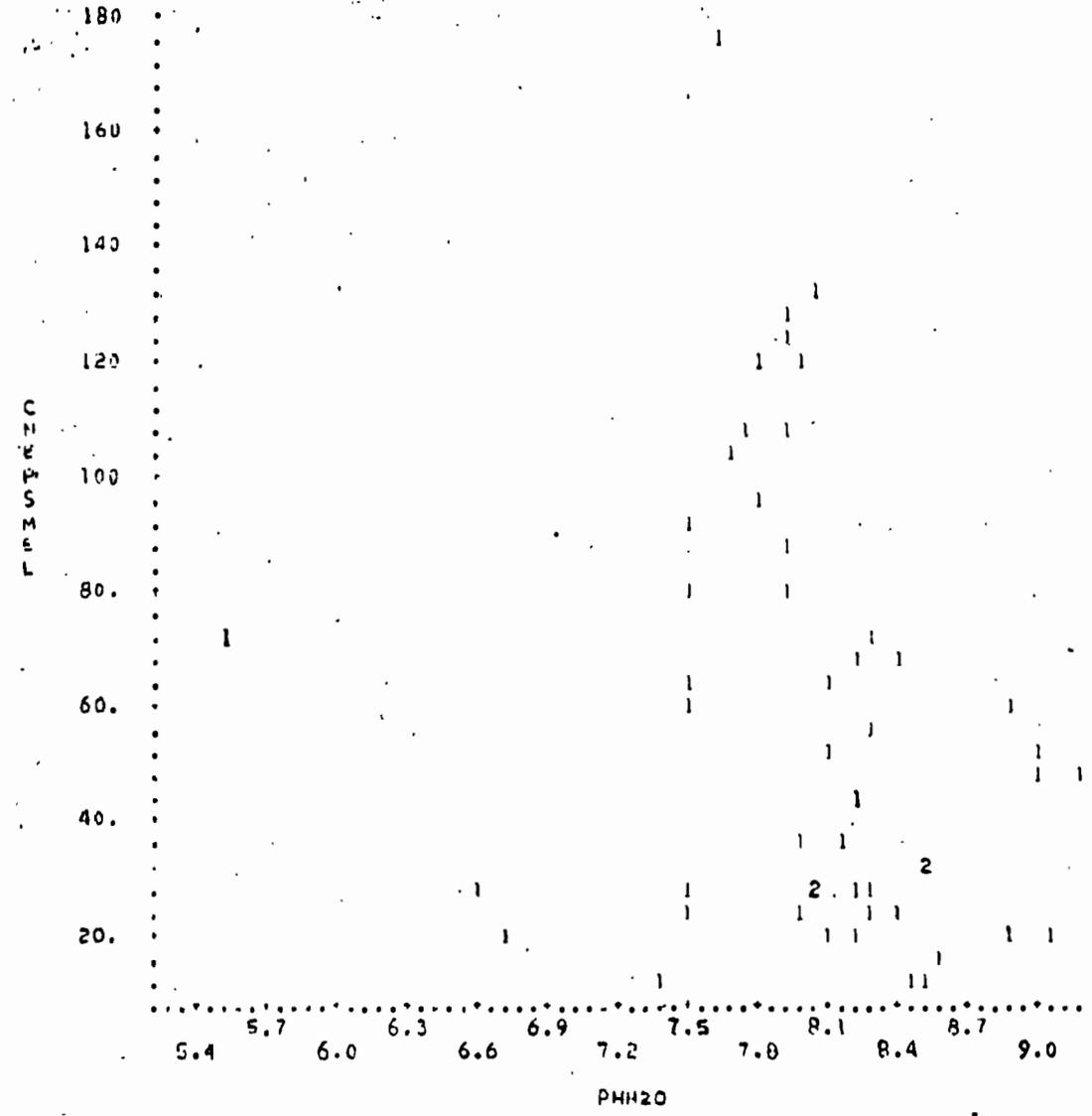


Fig. 28.-Représentation graphique de la corrélation entre la concentration en sels de l'extrait(me/l)(en ordonné) et le pH-H₂O du sol(en abscisse).

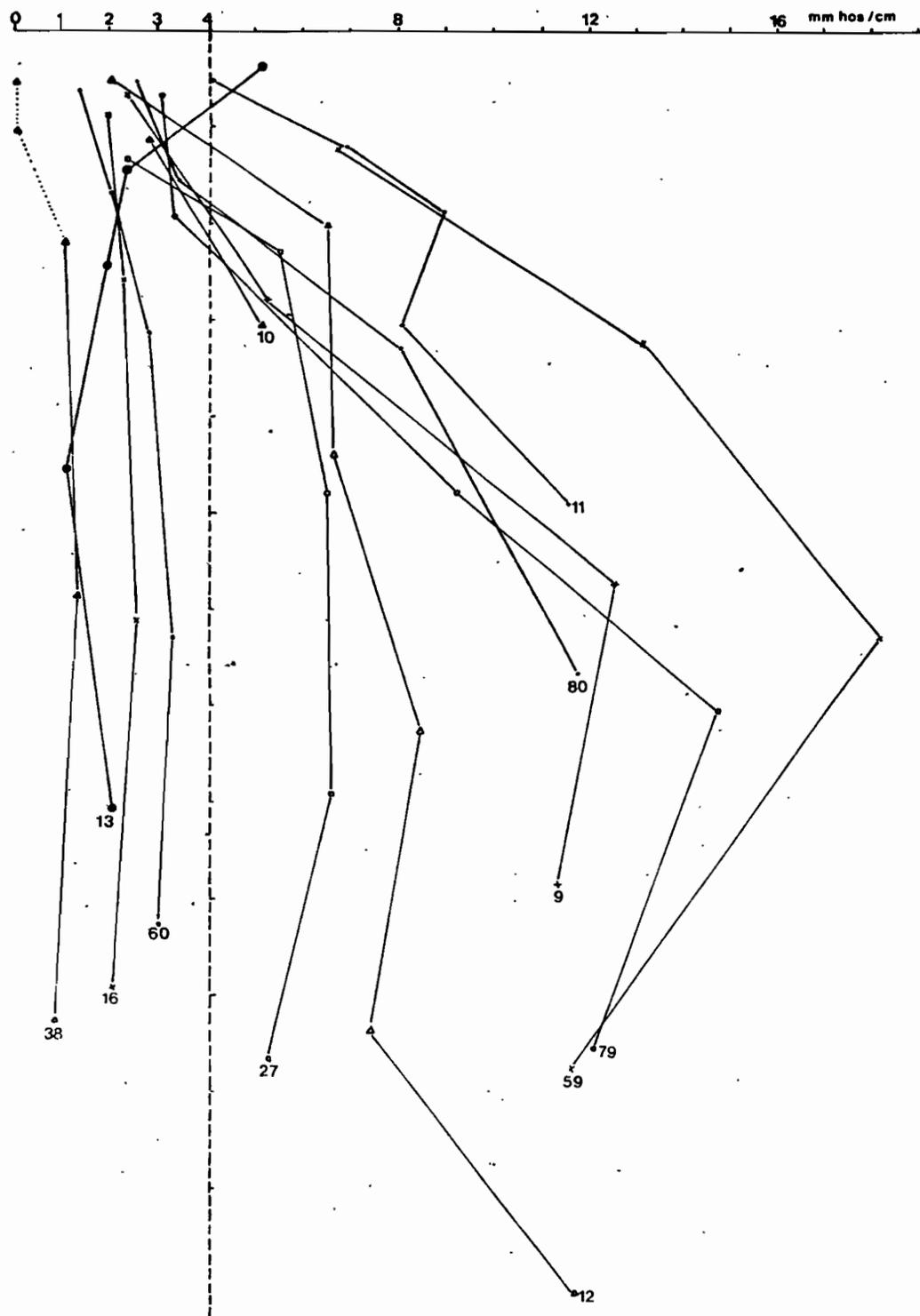


Fig. 29.-Variation de la conductivité électrique de l'extrait de pâte saturée, en fonction de la profondeur.

L'analyse des sols salés est en effet basée principalement sur l'extraction à l'eau, et sur le dosage ultérieur des sels qui se trouvent à l'état naturel soit sous forme cristallisée, soit sous forme dissoute dans la solution du sol. Ainsi, la quantité d'eau utilisée pour extraire ces sels apparaît comme un facteur important : plus la quantité d'eau utilisée est grande, plus facile sera l'extraction des sels.

Ainsi, une méthode rapide consiste à utiliser un rapport sol/eau constant quelque soit le type d'échantillon, et en faisant appel à une dilution importante (rapports 1:5 ou 1:10). Néanmoins, bien que cette méthode soit rapide, les extraits obtenus sont en fait peu représentatifs de la solution avec laquelle les racines seront en contact dans le sol. Rappelons que la texture d'un sol intervient de manière fondamentale dans les équilibres salins et que la teneur absolue en sels n'est pas significative par elle-même du degré de salinité d'un sol; ainsi pour une même teneur en sels, la concentration saline du sol au point de flétrissement sera dix fois plus grande pour un sol sableux que pour un sol argileux (RICHARDS, 1954).

Il conviendra donc de déterminer la salinité sur des extraits obtenus à l'humidité réelle du sol; les difficultés d'obtenir cet extrait étant trop grandes pour des travaux de routine, il est convenu que la solution la plus appropriée consiste à utiliser des extraits obtenus au point de saturation du sol. Cette méthode dans laquelle le rapport sol/eau varie en fonction de la texture, tiendrait ainsi mieux compte des équilibres salins entre le sol et sa solution.

Bien qu'étant plus longue et laborieuse, c'est cette méthode que nous avons retenue.

5.1. Mesure de la salinité.

Une fois obtenu l'extrait de pâte saturée, l'estimation de la concentration en sels est faite par une mesure de la conductivité électrique de cet extrait, exprimée en mmhos/cm; la conductivité mesurée est rapportée ensuite à une température standard à l'aide d'une table de correction. Rappelons que cette mesure est aussi directement liée à la pression osmotique dans le sol, et permet ainsi d'estimer les conditions auxquelles sont soumis les végétaux.

D'après les critères de l'U.S. Salinity Laboratory (RICHARDS, 1954), et en fonction de l'effet observé sur les végétaux, les valeurs de conductivité électrique peuvent être mises en relation avec la salinité du sol selon les limites suivantes :

0-2 mmhos/cm	:	sols non salés
2-4 "	:	très faiblement salés
4-8 "	:	salinité modérée
8-16 "	:	fortement salés
16 "	:	très fortement salés

Nous savons par ailleurs que selon l'U.S.S.L. la différenciation entre sols salés, sols alcalins non salés et sols salins alcalins, repose en partie sur le critère de la conductivité électrique : 4 mmhos/cm étant la limite choisie. Sur ces bases nous pouvons donc utiliser les résultats analytiques que nous avons obtenus (tableau 8).

Dans la figure 29 nous avons représenté graphiquement les valeurs de la conductivité électrique en fonction de la profondeur pour des différents profils. Nous constatons que dans la plupart des cas la conductivité électrique des horizons A est inférieure à 4 mmhos/cm, ce qui signifie qu'ils sont non salins ou faiblement salins; (les échantillons 11.1, 59.1 et 13.1, constituant des exceptions).

Dans les horizons B la conductivité électrique augmente en général par rapport aux horizons superficiels; cependant, les valeurs mesurées permettent de distinguer deux groupes de sols suivant que la conductivité électrique est inférieure ou supérieure à 4 mmhos/cm.

Le premier groupe, à conductivité inférieure à 4 mmhos/cm, est constitué par les profils 38, 13 (sols non salins), 16 et 60 (faiblement salins). Dans le deuxième groupe la conductivité électrique de l'extrait de pâte saturée varie entre 4 et 18 mmhos/cm (sols salins); les profils 27, 10 et 12 se situent ainsi dans la gamme des salinités moyennes, tandis que les autres profils sont fortement salés.

En conséquence, il nous est possible d'établir une corrélation générale entre la situation géomorphologique des sols et leur salinité actuelle; les sols situés dans la zone basse et dans lesquels la nappe phréatique se trouve proche de la surface sont fortement salinisés;

TABLEAU 8 : CARACTERISTIQUES DE LA SALINITE DES SOLS ETUDIES

Echan.	Conductivité électrique mmhos/cm	Cations et anions solubles (extrait sat.) még/100 g sol								Cl ⁻ /SO ₄ ⁼	SO ₄ ⁼ +Cl ⁻ CO ₃ H ⁻	Concentration en sels még/l	S A R	pH de l'extrait
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	CO ₃ H ⁻	CO ₃ ⁼					
16.1	1.92	0.10	0.10	-	0.70	0.20	0.24	0.35	-	0.8	1.2	19.2	10.1	8.1
16.2	2.21	0.05	-	-	0.70	0.21	0.13	0.42	-	1.6	0.8	18.7	22.4	8.4
16.3	2.53	0.10	0.01	-	1.03	0.18	0.32	0.52	0.02	0.5	0.9	26.7	20.5	8.9
16.4	2.05	0.05	0.01	-	0.85	0.25	0.12	0.39	-	2.0	0.9	21.2	22.9	8.6
27.1	N.D.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
27.2	2.33	0.33	0.02	-	0.78	0.32	0.29	0.21	-	1.1	2.9	26.8	8.9	8.1
27.3	5.45	-	0.02	-	2.44	1.0	1.19	0.51	-	0.8	2.7	49.6	102.5	8.6
27.4	6.48	-	0.02	-	3.16	1.23	1.80	0.40	-	0.6	7.5	50.3	131.5	8.4
27.5	6.63	-	0.02	-	3.03	1.04	1.98	0.38	-	0.5	7.9	59.1	133.5	8.4
27.6	5.30	-	0.02	-	2.18	0.76	1.14	0.36	-	0.6	5.2	48.1	113.8	8.4
60.1	1.36	0.07	0.07	-	0.46	0.12	0.37	0.22	-	0.3	2.2	13.1	8.0	7.0
60.2	1.95	0.08	0.03	-	0.60	0.17	0.33	0.19	-	0.5	2.6	22.2	14.2	8.0
60.3	2.83	0.06	0.02	0.05	1.13	0.32	0.57	0.13	-	0.5	6.8	29.6	25.2	7.6
60.4	3.30	0.05	0.03	0.05	1.18	0.49	0.64	0.16	-	0.7	7.0	30.7	27.5	8.0
60.5	3.03	0.34	0.06	0.07	1.06	0.98	0.23	0.12	-	4.2	10.0	35.2	8.9	7.6
59.1	6.69	0.16	0.14	0.67	2.40	1.59	1.03	0.14	0.02	1.5	18.7	64.2	29.6	7.1
59.2	13.12	0.33	0.21	0.08	5.32	3.39	3.13	0.08	-	1.0	81.5	118.2	45.5	7.3
59.3	18.12	0.86	0.42	0.08	7.51	3.89	5.99	0.10	0.03	0.6	98.8	174.4	41.3	7.0
59.4	11.57	0.24	0.18	0.08	4.78	2.77	3.30	0.08	0.02	0.8	75.8	106.5	45.9	7.1
80.1	2.50	0.33	0.18	0.13	0.93	0.26	0.39	0.15	-	0.6	4.3	27.3	7.5	6.1
80.2	3.37	0.11	0.04	0.03	1.55	1.18	0.39	0.29	-	3.0	5.4	36.6	22.7	8.0
80.3	8.02	0.25	0.12	0.08	3.92	1.97	2.22	0.24	-	0.8	17.4	69.4	35.8	8.0
80.4	11.71	0.85	0.40	0.08	4.45	3.69	2.89	0.12	-	1.2	54.8	108.4	24.2	7.7
79.1	3.01	0.11	0.06	-	0.96	0.32	0.31	0.22	-	1.0	2.8	25.5	15.2	7.6
79.2	3.29	0.10	0.04	-	1.75	0.71	1.58	0.35	-	0.4	6.5	31.2	25.9	8.2
79.3	9.19	0.30	0.15	-	4.86	1.51	2.54	0.22	-	0.5	18.4	88.0	41.7	7.9
79.4	14.74	0.71	0.38	0.12	6.93	4.10	5.01	0.23	-	0.8	39.6	128.1	34.7	7.7
79.5	12.08	0.63	0.40	-	6.03	3.48	4.54	0.12	-	0.7	66.8	104.9	30.3	7.5
11.1	4.08	0.12	0.04	0.06	1.85	0.53	1.19	0.30	-	0.4	5.7	43.7	28.3	8.0
11.2	6.85	0.34	0.09	0.09	2.82	0.44	1.41	0.30	-	0.3	6.1	80.2	29.4	7.2
11.3	8.89	0.45	0.12	0.09	3.81	0.86	2.30	0.30	-	0.3	10.5	90.6	31.7	7.4
11.4	8.01	0.23	0.04	0.06	4.01	1.49	3.53	0.20	-	0.4	25.1	73.2	43.6	8.0
11.5	11.51	0.63	0.12	0.09	5.28	2.26	3.70	0.25	-	0.6	23.8	123.0	38.1	7.7

CARACTERISTIQUES DE LA SALINITE DES SOLS ETUDIES (Suite)

Echan.	Conductivité électrique mmhos/cm	Cations et anions solubles (extrait sat.) még/100 g sol								Cl ⁻ /SO ₄ ⁼	SO ₄ ⁼ +Cl ⁻ CO ₃ H ⁻	Concentration en sels még/l	S. A R	pH de l'extrait
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼	CO ₃ H ⁻	CO ₃ ⁼					
12.1	1.96	0.06	0.02	0.12	0.67	0.30	0.21	0.08	-	1.4	6.3	19.6	13.6	6.9
12.2	6.48	0.26	0.13	0.10	3.20	0.90	0.82	0.36	-	1.1	4.7	60.0	26.0	7.4
12.3	6.63	0.14	0.05	0.24	2.77	1.22	1.63	0.33	-	0.7	4.9	65.2	39.9	8.0
12.4	8.45	0.39	0.56	0.66	4.23	1.73	2.94	0.38	-	0.5	12.2	80.2	34.5	8.0
12.5	7.43	0.23	0.20	0.09	4.82	2.15	3.90	0.27	-	0.5	22.4	67.6	36.4	8.0
12.6	11.79	0.45	0.18	0.10	4.80	2.07	4.49	0.21	-	0.4	31.2	96.4	34.2	7.4
38.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
38.2	0.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
38.3	1.03	0.14	-	-	0.72	0.04	0.08	0.20	-	0.5	0.6	18.0	9.05	8.1
38.4	1.27	0.05	-	0.06	0.55	0.03	0.24	0.23	-	0.1	1.3	15.1	12.6	8.4
38.5	0.85	0.07	0.01	0.03	0.46	0.03	0.07	0.31	-	0.4	0.3	10.5	9.1	8.2
9.1	2.30	0.14	0.05	0.11	0.98	0.11	0.21	0.30	-	0.5	1.0	29.3	14.4	7.2
9.2	5.25	0.11	0.08	0.07	4.22	1.90	2.97	0.33	-	0.6	14.7	54.6	46.1	7.9
9.3	12.53	0.38	0.03	0.07	6.19	4.26	3.34	0.13	-	1.2	58.4	130.0	44.6	7.5
9.4	11.32	0.38	0.32	0.08	6.14	3.66	3.78	0.23	-	0.9	32.3	119.4	42.9	7.4
10.1	2.84	0.51	0.33	0.55	0.78	0.15	0.61	0.52	-	0.2	1.4	29.9	4.4	8.0
10.2	5.16	0.43	0.52	0.35	0.75	0.67	0.34	0.15	-	1.9	6.7	50.5	5.3	7.6
13.1	5.07	1.82	0.71	-	0.80	0.13	1.66	-	-	0.07	-	72.7	3.2	5.2
13.2	2.32	0.17	0.11	0.03	0.97	0.18	0.05	0.47	0.01	3.6	0.4	29.0	11.9	8.0
13.3	1.90	0.02	-	0.04	0.73	0.15	0.24	0.22	0.03	0.6	1.7	22.2	19.7	7.9
13.4	1.07	0.04	-	0.04	0.50	0.02	0.03	0.42	0.05	0.6	0.1	12.0	14.0	8.4
13.5	1.97	0.05	0.03	0.04	0.96	0.02	0.04	0.54	0.02	0.5	1.3	24.0	21.0	8.2

les sols situés dans les zones plus élevées ont des conductivités électriques inférieures à 8 mmhos/cm, et quelques uns sont non salés; seuls les profils 60 et 59 font exceptions : dans le premier la nappe se trouve à faible profondeur (1 mètre), mais le sol est faiblement salin; dans le second, localisé très près du précédent, la nappe n'a pas été atteinte à 130 cm, mais c'est le sol le plus salé du transect. Dans ces deux cas, l'influence de la texture semble être prépondérante, et nous y reviendrons.

Par ailleurs, un calcul de corrélation d'après la méthode de SPEARMAN nous montre que pour l'ensemble des échantillons il existe une corrélation positive et significative entre la conductivité électrique et les teneurs en argile et en argile+limon fin; ceci tendrait à montrer que pour des profondeurs analogues de la nappe, la salinisation du profil serait plus forte dans les sols les plus argileux (fig.30). D'autres corrélations statistiques ont été observées entre la conductivité électrique et d'autres paramètres analytiques du sol; elles seront discutées par la suite.

5.2. Le pH de l'extrait de pâte saturée.

Dans les extraits obtenus nous avons aussi déterminé le pH. Comme nous pouvons l'observer dans le tableau 8, les valeurs sont toujours inférieures aux pH mesurés dans les suspensions sol/eau, ce qui reflète l'effet de dilution, mais ces valeurs sont supérieures à celles mesurées dans le chlorure de potassium normal.

Les analyses statistiques nous ont montré par ailleurs qu'il existe une corrélation négative significative entre le pH de l'extrait et la conductivité électrique (fig.31). Il en est de même avec les cations et les anions dosés dans l'extrait, à l'exception des ions bicarbonate pour lesquels la corrélation est positive (fig.32). Ces corrélations s'accorderaient ainsi avec le caractère neutre de la grande majorité des sels qui se trouvent dans ces sols (principalement des chlorures et des sulfates de sodium); par contre l'augmentation du pH de l'extrait des sols les moins salés (avec une conductivité électrique faible), nous renseignerait déjà sur une augmentation corrélative des ions bicarbonates dans ces profils.

5.3. Composition ionique de l'extrait salin.

Sur l'extrait de pâte saturée nous avons déterminé ensuite les cations et les anions solubles. Les méthodes de dosage ont été celles utilisées couramment dans les laboratoires de l'ORSTOM : cations solubles (Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ et K^+) par photométrie de flamme, chlorures, carbonates et bicarbonates par potentiométrie, sulfates par turbidimétrie à l'autoanalyseur. Les résultats de ces déterminations sont présentés dans le tableau 8.

Ces valeurs nous renseignent sur le fait que le cation soluble dominant dans tous les échantillons salés analysés (à une exception près) est le sodium. Dans la plupart des cas, le sodium compte pour 90%, et il est suivi en ordre décroissant par le calcium, le magnésium et finalement le potassium qui se trouve en faible quantité; par ailleurs dans plusieurs échantillons un ou plusieurs de ces autres cations peuvent faire défaut.

Dans certains échantillons, la composition cationique diffère : c'est le cas du profil 12, où le potassium est le deuxième cation après le sodium. Un cas tout à fait particulier est celui de l'échantillon 13.1, où le cation dominant est le calcium suivi par le sodium et le magnésium qui présentent tous deux des teneurs analogues.

La composition anionique est un peu plus complexe et variable que celle manifestée par les cations. C'est ainsi qu'approximativement dans 60% des échantillons, les sulfates constituent l'anion prépondérant avec des teneurs voisines de 50% du total des anions; les ions chlorure, bicarbonate et carbonate suivent dans cet ordre en quantités décroissantes, ce dernier se trouvant seulement en traces dans quelques échantillons.

Dans d'autres cas (approximativement 20% du total des échantillons) le chlore est l'anion dominant; il est suivi par les sulfates, dont les teneurs sont très voisines de celles du chlore. Enfin dans certains échantillons des profils 38, 13, 9 et dans tout le profil 16 (approximativement 20% des cas), le bicarbonate est l'anion le plus abondant.

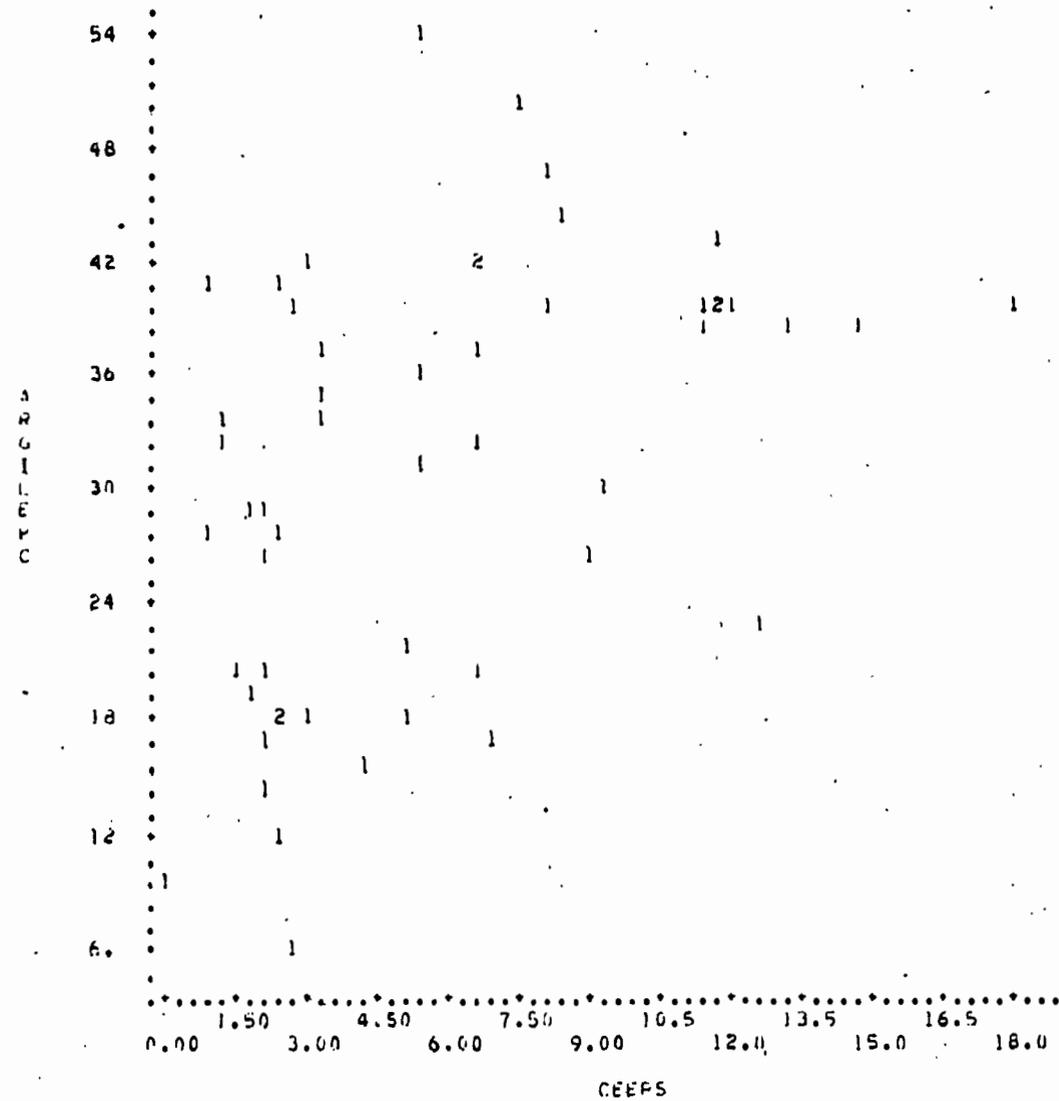


Fig. 30.-Représentation graphique de la corrélation entre le pourcentage d'argile(en ordonnée) et la conductivité électrique de l'extrait de pâte saturée(en abscisse).

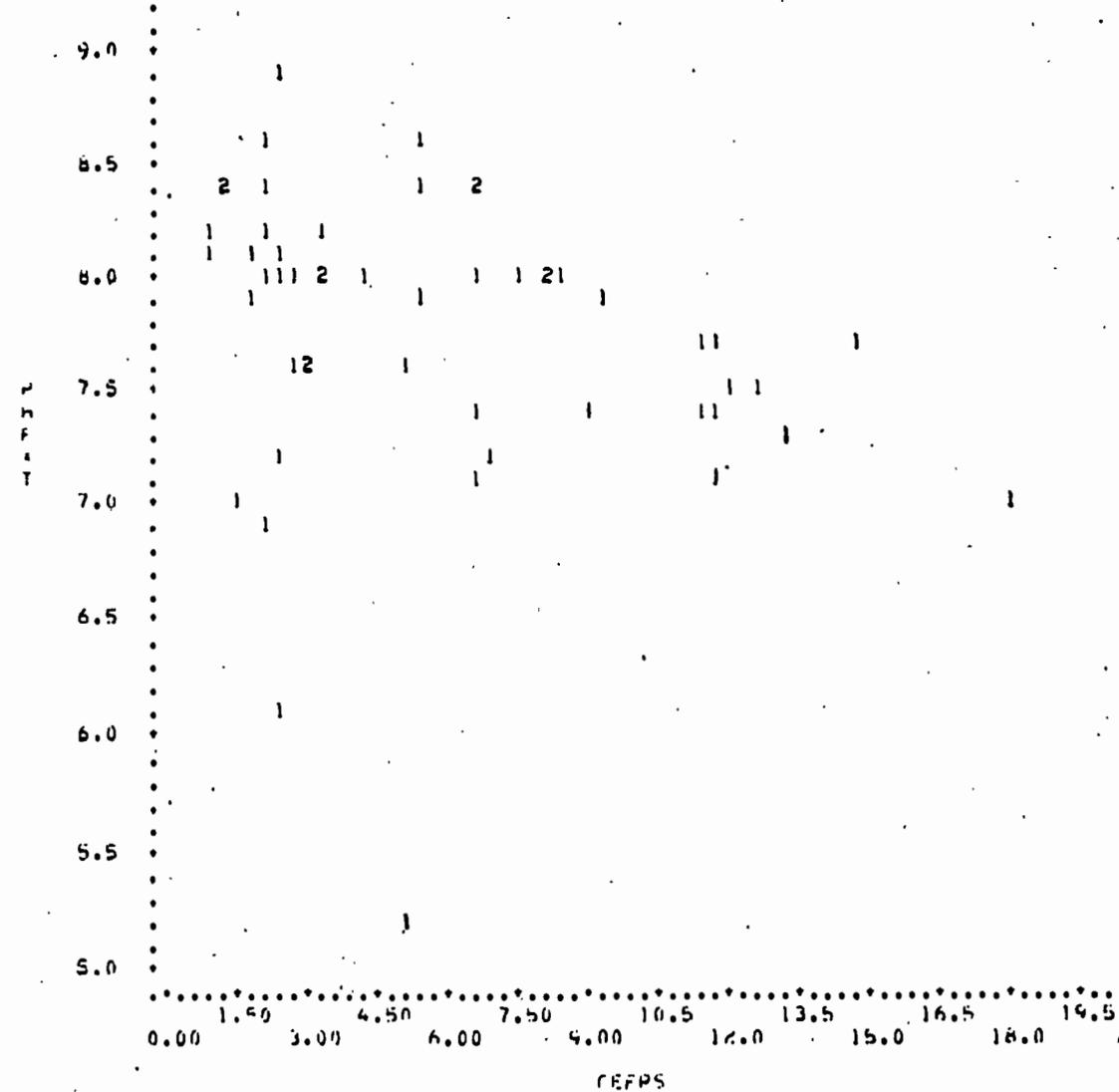


Fig. 31.-Représentation graphique de la corrélation entre le pH de l'extrait de pâte saturée(en ordonnée) et la conductivité électrique de ce même extrait (en abscisse).

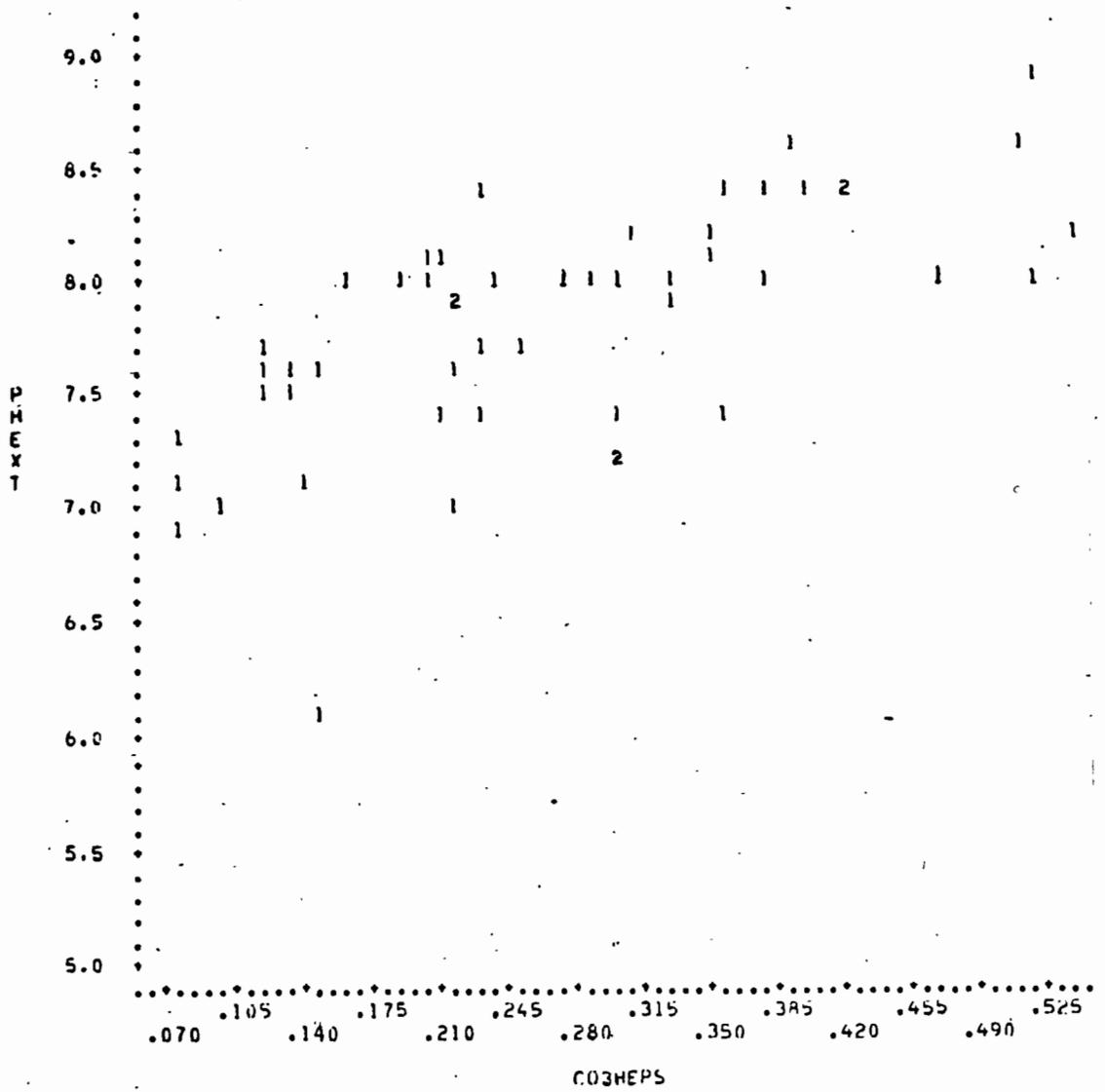


Fig. 32.-Représentation graphique de la corrélation entre le pH de l'extrait de pâte saturée(en ordonnée) et la teneur en bicarbonates de ce même extrait (me/100gr.de sol)(en abscisse).

Comme pour les cations, la composition anionique de l'échantillon 13.1 constitue un cas particulier et même exceptionnel. Dans cet échantillon nous avons dosé du phosphate soluble qui constitue l'anion le plus abondant et qui est donc le responsable de l'augmentation de la salinité dans cet échantillon; ce type de salinité phosphatée représenterait un cas extrêmement rare de salinisation pédologique, pour lequel nous n'avons pas trouvé de références bibliographiques. Dans le chapitre 7 nous reparlerons de cette salinisation originale.

Pour l'instant nous pouvons donc résumer les résultats obtenus de la façon suivante : la solution saline des sols des "Bajos Submeridionales" est constitué fondamentalement par des sulfates et des chlorures de sodium; cette composition est en accord avec les caractéristiques de la nappe phréatique que nous avons définies dans le premier chapitre. Dans certains sols, où l'effet de cette nappe ne se fait plus sentir de façon prépondérante, les ions bicarbonates et carbonates augmentent fortement en quantité et prennent même le pas sur les autres anions; la salure aura ici un caractère différent.

Dans la figure 33 nous avons reporté la composition saline de quelques profils représentatifs. Le profil 79 apparaît ainsi représentatif de la salinité moyenne de la plupart des sols, aussi bien au point de vue de la quantité que de la composition et de la distribution des sels. Le profil 27 semble moins salé, mais comme nous le verrons plus tard, il est fortement sodique; dans son extrait salin le sodium est presque le seul cation présent, tandis que les bicarbonates augmentent par rapport au cas précédent.

Enfin, nous avons représenté graphiquement la distribution des sels dans le profil 13; la salinité est faible dans les horizons B, et elle est déterminée par la présence du sodium et des anions bicarbonates et carbonates : elle serait donc représentative du troisième groupe que nous avons défini. Par contre les horizons superficiels sont plus salés: ils représentent une salinité originale aussi bien par la quantité que par la qualité des sels.

5.4. Concentration en sels et conductivité électrique.

Les résultats obtenus lors du dosage des cations et des anions dans l'extrait de pâte saturée ont été exprimés en meq/100 g de sol afin de les comparer aisément avec d'autres paramètres des sols et notamment avec les cations échangeables.

Cependant nous avons aussi calculé la concentration totale en sels à partir de la somme des cations de l'extrait de pâte saturée; dans ce cas nous avons exprimé les valeurs en meq/l.

D'après RICHARDS (1954) il existe entre la somme des ions exprimée en meq/l et la conductivité électrique de l'extrait de pâte saturée (L) une relation directe, donnée par l'équation:

$$\text{ions meq/l} = K'L$$

La valeur de ce coefficient K' est variable selon les auteurs; ainsi RICHARDS (1954) considère qu'il est de l'ordre de 10; pour FIREMAN et REEVE (1949) il est de 12,5. SERVANT (1975), qui a aussi calculé la valeur de ce coefficient, obtient des valeurs différentes suivant les échantillons analysés.

Dans notre cas, les analyses statistiques nous indiquent qu'il existe une corrélation positive significative au risque de 1%, entre la conductivité électrique et la concentration en sels calculée en somme des cations. Le calcul du coefficient K' montre par ailleurs qu'il est de l'ordre de 10, ce qui serait en accord avec la valeur signalée par RICHARDS et al. (1954). Dans la fig.34 nous avons reporté la corrélation graphique obtenue pour l'ensemble de nos échantillons des "Bajos Submeridionales".

5.5. Rapports ioniques.

Comme nous venons de le voir, parmi les cations solubles l'ion sodium est largement dominant dans la plus grande partie des échantillons étudiés. En revanche, les proportions relatives des divers anions sont beaucoup plus variables, et nous avons déjà pu mettre en évidence l'existence de plusieurs groupes des sols d'après l'anion dominant.

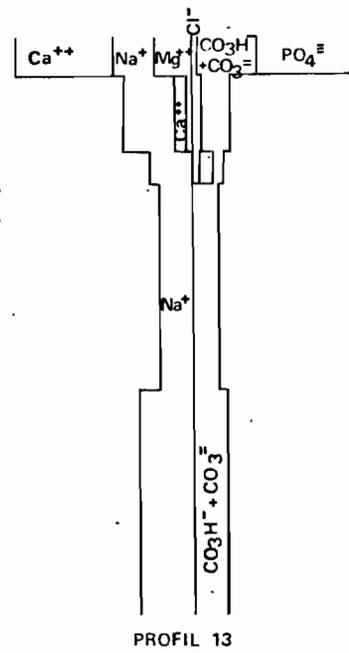
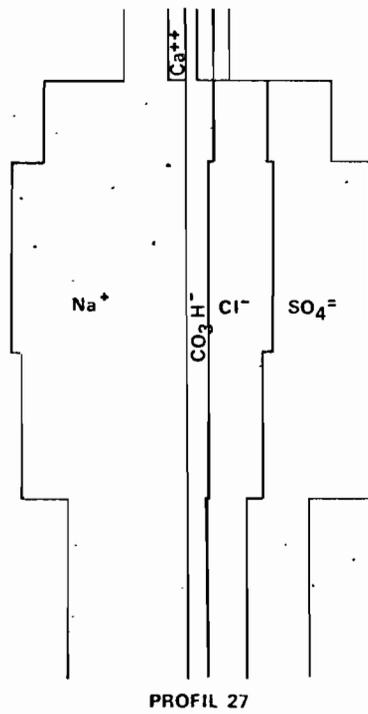
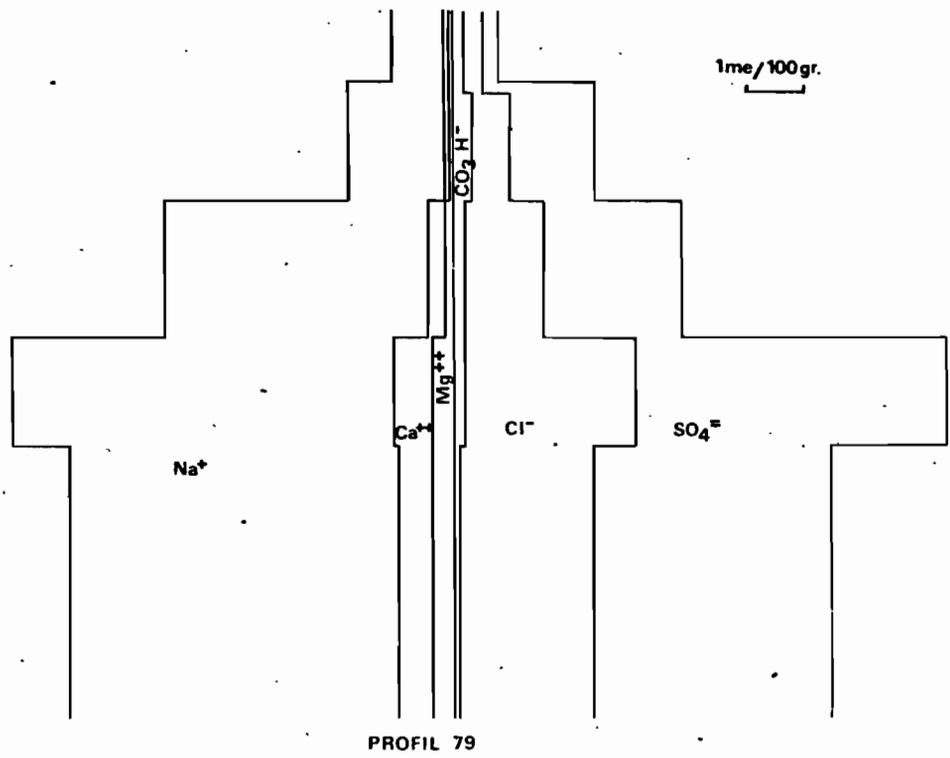


Fig. 33.-Composition de l'extrait salin de quelques profils de sol.

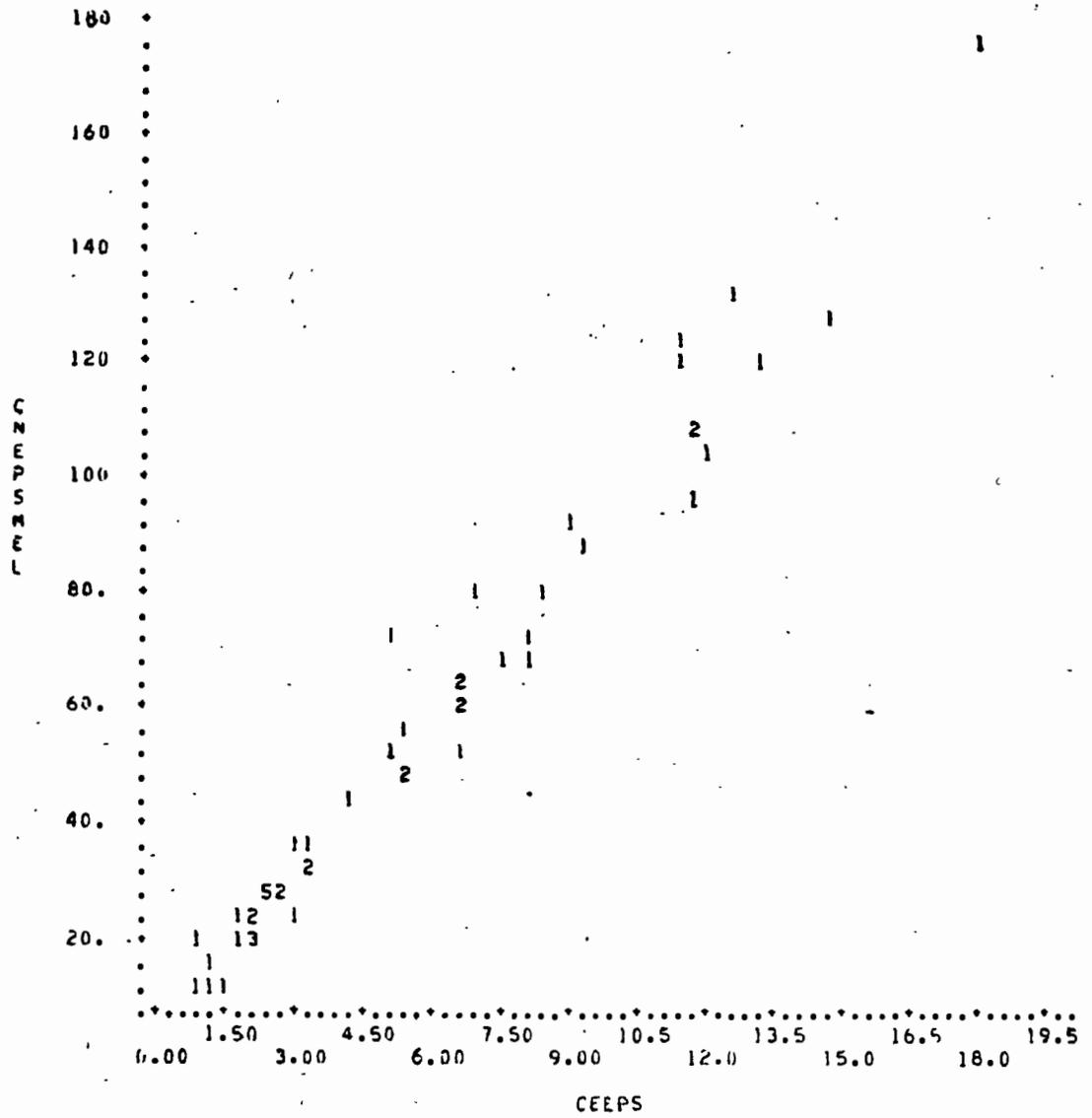


Fig. 34.-Représentation graphique de la corrélation entre la concentration en sels de l'extrait de pâte saturée en me/litre(en ordonnée), et la conductivité électrique de ce même extrait en mmhos/cm(en abscisse).

L'utilisation des rapports anioniques, qui pourraient rendre compte des variations relatives de ces ions, serait donc susceptible de fournir quelques renseignements supplémentaires sur les caractéristiques de la salure des sols des "Bajos Submeridionales". Nous avons testé d'abord le paramètre anionique $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{=}$. L'intérêt de ce rapport réside dans le fait que selon la richesse relative en l'un ou l'autre de ces deux anions, et selon les cations présents dans la solution du sol, nous pourrions caractériser les divers types de salinité.

Comme nous pouvons l'observer dans le tableau 8, les valeurs calculées de ce rapport varient entre 0,31 et 4,26. D'après SERVANT (1975) deux cas peuvent être distingués dans la voie saline neutre suivant que ce rapport est supérieur ou inférieur à 6 et aussi suivant la proportion des ions calcium par rapport aux ions sulfates; ainsi, lorsque le rapport $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{=}$ < 6 et $r.\text{SO}_4^{=} > r.\text{Ca}^{++}$, le principal chlorure dans le sol est le chlorure de sodium et le calcium peut cristalliser sous la forme de gypse, les autres sels étant aussi de sulfates; dans ce cas nous serions en présence d'un faciès salin type "salant blanc". Théoriquement, dans nos sols nous devrions avoir ce type de salinité, ce qui semble bien être les cas, au moins pour certains profils, d'après les observations macro et micromorphologiques.

Nous avons aussi utilisé un autre paramètre ($\text{SO}_4^{=} + \text{Cl}^-/\text{CO}_3\text{H}^-$) pour préciser la composition saline des profils étudiés; ce rapport varie dans ces sols de 0,1 à presque 100, et sa variation en fonction de la profondeur est représentée dans la fig. 35. Ce graphique nous montre que dans tous les sols la proportion de bicarbonates augmente dans les horizons superficiels; ceci est vraisemblablement à mettre en relation avec la formation d'anhydride carbonique (CO_2) résultant de l'activité biologique.

Par ailleurs, nous voyons que la proportion de sulfates et chlorures augmente en liaison avec la proximité de la nappe phréatique (profils : 79, 80, 9, 11); cependant, dans le profil 59, bien que la nappe soit un peu plus profonde, c'est alors vraisemblablement l'influence de la texture de ce sol, qui facilite la remontée des sels

par capillarité. En revanche, dans les profils où l'influence de la nappe est faible ou inexistante, ce sont les ions bicarbonates qui augmentent fortement et deviennent même dominants (profils 13, 16, 38). Dans le profil 60, bien que la nappe se trouve à faible profondeur, on pourrait considérer à l'inverse du profil 59, c'est la granulométrie plus grossière qui diminue l'influence de la remontée des sels et favorise l'augmentation superficielle des ions bicarbonates d'origine biologique.

En outre, si nous comparons cette figure avec le graphique n°29 des conductivités électriques en fonction de la profondeur, nous pouvons constater que les profils étudiés se regroupent de façon similaire suivant les deux paramètres. Si nous essayons de rapprocher les deux valeurs, il apparaît que les sols ayant une conductivité électrique inférieure à 8 mmhos/cm (sols non salés à modérément salés), ont un rapport $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{=} / \text{CO}_3\text{H}^-$ inférieur à 15. Dans les sols fortement salés ce rapport est supérieur à 15, et il peut atteindre la valeur 100. Si cette relation était confirmée par l'étude d'un plus grand nombre de sols de cette région, elle pourrait probablement être d'une certaine utilité pour estimer la composition saline à partir des seules valeurs de la conductivité électrique.

6. ETUDE DU COMPLEXE ADSORBANT.

6.1. Détermination des bases échangeables.

Dans les cas des sols salés l'étude du complexe d'échange est particulièrement importante du fait des relations qui existent entre les cations adsorbés (en particulier le sodium), la capacité d'échange, et les propriétés physiques et chimiques du sol.

Cependant, dans les sols salés, les déterminations analytiques posent un certain nombre de problèmes car les sels et les carbonates présents se solubilisent dans l'acétate d'ammonium utilisé comme solution d'extraction. Pour surmonter cette difficulté dans le dosage des cations échangeables on tente d'éliminer les sels avec des alcools, avant l'extraction de ces cations. Néanmoins, et en raison de la faible solubilité de certains sels dans les alcools, cette méthode pourrait ne pas être tout à fait satisfaisante.

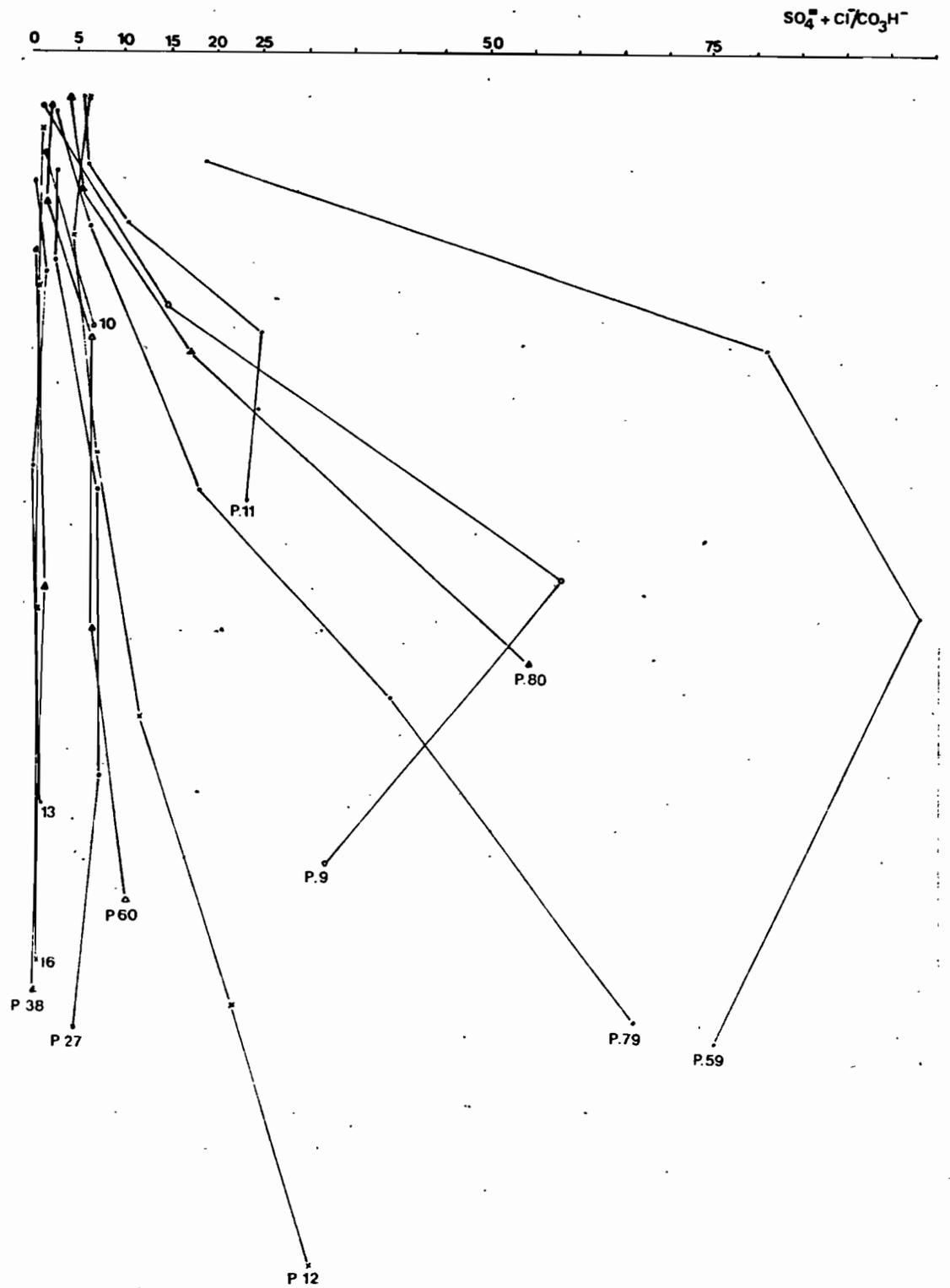


Fig. 35.-Variation du rapport anionique suivant la profondeur.

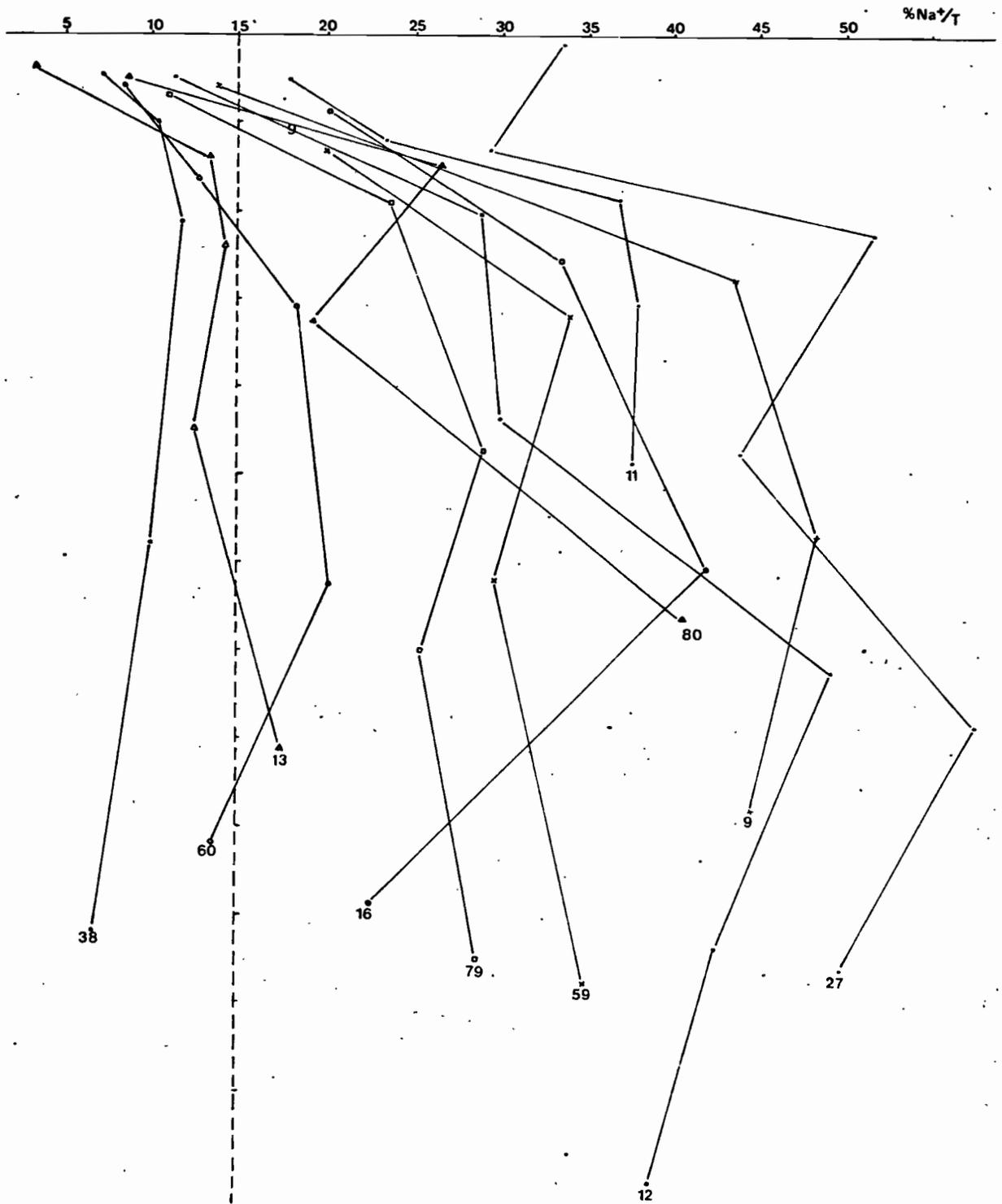


Fig. 36.-Variation du pourcentage de saturation en sodium en fonction de la profondeur.

En conséquence, une autre méthode consiste à soustraire des cations extraits par l'acétate d'ammonium à pH 7, les cations dosés dans l'extrait de pâte saturée; cette dernière méthode par différence est celle que nous avons adoptée dans notre travail.

Résultats obtenus.

Comme nous le voyons dans le tableau 7 le calcium est le cation échangeable qui prédomine dans la plupart des échantillons étudiés. Ainsi, dans la majorité des horizons B, les cations échangeables diminuent dans l'ordre suivant : $\text{Ca}^{++} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{++} > \text{K}^+$, à l'exception des profils 16 et 27 de la dorsale orientale, où le potassium est supérieur au magnésium échangeable. Dans ces horizons B, le calcium constitue généralement entre 40 et 60% des cations échangeables, et dans le profil 38 peut atteindre jusqu'à 75% de la somme des cations. L'exception à cette norme est constituée par quelques échantillons des profils 27, 12 et 9, où le sodium est plus abondant que le calcium.

Dans les horizons A de la plupart des profils, ce sont les deux cations bivalents calcium et magnésium qui prédominent au sein du complexe d'échange. Font exceptions les profils 16, 27 et 11, où le sodium est plus abondant que le magnésium.

Il faut finalement signaler les valeurs excessives obtenues pour le profil 10, qui ne correspondent certainement pas aux taux réels des cations échangeables; elles reflètent non seulement une dissolution de carbonates présents dans ces échantillons, mais aussi l'existence des certains composés particuliers (des phosphates) dont nous parlerons plus tard. (voir chapitre 7).

6.2. Le pourcentage de saturation en sodium.

La détermination de la quantité de sodium adsorbé sur le complexe d'échange ("la sodicité") présente une importance fondamentale dans l'analyse des sols halomorphes en raison des propriétés particulières que cet ion peut conférer aux sols.

D'après RICHARDS (1954), une proportion de sodium supérieure à 15% de la capacité d'échange permet de considérer un sol comme sodique ou salé-sodique (suivant la quantité de sels également présents), avec les caractères défavorables actuels ou potentiels que cela implique pour le sol.

Bien que la classification CPCS (1967) ait choisi comme limite un taux de saturation en sodium de 10%, et que comme le signale RICHARDS (1954) des valeurs inférieures à 15% pourraient être critiques dans certains sols, nous avons pris cette dernière valeur comme seuil de sodicité.

Ainsi, les pourcentages de sodium échangeable ont été calculés pour les différents échantillons (tableau 7) et la variation de cette valeur en fonction de la profondeur a été représentée sur la figure 36.

Ces résultats nous renseignent d'abord sur le fait que dans la plupart des horizons A, le pourcentage de saturation en sodium est inférieur à 15%. Par contre, dans les horizons B, (et à l'exception des profils 13 et 38), les taux de saturation en sodium sont supérieurs à 15%; comme nous l'avons déjà signalé, ces valeurs sont particulièrement élevées (plus de 40%) dans les profils 27, 12 et 9 bien que, compte tenu du différent degré de salinisation entre ces sols, leurs propriétés seront différentes. Ces résultats montrent ainsi le caractère sodique de la plupart des sols étudiés; ils nous permettent en outre de mieux différencier les horizons A et B d'un même profil.

Par ailleurs, les analyses statistiques de ces résultats nous montrent l'existence de plusieurs corrélations entre le pourcentage de saturation en sodium et d'autres caractéristiques analytiques. Ainsi, la corrélation est positive et significative avec le pH (pH , H_2O , risque 5%; pH , KCl , risque 1%) ce qui est en accord avec l'augmentation connue du pH dans les sols sodiques.

La corrélation est aussi positive et significative avec la quantité de sodium déterminée dans l'extrait de pâte saturée. Ceci réaffirme l'influence et la relation réciproque entre les compositions de la solution du sol et du complexe d'échange. Comme nous le verrons plus tard, le rapport entre ces deux facteurs se traduira aussi dans une corrélation avec le SAR ("l'indice d'adsorption du sodium") de ces sols des "Bajos Submeridionales".

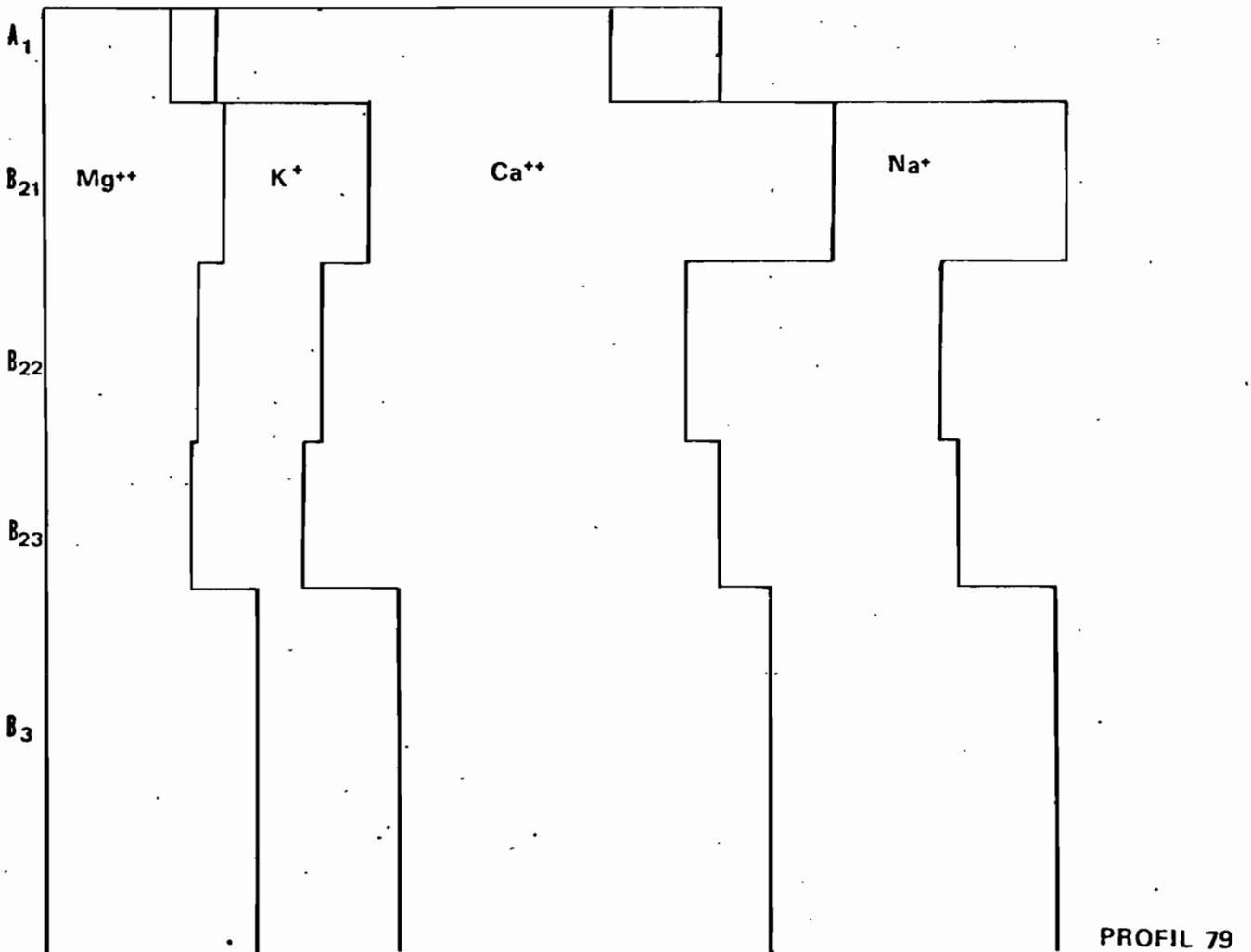
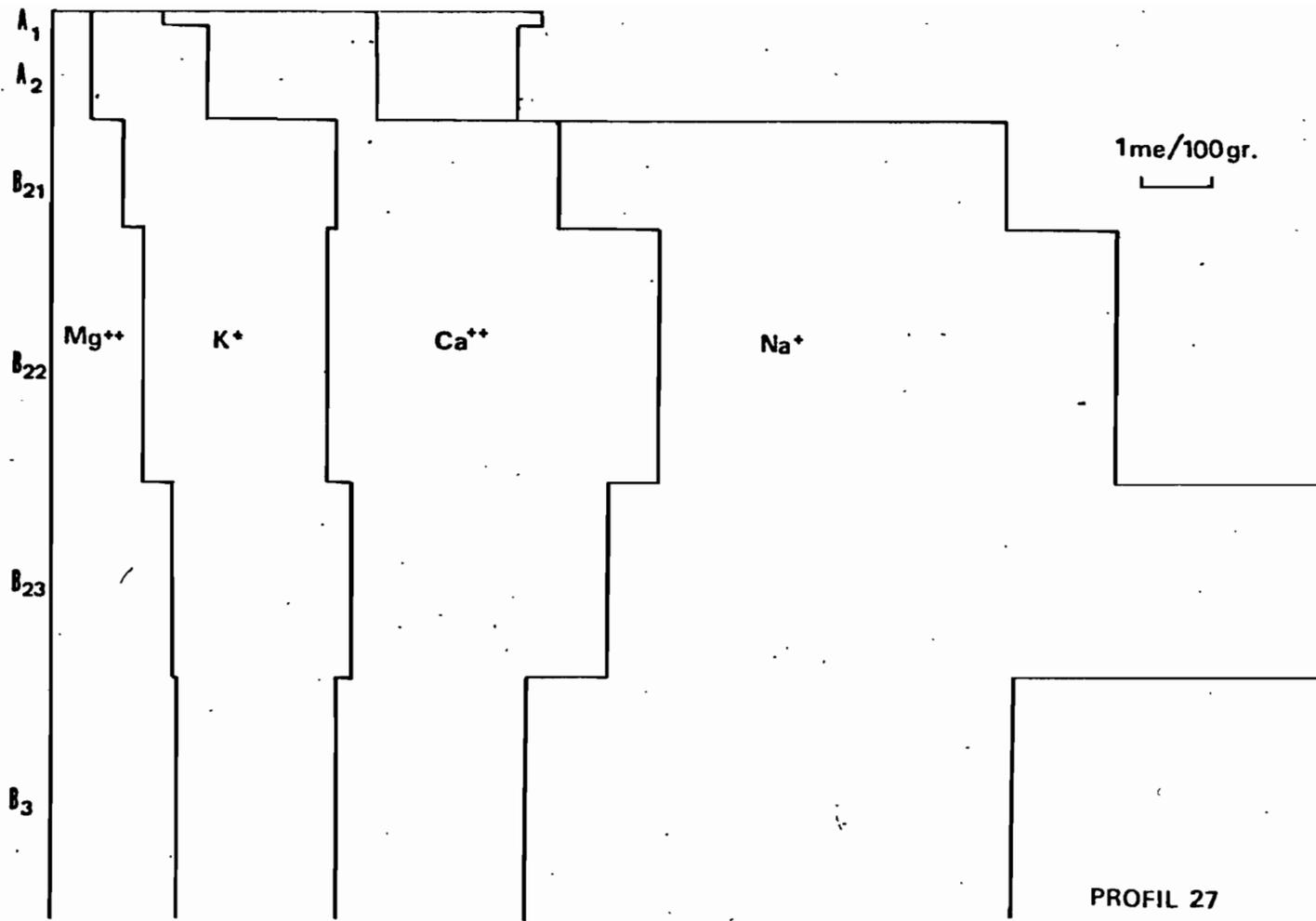


Fig. 37.-Composition du complexe d'échange.

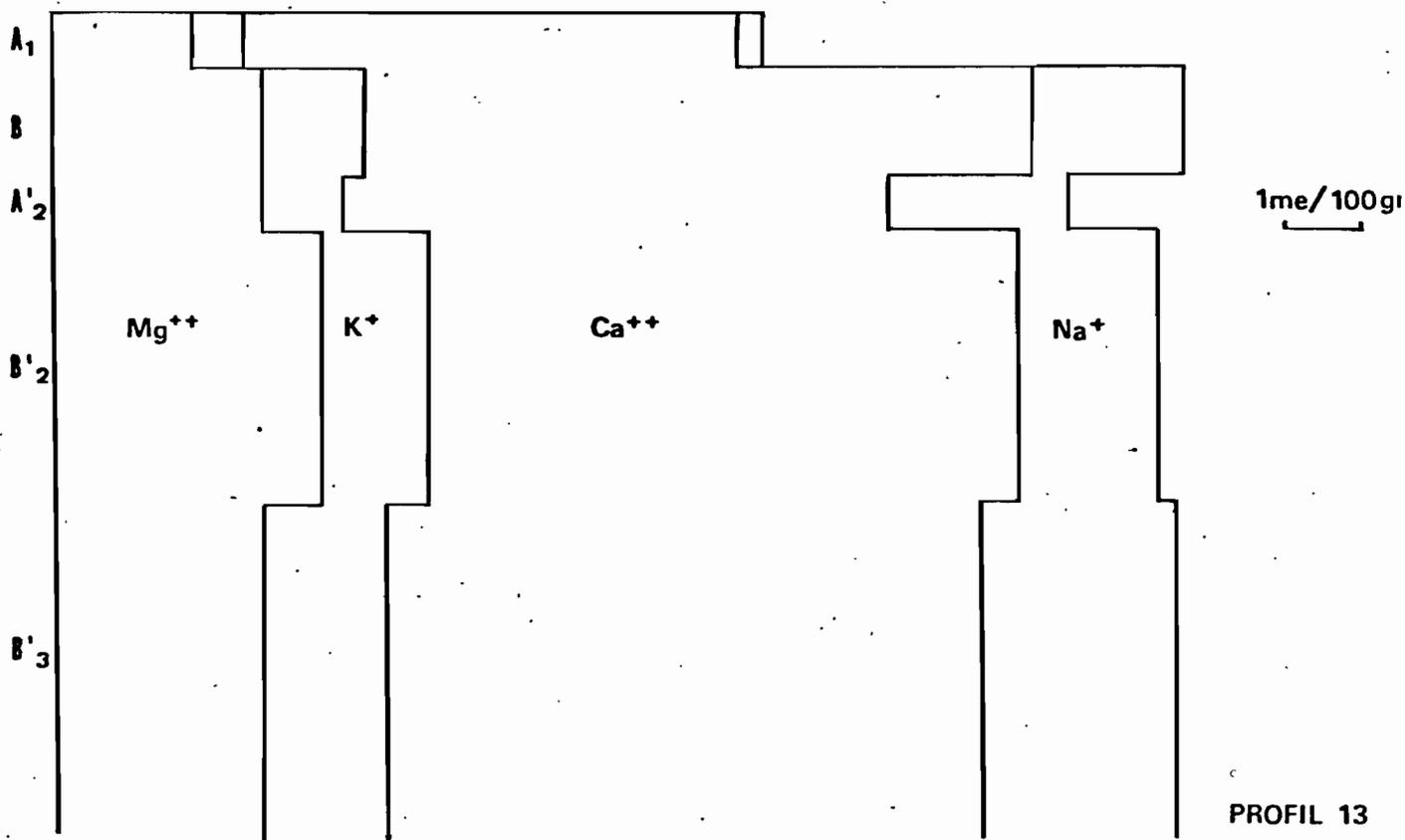


Fig. 38.-Composition du complexe d'échange.

D'après les analyses statistiques, une augmentation du sodium échangeable va également de pair avec une augmentation de la teneur en potassium échangeable; la corrélation entre ces deux cations est positive et significative au risque de 1%. Par ailleurs, la sodicité serait plus forte dans les horizons de granulométrie plus fine : la corrélation entre pourcentage d'argile et pourcentage d'argile + limon fin avec le pourcentage de sodium échangeable est aussi positive et significative.

Finalement dans les figures 37 et 38 nous avons représenté les variations de la composition cationique au sein du complexe d'échange de certains profils représentatifs.

Le profil 27 constitue un sol fortement sodique (solonetz solodisé) situé dans le relief le plus élevé de la dorsale occidentale; la proportion de cations diminue dans le sens $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{++} > \text{K}^+ > \text{Mg}^{++}$. Le profil 79 est un exemple de sol salé situé dans la zone basse : le sodium y est important mais le calcium est le cation prépondérant; les cations diminuent ainsi dans le sens $\text{Ca}^{++} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{++} > \text{K}^+$. Dans le profil 13 non salé, le calcium est le cation dominant suivi par le magnésium, puis le sodium et le potassium.

Bien entendu, dans ces graphiques la ligne externe représente la capacité totale d'échange cationique obtenue par la somme des cations (valeur T) car dans ces sols saturés S et peu différent de T.

6.3. Dosage de l'Aluminium échangeable.

Dans certains échantillons à pH acide nous avons aussi essayé de déceler la présence d'aluminium échangeable. Cette détermination a été faite en utilisant le chlorure de potassium normal comme solution d'échange.

Ainsi, sur une dizaine d'échantillons analysés appartenant aux profils 38, 60, 12 et 13, la présence de traces d'aluminium échangeable (en quantités de 0,06 meq/100 g. de sol) a pu être mise en évidence seulement dans les deux échantillons : 13.1 (horizon A₁) et 12.2 (horizon B).

7. LA CAPACITE D'ECHANGE CATIONIQUE (CEC)

7.1. Capacité d'échange déterminée à l'acétate de sodium.

La détermination de la capacité d'échange a été réalisée sur l'ensemble des échantillons après leur saturation par de l'acétate de sodium à pH 8,2; ce réactif à l'avantage d'éviter ou de diminuer les risques de solubilisation des carbonates et des autres sels présents, et permet en outre d'opérer à un pH voisin de celui du sol. Après des lavages à l'alcool méthylique, le sodium adsorbé est déplacé par l'acétate d'ammonium à pH 7 et il est ensuite dosé par photométrie de flamme.

Les résultats obtenus (tableau 7) permettent d'établir une nette différence entre les valeurs de la capacité d'échange des horizons A (entre 10 et 20 méq/100 g de sol) et celle des horizons B (entre 20 et 50 méq/100 g de sol).

Les analyses statistiques de ces résultats nous montrent par ailleurs, une corrélation positive significative au risque de 1% entre la capacité d'échange cationique et les fractions fines du sol (argile et argile + limon fin); la corrélation est négative, par contre, avec le limon total, le sable et le sable + limon grossier. Ces résultats sembleraient indiquer que, en dehors du rôle prépondérant de l'argile dans la capacité d'échange, la fraction limon fin contribuerait aussi à la capacité d'échange cationique totale de ces sols limoneux. En outre, nous pouvons constater que les valeurs de capacité d'échange ainsi obtenues (CEC) s'accordent en général assez bien avec celles calculées à partir de la somme des cations échangeables (valeur T).

7.2. La capacité d'échange déterminée à l'acétate d'ammonium.

Dans les sols des "Bajos Submeridionales" nous avons déjà dégagé des différences physico-chimiques importantes entre les horizons A et B. Compte tenu de l'influence prépondérante du pH auquel le sol est porté lors de la détermination de la capacité d'échange (RUELLAN et DELETANG, 1967), dans un certain nombre d'échantillons nous avons aussi dosé cette propriété du sol en utilisant cette fois l'acétate

d'ammonium à pH 7 (tableau 9). Les résultats obtenus nous permettent de comparer l'intérêt des deux méthodes pour des valeurs différentes de pH, de salinité et de teneur en calcaire.

TABLEAU 9. Résultats obtenus par deux méthodes de détermination de la capacité d'échange.

Ech.	C.E.C. Ac.NH ₄	C.E.C. Ac.Na	Ech.	C.E.C. Ac.NH ₄	C.E.C. Ac.Na
38.1	27,50	29,72	12.1	16,50	16,54
38.2	8,50	12,33	12.2	19,0	32,52
38.3	25,50	30,02	12.3	13,0	25,51
38.4	25,0	29,55	12.4	25,0	34,20
38.5	26,0	34,20	12.5	25,0	36,45
			12.6	16,0	28,04
80.1	20,50	20,19	13.1	20,50	20,19
80.2	23,50	26,40	13.2	20,0	24,67
80.3	26,50	26,40	13.3	20,50	25,79
80.4	20,0	29,72	13.4	25,50	28,04
			13.5	20,50	27,47

Nous constatons ainsi que pour les horizons A des profils étudiés, les valeurs de la capacité d'échange sont similaires avec les deux réactifs utilisés; rappelons qu'il s'agit d'horizons à pH proches de la neutralité ou légèrement acides, et non carbonatés; dans ce cas les deux méthodes seraient convenables et fourniraient des résultats comparables.

Par contre, dans les horizons B, carbonatés et à pH plus alcalin, un écart très important se manifeste entre les valeurs obtenus avec l'acétate d'ammonium et l'acétate de sodium; les capacités d'échange déterminées par l'acétate d'ammonium seraient alors inférieures aux capacités réelles du sol en raison de la dissolution des carbonates présents, et de l'hydrolyse des cations adsorbés à pH élevé (RUELLAN et DELETANG, 1967).

En conséquence, pour l'étude de la capacité d'échange cationique dans les sols des "Bajos Submeridionales", la méthode à l'acétate de sodium à pH 8,2 apparait la plus adaptée; pour des travaux en série elle pourrait être utilisée sur tout le profil, aussi bien sur les horizons A neutres ou acides que sur les horizons B alcalins et carbonatés.

7.3. Capacité d'échange cationique des limons fins.

Comme plusieurs auteurs l'ont mis en évidence, les fractions limoneuses et même sableuses peuvent présenter des capacités d'échange non négligeables (cf. RUELLAN et DELETANG, 1967). Ainsi, certains travaux indiquent des capacités d'échange qui varient entre 5,6 et 28 meq/100 g pour différentes fractions limoneuses. JOFFE et KUNIN (1944) ont aussi montré que la capacité d'échange des limons augmente avec la profondeur dans le profil. D'autres auteurs considèrent cependant que la présence d'agrégats ou pseudo-agrégats d'argile, seraient en grande partie responsables des capacités d'échange élevées attribuées à certaines fractions limoneuses (Mc ALEESE et Mc DONAGHY, 1958).

Des études récentes (DE PETRE et PRIANO, 1971) portant sur des brunizems de la région pampéenne, ont montré que la fraction limon fin de ces sols avait une capacité d'échange comprise entre 26 et 29 meq/100 g. Ces auteurs considèrent cependant que les minéraux argileux présents dans cette fraction seraient responsables de la forte capacité d'échange ainsi déterminée.

En conséquence, nous avons entrepris la détermination de la capacité d'échange de la fraction limon fin (2-20 μ) sur des échantillons de cette fraction séparée par sédimentation. Ainsi, pour le profil 79, les valeurs obtenues correspondantes aux limons fins ont été les suivantes :

échantillon		capacité d'échange
79.1	-	8.97 meq/100 g
79.2	-	12.34 "
79.3	-	10.65 "
79.4	-	22.99 "
79.5	-	22.99 "

Ces valeurs étant assez importantes, nous avons aussi réalisé des analyses minéralogiques sur ces échantillons. Les analyses par diffraction de rayons X nous ont ainsi montré dans cette fraction la prédominance de quartz et de feldspaths, mais aussi la présence de minéraux micacés (10 Å). Les observations au microscope électronique à balayage nous précisent que cette fraction est composée presque exclusivement par des minéraux primaires (quartz, feldspaths, verre volcanique, micas) et aussi par des corps siliceux d'origine biologique (diatomées, phytolites); néanmoins, les observations au microscope électronique à transmission ont révélé que, dans ces échantillons on trouve aussi de très fines particules argileuses mélangées aux gros grains de limon.

Il nous semble possible d'établir qu'une partie, difficile à quantifier pour l'instant, de la capacité d'échange mesurée dans ces limons fins serait due à la présence de particules argileuses inférieures à 2μ , qui n'ont pas été éliminées lors du fractionnement granulométrique; d'autres fractionnements ou un accroissement de la dispersion seraient nécessaires pour évaluer la partie qui revient effectivement aux fractions limoneuses. Cependant, étant donné la faible quantité que représentent en volume ces particules argileuses mélangées aux limons, et compte tenu des fortes valeurs de la CEC, il nous paraît nécessaire d'admettre que les limons fins présentent un certain pouvoir d'échange de bases. Comme l'ont signalé RUELLAN et DELETANG (1967), des feldspaths présents dans ces sols pourraient être ainsi responsables de la capacité d'échange de cette fraction; ce pourrait être également le cas des micas.

8. L'INDICE D'ADSORPTION DU SODIUM (SAR).

La connaissance du taux de sodium adsorbé sur le complexe d'échange est essentiel dans la caractérisation des sols halomorphes. Cependant, les difficultés inhérentes à cette détermination ont conduit à la recherche d'un paramètre qui puisse rendre compte de l'état du complexe adsorbant à partir de la détermination des cations solubles dans la solution du sol. C'est ainsi que les chercheurs américains ont développé le paramètre SAR ("sodium adsorption ratio") ou "indice d'adsorption du sodium" qui est basé sur les équations d'échange développés par GAPON (1933) (cf. RICHARDS, 1954):

Ce paramètre qui est défini de la façon suivante :

$$SAR = \frac{Na^+}{\sqrt{(Ca^{++} + Mg^{++})/2}}$$
, apparaît directement lié au pourcentage de saturation en sodium (ESP) par l'équation :

$$Na\%/T = \frac{100(-0,0126 + 0,01475SAR)}{1 + (0,0126 + 0,01475SAR)}$$

pour calculer la relation entre SAR et ESP et pour l'établissement d'un nomogramme qui permet la détermination rapide de ces valeurs.

Etant donné l'intérêt de ces deux paramètres pour notre travail de caractérisation pédologique régionale, nous avons testé leur rapport à partir des résultats analytiques que nous avons obtenus sur une cinquantaine d'échantillons. Les valeurs du SAR pour ces échantillons ont été calculés à partir de la formule ci-dessus, dans laquelle les concentrations des cations sont exprimées en meq/litre. Les valeurs obtenues sont présentées dans le tableau 8.

Il apparaît que les valeurs du SAR varient entre 3,22 (éch.13.1) et 133,5 (éch.27.5). L'analyse de corrélation selon la méthode de SPEARMAN, nous montre qu'il existe une corrélation positive significative au risque de 1% entre SAR et ESP (fig.39). Bien que pour la plupart des échantillons, les valeurs obtenues pour les deux paramètres soient bien corrélées, la correspondance entre les valeurs théoriques et les valeurs expérimentales est moins bonne dans certains échantillons fortement sodiques et dans les échantillons calcaires; ces difficultés ont déjà été signalées par plusieurs auteurs (RICHARDS, 1954; ELSEWI et al., 1977) pour ces types de sols.

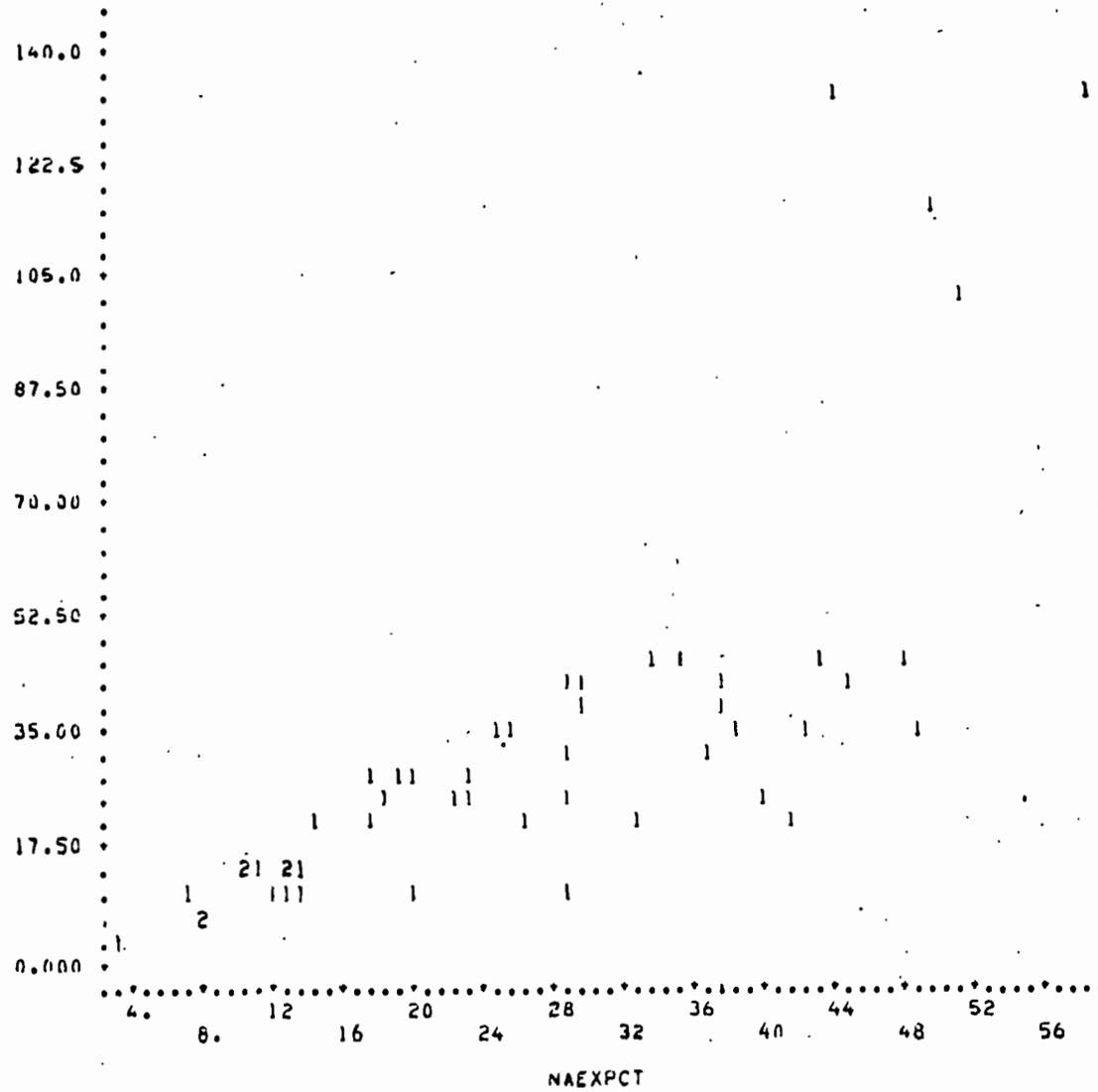


Fig. 39.-Représentation graphique de la corrélation entre le SAR(en ordonnée) et le pourcentage de sodium échangeable(en abscisse).

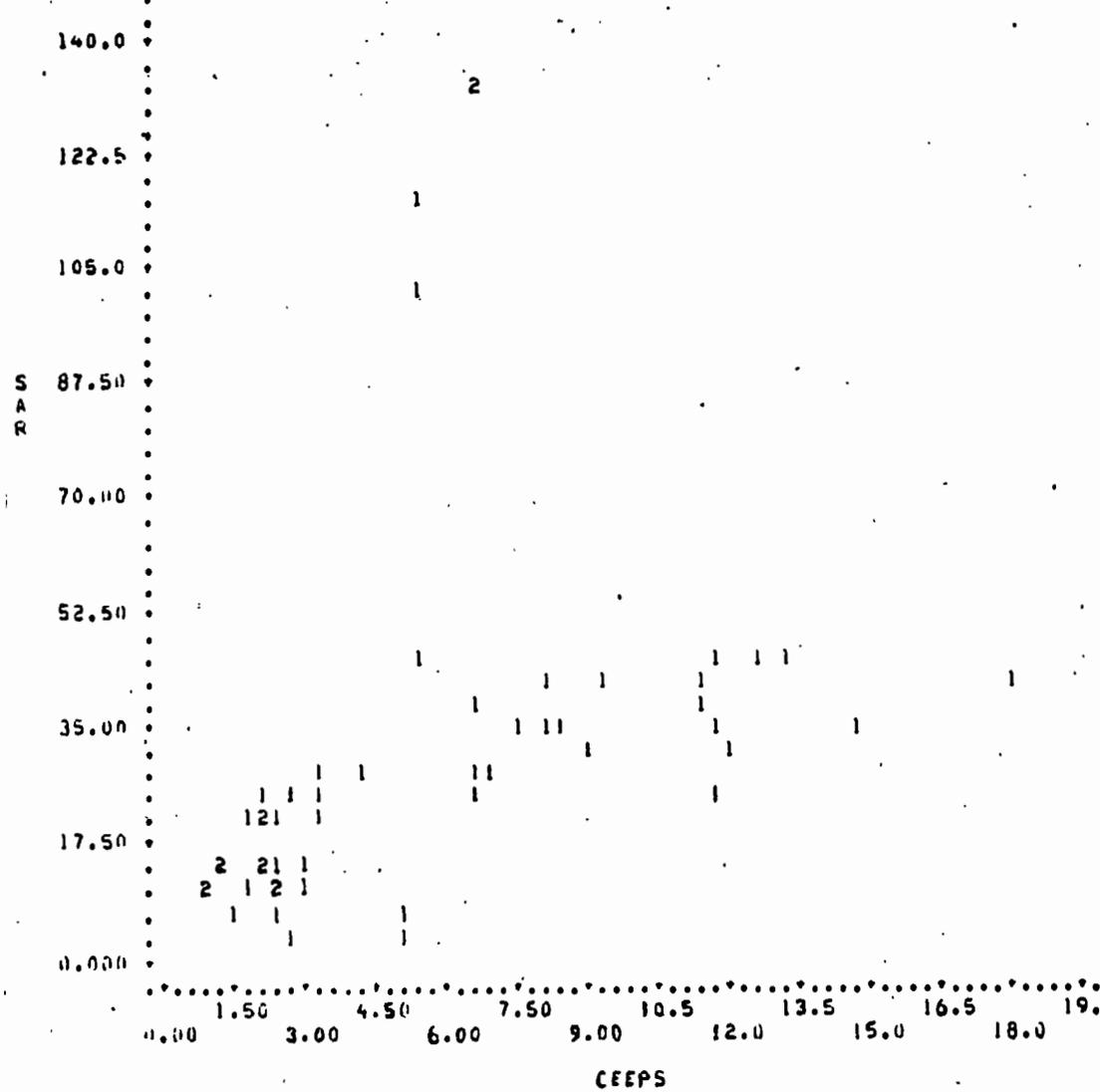


Fig. 40.-Représentation graphique de la corrélation entre le SAR (en ordonnée) et la conductivité électrique de l'extrait de pâte saturée(en abscisse).

Par ailleurs, nous avons aussi trouvé que le paramètre SAR est significativement corrélé à la salinité exprimée soit en termes de conductivité électrique soit en somme de cations de l'extrait (fig.40); des résultats similaires ont déjà été mentionnés par SERVANT (1975). Enfin, des corrélations positives ont été trouvées entre le SAR et le pH (ClK), la CEC et les pourcentages en argile + limon fin, (ces valeurs étant également corrélées avec le taux de saturation en sodium.

Ainsi, toutes ces données et leur analyse statistique confirment la relation générale existant entre la salinité et la sodicité des sols, et entre celles ci et le paramètre théorique SAR. Elles confirment également l'intérêt des résultats expérimentaux que nous avons obtenus sur ces sols des "Bajos Submeridionales".

9. DETERMINATION DE LA PERMEABILITE.

Dans la région que nous étudions, les conditions hydrologiques sont particulières du fait des périodes d'ennoyage, de la présence des nappes phréatiques, et de certaines caractéristiques physiques des sols halomorphes. Ainsi nous avons considéré qu'il était intéressant de mesurer la perméabilité sur quelques échantillons représentatifs des principaux types de sols.

La perméabilité d'un sol est traduite par le coefficient K qui exprime la "vitesse de filtration par unité de pente", ce coefficient K étant commandé par la loi de DARCY $Q = \frac{H + H'}{H} S$ (où Q = débit, H = hauteur d'une colonne de sol, S = section de la colonne de sol et H' = hauteur de la colonne d'eau).

Plusieurs méthodes existent pour mesurer la perméabilité d'un sol, soit au laboratoire soit sur le terrain. La méthode que nous avons utilisée est celle de BOURRIER (1964) appelée aussi méthode VERGIERES, qui consiste à découper dans le sol un cube (de 10 cm d'arête) que l'on conserve sans perturbation dans une boîte métallique. Cette méthode offre plusieurs avantages sur d'autres méthodes de laboratoire et en particulier le fait qu'on opère sur un échantillon non remanié qui conserve la structure naturelle du sol et qui fournira en conséquence des valeurs plus proches de la réalité.

Cette détermination a été faite sur une dizaine d'échantillons correspondants aux horizons B des profils étudiés ; les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 10 et la figure 41.

TABLEAU 10 . Valeurs mesurées de la vitesse de filtration K pour quelques échantillons de sol des "Bajos Submeridionales"

Echantillon	vitesse de filtration K	
	10^{-5} cm/sec.	catégorie
9.3	640	rapide
80.3	210	assez rapide
79.3	74	moyenne
59.3	50	assez faible
12.5	25	assez faible
27.4	16	assez faible
38.4	12	faible
13.4	9	faible

Comme le montre ce tableau, les valeurs mesurées de K varient entre celles correspondant à des vitesses de filtration rapides et celles de vitesses faibles. Parmi les facteurs connus qui influenceraient la perméabilité des sols nous pouvons citer la texture, la structure, la porosité, la salinité, la sodicité, la matière organique, etc. Il est donc intéressant de constater que les échantillons étudiés se regroupent pour leur perméabilité suivant certaines caractéristiques majeures de ces sols.

Ainsi les échantillons 80.3 et 79.3 caractérisés par des vitesses de filtration rapides ou moyennes correspondent aux sols salés sodiques de la zone basse. Malgré la forte teneur en sodium échangeable et la texture fine de ces échantillons, la salinité élevée en permettant la floculation des colloïdes l'emporte sur les facteurs défavorables, et assure ainsi de bonnes conditions de perméabilité.

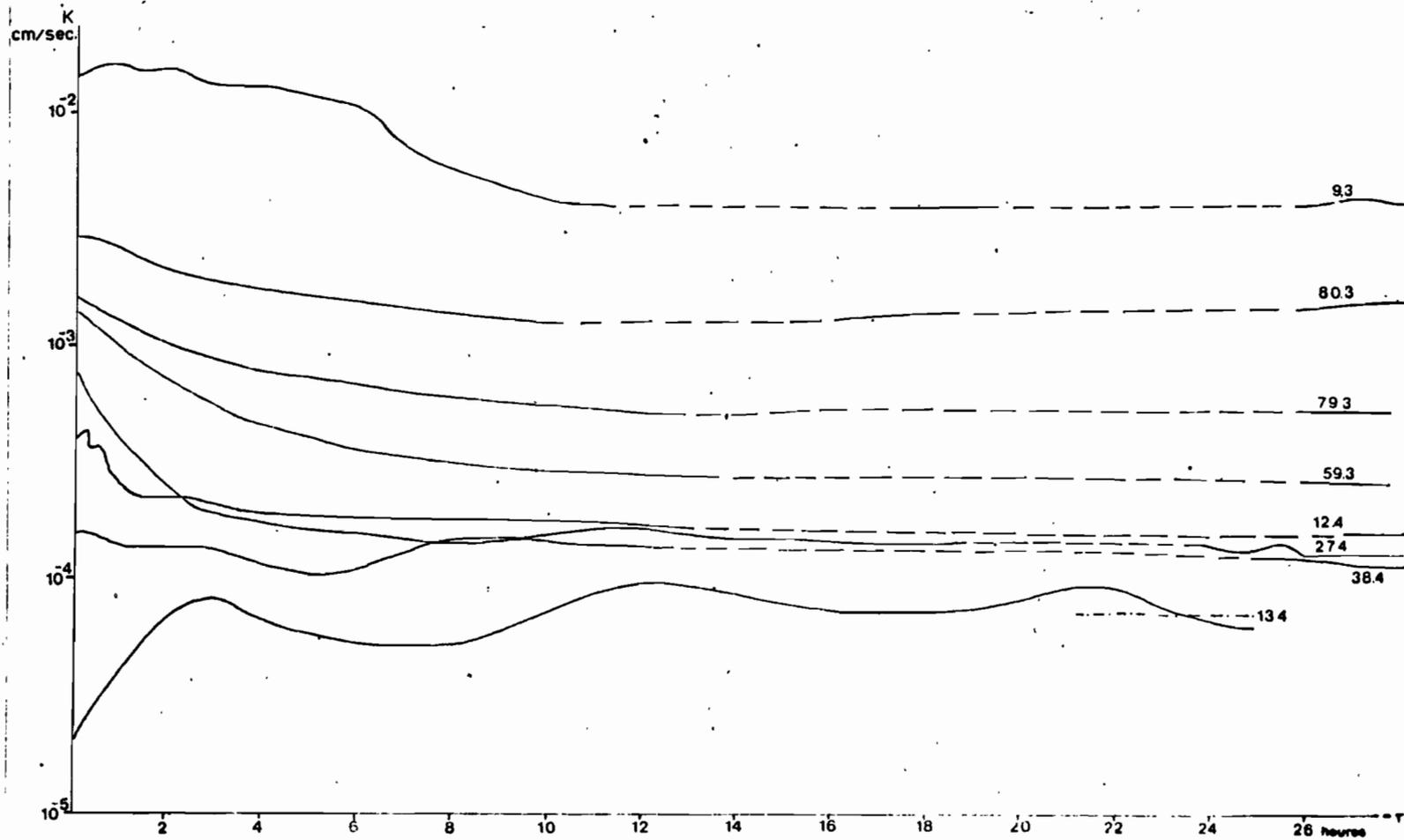


Fig. 41.-Variation de la perméabilité au cours du temps
(méthode VERGIERES).

Par contre, dans l'échantillon du profil 59 et en particulier dans ceux des profils 27 et 12, la perméabilité apparaît assez faible. Comme nous le savons, ces échantillons correspondent à des horizons fortement sodiques et argileux, et pour les deux derniers échantillons il faut également noter qu'ils présentent des teneurs importantes en bicarbonates solubles; tous ces facteurs l'emportent sur la salinité et l'effet de dispersion du sodium échangeable sur les colloïdes et son influence adverse sur la perméabilité des sols apparaissent en évidence.

Enfin, les échantillons des profils 13 et 38 constituent des cas particuliers puisque leurs perméabilités sont faibles, alors qu'ils apparaissent non sodiques d'après les critères chimiques que nous avons admis. Néanmoins, dans l'échantillon 13.4 le pourcentage de saturation en sodium est très proche du seuil de 15% et il faut aussi noter l'existence d'un taux important de magnésium échangeable; comme plusieurs auteurs l'ont indiqué (CERANA, 1969; LIU, 1976; etc.), l'ion magnésium pourrait également provoquer la dispersion des colloïdes et être le responsable de conditions physiques défavorables. Par ailleurs, on doit aussi tenir compte de la nature des sels solubles : dans cet échantillon les ions bicarbonates et carbonates sont prédominants, et comme l'a envisagé SERVANT (1970) les sels sodiques de ces ions pourraient avoir des "effets abaisseurs spectaculaires" sur la perméabilité.

Enfin, dans l'échantillon 38.4, le sodium échangeable se trouve en teneur relativement faible (10%) et le calcium est largement prédominant au sein du complexe d'échange; bien que dans ce profil la teneur en bicarbonates soit majoritaire parmi les ions solubles, ce seul facteur ne semble pas suffisant, compte tenu de la faible salinité, pour expliquer la faible perméabilité de ce sol; ces premiers résultats appelleraient donc une étude plus approfondie.

CHAPITRE IV

LES ELEMENTS MAJEURS ET EN TRACES DANS LES SOLS DES "BAJOS SUBMERIDIONALES"

La composition chimique des sols est fonction de la roche-mère de départ, mais aussi de la nature des processus pédologiques. Les éléments chimiques, par leurs propriétés et leurs comportements variables suivant les conditions du milieu, acquièrent dans les sols des distributions, qui reflètent les transformations et les transferts de matière, à l'origine de la différenciation des profils.

De ce fait, l'étude des caractéristiques géochimiques des sols des "Bajos Submeridionales" nous est apparue nécessaire, et un travail analytique concernant les éléments majeurs et les éléments en traces a donc été entrepris sur quelques profils représentatifs.

1. LES ELEMENTS MAJEURS.

1.1. Méthodologie employée.

La méthodologie utilisée dans la détermination des éléments majeurs a été la suivante (PINTA, 1962; JEANROY, 1972, 1973) : fusion de l'échantillon de sol dans un four "haute fréquence" en utilisant comme fondant le métaborate de strontium; mise en solution de la perle obtenue dans l'acide nitrique. La silice, l'aluminium, le fer, le titane et le phosphore ont été dosés dans la solution nitrique par spectrophotométrie à l'autoanalyseur Technicon; le manganèse, le calcium et le magnésium ont été dosés par absorption atomique, et le sodium et le potassium par émission de flamme. Le fer ferreux a été déterminé selon la méthode modifiée de WILSON (MAXWELL, 1968) et le dosage a été fait par colorimétrie manuelle.

Les sols étudiés correspondent aux profils 16 et 27 de la dorsale occidentale, au profil 79 de la zone basse, au profil 12 situé dans la partie surélevée de la zone basse, et au profil 13 situé dans la dorsale orientale.

1.2. Résultats obtenus.

La composition des différents profils étudiés en éléments majeurs est présentée dans le tableau 11; ces résultats sont exprimés pour chaque élément en pourcentage de la terre fine séchée à l'air.

- Concernant les pertes au feu, nous constatons tout d'abord que tous les horizons A ont les plus faibles pertes à 105°C, (c'est-à-dire d'eau d'hydratation), ce qui correspond à la faible teneur en argile de ces horizons. La variation entre les horizons A et B est d'autant plus marquée que les différences granulométriques sont plus nettes, (profils 27, 79, 12 et 13), tandis que dans le profil 16 la variation est plus progressive avec la profondeur. Par contre, la perte à 1000°C décroît avec la profondeur, ce qui correspond à la perte du poids due à la calcination de la matière organique plus abondante dans les horizons superficiels.

Il est intéressant de noter que dans le profil 12 cette variation générale (augmentation de la perte à 105°C et diminution de la perte à 1000°C dans les horizons B) est interrompue au niveau de l'horizon 3; cet horizon, qui correspond à une discontinuité lithologique comme nous le verrons plus tard, pourrait être ainsi considéré comme un horizon A enterré.

- D'après BEAR (1964) la teneur en silice varie généralement dans les sols entre 50 et 70%; dans des sols organiques ou dans des horizons A₁ ces pourcentages diminuent par "dilution" avec la matière organique. Dans les sols des "Bajos Submeridionales" et malgré les teneurs relativement élevées en matière organique (par exemple le profil 13), les proportions de silice oscillent entre 63 et 76%; ceci nous amènerait donc à considérer ces sols comme assez riches en silice.

Par ailleurs dans tous les profils étudiés la silice atteint des valeurs maxima dans les horizons A, puis diminue brusquement dès le premier horizon B (à l'exception du profil 16) et se conserve ensuite, avec de faibles variations, dans les horizons inférieurs. Les différences maximales observées dans les teneurs de SiO₂ entre les horizons A et B atteignent 12% (profils 27, 12 et 79).

TABLEAU 11 : TENEURS EN ELEMENTS MAJEURS DANS LES SOLS DES "BAJOS SUBMERIDIONALES"

ECHANT.	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	MnO %	P ₂ O ₅ %	PERTE A 105°C %	PERTE A 1000°C %
16.1 A1	71.93	11.53	2.0	0.63	0.83	0.99	2.27	2.79	0.68	0.09	0.44	1.7	5.04
16.2 B1	68.63	13.56	3.03	0.36	1.16	0.86	2.17	3.10	0.65	0.10	0.46	2.57	4.33
16.3 B2	66.53	14.78	3.72	0.36	1.21	1.04	2.21	3.11	0.63	0.09	0.40	3.04	4.57
16.4 B3	64.59	14.93	4.39	0.27	1.57	1.37	1.77	3.35	0.72	0.08	0.49	3.54	4.67
27.1 A1	73.10	10.50	0.57	1.08	0.63	1.03	2.55	2.81	0.66	0.04	0.44	1.30	6.33
27.2 A2	75.95	10.48	1.01	0.72	0.64	1.05	2.67	2.88	0.67	0.04	0.47	1.07	4.66
27.3 B21	66.93	14.35	3.47	0.36	1.26	0.85	2.38	3.16	0.64	0.09	0.43	3.08	4.83
27.4 B22	63.66	14.87	4.37	0.18	1.43	1.15	2.14	3.19	0.70	0.08	0.44	3.64	4.87
27.5 B23	65.29	11.69	4.87	0.09	1.52	1.08	2.13	3.29	0.78	0.08	0.48	3.69	4.56
27.6 B3	65.15	14.95	4.63	0.27	1.50	0.91	2.08	3.18	0.76	0.09	0.47	3.72	4.21
79.1 A1	75.67	10.40	0.82	0.72	0.65	1.13	2.37	2.39	0.74	0.04	0.43	1.31	5.14
79.2 B21	64.60	14.09	3.91	0.18	1.49	1.14	1.90	2.98	0.67	0.07	0.42	3.70	5.70
79.3 B22	66.14	13.93	3.44	0.36	1.38	0.89	2.17	2.94	0.68	0.07	0.41	3.53	4.82
79.4 B23	66.18	14.10	4.31	-	1.46	0.92	2.18	2.87	0.71	0.11	0.43	3.70	4.77
79.5 B3	62.87	14.84	5.10	0.18	1.69	0.84	2.12	3.04	0.75	0.09	0.45	4.46	4.98

	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	MnO %	P ₂ O ₅ %	PERTE A 105°C %	PERTE A 1000° %
12.1 A1	76.86	9.59	0.57	0.90	0.54	0.98	2.26	2.22	0.69	0.09	0.43	1.30	6.25
12.2 B	68.01	14.08	3.31	0.45	1.33	0.83	2.05	2.84	0.65	0.09	0.42	3.05	5.04
12.3 A'2	69.39	13.87	3.04	0.27	1.20	1.35	2.47	3.29	0.60	0.11	0.42	2.53	4.28
12.4 B'21	64.05	15.14	4.79	0.18	1.58	0.83	1.93	3.01	0.73	0.09	0.42	4.03	4.91
12.5 B'22	64.13	14.83	4.74	0.18	1.56	1.17	1.96	2.96	0.75	0.09	0.44	4.37	4.85
12.6 B'3	67.99	14.42	4.64	-	1.48	0.89	1.90	3.01	0.81	0.09	0.48	3.52	4.25
13.1 A1	74.91	9.60	-	2.16	0.52	0.94	1.62	1.88	0.79	0.06	0.49	1.47	8.56
13.2 B	69.89	12.66	1.85	1.44	1.03	0.88	1.39	2.23	0.78	0.09	0.42	3.46	6.09
13.3 A'2	70.01	13.01	3.25	0.18	1.10	0.85	1.51	2.43	0.79	0.09	0.42	3.17	4.78
13.4 B'2	69.99	13.16	3.46	0.18	1.14	0.94	1.44	2.46	0.79	0.08	0.43	3.52	4.88
13.5 B'3	68.73	14.56	4.58	-	1.23	0.96	1.40	2.55	0.85	0.09	0.44	3.41	4.79

Ainsi, ces variations de la silice semblent s'accorder en premier lieu avec les variations granulométriques de chaque profil. Nous observons en effet dans la figure 42, une corrélation négative entre les teneurs en SiO_2 et les pourcentages d'argile; l'augmentation relative de la silice est donc associée dans les horizons superficiels au caractère éluvial de ces horizons (départ d'argile, de sesquioxydes et de bases, et accumulation résiduelle de limons et de sables); en plus de la silice des minéraux primaires et secondaires (quartz, feldspaths, verre volcanique, argiles) il est aussi fort probable qu'une certaine quantité de phytolites et diatomées (silice biogène) contribue également à cette augmentation de SiO_2 dans les horizons supérieurs.

Enfin il est à noter que le profil 13 (dorsale orientale) présente des teneurs élevées de SiO_2 tout au long du profil, ce qui pourrait s'interpréter comme dû à une différenciation minéralogique par rapport aux autres profils des "Bajos Submeridionales".

- En ce qui concerne l'aluminium (exprimé en Al_2O_3), ses teneurs dans les sols des régions tempérées varient, d'après BEAR (1964), entre 2 et 12%. Dans les sols analysés des "Bajos Submeridionales", les valeurs obtenues sont généralement supérieures à celles indiquées par cet auteur. Quant au fer, (Fe_2O_3), les valeurs trouvées s'accordent avec la fourchette de 1 à 6% signalée par BEAR pour des sols analogues.

Les résultats concernant la distribution du fer et de l'aluminium dans les différents profils montrent, à la différence de la silice, une augmentation de ces deux éléments dans les horizons B. L'aluminium présente une brusque variation entre les horizons A et B, mais ensuite ses valeurs ont des variations faibles, et de caractère irrégulier, entre les différents horizons B. Quant au fer total ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$), dont les différences sont nettes entre l'horizon A et le premier horizon B, son augmentation est ensuite progressive avec la profondeur. Ainsi le fer augmente plus que l'aluminium avec la profondeur; sa mobilité serait donc plus importante. Les variations relatives de ces différents éléments peuvent être suivies dans le tableau 12 à l'aide des rapports $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$.

On montre statistiquement qu'inversement à la silice, les corrélations entre fer, aluminium et argile sont positives (pour l'aluminium fig.43, pour le fer et pour tous les échantillons concernant cette étude fig.44), ce qui confirmerait le caractère illuvial de l'augmentation de ces éléments.

Pour sa part, le rapport $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ ($\text{R}_2\text{O}_3 = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) (tableau 12) présente des valeurs élevées, ce qui indiquerait une faible altération de ces sols. La comparaison de ce rapport avec les teneurs en argile montre une corrélation négative, qui confirme donc l'interprétation du caractère illuvial de l'augmentation de l'aluminium et le fer.

Ici aussi il est intéressant de noter que la variation brusque de ces différents rapports met en évidence une discontinuité de la tendance au niveau de l'horizon 3 du profil 12, qui correspondrait à la discontinuité lithologique présumée.

La comparaison des teneurs en Fe_2O_3 et FeO à l'intérieur de chaque profil fait ressortir des valeurs plus élevées de fer ferreux dans les horizons A, puis leur diminution progressive avec la profondeur. Par ailleurs, dans l'horizon A des profils 27 et 12, le fer ferreux dépasse en quantité le fer ferrique, tandis que dans le profil 13 tout le fer de l'horizon A se trouverait sous la forme Fe^{++} . Cependant, étant donné les problèmes que pose le dosage correct du fer ferreux, les valeurs obtenues ne devraient être prises qu'à titre indicatif.

-Le titane présente de faibles variations dans les profils, et les valeurs les plus élevées se situent dans les horizons B. Dans le profil 13, les valeurs obtenues semblent légèrement plus fortes que celles des autres profils : elles correspondraient à une plus forte proportion de rutile, qui a été mise en évidence lors de l'analyse minéralogique des sables.

Les teneurs en titane des sols des régions tempérées varient, d'après AUBERT et PINTA (1971), entre 150 et 25000 ppm, et d'après BEAR (1964) entre 0,2 et 1%; les teneurs observées dans les sols des "Bajos Submeridionales" (environ 0,75%) seraient donc représentatives d'une richesse moyenne en cet élément.

TABLEAU 12 : RAPPORTS DE CONCENTRATIONS (PONDERALES) DES OXYDES
DES ELEMENTS MAJEURS.

ECHAN.	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{CaO}}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{Na}_2\text{O}}$	$\frac{\text{MgO}}{\text{K}_2\text{O}}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$	$\frac{\text{CaO}+\text{MgO}}{\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{CaO}+\text{MgO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}}$
	16.1 A1	6.2	26.6	4.2	5.0	13.8	0.8	0.3	0.2	0.8	0.3
16.2 B1	5.0	20.0	3.9	4.0	11.6	1.3	0.2	0.3	0.7	0.3	9.4
16.3 B2	4.5	16.1	3.5	3.3	12.2	1.1	0.3	0.3	0.7	0.4	8.7
16.4 B3	4.3	13.7	3.1	3.2	9.5	1.1	0.4	0.4	0.5	0.5	8.0
27.1 A1	6.9	41.2	5.9	5.9	16.6	0.6	0.3	0.2	0.9	0.3	10.4
27.2 A2	7.2	43.2	6.1	6.1	16.3	0.6	0.3	0.2	0.9	0.3	10.8
27.3 B21	4.6	17.2	3.7	3.6	11.3	1.4	0.2	0.3	0.7	0.3	8.7
27.4 B22	4.2	13.9	3.2	3.2	10.3	1.2	0.3	0.4	0.6	0.4	8.0
27.5 B23	5.5	13.1	2.3	3.9	7.6	1.4	0.3	0.4	0.6	0.4	8.1
27.6 B3	4.3	13.1	3.0	3.2	9.9	1.6	0.2	0.4	0.6	0.4	8.4
79.1 A1	7.2	46.6	6.4	6.2	16.0	0.5	0.4	0.2	0.9	0.3	11.5
79.2 B21	4.5	15.7	3.4	3.5	9.4	1.3	0.3	0.5	0.6	0.5	8.6
79.3 B22	4.7	17.2	3.6	3.7	10.0	1.5	0.3	0.4	0.7	0.4	8.9
79.4 B23	4.6	15.3	3.2	3.5	9.6	1.5	0.3	0.5	0.7	0.4	8.9
79.5 B3	4.2	11.8	2.8	3.1	8.7	2.0	0.2	0.5	0.6	0.4	8.1
12.1 A1	8.0	48.7	6.1	6.8	17.7	0.5	0.4	0.2	1.0	0.3	12.8
12.2 B	4.8	17.8	3.6	3.8	10.5	1.6	0.2	0.4	0.7	0.4	9.6
12.3 A'2	5.0	20.7	4.1	4.0	11.5	0.8	0.4	0.3	0.7	0.4	8.3
12.4 B'21	4.2	12.8	3.0	3.1	9.5	1.9	0.2	0.5	0.6	0.4	8.7
12.5 B'22	4.3	12.9	3.0	3.2	9.5	1.3	0.3	0.5	0.6	0.5	8.3
12.6 B'3	4.7	14.6	3.1	3.5	9.7	1.6	0.2	0.4	0.6	0.4	9.3
13.1 A1	7.8	41.1	5.2	6.5	18.4	0.5	0.5	0.2	0.8	0.4	15.1
13.2 B	5.5	20.2	3.6	4.3	12.2	1.1	0.3	0.4	0.6	0.5	12.6
13.3 A'2	5.3	20.2	3.7	4.2	11.8	1.2	0.3	0.4	0.6	0.4	11.8
13.4 B'2	5.3	19.1	3.5	4.1	11.5	1.2	0.3	0.4	0.5	0.5	11.7
13.5 B'3	4.7	15.0	3.1	3.5	11.8	1.2	0.3	0.4	0.5	0.5	11.1

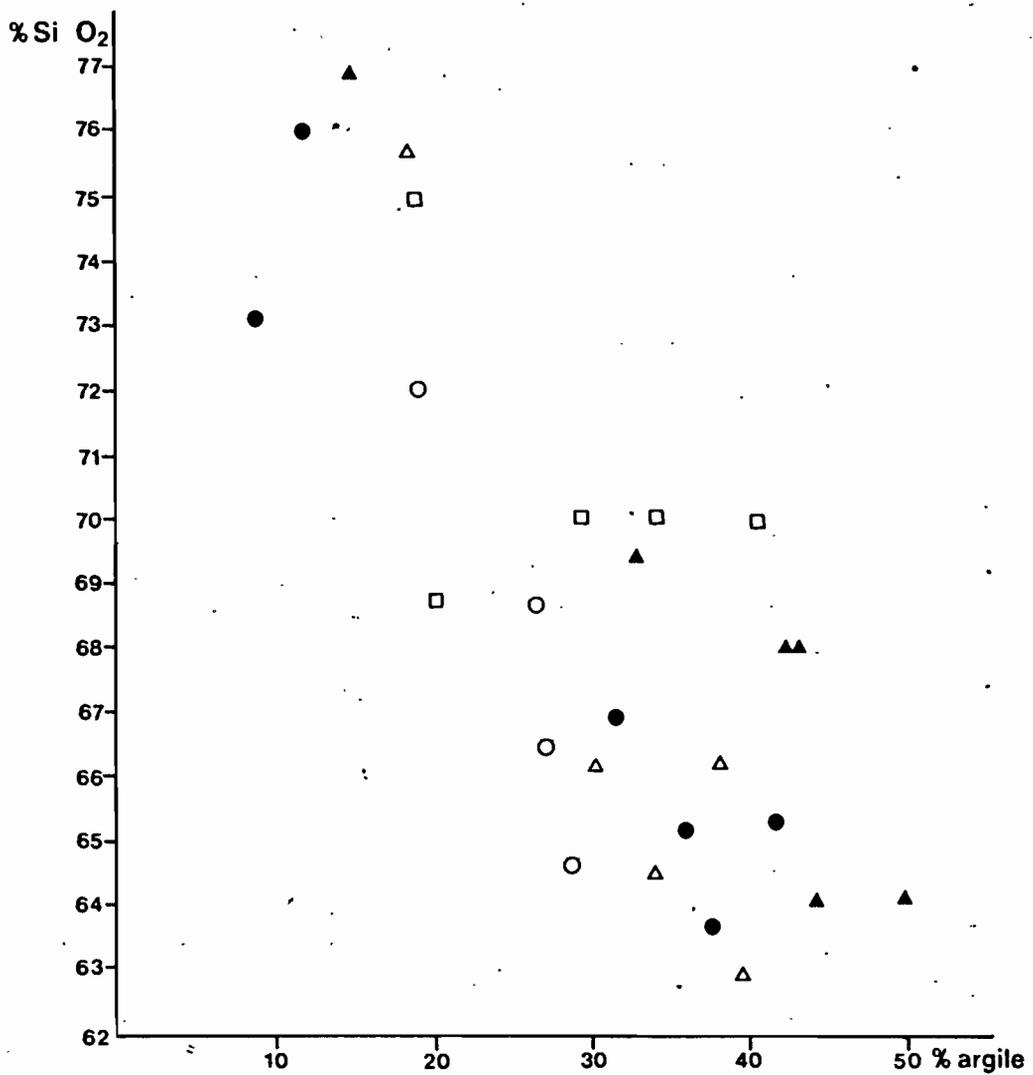


Fig. 42.-Représentation graphique de la corrélation entre les teneurs en SiO₂ et les pourcentages d'argile.

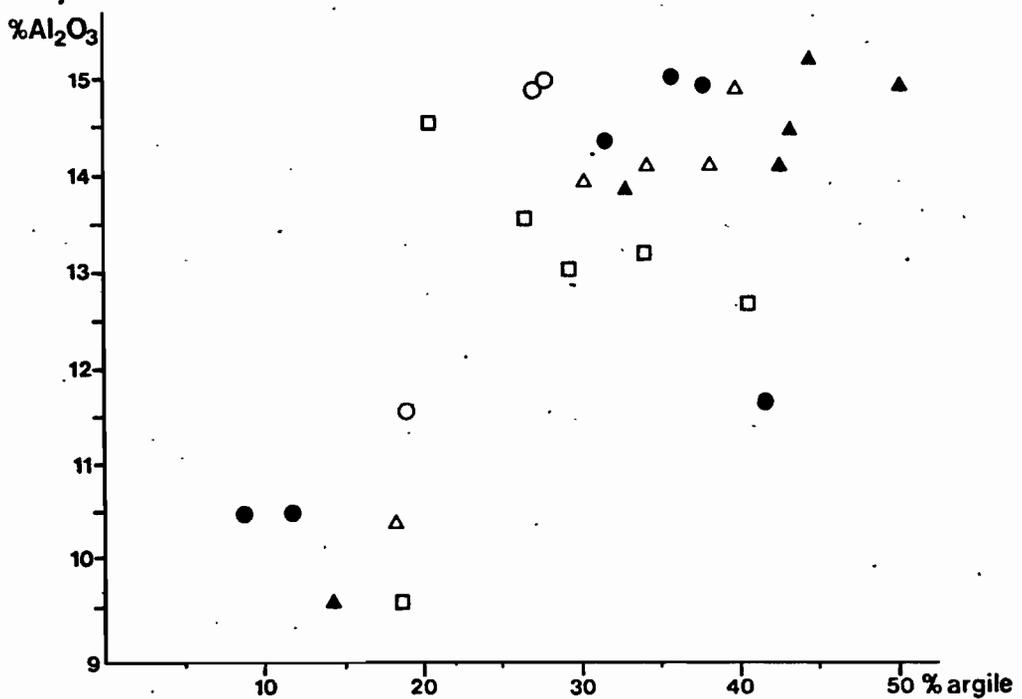


Fig. 43.-Représentation graphique de la corrélation entre l'aluminium total et l'argile.

- Le manganèse présente, dans les sols étudiés, des teneurs qui oscillent entre 0,04 et 0,11% de MnO, ce qui par comparaison avec les données de la littérature (AUBERT et PINTA, 1971), représente une richesse moyenne en cet élément.

Dans les profils 27,79 et 13, le manganèse accuse un minimum dans les horizons superficiels humifères, alors que les différences sont faibles entre les horizons B. Dans les profils 16 et 12, il n'y a presque pas de différences entre les horizons A et B.

D'après AUBERT et PINTA (1971) on observe dans les horizons supérieurs humifères des sols des zones tempérées une accumulation de manganèse, qui serait d'origine biologique. Dans les sols des "Bajos Submeridionales", et malgré des pH neutres et alcalins, susceptibles de diminuer la mobilité de cet élément, la lixiviation semble l'emporter donc sur la remontée biologique. Ces résultats seraient ainsi plus proches de ceux de HOON et DHAWAN (1940) et de RANDHAWA et al. (1961) (cf. HODGSON, 1963), qui montrent que le manganèse total suit plutôt la distribution de l'argile dans les profils des sols.

-Les résultats concernant le phosphore total, indiquent des teneurs très semblables entre tous les échantillons analysés, et ne permettent donc pas d'établir une tendance quelconque dans la distribution de cet élément; cependant, l'échantillon 13.1 ferait exception et présenterait une légère augmentation de phosphore dans les horizons B les plus profonds.

D'après BEAR (1964), dans beaucoup de sols la teneur moyenne du P_2O_5 se situerait vers 0,12%; en conséquence, la teneur en phosphore total des sols des "Bajos Submeridionales" devrait être considérée comme relativement élevée. Il faut noter cependant que les matériaux loessiques argentins se caractérisent par une absence systématique d'apatite (TERUGGI, 1957) ce qui pose le problème de la localisation de cet élément.

- Parmi les éléments alcalins et alcalino-terreux, le calcium est l'élément qui présente la distribution la plus irrégulière à l'intérieur de chaque profil. Dans le profil 27, et plus particulièrement dans le profil 79, l'accumulation de CaO est évidente dans les horizons les plus superficiels; par contre dans le profil 16, cet élément augmente régulièrement avec la profondeur, tandis que dans les profils 12 et 13 la distribution est irrégulière. Mis à part les horizons A, où le calcium se trouverait surtout dans les minéraux primaires des fractions grossières et vraisemblablement fixé aussi par la matière organique, dans les horizons B le calcium est corrélé positivement avec les teneurs en CO_3Ca (fig.45). Enfin, il est à noter que dans le profil 13 la teneur moyenne en CaO est plus faible que celle des autres profils.

- Le magnésium présente une distribution simple et intéressante. Dans les horizons B de tous les profils, on constate en effet une augmentation de la teneur en MgO qui suit très bien les variations granulométriques; la figure 46 nous montre ainsi une très bonne corrélation positive entre le magnésium et l'argile, corrélation qui correspondrait à la présence de magnésium dans le réseau cristallin de minéraux phylliteux secondaires.

- Les teneurs en potassium augmentent aussi avec la profondeur dans tous les profils, mais cette augmentation n'est pas aussi nette et régulière que celle du magnésium. La comparaison entre les pourcentages de K_2O et d'argile montre une corrélation positive, mais plus faible que celle du magnésium (fig.47); ceci nous indique que cet élément peut aussi se rencontrer dans d'autres fractions grossières renfermant par exemple des feldspaths et des micas.

Selon BEAR (1964) le potassium présente dans les sols des régions tempérées des teneurs qui oscillent entre 0,05 et 3,5%; cet auteur signale aussi que la plupart des sols agricoles des USA ont des quantités qui varient entre 1 et 2% de K_2O . Dans nos sols des "Bajos Submeridionales" les teneurs observées en K_2O oscillent par contre entre 1,88 et 3,35%, ce qui pourrait être considéré comme une certaine richesse en cet élément. Comparativement, le profil 13 a des teneurs plus faibles en potassium, que celles des autres profils étudiés.

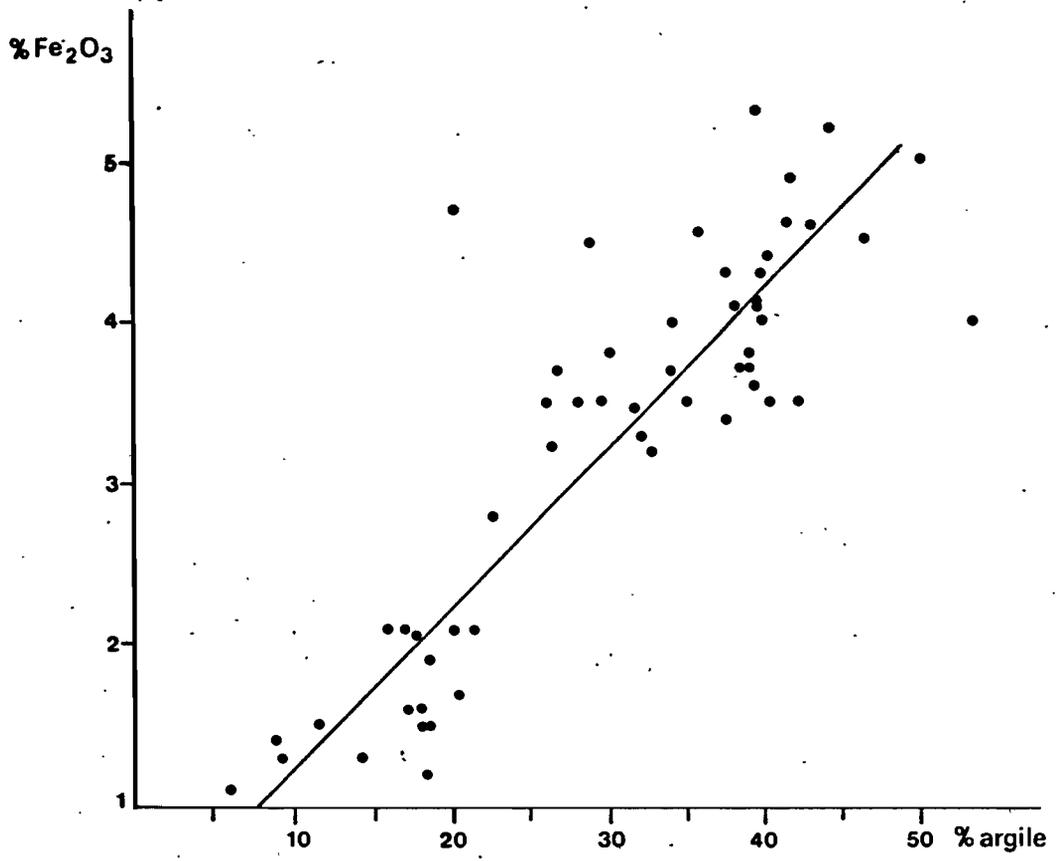


Fig.44.-Correlation entre les teneurs en fer et le pourcentage d'argile.

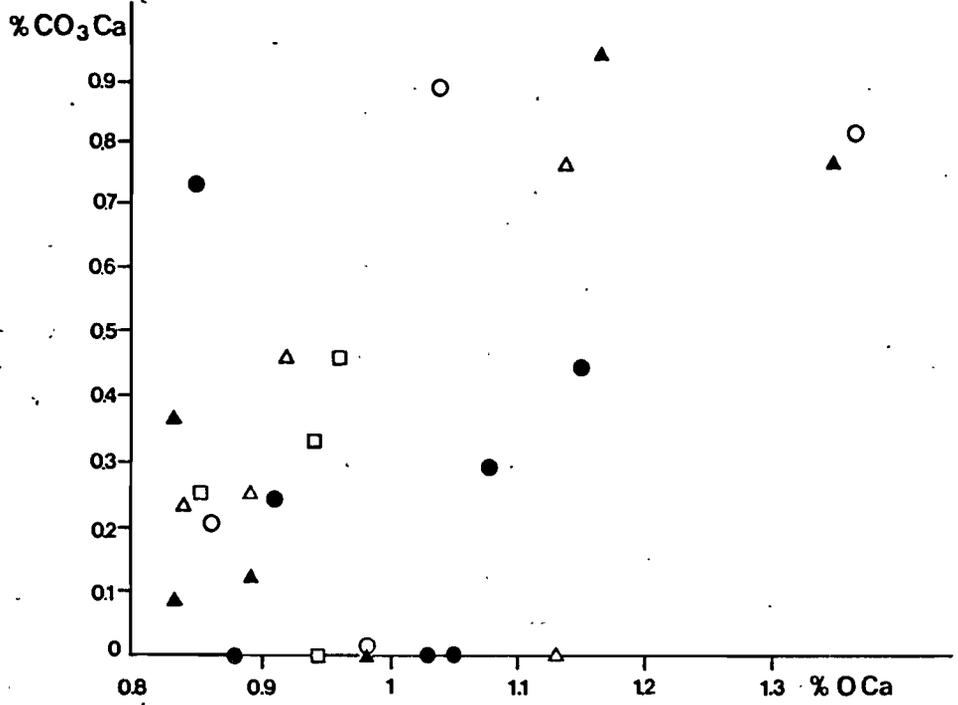


Fig. 45.-Correlation entre le calcaire total et calcium total.

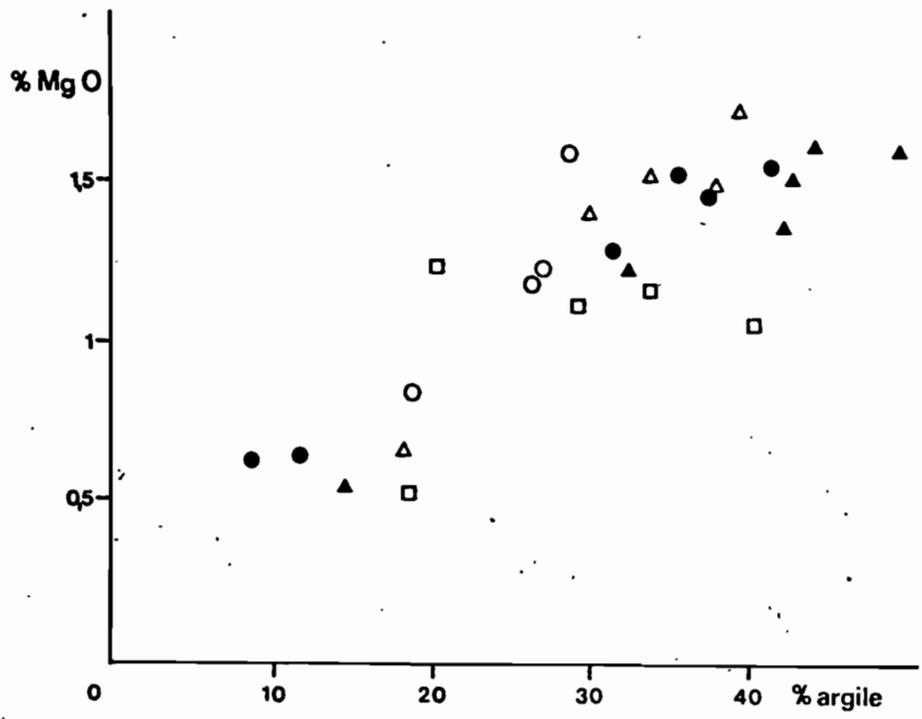


Fig. 46.-Représentation graphique de la corrélation entre les teneurs en magnésium et en argile.

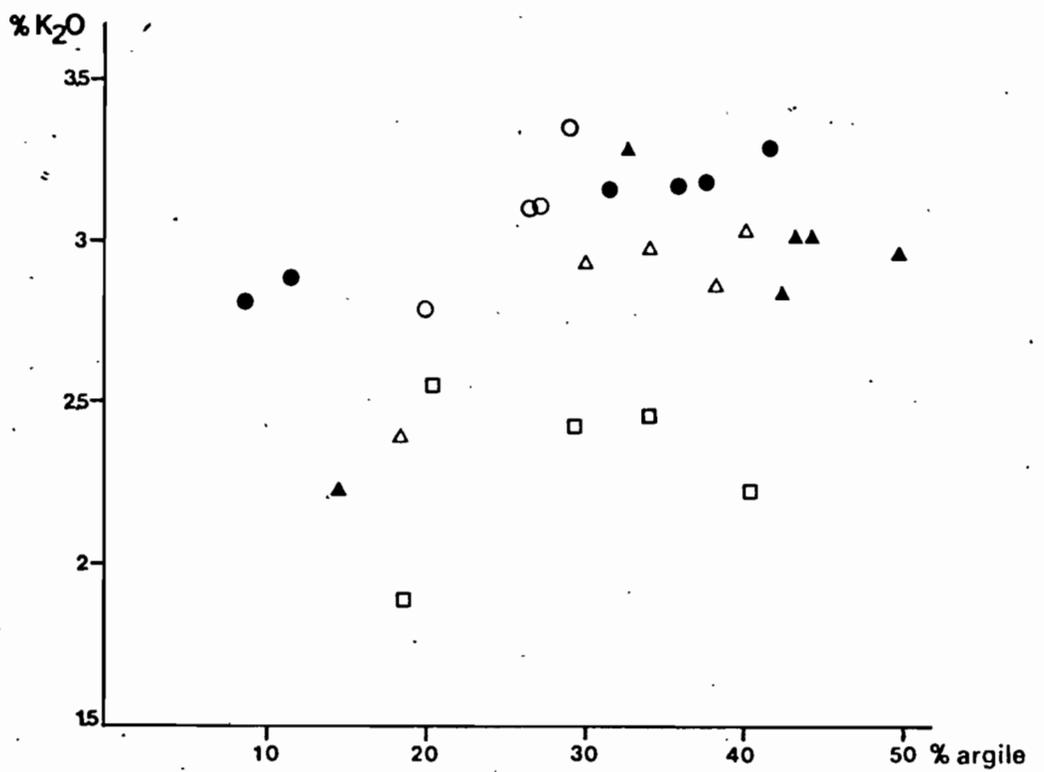


Fig. 47.-Corrélation entre les pourcentages de potassium total et d'argile.

-A la différence du magnésium, le sodium diminue nettement avec la profondeur dans tous les profils; la corrélation entre Na_2O et l'argile est donc négative, ce qui signifie que cet élément se concentre dans des fractions plus grossières, et là où ces fractions sont les plus abondantes (horizons A).

Le sodium se trouve dans l'albite, les micas, les pyroxènes et les amphiboles. Dans nos sols il apparaît facile d'établir une corrélation entre la composition minéralogique des fractions grossières et la teneur en sodium; ainsi par exemple, nous trouvons des teneurs plus faibles en Na_2O dans le profil 13 et dans les échantillons 12-4, 12-5 et 12-6, là où les analyses minéralogiques de la fraction sable ont mis en évidence une faible proportion de feldspaths et une augmentation relative des quartz.

Il a été établi que les teneurs en Na_2O de la plupart des sols de régions tempérées oscillent entre 0,1 et 1% (BEAR, 1964); les teneurs présentes dans les sols des "Bajos Submeridionales varient par contre entre 1,39 et 2,67%, ce qui correspondrait à une richesse certaine de ces sols en cet élément. Bien que la plupart de ces sols soient riches en sels solubles de sodium, il apparaît que cette phase soluble intervient peu dans leur richesse totale en Na_2O , puisque les teneurs les plus fortes en cet élément se situent précisément dans les horizons les moins salés (horizons A).

Ainsi, pour les résultats concernant les bases totales nous pouvons tirer un certain nombre de conclusions. De toutes les bases, le magnésium est celui qui présente la plus nette augmentation avec la profondeur, comme l'ont montré les rapports MgO/CaO , $\text{MgO}/\text{K}_2\text{O}$ et $\text{MgO}/\text{Na}_2\text{O}$ (tableau 12); par ailleurs, ces rapports permettent de distinguer nettement les horizons A et B de chaque profil, et les variations relatives de ces éléments permettent aussi de confirmer la présence d'une discontinuité lithologique au niveau de l'horizon 12-3.

Par ailleurs, comme l'augmentation du magnésium avec la profondeur est bien supérieure à celle du potassium et comme le sodium diminue avec la profondeur, il s'en suit que généralement le rapport cations alcalino-terreux/cations alcalins augmente vers la base des profils.

Le magnésium semble être également, dans ces sols, un indicateur intéressant des variations granulométriques et minéralogiques. En plus des corrélations déjà citées entre l'aluminium et l'argile, et entre le magnésium et l'argile (toutes les deux positives), la comparaison entre le rapport Al_2O_3/MgO et l'argile (fig.48) montre une corrélation nettement négative. Ceci confirmerait que la plupart du magnésium se localise dans le réseau cristallin des argiles; il s'agirait donc de préciser le caractère di ou trioctaédrique de ces argiles ainsi que l'existence de variations minéralogiques au sein des profils.

Il apparaît enfin que le rapport entre la silice et les bases (tableau 12) puisse permettre une nette distinction entre les horizons A et B de chaque profil, à l'exception du profil 16 où la variation est plus progressive. D'autre part, ce rapport distingue clairement le profil 13 des autres profils par une plus grande richesse en SiO_2 tout au long du profil. Les résultats du profil 13, qui s'accordent avec les analyses minéralogiques des sables, nous confirment donc l'origine différente des matériaux originels de ce sol (voir chapitre 5).

Résumé

L'ensemble des résultats concernant les éléments majeurs montre que les horizons A de ces sols des "Bajos Submeridionales" se caractérisent par un enrichissement en silicium et sodium qui serait de caractère relatif; en revanche, les horizons B sont enrichis de façon absolue en magnésium, aluminium et fer. Le fer ferreux paraît être plus abondant dans les horizons superficiels par suite des conditions physico-chimiques qui règnent dans ces horizons. Le potassium augmente faiblement et irrégulièrement dans les horizons B, tandis que le calcium présente des variations plus complexes, qui sembleraient être liées

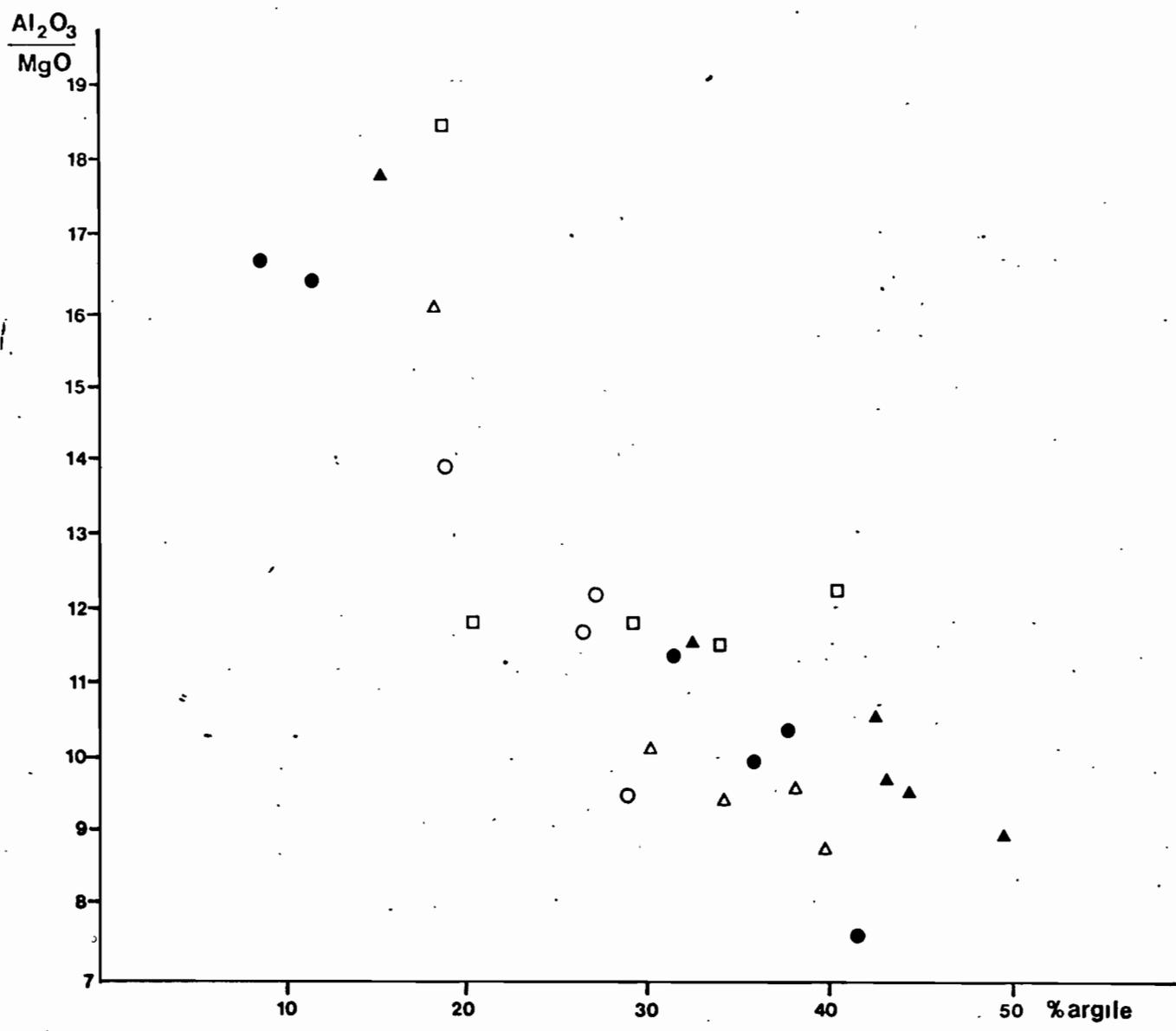


Fig. 48.-Correlation entre le rapport aluminium total/magnesium total et le pourcentage d'argile.

à la fois aux teneurs en carbonate de calcium, en matière organique et en feldspaths. Pour leur part, le titane, le manganèse et le phosphore accusent de très faibles variations entre les différents horizons de chaque profil, mais une faible augmentation en ces éléments est décelable dans les horizons B.

Enfin, ces résultats nous indiquent une certaine richesse de ces sols en réserves nutritives potentielles, et mettent en relief la faible altération et la jeunesse des sols des "Bajos Submeridionales".

Nous pouvons dire aussi que la composition chimique totale des sols des "Bajos Submeridionales", telle qu'elle découle de nos analyses, s'accorde avec les résultats déjà publiés par TERUGGI, 1957 et ARENS, 1969, sur la composition chimique du loess pampéen; comme le signalent ces auteurs, ces matériaux loessiques auraient une composition chimique assez proche de celle d'autres matériaux pyroclastiques.

2. ETUDE DES ELEMENTS TRACES.

2.1. Méthodologie employée.

En plus de l'étude des éléments majeurs constitutifs des sols des "Bajos Submeridionales", nous avons aussi entrepris sur les mêmes profils la détermination des éléments qui se rencontrent à l'état de traces;

L'étude de ces éléments revêt un double intérêt : d'une part certains des éléments traces ont une importance capitale au point de vue agronomique; malgré leur faible teneur dans les sols ils représentent en effet des éléments indispensables pour la nutrition végétale et animale : ils sont alors dénommés oligo-éléments.

D'autre part, et c'est ce point qui nous intéresse le plus ici, la teneur en éléments traces dans les sols est en rapport avec la nature de la roche mère, et elle est également fonction du type d'altération et des processus pédologiques qui se sont exercées sur cette roche mère.

De cette façon la connaissance du comportement des éléments traces dans les sols peut contribuer à l'analyse de certains problèmes pédogénétiques et en particulier à déceler la nature des processus impliqués.

Les études concernant les oligo-éléments dans les sols du bassin chaco-pampéen sont presque inexistantes. A part quelques travaux à but essentiellement agronomique et qui portent sur l'étude des éléments traces extractibles, nous ne disposons pas de références sur la teneur totale en oligo-éléments des sols de cette immense région. De ce fait l'analyse de ces éléments peut constituer une contribution intéressante pour une meilleure connaissance des matériaux originels et de processus pédogénétiques dans cette partie de l'Argentine.

La méthode utilisée dans ce travail a été la spectrographie d'arc (PINTA, 1962); les éléments recherchés ont été le cuivre, le plomb, le gallium, le vanadium, le chrome, le nickel, le cobalt, le germanium, le bismuth, le molybdène, l'étain et le zirconium.

La méthode spectrographique est semi-quantitative et les erreurs de dosage peuvent atteindre jusqu'à 25%; cependant, pour cette première approche à la connaissance des éléments traces dans les "Bajos Submeridionales", et compte tenu de la simplicité de la méthode, la précision obtenue nous semble être suffisante. Cependant cette technique analytique n'est pas toujours suffisamment sensible, et dans certains cas plusieurs des éléments recherchés n'ont pu être dosés, lorsqu'ils se situaient à la limite du seuil de détection.

L'appareillage utilisé comporte un statif Spex et un spectrographe Hilger à prisme de quartz; dans ce spectrographe les raies d'émission, dont les longueurs d'onde sont comprises entre 2.550 Å et 3.850 Å, sont enregistrées sur plaque photographique.

Pour le repérage des différents éléments analysés (réalisé à l'aide d'un densitomètre Hilger), les longueurs d'onde utilisées sont les suivantes :

Mn : 2.576,10	• A	Ni : 3.414,77	• A
Pb : 2.833,10	• A	Co : 3.453,50	• A
Ga : 2.943,60	• A	Bi : 3.067,70	• A
Cr : 3.014,8	• A	Ge : 3.039,06	• A
Mo : 3.170,35	• A	Sn : 3.175,02	• A
V : 3.185,40	• A	Zr : 3.391,97	• A
Cu : 3.274	• A		

Les résultats obtenus sont exprimés en ppm de l'élément trace par rapport au sol séché à 105°C (tableau 13).

2.2. Résultats obtenus.

Le plomb.

D'après RANKAMA (1950), cet élément fait partie du groupe des éléments "sulfophiles" du fait de son affinité pour le soufre. D'une façon générale, le plomb peut avoir deux états : soit former des composés stables et insolubles du type sulfate de plomb, soit être intégré sous la forme d'ion Pb^{++} dans le réseau des phyllosilicates.

D'après AUBERT et PINTA (1971) les sols renferment souvent des teneurs en plomb légèrement supérieures à celles des roches dont ils dérivent; par ailleurs la teneur moyenne en plomb des sols oscillerait entre 15 et 20 ppm. Dans les profils des "Bajos Submeridionales" que nous avons étudiés, et à l'exception de quelques échantillons, le plomb se trouve à des teneurs comprises entre 10 et 30 ppm., ce qui correspond donc aux valeurs moyennes données par les auteurs déjà cités.

Dans certains des profils analysés (profil 16 et 27) on constate une légère augmentation de la teneur en plomb dans les horizons supérieurs. D'après BEAR (1964) AUBERT et PINTA (1971), une telle accumulation de cet élément dans les horizons superficiels des sols serait probablement d'origine biologique.

Par ailleurs et d'après BEAR (1964), le plomb subirait souvent une lixiviation dans les horizons A₂ des sols podzoliques; il est donc intéressant de noter la diminution en cet élément qui se produit (comme celle d'autres éléments) au niveau de l'horizon A₂ du profil 27 (un solonetz soloçisé). Selon PEDRO et DELMAS (1970) le plomb est inclus, au point de vue de sa mobilité, dans le groupe des "éléments à hydroxydes peu solubles"; il serait ainsi susceptible d'être mobilisé par des eaux chargées en CO₂ et en acides organiques complexantes.

Dans le profil 12 une brusque diminution de la teneur en plomb se produit au niveau de l'horizon 4; dans le profil 13, on observe une plus grande richesse en cet élément dans les horizons 3 et 4. Dans ces deux profils de telles variations brusques de teneurs correspondent aux discontinuités lithologiques déjà mises en évidence par d'autres moyens analytiques. Par contre la faible teneur en plomb de l'échantillon 79.2 demeure difficile à expliquer étant donné qu'il s'agit d'un horizon humifère et argileux, et aucune discontinuité n'y est supposée.

Le gallium.

D'après AUBERT et PINTA (1971) la teneur en gallium dans les sols est de 30 ppm; les quantités que nous avons dosées dans les sols des "Bajos Submeridionales" oscillent entre 10 et 30 ppm, ce qui correspond par conséquent aux valeurs normalement déterminées.

Le gallium se trouve surtout dans les alumino-silicates, où il se substituerait à l'aluminium par un remplacement diadochique. Certains feldspaths (microcline, albite) et la muscovite seraient particulièrement riches en cet élément; on le retrouverait aussi en quantité relativement forte dans les argiles provenant de ces minéraux primaires.

En comparant les teneurs en gallium dosées dans les divers profils, on constate une plus grande richesse en cet élément dans les profils 16 et 27 situés dans la dorsale occidentale; les teneurs les plus faibles se retrouvent par contre dans certains horizons des profils 12 et 13 (région orientale du transect étudié). Ces variations s'accordent bien aux différences minéralogiques établies entre ces profils : en effet les profils de la dorsale occidentale qui sont les plus riches en feldspaths et en micas, sont aussi les plus riches en gallium. Dans certains horizons des profils 12 et 13 les analyses minéralogiques des sables ont montré une plus grande proportion de quartz par rapport aux feldspaths

TABLEAU 13 : TENEURS EN ELEMENTS TRACES (RESULTATS EXPRIMES EN PPM)

ECHANTILLONS	Pb	Ga	Ge	Bi	Mo	Sn	V	Cu	Ni	Co	Cr
16.1 A1	20	30	< 10	<10	<10	< 10	50	10	3	< 3	30
16.2 B1	20	30	"	"	"	"	50	10	3	"	30
16.3 B2	15	30	"	"	"	"	30	10	3	"	30
16.4 B3	15	30	"	"	"	"	30	10	3	"	30
27.1 A1	20	30	< 10	<10	<10	< 10	30	10	< 3	< 3	30
17.2 A2	10	20	"	"	"	"	20	3	< 3	"	30
27.3 B21	20	30	"	"	"	"	30	10	< 3	"	30
27.4 B22	10	20	"	"	"	"	25	10	< 3	"	30
27.5 B23	10	30	"	"	"	"	30	20	< 3	"	30
27.6 B3	3	20	"	"	"	"	20	10	< 3	"	30
79.1 A1	20	10	< 10	<10	<10	< 10	80	15	5	< 3	30
79.2 B21	3	20	"	"	"	"	30	15	< 3	"	30
79.3 B22	30	20	"	"	"	"	80	15	3	"	30
79.4 B.23	10	20	"	"	"	"	80	15	3	"	30
79.5 B3	30	20	"	"	"	"	100	15	3	"	30
12.1 A1	30	20	< 10	<10	<10	< 10	30	15	5	< 3	30
12.2 B	30	20	"	"	"	"	30	15	< 3	"	30
12.3 A'2	30	20	"	"	"	"	30	15	< 3	"	30
12.4 B'21	<3	10	"	"	"	"	30	15	< 3	"	< 30
12.5 B'22	<3	15	"	"	"	"	30	15	< 3	"	30
12.6 B'3	10	15	"	"	"	"	100	15	10	3	100
13.1 A1	15	15	< 10	<10	< 10	< 10	30	15	< 3	< 3	30
13.2 B	10	15	"	"	"	"	30	15	< 3	< 3	30
13.3 A'2	30	30	"	"	"	"	50	15	5	3	50
13.4 B'2	30	30	"	"	"	"	80	15	10	5	50
13.5 B'3	3	10	"	"	"	"	30	15	< 3	< 3	30

et aux micas : ce sont ces horizons qui présentent les plus faibles teneurs en gallium; ainsi cet élément témoigne directement des différences lithologiques dans ces sols.

Enfin, mises à part ces variations dues aux différences de matériaux, il n'est pas possible d'établir à l'intérieur de ces profils une quelconque variation du gallium liée à des processus pédologiques.

Le vanadium.

C'est un des éléments traces les plus abondants, ce qui est aussi le cas des sols étudiés dans les "Bajos Submeridionales". Bien que le vanadium ne constitue pas à lui seul de minéraux, ses multiples états d'oxydation lui permette par contre un grand nombre de substitutions, au sein de divers minéraux et en particulier dans les pyroxènes. Il peut aussi être considéré comme un élément "fissural", c'est à dire retenu sous forme adsorbée à l'extérieur des cristaux, par exemple par les biotites (PEDRO et DELMAS, 1970).

Quant à la teneur des sols en vanadium total, l'influence de la roche mère serait prépondérante; dans les sols, la teneur peut être comprise entre des traces et 300 ppm, la concentration moyenne se situant vers 100 ppm (AUBERT et PINTA, 1971). Dans nos sols des "Bajos Submeridionales" les teneurs mesurées oscillent entre 20 et 100 ppm, avec une valeur moyenne comprise entre 50 et 60 ppm. Ainsi, les teneurs de cette région se situeraient un peu en dessous de la moyenne signalée.

Le vanadium semble être associé à la matière organique. En effet, ce sont les horizons humifères des sols qui sont généralement les plus riches en cet élément. La teneur varie aussi en fonction de la texture et dans certains sols on a constaté une augmentation avec la profondeur (AUBERT et PINTA, 1971). Dans les sols des "Bajos Submeridionales"-à l'exception du profil 16 où se manifeste une légère concentration dans les horizons humifères - il est difficile d'établir des relations entre le vanadium et les autres caractéristiques pédologiques (matière organique et argile). Dans le profil 13, les variations rapides du vanadium reflèteraient assez bien la discontinuité lithologique au niveau des horizons 4 et 5.

Dans le profil 27 une légère diminution dans l'horizon A₂ pourrait être mise en relation avec la lixiviation qui affecte cet horizon; d'après PEDRO et DELMAS (1970), le vanadium appartenant au groupe des "éléments à hydroxydes très insolubles" pourrait être alors mobilisé par action de complexants organiques.

Le cuivre.

Cet élément est localisé dans les minéraux ferro-magnésiens (pyroxènes, amphiboles, olivine), ainsi que dans les feldspaths, où il pénètre dans le réseau cristallin; il peut aussi être retenu en surface des minéraux, par exemple des biotites (PEDRO et DELMAS, 1970). D'après HODGSON (1963) le cuivre serait l'élément le plus efficient pour déplacer le cobalt, et il serait aussi susceptible d'être le plus fortement lié aux surfaces des silicates.

Selon AUBERT et PINTA (1971) la teneur moyenne en cuivre dans les sols est de l'ordre de 20 ppm ; la concentration dépendrait de la roche mère, du pourcentage en humus, en argile et du pH; les sols à pH basique ou neutre, et riche en humus seraient les mieux pourvus en cuivre; aussi, dans des solonetz et des sols salés on pourrait trouver des teneurs plus élevées en cet élément. Dans les sols des "Bajos Sub-meridionales" les teneurs en cuivre oscillent généralement entre 10 et 15 ppm, ce qui est donc un peu en dessous de la moyenne et ceci malgré le caractère halomorphe de la plupart de ces profils; le profil 13 (sol non salé et peu sodique) ne montre pas, d'ailleurs, de différence avec les autres profils.

De tous les profils étudiés, seul le profil 27 montre une nette variation des teneurs entre les différents horizons, et l'on remarque en particulier que l'horizon A₂ de ce solonetz solodisé est fortement appauvri en cuivre. D'après PEDRO et DELMAS (1970), le cuivre, du point de vue de sa mobilité, entre dans la catégorie des "éléments à hydroxydes peu solubles" : il est donc influencé et déplacé par les eaux chargées en CO₂ ainsi que par les complexants organiques, ce qui semblerait être le cas dans cet horizon. On trouve aussi dans l'horizon 5 de ce même profil un maximum de cuivre qui pourrait être mis en relation avec la plus forte teneur en argile de cet horizon.

Le cuivre est un élément important pour la nutrition des végétaux: il peut être souvent à l'origine de phénomènes de toxicité ou de carence. D'après AUBERT et PINTA (1971), le seuil de carence en cuivre pour de nombreuses cultures pourrait être estimée à 7-8 ppm de cuivre total; dans les sols étudiés des "Bajos Submeridionales" et en particulier dans les profils 16 et 27, nous nous trouvons donc très proches de ce seuil de déficience.

Le nickel.

Cet élément présente un caractère sidérophile accentué, c'est à dire qu'il est fortement associé au fer du fait d'une configuration électronique semblable. Par ailleurs le nickel se concentre aussi dans les phyllosilicates, où il se loge en position octaédrique comme ion bivalent (HODGSON, 1963). Dans les minéraux ferromagnésiens le nickel remplace aussi le fer et le magnésium.

Les teneurs en nickel des sols sont variables, pouvant osciller entre quelques ppm et 500 ppm; ces teneurs varient principalement en fonction de la roche mère; AUBERT et PINTA (1971) signalent ainsi que dans des limons loessiques les teneurs sont de l'ordre de 20-30 ppm.

Dans les limons loessiques des "Bajos Submeridionales", les quantités de nickel oscillent entre moins de 3 ppm et 10 ppm, ce qui peut être considéré comme des valeurs faibles. On observe dans le profil 13 une nette augmentation en cet élément dans les horizons 3 et 4, ce qui correspondrait à une discontinuité lithologique déjà signalée. D'après les derniers auteurs cités, la répartition du nickel entre les différents horizons d'un profil suit celle de la matière organique et de l'humus. Cependant, dans les profils que nous avons étudié, cette relation n'est pas évident. Dans le profil 79 on note aussi une diminution en nickel dans l'horizon 2 (horizon B₂₁) : comme nous l'avons déjà signalé pour le vanadium et le plomb, l'appauvrissement en nickel pourrait être probablement relié à la présence d'agents complexants dans cet horizon.

Le cobalt.

Comme le nickel, le cobalt a une affinité géochimique marquée pour le fer (caractère sidérophile); on le trouve ainsi dans les minéraux ferromagnésiens (pyroxènes, amphiboles, etc), et dans les phyllosilicates, comme ion bivalent en position octaédrique; très fréquemment le cobalt se localise aussi dans les discontinuités des réseaux cristallins en tant qu'élément fissural (NALOVIC, 1977). Enfin, le cobalt, comme les autres éléments du premier groupe de transition, est associé aux hydroxydes ferrifères avec lesquels il aurait d'importantes interactions en milieu pédologique (NALOVIC, 1977).

Les teneurs en cobalt des sols varient dans de très larges proportions, la teneur moyenne pouvant être estimée à 10-15 ppm (AUBERT et PINTA, 1971). Ces variations dépendraient aussi bien de la roche mère que du type de sol considéré.

Ces derniers auteurs signalent que les sables, les calcaires et les limons ont normalement des teneurs faibles et même très faibles en cobalt : entre 0,1 et 5 ppm. (BEAR, 1964) indique aussi que les sols développés sur des loess peuvent être déficients en cobalt. Par ailleurs certains types de sols sont plus particulièrement riches en cobalt : ceux à fortes teneurs en humus (chernozems), ou à pH alcalins (vertisols, solonetz, sols salés à alcalins). Les sols à texture fine seraient aussi plus riches que ceux à texture grossière, et dans beaucoup de sols la distribution du cobalt dans le profil suit celle de l'argile.

Dans le cas des "Bajos Submeridionales", et bien qu'il s'agit de sols halomorphes à pH alcalins et bien pourvus en matière organique et en argile, les teneurs en cobalt sont faibles, et dans la plupart des échantillons se situent en dessous de la limite de détection de la méthode (3 ppm).

Donc, dans ces sols l'influence de la roche mère serait le facteur déterminant des faibles teneurs en cobalt généralement reconnues dans les matériaux loessiques. Dans certains des échantillons étudiés (échantillons 13.3 et 13.4) on observe un léger accroissement de la teneur en cobalt, qui pourrait être mis en relation avec la discontinuité lithologique déjà signalée dans ces horizons.

Dans l'échantillon 12.6 l'accroissement de la teneur en cobalt serait plus difficile à expliquer, puisque d'autres méthodes n'ont pas permis de déceler une variation de matériaux.

Le cobalt est un élément trace très important pour la nutrition animale puisqu'il est un composant de la vitamine B₁₂. Selon certains auteurs les sols ayant moins de 5 ppm de cobalt total sont carencés et ne peuvent fournir aux végétaux les quantités de cobalt indispensables aux animaux. Les teneurs en cobalt sont faibles dans les sols des "Bajos Submeridionales", et compte tenu de la vocation pour l'élevage de cette région, on pourrait donc craindre des problèmes de carence en cet élément.

Le chrome.

C'est aussi un des éléments de transition qui ont tendance à se concentrer avec les minéraux ferro-magnésiens; des minéraux argileux comme l'illite et la montmorillonite, pourraient également admettre du chrome dans leurs réseaux. Par ailleurs, cet élément est souvent associé à des oxydes et hydroxydes de fer.

D'après la littérature, dans les sols les teneurs en chrome varient de quelques ppm à 3.000-4.000 ppm, la moyenne étant de l'ordre de 100 à 300 ppm. L'influence de la roche mère est fondamentale dans la teneur des sols en chrome; les conditions pédogénétiques joueraient aussi un rôle non négligeable dans la distribution de cet élément au sein des profils; dans plusieurs types de sols, des relations sont mises en évidence entre le chrome et l'humus, l'argile et les teneurs en fer. D'après PEDRO et DELMAS (1970) le chrome fait partie du groupe des éléments très fortement influencés par les complexants organiques.

Dans les profils que nous avons étudiés, la plupart des échantillons renferment de l'ordre de 30 ppm de chrome, et en général on n'observe pas à l'intérieur des profils de variations qui pourraient être liées à des variations des facteurs ou des conditions pédogénétiques; dans certains échantillons, les quantités de chrome peuvent être soit inférieures à 30 ppm (échantillon 12.4) soit supérieures

(échantillons 12.6, 13.3 et 13.4). Les teneurs observées pourraient donc être considérées comme plutôt faibles. Par ailleurs les variations de la teneur en chrome dans les horizons 12.4, 13.3 et 13.4 peuvent être attribuées aux discontinuités minéralogiques mises en évidence.

Autres éléments. Nous avons aussi essayé de doser le germanium, le bismuth, le molybdène et l'étain. Dans les sols étudiés, les quantités de ces éléments se trouvaient le plus généralement en dessous de la limite de détection. Par ailleurs il est connu que dans les sols ces éléments se trouvent en faible et très faible quantité (AUBERT et PINTA, 1971), et la méthode spectrographique manque souvent de sensibilité pour les mettre en évidence.

2.3. Conclusions générales.

Les résultats obtenus dans l'analyse d'un certain nombre d'éléments traces dans quelques profils des "Bajos Submeridionales", nous permettent de présenter quelques conclusions d'ensemble.

En premier lieu, les teneurs en éléments traces de ces sols sont en général faibles : ceci permet de rapprocher ces sédiments loessiques du bassin chaco-pampéen à d'autres sédiments loessiques étudiés dans le monde.

Par ailleurs, cette pauvreté en éléments traces est plus particulièrement marquée pour les éléments du premier groupe de transition de Mendéléieff (V, Cu, Ni, Co et Cr) qui se caractérisent par leur interaction marquée avec le fer. Cependant, malgré la forte augmentation de la teneur en fer avec la profondeur, et les variations parfois rapides des teneurs en humus et en argile, l'ensemble des éléments traces sidérophiles ne montre pas généralement de variations quantitatives au long des profils qui puissent être attribuées aux processus pédogénétiques. Une des exceptions semble être pourtant le profil 27, où dans l'horizon A₂ plusieurs des éléments traces étudiés montrent une légère diminution, qui pourrait être attribuée à l'action mobilisatrice des eaux chargées en CO₂ (action sur le cuivre et sur le plomb) et en agents complexants organiques (action sur le vanadium, le cuivre et le plomb). Ces résultats concernant les éléments traces sembleraient confirmer l'existence dans ce solonetz solodisé de processus de départ de matière de l'horizon A₂, et nous indiqueraient une influence possible de la matière organique dans le développement de ces processus et de ce type de sol.

Si dans le cas précédent les résultats obtenus pouvaient être prévus, il n'en est pas de même dans le cas du profil 79, où l'horizon B₂₁ montre aussi une nette diminution en vanadium, en nickel et en plomb.

D'une part les analyses minéralogiques et granulométriques n'ont pas mis en évidence dans cet horizon de différences lithologiques qui pourraient être considérés à l'origine de variations en éléments traces. D'autre part, étant donné qu'il s'agit d'un horizon argileux et riche en matière organique, on pourrait plutôt s'attendre à une augmentation des éléments traces présents. En conséquence, deux hypothèses semblent possibles pour rendre compte des variations quantitatives dans cet horizon : ou bien il s'agit effectivement d'un horizon en discontinuité lithologique, les analyses d'éléments traces étant dans ce cas plus sensibles pour la détecter que les autres méthodes employées; ou bien il y aurait dans cet horizon une richesse accrue en CO₂ et en agents complexants qui pourraient être à l'origine de la mobilisation de ces éléments.

Il apparaît donc, en général, que les teneurs en éléments traces dans les sols des "Bajos Submeridionales" reflètent mieux la composition de la roche mère que les facteurs et les processus pédogénétiques, ce qui semble logique étant donné la relative jeunesse de ces sols. C'est ainsi que plusieurs des variations observées dans les teneurs en ces éléments peuvent être facilement attribuées à des changements de la nature lithologique des horizons concernés. Ainsi, dans le profil 13, les analyses minéralogiques des sables et les analyses granulométriques ont mis en évidence l'existence au niveau des horizons 3 et 4, d'une discontinuité lithologique que les teneurs en éléments traces semblent confirmer. De même dans le profil 12, entre les horizons 3 et 4, une surface de discontinuité a été reconnue, qui se reflèterait aussi dans la variation quantitative des oligo-éléments.

Dans ce dernier profil, il reste pourtant à expliquer la forte augmentation en éléments traces de l'horizon 6; dans ce cas aussi, et bien que d'autres déterminations analytiques ne l'aient pas montré, nous pourrions soupçonner l'existence d'une autre discontinuité lithologique.

Si pour l'ensemble des éléments traces, et compte tenu des variations quantitatives observées, il semble plus facile de déceler des différences de matériaux à l'intérieur d'un même profil qu'entre des profils, la légère augmentation en gallium mesurée dans les profils 16 et 27 pourrait être attribuée sans difficulté à l'origine des matériaux et à la composition minéralogique de ces sols de la dorsale occidentale (limons loessiques en provenance de l'ouest). En outre, il est intéressant de constater que dans le profil 13 (de la dorsale orientale) l'augmentation en gallium dans les horizons 3 et 4 va de pair avec une augmentation en verre volcanique, ce qui indique un apport de matériaux en provenance de l'ouest et assimile d'une certaine façon ces horizons aux profils 16 et 27; bien que de telles variations soient moins nettement exprimées dans le profil 12, des considérations semblables pourraient être faites entre les trois premiers et les trois derniers horizons.

Enfin, et d'un point de vue pratique, on doit noter que pour la nutrition aussi bien végétale qu'animale, des carences en éléments traces pourraient se manifester dans les "Bajos Submeridionales". Plus particulièrement les faibles teneurs en cobalt mesurées dans ces sols pourraient entraîner des déficiences en cet élément chez les animaux; si cette région devrait être réservée à l'élevage, comme nous l'indiquerons plus tard, il est donc important de signaler cette déficience éventuelle.

CHAPITRE V

ANALYSES MINÉRALOGIQUES DES SABLES

L'étude de la composition minéralogique de la fraction sableuse est, sans aucun doute, d'une grande importance pour répondre à certaines questions concernant l'origine et l'évolution de ces sols.

D'une façon générale, et selon les techniques mises en oeuvre, la minéralogie des sables permet d'obtenir des données pour l'interprétation de différents aspects de l'histoire des sols, tels que l'origine de leurs matériaux, les conditions de l'environnement au moment de la sédimentation, et les agents de transport prédominants; elle permet aussi de préciser le degré d'altération et d'évolution des sols, sinon d'établir l'autochtonie ou le degré d'homogénéité des profils.

Dans des régions caractérisées par des sols développés sur des matériaux d'origine sédimentaire (comme celle qui nous occupe - et d'ailleurs comme pour la plus grande partie de l'Argentine-) l'utilisation des analyses minéralogiques des fractions grossières constitue donc une méthode indispensable pour l'étude de la provenance et de l'uniformité du matériau parental des sols. En conséquence, et face à la nécessité de déceler dans les sols des "Bajos Submeridionales" l'existence probable de discontinuités lithologiques, nous avons été amenés à entreprendre la caractérisation minéralogique des sables de certains profils; cette étude avait aussi pour objectif de préciser la source de ces matériaux, sinon de rendre compte de l'existence ou non de différences d'origine entre les matériaux des divers profils.

Bien que ce genre d'études sur les matériaux sédimentaires superficiels de l'ensemble du bassin chaco-pampéen, soit peu fréquent nous comptons heureusement pour ce qui a trait à la Province de Santa Fe sur certaines références qui fournissent une base adéquate de comparaison pour l'interprétation de nos propres résultats.

5.1. Méthodologie employée et résultats obtenus.

Le sable total (fraction supérieure à 50μ) a été séparé des fractions plus fines par tamisage, et ensuite traité à l'acide chlorhydrique à 10%, pour éliminer des recouvrements éventuels ^{de} sesquioxides. Les sables ainsi nettoyés furent ensuite traités au bromoforme de $d=2,9$ pour séparer les fractions lourdes et légères. Etant donné le faible pourcentage de minéraux lourds présumés existants dans ces sols, nous avons utilisé toute la fraction $>50\mu$ pour cette séparation gravimétrique. Cependant, pour les échantillons du profil 79, une autre séparation a été réalisée cette fois sur le sable fin et en partant d'une plus grande quantité de matériel; en conséquence, les résultats qui sont présentés dans le tableau 14 pour ce profil, correspondent à la fraction $50-100\mu$..

Les résultats de l'évaluation qualitative et quantitative des minéraux présents dans la fraction lourde (déterminations et comptages réalisés par Mme DELAUNE, SSC-ORSTOM) sont présentés dans le tableau 14; les valeurs sont données en pourcentages. Les commentaires de ces résultats seront faits dans l'interprétation qui suivra.

Au préalable, il faut remarquer dans ces résultats que la biotite et la muscovite n'ont pas été comptées parmi les minéraux reconnus. La présence de ces deux micas est cependant évidente, aussi bien dans les lames minces des sols que par l'observation visuelle des sables avant la séparation au bromoforme. Malgré cela, nous avons constaté que les manipulations conduisant à la séparation des sables en fraction lourde et légère, produisent une perte de micas au cours de la préparation des échantillons. En conséquence, et afin d'éviter des interprétations erronées, ces deux espèces minérales ne sont pas incluses dans nos résultats.

En plus de l'identification et du comptage des minéraux transparents de la fraction lourde, on a effectué dans certains profils la distinction et le comptage des grains transparents, des grains opaques et des grains altérés, ces derniers correspondant aux grains dont le degré d'altération rend difficile ou impossible leur identification. Les résultats de ces déterminations complémentaires sont présentés dans le tableau 14.

TABLEAU 14 : COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DE LA FRACTION LOURDE DE QUELQUES PROFILS DE SOL DES "BAJOS SUBMERIDIONALES".

ECH.	AUGITE	HORNBLLENDE VERTE	HORNBLLENDE BRUNE	ANDALOUSITE	SILLIMANITE	DISTHÈNE	STAUROTIDE	GRÉNAT	ÉPIDOTE	ZIRCON	TOURMALINE	RUTILE	SPHÈNE	CORINDON	MONAZITE	ANATASE	TRANSPARENTS %	OPAQUES %	ALTERÉS %	% PONDERAL
16.1 (A ₁)	2	36	4		1			13	28	6	6	+	2		2					0.29
16.2 (B ₁)		35			5			10	30	2	18									0.12
16.3 (B ₂)	2	28	6	+	2	+	1	12	35	1	8	+	2		2	1				0.14
16.4 (B ₃₁)	2	52	3		3	+	+	7	23	4	4		2			+				0.10
27.1 (A ₁)	+	48	9		+	+		12	26	1	4		+		+					0.13
27.2 (A ₂)	+	43	5		2	+		14	28	4	2	1	+		1					0.08
27.3 (B ₂₁)	2	41	4		4			8	29	3	7		2		+					0.17
27.4 (B ₂₂)		75	2		2	+	1	4	13	1	2		+		+					0.10
27.5 (B ₂₃)		+++			-		-		+++	+	+			-						0.09
79.1 (A ₁)	1		35			1		8	35	14	2	2			2					0.02
79.2 (B ₂₁)	1		46	1			1	7	32	7	3				2					0.05
79.3 (B ₂₂)	2		38			2		5	25	17	5	3			3					0.16
79.4 (B ₂₃)	1		49			1		10	16	15	7	1								0.16
79.5 (B ₃)	1		44					8	30	10	5				1	1				0.39
11.1 (A ₁)		46	8			2	1	10	22	4	4	3								0.06
11.2 (A ₂)		43	7		2	3	1	7	19	4	11	3			+					0.11
11.3 (B ₁)	1	30	4		1	+	2	6	32	9	10	3			2					0.11

ECH.	AUGITE	HORNBILENDE VERTE	HORNBILENDE BRUNE	ANDALOUSITE	SILLIMANITE	DISTHENE	STAUROTEDE	GREMAT	EPIDOTE	ZIRCON	TOURMALINE	RUTILE	SPHENE	CORINDON	MONAZITE	ANATASE	FRANSPARENTS %	OPAQUES %	ALTERES %	% PONDERAL
11.4 (B ₂₂)		40	3		2	2	1	7	31	2	10	1			1					0.15
11.5 (B ₂₃)		50	7		5	1	1	4	21	6	3	2								0.14
12.1 (A ₁)		40	6		1	2	4	2	25	8	10						50.1	49.9		0.18
12.2 (B ₂)		49	4	1	2	3	6	2	20	3	7	3					58.4	39.8	1.8	0.09
12.3 (A ₂)		49	7		+	+	6	+	27	3	6	2					51.2	39.5	9.3	0.15
12.4 (B ₂₁)		51	2		2	3	7	2	25	5	2	3					33.1	22.5	44.4	0.11
12.5 (B ₂₂)		49	1			1	2	1	30	5	8	3					25.2	26.7	48.1	0.29
12.6 (B ₃)		35	+		1		2	6	36	4	14	2					57.5	37.6	4.9	0.54
9.1 (A ₁)		20			3	3	6	3	28	13	13	12	1				32	68		0.19
9.2 (B ₂)		18			2	3	9	5	26	13	13	11					47	53		0.09
9.3 (A ₂)		27			2	2	9	3	26	10	14				2		51	49		0.05
9.4 (B ₂)		16				3	11	2	30	13	19	6					32	57	11	0.10
13.1 (A ₁)		45	+		2	2	2	1	25	11	10	2					54	43	2	0.48
13.2 (B)		39				2	4	1	24	10	15	5					45	54	1	0.34
13.3 (A ₂)		44	+		1	1	1		30	10	12	1					55	45		0.35
13.4 (B ₂)		44	1			3	4	3	18	13	11	3					64	36		0.48
13.5 (B ₃)		27			1	1	3	2	23	13	23	5			2		44	49	7	0.53

SUITE DU TABLEAU 14

Quant à la fraction légère, son abondance nous a permis de travailler d'une façon ^{plus} convenable. La fraction très fine (50-100 μ) constituant dans tous ces sols la fraction sableuse la plus abondante (voir les analyses granulométriques), on a considéré que cette fraction serait la plus représentative et la plus adéquate pour l'analyse minéralogique. En conséquence, la fraction légère de tous les échantillons étudiés a été tamisée selon les classes granulométriques USDA, et la fraction de 50-100 μ ainsi obtenue a été préparée pour les déterminations optiques (montage au Baume de Canada). D'autre part, et dans le but de préciser la répartition des espèces minérales de la fraction légère entre les différentes fractions granulométriques, on a également déterminé pour certains échantillons (profils 16, 27, 79, 11) la composition de la fraction légère totale, c'est à dire de toute la fraction légère supérieure à 50 μ .

Enfin, dans la fraction légère de ces sols on a distingué trois espèces minérales : le quartz, le verre volcanique, et les feldspaths. Le verre volcanique, comme l'indique TERUGGI (1957), et comme le montrent nos propres déterminations à la microsonde électronique (chapitre 7), semble être toujours de type acide. Quant aux feldspaths, nous incluons ici sans distinction aussi bien les feldspaths alcalins que les plagioclases; et parmi ces derniers on a distingué l'albite et le microcline d'après des déterminations optiques et d'après des diffractométries aux rayons X. D'autre part nous avons aussi comptabilisé tous les grains dont l'état de surface rendait impossible l'identification, comme étant des grains altérés. Il est alors important de signaler que la plupart des grains se présentent remarquablement frais et sans signes d'altération.

Les résultats de l'étude de la fraction légère sont présentés dans le tableau 15.

5.2 Interprétation des résultats de l'étude minéralogique des sables

5.2.1. Provenance du matériau parental des sols

A- La fraction lourde.

Etant donné le caractère sédimentaire du matériau parental des sols de "Bajos Submeridionales", nous avons d'abord examiné si tous les profils étaient développés sur des matériaux de même origine éventuellement s'il y avait un mélange de matériaux de sources différentes et enfin, si la ou les sources de ces matériaux pouvaient être précisées.

Comme l'a signalé BARSHAD (1964), l'analyse qualitative totale des sables est d'un grand intérêt pour distinguer les matériaux de diverses origines. On utilise alors généralement l'analyse minéralogique de la fraction lourde, car c'est elle qui contient la plus grande variété d'espèces minérales, parmi lesquelles se trouvent celles qui sont considérées comme les espèces caractéristiques des roches ignées et de certains dépôts sédimentaires.

Bien qu'une étude minéralogique détaillée sur plusieurs fractions granulométriques puisse être nécessaire pour identifier avec certitude l'origine d'un mélange de matériaux sédimentaires, et pour estimer les proportions des matériaux provenant de chacune des différentes sources (PREWER, 1964), la seule analyse minéralogique de la fraction lourde totale de certains profils des "Bajos Submeridionales" nous permet déjà d'établir certains faits significatifs et de parvenir ainsi à certaines conclusions.

Le tableau 14, nous montre qu'entre les différents profils certaines variations quantitatives apparaissent avec évidence pour plusieurs des espèces minérales identifiées.

Ainsi, les grenats, bien représentés dans tous les profils étudiés, accusent cependant une diminution nette et progressive en allant du profil 26 au profil 13, c'est à dire de l'ouest vers l'est de la région étudiée. D'après POMAR (1969), qui avait aussi reconnu cette variation des grenats dans la province de Santa Fe, la plupart d'entre eux correspondent à la variété almancin et trouveraient leur origine dans les "sierras peripampeanas".

Les pyroxènes, correspondant à l'augite, se présentent en petite quantité dans les profils 16, 27, 79 et 11, et sont absents dans les autres profils.

La staurotide de son côté, faiblement représentée dans les profils 16, 27 et 79 montre une augmentation marquée vers l'est, avec des valeurs maximales dans les profils 12 et 9; POMAR (1969) avait également noté cette augmentation de la staurotide dans le secteur oriental de la Province, en l'attribuant à des apports provenant du bouclier brésilien.

Le disthène, présent en proportions plus faibles que la staurotide, montre aussi une tendance à l'augmentation en direction de la dorsale orientale.

La tourmaline est en proportion relativement importante dans la fraction lourde de tous les profils, et elle augmente nettement vers l'est (profils 11, 12, 9 et 13). Cette plus grande quantité de tourmaline dans le secteur est de la Province a été également signalée par POMAR (1969), qui considère qu'elle est originaire du massif brésilien.

Le zircon augmente aussi dans le même sens que la tourmaline, et il est particulièrement abondant dans les profils 9 et 13. Son pourcentage élevé dans le profil 79, brise apparemment la tendance générale, mais il peut être expliqué par le fait que le comptage minéralogique de ce profil a été mené sur la fraction 50-100 μ , ce qui s'accorde avec la caractéristique connue du zircon de s'accumuler dans les fractions les plus fines.

D'après POMAR (1969) le rutile est un minéral peu abondant dans la Province de Santa Fe, et sa répartition n'est pas bien connue. Cependant, il semble évident d'après nos analyses, que ce minéral est lui aussi plus abondant vers l'est, avec des valeurs maximales dans le profil 9.

La hornblende verte est le minéral le plus abondant de la fraction lourde de tous les profils (exceptions faites peut être, de la biotite et muscovite, qui n'ont pas été comptées), et se trouve en quantités variables dans les différents profils, sans montrer une tendance particulière. Cependant, le profil 9 -à l'inverse du rutile- en présente les proportions les plus faibles.

La sillimanite et la monazite sont rares, et ne montrent aucune tendance particulière de variation entre les différents points d'étude. POMAR (1969) trouve cependant que la monazite est un minéral commun dans les alluvions de la rivière Carcarana (sud de la Province), qui provient des "sierras pampeanas". L'anatase pour sa part, a été identifiée seulement dans les profils 16 et 79.

L'épidote, enfin, fait partie des minéraux fréquents dans la fraction lourde de tous les profils, et ne montre pas de différences quantitatives entre eux. Ce même fait avait déjà été remarqué par POMAR (1969) qui concluait que sa provenance pouvait être multiple.

Ainsi l'analyse minéralogique de la fraction lourde de ces quelques profils des "Bajos Submeridionales" nous montre l'existence, entre eux, de variations quantitatives, et plus rarement qualitatives. Ces variations s'avèrent être progressives au long du transect étudié; elles permettent néanmoins de délimiter des régions caractérisées par des proportions plus ou moins grandes de certains minéraux, qui correspondraient donc à des associations minéralogiques particulières, et qui pourraient ainsi signaler des apports d'origine diverse.

A ce propos, dans un travail de vulgarisation de la "Dirección de Química Agrícola y Edafología" de la Province de Santa (D.Q.A.E.) qui date de l'année 1938, des cartes ont été publiées, qui signalaient la provenance et les agents de transport de la roche mère des sols de la Province (fig.49); cependant, et sans autres précisions ou références concernant ces cartes, nous ne connaissons pas les bases de ce travail ni les méthodes utilisées pour l'établissement des différentes régions sédimentologiques telles qu'elles sont indiquées dans ce document.

D'autre part et d'après POMAR (1969), on pourrait établir dans l'ensemble de la Province de Santa Fe quatre grandes régions d'après l'origine différente des matériaux (fig.50, où nous indiquons la position approximative des profils que nous avons étudiés).

Si nous laissons de côté les régions A et E, qui ne nous intéressent pas ici, les autres régions (toujours selon POMAR (1969) se caractériseraient par les facteurs suivants :

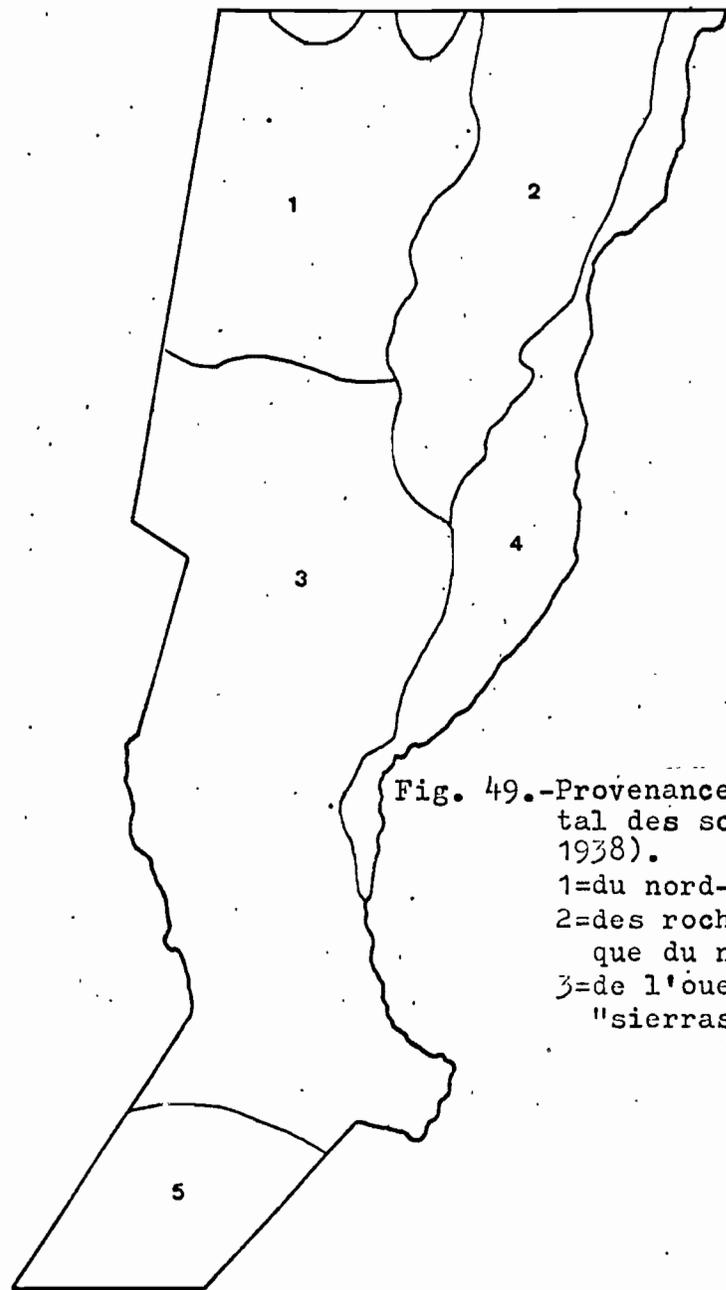


Fig. 49.-Provenance du matériau parental des sols (d'après D.Q.A.E., 1938).

- 1=du nord-ouest semi-aride;
- 2=des roches de type lateritique du nord-est;
- 3=de l'ouest (possiblement des "sierras" de Cordoba).

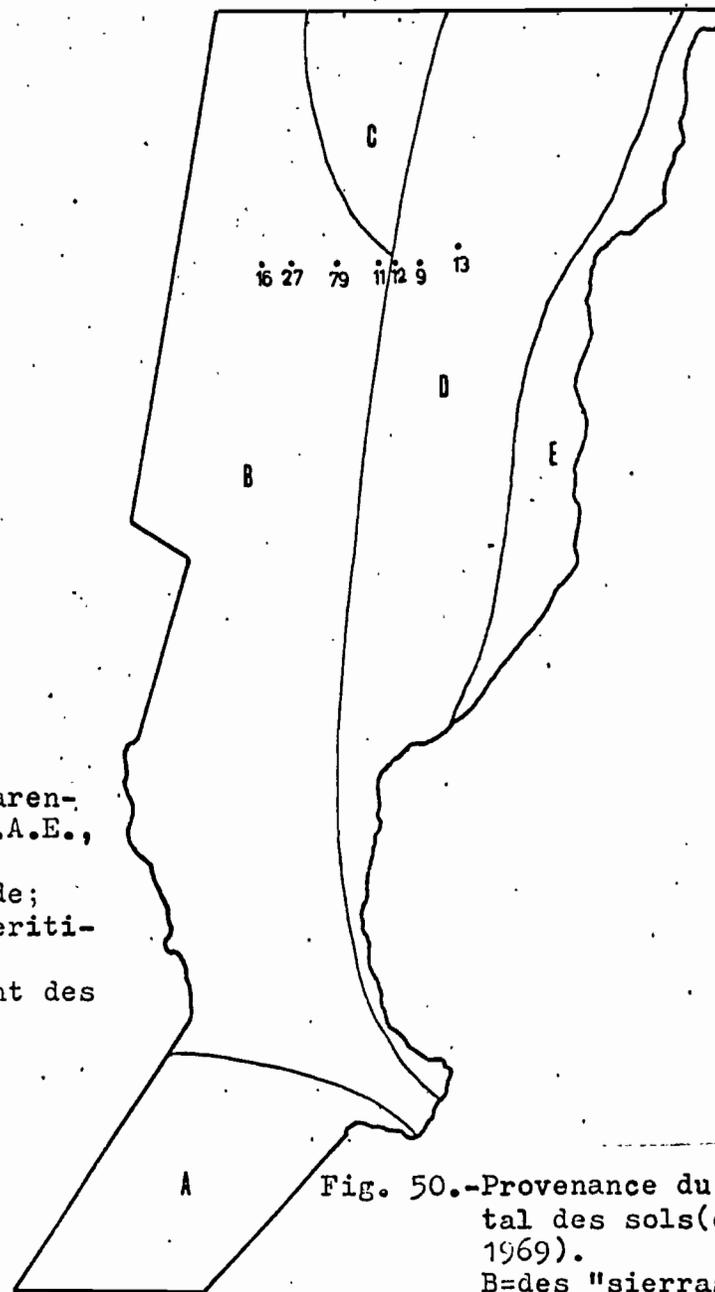


Fig. 50.-Provenance du matériau parental des sols (d'après POMAR, 1969).

- B=des "sierras pampeanas";
- C=du nord des Andes;
- D=du bouclier brésilien.

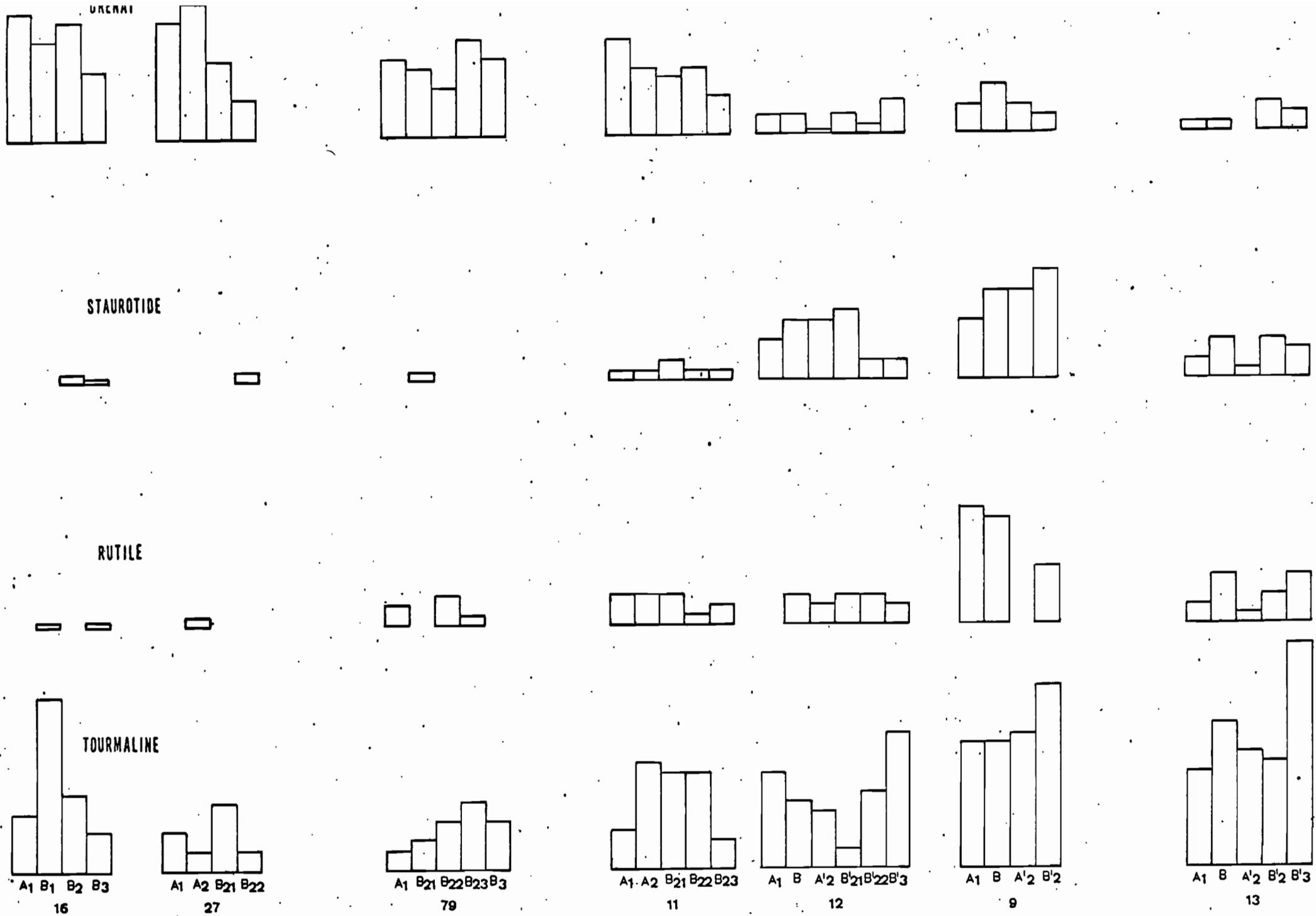


Fig. 51.-Variation de la teneur en quelques minéraux lourds le long du transect d'étude.

-la zone B, constituée par des limons éoliens provenant des "sierras pampeanas" présente : 1) une abondance de minéraux lourds; 2) une abondance de verres volcaniques; 3) une prédominance de la biotite sur la muscovite; 4) une quantité considérable de magnétite dans les minéraux opaques; 5) et enfin le grenat y est plus abondant.

-la zone D, dont les matériaux seraient aussi d'origine éolienne mais provenant cette fois-ci du bouclier brésilien, présente: 1) une faible proportion de minéraux lourds; 2) une absence de magnétite dans les minéraux opaques; 3) une quantité élevée de disthène, d'épidote, de tourmaline et de staurotide; 4) une prépondérance de la muscovite sur la biotite; 5) enfin une absence ou de très faibles quantités de verre volcanique.

-la zone C, se définit par des apports du nord des Andes, aussi bien d'origine éolienne que fluviatile; à part un accroissement du pourcentage des minéraux lourds, ces matériaux seraient qualitativement similaires à ceux de la zone B.

De notre côté, les résultats que nous avons obtenus concordent dans leur ensemble avec ceux présentés par POMAR (1969) mais il est possible de présenter aussi certaines différences, et d'apporter certaines précisions, qui peuvent être intéressantes.

Ainsi, dans la figure 51 nous avons représenté les variations les plus caractéristiques des teneurs en minéraux de la fraction lourde de nos profils. La fréquence plus grande de la tourmaline et de la staurotide dans la région orientale correspond à ce qui a déjà été signalé par POMAR, de même que l'abondance du grenat dans le secteur occidental; à ceci nous pouvons ajouter l'augmentation progressive du rutile vers l'est.

Il apparait donc possible de regrouper en première approximation les profils étudiés en trois régions distinctes : les profils 16, 27 et 79 (secteur occidental) avec des fréquences semblables des divers minéraux, constitueraient un groupe, dont les matériaux proviendraient des "sierras pampeanas" et des Andes. Le profil 13 de son côté serait représentatif de la dorsale orientale : la fréquence de certains minéraux, comme la tourmaline, indiquent l'existence d'apports

provenant du bouclier brésilien, mais, comme nous le préciserons par la suite peuvent s'y adjoindre des apports volcaniques andins. Entre ces deux premières zones, on peut en définir une autre (représentée par les profils 11, 12 et 9), où les associations minéralogiques auraient des caractéristiques intermédiaires entre les deux précédentes. Ainsi, cette dernière zone, ne correspondrait pas à la région C de POMAR (1969) puisque ce secteur semble être une aire de transition entre les deux autres, et que les matériaux proviennent aussi bien du secteur occidental que du secteur oriental. Rappelons aussi que les profils de ce dernier secteur correspondent à deux ensembles morphologiques particuliers: les profils 11 et 12 se situent dans le relief surelevé de la zone basse, le profil 9 correspond à la plaine d'inondation du système Golondrinas-Calchaqui.

Nous devons mentionner en outre, qu'un des critères de distinction des régions sédimentaires de Santa Fe est pour POMAR la proportion relative des minéraux lourds. Cependant, dans tous les profils que nous avons étudiés, le pourcentage de minéraux lourds est très faible et ne s'accorde pas (à l'exception du profil 13) avec les résultats obtenus aussi bien par POMAR (1969) que par POCIVI (1947). La cause de cette divergence pourrait provenir de la perte des micas, que nous avons signalée précédemment; étant donné que les micas sont plus abondants dans le secteur occidental, la perte de poids des minéraux lourds serait, en conséquence, proportionnellement plus importante dans les profils de ce secteur.

B - Fraction Légère.

A différence de la fraction lourde, les minéraux constitutifs de la fraction légère (tableau 15) montrent des variations fréquentielles plus faibles entre les divers profils.

Cependant, dans la fraction 50-100 μ des minéraux légers du profil 16, on peut observer une diminution évidente des verres volcaniques, alors que les résultats portant sur la totalité de la fraction légère ne montrent pas de différences significatives avec les autres profils.

TABLEAU 15 : COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DE LA FRACTION LÉGÈRE DES SOLS DES "BAJOS SUBMÉRIDIIONALES"

ECHANTILLONS	SABLE TRES FIN 50-100 μ				SABLE TOTAL				RAPPORTS (50-100 μ)		
	Quartz	Felds.	verre	Alt.	Quartz	Felds.	Verre	Alt.	Q/F	Q/V	Q/F+V
16.1 (A ₁)	76	14	3	7	67	1	23	9	5.4	25.3	4.5
16.2 (B ₁)	69	9	8	14	51	6	39	4	7.6	8.6	4.0
16.3 (B ₂)	50	11	26	13	49	9	34	8	4.5	1.9	1.3
16.4 (B ₃₁)	65	10	5	20	68	6	6	21	6.5	1.3	4.3
27.1 (A ₁)	53	12	35		59	10	20	11	4.4	1.5	1:1
27.2 (A ₂)	46	5	37	13	62	6	17	15	9.2	1.2	1.1
27.3 (B ₂₁)	28	6	58	8	24	7	61	8	4.6	0.5	0.4
27.4 (B ₂₂)	54	10	24	12	53	7	29	11	5.4	2.2	1.6
27.5 (B ₂₃)	64	17	16	3	63	6	11	20	3.7	4.	1.9
79.1 (A ₁)	65	12	15	8	74	9	10	7	5.4	4.3	1.8
79.2 (B ₂₁)	45	6	42	7					7.5	1.1	0.8
79.3 (B ₂₂)	52	7	33	8	44	6	46	4	7.4	1.5	0.5
79.4 (B ₂₃)	62	7	24	7	54	8	31	7	8.8	2.5	1.2
79.5 (B ₃)	78	8	9	5	72	8	11	9	9.7	8.6	5.4
11.1 (A ₁)	67	6	13	14	75	8	7	10	11.1	5.1	3.5
11.2 (A ₂)	65	13	11	11	64	9	21	6	5.0	5.9	2.7
11.3 (B ₂₁)	67	6	16	11	67	7	21	5	11.1	4.1	3.0

SUITE DU TABLEAU N° 15

ECHANTILLONS	SABLE TRES FIN 50-100 μ				SABLE TOTAL				RAPPORTS (50-100 μ)		
	Quartz	Felds.	Verre	Alt.	Quartz	Felds.	Verre	Alt.	Q/F	Q/V	Q/F+V
11.4 (B ₂₂)	56	7	30	7	52	8	27	13	8.0	1.8	1.5
11.5 (B ₂₃)	66	11	14	9	67	7	20	6	6.0	4.7	2.6
12.1 (A ₁)	65	8	16	11					8.1	4.1	2.7
12.2 (B)	54	10	29	7					5.4	1.9	1.4
12.3 (A ₂)	26	7	60	7					3.7	0.4	0.4
12.4 (B ₂₁)	83	3	8	6					27.7	10.4	7.5
12.5 (B ₂₂)	82	6	2	10					13.7	41.0	10.2
12.6 (B ₃)	84	5	3	8					16.8	28.0	10.5
9.1 (A ₁)	79	4	6	11					19.7	13.2	7.9
9.2 (B)	54	24	15	7					2.2	3.6	1.4
9.3 (A ₂)	26	10	64						2.6	0.4	0.3
9.4 (B ₂)	63	15	22						4.2	2.9	1.7
13.1 (A ₁)	80	6	8	6					13.3	10.0	5.7
13.2 (B)	75	6	14	5					12.5	5.3	3.7
13.3 (A ₂)	38	4	54	4					9.5	0.7	0.6
13.4 (B ₂)	53	4	40	3					13.2	1.3	1.2
13.5 (B ₃)	83	4	4	9					20.7	20.7	10.4

Ceci indiquerait, par conséquent, que dans ce profil 16 le verre volcanique est concentré dans la fraction grossière et aurait une taille supérieure à celle des fragments de verre des autres profils. Ce résultat irait dans le sens de ce qui a été signalé précédemment sur l'origine des matériaux, et pourrait être mis en relation avec la proximité relative de ce profil des sources de l'ouest (Andes et sierras pampeanas).

En outre, nous pouvons constater que certains échantillons renferment des teneurs élevées en verre volcanique et en particulier les horizons 12.3 et 9.3 (60 et 64% de verre respectivement); par ailleurs, ces deux horizons présentent sur le terrain des caractères morphologiques similaires, et notamment des couleurs très claires par rapport aux autres horizons de leurs profils respectifs; ces échantillons ont ainsi été identifiés comme des horizons A'₂.

FRENGUELLI (1955) signale que des matériaux avec 60-90% de verre volcanique constituent des couches de cendres volcaniques qu'il faut distinguer des véritables loess pampéens; pour sa part MACIEL (1957) décrit des matériaux cendreux trouvés dans la partie centrale de la Province de Santa Fe qui présentent des caractères morphologiques et analytiques similaires à ceux des échantillons 12.3 et 9.3. Le rapprochement de ces faits permet de suggérer que ces deux horizons puissent être constitués en réalité par des couches de matériaux cendreux; les analyses micromorphologiques nous confirmeront plus tard cette hypothèse.

A l'opposé, d'autres échantillons présentent des pourcentages élevés de quartz, qui avoisinent ou dépassent 80% des minéraux de la fraction légère. A ce propos, FRENGUELLI (1955) avait déjà signalé que les analyses minéralogiques où le quartz apparaît prédominant, ne caractérisent pas des loess pampéens éoliens, mais plutôt des limons loessiques de sédimentation aquatique. Compte tenu de ces considérations et d'après la proportion de quartz observée, nous pourrions donc estimer que certains des matériaux étudiés se seraient déposés en milieu lacustre ou fluvio-lacustre; ceci pourrait être le cas, notamment, des échantillons 12.4, 12.5, 12.6, 9.1, 13.1 et 13.5; pour certains de ces échantillons cette explication se trouve précisément confirmée par les indications fournies par les données granulométriques.

Enfin, on relève que, les teneurs maximales en quartz sont atteintes dans certains des profils du secteur est, et, par contre, que les feldspaths sont en général plus abondants dans le secteur ouest de la région étudiée (rapport quartz/feldspaths, tableau 15 et figure 52).

On doit aussi noter la divergence entre nos résultats et certaines conclusions de POMAR (1969), concernant les proportions de verre volcanique dans le secteur nord-est de la Province. Cet auteur considère en effet que le secteur D est caractérisé par une "absence ou une très faible quantité de verre volcanique". Cependant, on remarque par exemple dans les tableaux qui accompagnent son travail, que dans la localité de El Charrua il a été déterminé un maximum de 56% de verre dans la fraction légère, dans Las Bandurrias 19% de verre, tandis que dans d'autres points situés dans la moitié nord du secteur D, on ne dispose que d'estimations semi-quantitatives. Par contre, dans la moitié sud de la région D le verre semble être effectivement peu abondant.

Par conséquent, sur la base des résultats antérieurs et de nos propres déterminations, nous pensons qu'une subdivision pourrait être établie dans le secteur D de POMAR. La moitié nord de ce secteur, qui peut correspondre approximativement à la zone de 2 de la DQAE (1938), serait caractérisée par des matériaux superficiels dans lesquels on trouve des minéraux originaires du bouclier brésilien, ainsi que des apports relativement importants d'origine andine et/ou péripampéenne. Néanmoins, cette nouvelle limite proposée devrait être confirmée par des nouvelles déterminations.

5.2.2. Détermination de l'homogénéité du matériau originel des sols

L'existence de discontinuités lithologiques dans un profil de sol peut signaler la présence de dépôts d'origines différentes, ou bien correspondre à des variations dans la sédimentation de matériaux d'une même origine.

Si l'analyse minéralogique de certains profils des "Bajos Submeridionales" nous a déjà permis de déterminer la présence ou la prédominance d'apport d'origine diverse, les résultats obtenus ne sauraient être suffisamment sensibles pour établir d'éventuelles discontinuités entre des matériaux provenant de la même source.

La principale raison de cette difficulté provient du fait que les minéraux s'altèrent à des vitesses différentes et par conséquent que les proportions et la quantité totale des diverses espèces minéralogiques peuvent varier considérablement avec la profondeur, même dans des profils développés sur un matériau parental homogène (BREWER, 1964). C'est pourquoi divers paramètres basés sur les proportions des minéraux les plus résistants, ont été proposés pour déceler l'existence de strates différentes: par exemple, on peut utiliser la distribution des minéraux résistants dans les différentes fractions granulométriques, ou bien le rapport entre deux minéraux résistants à l'intérieur d'une fraction granulométrique bien déterminée. Selon BARSHAD (1964) la logique de ce dernier indice est fondée sur le fait que, n'étant pas altérables, ces minéraux ne seraient pas affectés par les processus de formation du sol et leur rapport dans une quelconque fraction granulométrique devrait alors rester constant à travers le profil; ainsi, les variations de ce rapport reflèteraient le degré d'homogénéité du matériau considéré.

Différents minéraux comme le zircon, la tourmaline, le grenat, l'anatase, le rutile; la sillimanite, le disthène, le quartz, l'albite, le microcline, etc. ont été proposés et utilisés dans ce but. (BARSHAD, 1964; BREWER, 1964). Par ailleurs, de tous ces minéraux, le zircon et le quartz sont les plus fréquemment utilisés du fait de leur relative stabilité sous des conditions et dans des milieux variés, ainsi que par leur fréquente distribution dans des matériaux d'origines diverses. Cependant, et comme le signale BREWER (1964) le quartz a l'avantage sur le zircon d'être généralement plus abondant et par conséquent son estimation quantitative pourrait être d'une plus grande exactitude. Aussi, d'après BARSHAD (1964) le quartz et les feldspaths, particulièrement l'albite et/ou le microcline dans les sols modérément altérés, sont aussi utiles que les minéraux lourds résistants pour indiquer la présence de discontinuités lithologiques.

Pour toutes ces raisons nous avons donc entrepris l'étude de l'homogénéité lithologique des profils des Bajos Submeridionales" en utilisant principalement les données de la fraction légère, et en commençant par l'emploi du rapport quartz/feldspaths dans la fraction

granulométrique de 50 à 100 μ . Cependant, les caractéristiques particuliers de ces sols nous ont aussi conduit à utiliser d'autres paramètres, dont nous discuterons plus loin.

A - Indices d'homogénéité basés sur la fraction légère.

L'établissement du rapport quartz/feldspaths dans la fraction très fine des sables permet déjà de tirer certaines conclusions intéressantes sur l'homogénéité des profils considérés. Dans la figure 52 sont représentées, pour chaque profil, les variations de ce rapport en fonction de la profondeur.

Ainsi, pour le profil 16, la valeur relativement constante de ce rapport indiquerait que ce sol se soit développé dans un matériau homogène.

Pour le profil 27, par contre, la variation abrupte de la courbe au niveau du deuxième horizon incline à supposer l'existence d'une discontinuité dans cet horizon.

Pour le profil 79, le rapport Q/F de l'horizon A_1 est plus faible que ceux des autres horizons, mais cette différence doit être considérée comme peu significative d'une discontinuité. En revanche, ce rapport obtenu pour l'horizon 1 du profil 9, laisse peu de doutes sur la présence d'une discontinuité à ce niveau, alors qu'il n'y a apparemment pas de différences entre les trois horizons suivants.

Pour le profil 11, l'aspect brisé de la courbe dans l'horizon 2 indique la possibilité d'une discontinuité dans cet horizon. Dans le profil 13, l'écart du point correspondant à l'horizon 5 peut suggérer un changement de matériau parental à ce niveau, tandis que les inflexions de la courbe dans les autres horizons sont peu significatives.

Enfin, dans le profil 12 l'utilisation du rapport Q/F montre clairement l'existence d'une discontinuité lithologique entre les horizons 3 (A'_2) et 4 (B'_{21}); une deuxième rupture de la courbe permet de supposer une nouvelle différence de matériaux dans les horizons sous jacents.

Ces résultats, basés sur l'emploi du rapport Q/F, permettent de mettre en évidence la présence de certaines discontinuités lithologiques dans les profils 9, 12 et 13 et confirmeraient notre hypothèse sur la superposition de couches sédimentaires différentes. Mais néanmoins, ils ne nous semblent pas suffisamment sensibles pour détecter dans ces sols toutes les variations lithologiques possibles.

Ainsi, par exemple, la composition minéralogique de la fraction légère du profil 13 (tableau 15) présente dans les horizons 3 et 4 une diminution importante du quartz avec une augmentation corrélative du verre volcanique. Cette variation minéralogique, que nous croyons d'origine sédimentaire plutôt que d'origine pédogénétique (voir l'indice CPSD, Chapitre 3), ne se traduirait pas au niveau du rapport Q/F. Nous pouvons faire la même remarque en ce qui concerne la couche cendreuse du profil 9 (horizon 3).

En conséquence, bien que le rapport quartz/feldspaths soit considéré et employé par plusieurs auteurs comme un indice valable pour déterminer la présence de strates différentes, nous avons été amené à utiliser également les proportions de verre volcanique comme référence pour l'évaluation de l'homogénéité de ces profils.

A ce propos, il faut signaler que nous ne connaissons pas de travaux, où le verre volcanique ait été pris comme élément de référence pour l'évaluation de l'homogénéité de sédiments. Cependant, le verre volcanique acide -présent dans nos sols- possède une résistance marquée à l'altération. Ainsi par exemple, FIELDS et SWINDALE (In: BREWER, 1964) situent le verre volcanique acide au même échelon de résistance que les feldspaths et même au dessus de la muscovite, qui est pourtant considérée par d'autres auteurs comme un minéral très stable (voir par exemple l'échelle de PETTIJHON et celle de GRAHEIM; In: BREWER, 1964). Si, en plus, nous tenons compte du fait que parmi les minéraux reconnus comme feldspaths nous incluons toutes les espèces de ce groupe rencontrées dans nos sols (et donc avec des degrés variés de résistance à l'altération), nous avons le droit de penser que l'utilisation du verre volcanique acide comme minéral de référence est justifiée et, au moins, aussi valable que celle des feldspaths.

Nous avons ainsi établi pour tous les profils le rapport quartz/verre qui est présenté en pointillé sur la figure 52.

La courbe obtenue pour le profil 16 semble indiquer ainsi la présence d'une discontinuité lithologique dans l'horizon A₁ ce qui ne serait pas en accord avec les variations du rapport Q/F. Pour le profil 27 par contre, ce rapport correspondrait au long du profil à celui d'un matériau homogène.

Pour le profil 9, le rapport Q/V confirmerait l'hypothèse d'une discontinuité dans l'horizon superficiel, alors que pour le profil 79 la valeur obtenue pour l'horizon 5, semble être un peu écartée des autres points. La courbe Q/V du profil 11, de son côté, apparaît encore irrégulière, mais les variations plus marquées se trouvent dans des horizons autres que ceux indiqués par le rapport Q/F.

Enfin dans le profil 13, la similitude entre les horizons 3 et 4 et leurs différences avec les autres horizons seraient mieux mises en évidence par ce rapport que par le rapport Q/F. Dans le profil 12, la discontinuité entre B₂₁ et A₂ serait toujours évidente, mais l'écart entre les trois horizons de profondeur semble augmenté.

En conséquence, et bien que dans quelques cas le rapport Q/V puisse mieux rendre compte de certaines variations minéralogiques au sein des profils, ce rapport ne nous semble pas pouvoir résoudre, à lui seul, certains problèmes concernant l'homogénéité lithologique de ces sols.

Ainsi, nous en sommes finalement arrivés à la conclusion que, si les trois minéraux identifiés dans la fraction légère (quartz, feldspaths, verre volcanique) pouvaient être considérés comme des espèces relativement stables, l'analyse de l'homogénéité des profils devait être fait en fonction des trois, c'est à dire selon un indice qui prenne en compte leurs variations réciproques. Dans cette perspective nous avons donc considéré que ces variations pourraient être exprimées par le rapport quartz/feldspaths+verre.

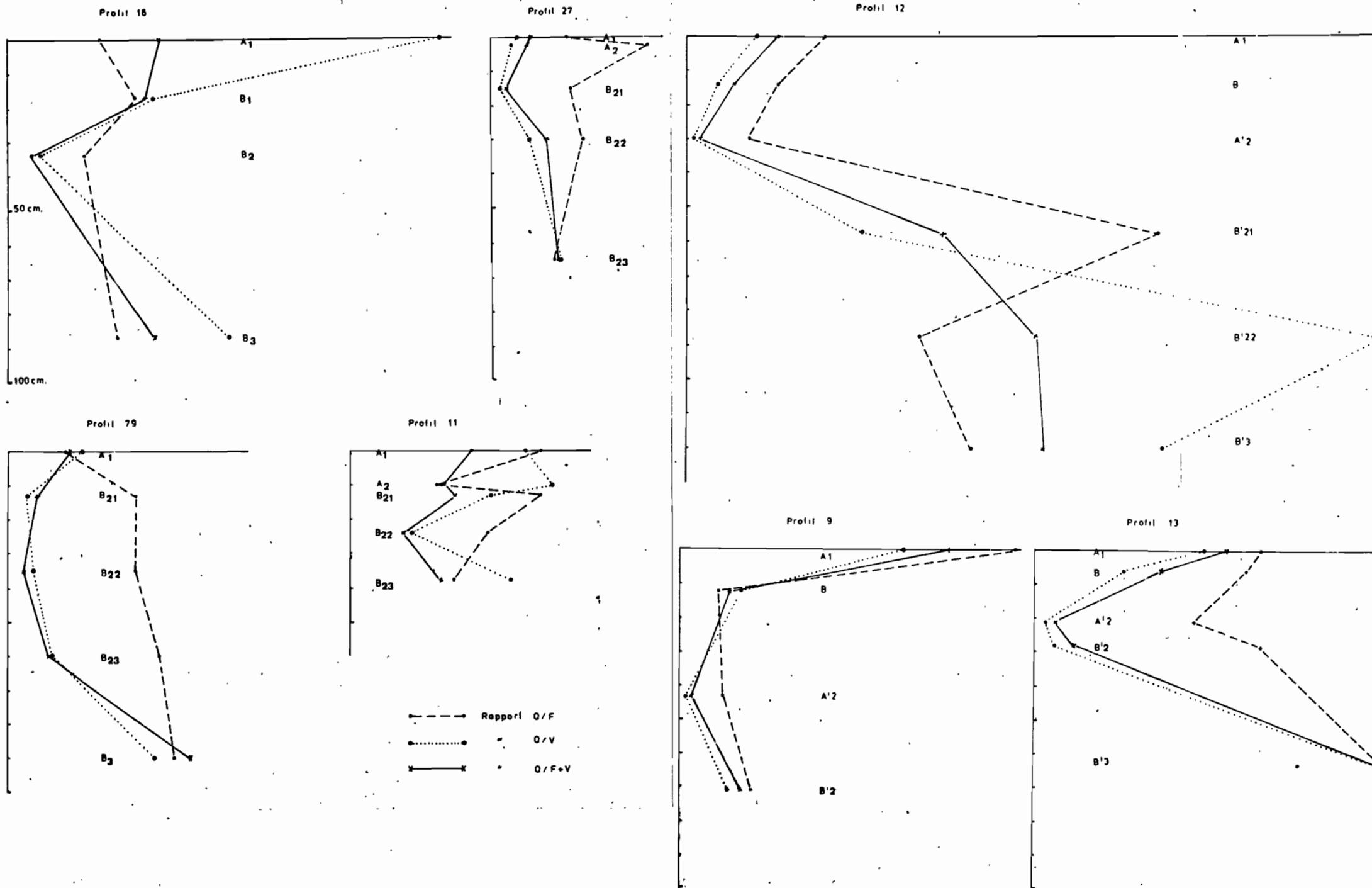


Fig. 52.-Variation des différents rapports minéralogiques en fonction de la profondeur.

Les courbes dressées avec ce rapport Q/F+V nous indiquent ainsi que le matériau parental des profils 27 et 11 apparaît homogène au moins jusqu'à la profondeur atteinte; pour le profil 79 il peut exister une discontinuité entre l'horizon 5 et les horizons supérieurs, alors que pour le profil 16, on peut penser à l'existence d'une discontinuité au niveau de l'horizon 3.

Par contre dans le profil 9, apparaît évidente une différence entre l'horizon de surface et les horizons plus profonds, et il en serait de même dans le profil 12 entre les trois premiers horizons et les horizons sous-jacents. Finalement le profil 13 pourrait être considéré comme composé par trois dépôts superposés; une couche correspondant aux horizons 1 et 2, une deuxième par les horizons 3 et 4 et une troisième par l'horizon 5. Ainsi, bien que ce dernier rapport apparaisse le plus approprié pour étudier l'homogénéité des matériaux dans ces sols des "Bajos Submeridionales", il ne semble pas capable de révéler toutes les possibilités de discontinuités présentes dans ces sols. Ces résultats confirment ainsi la nécessité de recourir dans ce genre d'étude à l'utilisation simultanée de plusieurs informations différentes.

B - Indices d'homogénéité basés sur la fraction lourde.

Un des indices minéralogiques le plus couramment utilisés est le rapport zircon/tourmaline : ces deux minéraux étant considérés comme les plus résistants à l'altération. Cependant, pour que cet indice soit valable on devrait l'utiliser sur une fraction granulométrique spécifique. Etant donné que, à l'exception du profil 79, nous avons travaillé sur toute la fraction lourde, l'établissement de ce rapport pour les autres profils serait probablement ici d'un faible intérêt.

Quant au profil 79, le rapport Z/T indique une rupture au niveau de l'horizon A₁, qui pourrait être considérée comme la conséquence d'une discontinuité lithologique dans cet horizon.

Aussi, bien que plusieurs auteurs aient suggéré d'utiliser le pourcentage de minéraux lourds pour la corrélation des matériaux parentaux (BREWER, 1964), cette donnée ne semble valable que comme complément des analyses minéralogiques quantitatives. Dans notre cas, les variations du poids de minéraux lourds le long de chaque profil nous

apparaissent bien difficiles à interpréter directement, et en conséquence nous n'insisterons pas davantage sur elles.

Enfin, nous avons aussi comptabilisé dans la fraction lourde des profils 9, 12 et 13 les proportions de minéraux transparents, opaques et altérés (tableau 14). Ces résultats nous renseignent d'abord sur le fait que ces sols renferment d'importantes quantités de minéraux opaques (environ 50% des minéraux lourds), qui, pour la plupart, seraient des grains de magnétite.

Nous avons aussi comparé dans ces profils les proportions de grains transparents et altérés afin de déterminer la correspondance entre leur rapport et les autres paramètres déjà discutés. Ainsi, pour le profil 13 leur rapport semble s'accorder avec les différents niveaux lithologiques, que nous avons signalé. Pour le profil 12, on aurait aussi une augmentation marquée des minéraux altérés dans l'horizon 4, ce qui correspondrait à la discontinuité déjà mise en évidence à ce niveau par d'autres moyens; les autres variations de la proportion des minéraux altérés semblent d'interprétation plus délicate. Quant au profil 9, on peut seulement dire que les minéraux altérés sont uniquement présents dans l'horizon le plus profond.

XXXXXXXXXXXXXXXX

Ces analyses minéralogiques des fractions sableuses, nous ont permis de déterminer des variations latérales de la composition des matériaux qui reflètent des apports provenant d'origines diverses; aussi, dans certains profils, il nous a été possible d'établir l'existence de discontinuités lithologiques verticales.

Ces résultats complètent et confirment ainsi les données déjà fournis par les analyses granulométriques et chimiques. Par la suite, les analyses minéralogiques des argiles et les analyses microscopiques nous permettront d'obtenir des renseignements supplémentaires sur les caractéristiques lithologiques des matériaux sédimentaires étudiés.

CHAPITRE VI

MINÉRALOGIE DES ARGILES

6.1. Introduction

Bien que la minéralogie des argiles des sols du bassin chaco-pampéen puisse être considérée en première approche comme assez homogène du fait de l'origine et de la composition semblable de la plupart des matériaux, l'identification précise des minéraux constitutants pose encore beaucoup de difficultés. En effet les études déjà réalisées sont encore peu nombreuses, et surtout la nature même de ces argiles est complexe et difficile à analyser et à interpréter.

D'après les données de la littérature (GONZALEZ BONORINO, 1966; INIGUEZ et SCOPPA, 1970; 1972; 1973; etc) les principaux minéraux qui constituent la fraction argileuse des matériaux pampéens, sont l'illite, la montmorillonite et les minéraux interstratifiés du type illite-montmorillonite. Parmi les minéraux 2:1, certains auteurs ont mentionné aussi la présence de chlorite (DE PETRE, 1969).

En ce qui concerne l'illite, et d'après l'allure des pics caractéristiques obtenus par diffractométrie des rayons X, l'état de ce minéral a été l'objet d'interprétations diverses. Ainsi, certains auteurs considèrent que l'illite des sols de la Pampa est mal cristallisée (GONZALEZ BONORINO, 1966). Pour sa part, DE PETRE (1969), étudiant un profil de sol de la province de Buenos Aires, considère que l'illite est "altérée" et présenterait certaines propriétés d'expansion. INIGUEZ et SCOPPA (1972), étudiant des sols de la même province, trouvent que l'illite est le minéral dominant et qu'elle a des caractères d'"illite expansible". Par contre, STEPHAN et al. (1977), étudiant des Brunizems de Santa Fe, considèrent que l'illite y est bien cristallisée.

En outre, la kaolinite serait aussi présente dans tous ces sols, mais toujours en faible quantité. Des minéraux accessoires tels que les feldspaths et le quartz se trouvent généralement présents dans la fraction inférieure à 2 microns. Enfin, certains auteurs auraient décelé aussi dans certains profils la présence de gibbsite et dans d'autres, de matériaux amorphes. (INIGUEZ et SCOPPA, 1970).

En ce qui concerne plus particulièrement la minéralogie des "Bajos Submeridionales", le seul travail disponible sur des sols proches de la région que nous étudions ici, est celui de DE PETRE et PEREZ RODRIGUEZ (1970). Ces auteurs, étudiant des sols de la dorsale orientale ("Cuna Boscosa") concluent que l'illite y est le minéral principal, accompagné par de petites quantités de montmorillonite et de kaolinite. Ces auteurs considèrent que l'illite est "altérée" et présente des propriétés de gonflement, mais ils indiquent que les minéraux interstratifiés sont absents dans ces sols; par ailleurs ils signalent la présence de minéraux accessoires, comme le quartz, les feldspaths et des "oxydes libres".

Compte tenu de ces travaux, et afin de mieux préciser la nature minéralogique des argiles des sols des "Bajos Submeridionales", nous avons entrepris leur étude à l'aide de plusieurs techniques analytiques : rayons X, analyse thermique différentielle, microscopie électronique. Nous discuterons donc, pour quelques profils représentatifs, les résultats obtenus par chacune de ces méthodes.

6.2. Analyses diffractométriques aux rayons X.

1- Les méthodes.

L'étude aux rayons X des argiles a été réalisée sur la totalité des profils présentés dans ce travail. Cependant, étant donné les problèmes soulevés lors de cette première série d'analyses du fait de la complexité des argiles présentes, nous avons été amené à entreprendre sur quelques échantillons des nouvelles déterminations et des tests complémentaires d'identification.

Nous présenterons donc les résultats obtenus sur quatre profils de sols différents par leur morphologie, par leurs caractéristiques analytiques, ainsi que par leur position dans le paysage. Les données diffractométriques seront présentées en deux séries, dont nous comparerons les résultats et à partir desquels nous tirerons des conclusions.

La "série 1" correspond aux analyses réalisées à l'aide d'une diffractomètre SIGMA 80-C.G.R. à distribution automatique des échantillons, et dans les conditions suivantes : anticathode de cobalt; filtre de fer; haute tension 45 KV, intensité 10 mA; vitesse 1°/minute. Avec cet appareillage nous avons ainsi obtenu les diagrammes de poudres des échantillons traitées à l'eau oxygénée pour l'élimination de la matière organique, et saturés au magnésium. Ensuite nous avons fait l'étude aux rayons X sur des échantillons magnésiens orientés (Mg), sur des échantillons glycerolés (Mg-G) et enfin sur des échantillons chauffés à 490°C (Mg Ø). Comme nous le verrons, deux problèmes majeurs se sont posés à la suite de ces analyses : la nature des minéraux gonflants, et la présence éventuelle de minéraux intergrades. Pour essayer de répondre à ces questions nous avons donc entrepris une deuxième série d'analyses diffractométriques.

Pour la "série 2" nous avons utilisé cette fois un diffractomètre RIGAKU, qui permettrait un plus grand étalement des pics de diffraction; ici les conditions de travail ont été les suivantes : anticathode de cobalt, filtre de nickel; haute tension 30 K V; intensité 10 mA; vitesse 1°/minute. Avec cet appareillage nous avons analysé des échantillons magnésiens (Mg) et glycolés (Mg-EG); nous avons aussi étudié des échantillons saturés au potassium (K) et chauffés à 200°C (K Ø 200°) et à 450°C (K Ø 450°); pour éviter d'éventuelles réhydratations, les échantillons étaient placés dans un dessiccateur après le chauffage.

Afin d'éliminer d'éventuels produits amorphes ou de la matière organique qui pourraient masquer les argiles cristallines, ainsi que pour déceler la présence de l'aluminium ou de la matière organique interfoliaire, nous avons aussi traité les échantillons au citrate de sodium (ROBERT et TESSIER, 1974). Une partie de ces argiles traitées au citrate a été saturée au magnésium (CS Mg) et glycolés (CS Mg EG); une autre partie a été saturée au potassium (CSK) et chauffée à 200°C (CSK Ø 200°) et à 450°C (CSK Ø 450°); enfin, quelques échantillons ont été saturés au lithium (CS Li) afin d'appliquer le test HOFMANN KLEEMEN. Ces argiles ont alors été déposées sur une lame spéciale de silice opaque pour éviter les interférences qui pourraient être produites par le sodium des lames de verre ordinaire (BYSTROM BRUSEWITZ, 1975); enfin les échantillons ont été chauffés à 500°C et traités avec l'éthylène glycol (CS Li Ø EG).

2- Les résultats obtenus

Profil 27 (solonetz solodisé; zone de transition de la dorsale occidentale)

Série 1.

Les diagrammes de poudres (fig.53) mettent en relief la prédominance de l'illite dans les horizons A_1 et A_2 de ce profil. Le pic à 10 Å de l'illite se trouve légèrement ouvert vers les petits angles; il apparaît aussi quelques légères réflexions, en particulier en A_2 (13, 1A; 18, 3A, etc) qui pourraient être dûes à la présence d'une faible proportion de minéraux interstratifiés. Dans les horizons B, la plus faible expression des réflexions à 10Å, 4,98Å, et 2,98Å indique une forte diminution de la proportion d'illite; par ailleurs le pic à 10Å devient nettement asymétrique ce qui correspondrait à une augmentation du degré d'ouverture ou d'interstratification de ce minéral. Cette plus faible proportion d'illite dans ces horizons B, s'accompagne d'une augmentation corrélative des réflexions dans la zone des petits angles (3° à $9^\circ, 2\theta$); il est à noter que cette augmentation des réflexions se fait soit en formant un pic maximal irrégulier comme dans l'horizon B_{22} (17,7 Å) et l'horizon B_3 (17,7Å et 21,3Å), soit en dessinant une "queue" de réflexions continues orientées vers les angles plus petits ("queue de diffusion", Mac EWAN et RUIZ AMIL, 1973); dans les deux cas, ces réflexions pourraient être interprétées comme dûes à des smectites pauvrement cristallisées ou à la présence de minéraux interstratifiés. Par ailleurs, l'augmentation de la quantité d'argiles 2:1 dans ces horizons, est aussi mise en évidence par la plus grande intensité de la réflexion à 4,48Å correspondante aux plans 110 de ces minéraux.

La kaolinite pour sa part (réflexion à 7,18Å) est présente dans tout le profil en petite quantité, mais avec un maximum dans l'horizon A_2 . Le quartz (3,34Å - 4,26Å) et les feldspaths (6,42Å - 3,21Å) sont également présents dans tout le profil, mais ils sont surtout abondants dans les horizons superficiels et principalement dans l'horizon A_2 .

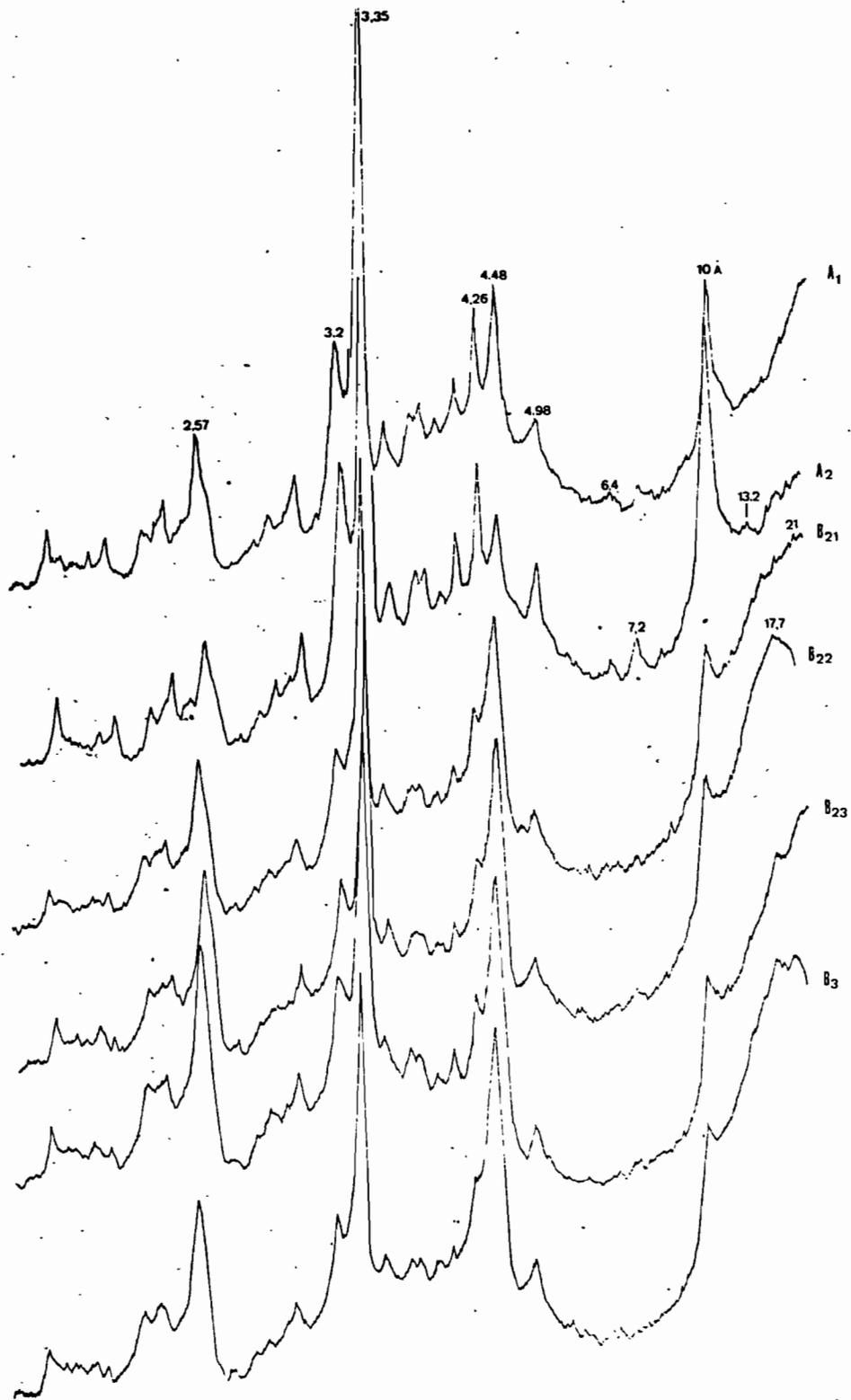


Fig. 53.-Analyses diffractométriques aux rayons X.
 Profil 27. Série 1; diagrammes de poudres.

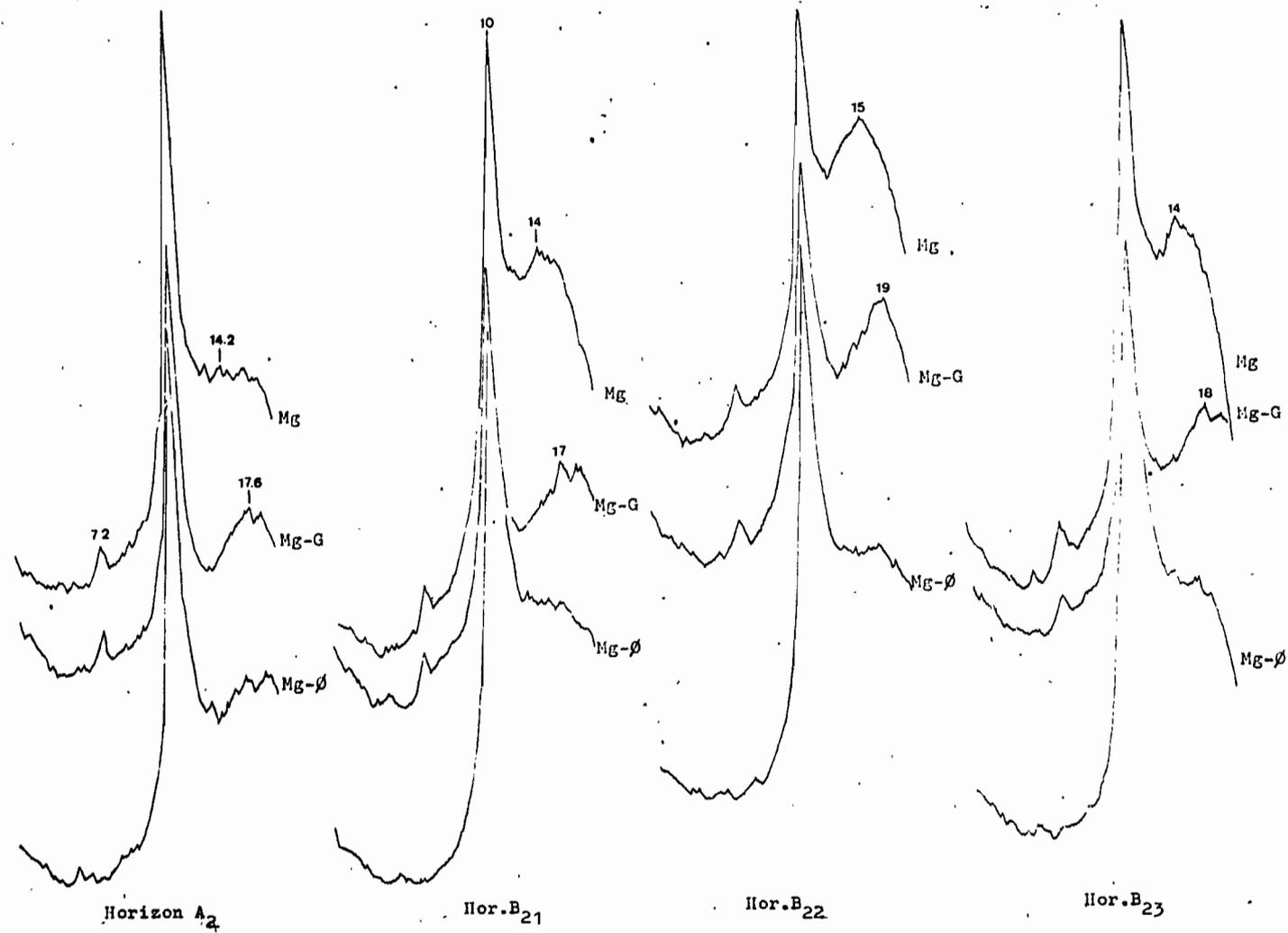


Fig. 54.-Profil 27.Série 1;diagrammes des argiles orientées.

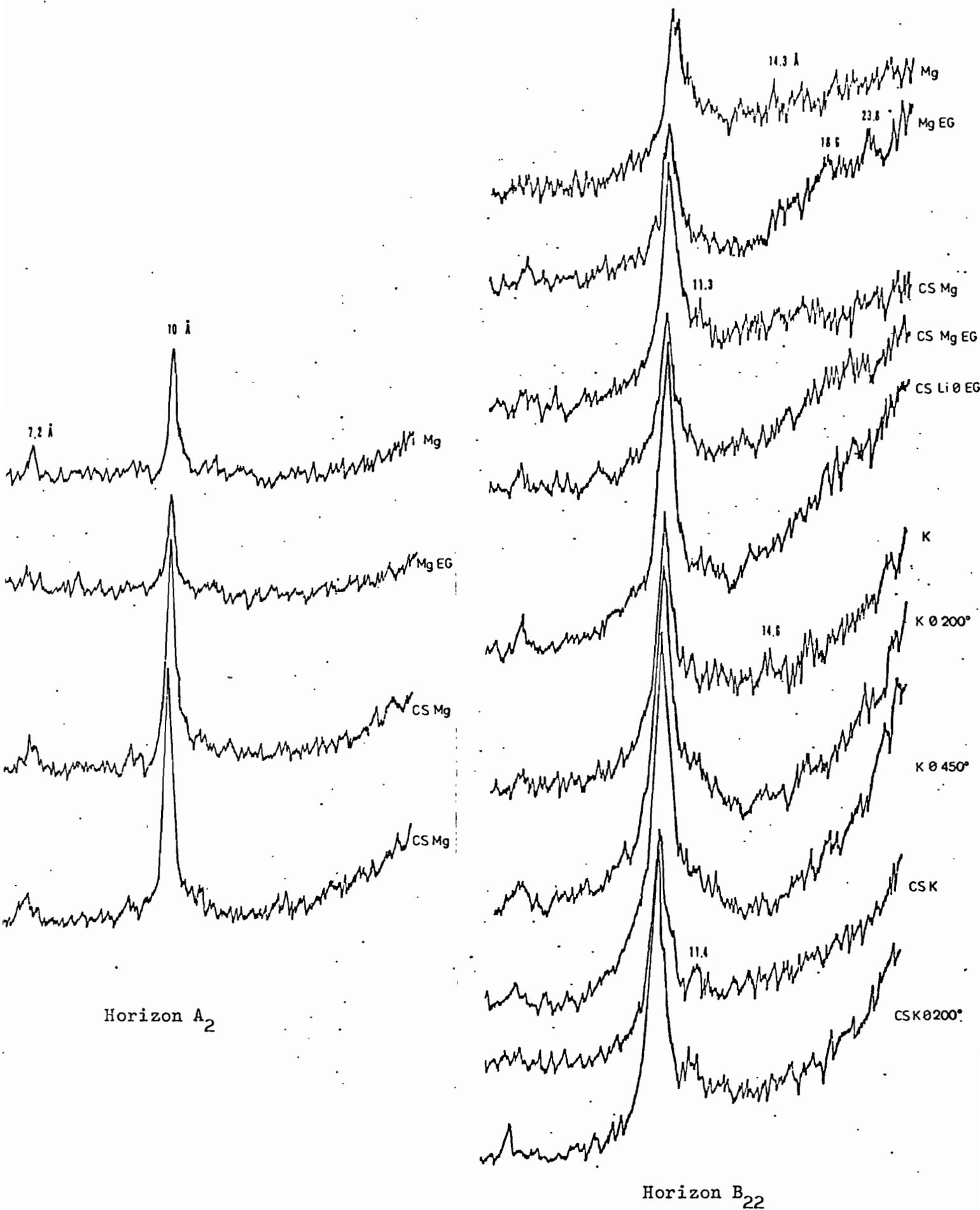


Fig. 55.-Analyses diffractométriques aux rayons X de quelques échantillons du profil 27. (Série 2).

Quant aux diagrammes des argiles orientées saturées en magnésium (fig.54); nous pouvons constater pour les horizons A_1 et A_2 quelques faibles réflexions dans le domaine des petits angles (12,5Å - 20,5Å); pour les échantillons glycérolés on note des pics vers 20,5Å et 21,3Å, ce qui pourrait être attribué à des minéraux interstratifiés ou à des faux interstratifiés (présence de matière organique ou d'hydroxydes interfoliaires).

Dans les échantillons magnésiens orientés des horizons B, il y a des réflexions plus nettes vers 14-15Å, qui se déplacent avec les polyalcools vers 17-19Å; la présence de smectites serait donc ici plus évidente. Il est à remarquer en outre que les échantillons chauffés à 490°C ne se contractent pas totalement, et qu'il reste des réflexions vers 14-15Å qui pourraient être attribuées à la présence de minéraux intergrades; ce traitement fait par contre disparaître le pic à 7,2Å de la kaolinite, suggérant ainsi l'absence de chlorite vraie.

Série 2

Les résultats obtenus pour la série 2 (fig.55) apportent trois types d'informations supplémentaires.

a) En ce qui concerne la présence de minéraux gonflants de type smectite, la détermination est beaucoup moins nette avec le diffractomètre RIGAKU. Ceci provient du fait que les diffractions aux petits angles sont moins visibles et donnent un fond continu. Ainsi, selon le type de diffractomètre utilisé, l'identification des minéraux gonflants peut être plus ou moins assurée.

b) Les résultats du test HOFMANN KLEEMEN sont parfois difficiles à interpréter pour les mêmes raisons que précédemment. Mais la présence d'"une queue de gonflement" vers les petits angles après chauffage et traitement à l'éthylène glycol de l'échantillon saturé au lithium, conduit à admettre que les minéraux sont de nature beidellitique.

c) Le traitement au potassium montre un pic à 14,6Å qui disparaît après chauffage à 450°C; ce pic ne se manifeste pas dans l'échantillon traité au citrate de sodium, ce qui pourrait être attribué à la présence de minéraux intergrades ou à un blocage de feuillets par de la matière organique interfoliaire.

Profil 79 (sol salé et sodique à épipedon mollique; zone basse)

Série 1

Le diagramme de poudre de l'horizon A_1 (fig 56) met également en évidence la prédominance de l'illite; on note aussi quelques réflexions faibles à 11,65 Å et 18,3 Å (ce qui pourraient correspondre à des interstratifiés) et à 14,2 Å (probablement de smectites).

A partir de l'horizon B_{21} les réflexions dans les petits angles augmentent fortement en intensité, mais au lieu de donner des pics nets elles se caractérisent par la formation d'une "queue" montante de réflexions continues; certains pics plus nets apparaissent à 11,1 - 13,8-16,5 - 18,3 Å, etc; dans ces horizons, le pic de l'illite diminue en intensité et devient asymétrique vers les petits angles; par contre l'intensité de la réflexion à 4,48 Å caractéristique des minéraux 2:1 augmente d'intensité. La kaolinite se présente en faible quantité dans tout le profil. Les minéraux accessoires (quartz, feldspaths) sont par contre plus abondants dans l'horizon A_1 , diminuant nettement dans les horizons B.

Dans l'échantillon magnésien orienté de l'horizon A_1 (fig 57), et mis à part le pic à 10 Å de l'illite et celui à 7,2 Å de la kaolinite, on observe des faibles réflexions à 13,5 Å - 16,5 Å - 21,3 Å; l'échantillon glycérolé gonfle à 17,6 et 22,2 Å montrant la présence d'une certaine proportion de smectites et/ou d'interstratifiés; l'échantillon chauffé ne se referme pas à 10 Å ce qui serait un indice de la présence de minéraux intergrades.

Dans les échantillons orientés des horizons B on a des pics plus nets à 14 - 15 Å qui se déplacent vers 18 - 19 Å après le traitement au glycérol; dans les échantillons B_{22} et B_3 on a aussi après gonflement des réflexions à 23,3 Å et 20,5 Å respectivement. Le chauffage des échantillons produit la contraction presque totale des feuillets en B_{23} , tandis que dans les autres échantillons elle est moins bonne, en particulier en B_3 .

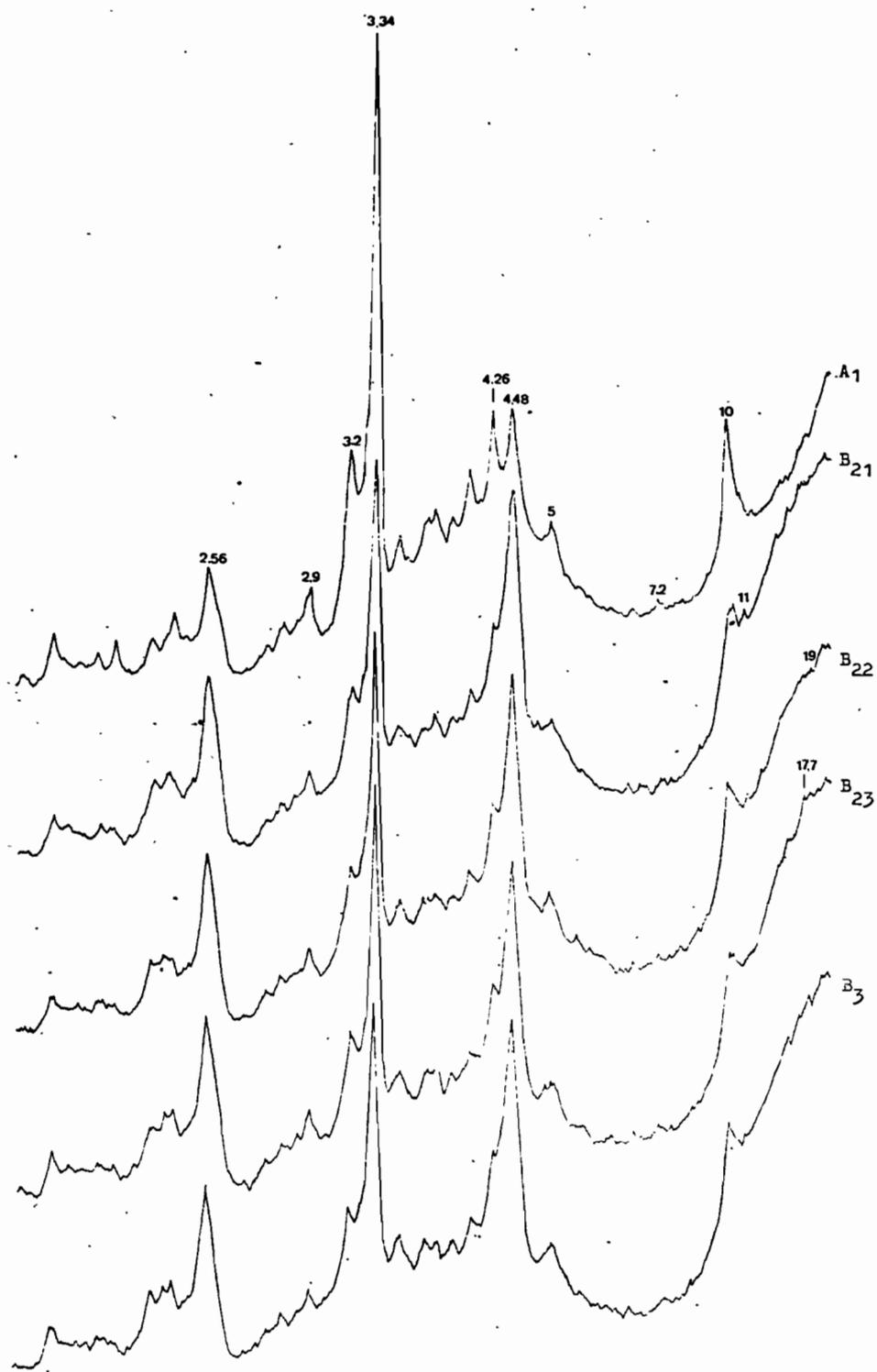


Fig. 56.-Analyses diffractométriques aux rayons X.
 Profil 79. Série 1; diagrammes de poudres.

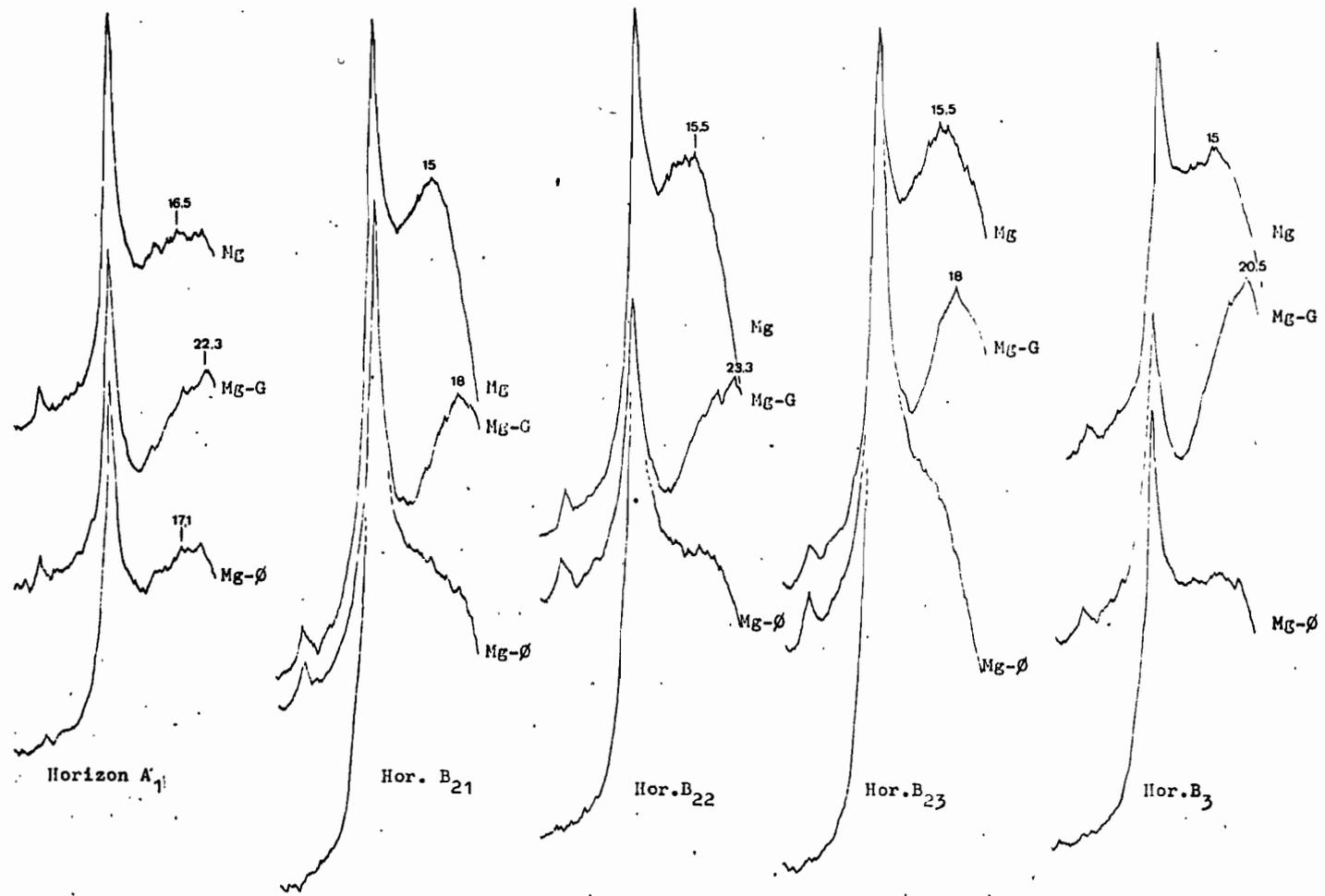


Fig. 57.-Profil 79.Série 1;diagrammes des argiles orientées.

Série 2

Les résultats obtenus dans cette série d'analyses sont similaires pour l'allure générale des diagrammes, à ceux de la série 2 du profil précédent; ils permettent d'obtenir les renseignements supplémentaires suivants :

a) les échantillons glycolés gonflent beaucoup moins nettement que dans les échantillons glycérolés de la série 1, ce qui pose des problèmes d'identification;

b) dans les échantillons potassiques chauffés, des réflexions vers 11 Å pourraient être attribuées à un certain blocage de feuillets;

c) le test HOFMANN KLEEMEN met en évidence le caractère beidellitique de ces argiles.

Profil 38 (brunizem "planosolique"; relief surélevé de la zone basse)

Série 1

D'après les diagrammes de poudre correspondants aux horizons A_1 et A_2 (fig.58) l'illite est le minéral argileux prédominant; cependant, des réflexions à 11,5 Å - 12,3 Å etc. indiquent aussi la présence de minéraux interstratifiés. A partir de l'horizon B_{21} l'intensité du pic à 10 Å diminue en intensité et devient irrégulier, ce qui correspondrait à une augmentation du degré d'ouverture des illites. Aussi, les réflexions correspondants aux minéraux gonflants (smectites, interstratifiés) sont plus fortement développées que dans les profils précédents (sommet à 17,7 Å) et elles augmentent en intensité vers la base du profil. La kaolinite se présente dans tout le profil en faibles proportions avec un maximum en A_1 . Le quartz (4,26 Å) et les feldspaths (3,21 Å) sont plus abondants dans les horizons A et en particulier en A_2 . A partir de B_{21} la quantité de minéraux accessoires diminue nettement et ceux ci disparaissent presque totalement en B_3 .

Les diagrammes des échantillons magnésiens orientés des horizons A (fig.59) présentent plusieurs réflexions faibles dans la zone de petits angles (11,9 Å - 14,6 Å - 19,7 Å, etc) indiquant la présence de minéraux à feuillets expansibles. Par contre, les diagrammes des horizons B développent des réflexions intenses et remarquablement symétriques à 14 - 15 Å. Les échantillons glycolés de ces horizons gonflent nettement à 17 - 18 Å, tandis que ce gonflement est plus irrégulier dans les horizons A. Le test de chauffage provoque la contraction totale de l'échantillon de l'horizon B₂₂, alors que dans les autres horizons un palier de réflexions demeure dans la zone des petits angles, ce qui pourrait être attribué à la présence de couches interfoliaires, minérales ou organiques.

Série 2

En plus des remarques générales que soulèvent cette série d'analyses, remarques similaires à celles mentionnées pour les échantillons des profils 27 et 79, on note ici, et par rapport aux profils précédents, la plus grande asymétrie du pic à 10 Å de l'illite.

Profil 13 (sol faiblement salé et sodique ; dorsale orientale)

Série 1

Le diagramme de poudre de l'échantillon A₁ montre la présence d'illite (fig.60); cependant, et par rapport aux horizons A des profils 27 et 79 le pic à 10 Å est petit et plus asymétrique; on observe aussi plusieurs réflexions vers les petits angles à 10,9 - 12,8 - 18 Å, qui correspondraient vraisemblablement à des minéraux interstratifiés. Cet échantillon apparaît assez riche en minéraux primaires : feldspaths (pics à 3,21 Å et 6,4 Å) et surtout en quartz (3,34 et 4,26 Å).

Le pic de l'illite devient peu manifeste à partir de B₂ ainsi que dans les autres horizons B; par contre les réflexions sont très importantes du côté des petits angles, avec des sommets vers 17,7 Å, qui caractérisent la présence d'une proportion considérable de smectites et de minéraux interstratifiés irréguliers. L'accroissement de la proportion d'argiles minéralogiques dans ces horizons se manifeste aussi par l'augmentation de pics à 4,48 Å et 2,57 Å; cependant, la quantité des minéraux accessoires (quartz et feldspaths) diminue fortement dans les

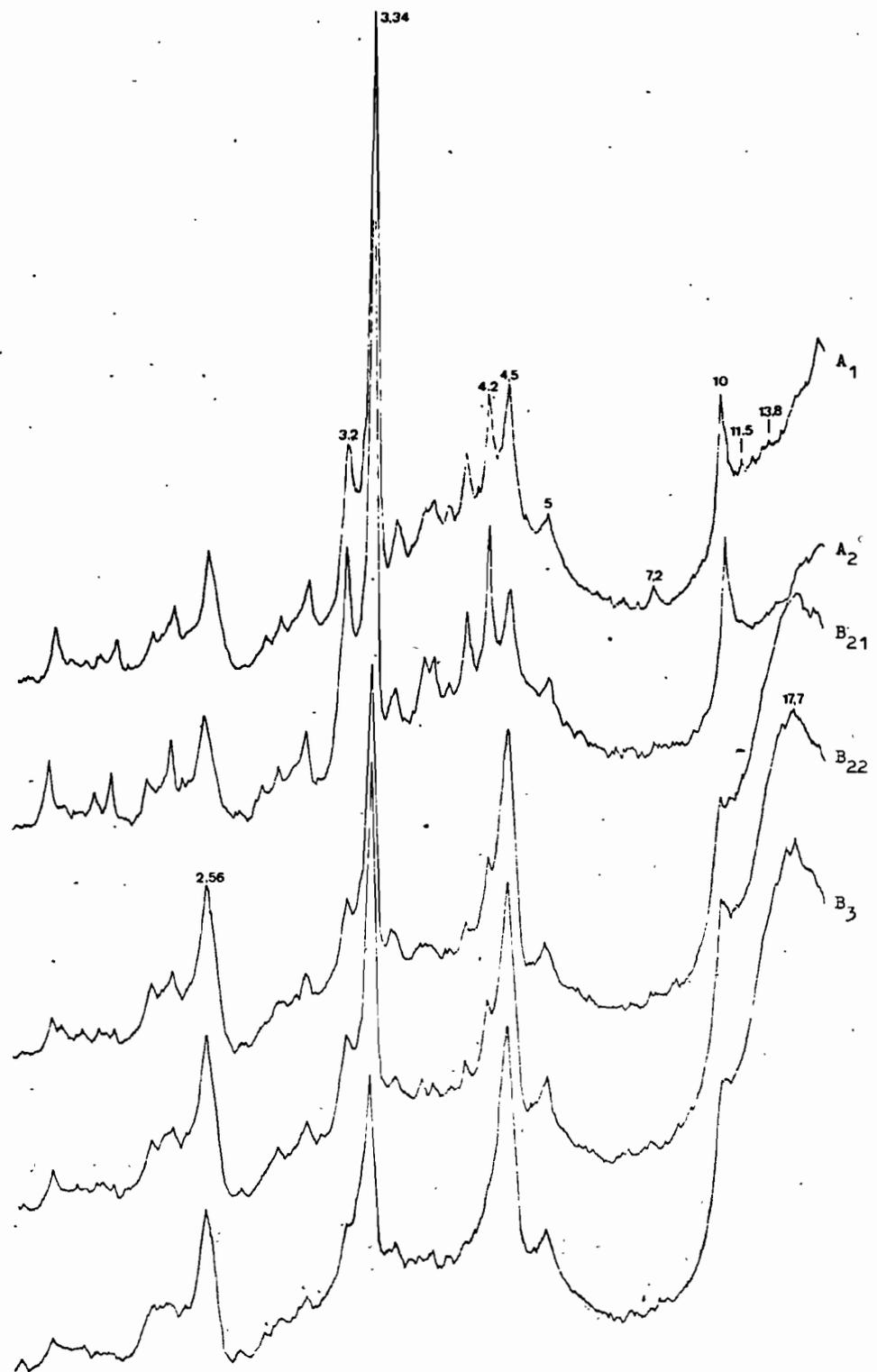


Fig. 58.-Analyses diffractométriques aux rayons X.
 Profil 38. Série 1; diagrammes de poudres.

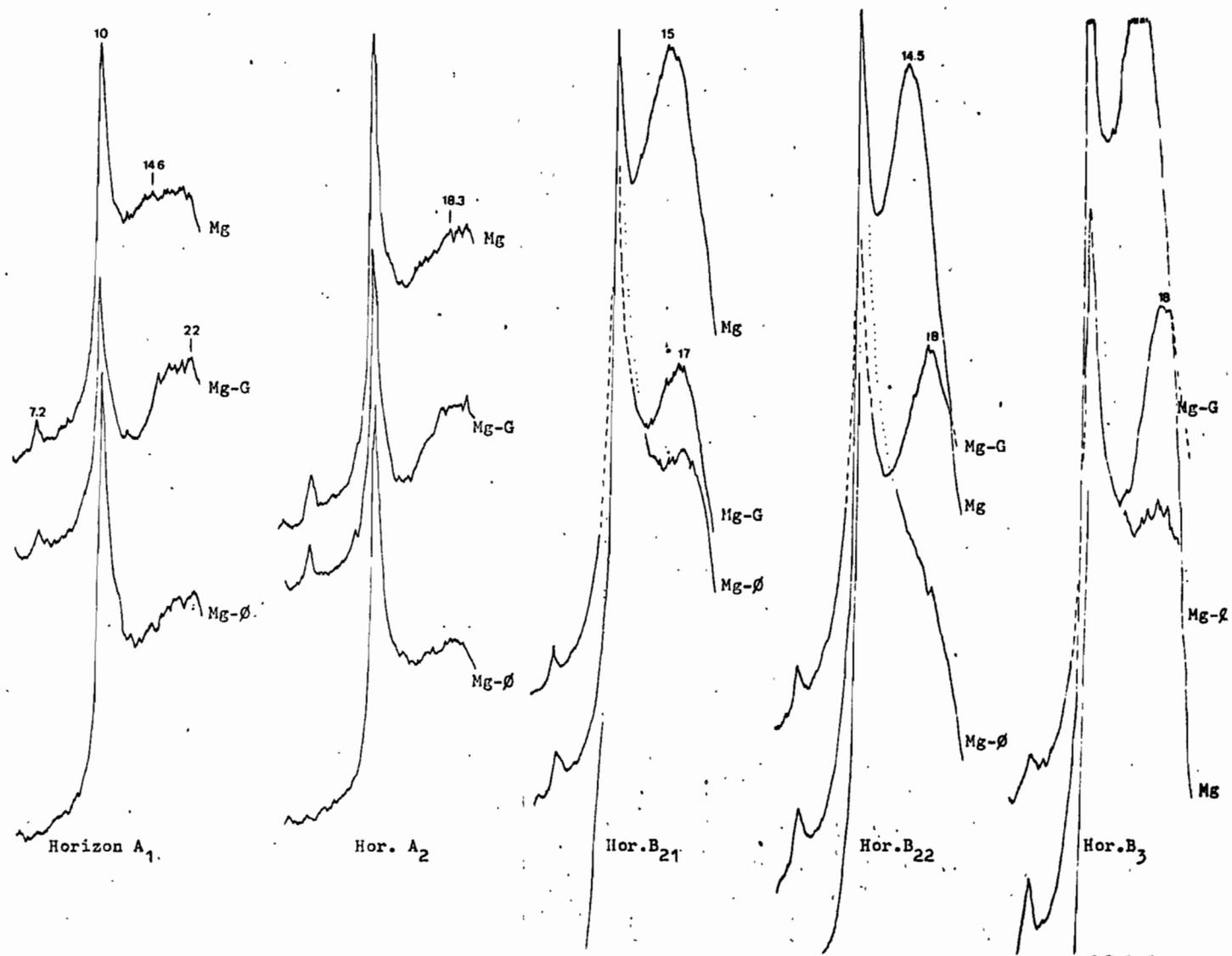


Fig. 59.-Profil 38.Série 1;diagrammes des argiles orientées.

horizons B. Enfin, la kaolinite est faiblement représentée dans tout le profil.

Dans les échantillons orientés de tout ce profil, on remarque le faible développement du pic à 10 Å de l'illite (fig.61). Il en est de même pour l'échantillon A₁, où apparaissent par contre une série de faibles réflexions dans les petits angles (sommet à 15,5 Å), qui correspondent aux minéraux gonflants (déplacement du pic à 19,4 Å après traitement au glycérol). Le chauffage de l'échantillon à 490°C conduit à la fermeture d'une certaine proportion de feuillettes (pic à 10 Å plus développé), mais les réflexions résiduelles dans le domaine des petits angles laisseraient supposer la présence de minéraux intergrades.

Dans les horizons B les réflexions augmentent dans la zone de petits angles avec, selon les échantillons, des sommets entre 14,6 et 17 Å ; dans les échantillons orientés, on note aussi la présence de pics faibles vers 8 Å, qui pourraient correspondre à des réflexions sous-multiples de minéraux interstratifiés. Les échantillons glycolés voient déplacer leur pic maximal vers 19-22 Å révélant ainsi la présence de minéraux gonflants; par ailleurs le pic de l'illite s'ouvre encore plus vers les petits angles. Les échantillons chauffés des horizons B₂ et B₄ se ferment relativement bien, tandis que ceux des horizons A₂ et B₃ présentent un palier qui pourrait correspondre à la présence de minéraux intergrades.

Série 2

Dans les échantillons de cette série on relève aussi les faibles expression et asymétrie du pic à 10 Å de l'illite (plus importantes encore que celles signalées pour le profil 38); ceci montrerait que l'ouverture de ce minéral est particulièrement avancée dans ce profil.

3- Interprétation des résultats.

Mises à part les variations minéralogiques observées à l'intérieur de chaque profil et entre les divers profils étudiés, dont nous en discuterons plus tard, plusieurs autres problèmes se posent pour l'interprétation de ces analyses diffractométriques aux rayons X.

En premier lieu, et pour les mêmes échantillons, la présence de minéraux gonflants est plus évidente dans la "série 1", que dans la "série 2". A cet égard il semblerait que dans ces échantillons, la reconnaissance des feuillettes expansibles soit facilitée par la contraction du diagramme comme c'est le cas dans la série 1.

Ensuite, se pose le problème de la nature de ces minéraux argileux gonflants. Une caractéristique remarquable de ces minéraux est de présenter, au lieu de pics définis, une "queue" orientée vers les angles plus petits. Ce caractère pourrait être interprété comme dû à une mauvaise cristallinité de ces argiles. Néanmoins, et d'après les indications fournies par les différentes analyses diffractométriques, nous considérons que l'allure particulière de ces diagrammes trouverait son origine dans la présence d'un grand nombre de réflexions successives correspondant aux divers ordres des minéraux interstratifiés irréguliers. A celles ci pourraient vraisemblablement s'ajouter aussi des réflexions plus typiques des smectites (14 Å normales, 18 Å solvatées) ce qui confère à ces diagrammes une grande complexité.

Nous voudrions donc insister sur la complémentarité des deux séries d'analyses diffractométriques réalisées : l'une (série 1) nous montre nettement la présence de minéraux gonflants, l'autre (série 2) nous précise le caractère complexe de ces minéraux. A cet égard, les diagrammes des rayons X fournis par les argiles de ces sols apparaissent beaucoup plus difficilement interprétables que ceux d'autres argiles interstratifiées cités dans la littérature (voir par exemple WEAVER, 1956).

Par ailleurs, dans plusieurs cas de la série 1, l'étude des échantillons chauffés semblerait indiquer la présence de minéraux intergrades. Comme on pourrait invoquer une réhydratation des échantillons magnésiens, nous avons réalisé dans la série 2 une saturation au potassium ainsi qu'un traitement au citrate de sodium. Dans certains cas, les résultats obtenus ne confirment pas la présence d'intergrades, tandis que dans d'autres cas une certaine résistance de feuillets à la contraction semble persister. La présence de chlorites vraies étant exclue par la disparition du pic à 7 Å à la suite du chauffage des échantillons, on peut considérer que les argiles non fermées ont un comportement de pseudochlorite. La nature de la couche interfoliaire dans ces minéraux est ainsi un autre problème posé par ces analyses diffractométriques.

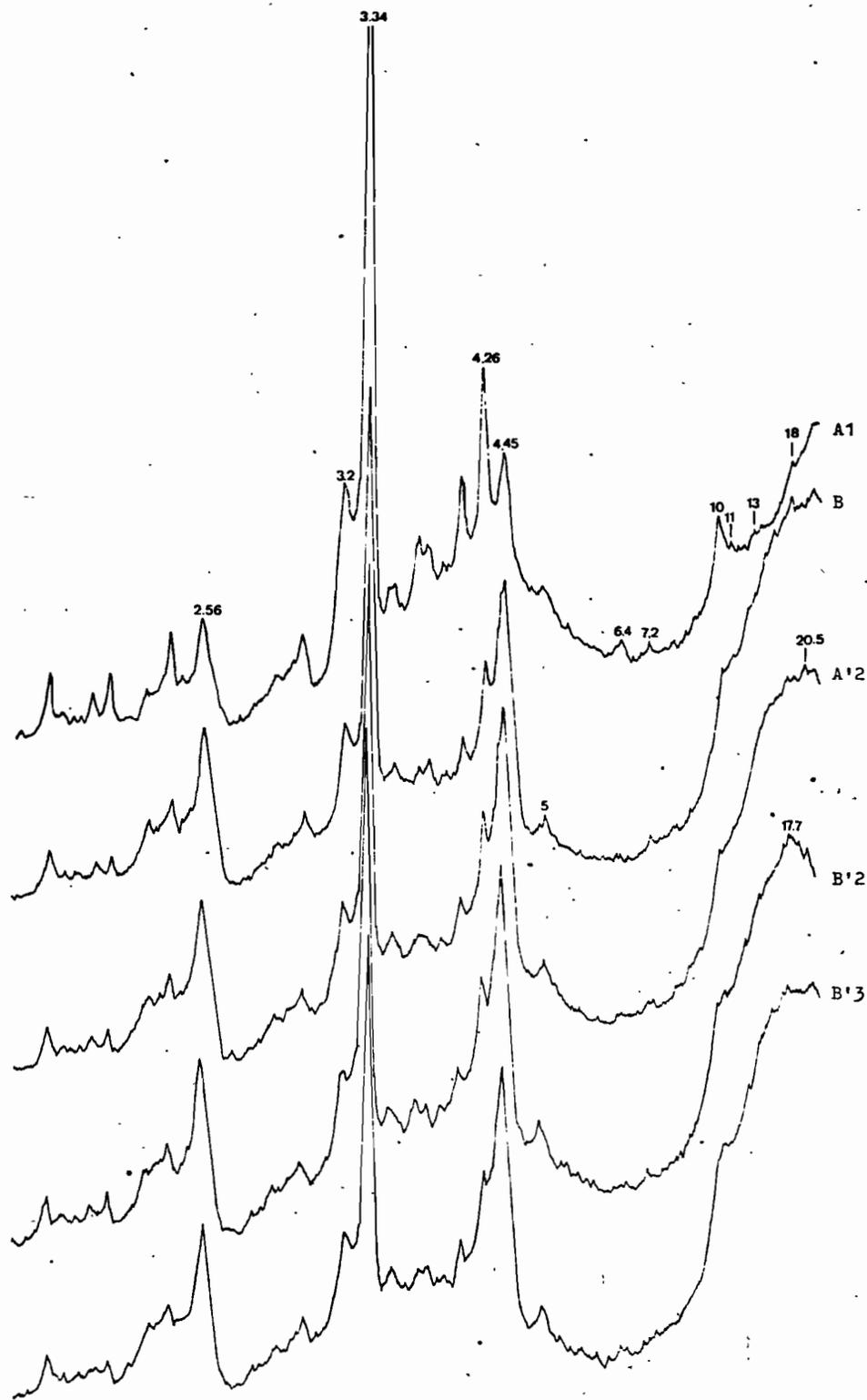


Fig. 60.-Analyses diffractométriques aux rayons X.
 Profil 13. Série 1; diagrammes de poudres.

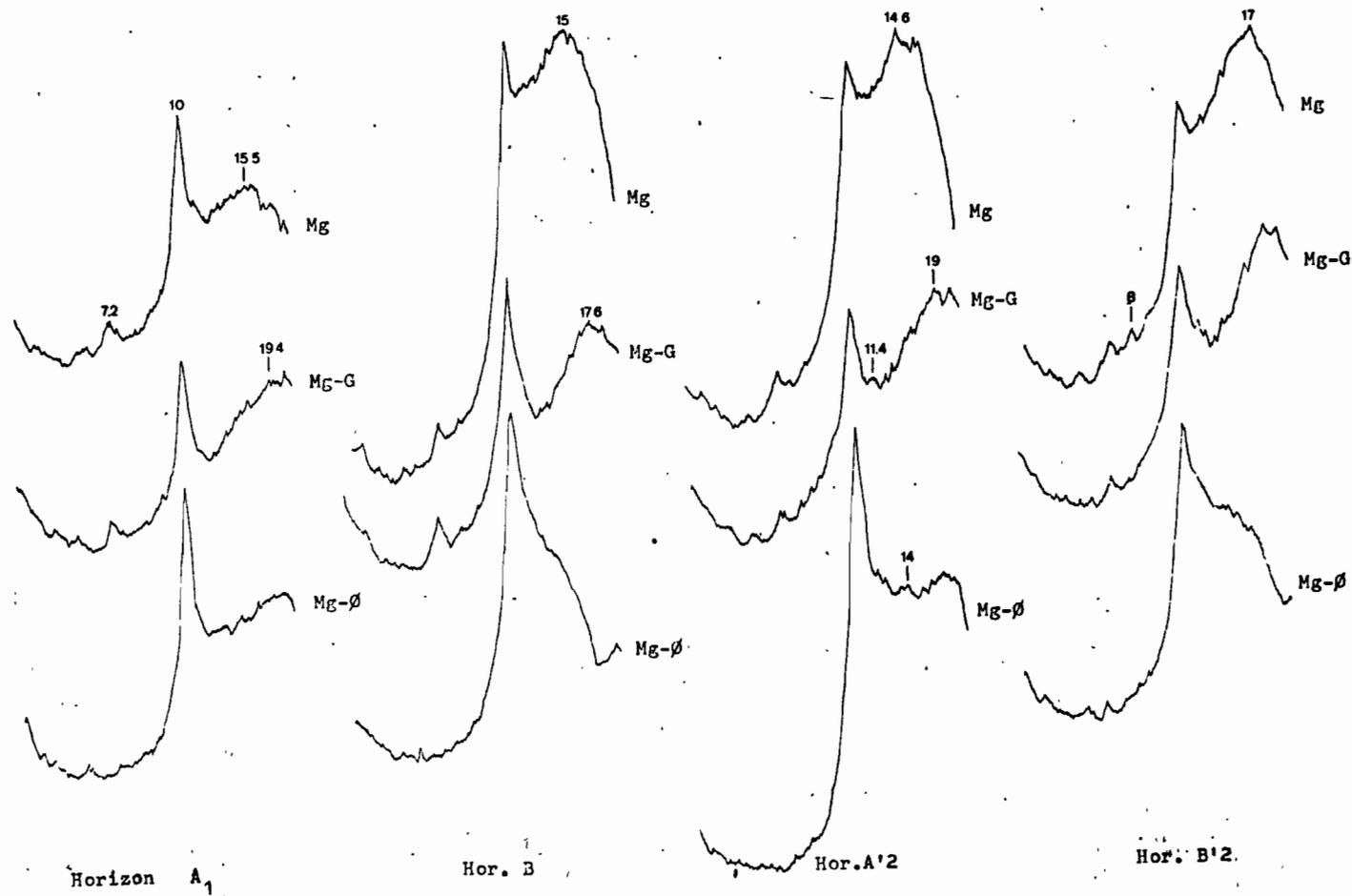


Fig. 61.-Profil 13.Série 1;diagrammes des argiles orientées.

Enfin, le test HOFMANN KLEEMEN met en évidence l'origine tétraédrique des charges et met ainsi en relief le caractère beidellitique de ces argiles expansibles.

6.3. Les Analyses thermiques différentielles.

Ces analyses ont été réalisées avec un appareil SETARAM micro ATD.M4. Les conditions de travail ont été les suivantes : four à résistance "Kantal A" couples thermoélectriques platine, platine-rhodié; sensibilité 100 V, avec filtre d'entrée sur le nanovoltmètre amplificateur NV 724; 250 mV dans l'enregistreur (Servotrace); vitesse de chauffe 21°2 par minute. Toutes les analyses ont été réalisées sur des échantillons saturés au magnésium; la quantité d'échantillon utilisée est de 25 μ litre.

Résultats obtenus

Dans le profil 27 (fig.62) l'analyse thermique montre une nette différence entre les courbes des horizons A et celles des horizons B. Ainsi, dans les horizons A₁ et A₂, le crochet endothermique à 145° (eau d'hydratation) est relativement faible; il en est de même en ce qui concerne le crochet de déshydroxilation à 570°; le troisième crochet endothermique vers 900° ainsi que l'exothermique à 950°C sont eux très peu visibles. D'après les températures auxquelles s'effectuent les dépôts d'eau, ces courbes traduisent la présence de minéraux 2/1 alumineux, dans ce cas de l'illite comme nous l'ont montré les analyses aux rayons X; en outre, une faible inflexion à 630°C manifeste aussi la présence de quartz.

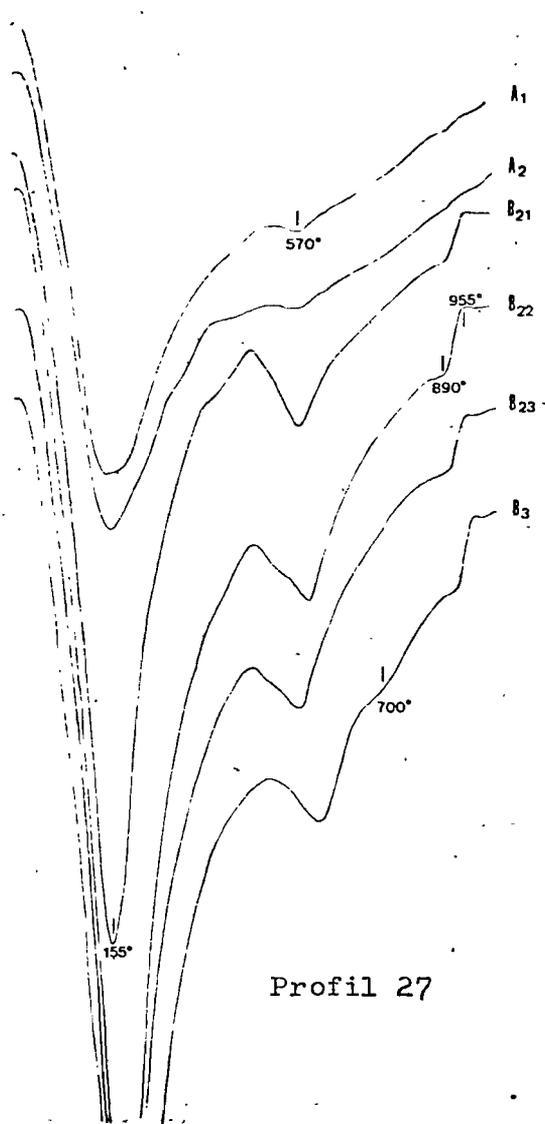
Dans les échantillons des horizons B, les pics enregistrés se produisent à des températures similaires à celles des horizons précédents. Par contre, on remarque le plus fort développement de ces divers crochets. La surface du premier crochet endothermique, ainsi que la température de déshydratation, augmentent dans les échantillons des horizons plus profonds (155°C en B₂₁, 170°C en B₃); ce qui indiquerait une augmentation

des minéraux hydratables vers la base du profil. Le premier départ d'eau de constitution, vers 585°C-600°C, est beaucoup plus marqué que dans les horizons A, de même que le couple endo-exothermique à 900°C-950°C. Dans l'horizon B₃ se manifeste également une légère inflexion endothermique vers 700°C.

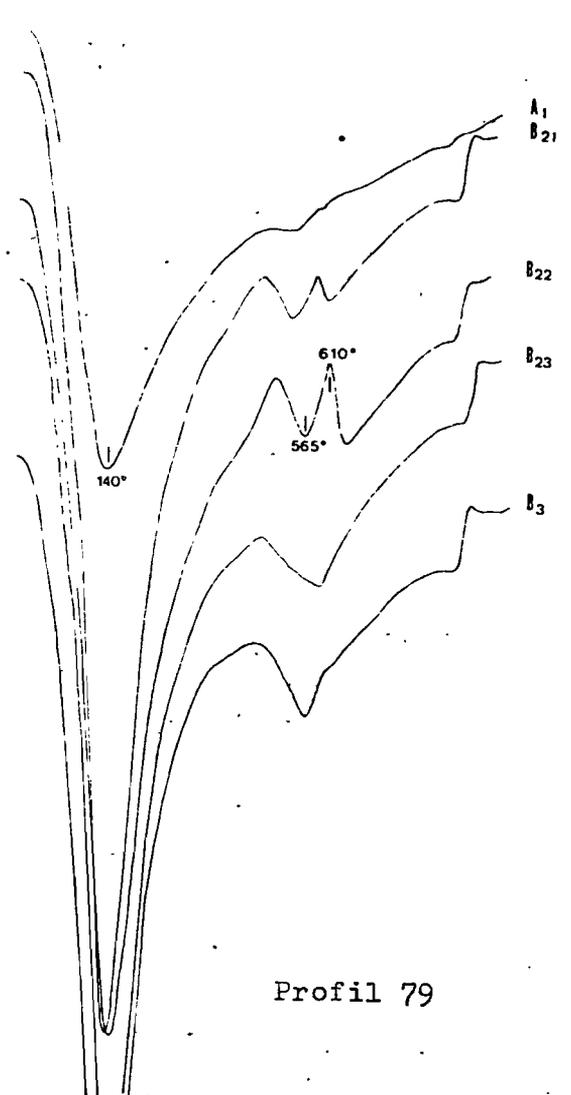
Ainsi, dans tout ce profil les températures de décomposition des argiles sont similaires, et peuvent correspondre à celles de l'illite. Cependant, le différent degré d'expression des courbes et en particulier le développement du premier crochet endothermique, ainsi que l'inflexion à 700°C, indiqueraient une certaine variation minéralogique au sein de ce profil. D'après MACKENZIE (1957) et BROWN (1961) des courbes similaires à celles que nous avons obtenues peuvent être produites par des "montmorillonites atypiques" ou par des minéraux interstratifiés. D'après MACKENZIE (1957) les beidellites présentent leur premier pic de déshydroxydation vers 550°C, avec parfois un autre crochet endothermique peu prononcé vers 700°C.

Bien que l'identification du type de smectite ne soit donc pas assurée par l'analyse thermique différentielle, les résultats obtenus permettent cependant d'établir la présence d'une forte proportion des minéraux hydratables dans les horizons B de ce profil; étant donné leur température de décomposition, il est possible de considérer que leur structure est similaire à celle des illites; il pourrait bien s'agir ainsi, au moins en partie, des minéraux interstratifiés irréguliers et de nature beidellitique.

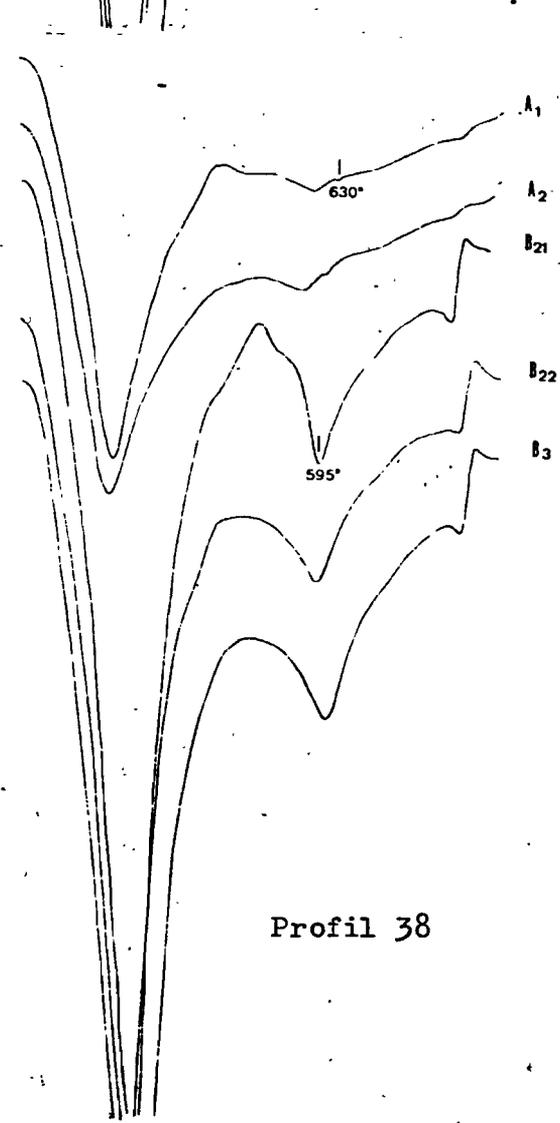
Le diagramme thermique de l'horizon A₁ du profil 79 (fig.63) est similaire à celui des horizons A du profil précédent; il correspond ainsi à la nature illitique des argiles de cet horizon, et indique aussi la présence de quartz. Dans les horizons B les crochets endothermiques dûs à l'eau d'hydratation et à l'eau de constitution augmentent fortement, comme pour le profil 27. Cependant, et à différence du profil précédent, des crochets exothermiques apparaissent dans les horizons B₂₁ et B₂₂ entre 605° et 610°C. Des traitements répétés à l'eau oxygénée ainsi qu'au citrate de sodium ont permis d'éliminer ces réactions exothermiques. De ce fait, et étant donné la température élevée à laquelle



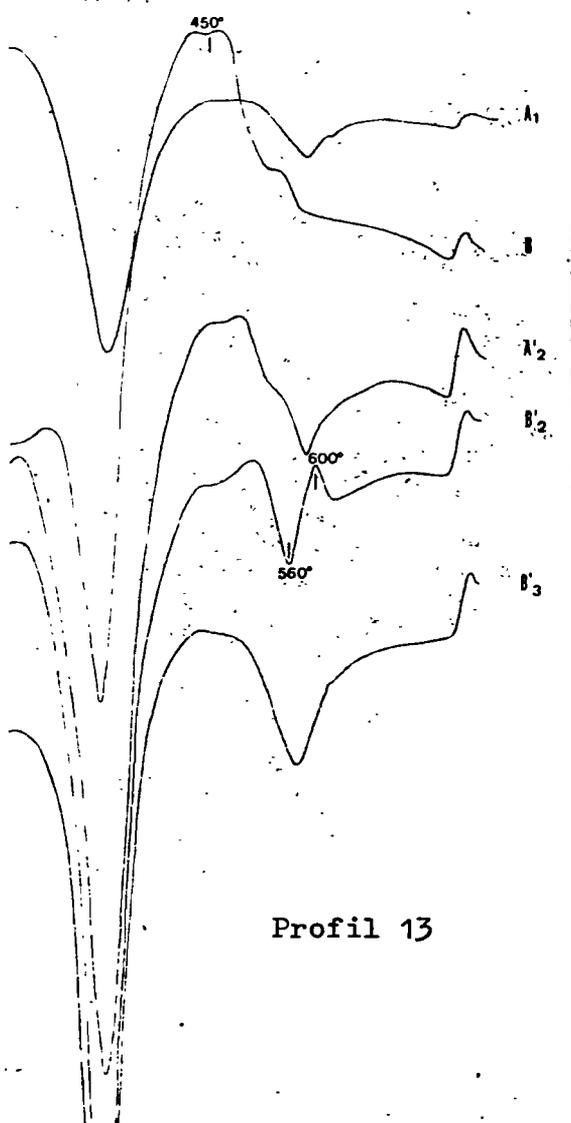
Profil 27



Profil 79



Profil 38



Profil 13

Fig. 62.-Analyses thermiques différentielles

apparaît cette réaction, nous croyons possible de l'attribuer à la présence de matière organique interfoliaire. Il est alors intéressant de constater que cette association organo-minérale n'apparaît presque pas dans l'horizon A₁ (le plus humifère), tandis qu'elle se développe dans les horizons B₂₁ et B₂₂ (moins humifères mais avec des argiles gonflantes). Ces résultats, qui s'accordent à ce qui a déjà été signalé par KODAMA et SCHNITZER (1971) et par MOINERAU (1975), permettent de confirmer le pouvoir de gonflement de ces argiles et la possibilité de pénétration de la matière organique entre les feuillets. Dans une certaine mesure ils permettraient également d'expliquer le comportement de pseudochlorites que nous avons constaté dans certains échantillons.

Les diagrammes thermiques des échantillons du profil 38 (fig.64) sont similaires à ceux des profils précédents. L'illite et le quartz sont présents dans les horizons A, tandis que dans les horizons B se manifeste la présence de minéraux hydratables et on note aussi de faibles inflexions vers 700°C.

Enfin, dans le profil 13 (fig.65) et malgré le traitement préalable à l'eau oxygénée, des réactions exothermiques dues à la matière organique se manifestent dans tous les échantillons renfermant des minéraux gonflants (c'est à dire à l'exclusion de l'horizon A₁). Par ailleurs, les crochets caractéristiques des minéraux argileux sont semblables à ceux des autres profils; ils correspondent donc à des illites et à des minéraux hydratables qui leurs sont proches.

6.4. Microscopie électronique des argiles.

Les études minéralogiques réalisées par les méthodes classiques (diffraction de rayons X, analyses thermiques) montrent que la composition des fractions argileuses des différents sols est très complexe. Plusieurs questions se sont ainsi posées, en particulier sur la nature des minéraux expansibles présents.

Les observations au microscope électronique nous ont permis d'obtenir des renseignements supplémentaires sur ce sujet précis. Il se trouve aussi que les études morphologiques réalisées sur les argiles de ces sols, ont mis en évidence d'autres particularités qui, au départ, n'étaient pas soupçonnées.

Deux types de techniques ont été utilisés pour l'étude microscopique des argiles. En premier lieu, nous avons utilisé un microscope à transmission (JEOL-JEM 100V) qui nous a permis l'identification morphologique ainsi que la réalisation de microdiffractions électroniques; En outre, et à l'aide du dispositif "CRYOSCAN" nous avons aussi réalisé quelques observations au microscope électronique à balayage (microscope JEOL JSM 32).

Résultats obtenus

Comme les analyses précédentes l'ont montré, l'illite prédomine dans les horizons A de ces sols. En microscopie électronique à transmission (fig.66) les cristaux d'illite sont bien dispersés; ils présentent des formes nettes et souvent on observe les figures d'interférence caractéristique de ces minéraux micacés. La figure 67 montre ces cristaux d'illite observés au microscope électronique à balayage; l'organisation des particules d'illite semble bien être de type face-face (fig.68) comme le montrent les travaux de TESSIER (1975) et TESSIER et PEDRO (1976).

Par contre, dans les horizons B de tous les profils analysés on observe une quantité relativement importante d'argiles montmorillonitiques (fig.70, et 71); celles ci se présentent soit sous forme de petits cristaux flous souvent difficilement identifiables et formant une masse continue dans la fond de la préparation, soit comme des cristaux pliés, de forme approximativement tubulaire.

En outre, la transformation que subissent les cristaux d'illite est une autre caractéristique très importante de ces échantillons d'horizons B. Comme le montre plus particulièrement la figure 69, les bords des cristaux d'illite se replient et se courbent sur eux mêmes. Ce phénomène, déjà signalé par certains auteurs (RAMAN et JACKSON, 1964), correspondrait au processus de transformation des illites en minéraux interstratifiés; il se produirait par remplacement du potassium interfoliaire par des cations plus hydratables, et conduirait ainsi à l'ouverture progressive des feuilletts. On observe aussi en bordure de

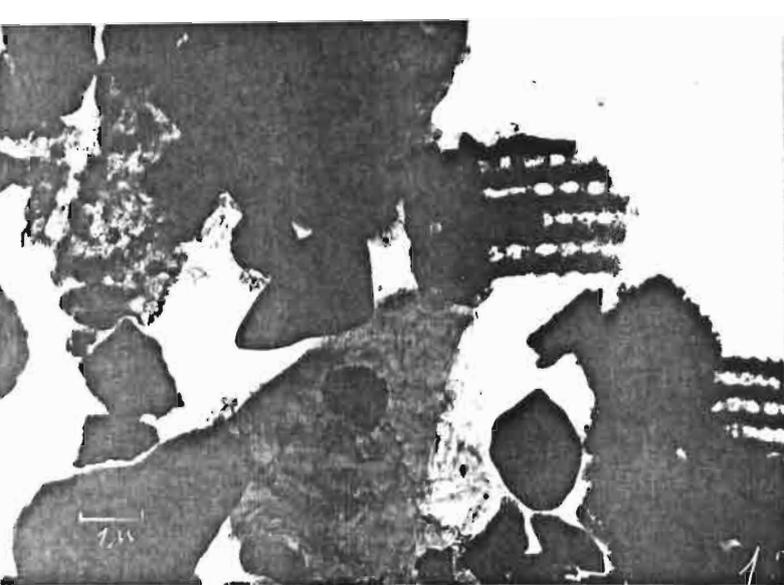
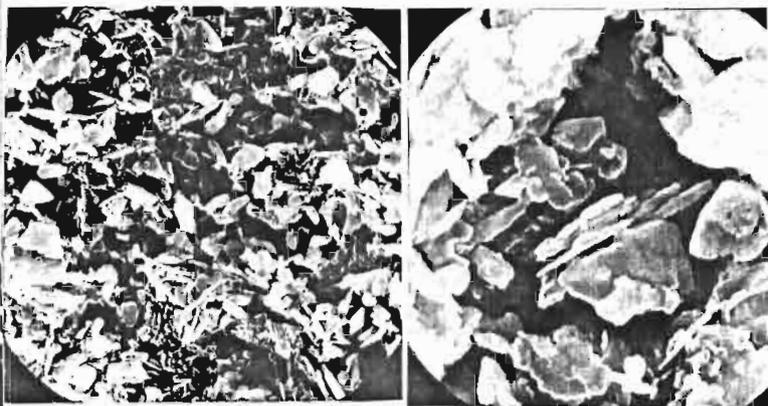


Fig.66.-Cristaux d'illite et tests de diatomées.Ech.38.1(A₁).Gross. 6.000X



Figs.67 et 68.-Microscopie électronique à balayage de l'argile;éch.27.2(A₂).Gross. 4.800X et 15.000X respectiv.

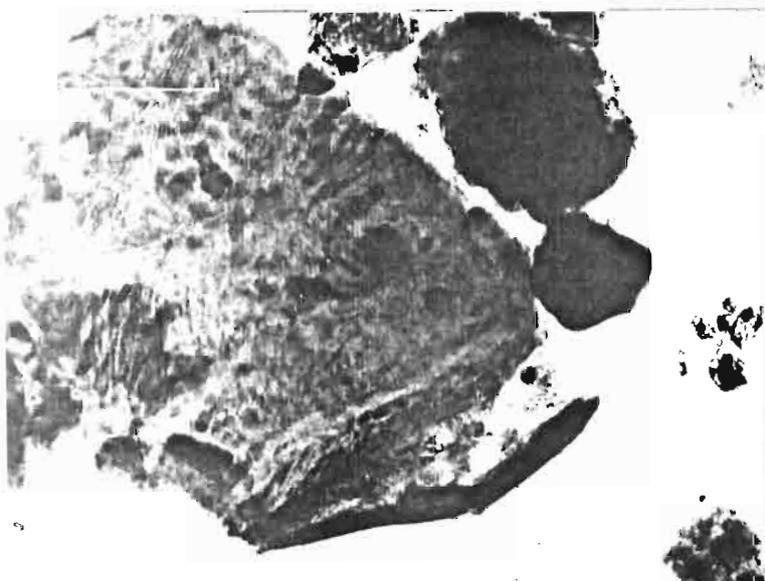


Fig.69.-Cristal d'illite avec le bord courbé. Ech.16.2(B₁).Gross.15.000X

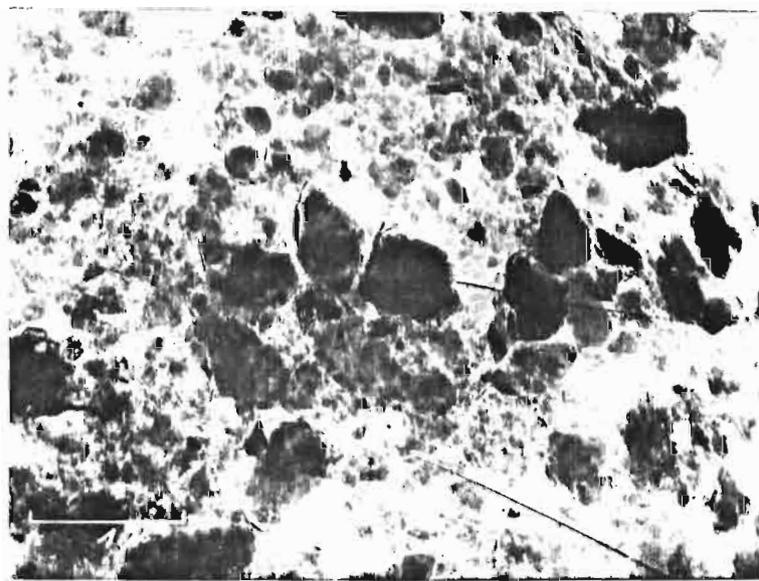


Fig.70.-Cristaux d'illite avec les bords courvés.Ech.27.4(B₂₂).Gross.15.000X

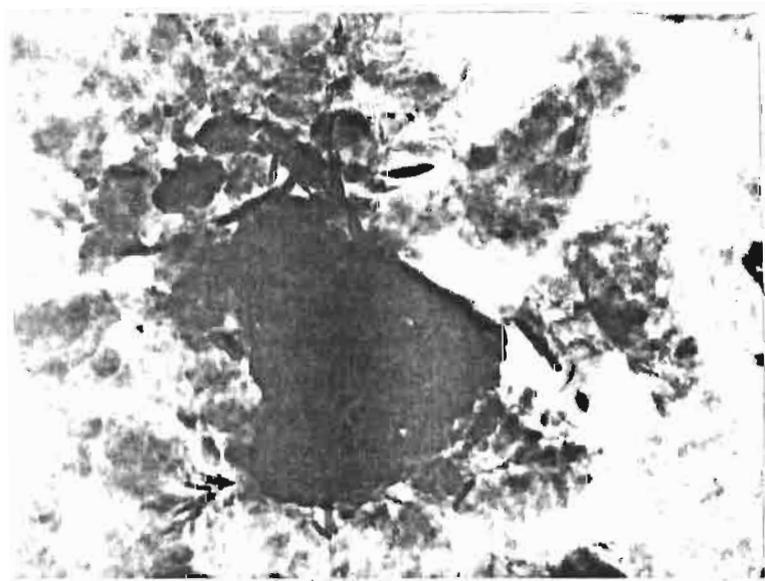


Fig.71.-Détachement de petits cristaux d'argile.Ech.79.5(B₃).Gross.25.000X



Fig.72.-Test de diatomée et morceaux détachés se confondant avec les cristaux d'argile.Ech.27.2(A₂).Gross.15.000X

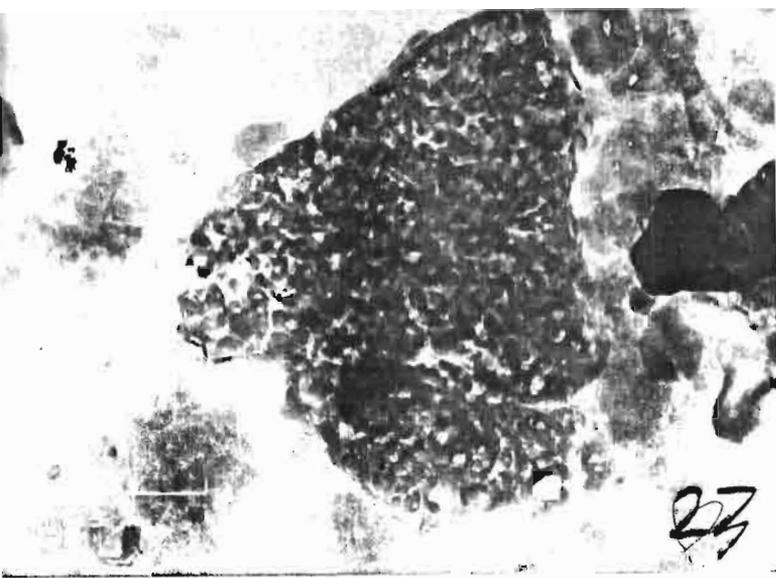


Fig.73.-Un morceau de tests de diatomée en cours d'altération.Ech.11.5(B₂₃).
Gross.40.000X

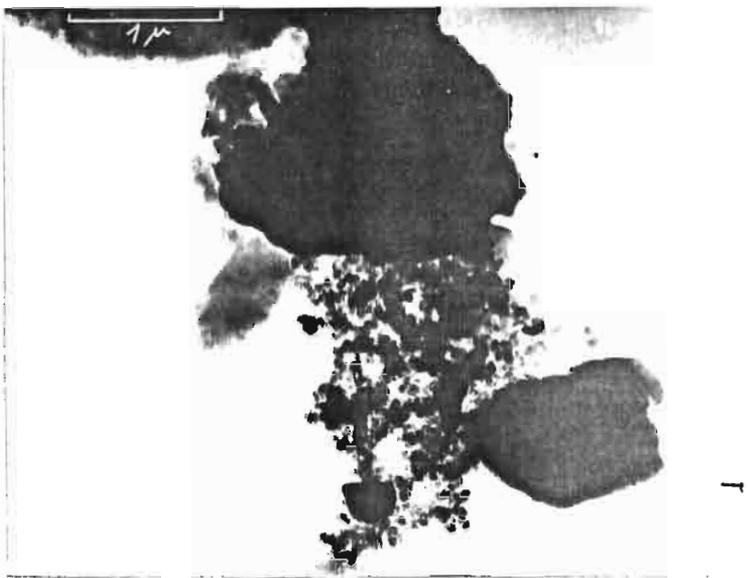


Fig.74.-Particules en "grappes" correspondant probablement à une étape avancée d'altération des tests de diatomées.Ech.79.4(B₂₃).Gross.15.000X

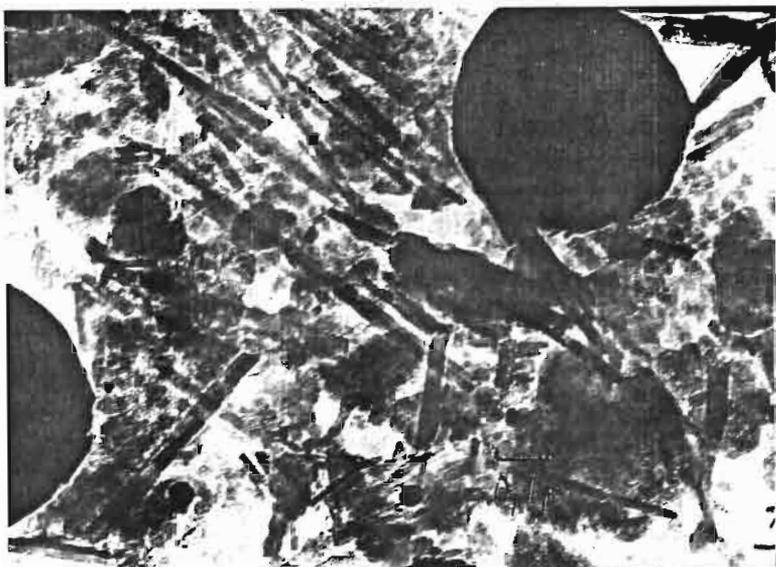
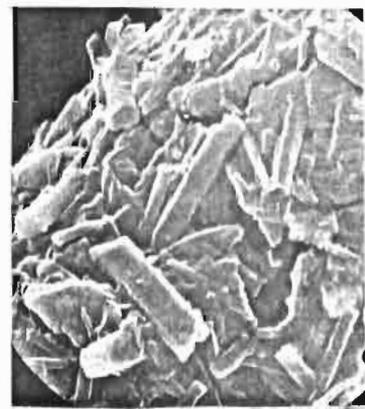
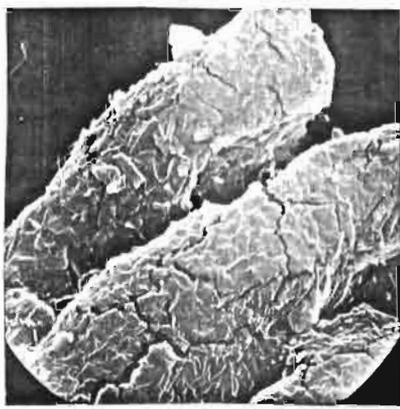


Fig.75.-Argiles fibreuses.Ech.79.5(B₃).
Gross.50.000X



Figs.76 et 77.-Grain de la taille du limon avec de petites baguettes à la surface.Ech.79.5(B₃).MEB,gross.4.800X et 18.000X

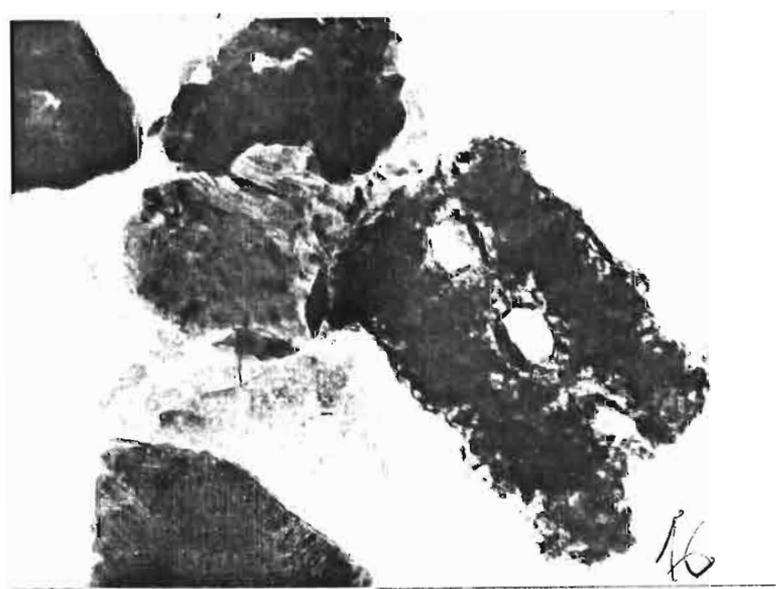


Fig.78.-Morceau de tests de diatomée où l'on observe des structures rappelant des petits cristaux d'argile.Ech.27.2(A₂).
Gross.40.000X

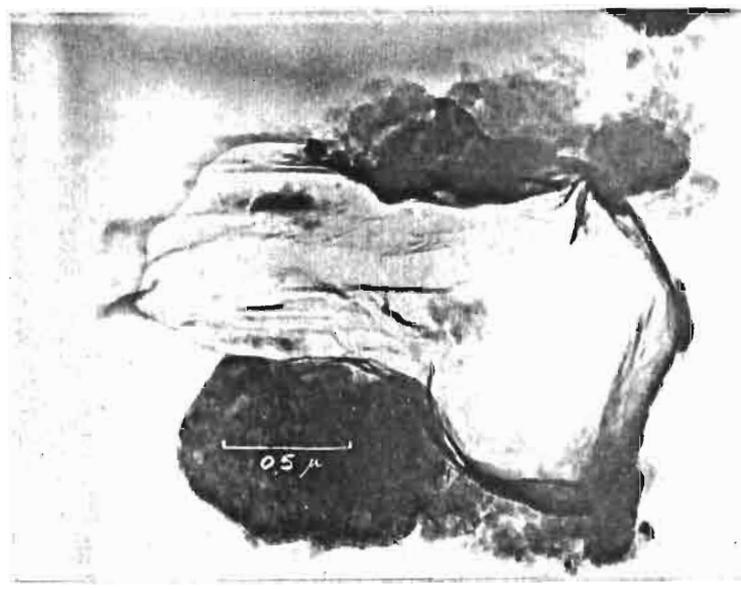


Fig.79.-Gristal de sel minéral dans la fraction argile.Ech.11.2(A₂).
Gross.25.000X

ces illites le détachement de petits morceaux pliés de forme tubulaire (fig.71); ces particules, probablement très ouvertes pourraient constituer déjà des minéraux proches des smectites.

Dans le profil 13 où les analyses diffractométriques indiquaient une ouverture des illites et une proportion d'interstratifiés particulièrement importante, on constate en microscopie électronique à transmission un plissement généralisé des cristaux d'illite. Le microscope électronique à balayage permet aussi d'observer les bords courbés de ces particules.

Ces résultats correspondraient donc à la présence de minéraux interstratifiés dans ces sols. En outre, ils permettent de préciser le sens principal de la transformation de ces minéraux argileux, allant de l'illite vers la montmorillonite par l'intermédiaire d'interstratifiés I-M, par ouverture progressive des feuillets.

En outre, ces analyses microscopiques nous ont permis de constater dans tous ces sols et en particulier dans les horizons A, la présence fréquente de tests de diatomées (fig.66 et fig.72). Il est à noter que les diagrammes de microdiffraction électronique obtenus sur ces frustules de diatomées, sembleraient correspondre à un produit assez bien cristallisé. Par ailleurs, et selon ces figures de diffraction, les paramètres de maille seraient voisins de ceux de minéraux argileux (anneaux à 4,5 Å - 2,6 Å - etc.). Ces faits, à moins qu'ils soient dûes à une contamination par de petits cristaux d'argile ou bien à une transformation de ces frustules, ne sembleraient pas s'accorder au caractère amorphe de la silice de ces structures biologiques, tel qu'il a été établi par certains auteurs (par ex. CALVERT, 1966).

Nous avons observé par ailleurs, et en particulier dans les horizons A de ces profils; certains éléments de morphologie tout à fait particulière (fig.73); à faible grossissement leur forme est assez semblable à celle des illites, mais ils se distinguent par un aspect qu'on pourrait décrire comme "granulaire" ou "glomerulaire". Un bon nombre d'observations nous a permis d'arriver à la conclusion que ces particules peuvent correspondre en fait à des tests de diatomées en cours de dissolution ou d'altération. Dans la figure 72, il apparaît ainsi qu'un de ces morceaux se détache d'un test de diatomée altéré et se mélange aux argiles minéralogiques.

Nous avons pu observer aussi dans ces échantillons, la présence de certaines particules en grappes qui ressemblent à des matériaux allophaniques tels qu'ils ont été décrits par plusieurs auteurs (par ex. SINGER, 1974) (fig.74). Dans notre cas, ces particules nous ont fourni de bonnes figures de microdiffraction, qui correspondraient à des paramètres de maille voisins de ceux obtenus sur des cristaux d'argile. Etant donné les similitudes morphologiques et des diagrammes de microdiffraction entre les particules en grappes et les particules "glomérulaires" dérivées des tests des diatomées, il semblerait possible d'établir une relation de filiation entre tous ces éléments. Ainsi, les particules des figures 72, 73 et 74 représenteraient une séquence morphologique dans l'altération des frustules des diatomées.

Néanmoins, la silice de ces particules biologiques pourrait être aussi utilisée dans la formation des matériaux de composition plus complexe. En effet, dans certains cas (fig.78) il semble que sur des morceaux de frustules altérés s'organisent des structures de type argileux. Bien que la formation de minéraux argileux à partir de la silice de diatomées n'a pas encore été décrite dans le milieu pédologique, certains travaux ont signalé cette évolution dans des sédiments marins (CHAMLEY et MILLOT, 1972; VAN BENNEKEM et VAN DER GAAST, 1976). En outre, si nous tenons compte de la richesse en bases de ces sols, qui fourniraient les éléments nécessaires à la formation de silicates phylliteux, l'existence d'un tel processus pourrait être considérée ici comme probable.

En outre, grâce à la microscopie électronique, nous avons pu établir la présence d'argiles fibreuses dans les sols des "Bajos Submeridionales". Ainsi, dans les profils 27 et 79 nous avons observé une très faible quantité de ces minéraux (palygorskite ou sépiolite), qui auraient été impossibles de déceler par les seules analyses aux rayons X (fig.75). Par la suite nous avons pu constater que ces minéraux fibreux semblent prendre naissance à la surface des certaines particules de la taille des limons. La microscopie électronique à balayage de la fraction limon nous a permis d'observer aussi des grains de forme irrégulière enrobés de fines baguettes de minéraux fibreux (figures 76 et 77).

Ces minéraux sont donc décelés pour la première fois dans les sols de la région chaco-pampéenne et on leur attribue une origine pédogénétique.

En effet, il nous semble probable que les particules à la surface desquels se développent ces argiles soient des petits grains de carbonate, qui constitueraient ainsi un support favorable pour leur genèse. Les photographies que nous avons obtenues au MEB ressemblent d'ailleurs fortement à celles de YAALON et WIEDER (1976) concernant des palygorskites développées sur des nodules carbonatés.

En outre, les conditions physico-chimiques particulières qui règnent dans ces sols, nous semblent appuyer l'hypothèse de l'origine pédogénétique de ces argiles. Ainsi le milieu confiné qui caractérise ces sols, leur forte salinité, et la richesse du milieu en silice libre (comme le prouve l'abondance des phytolites et des diatomées), seraient autant des facteurs qui, d'après la littérature (SINGER et NORRISH, 1974; GORBUNOV et SCHURINA, 1976), favoriseraient la néoformation de ces minéraux.

Enfin, la microscopie électronique nous a permis de constater la présence dans plusieurs échantillons de certaines cristallisations de sels minéraux (fig.79). Les microdiffractions électroniques obtenues, n'ont pas permis de définir exactement la nature de ces cristaux, mais elles indiquent qu'il pourrait s'agir de chlorures comme la carnallite, et dans d'autres cas de sulfates comme la thénardite ou la glauberite. La présence de ces types de sels serait en accord avec ce que nous savons déjà sur la salinité de ces sols.

6.5. Conclusions

Les différents tests et techniques analytiques mises en oeuvre nous indiquent donc que ces sols présentent trois types principaux de minéraux argileux : la kaolinite, l'illite et les "minéraux gonflants".

La kaolinite se trouve toujours en faible quantité et, bien qu'elle subisse peu de variations le long des profils, elle semble être plus abondante dans les horizons A₂.

L'illite pour sa part, peut être considérée dans ces sols comme le minéral de "base" ou "fondamental", et même comme le minéral "de départ". Elle est plus abondante et sa structure originelle semble mieux conservée dans les horizons A. Néanmoins, une certaine asymétrie des pics à 10A, indiquerait déjà dans ces horizons un début d'ouverture ou de "dilatation périphérique" (TRIBUTH, 1976). Dans les horizons B, l'illite diminue en quantité et son degré d'ouverture paraît être plus accentué. Par ailleurs, certains profils (en particulier le profil 13) se caractérisent par la présence de pics à 10A très larges et asymétriques; dans ces sols, les illites se trouveraient surtout à l'état d'"illites ouvertes".

Le troisième type de minéraux présents, et que nous avons englobé sous la dénomination de "minéraux gonflants", est celui qui pose les plus grands problèmes d'identification. Ce groupe d'argiles gonflantes, que nous considérons comme les plus caractéristiques" de ces sols, serait composé par des minéraux différents. Une proportion importante correspondrait à des argiles interstratifiées irrégulières du type illite-montmorillonite. Par ailleurs, des smectites typiques ont aussi été décelées dans tous ces sols. Comme nous avons pu constater, les minéraux gonflants sont toujours plus abondants dans les horizons B. Le test HOFMANN KLEEMEN nous a révélé leur nature beidellitique, tandis que les analyses thermiques nous montraient que la structure cristalline de ces minéraux était similaire à celle des illites.

Certaines déterminations minéralogiques pouvaient faire croire au début de ce travail, à la présence de minéraux intergrades ou de "pseudo-chlorites". Néanmoins, les déterminations ultérieures nous permettent d'arriver à la conclusion que d'autres facteurs seraient responsables du comportement de pseudochlorites de ces argiles. L'un de ces facteurs semble être la rapide réhydratation des échantillons magnésiens chauffés. La présence de couches interfoliaires organiques dans les minéraux gonflants, apparaît aussi comme une des causes responsables de ce type de comportement.

D'après les données obtenues en microscopie électronique, ainsi que d'après la nature des minéraux gonflants telle qu'elle découle des analyses diffractométriques et thermiques, il semble possible d'établir que dans ces sols l'évolution des argiles est essentiellement un processus de transformation. Cette évolution qui se ferait par dilatation progressive des espaces interfoliaires des illites, aboutirait aux montmorillonites, en passant par l'étape de minéraux interstratifiés illite-montmorillonite.

Bien que dans ces sols les processus de transformation semblent de loin les plus importants, certaines évidences, en particulier morphologiques, prouveraient aussi l'existence de néoformations minéralogiques. L'importance de ce dernier processus est difficile à apprécier, mais il ne serait vraisemblablement que de faible ampleur. Nous savons qu'il concerne la néoformation de minéraux fibreux, ce qui constitue déjà un résultat de grand intérêt. Par ailleurs, une certaine formation de smectites semblerait se produire à partir de la silice fournie par les diatomées.

Nous avons pu également établir que dans les sols des "Bajos Submeridionales", les différences texturales entre horizons A et horizons B s'accompagnent de différences dans la composition minéralogique de la fraction argile. Cette différenciation minéralogique au sein des profils pourrait résulter de plusieurs processus :

Un premier processus correspondrait au lessivage préférentiel des smectites et des argiles interstratifiés des horizons A vers les horizons B. Nous avons pu constater lors des observations en microscopie électronique que des petits tubes ou des particules pliées (qui pourraient être déjà considérées comme des minéraux proches des smectites), se détachent des gros cristaux d'illite. Par ailleurs, TRIBUTH (1976) signale que la transformation de l'illite en minéraux expansibles se produit au même temps que la taille des grains diminue. En conséquence, et puisque les plus petites particules peuvent être plus facilement entraînées dans le profil, un processus continu de formation de minéraux expansibles de petite taille et de lessivage de ces minéraux, permettrait d'expliquer la différenciation minéralogique observée. En outre, nous avons aussi

observé que la taille moyenne des particules dans les horizons A est supérieure à la taille moyenne des argiles des horizons B, ce qui semblerait appuyer cette hypothèse.

Néanmoins, des processus d'altération des argiles pourraient être également responsables de la différenciation minéralogique constatée. Si nous tenons compte du caractère halomorphe de la plupart des sols étudiés, les mécanismes d'altération propres à la conception russe de la solodisation pourraient être à l'origine de ces différences. D'après GEDROITS (1926) la solodisation serait la destruction des argiles par le remplacement du Na^+ adsorbé par des ions H^+ . Cette action serait facilitée par l'augmentation de surface produite par la peptisation des argiles saturées partiellement en Na^+ . Divers travaux expérimentaux (BARON et SHAINBERG, 1973) confirmeraient cette hypothèse, en mettant en évidence la dissolution spontanée des argiles sodiques. Aussi, certains auteurs (GEREI, 1965) signalent l'attaque de la structure des argiles par des solutions de sulfate et de carbonate de sodium; cet effet serait accentué par l'influence des processus d'oxydo-réduction. Enfin, un autre mécanisme possible d'altération dans ces sols soumis à des sursaturations hydriques, est celui de la ferrolyse présentée par BRINKMAN (1970). La destruction des minéraux argileux proposée par cet auteur serait également due aux ions H^+ adsorbés sur le complexe d'échange, mais ceux-ci trouveraient leur origine dans les modifications physico-chimiques du fer libre, induites par les alternances d'oxydation et de réduction.

Quelque soit le mécanisme qui interviendrait, l'augmentation de la teneur en kaolinite que nous avons observée dans certains horizons A et du fait de sa plus grande stabilité, pourrait probablement appuyer l'hypothèse d'une certaine altération des argiles montmorillonitiques dans ces horizons superficiels.

Une troisième possibilité qui pourrait influencer le développement des différenciations minéralogiques entre horizons A et B, pourrait être aussi l'existence dans les horizons B de conditions physico-chimiques plus favorables aux transformations minéralogiques dans la voie de l'ouverture des illites. Ainsi, la richesse en cations solubles dans ces horizons pourrait faciliter l'extraction du potassium interfoliaire des illites, et leur remplacement par des cations plus hydratables. De même, une néoformation plus intense d'argile dans les horizons B (milieu confiné, riche en bases et pH élevé) pourrait aussi jouer pour augmenter la proportion de minéraux gonflants dans ces horizons. La présence de minéraux fibreux semblerait prouver, dans une certaine mesure, cette dernière possibilité.

Mais pour finir nous croyons plutôt qu'une combinaison de tous ces processus pourrait mieux rendre compte des variations minéralogiques observées dans ces profils : lessivage préférentiel des argiles expansibles, transformations et néoformations dans les horizons B et peut-être aussi une certaine altération des argiles labiles dans les horizons superficiels.

Nous avons aussi observé des variations minéralogiques entre profils. Ainsi, trois groupes de sols pourraient être distingués. Un premier groupe serait constitué par les profils situés dans le secteur le plus occidental de notre transect, c'est à dire du profil 16 au profil 79. Dans ces sols la proportion d'illite serait légèrement supérieure, et cette illite conserverait mieux sa structure.

Un deuxième groupe de sols comprendrait les profils 38, 12 et 11. Dans ces profils, situés dans le relief surelevé de la zone basse, les minéraux gonflants (interstratifiés et smectites) sont plus abondants que dans les profils précédents; l'illite pour sa part diminue en quantité et elle apparait légèrement plus ouverte.

Enfin, le profil 13, situé dans la dorsale orientale, se distingue des autres profils par un degré d'ouverture très important des illites; celles ci se trouvent en faible quantité, et l'on a au contraire une augmentation nette des minéraux interstratifiés et des smectites.

Ainsi, il est intéressant de constater que le regroupement des profils d'après la composition minéralogique de leur fraction argileuse, s'accorde bien avec la caractérisation déjà faite des matériaux originels d'après la granulométrie et la minéralogie de leur fraction sableuse.

CHAPITRE VII

LES ANALYSES EN MICROSCOPIE OPTIQUE ET ELECTRONIQUE

7.1. METHODOLOGIE

A- Les données de la microscopie optique

Nous avons effectué l'étude microscopique des sols des "Bajos Submeridionales" sur cinquante cinq lames minces d'échantillons non perturbés et imprégnés avec des résines synthétiques (Norsodyne 533). La préparation de ces échantillons a été faite selon la méthodologie utilisée dans le laboratoire de Géologie de l'ORSTOM.

Les descriptions micromorphologiques sont réalisées et présentées selon la typologie et la terminologie de BREWER (1964); elles ont été complétées pour l'analyse de la microstructure par la classification proposée par BECKMAN et GEYGER (1967). Par ailleurs, un certain nombre de termes proposés par d'autres auteurs seront aussi employés et définis au cours de ce travail.

B- Les données de la microscopie et de la microanalyse électronique.

En plus de l'identification des constituants et de leur organisation à l'échelle de la microscopie optique, nous avons poursuivi cette étude par des observations ultramicroscopiques et par des microanalyses élémentaires.

Cette partie de notre travail a été effectué à l'aide d'un analyseur Camebax, qui nous a permis des observations et des analyses sur des lames minces de sol, ainsi que sur des échantillons massifs (1). Etant donné l'emploi relativement récent de ce type d'appareillage en Pédologie (STOOPS, 1970,1974; ESWARAN, 1971;BOCQUIER et NALOVIC,1972; BISDOM et al, 1976), nous décrirons brièvement leurs principales caractéristiques.

(1) Certaines observations complémentaires sur des échantillons massifs ont été effectuées avec un microscope Jeol JSM 32.

La sonde Camebax permet la détection de différents types de signaux provoqués par l'impact d'un faisceau d'électrons sur l'échantillon, couplant ainsi les possibilités de la microscopie électronique à balayage à celles de la microanalyse par émission X.

D'une part les électrons secondaires émis par l'échantillon permettent sa visualisation en formant une image électronique sur un écran de télévision. D'autre part les électrons primaires, provoquent dans l'échantillon l'apparition de rayons X de longueur d'onde caractéristique pour chaque élément, ainsi qu'un spectre continu. Dans l'appareil utilisé, le rayonnement X émis est analysé par un spectromètre dispersif en longueur d'onde (monochromateur à cristal), qui permet la localisation et le dosage semi-quantitatif et quantitatif des principaux éléments chimiques. Dans ce travail, nous nous sommes limités à des analyses semi-quantitatives obtenues par des cartes de répartition et par des traversées (sur les lames minces de sol), et par des analyses ponctuelles (sur des échantillons massifs).

Les cartes de répartition nous fournissent ainsi des renseignements qui concernent la distribution des différents éléments sur une certaine surface de l'échantillon étudié. Les traversées permettent d'obtenir des profils de concentration en divers éléments le long d'un axe déterminé. Divers traits pédologiques comme des revêtements ou des nodules, d'abord observés dans les lames minces en microscopie optique, ont ensuite été analysés à la microsonde électronique par ces deux techniques.

7.2. LA MICROSTRUCTURE

Une des données de base accessible par les analyses microscopiques des sols est celle concernant leur microstructure et en particulier leur système poral. En effet, à la classification des vides selon la terminologie de BREWER (1964), nous pouvons ajouter la description de la microstructure selon la classification proposée par BECKMAN et GEYGER (1967). Celle-ci nous permettra de caractériser de façon plus synthétique les relations existantes entre le matériau solide du sol (agrégats ou "peds") et les vides associés.

Ainsi, et en ce qui concerne l'espace poral, les horizons A₁ humifères de tous les sols étudiés se caractérisent principalement par des cavités à parois irrégulières (orthovides) et par des vides biologiques, tels que des chenaux et des chambres. Dans la plupart des horizons A₁ le nombre des cavités est important; souvent elles sont interconnectées, produisant ainsi l'individualisation des agrégats. La microstructure qui en résulte est en général hétérogène : à côté de plages poreuses, on observe des plages "spongieuses" (BECKMAN et GEYGER, 1967) ou grumeleuses (à vides complexes d'entassement). Néanmoins, ces différents types de microstructure peuvent être plus ou moins développés suivant le profil considéré. Ainsi, dans l'horizon A₁ des sols salés et "molliques" de la zone basse (profils : 79, 80, 9, 11) ce sont les structures grumeleuses et spongieuses qui prédominent. Par contre, dans le profil 38 (brunizem "planosolique" non salé) et dans le profil 60 (solonetz solodisé faiblement salé) le nombre des vides dans les horizons A₁ est réduit, et la microstructure est de type poreux. Enfin, le profil 10 (sol alluvial en position de bourrelet de berge) est particulier : son horizon A₁ est caractérisé par un grand nombre de vides complexes d'entassement et par une structure grumeleuse typique (fig. ¹⁰⁷95 et ¹⁰⁸96).

Dans les horizons A₂ présents dans les profils 11, 60, 38 la structure est intermédiaire entre celle des horizons A₁ (caractérisés par des cavités), et celle des horizons B (caractérisés par des fissures). Dans ces horizons A₂, les vides plus abondants sont des orthocavités et des vides biologiques, auxquels s'ajoute un certain nombre de fissures irrégulières; la microstructure qui en résulte est de type crevassé, mais elle peut présenter une tendance soit spongieuse comme dans le profil 11, soit "jointive irrégulière" comme dans le profil 38. Pour sa part, l'horizon A₂ du profil 27 (solonetz solodisé), constitue un cas particulier (fig. 89); il est en effet caractérisé par d'abondantes petites fissures irrégulières disposées parallèlement et de façon horizontale ou sub-horizontale par rapport à la surface du sol ("fentes planaires", BREWER, 1964). La microstructure qui en résulte est de type jointive régulier (BECKMAN et GEYGER, 1964), et elle pourrait probablement être mieux décrite comme structure "lamellaire". Ce type de microstructure a déjà été observé dans d'autres sols solodisés (BOCQUIER, 1973; FEDOROV, 1976).

Quant aux horizons B, les vides qui les caractérisent sont des fissures, droites ou incurvées à parois lisses (métavides). La micro-structure de ces horizons est ainsi "jointive" irrégulière ou, plus fréquemment, fragmentée.

Dans certains des profils étudiés (comme le profil 13 de la dorsale orientale et le profil 38 du secteur surélevé de la zone basse) les agrégats de l'horizon B sont traversés par un réseau de fines fissures; il en résulte une structure que nous pourrions appeler "microfissurale", et qui a déjà été signalée dans d'autres sols "brunizems" de la Province de Santa Fe (STEPHAN et al, 1977). Par ailleurs, ce profil 13 se distingue des autres profils par une structure hétérogène, fortement influencée par la faune du sol.

Les horizons B de ces sols des "Bajos Submeridionales" présentent aussi -avec ces fissures- de nombreuses cavités et des vides biologiques (fig. 84); ceci conduit à ce que les agrégats de ces horizons ont une soustructure interne poreuse, parfois crevassée, sinon spongieuse dans certains cas. Par ailleurs, dans les profils 59, 12 et 16 (profils situés dans des reliefs surélevés) cette porosité est aussi plus développée dans la partie inférieure du profil 27 (horizon B3); elle a comme caractéristique le fait d'être due à des nombreux petits fragments arrondis (microagrégats), eux mêmes souvent entourés d'argilanes.

En outre, dans l'horizon B₁ du profil 16 (solonetz) on note la présence de vésicules sphériques, à parois lisses; la localisation de ce type de vides semblerait ainsi rejoindre des observations faites par certains auteurs (BOCQUIER, 1973), sur la présence des vésicules au sommet des horizons B columnaires de sols sodiques.

Enfin, dans la partie inférieure de l'horizon B du profil 11 (sol salé de la zone basse) nous avons observé de nombreux vides de forme élliptique et à parois lisses (fig. 83 et 82); de toute évidence, ces vides pseudomorphes ont pu prendre naissance par dissolution d'anciens cristaux intercalaires de gypse, comme l'indique la présence de quelques cristallaria résiduels.

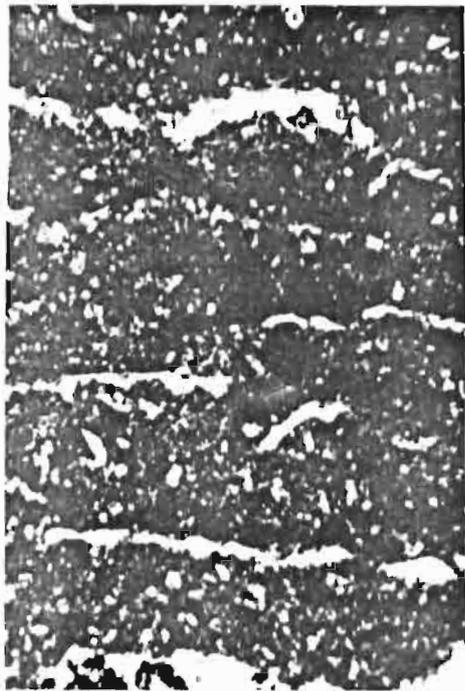


Fig.80.-"Fentes planaires.Ech.27.2(A₂).
Lumière naturelle,39X.

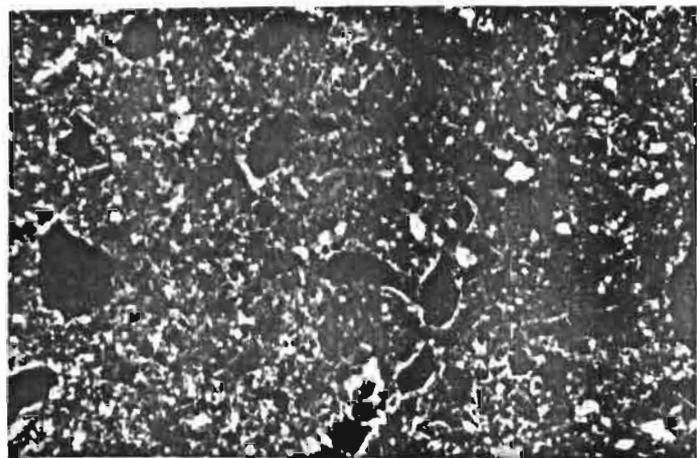


Fig.81.-Microstructure poreuse.Ech.59.4(B₂₃).
Lum.polarisée, 39X.

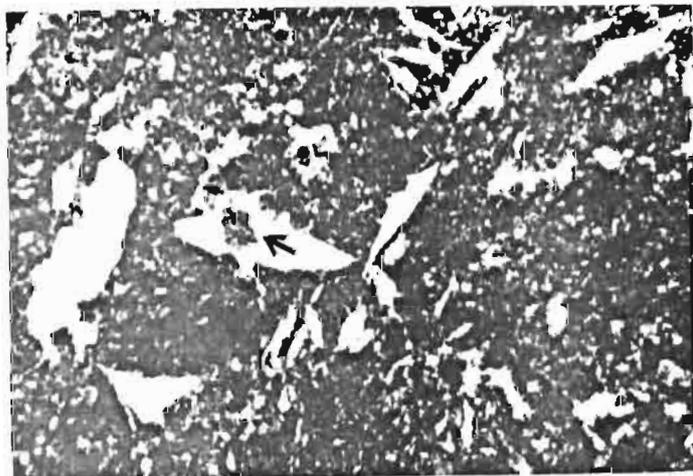


Fig.82.-Vides pseudomorphes et cristallaria
calcitique.Ech.11.5(B₂₃).Lum.nat.,
39 X.

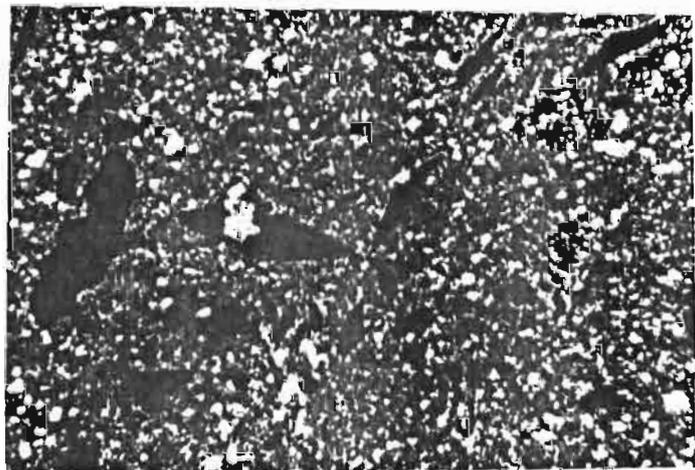


Fig.83.-Le même champ de la figure pré-
cedente en lumière polarisée.

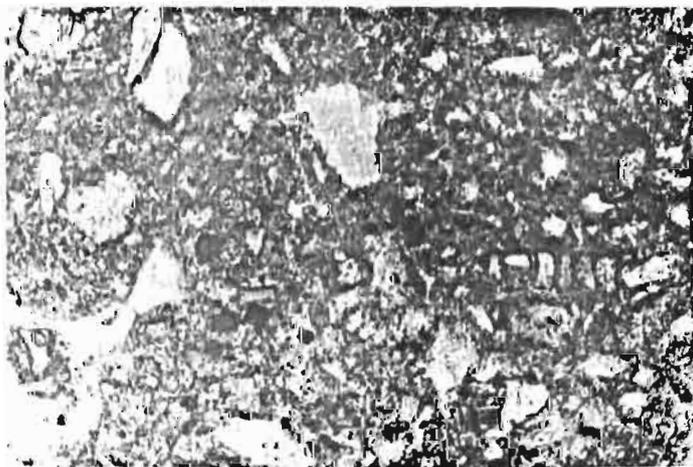


Fig.84.-Phytolites. Ech.16.3(B₂).Lum.nat.,
156 X.

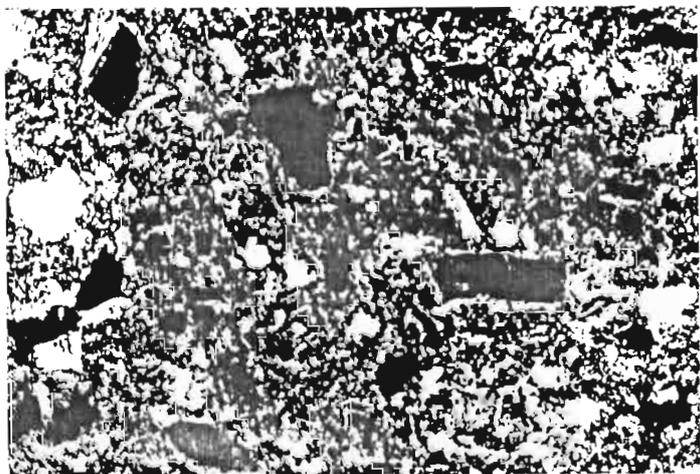


Fig.85.-Le même champ en lumière polari-
sée.

7.3. L'ACTIVITE BIOLOGIQUE

7.3.1. Les traits biologiques d'origine animale.

Dans les sols des "Bajos Submeridionales", l'activité de la faune semble en général assez intense. Elle se manifeste surtout par la présence de pédotubules et des boulettes fécales, et son résultat est un brassage du matériau du sol ("fauna pédoturbation" JONGERIUS, 1970) particulièrement intense dans certains profils.

Dans la plupart des profils étudiés, les pédotubules sont plus fréquents dans les horizons les plus superficiels (horizon A et partie supérieure de l'horizon B). La morphologie et la composition interne de ces structures biologiques sont variées, et on peut effectivement observer tous les types des pédotubules définis par BREWER (1964) : des granotubules, des agrotubules, des isotubules et des striotubules. Par ailleurs, des boulettes fécales de forme plus ou moins arrondie sont aussi présentes dans le fond matriciel des horizons les plus superficiels.

Dans le profil 12 (situé dans le relief surélevé de la zone basse) les pédotubules sont particulièrement abondants. Dans ce profil, où il est possible de distinguer microscopiquement les diverses couches lithologiques qui le composent, il est intéressant de constater le transport par la faune de différents matériaux d'un horizon à l'autre. Ces traits biologiques correspondent donc bien au concept des "crotovines". (USDA, 1951), ou mét_A-tubules (BREWER, 1964).

Enfin, de tous les profils étudiés, c'est le profil 13 (dorsale orientale), où l'activité de la faune semble la plus intense. Dans ce profil, la microstructure pédologique, originellement de type jointive irrégulière, est fortement modifiée par l'action de brassage des animaux du sol; elle devient ainsi très hétérogène, et se caractérise par l'association de plages spongieuses, grumeleuses ou "squelettiques", même dans les horizons les plus profonds.

7.3.2. Les traits biologiques d'origine végétale

Dans les sols des "Bajos Submeridionales" la matière organique est particulièrement abondante, et elle se présente dans différents états de décomposition et d'humification.

Les horizons A_1 de tous les profils étudiés, se caractérisent par l'abondance de matière organique humifiée, incorporée dans le fond matriciel. Elle se présente principalement sous la forme de très petites boulettes foncées de quelques 5 μ de diamètre mélangées à la matière minérale, et qui confèrent à ces horizons une opacité caractéristique.

Par ailleurs, et bien que diminuant en quantité, cette matière organique humifiée est également présente dans le fond matriciel des horizons B de tous les profils, surtout dans les sols salés et humifères de la zone basse. Ceci, qui s'accorde bien avec les observations macroscopiques et les déterminations analytiques, confirme à l'échelle microscopique le caractère "mollique" des sols de cette région.

7.4. LE SQUELETTE

Dans la plupart des sols des "Bajos Submeridionales", et comme nous l'indiquaient les données granulométriques, le squelette est essentiellement constitué par des grains minéraux de la taille des limons et, pour une plus faible part, par des grains de sable très fin et de sable fin. Deux profils présentent néanmoins des caractéristiques différentes : le profil 60 (situé dans une dépression de la zone de transition) et le profil 10 (en position de bourrelet de berge). L'analyse microscopique de ces profils, nous confirme la présence d'une proportion importante de grains de sable de taille supérieure à 100 μ , suggérant ainsi une origine particulière des matériaux constituant ces profils.

En ce qui concerne les proportions et la distribution du squelette au sein de chaque profil étudié, nous avons relevé les caractères généraux suivants :

Dans les horizons A_1 le squelette est abondant; la distribution relative est ici de type porphyrosquelique, mais à tendance aggloméroplasmique ou intertextique. Dans les horizons A_2 (albiques) des profils 27, 38, 60 et 11, la teneur en grains de squelette augmente par rapport

à celle des horizons A₁ et la distribution relative se rapproche du type granulaire. Dans les horizons B, par contre, le squelette diminue en volume et la distribution relative est nettement porphyrosquelique; on confirme par ailleurs, qu'à l'exception de certains échantillons (par exemple dans le profil 12, fig. 91¹⁰⁵ et 92¹⁰⁶), les limons sont prédominants dans le fond matriciel de la plupart des sols.

En général, la composition du squelette est représentée en ordre décroissant par des grains de minéraux clairs (quartz et feldspaths), de verre volcanique, et de micas (biotite et muscovite). Des minéraux opaques sont aussi souvent identifiables, mais leur fréquence est difficile à établir du fait de leur similitude avec des boulettes de matière organique humifiée. Enfin, il est intéressant de signaler dans ces sols des "Bajos Submeridionales", la présence fréquente de silico-phytolites souvent de forme prismatique (fig. 83 et 84). Ces phytolites se trouvent plus fréquemment dans les horizons supérieurs, mais on les observe également dans les horizons les plus profonds.

En outre, et comme nous l'avons déjà noté lors des analyses minéralogiques des sables, on remarque l'aspect extrêmement frais de la plupart des grains du squelette de ces sols. Et l'on ne constate pas de variations significatives de leur degré d'altération au long des différents profils étudiés. Les signes d'altération se limitent à une faible séricitisation d'une partie des grains de feldspaths. Le profil 60 se distingue néanmoins des autres profils étudiés aussi bien par l'abondance des feldspaths altérés, que par leur degré de séricitisation; ceci pourrait confirmer la différence d'origine des matériaux de ce profil.

En ce qui concerne les verres volcaniques, ils ne montrent pas d'indices d'altération, contrairement à ce qui a été indiqué par STEPHAN et al (1977) pour d'autres sols de Santa Fe; cette absence d'altération serait due au caractère acide de ces verres, comme l'indique leur

analyse effectuée à la microsonde électronique. La figure 87 montre ainsi que la silice est le principal composant de ces verres, suivi par l'aluminium; les bases, de leur côté, ne sont représentées que par du potassium et par des quantités à peine décelables de calcium et de sodium.

Enfin, bien que ces minéraux constitutifs du squelette demeurent les mêmes, leurs variations relatives- estimées sur lames minces- apparaissent comme un des principaux critères de distinction entre les divers profils étudiés.

Ainsi, dans les profils de la zone de transition (profils : 16, 27, 59, 60) et dans ceux de la zone basse (profils : 79,80, et pour une moindre part dans le profil 11), le verre volcanique est un composant fréquent du squelette. Comme nous le savons déjà, la présence de verre dans le secteur plus occidental du transect s'accorde avec l'origine en partie andine de ces matériaux. Par contre, le verre volcanique est rare dans les profils situés dans le secteur plus oriental du transect (profils 38 et 10), ou bien il est rare dans certains horizons et fréquent ou même très fréquent dans d'autres horizons (profils 9, 12 et 13).

De ce fait, les analyses microscopiques nous ont permis de constater que les horizons A_2 des profils 12 et 9 sont composés fondamentalement par du verre volcanique (fig. 87 et 88). Ces résultats nous montreraient ainsi que ces horizons ne sont pas des horizons éluviaux enfouis, mais plutôt de couches de cendres (cinerites) en discontinuité lithologique. Dans le profil 13, le verre volcanique est plus abondant au niveau de l'horizon A_2 , mais il l'est aussi dans l'horizon B_2 sous-jacent. Ceci pourrait indiquer la surimposition de processus pédogénétiques à des conditions lithologiques différentes pour aboutir à la formation de l'horizon A_2 de ce profil.

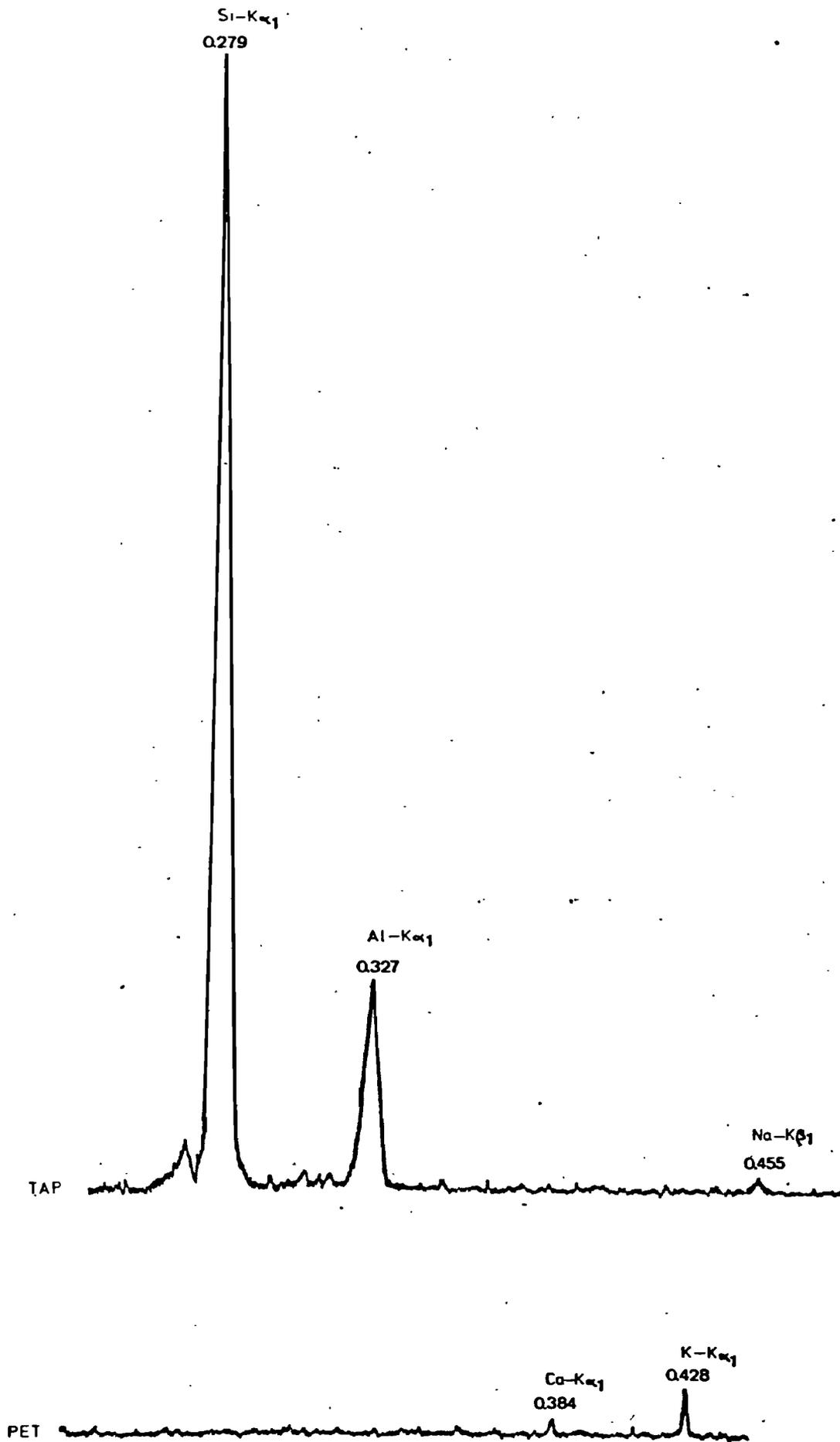


Fig. 86.-Analyse d'un verre volcanique a la microsonde électronique.

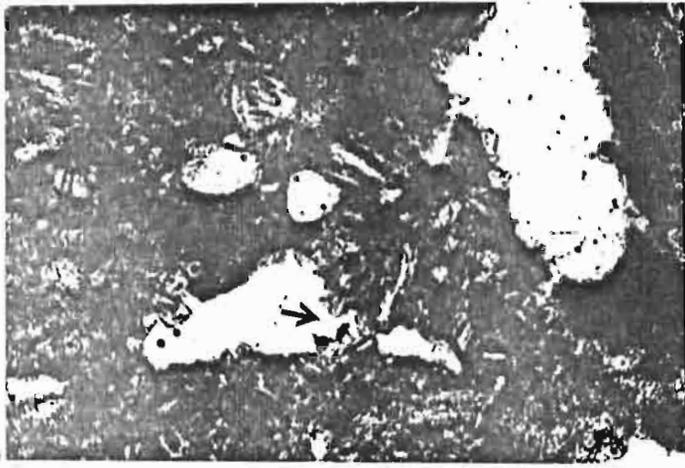


Fig.87.-Verres volcaniques dans le fond matriciel;à droite:ferriargilane. Ech.9.3(A'₂).Lum.nat., 156 X.

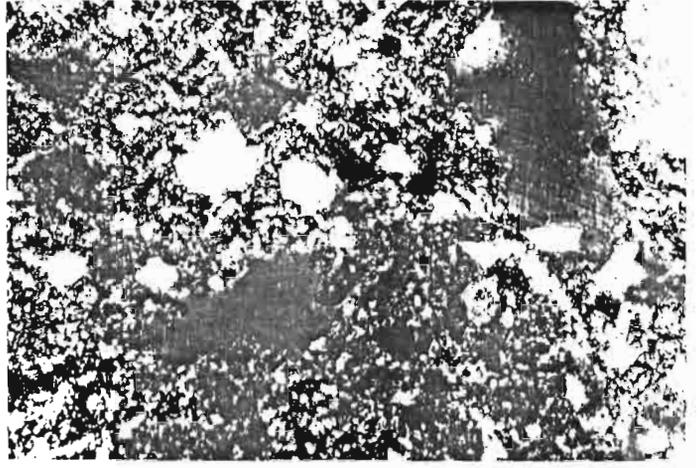


Fig.88.-Le même champ en lumière polarisée;on observe l'isotropie des grains de verre volcanique.

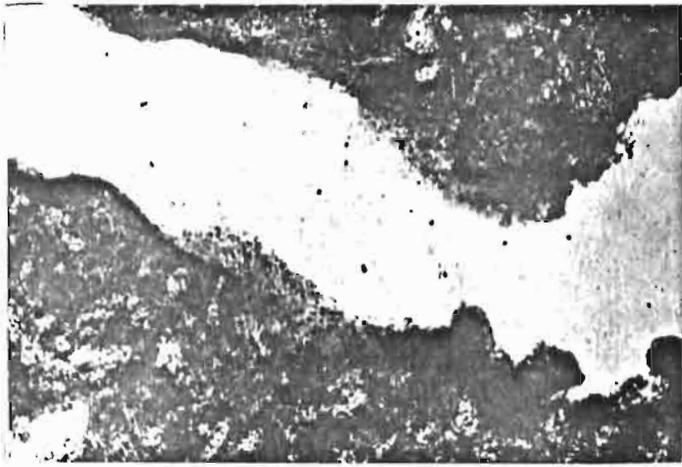


Fig.89.-Organo-ferri-argilane.Ech.80.2(B₂₁). Lum.nat.,250 X.

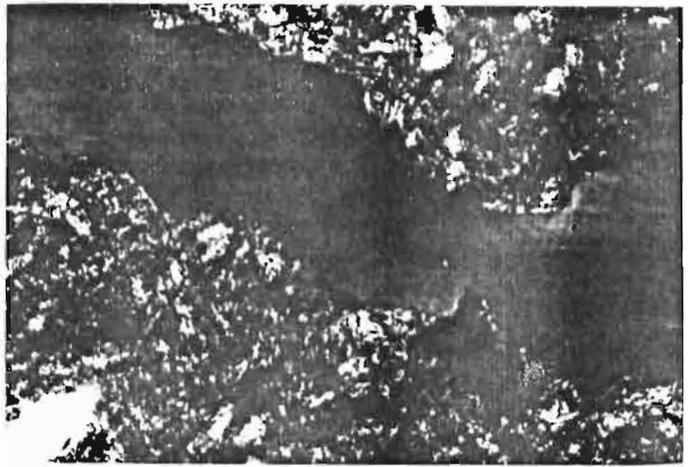


Fig.90.-On observe la faible biréfringence de ce cutane en lumière polarisée.

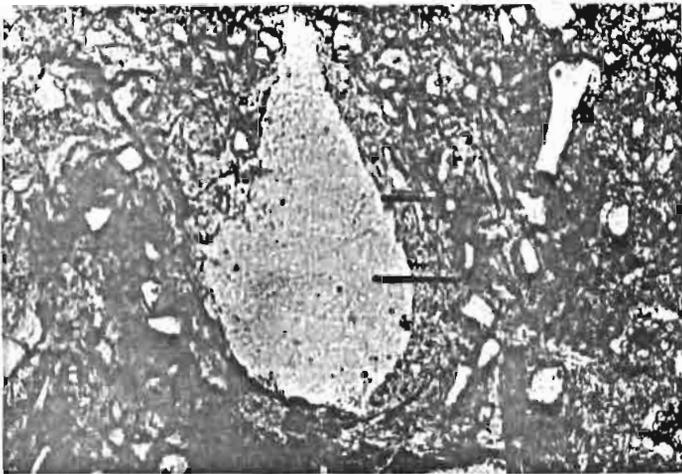


Fig.91.-"Partcutane".Dans l'angle inférieur gauche on observe un neosquane.Ech.16.2(B₁).Lum.nat., 156 X.

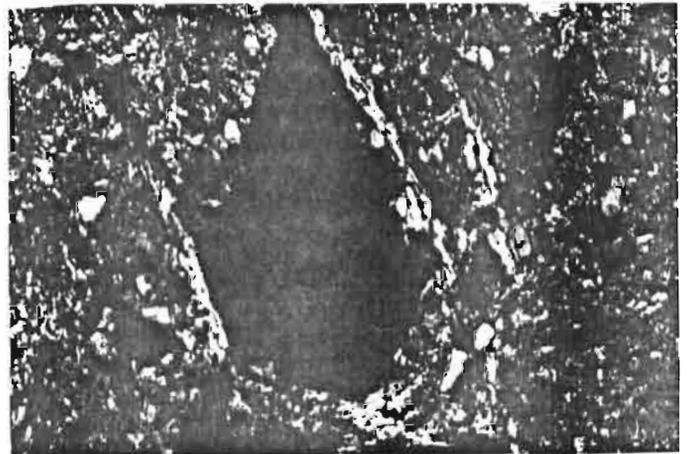


Fig.92.-Le même champ en lumière polarisée.

7.5. LE PLASMA

Tous les profils étudiés présentent des similitudes en ce qui concerne les modifications qualitatives et quantitatives qui présente le plasma avec la profondeur; ceci nous permettra de dégager un certain nombre de caractères généraux concernant cette phase plasmique.

Ainsi, dans tous les horizons A₁, et le plasma est peu abondant; il est composé par un mélange intime d'argile et de matière organique humifiée qui lui confère une couleur brun foncée en lumière naturelle; l'assemblage plasmique de ces horizons apparaît donc isotique en lumière polarisée.

Dans les horizons A₂ des profils 38, 60, 27 et 11, le volume du fond matriciel occupé par le plasma diminue encore par rapport aux horizons A₁, de même que la quantité de matière organique humifiée. Dans ces horizons A₂ éluviés les limons sont, par contre, largement prédominants et l'assemblage plasmique devient plus typiquement silasépique.

En revanche, dans les horizons B le plasma argileux augmente nettement en volume et, comme nous l'avons déjà signalé, la distribution relative du plasma et du squelette apparaît nettement prophyrosquelique. Dans tous les profils étudiés l'assemblage plasmique le plus caractéristique des horizons B est de type insepique; néanmoins, des variations de cet assemblage plasmique peuvent être observées suivant la profondeur considérée.

En effet, dans la partie supérieure et moyenne des horizons B, les séparations plasmiqes sont plus développées, et l'assemblage plasmique est plus complexe : il pourrait être défini comme ma-mo-insepique, et localement de type vo-et squelsépique. On note également que certaines séparations plasmiqes allongées paraissent correspondre à des cutanes intégrés dans le fond matriciel, ce qui traduirait l'effet de contraintes mécaniques s'exerçant dans ces horizons. Vers la base des profils, par contre, les séparations plasmiqes sont moins bien exprimées, et l'assemblage apparaît franchement insepique ou même argilasepique.

Enfin, dans certains profils de la zone basse (par exemple les profils 80, 79, 59, etc) l'imprégnation des horizons B par la matière organique humifiée diminue assez fortement la biréfringence de leur plasma argileux.

7.6. LES ACCUMULATIONS CUTANIQUES

L'analyse microscopique de sols des "Bajos Submeridionales" nous a permis de déterminer la présence de divers types de revêtements. Nous décrirons ici leurs principales caractéristiques et nous ferons une brève interprétation de leur signification.

1- Les cutanes des horizons B

Tous les profils étudiés présentent des cutanes d'illuviation dans les horizons P; ceci confirme la différenciation illuviale de ces horizons, et permet de les considérer soit comme des horizons argiliques, soit comme des horizons natriques; Par ailleurs, il est possible d'établir que ces accumulations texturales sont en général plus abondantes dans la partie supérieure ou moyenne des horizons B; comme nous le verrons, ces accumulations présenteront aussi des caractéristiques différentes suivant leur position dans le profil. On a ainsi distingué sept types de cutanes:

1.1 - Les argilanes "normaux"

Les cutanes les plus fréquents dans ces sols sont des argilanes; ils sont en général d'épaisseur moyenne (entre 30 et 120 μ), de couleur jaune-orange (ce qui indiquerait une certaine proportion de fer absorbé), de texture fine et homogène, et ils présentent un degré d'orientation et une biréfringence fortes. Les cutanes les plus grossières présentent fréquemment quelques fins liserés de couleur foncée, en général parallèles à la paroi; les analyses de ces liserés à la microsonde électronique nous ont montré qu'ils correspondaient généralement à des microfissures (FAYOLLE, 1977). Néanmoins, dans certains cas, de fins liserés optiquement semblables correspondaient à des accumulations de manganèse.

1.2. - Les argilanes d'illuviation hydromorphe

A la base des horizons B (B_{23} et B_3) de certains profils, nous avons pu constater la présence de cutanes de texture très fine et homogène, de couleur jaune pâle en lumière naturelle, et très biréfringents en lumière polarisée. La couleur de ces cutanes révèle l'absence de

fer libre mélangé à l'argile: ceci nous indiquerait que cette argile a migré en milieu réduct, hydromorphe (BREWER et SLEEMAN, 1960), déterminé par la présence de la nappe phréatique.

1.3 - Les silt-argilanes

Dans tous les profils étudiés, une proportion considérable de cutanes sont composées par un mélange intime d'argile et des très fins grains de limon: nous les avons donc appelé: "silt-argilanes". Ces cutanes se rencontrent en général dans la partie supérieure et moyenne des horizons B, et rarement à la base des profils. Le degré d'orientation et la biréfringence de ces cutanes sont faibles, et en lumière polarisée ils présentent un aspect légèrement tacheté.

1.4 - Les ferri-argilanes

Ils se distinguent des argilanes par leur couleur orange plus foncée ou légèrement rougâtre, qui indiquerait une forte teneur en fer adsorbé (fig. 87). Ce type de cutanes s'observe principalement dans la partie supérieure des horizons B, en particulier dans les sols solodisés et planosoliques (profils: 11, 60, 27 et 38): mais, comme nous le verrons, ces ferri-argilanes sont aussi présents dans les horizons A₂ (fig. 104⁹³, 105⁹⁴ et 107⁹⁶), où ils représenteront des cutanes "reliques" d'horizons B.

Par ailleurs, ces cutanes présentent souvent une certaine proportion de limon très fin mélangé à l'argile: dans ce cas, ils sont considérés comme des "silt-ferri-argilanes". Ces accumulations illuviales sont observées plus fréquemment dans la partie supérieure de l'horizon B de certains sols salés et molliques de la zone basse (profils: 79 et 80), où ils peuvent être aussi associées à une certaine quantité de matière organique humifiée.

1.5. Les organo-argilanes

Au sommet de certains horizons B, nous avons constaté la présence de cutanes de texture légèrement granulaire; d'aspect floconneux, de couleur foncée en lumière naturelle, et peu biréfringents à isotiques en lumière polarisée (fig. 89 et 90). Ce sont des organo-argilanes ou des organo-ferri-argilanes, qui sont fréquents dans certains profils salés à épipédon molliques (par exemple le profil 80). Ces cutanes nous

montrent ainsi la possibilité de transferts de complexes argilo-humiques, dans ces sols.

1.6 - Les siltanes et les "parcutanes"

Mis à part les accumulations argileuses renfermant de fins grains de limon, décrits précédemment comme des silt-argilanes, nous avons aussi observé dans ces sols des cutanes de granulométrie grossière et souvent très hétérogène: ce sont des "siltanes".

Dans certains cas, ces siltanes alternent dans un même vide avec des dépôts argileux (fig. 89 et 90); ces cutanes composés sont appelés des "parcutanes" suivant une dénomination proposée par certains auteurs (TARGULIAN et al, 1974; FEMPERCY-ROUX, 1977). Tous ces derniers types de dépôts cutaniques se localisent presque exclusivement dans la partie supérieure et moyenne des horizons B; mais ils sont peu nombreux dans l'ensemble des profils.

1.7 - Les sesquanes

On observe enfin des dépôts ferro-manganésifères ou simplement manganésifères dans la partie supérieure des horizons B, et plus particulièrement dans les sols solodisés et planosoliques. Par la suite nous décrirons plus en détail ce type d'accumulation sesquioxidique.

2 - Les cutanes des horizons A₂

Dans les horizons A₂ (albiques) des sols solodisés et des sols planosoliques (profils: 11, 60, 27, et 38), se localisent des cutanes d'illuviation qui ressortent alors très nettement sur le fond matriciel limoneux et pauvre en plasma. Ces cutanes sont en général de taille moyenne à grossière, de texture fine, et par leur couleur orangée ils sont considérés comme des ferri-argilanes. Etant donné leur présence dans des horizons actuellement éluviaux, ces cutanes semblent constituer des reliques d'une ancienne phase d'illuviation, et ils témoigneraient ainsi de l'approfondissement des horizons albiques au dépens du sommet des horizons B. Leur observation et leur analyse réalisées au microscope électronique, nous montrent qu'ils sont affectés d'une certaine dégradation, que confirmerait ainsi leur caractère relique. Nous en examinerons deux exemples:

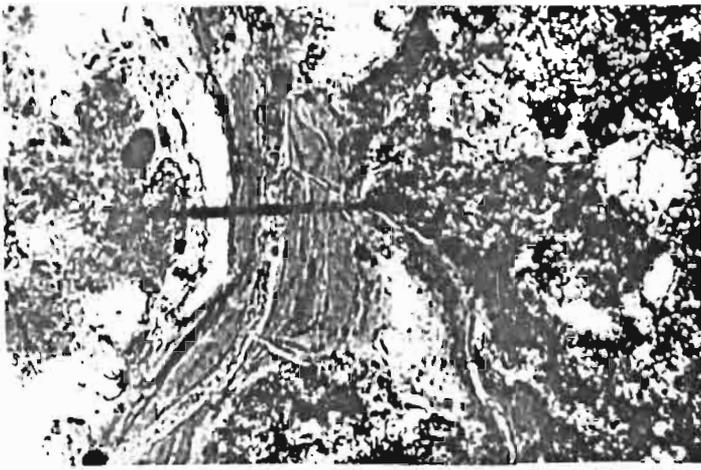


Fig.93.-Ferri-argilane dégradé.Ech.60.2 (A₂).Lum.nat.,250 X.

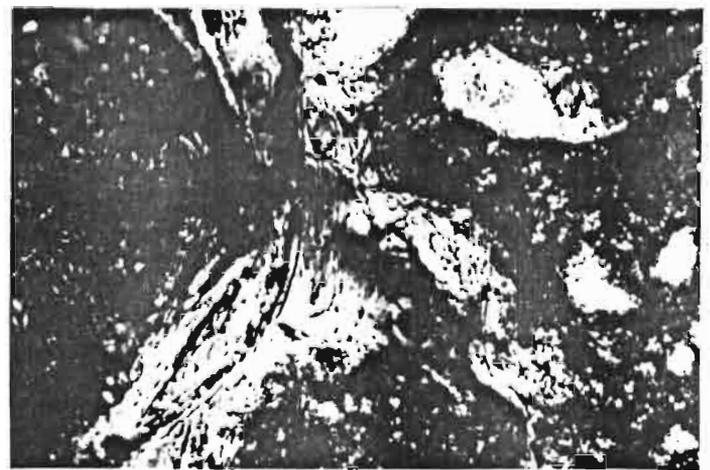


Fig.94.-Le même cutane en lumière polarisé

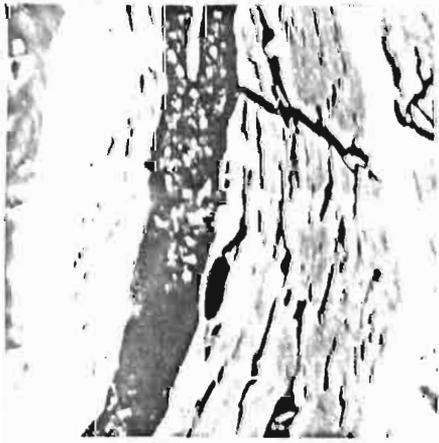
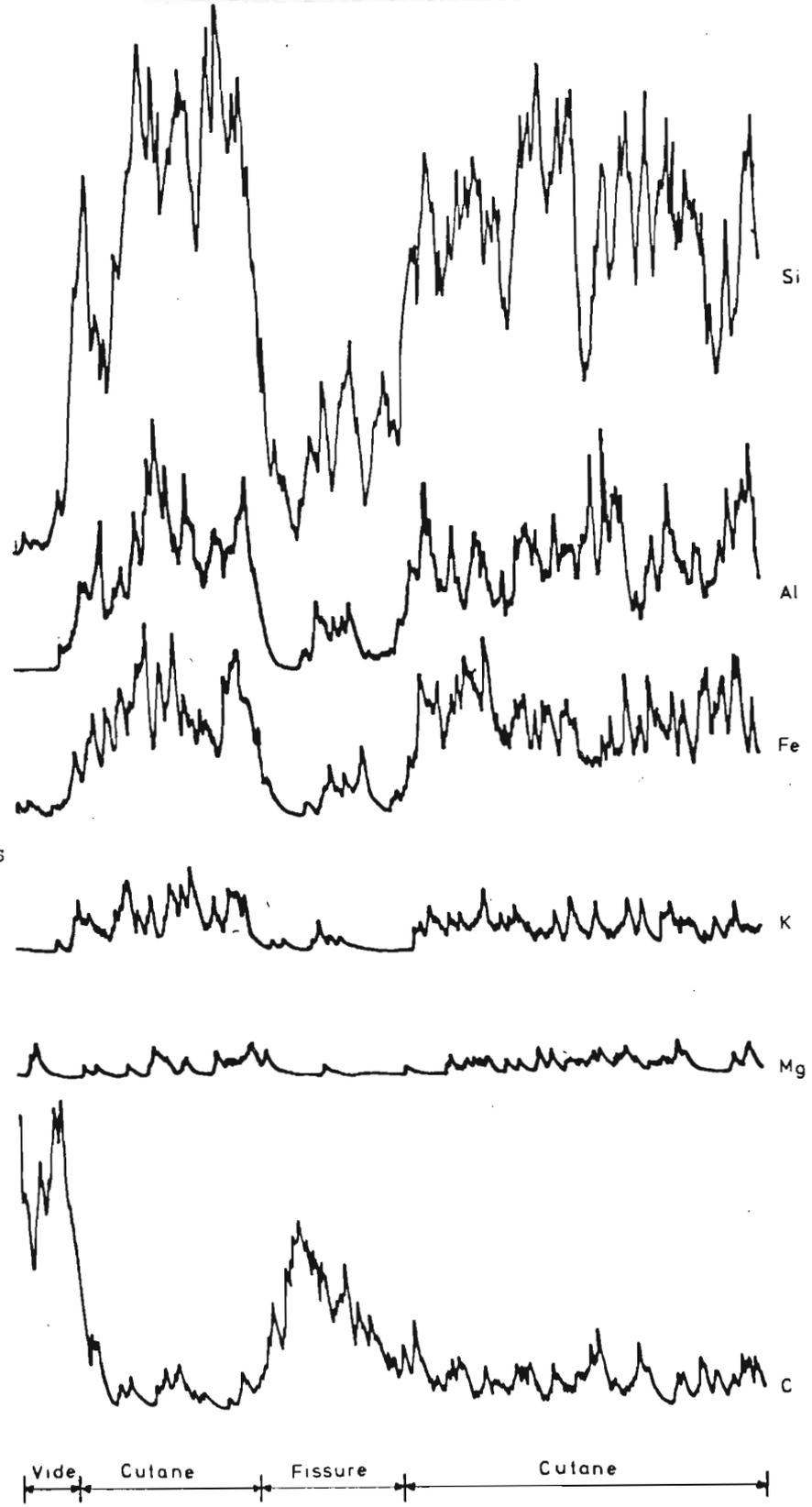


Fig.95.-Image en électrons secondaires (800X) et analyse à la microsonde électronique.



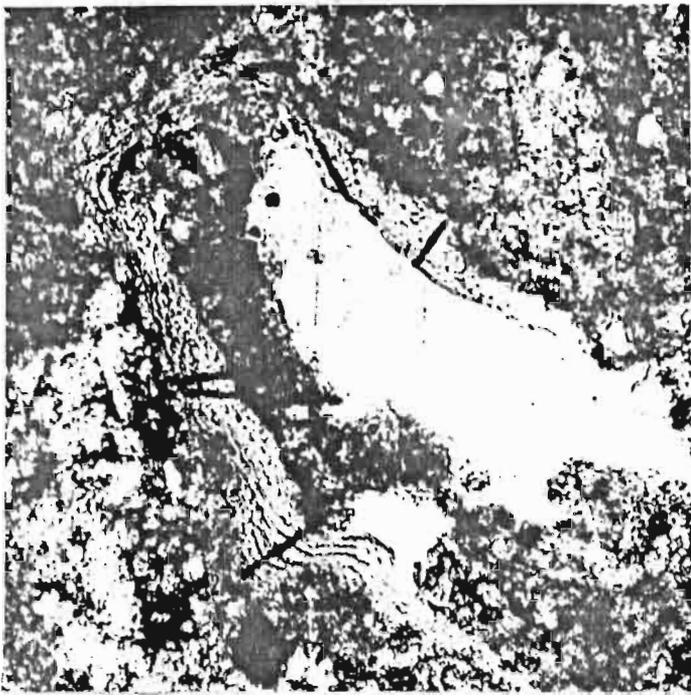


Fig.96.-Cutane dégradé. Ech.27.2(Λ_2).
Lum.nat.,250 X.

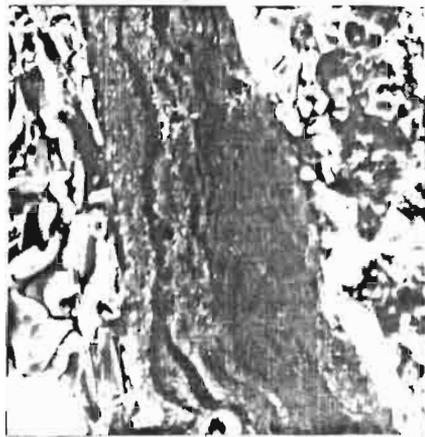


Fig.97.-Traversée N°1; image en électrons secondaires, 800 X.

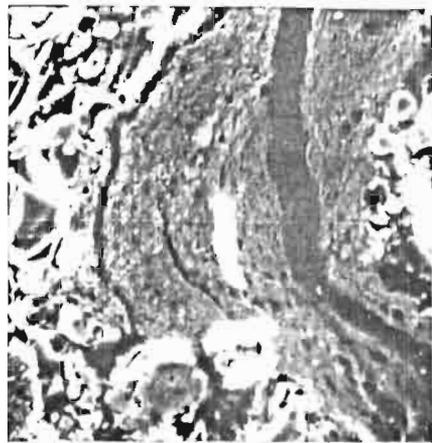
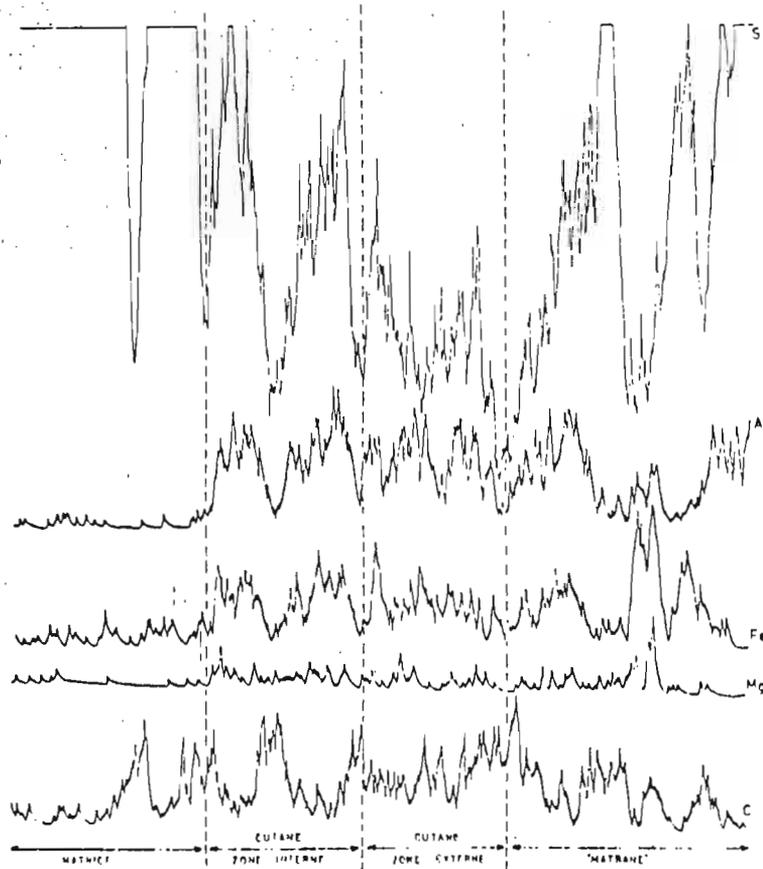
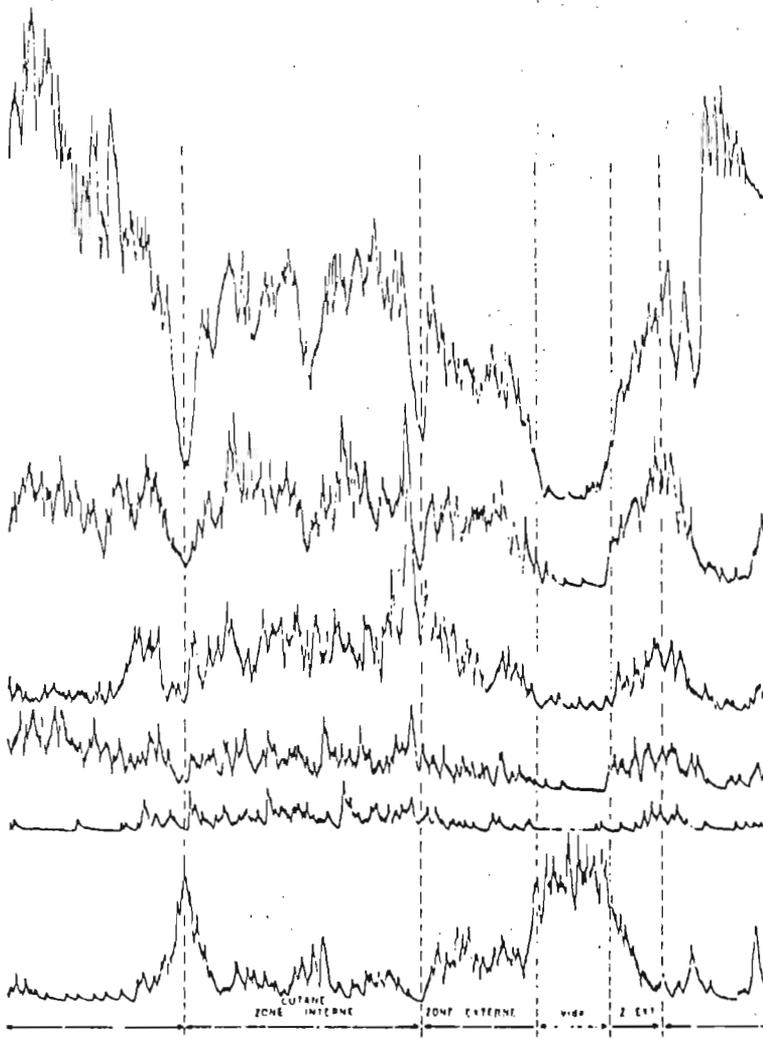


Fig.98.-Traversée N°2; image en électrons secondaires, 800 X.



Traversée N°1



- Un premier exemple concerne un cutane observé dans l'horizon du profil 60 (solonetz solodisé).

Il s'agit d'un ferri-argilane de couleur orangée en lumière naturelle, de texture fine, et de forte orientation et biréfringence en lumière polarisée (fig. ⁹³104 et ⁹⁴105), le fait de présenter une importante fissuration (certaines fissures étant aussi remplies par des matériaux non orientés de texture limono-argileuse) nous indiquerait que ce cutane subit un processus de désagrégation. Les observations au microscope électronique à balayage, montrent en effet l'existence de nombreuses petites fissures et cavités, pouvant correspondre à une dégradation physique du plasma cutanique (fig. ⁹⁵106); cette dégradation pourrait être due à une remise en suspension et à un départ partiel de l'argile qui le constitue. Cette transformation ne serait donc que mécanique puisque l'analyse à la microsonde électronique ne révèle pas de variations de la composition chimique dans une traversée de ce cutane.

- Un deuxième exemple concerne un cutane situé dans l'horizon A₂ du profil 27 (solonetz solodisé). Dans la partie gauche de la figure 107, ce cutane présente une zone interne (vers le fond matriciel) de couleur orangée qui permet de le considérer comme un ferri-argilane; la zone externe, en bordure du vide (et sur laquelle est venue se déposer du matériau du fond matriciel: "matrane") présente par contre une teinte jaune pâle et correspondrait à un argilane. L'aspect de ce cutane tel qu'il apparaît en microscopie optique, peut correspondre soit à une dégradation (déferrification) externe du ferri-argilane primitif, soit à l'existence de deux dépôts discontinus de composition différente. On remarque également l'existence de plusieurs fissures grossières, qui donnent à ce cutane l'apparence d'un certain degré d'altération

Les observations au microscope électronique à balayage nous révèlent en premier lieu (et mis à part les fissures majeures déjà observées en microscopie optique), une structure très poreuse pouvant correspondre à une dégradation physique accentuée. D'autre part, l'image en électrons secondaires permet également de distinguer le Ferri-argilane interne de l'argilane externe, ce dernier étant beaucoup plus poreux

et de structure moins homogène.

L'analyse de ce cutane à la microsonde électronique (traversée n° 1) (fig. ⁹⁷108) précise que dans la zone interne les teneurs en silice, en aluminium, en fer et en potassium sont légèrement supérieures à celles de la zone externe; en revanche, le carbone présenterait une variation inverse, avec des teneurs légèrement supérieures dans la zone externe du cutane. Une deuxième traversée qui regroupe les deux zones de ce revêtement (fig. ⁹⁸109), indique plus clairement la diminution de tous les éléments dans la zone externe, à l'exception du carbone qui augmente.

Ces résultats nous renseignent d'abord sur le fait que les différences de coloration entre le ferri-argilane et l'argilane ne sont pas dûes exclusivement à de différences de teneurs en fer. La diminution de la silice, de l'aluminium et du potassium, et l'augmentation du carbone (celui-ci étant présent dans la résine utilisée pour l'imprégnation) nous indiquerait par contre que c'est la teneur totale en argile qui devient plus faible dans l'argilane: cette interprétation nous semble être confirmée par les différences morphologiques que nous avons signalées entre les deux zones du cutane, et elle conduit à proposer les conclusions suivantes:

- Le cutane étudié dans l'horizon A₂ du profil 27, comme celui du profil 60, est caractérisé par une grande fissuration et une forte porosité qui, par comparaison avec celles des cutanes des horizons illuviaux actuels, révèle un processus de dégradation physique assez avancée; cette dégradation structurale correspondrait à la remise en suspension de particules d'argile, et témoignerait ainsi du caractère rélique de ce cutane:

- Les différences optiques et chimiques entre la zone interne (ferri-argilane) et la zone externe argilane de ce cutane, ne semblent pas liées à des teneurs en fer différentes dès le dépôt, ni à une déferrification secondaire au dépôt, comme l'ont envisagé certains auteurs (STOOPS, 1968; FOCQUIER, 1973; BOULET, 1974; CHAUVEL, 1977), mais elle correspondraient plutôt à des différences d'ordre structural.

- Naanmoins, il n'apparaît pas possible d'établir si cette différence structurale actuelle est d'origine primaire 'c'est à dire consécutive à l'existence de deux dépôts différents, et qui réagiraient dif-

férement à la dégradation physique), ou bien si elle est secondaire (c'est à dire provoqué -après ^{ces} dépôts- par une remobilisation de l'argilè qui progresserait du vide vers le fond matriciel.

3 - Les cutanes des horizons A'₂

Dans les horizons A'₂ des profils; 12, 9 et 13 nous avons aussi observé des revêtements cutaniques (fig. 87 et 88). Mais ces cutanes se distinguent de ceux décrits dans les horizons A₂ des sols solodisés et planosoliques, par leur structure conservée et par l'absence d'indices de dégradation. Ces caractères nous amènent à conclure que ces cutanes d'A'₂ représentent des accumulations illuviales actuelles. Par ailleurs, l'absence de cutanes physiquement dégradés, confirmerait dans une certaine mesure que ces horizons A'₂ "enfouis" ne sont pas d'anciens horizons éluviaux, mais des couches en discontinuité sédimentaire.

7 7. LES ACCUMULATIONS SESQUIOXYDIQUES

Les observations macroscopiques ont déjà permis de signaler la présence de nodules et de concrétions dans ces sols des "Bajos Submeridionales"; l'analyse microscopique confirme la présence de ces accumulations sesquioxidiqes aussi bien sous forme de glebules (nodules, concrétions) que sous forme de cutanes. La couleur de ces glebules est en général brun rougeâtre foncé, suggérant une composition à base de composés du fer et du manganèse; des précisions supplémentaires sur leur composition chimique nous seront fournis par les analyses à la microsonde électronique.

Ces traits sesquioxidiqes présentent une distribution, des caractères morphologiques et analytiques, qui varient suivant l'horizon considéré et dans une moindre mesure suivant le type de sol étudié:

Ainsi dans les horizons A₁ de tous les profils du transect, les traits sesquioxidiqes sont rares ou même absents. En revanche ils sont fréquents dans les horizons B, où ils présentent une certaine différenciation morphologique avec la profondeur.

D'une façon générale, et indépendamment du type de sol, on observe dans la partie supérieure des horizons B (horizons B₁, B₂₁ et B₂₂) des accumulations sesquioxidiqes sous forme de néocutanes et de cutanes (fig. 89⁹¹), et surtout sous forme de nodules irréguliers mais bien individualisés. Par contre, dans la partie moyenne et inférieure des horizons B, les sesquioxides s'accumulent principalement sous la forme de nodules qui sont irréguliers, ou plus rarement, arrondis (fig. 91¹⁰⁵ et 92¹⁰⁶).

En plus de ces tendances générales dans la distribution verticale de ces différents traits sesquioxydiques, quelques distinctions peuvent être établies entre les sols solodisés et planosoliques, et les autres sols du transect.

En effet, dans les premiers (profils 11, 38, 60 et 27) les traits sesquioxydiques apparaissent déjà dans les horizons A_2 , et deviennent plus nombreux dans l'horizon B_{21} sousjacent. Le contact A_2/B est donc caractérisé par une abondante ségrégation de sesquioxydes aussi bien sous la forme de sesquanes et de néosesquanes, que de nodules irréguliers et bien individualisés; la couleur de ces traits est en général brun foncée à noir, en particulier dans les profils 60 et 38. Précisément dans le profil 38 qui correspond à un profil de brunizem planosolique, on a observé et analysé dans l'horizon B_{21} , des concentrations néocutaniques de sesquioxydes (fig. 98¹⁰⁰ et 99).

La partie inférieure gauche de la photo 99 (observée en électrons secondaires dans la fig. 104) correspond à la matrice imprégnée en sesquioxydes, avec des taches foncées et d'autres plus claires et de teinte rougeâtre; ensuite, et de la matrice vers le vide, on observe un cutane complexe constitué par une succession: ferriargilane-sesquane-ferriargilane.

La microanalyse de ce secteur, représentée par des cartes de répartition, nous montre, outre la distribution de la silice (fig. 104) que le fer se trouve à des teneurs plus ou moins similaires dans le fond matriciel ferrugineux et dans les taches foncées néocutaniques. En revanche, l'analyse de la distribution du manganèse nous précise que cet élément est le principal composant du sesquane et des taches sesquioxydiques plus foncées de la matrice (fig. 103).

Cet exemple, ainsi que d'autres analyses effectuées sur des traits similaires, nous permettent de conclure que dans ces profils le manganèse est le constituant principal des concentrations d'hydroxydes de couleur foncée, qui sont les plus répandues dans les sols étudiés, le fer est prédominant dans les secteurs de coloration rougeâtre. Ces résultats s'accordent avec ceux obtenus par CHILDS et LESLIE (1977) qui constatent également le manque de corrélation entre les teneurs en manganèse et les teneurs en fer dans des concrétions et des nodules; ils s'accordent aussi avec d'autres résultats (CHILD S, 1965), qui signalent l'individualisation de phases manganifères et de phases ferrugineuses dans cer-

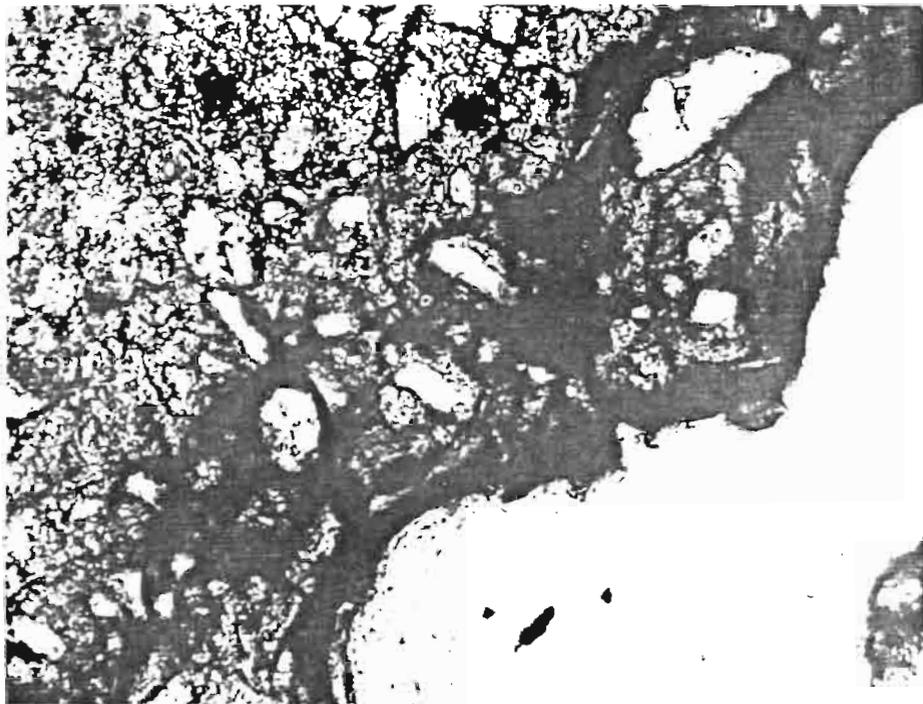


Fig.99.-Neocutane et cutane sesquioxidique.
Ech.38.3(B₂₁).Lum.nat.,250 X.

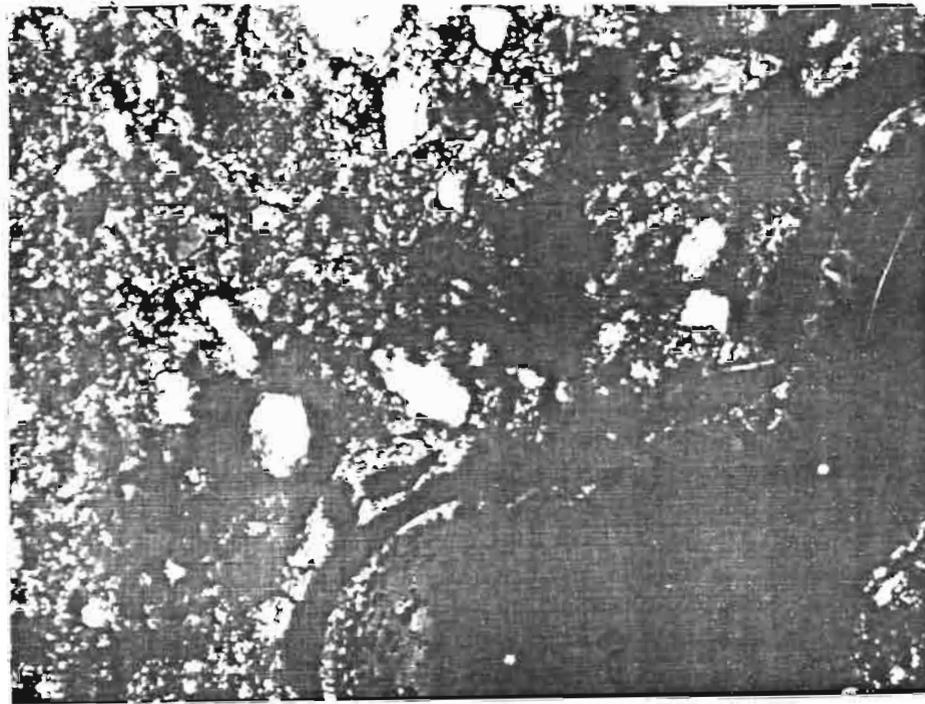


Fig.100.-Le même champ en lumière polari-
sée.



Fig.101.-Image en élec-
trons secondaires.400X

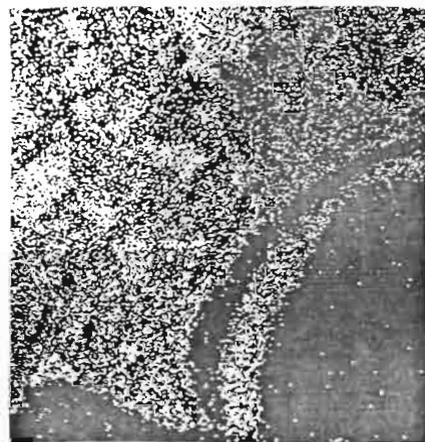


Fig.102.-Carte de répar-
tition de la silice.

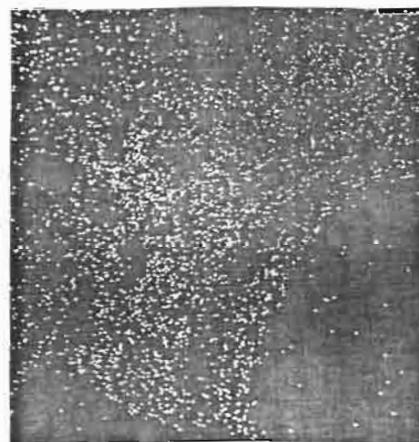


Fig.103.-Carte de répar-
tition du fer.

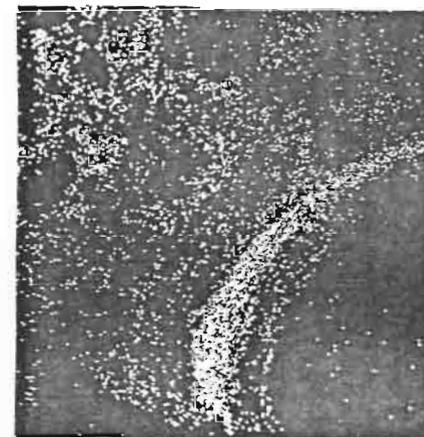


Fig.104.-Carte de répar-
tition du manganèse.

tains traits sesquioxydiques.

7.8. LES ACCUMULATIONS SALINES

Plusieurs types de sels ont été reconnus microscopiquement dans les sols des "Bajos Submeridionales". Nous distinguons les carbonates, les sulfates et les chlorures. Nous ajouterons à cette liste un type particulier de composés: les phosphates.

Les carbonates de calcium

Dans tous les profils, à l'exception du profil 9, des accumulations secondaires de calcaire ont été observés dans un ou plusieurs horizons.

Le calcaire apparaît le plus souvent sous la forme des nodules arrondis ou irréguliers. Dans ces nodules, la calcite se présente généralement en grains microcristallins; néanmoins, on observe souvent une alternance irrégulière de zones à grains microcristallins avec des zones à grains cryptocristallins. Par ailleurs, dans beaucoup de cas les nodules calcaires se trouvent partiellement imprégnés par des sesquioxides (fer et manganèse); cette imprégnation se faisant en général dans la partie centrale des nodules ou, plus rarement, sous forme de liseré à leur surface externe (BLOCKFUIS et al 1968; BOULET, 1974).

La calcite peut se présenter aussi sous la forme de "cristallarias" de vides (BPEWER, 1964), ou moins fréquemment sous la forme de cristaux intercalaires. Les cristallarias de vides sont composés en général par de la calcite microcristalline et plus rarement macrocristalline (fig. 83 et 82). Dans le profil 59 (sol très salé) ce sont des cristaux idiomorphes intercalaires, parfois nettement romboédriques, qui sont présents dans le fond matriciel.

Un cas tout à fait particulier est celui du profil 10: dans l'horizon A₁ de ce profil, on constate en effet un enrichissement en calcite qui se présente sous la forme de petits grains sphériques de 15 µ de diamètre environ répartis dans le fond matriciel, et parfois légèrement plus abondants à proximité de la paroi de vides (figs. ¹⁰⁷93 et ¹⁰⁸94). Mise à part la morphologie tout à fait particulière de ces grains, leur présence confirme les résultats analytiques que nous ont montré plus de 3 % de calcaire dans cet échantillon.

Le sulfate de calcium

Dans l'horizon B₂₃ du profil 11, on observe des cristaux de gypse lenticulaires formant des cristallarias de vides et plus rarement des cristaux intercalaires. Par ailleurs, et comme nous l'avons signalé précédemment, cet horizon (comme l'horizon B₂₃ du profil 7^o), se caractérise par l'abondance de vides résultant de la dissolution des cristaux intercalaires de gypse.

Le chlorure de sodium

Sur la surface des agrégats de certains échantillons (par exemple dans l'horizon B₂₂ du profil 11) on observe quelques rares cristaux de forme irrégulière, incolores en lumière naturelle, et isotropes en lumière polarisée; par leurs caractéristiques optiques, ils ont été considérés comme des cristaux d'halite (chlorure de sodium). La présence de ces sels serait d'ailleurs en accord avec le type de salinité qui caractérise ces profils.

Les phosphates

Lors de la détermination du phosphore assimilable et du phosphore total dans ces sols des "Pajos Submeridionales", nous avons noté que certains des échantillons analysés (éch. 10.1, 10.2 et 13.1) présentaient de très fortes teneurs en cet élément. Dans le tableau 16 nous pouvons comparer les valeurs obtenues pour ces trois échantillons, à celles d'autres échantillons.

Tableau 16 : Teneurs en phosphore total et assimilable de quelques échantillons.

Echantillons	Phosphore total (ppm, P ₂ O ₅)	Phosphore assimilable (ppm, P ₂ O ₅)
60. 1 (A ₁)	360	51
60. 5 (B ₂₃)	800	48
79. 1 (A ₁)	250	34
79. 5 (B ₃)	500	32
10. 1 (A ₁)	25. 000	20. 600
10. 2 (IIC)	1. 500	1. 200
13. 1 (A ₁)	1. 200	600
13. 2 (B ₃)	600	52

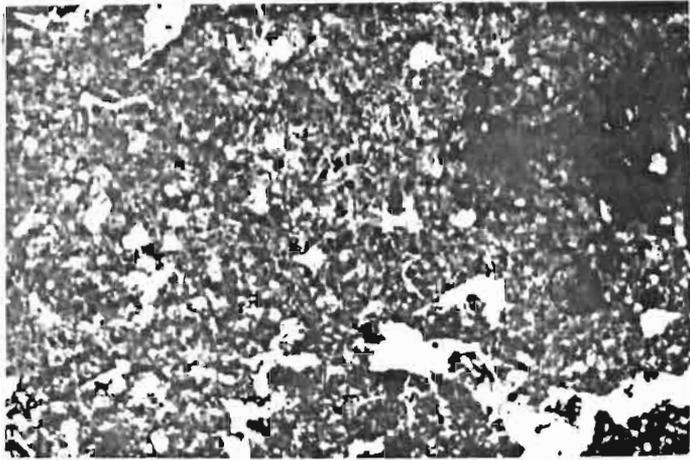


Fig.105.-Fond matriciel argileux;à droite nodule sesquioxidique.Ech.12.4 (B'₂₁).Lum.nat., 39 X.

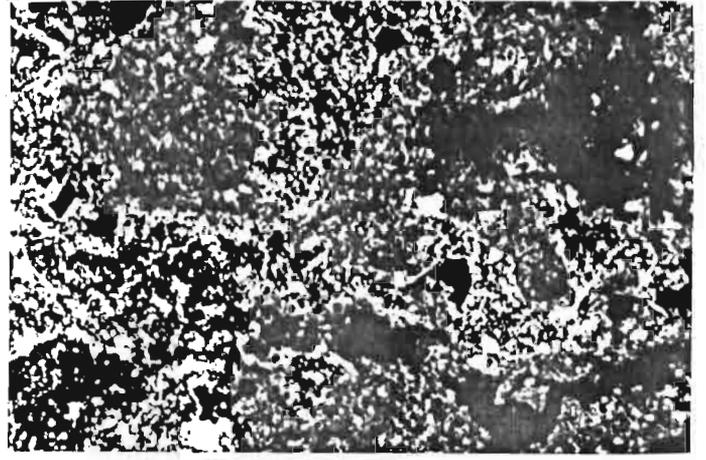


Fig.106.-Le même champ en lumière polarisée.

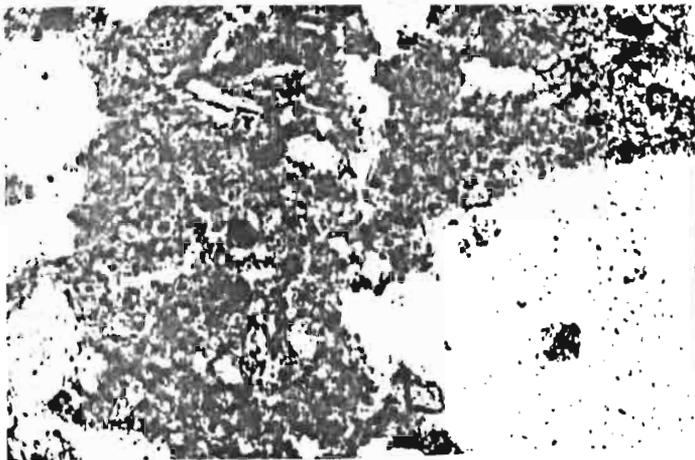


Fig.107.-Calcite en grains sphériques. Ech.10.1(A₁).Lum.nat.,156 X.

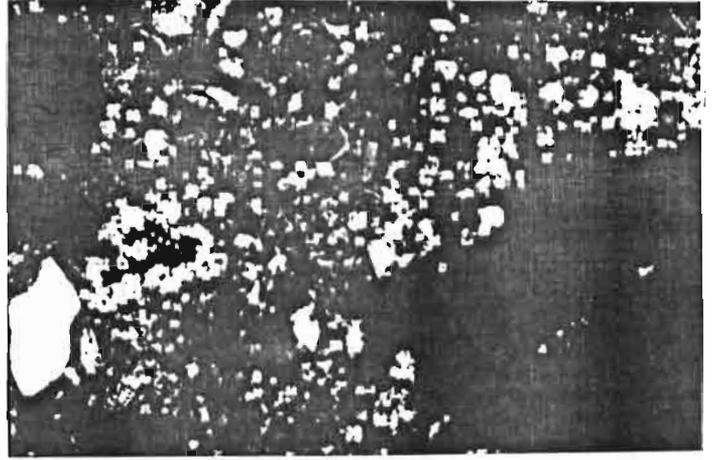


Fig.108.-Le même champ de la figure précédente en lumière polarisée.

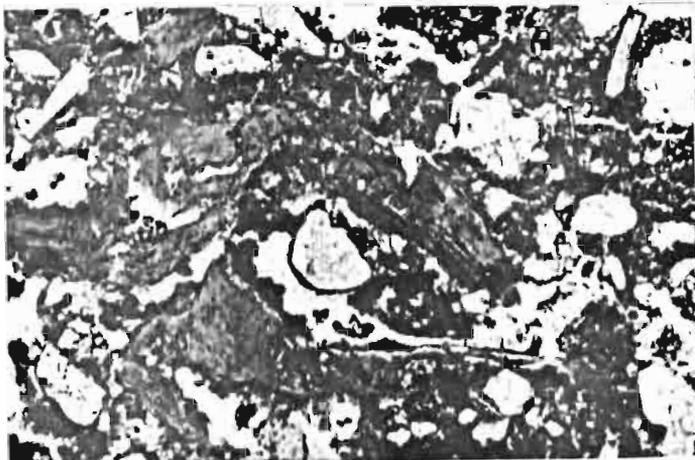


Fig.109.-Matériaux phosphatés observés en lame mince.Ech.10.2(IIC). Lum.nat.,39 X.

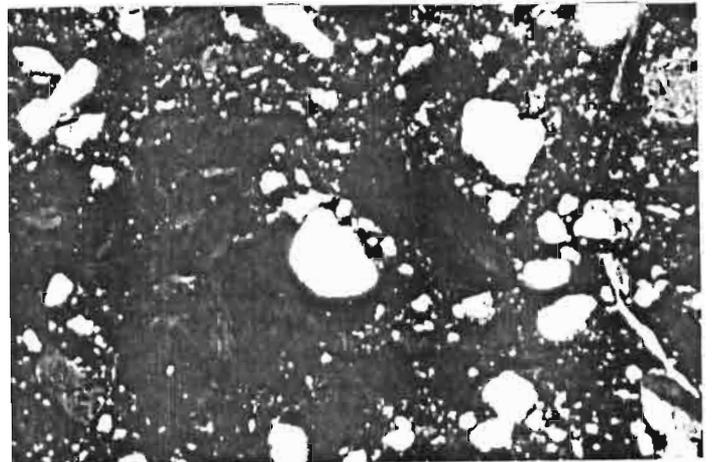


Fig.110.-Le même champ en lumière polarisée.

Dans ce cas, l'analyse micromorphologique du profil 10 permet d'observer certains traits qui par leur morphologie, par leur couleur jaune-orangé en lumière naturelle et par leur isotropie en lumière polarisée, peuvent être considérés comme des matériaux phosphatés d'origine biologique (MOPRAS, 1977) (fig. 95 et 96). Nous avons ainsi été amené à entreprendre quelques analyses complémentaires afin d'établir le rapport entre les fortes teneurs en phosphore observées dans ces échantillons et ces traits microscopiques.

Dans les échantillons de profil 10 et après tamisage de la terre fine, nous avons pu prélever certains nodules jaunâtres de forme irrégulière et d'environ 1 à 2 mm de diamètre. D'après l'état de surface de ces petits nodules, nous les avons séparés en deux groupes: "altérés" et "non altérés". Les observations au microscope électronique à balayage des nodules "non altérés" permettent de reconnaître des structures vraisemblablement biologiques qui, par leur morphologie et leur composition peuvent correspondre à des fragments d'os. Par contre, dans les nodules du deuxième groupe nous avons observé que, sur une trame similaire à celle des nodules précédents, se développent de nombreuses petites boulettes en grappes. Cette morphologie pourrait être ainsi considérée comme caractéristique de l'altération des morceaux d'os originels.

L'analyse aux rayons X de ces nodules montre, en plus des pics du quartz (3,34Å - 4,26Å), des réflexions dans la zone de 2,9Å caractéristiques des phosphates de calcium; l'aspect large de cette raie suggère que l'on ait affaire à un produit mal cristallisé, ce qui correspondrait à l'isotropie observée en lame mince. En outre, des analyses à la microsonde électronique nous confirment la présence de phosphore et de calcium, ainsi que de silice, d'aluminium, de potassium et de magnésium, etc.. Les microanalyses réalisés avec un spectromètre dispersif en énergie devrait permettre d'éviter cette difficulté.

Ainsi, les caractères morphologiques et analytiques de ces nodules nous amènent à conclure qu'ils représentent des accumulations phosphatées d'origine biologique, et plus précisément, dérivés de l'altération de petits fragments d'os. Par ailleurs, la présence de ces nodules correspond aux fortes teneurs en phosphore observées dans le profil 10. Bien que dans l'échantillon 13, nous n'ayons pas constaté la

présence de ces nodules, on pourrait supposer que le phosphore de cet horizon puisse avoir une origine similaire à celui du profil précédent. Ceci permettrait d'expliquer la présence d'ions phosphates dans l'extrait salin de cet échantillon.

CONCLUSIONS

L'étude microscopique des sols des "Bajos Submeridionales" nous a fournit de multiples précisions concernant la composition et l'organisation de leurs constituants. Ces données nous permettent également de mieux interpréter les caractéristiques de ces sols, aussi bien pour l'origine de leurs matériaux que pour leurs processus de pédogénèse.

- Pour ce qui concerne les caractéristiques lithologiques, les observations microscopiques confirment clairement le caractère limoneux de ces sols, ainsi que le faible volume occupé par les sables. De plus, les variations de taille, de teneur ou de composition de ces sables permettent de distinguer plusieurs types de matériaux:

Ainsi, le profil 10 se distingue nettement des autres profils aussi bien par son squelette sableux que par sa microstructure aggloméroplasmique, toutes deux reflétant le caractère alluvial de ce sol. Le profil 60 de la dorsale occidentale se différencie aussi des autres profils, non seulement par une plus grande teneur en sables (bien qu'inférieure à celle du profil 10), mais aussi par un plus grand degré d'altération; ces deux caractères confirment l'hypothèse d'une origine particulière des matériaux de ce profil. Enfin, l'analyse microscopique des lames minces nous révèle le caractère cinéritique des horizons A_2 enterrés des profils 12 et 9, et montre ainsi l'origine lithologique de leur morphologie particulière.

- En ce qui concerne les caractères pédologiques, l'analyse microscopique permet de mettre en relief l'existence de divers types de traits structuraux.

Tout d'abord, une distinction nette peut être établie entre l'assemblage de base des horizons A est celui des horizons B. Ainsi, les horizons A_1 et plus particulièrement des horizons A_2 se caractérisent par une grande pauvreté en plasma et par une forte proportion de squelette limoneux. Dans les horizons B par contre, le plasma argileux est

abondant, et se localise aussi bien dans la matrice que dans les accumulations cutaniques.

Ces variations verticales des rapports plasma/squelette s'accompagnent aussi d'une différenciation microstructurale des profils avec la profondeur. Ainsi, dans les sols salés et dans les sols "molliques" de la zone de transmission et de la zone basse, la microstructure est grumeleuse ou "spongieuse" dans les horizons A_1 , et jointive irrégulière ou fragmentée (mais poreuse à l'intérieur des agrégats) dans les horizons P. L'activité biologique dans ces sols est intense, comme le manifeste l'abondance des pédotubules et la profonde incorporation de la matière organique humifiée. Dans certains sols solodisés et planosoliques, l'horizon A_1 se caractérise par une certaine compacité qui pourrait être attribuée à une plus faible bioturbation.

Les horizons A_2 , qui caractérisent les sols solodisés et planosoliques, se distinguent aussi à l'échelle microscopique par leur microstructure. Ces horizons présentent ainsi des fissures "résiduelles" ou primaires, qui seraient des témoins de la formation de cet horizon par dégradation de l'horizon B. Dans un de ces solonetz solodisés (profil 27) se développe en plus une structure fissurale à débit lamellaire: celle-ci serait nettement secondaire, et probablement caractéristique d'une étape avancée de dégradation de ce type de sol. De leur côté, les horizons B de ses profils ont des microstructures jointives irrégulières ou fragmentées, similaires à celles des autres profils étudiés.

Enfin, le profil 13 de la dorsale orientale se différencie nettement de tous les autres profils du transect par l'hétérogénéité de sa microstructure, qui comprend à la fois des reliques de structure sédimentaire, une structure fissurale pédologique, et d'abondantes constructions biologiques.

Comme nous l'avons déjà signalé, dans les sols des "Bajos Submeridionales", les cutanes présentent des morphologies et des compositions variées, et leur distribution verticale permet de suivre les modalités de la différenciation illuviale de ces profils.

Ainsi, dans les horizons A_1 (à de rares exceptions près), on n'observe pas de cutanes d'illuviation. Par contre, les horizons A_2 des sols solodisés et planosoliques présentent des ferri-argilanes reliques,

contrastant fortement avec le fond matriciel principalement squelettique; ces cutanes anciens nous montrent d'une part, que le développement de ces sols se produit par approfondissement progressif de l'horizon B, et d'autre part, que la "dégradation structurale" qui affecte ces cutanes correspond à la remobilisation de l'argile (qui caractérise soit une phase "d'éluviation secondaire"); néanmoins, et malgré l'apparence des cutanes du profil 27, les résultats obtenus ne nous permettent pas de distinguer un processus de déferrification qui serait préalable à la remobilisation de cette argile (DE CONINCK et al, 1976).

De leur côté, les horizons B présentent toujours des cutanes d'illuviation. Dans tous les profils étudiés, la proportion de ces cutanes est plus grande dans la partie supérieure de l'horizon B; elle s'accompagne aussi d'une grande variété d'accumulations cutaniques (des argilanes, des ferri-argilanes, des siltargilanes, etc...), mais il ne nous a pas été possible d'établir une chronologie relative de ces différents dépôts. La partie la plus profonde des horizons B se caractérise par contre, par un nombre plus réduit de cutanes, ainsi que par la prédominance d'argilanes d'illuviation hydromorphe; ceux-ci reflètent donc l'influence de la nappe phréatique dans la migration de l'argile et dans le développement de ces profils.

Enfin, dans les horizons A₂ enfouis nous n'avons pas observé de cutanes dégradés, mais plutôt des cutanes récents d'illuviation. ceci confirme l'hypothèse du caractère allochtone de ces horizons, et précise qu'ils évoluent actuellement dans le sens d'une argilification illuviale.

Pour leur part, les sols solchisés et planosoliques se distinguent des autres sols du transect par l'abondance de dépôts cutaniques sesquioxydiques (sesquanes et néosesquanes) dans la partie supérieure de l'horizon B et tout particulièrement au contact A₂/E. Les ferri-argilanes sont aussi relativement plus fréquents dans la partie supérieure des horizons B colonnaires ou planiques; dans un nombre limité de cas, et du fait de leur association à d'autres accumulations sesquioxydiques, certains de ces ferri-argilanes semblent formés par une imprégnation postérieure d'argilanes préexistants; mais cette relation n'est pas évidente pour la plus grande partie des ferri-argilanes de ces sols.

- Les analyses microscopiques montrent également des concentrations sesquioxydiques dans tous les profils étudiés; elles sont liées

à l'existence générale de conditions temporaires d'hydromorphie, et elles permettent de distinguer, par leur nombre et par leur morphologie, diverses modalités de ce régime de sursaturation hydrique.

Ainsi la différenciation morphologique des sesquioxydes le long des profils (prédominance de néocutanes dans les horizons supérieurs et de nodules dans les horizons inférieurs.) s'accorde avec les variations verticales du régime d'humidité de ces sols. Les accumulations néocutaniques dans les horizons superficiels pourraient probablement être attribuées aux alternances rapides d'humectation et de dessiccation, qui déterminent un flux de diffusion vers la paroi des vides. En revanche, les accumulations nodulaires de la partie inférieure des profils traduiraient probablement des processus plus lents de dessiccation (donc d'oxydation et d'accumulation des sesquioxydes) qui concerneraient l'humidité capillaire d'origine phréatique. Par ailleurs, et comme nous l'avons déjà signalé, les sols solodisés et planosoliques se distinguent par l'abondance de leurs traits sesquioxydiques dans la partie supérieure des horizons B, ce qui reflète l'influence croissante de l'hydromorphie superficielle dans le développement de ce type de sols.

En ce qui concerne la composition de ces traits sesquioxydiques, les microanalyses nous montrent la prédominance et même l'individualisation parfois exclusive du manganèse dans les accumulations sesquioxydiques de couleur foncée (par ailleurs les plus abondants dans tous les profils étudiés), tandis que le fer s'individualise dans les taches de couleur rougeâtre, qui sont les plus rares. Ces résultats, correspondant aux différences de mobilité entre le fer et le manganèse, nous indiquent que les conditions physico-chimiques qui règnent dans ces sols favoriseraient l'individualisation de ce dernier élément.

Enfin, les analyses microscopiques nous montrent la présence de divers types de sels. Les carbonates de calcium se présentent en général sous la forme de nodules ou de cristallarias de vides, et plus rarement de cristaux intercalaires. Des cristaux lenticulaires de gypse ont aussi été observés dans certains échantillons: par ailleurs, la présence de vides pseudomorphes ("fantômes") d'anciens cristaux de gypse peut témoigner d'une période de salinisation antérieure, dans laquelle les conditions physico-chimiques et hydrologiques de ces sols auraient été relativement différentes des conditions actuelles. Enfin, nous

avons aussi observé des cristaux d'halite, qui s'accordent par leur présence aux caractéristiques analytiques de la salure de ces sols.

XXXXXXXXXX

Au niveau microscopique, les profils étudiés se caractérisent par une différenciation microstructurale verticale qui va de pair avec la migration et l'accumulation de divers types de constituants. De plus, ces observations nous ont permis de préciser certaines caractéristiques et modalités de l'organisation illuviale de ces sols, déjà mises en évidence par d'autres moyens.

Ces analyses microscopiques qui complètent et confirment d'autres données, nous permettront donc d'aborder par la suite l'interprétation générale des résultats obtenus.

CHAPITRE VIII. CONCLUSIONS GENERALES.

L'objectif de ce travail est de contribuer à la connaissance des sols d'une vaste région de la Province de Santa Fe, en Argentine, dénommée "Bajos Submeridionales".

A travers l'étude de douze profils placés le long d'un transect, et compte tenu des limitations inhérentes à ce genre de travail, nous avons néanmoins recherché une vision intégrée, aussi complète que possible, de ce milieu et de son évolution récente. Pour cela nous avons essayé de relier la caractérisation des sols à celle des sédiments dont ils dérivent, et de proposer des interprétations en fonction du contexte géomorphologique.

Les résultats obtenus permettent ainsi de tirer un certain nombre de conclusions, dont nous présenterons ici celles de caractère plus général.

8.1. L'ORIGINE DES MATERIAUX ORIGINELS LOESSIQUES ET LA DEFINITION DE SECTEURS SEDIMENTAIRES.

Le matériau parental des "Bajos Submeridionales" est constitué par des sédiments fins limonéux; par leur origine et leur composition, ils correspondent aux limons loessiques quaternaires, qui caractérisent l'ensemble du grand bassin Chaco-pampéen. Néanmoins, des variations de la composition granulométrique et minéralogique des sols le long du transect d'étude, conduisent à définir quatre secteurs sédimentaires :

a) Le premier de ces secteurs est représenté par les profils 16, 27, 59, 80 et 79; il correspond ainsi à la zone de transition de la dorsale occidentale, et à la partie la plus occidentale (ou la plus élevée) de la zone basse, à l'exclusion de la petite surface représentée par le profil 60. Les caractéristiques distinctives de ce secteur sont les suivantes :

- du point de vue granulométrique, les sables sont caractérisés par une nette prédominance de la fraction de sable très fin;

- minéralogiquement, les verres volcaniques et les feldspaths sont dominants dans la fraction légère des sables, et dans la fraction lourde grenat et pyroxènes sont plus abondants;

- dans la fraction argile, l'illite est abondante et elle semble avoir subi une transformation relativement faible;

- l'analyse des éléments traces indique une teneur supérieure en gallium, qui va de pair avec la proportion plus forte de feldspaths.

L'ensemble de ces résultats nous montre que les matériaux superficiels de ce secteur proviennent des "sierras" pampéennes et des Andès; par rapport aux matériaux des autres secteurs, le meilleur classement granulométrique de ces sédiments tendrait à prouver qu'ils ont été transportés par voie éolienne, et qu'après leur dépôt ils n'ont pas subi des remaniements importants. Dans tous les profils qui caractérisent ce secteur, on remarque également une grande homogénéité lithologique verticale. Ce caractère, qui irait de pair avec une plus grande stabilité du milieu sédimentaire, pourrait confirmer dans une certaine mesure la participation exclusive des actions éoliennes dans la sédimentation de ces matériaux. Ces résultats s'accordent donc avec ceux de POMAR (1969), sur l'origine des matériaux superficiels du secteur ouest de la Province de Santa Fe.

b) Un deuxième secteur sédimentaire, représenté par le profil 13, se situe dans la dorsale orientale. Les matériaux de cette dorsale se distinguent nettement de ceux du secteur précédent par les caractères suivants:

- granulométriquement, la teneur en sable est très faible, avec des proportions équivalentes en sables fins et très fins; aussi, la composition minéralogique de ces sables est différente de celle des matériaux de la dorsale occidentale;

- la fraction argile se caractérise par une faible quantité d'illite; en revanche, les minéraux gonflants (interstratifiés irréguliers I-M et smectites) sont ici prépondérants;

- l'assemblage et la microstructure de ce profil se distinguent de celles des autres profils du transect, ce qui pourrait refléter dans une certaine mesure un matériau et un environnement sédimentaire

différents.

La composition minéralogique des sables de ces matériaux révèle l'intervention d'apports provenant du bassin du Parana. Mais, la présence de teneurs relativement élevées en verre volcanique dans certains horizons du profil 13, indique aussi la participation d'apports en provenance de l'ouest. En outre, le classement granulométrique de ces sédiments est moins affirmé que celui des matériaux de la dorsale occidentale; aussi, dans ce profil qui se caractérise par une succession de couches en discontinuité lithologique, les matériaux auraient pu être transportés par le vent (POMAR, 1969), puis déposés en milieu aquatique, probablement de type palustre (GOLLAN et LACHAGA, 1939).

c) Entre ces deux secteurs orientaux et occidentaux, nous avons distingué un secteur central intermédiaire. Il est représenté par les profils 11, 12, 38, 9 et 10, et se localise donc dans la partie de la zone basse la plus proche du système fluvial Golondrinas-Calchaqui. Les matériaux de ce secteur se distinguent par les caractères suivants:

- La composition minéralogique de la fraction lourde des sables est intermédiaire entre celles des secteurs occidentaux et orientaux.

- La fraction argile comprend des proportions également intermédiaires d'illite et de minéraux gonflants.

Ces caractéristiques indiquent que les sédiments superficiels de ce secteur sont constitués par le remaniement et le mélange de matériaux en provenance de l'ouest et du bassin du Parana. Par ailleurs, l'analyse des sables des différents profils de ce secteur montre qu'à l'exception du profil 11 qui est très peu profond, les autres profils présentent des discontinuités verticales soit minéralogiques, soit granulométriques, soit les deux à la fois. Ces discontinuités des caractéristiques analytiques correspondraient donc à une sédimentation réalisée par étapes successives en milieu alluvial.

Ce mode de sédimentation est évident dans les profils 9 et 10 situés respectivement dans la plaine d'épandage et dans le bourrelet de berge du système Golondrinas-Calchaqui. Et dans les profils localisés sur le relief surélevé de la zone basse (qui apparaît comme une grande île isolée dans la plaine), il pourrait probablement représenter le mode de formation d'une ancienne terrasse fluviale.

En outre, il a été intéressant de constater dans ce secteur la présence de couches de cinérites, qui révèlent ainsi l'importance des apports volcaniques éoliens dans la constitution des matériaux sédimentaires de cette région.

d) Enfin, les résultats de ce travail nous ont permis de définir un quatrième secteur sédimentaire. Il est représenté par le profil 60 situé dans une petite dépression, dans la zone transition de la dorsale occidentale.

- du point de vue granulométrique, ce profil se caractérise par une teneur relativement élevée en sable total, avec des proportions analogues de sables fins et très fins;

- L'analyse microscopique montre qu'une proportion relativement considérable de feldspaths se trouve sericitisée.

Ces deux caractéristiques permettent donc de distinguer clairement les matériaux de ce profil des dépôts de limon éolien, qui constituent la couverture superficielle de la zone de transition. Par contre, la forte teneur en sables et le faible classement granulométrique des matériaux du profil 60, (ainsi que sa situation dans une dépression qui s'aligne dans le sens ouest-est avec d'autres dépressions similaires), nous indiqueraient que ces dépôts sont d'origine fluviatile. Par ailleurs, l'altération observée dans les feldspaths aurait vraisemblablement précédé le transport et la mise en place de ces sédiments dans leur site actuel; cette altération témoigne ainsi d'une origine différente des matériaux qui constituent ce profil.

Ces résultats confirment, du point de vue analytique, les observations de CASTELLANOS (1968), et nous montrent que des cours d'eau auraient anciennement traversé cette région; ils correspondraient aux anciens lits du fleuve Salado, et seraient probablement antérieurs au soulèvement tectonique de la dorsale orientale.

8.2. LE ROLE DU MODELE DANS LA DIFFERENCIATION ET DANS LA DISTRIBUTION DES SOLS.

Deux traits géomorphologiques majeurs caractérisent les "Bajos Submeridionales" : un relief extrêmement plat et un "endiguement" na-

turel d'origine vraisemblablement tectonique. Ces deux données morphologiques, par leur influence sur les régimes hydriques superficiels et sub-superficiels, apparaissent comme les facteurs déterminants de la morphogénèse comme de la pédogénèse dans cette région.

- En ce qui concerne l'hydrologie superficielle, la platitude qui caractérise cette région conduit à ce que l'activité morphogénétique y soit très faible. Ainsi, malgré un climat relativement pluvieux, aucun cours d'eau défini ne traverse actuellement la plaine; et ce n'est qu'en position marginale que nous trouvons d'une part le système Golondrinas-Calchaqui (qui correspond probablement à un ancien lit du fleuve Salado), et d'autre part, vers le sud de la région, le fleuve Salado lui même, dans son emplacement actuel. Par ailleurs, les lits de ces cours d'eau sont réduits, et ils ne peuvent écouler que de faibles débits.

Ces caractéristiques du modelé, auxquelles s'ajoutent généralement la présence de la nappe phréatique à faible profondeur, ou la faible perméabilité des sols, sont à l'origine de la difficile évacuation des eaux de pluie. De ce fait, les eaux superficielles stagnent pendant des périodes plus ou moins longues, en particulier dans les microdépressions du terrain. Dans les années particulièrement pluvieuses, la conjonction de tous ces facteurs défavorables conduit à des inondations en nappe, qui circulent très lentement puis s'évaporent sur place. Dans certaines situations, l'hydromorphie superficielle ainsi engendrée se traduit par le développement de profils de sols différenciés avec des horizons A₂.

- Dans le nord de la Province de Santa Fe les "eaux salées de fond" ne se trouvent pas isolées par un niveau argileux (GOLLAN et LACHAGA, 1939). De ce fait dans les zones basses (correspondant aux "Bajos Submeridionales" au sens strict) une nappe phréatique salée se manifeste près de la surface. L'influence du modelé apparait donc fondamentale dans la genèse et dans la différenciation des différents types de sols halomorphes qui caractérisent cette région :

Des sols sodiques fortement salés se localisent ainsi dans la plaine de la zone basse, où la nappe phréatique est à faible profondeur. Inversement, dans les reliefs surélevés (dans les dorsales et dans le relief de la zone basse), la salinité est plus faible; la

sodicité des sols est alors très variable, et on y observe des sols non sodiques et d'autres fortement sodiques.

Cependant, dans des situations relativement élevées de la zone de transition, là où la nappe phréatique se trouve actuellement à plusieurs mètres de profondeur, nous avons constaté une forte "sodicité" des profils (par exemple le profil 16). Ceci correspondrait vraisemblablement à une période de salinisation ancienne, réalisée avec une nappe phréatique plus proche de la surface, la descente de la nappe pouvant résulter soit d'actions tectoniques, soit de changements climatiques.

Enfin, les caractéristiques géomorphologiques et pédologiques des "Bajos Submeridionales" (dénommées aussi "Chaco Deprimido" par MORELLO, 1974) présentent beaucoup de points communs avec celles de la région appelée "Pampa Deprimida".

Cette autre grande plaine basse, située dans l'extrême sud du bassin chaco-pampéen, a fait l'objet d'une étude géomorphologique approfondie (TRICART 1972, 1973). Nous pouvons ainsi constater que par leur modelé, par leur faible potentiel morphogénétique et par la présence de sols halomorphes, ces deux grandes dépressions se ressemblent étroitement.

Néanmoins, d'après TRICART (op. cit.), les ions solubles responsables de l'halomorphie dans la "Pampa Deprimida" trouveraient leur origine dans les sédiments superficiels eux mêmes; il s'agirait donc de sols sodiques d'origine "primaire" (FRANZ, 1964). Par contre, dans les "Bajos Submeridionales" nous avons vu que la source des ions solubles se situait dans la nappe salée, la salinisation de ces sols étant alors de type "secondaire".

8.3. LES PRINCIPAUX CARACTÈRES DE DIFFÉRENCIATION DES SOLS DES "BAJOS SUBMERIDIONALES".

A- Les caractères liés à l'halomorphie.

Les analyses physico-chimiques nous ont permis de distinguer deux principaux groupes de sols d'après les degrés de salinité et de sodicité.

a) Dans la grande plaine de la zone basse et sur la bordure (profils 59, 79, 80, 11, 9), là où la nappe saline se trouve proche de la surface, les horizons B des sols sont fortement salés. Leur salinité est de type sulphato-chlorure sodique ou chloruro-sulphatée-sodique, et elle correspond à la composition de la nappe phréatique, telle qu'elle a été définie au début de ce travail.

Le pourcentage de saturation en sodium des horizons B varie selon les échantillons entre 25 et 48 % de la somme des cations échangeables. Néanmoins, du fait de leur forte salinité, ces horizons ne sont pas très alcalins.

Par contre, les horizons A sont faiblement ou moyennement salés. De même, le pourcentage de saturation en sodium est beaucoup plus faible que celui des horizons B correspondants : il se situe généralement aux environs de 10 % de la somme des cations échangeables. Leur pH, enfin, est faiblement alcalin et il peut être même légèrement acide.

Ce premier groupe de sols salés et sodiques (ou "salsodiques" d'après SERVANT, 1975) est représentatif de la grande plaine de la zone basse. Les résultats obtenus nous renseignent donc sur le type et le degré d'halomorphie des sols de cette région; ils mettent aussi en évidence les contraintes que cette caractéristique imposera à leur exploitation.

b) Dans un second groupe, se rassemblent les sols situés dans les parties les plus élevées de la région; les caractéristiques physico-chimiques des profils sont alors plus variables et obligent à distinguer les deux sous-groupes suivants :

- Un premier ensemble est constitué par des sols faiblement et modérément salés, il est représenté par les profils 16, 27 et 60 de la zone de transition, le profil 12 du relief surélevé de la zone basse, et le profil 10 du bourrelet de berge du système Golongrinas-Calchaqui. La salinité de ces sols est sulphato-chlorurée sodique modérément bicarbonatée, ou même franchement bicarbonatée sodique (profil 16.). La salinité du profil 10 représente néanmoins un cas particulier, où d'autres composés semblent aussi intervenir (phosphates).

Dans l'horizon B de ces sols, le pourcentage de saturation en sodium est souvent plus élevé que dans les sols du groupe précédent, et leur pH peut être légèrement alcalin ou même alcalin (pH 9). Comme pour les sols de la zone basse, les horizons A de ces profils sont moins salés, moins sodiques et à pH Plus bas que ceux des horizons B correspondants. Néanmoins, dans les sols fortement sodiques de la zone de transition (profils 16 et 27) le taux de saturation en sodium est supérieur à 15 % même dans les horizons A.

Ainsi, dans plusieurs de ces profils où la nappe salée a une influence plus faible et où le degré de salinité diminue, le problème de l'alcalinisation se présente d'une manière aigüe (profils 16, 27 et 12). Dans les prodils 10 et 60 par contre le degré de salinité est faible et la sodicité demeure également modérée.

- Un second et dernier ensemble de sols est composé par des sols non salés. Ce sous-groupe est représenté par le profil 38 du relief surélevé de la zone basse, et par le profil 13 de la dorsale orientale.

Bien que la salinité des horizons B de ces sols soit pratiquement négligeable, on remarque que leur extrait salin renferme des carbonates et des bicarbonates alcalins. Le pourcentage de saturation en sodium est en général inférieur à 15 %; néanmoins, dans certains horizons du profil 13 on note un pourcentage élevé de magnésium échangeable. Le pH des horizons B de ces profils est relativement élevé : il se situe aux environs de 8,5.

Dans les horizons A su profil 38 la salinité est pratiquement inexistante, la sodicité est enférieure à 10 % de la capacité d'échange, et le pH est neutre et même légèrement acide. Par contre, l'horizon A du profil 13 est particulier avec un pH assez acide (pH 5,5) et une conductivité électrique élevée (5mmhos/cm); nous avons vu que ce type originel de salinité p ut correspondre à la présence de composés phosphatés.

Ainsi, ce dernier ensemble ne présentent pas apparemment de limitations majeures pour la salinité et la sodicité; mais nous avons constaté qu'il se caractérise aussi par une faible perméabilité, ce qui devra être pris en compte pour l'utilisation de ces sols.

B- Les caractéristiques de la matière organique.

Le type et la teneur en matière organique sont des données importantes de caractérisation, puisqu'elles sont le reflèt du type de formation végétale, des conditions du pédoclimat et de l'activité biologique du sol.

Nous avons ainsi constaté que dans l'horizon A des sols des "Bajos Submeridionales" la teneur en matière organique est relativement élevée (environ 4 %), pouvant même atteindre des valeurs exceptionnelles de 12 et 14 % (profils 38 et 10). Aussi, dans plusieurs profils, la proportion de matière organique est encore assez importante dans la partie supérieure de l'horizon B (teneur supérieure à 1 %). Par ailleurs, l'analyse microscopique nous a permis d'observer dans des horizons encore plus profonds la présence de matière organique humifiée au sein du fond matriciel du sol. Les données morphologiques et analytiques de ces sols traduisent ainsi une incorporation profonde et intime de l'humus avec la matière minérale.

En outre, le rapport carbone/azote de la matière organique de ces sols est assez bas : dans les horizons A il oscille en général entre 11 et 14, et descend progressivement avec la profondeur. Ces valeurs s'accordent ainsi à ceux d'un humus bien évolué dans des sols biologiquement actifs : ils correspondraient à des humus de type mull.

Compte tenu de la teneur en matière organique, de sa profondeur de pénétration et de ses caractéristiques biochimiques, la majorité des profils étudiés présentent ainsi des horizons supérieurs qui doivent être dénommés des "épipedons de type mollique" (USDA, 1975).

C- Les caractères liés à l'illuviation.

Tous les sols des "Bajos Submeridionales" se caractérisent aussi par une différenciation illuviale d'horizons; elle se traduit par le développement de profils à horizons A lessivés et horizons B riches en argile d'accumulation illuviale, dont les traits majeurs sont les suivants :

-Le lessivage qui intervient dans ces sols est tout d'abord décelé par la morphologie des profils et par les variations granulométriques. On constate ainsi que dans les horizons A la texture est limo-

neuse-fine. Dans les horizons B, par contre, la proportion d'argile augmente et leur texture entre dans les catégories de limon-argileux fin ou d'argile-limoneuse. Par ailleurs, cette variation granulométrique rapide se traduit par une limite nette et régulière entre l'horizon A et l'horizon B et par des différences de structure.

-La migration verticale d'argile est aussi mise en évidence par l'observation de ces sols à l'échelle microscopique; la présence d'accumulations cutaniques argileuses ou limono-argileuses confirme ainsi l'origine en partie illuviale des horizons B.

-Ce transfert vertical de matière est également décelable à partir des analyses chimiques totales. Dans les horizons A on constate en effet un enrichissement en silicium et en sodium, qui va de pair avec l'augmentation de la teneur en limons et sables; il serait donc de caractère relatif, et exprime l'accumulation résiduelle de minéraux primaires par éluviation.

En revanche, dans les horizons B il y a une accumulation en magnésium, en fer et en aluminium qui, elle, est de caractère absolu. L'augmentation en ces éléments correspond ainsi à la plus forte teneur en argile des horizons B, et exprime l'accumulation absolue de matériaux fins par illuviation.

-Enfin, l'étude de la fraction argile nous révèle aussi une différenciation minéralogique verticale des profils qui semblerait être en partie d'origine illuviale. Rappelons que la fraction argile des horizons A est composée fondamentalement par des illites et des minéraux accessoires tels que le quartz et les feldspaths. De leur côté les horizons B présentent, en plus de l'illite, des proportions importantes de minéraux interstratifiés et des sméctites.

L'ensemble de ces données confirment donc dans ces sols l'existence de processus d'entraînement vertical de matière; ces transferts déterminent la genèse d'horizons B illuviaux, qui répondent aux caractéristiques de l'horizon argilique (ou natrique) de la classification américaine (USDA, 1975).

D- Les caractères liés à l'hydromorphie.

Les sols de cette région sont aussi influencés par des conditions

plus ou moins accentuées de sursaturation hydrique. Deux facteurs principaux sont à l'origine de cette situation : le modelé et le climat.

-Tout d'abord, les formes du relief déterminent la profondeur à laquelle se situe la nappe phréatique. Ainsi, dans la zone basse, la présence de la nappe à faible profondeur détermine un engorgement permanent de la partie inférieure des profils.

Au-dessus du toit de la nappe, dans la zone d'oscillation phréatique et de saturation capillaire, l'hydromorphie se traduit par la ségrégation de nodules ferromanganiques, (peu abondants); en lame mince nous avons aussi observé, dans quelques profils, la présence d'argilanes déferrifiés qui auraient ainsi migré en milieu hydromorphe. Sur le terrain nous avons observé seulement dans les profils 60 et 38, des indices d'hydromorphie de profondeur. Le profil 60 se localise dans une dépression et son régime hydrique est de type "aquique". Quant au profil 38, son horizon B_{3g} présentent des taches de couleur verdâtre, qui correspondraient à un ancien horizon à gley (la nappe étant actuellement plus basse). Ainsi, bien qu'une grande partie de ces sols possède une nappe à faible profondeur, les processus d'anaérobiose et de réduction semblent en général très limités dans les horizons situés au-dessus de son toit.

-D'autre part, le relief extrêmement plat et le régime climatique caractérisé par une relative concentration saisonnière des précipitations, sont à l'origine d'engorgements superficiels plus ou moins longs. Cependant des signes évidents d'hydromorphie de surface n'apparaissent que dans les dépressions ou dans certains sols peu perméables, là où l'eau stagne pendant des périodes plus prolongées.

Cette hydromorphie de surface se manifeste alors au sommet des horizons B par une ségrégation importante de sesquioxides en taches et en nodules de couleur foncée; elle s'accompagne de la formation d'horizons A₂ blanchis, d'épaisseur variable. Dans cette région, le développement des sols solodisés et planosoliques -qui montrent ces ségrégations et ce blanchiment- apparaît ainsi clairement associé à un engorgement plus accentué des horizons superficiels.

-Ce résumé synthétique des principaux caractères de différencia-

tion des profils étudiés peut nous permettre d'aborder maintenant la classification de ces sols, en utilisant les critères de divers systèmes taxonomiques.

8.4. LA NOMENCLATURE DES HORIZONS ET LA CLASSIFICATION DES PROFILS.

A- La nomenclature des horizons et l'identification des discontinuités lithologiques.

En tenant compte de l'origine sédimentaire du matériau originel des sols des "Bajos Submeridionales", de l'existence probable d'horizons enterrés et de profils à bisequum, ainsi que de la présence d'horizons A_2 dont il était nécessaire d'établir l'origine autochtone ou allochtone, une partie de ce travail a été consacrée à l'identification d'éventuelles discontinuités lithologiques. Divers types d'analyses, granulométriques, chimiques et minéralogiques, ont été exploités dans ce but; ainsi, dans plusieurs profils étudiés, certains des paramètres utilisés ont montré des variations apparemment significatives. Néanmoins, et étant donné les limites de ces indices, nous n'avons admis l'existence d'une discontinuité lithologique que lorsqu'il y avait convergence de plusieurs des critères utilisés. Les discontinuités ainsi établies correspondent parfois à des dépôts minéralogiquement différents, donc en provenance de sources différentes; d'autres fois, elles ne correspondent qu'à des variations des conditions de sédimentation de matériaux d'une même origine.

Dans le tableau 17 nous avons ainsi établi la nomenclature de divers horizons des profils étudiés, telle qu'elle découle de l'ensemble des données morphologiques et analytiques : on constate ainsi, que les sols du secteur le plus occidental du transect se développent sur des matériaux homogènes, alors que ceux du secteur le plus oriental présentent des discontinuités lithologiques, correspondant à des conditions de sédimentation de type fluvio-lacustre.

Par ailleurs, les résultats obtenus nous indiquent que les horizons A_2 des sols solodisés et planosoliques (profils 27, 60, 38 et 11) sont lithologiquement similaires aux autres horizons du profil. Ceci nous permet d'établir que ces horizons A_2 sont d'origine pédogénétique.

Par contre, les horizons A'_2 des profils 9 et 12 correspondent

en fait à des dépôts (en discontinuité lithologique) enterrés sous d'autres dépôts plus récents. Nous avons vu aussi, que ces "horizons" A'_2 sont constitués par des couches de cendres volcaniques; ceci a un double intérêt: d'une part ces dépôts apparaissent comme des rares exemples de couches cendreuses décrits jusqu'à maintenant dans les sédiments superficiels du bassin chaco-pampéen; d'autre part, la morphologie de ces dépôts soulève le problème de la confusion éventuelle entre des véritables horizons A_2 éluviaux et ces matériaux cendreux. Ainsi, dans le cas du profil 18 l'origine de l'horizon A'_2 n'est pas complètement claire; en effet, cet horizon correspondrait plutôt à une différenciation de type illuviale qu'à une discontinuité lithologique. Mais il est, par contre, en discontinuité lithologique avec l'horizon qui le surmonte.

B- La classification des profils suivant divers systèmes taxonomiques.

Pour classer les profils de sols étudiés, nous avons utilisé plusieurs systèmes; la classification des sols proposée par AUBERT (1965), la classification CPCS (1967), la SOIL TAXONOMY (1975) et la liste d'unités de sols de la FAO (1971). La nomenclature taxonomique de nos profils, établie d'après les divers systèmes utilisés, est présentée dans le tableau 17.

- Nous voyons ainsi que, selon les classifications AUBERT et CPCS et à l'exception des profils 38 et 10 tous les autres profils entrent dans la classe des "sols sodiques" (CPCS) ou "halomorphes" (AUBERT). Par ailleurs, dans les deux classifications, et compte tenu de caractéristiques morphologiques et analytiques de ces sols, ils seraient rangés au niveau de la sous-classe dans des catégories équivalentes: on peut donc les appeler "sols halomorphes à alcalis" dans la classification AUBERT, et "sols sodiques à structure dégradée" dans la classification CPCS.

Pour les catégories inférieures, la classification AUBERT tient compte principalement des caractères morphologiques du profil: ainsi, du fait qu'ils possèdent un horizon B illuvial, les sols étudiés pourront être placés sans difficultés dans le groupe de "sols halomorphes lessivés à alcalis"; enfin, au niveau du sous-groupe et sur la base des seuls critères morphologiques, on pourra distinguer aussi le sous-groupe "modal" (profils 16, 79, 80, 59, 12, 9, 13) de celui des "solonetz solodisés" (profils 27, 60 et 11).

Par contre, et tout en reposant sur les mêmes principes taxonomiques, un problème particulier se pose pour classer ces sols sodiques des "Bajos Submeridionales" dans les catégories inférieures du système CPCS. En effet, d'après cette classification, trois groupes de sols peuvent être distingués dans la sous-classe des "sols sodiques à structure dégradée":

1- Le groupe des "sols salins à alcalis" (Solonchak-Solonetz) à profil A (B) C. Ces sols sont "plus ou moins riches en sels solubles" et "la teneur en argile des divers horizons est constante dans le profil".

2- le groupe des "sols sodiques à horizon B" (Solonetz), à profil de type A,B,C. Ces sols ont "peu ou pas de sels solubles dans le profil".

3- le groupe de "sols sodiques à horizon blanchi" (solodisés). Ces sols ont une "acidification accentuée en surface".

D'après la seule morphologie (profil A,B,C), et comme nous l'avons fait suivant la classification AUBERT, la plupart des "sols sodiques à structure dégradée" étudiés ici, devraient être classés dans le système CPCS parmi les "solonetz". Cependant, nous savons que ces sols des "Bajos Submeridionales" présentent un degré de salinité relativement élevé; comme nous l'avons vu précédemment, ces sols sont en effet "modérément" et "fortement salés", ce qui ne s'accorde apparemment pas avec la définition donnée dans la classification CPCS pour le groupe des "solonetz".

En conséquence, et d'après ces considérations, ces sols des "Bajos Submeridionales" ne pourraient pas être convenablement rangés dans aucun des groupes de sols sodiques de cette dernière classification; il serait ainsi nécessaire de les considérer, soit comme des sols intergrades entre le groupe de "solontchak-solonetz" et celui de "solonetz", soit de préciser ou d'élargir le concept de "solonetz".

Un problème similaire se pose également avec cette classification pour les sols sodiques qui présentent un horizon A₂ blanchi (profils 27,60 et 11). En tenant compte de cette caractéristique morphologique, ils devraient être classés parmi les "solonetz solodisés". Cependant, dans le système CPCS ces solonetz solodisés sont définis par une "acidification accentuée en surface", ce qui n'est pas le cas des sols étudiés ici, le pH de leurs horizons A se situant toujours entre 7,4 et 8,4 .

Si nous nous tenons donc strictement à la définition arrêtée dans le système CPCS pour le groupe des "sols solodisés", les sols à l'horizon A_2 blanchi des "Eajos Subméridionales" n'y trouveraient pas leur place. Il serait ainsi nécessaire de les considérer, soit comme des intergrades entre le groupe des "solonetz" et celui des "sols solodisés", soit d'élargir la définition des "sols solodiés".

Pour ce qui concerne le profil 38, d'autres difficultés se présentent également pour le classer aussi bien dans le système AUBERT que dans le système CPCS. En effet, ce sol qui n'est ni salé ni sodique présente une couleur foncée dans l'horizon A_1 et dans la partie supérieure de l'horizon B, par suite de sa richesse en matière organique bien humifiée; de ce fait, il pourrait être associé à la classe des "sols isohumiques" des deux classifications mentionnées. La détermination des variations de la teneur en matière organique, révèle cependant une diminution assez abrupte entre l'horizon de surface et l'horizon B, qui serait apparemment incompatible avec le concept des sols "isohumiques". Toutefois, et compte tenu des caractéristiques générales du profil et de son environnement, nous l'incluons provisoirement dans cette classe de sols, et dans la sous-classe des "brunizems".

Le profil 10, enfin, pourra être classé dans les deux systèmes jusqu'à ici discutés, parmi les sols "peu évolués d'apport".

- D'après la SOIL TAXONOMY (1975) - et à l'exception de ce profil 10 les profils de sol étudiés ici font partie, soit de l'ordre des "Mollisols", soit de celui des "Alfisols". Il est à noter qu'en général, - et pour un niveau taxonomique comparable à celui des classifications précédentes - cette dernière classification semble permettre une appréciation plus complète des caractéristiques des profils. Ainsi, par exemple, d'après l'importance relative de trois critères (épipedons, horizons diagnostiques ou régime hydrique), il est possible de distinguer parmi les "solonetz solodisés" un Natrustalf (profil 27), un Natraqaïf (profil 60), et un Natralboll (profil 11). Quant aux solonetz, ils se rangent pour la plupart - et en particulier ceux de la zone basse - parmi les "Natrustolls", tandis que les profils 16 et 13 seraient des "Natrustalfs". Le profil 38, pour sa part, est classé comme "Argialboll".

Une certaine difficulté apparaît néanmoins pour classer les profils dans lesquels l'horizon B coïncide avec une discontinuité lithologique (profil 12 et 9). Sur la base des données macro-micromorphologiques et analytiques, nous considérons néanmoins que l'illuviation d'argile réalisée dans ces sols est suffisamment importante pour considérer cet horizon comme un horizon natrique; ces profils ont donc été également classés comme "Natrustolls".

-Enfin, Dans le système FAO, les solonetz de la zone basse (ou Natrustolls) sont classés comme des "solonetz molliques", et les profils 16 et 13 comme des "solonetz orthiques". De leur côté les solonetz solodisés, de même que le profil 38, sont rangés parmi les "Planosols". Les unités de sol, identifiées ici, correspondent donc à celles qui ont été indiquées pour la région des "Bajos Submeridionales" dans la carte des sols établie pour la FAO. (1971).

TABLEAU 17. Nomenclature des horizons et classification des profils de sol étudiés.

Profil (nomenclature des horizons)	Classifications			
	AUBERT (1965)	C.P.C.S.(1967)	SOIL TAXONOMY (1975)	F.A.O.(1974)
16 A ₁ -B ₁ -B ₂ tca-B ₃₁ tca-B ₃₂ /C	Sol halomorphe lessivé à alcali (Modal)	Sol sodique à structure dégradée (Solonetz ?)	Mollic Natrustalf	Solonetz orthique
27 A ₁ A ₂ -A ₂ -B ₂₁ tca-B ₂₂ tca-B ₂₃ tca-B ₃ ca	Sol halomorphe lessivé à alcali (Solonetz solodisé)	Sol sodique à structure dégradée (Solonetz solodisé?)	Typic Natrustalf	Planosol solodique
60 A ₁ -A ₂ -B ₂₁ t-B ₂₂ tca-B ₂₃ tgca	Sol halomorphe lessivé à alcali (Solonetz solodisé)	Sol sodique à structure dégradée (Solonetz solodisé ?)	Typic Natraqalf	Planosol solodique
59 A ₁ -B ₁ t-B ₂₁ tca-B ₂₂ t	Sol halomorphe lessivé à alcali (Modal)	Sol sodique à structure dégradée (Solonetz ?)	Typic Natrustoll	Solonetz mollique
80 A ₁ -B ₂₁ t-B ₂₂ tca-B ₂₃ t	Sol halomorphe lessivé à alcali (Modal)	Sol sodique à structure dégradée (Solonetz ?)	Typic Natrustoll	Solonetz mollique
79 A ₁ -B ₂₁ tca-B ₂₂ tca-B ₂₃ tca-B ₃	Sol halomorphe lessivé à alcali (Modal)	Sol sodique à structure dégradée (Solonetz ?)	Typic Natrustoll	Solonetz mollique
11 A ₁ -A ₂ -B ₂₁ t-B ₂₂ tca-B ₂₃ tca cs	Sol halomorphe lessivé à alcali (Solonetz solodisé)	Sol sodique à structure dégradée (Solonetz solodisé ?)	Typic Natralboll	Planosol solodique
12 A ₁ -IIB ^t -III(A' ₂)-IVB' ₂₁ tca-IVB' ₂₂ tca-IVB' ₃ tca	Sol halomorphe lessivé à alcali (Modal)	Sol sodique à structure dégradée (Solonetz ?)	Typic Natrustoll	Solonetz mollique
38 A ₁ -A ₂ -B ₂₁ tca-B ₂₂ tca-IIB ₃ g	Sol isohumique? (Brunizem ?)	Sol isohumique? (Brunizem?)	Typic Argialboll	Planosol mollique

Suite TABLEAU 17

Profil (nomenclature des horizons)	Classifications			
	AUBERT (1965)	C.P.C.S.(1967)	SCIL TAXONOMY (1975)	F.A.O.(1974)
9 A ₁ -IIB ₂ t-III(A' ₂)-IVB'	Sol halomorphe lessivé à alcali(Modal)	Sol sodique à structure dégradée (Solonetz?)	Typic Natrustoll	Solonetz mollique
10 A ₁ -IIC-IIIIC	Sol peu évolué d'apport	Sol peu évolué d'apport alluvial	Mollic Ustifluent?	Fluvisol ?
13 A ₁ -IIB-III A' ₂ -IIIB' ₂ tca- -IVB' ₃ ca	Sol halomorphe lessivé à alcali	Sol sodique à structure dégradée (Solonetz?)	Natrustalf	Solonetz orthique

8.5. LES PROCESSES DE DIFFÉRENCIATION DES PROFILS.

A- Les relations entre les processus de lessivage, d'halomorphie et d'hydromorphie.

- Dans les "Bajos Submeridionales", le genèse et l'évolution des sols se traduisent, entre autres caractères, par une différenciation illuviale des profils en horizons A et B. Comme nous l'avons déjà signalé, divers types de données analytiques confirment le lessivage qui intervient dans ces sols: les analyses granulométriques, les analyses géochimiques et minéralogiques, les analyses microscopiques.

La différenciation d'horizons B illuviaux est tout d'abord une caractéristique générale de l'ensemble de la couverture pédologique du bassin chaco-pampéen; ce processus trouve son origine dans les conditions bio-climatiques de la région, et se développe facilement grâce au caractère sédimentaire du matériau parental des sols.

En ce qui concerne les sols des "Bajos Submeridionales", leur évolution est également déterminée par des conditions généralisées d'halomorphie: à l'influence des conditions bioclimatiques et lithologiques, s'ajoute ici l'effet du sodium échangeable et des sels. Dans ces "solonetz secondaires", la saturation des argiles en sodium favorise vraisemblablement la dispersion de celles-ci et leur entraînement mécanique dans le profil. Par ailleurs, une bonne perméabilité est également assurée dans les sols fortement salés, ce qui favoriserait le lessivage. Les sols les plus caractéristiques de cette région sont donc des "solonetz", ou d'après la SOIL TAXONOMY (1975) des Natrustolls, et ils correspondraient à une "phase intermédiaire" d'évolution de sols halomorphes (DUCHAUFOR, 1972).

- Mis à part les profils caractérisés par la séquence d'horizons: $A_1 - B_2 - B_3$, et qui sont les plus répandus dans notre région d'étude (CERANA, 1960), des sols à morphologie plus différenciée apparaissent dans des situations géomorphologiques particulières; ces sols se distinguent par un horizon A_2 limoneux, blanchâtre, et d'épaisseur variable. Dans ce travail, nous avons étudié plusieurs profils comportant cet horizon caractéristique: quand le taux de saturation en sodium de ces sols est supérieur à 15% nous les avons considérés comme des "solonetz solodisés" (profils 27, 60 et 11); le profil 38, par sa part, n'est pas sodique et il a un très mince horizon A_2 (1-2 cm d'épaisseur);

ce profil a été classé comme "brunizem".

Dans cette région, ces types de sol à profil $A_1-A_2-B_2$ sont donc localisés soit dans des dépressions (profils 11 et 60), soit sur des surfaces planes et relativement élevées, mais avec des horizons B de faible perméabilité (profils 27 et 38). Ainsi, un caractère commun et distinctif de ces sols, est le fait d'être soumis à des engorgements superficiels relativement prolongés: ces engorgements étant, soit d'origine topographique, soit d'origine pédogénétique.

Il est intéressant de constater que dans les solonetz typiques de la zone basse (par exemple les profils 79 et 80) et malgré la forte discontinuité texturale et structurale existant entre les horizons A_1 et B_2 , et le fait d'être soumis à des sursaturations hydriques superficielles à la suite des fortes averses ou des inondations - il ne se développe pas d'horizon A_2 . Ces sols se trouvent sur des surfaces planes, mais non pas confinées; aussi, la bonne perméabilité due à l'action flocculante des sels et qui caractérise ces sols, semble favoriser la circulation des fluides et empêcher de ce fait une anaérobiose prolongée. Par contre, dans les sols où l'action flocculante des sels diminue ou disparaît, la perméabilité se trouve fortement réduite; dans ces profils, et sans se trouver nécessairement en position basse, l'hydromorphie superficielle s'accroît, et un horizon A_2 se différencie: c'est le cas du profil 27, et celui du profil 38.

Mais dans les sols formés en zone basse et malgré leur forte salinité (profil 11) ou leur granulométrie plus grossière (profil 60) qui pourraient augmenter leur perméabilité - c'est la seule situation topographique qui est responsable d'engorgements superficiels plus prolongés. Dans ces sols se différencie également un horizon A_2 blanchi.

Ainsi, la relation entre l'hydromorphie superficielle et le développement d'horizons A_2 blanchis apparaît évidente. Sont alors posés les problèmes concernant les mécanismes responsables de cette évolution, et en particulier le rôle que joue l'hydromorphie temporaire de surface dans le développement de ces sols solodisés et planosoliques.

B- Le rôle de la sursaturation hydrique dans la genèse des sols solodisés et planosoliques.

Depuis longtemps, de nombreux auteurs ont signalé la présence de sols solodisés et planosoliques dans des milieux soumis à des engorgements superficiels temporaires. Aussi, divers processus ont été envisagés pour rendre compte du développement de ces sols à horizon A₂ blanchi.

Pour les auteurs russes (GEDROITS, 1926), la solodisation est considérée essentiellement comme un processus de dégradation d'un solonetz par un mécanisme d'altération; ce mécanisme consisterait en le remplacement du Na⁺ échangeable par des ions H⁺, qui attaqueraient le réseau cristallin des argiles: cette action serait d'ailleurs facilitée par la forte peptisation des argiles sodiques. D'après ROPE et al. (1969) le lessivage participe aussi au processus de solodisation, mais il ne serait qu'un mécanisme secondaire.

DUCHAUFOR (1970, 1972) indique que le développement des solonetz est produit par le lessivage d'argiles sodiques, mais qu'il est aussi accompagné de leur altération. Dans une phase postérieure (solod), réalisée en milieu temporairement hydromorphe, l'acidification et la dégradation des argiles sodiques s'accroîtraient dans les horizons superficiels: il se développerait ainsi un horizon A₂ blanchi, limoneux, riche en silice et parsemé de fines concrétions sesquioxidiques.

Comme certains planosols présentent des pourcentages élevés de sodium dans leur complexe d'échange (ou d'autres caractéristiques propres aux sols sodiques), plusieurs auteurs considèrent que les processus de genèse des planosols et des sols solodisés sont similaires (WHITE, 1961, 1963; BOCQUIER, 1973; DUDAL, 1973; PAPADAKIS, 1969; DUCHAUFOR, 1977). Néanmoins, l'interprétation de la nature de ces processus varie suivant les auteurs.

Ainsi, par exemple, PAPADAKIS (1969) considère l'horizon A₂ des sols "solonetziques planosoliques" comme un horizon éluvial; cette éluviation aurait comme origine la saturation des argiles en sodium, en potassium, et en magnésium, ce qui produirait leur dispersion et leur entraînement. Par contre, pour DUDAL (1973) l'argiluviation interviendrait seulement comme un facteur pouvant accroître l'imperméabilité de

de l'horizon B. Pour cet auteur, le mécanisme fondamental de développement des sols solodisés (Planosols solodiques) et des autres types de planosols, serait la destruction des argiles par "ferrolyse", (BRINKMAN, 1973).

D'après les auteurs que nous avons cités, il semble donc que deux processus principaux puissent être responsables du développement des sols solodisés et planosoliques: le lessivage et l'altération. Mais l'importance accordée à chacun de ces processus, de même que les mécanismes proposés, varient beaucoup selon les auteurs.

De notre étude des horizons A_2 blanchis, nous pouvons principalement retenir les données de type morphologique. En effet, l'analyse microscopique nous montre aussi bien par leur type de microstructure que par la présence de cutanes reliques, que ces horizons A_2 se sont formés par "dégradation" de la partie supérieure de l'horizon B.

Bien que l'on puisse supposer que cette dégradation trouverait de meilleures conditions pour s'exprimer dans un horizon A_1 déjà lessivé, certaines évidences semblent indiquer qu'elle peut débiter au sommet de l'horizon B, ainsi, même dans un horizon A_2 en début de formation et mince comme celui du profil 38, nous retrouvons des caractères reliques du B. Par la suite, et comme le montrent les observations macro- et micromorphologiques, cette dégradation semblerait progresser plus rapidement dans l'horizon B que vers la surface.

L'hydromorphie superficielle, considérée comme à l'origine de la dégradation, semble ainsi affecter principalement l'horizon B argileux. Néanmoins les diverses analyses entreprises ne nous ont pas permis d'établir la nature des mécanismes et des processus responsables de la dégradation de ces horizons.

La composition minéralogique de la fraction argileuse des horizons A_2 est en effet similaire à celle des horizons A_1 de leurs profils respectifs, et à celle des autres profils de sol non dégradés. En considérant la différenciation morphologique et minéralogique des horizons A_1 comme d'origine éluviale, on pourrait de même admettre qu'un lessivage intensifié par l'hydromorphie serait à l'origine de la différenciation de ces horizons A_2 blanchis.

Divers effets déclenchés par la sursaturation hydrique pourraient en effet expliquer une intensification du lessivage aboutissant à la différenciation d'un horizon A_2 blanchi: forte dispersion et mobilisation des argiles sodiques; réduction et mobilisation du fer et déstabilisation du complexe argilo-humique (DUCHAUFOR, 1972; PEDRO et al, 1974) formation d'agents organiques complexants capables d'entraîner divers cations (Fe, Al, Mn, etc) nécessaires aux liaisons entre l'argile et l'humus (KAURICHEV et NOZDRUNOVA, 1969), etc..

Quelque soit donc le processus pédogénétique responsable de la "dégradation" manifestée dans ces horizons A_2 , sa mise en évidence apparaît bien délicate et difficile; et pour ce faire, d'autres recherches, qui dépassent le cadre de ce travail, devraient être entreprises en tentant d'associer l'analyse fine des phénomènes dans le milieu naturel, à une expérimentation sur modèle au laboratoire.

8.6. LES POSSIBILITES D'UTILISATION DES SOLS DES "RAJOS SUBMÉRIDIIONALES".

A- Les contraintes actuelles en fonction de l'halomorphie.

L'étude que nous avons réalisée de douze profils de sols des "Bajos Submériidionales" à travers l'analyse de leurs propriétés morphologiques, chimiques et physico-chimiques, met en relief le caractère salin et alcalin de la plupart d'entre eux. Les propriétés défavorables que ce type de sols présente du point de vue agronomique, nous amènent donc à considérer maintenant leurs possibilités d'utilisation.

Nous avons pu préciser ainsi que les propriétés associées à la salure des sols varient en fonction du modèle, aussi bien au niveau régional que au niveau du microrelief. Pour ce qui concerne l'échelle régionale, nous pouvons établir une distinction assez claire entre les sols de la zone de transition, de la zone basse et de la dorsale orientale:

-Dans le secteur étudié de la zone de transition de la dorsale occidentale, là où la nappe saline se trouve relativement plus profonde, la teneur et l'influence des sels neutres diminue; par contre, ces sols présentent une alcalinité accentuée; ce qui peut avoir des conséquences défavorables pour la végétation. Mais ce sont les conséquences sur l'état physique de ces sols qui apparaissent les plus

importantes: en effet, en milieu alcalinisé les colloïdes se dispersent et la perméabilité diminue. De plus, la défloculation provoque l'asphyxie des racines et la structure du sol se dégrade : nous assistons ainsi au développement de la solodisation des horizons superficiels (profil 27), puis au déclenchement de phénomènes d'érosion de ces horizons. Ainsi, dans le secteur de la zone de transition où se trouve le profil 27, les photographies aériennes et la reconnaissance sur le terrain montrent de façon évidente, l'existence de processus d'érosion en nappe. La pente, faible mais longue, qui caractérise ce secteur, associée à la faible couverture végétale, à l'imperméabilité des sols et à la texture limoneuse des horizons superficiels, serait à l'origine de ces processus. Par contre, vers les secteurs plus élevés, de la zone de transition, (horizons superficiels non dégradés, végétation plus abondante: profil 16) ces phénomènes diminuent en intensité.

-On peut distinguer d'autre part les sols salés et sodiques de la plaine de la zone basse. Dans ces sols, la salinité de type sulphato-chlorurée sodique exerce un effet modérateur sur l'alcalinité d'échange en favorisant la floculation des colloïdes et la structuration du sol. Néanmoins, la salinité et la présence de la nappe phréatique à faible profondeur, ont souvent un effet défavorable pour le développement de la végétation.

Toutefois, ces sols "salsodiques" présentent des profils différenciés aussi bien du point de vue morphologique qu'analytique. En généralisant des données des profils 79, 80 et 9, qui représentent le type de sol le plus répandu dans la région étudiée, on observe que l'horizon A est faiblement salé ($< 4 \text{ mmhos/cm}$) et non sodique; par contre dans l'horizon B, vers 20 cm de profondeur, la conductivité électrique dépasse 4 mmhos/cm , et vers 40 cm elle est supérieure à 8 mmhos/cm . Par ailleurs, cette salinité est entretenue par la nappe phréatique, qui se trouve en moyenne vers 1 mètre de profondeur.

Nous avons aussi observé d'autres types de sol quant à leur degré de salinité (des sols plus salés comme les profils 11 et 59, ou moins salés comme les profils 12 et 38), mais la surface qu'ils occupent dans ce secteur est relativement réduite.

Dans la dorsale orientale, nous n'avons étudié qu'un seul profil de sol (le profil 13). Etant donné qu'il existe d'autres travaux plus détaillés sur les caractéristiques pédologiques et agrologiques de cette région (CFI, 19) nous ne ferons que mentionner que ce profil est faiblement salé et sodique, tout en présentant une perméabilité très faible. Cette contrainte semblerait ainsi être générale dans les sols de cette région (CFI, 19).

B- L'évaluation des potentialités agricoles.

Des considérations précédentes nous pouvons tirer certaines conclusions concernant les possibilités agricoles des sols de la dorsale occidentale et de la zone déprimée.

Ainsi, dans le secteur de la zone de transition où se présentent des solonetz solodisés (profil 27), l'exploitation agricole de ces sols ne semble pas praticable. A part les limitations d'ordre physique et physico-chimique de l'horizon B, le facteur limitant apparaît être la susceptibilité à l'érosion, aussi bien hydrique qu'éolienne, que présentent ces sols. Dans le secteur le plus élevé de cette zone, ces contraintes n'apparaissent pas actuellement, et les sols semblent de meilleure qualité agricole. Toutefois, on devrait tenir compte dans leur exploitation d'une possible progression remontante des processus érosifs.

En ce qui concerne les sols de la plaine de la zone basse, la contrainte principale du point de vue pédologique est imposée par la présence de la nappe phréatique salée à faible profondeur; à part son influence sur l'état de salinisation actuel des sols, cette nappe représente surtout un facteur de "salinisation potentielle" qui - selon le type d'utilisation de ces sols - peut influencer défavorablement leur degré de salure.

En effet, nous avons vu que dans les conditions naturelles, la salinité de l'horizon A de ces sols est négligeable, mais celle-ci augmente rapidement dans les horizons B avec la profondeur. Le profil salin qui caractérise ces sols trouverait donc son origine dans plusieurs causes: d'une part, il est vraisemblable que la discontinuité granulométrique et structurale entre les horizons A et B agisse comme une sorte de barrière à la remontée capillaire des eaux phréatiques salines jusqu'à la surface (CERANA, 1960); d'autre part, et ceci serait probablement

plus important, de par ses caractéristiques l'horizon A produirait un effet de "mulch" qui diminuerait la remontée de l'eau de la nappe par effet de l'évaporation. Ces deux mécanismes, en empêchant la salinisation de l'horizon A, s'avèreraient ainsi d'une grande importance, particulièrement lors des périodes de sécheresse.

Ainsi, d'un point de vue strictement analytique, le degré de salinisation actuel des horizons superficiels des sols de la zone basse, ne constitue pas une limitation majeure pour leur mise en culture: nous avons pu établir que jusqu'à quelques 40 cm. de profondeur, la salinité est inférieure à 8 mmhos/cm, ce qui devrait permettre un développement à peu près normal d'un certain nombre de plantes cultivées (sorghum, maïs, etc.). Toutefois, la considération des caractéristiques générales de ces sols nous indique que la situation relativement favorable que présentent leurs couches superficielles pourrait être éliminée par la mise en culture.

CERANA (1960; 1977 a-b) a indiqué que le travail agricole de ces sols, en homogénéisant les horizons supérieurs, risque de détruire la barrière naturelle entre horizons A et B; la continuité capillaire ainsi rétablie faciliterait alors la remontée des sels jusqu'à la surface du sol, faisant disparaître les caractères favorables que présentaient ces horizons A. Cet auteur aurait ainsi constaté une forte salinisation superficielle des sols labourés, et même, dans certains cas, la présence d'efflorescences salines.

Des difficultés analogues ont été signalées par PRINGLE et al. (1975) dans des sols salés d'une toute autre région écologique (nord-ouest du Canada), mais qui présentent aussi une nappe phréatique salée à faible profondeur et une discontinuité entre l'horizon de surface et les horizons sous-jacents. Ces auteurs ont constaté "qu'en travaillant la surface, par la mise en culture par exemple, la salinité des couches supérieures du sol augmentait, restreignant du même fait la superficie des terres potentiellement cultivables aux sols à teneur en sels beaucoup plus faible".

Un autre type de limitation que présentent ces sols pour être exploités par l'agriculture, est lié aux conditions hydrologiques et climatiques particulières de la région. En effet, nous avons vu que

du fait de l'irrégularité climatique et du modelé, cette région est affectée aussi bien par des inondations que par de sévères conditions de sécheresse. Dans l'évaluation des possibilités agricoles des "Bajos Subméridionales", ces deux facteurs ajoutent ainsi une forte composante aléatoire.

C- Les conditions de la mise en valeur. Choix et adaptation des systèmes d'exploitation.

Des considérations précédentes, il apparaît que divers types de contraintes limitent les possibilités agricoles du secteur étudié des "Bajos Subméridionales".

En premier lieu, et d'après les données disponibles, il apparaît que le labourage de ces terres avec des techniques non appropriées aurait des conséquences défavorables sur la qualité des sols à moyen et à long terme.

Par ailleurs, l'établissement d'un réseau de drainage afin d'abaisser le niveau de la nappe et d'éviter la salinisation superficielle, présenterait aussi un certain nombre d'inconvénients. En effet les caractéristiques topographiques de la région et la profondeur à laquelle se trouve la nappe, pourraient rendre nécessaire la construction d'un réseau très dense nécessitant de très grands investissements (CERANA, 1977 a-b). Etant donné les grandes difficultés que présenterait toute intervention susceptible de diminuer l'influence de la source de salinisation, la mise en valeur de cette région sans aménagement préalable fait apparaître comme nécessaire une étroite adaptation des systèmes d'exploitation aux caractéristiques spécifiques du milieu naturel.

Compte tenu du risque de salinisation des horizons superficiels, toute exploitation agricole de ces terres devrait être menée avec des techniques qui préservent les conditions actuelles de ces horizons; pour cela, on devrait éviter aussi bien la dénudation que le tassement de la surface du sol; des techniques de labour appropriées devraient donc être recherchées et employées dans ce but. En attendant, il ne paraît pas souhaitable d'envisager une mise en culture systématique de cette région, avec les techniques de travail du sol actuellement employées.

Par contre, et comme CERANA (1960; 1977 a-b) l'a déjà indiqué, étant donné les caractéristiques des sols ainsi que celles du climat et du régime hydrologique, cette région apparaît mieux adaptée à être exploitée par l'élevage. Par ailleurs, il est également certain que la mise en oeuvre de techniques appropriées, pourraient augmenter les rendements de l'élevage extensif, qu'on pratique déjà dans cette région.

On peut ainsi envisager d'une part, la réalisation d'ouvrages de génie civil pour diminuer les dommages causés par les inondations, de même que l'établissement de réservoirs d'eau pour les périodes de sécheresse; ce qui devrait permettre de mieux contrôler les irrégularités pluviométriques.

Il apparaît d'autre part, que l'utilisation d'espèces fourragères résistantes aux conditions de salinité et offrant de meilleurs rendements que les espèces naturelles, assurerait une nette augmentation de la production. A cet effet, des expériences déjà effectuées dans d'autres régions de l'Argentine avec des conditions analogues de salinité et d'alcalinité (SAUBERAN et MOLINA, 1960, 1965; PRIANO et CAMINOS, 1969; CALAMANTE et al, 1971; etc..) pourraient être reconduites dans cette région.

En outre, l'étude des teneurs en éléments traces nous a permis de constater l'existence de teneurs faibles en divers oligoéléments, et notamment en cuivre et en cobalt. Des déficiences éventuelles en ces éléments chez les plantes et les animaux devraient être recherchées et corrigées en cas de besoin.

Enfin, l'installation de parcelles expérimentales en vue de tester des types d'aménagements et diverses façons culturales, devrait permettre d'établir les solutions les mieux adaptées pour une utilisation rationnelle de ces sols.

X

X

X

Cette étude a eu comme objectif la caractérisation pédologique d'un transect de sols dans les "Bajos Subméridionales"; diverses analyses des profils nous ont permis d'obtenir un certain nombre de données nouvelles sur les caractéristiques et la répartition des sols le long de ce transect. Mais le secteur étudié ne représentant qu'une petite partie de la région des "Bajos Subméridionales", la poursuite de ces recherches pédologiques s'avère donc indispensable pour assurer l'évaluation complète des ressources naturelles et guider plus sûrement la mise en valeur de cette vaste région.

B I B L I O G R A P H I E

BIBLIOGRAPHIE

- ARENS, P., 1969. Algunos paisajes geoquímicos de la región pampeana. *In* : Actas, V Reun.Arg.Cien.Suelo, pp. 107-115
- AUBERT, G., 1965. La classification pédologique utilisée en France. *Pédologie*, n° spec. 3, Symp. Intern. Classif. Sols, pp.25-26
- AUBERT, H. et FINTA, M., 1971. Les éléments traces dans les sols. *Travaux et Documents de l'ORSTOM n° 11*, 97 p.
- BAR-ON, P. et SHAINBERG, I., 1970. Hydrolysis and decomposition of Na-montmorillonite in distilled water. *Soil Sci.*, 109, 241-246.
- BARSHAD, I., 1964. Chemistry of soil development. *In* : Chemistry of the soil. Bear, F. ed., Reinhold Publ. Co., N.Y., pp. 1-70
- BEAR, F., 1964. Chemistry of the soil. Reinhold Publ. Co, N.Y., 515 p.
- BECKMAN, G. et GEYGER, E., 1967. Entwurf einer Ordnung der natürlichen Hohlraum-, Aggregat-, und Strukturformen im Boden. *In* : W. Kubiena, ed., Die Micromorphometrische Bodenanalyse. Stuttgart, Enke Verlag, pp. 163-188.
- BISDOM, E., HENSTRA, S., HORNSVELD, E., JONGERIUS, A. et LETSCH, A., 1976. Wavenlength and energy-dispersive X-ray microanalysis with EMA and SEM-EDXRA on thin sections of soils. *Neth. J. Agric. Sci.*, 24, 209-222.
- BLOKHUIS, W., PAPE, Th. et SLAGER, S., 1968. Morphology and distribution of pedogenic carbonate in some vertisols of the Sudan. *Geoderma*, 2, 173-200.
- BOCQUIER, G. et NAVOLIC, Lj., 1972. Utilisation de la microscopie électronique en pédologie. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. X, 4, 411-434.
- BOCQUIER, G., 1973. Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. *Mémoires ORSTOM n° 62*, 350 p.
- BOJANICH, E., LANDONI, A. et SEGHIZZI, H., 1965. Aguas subterráneas para usos agropecuarios en la Provincia de Santa Fe. *Publicaciones Min. Agric. y Ganad. Santa Fe*, pp. 103-104.
- BOULET, R., 1978. Toposéquences de sols tropicaux en Haute Volta. Equilibre et déséquilibre pédobioclimatique. *Mémoires ORSTOM n° 85*, 272 p.
- BOURRIER, J., 1964: *Bull. Tech. Génie rural*, n° 73
- BREWER, R. et SLEEMAN, J., 1960. Cutans, their definition, recognition and interpretation. *J. Soil. Sci.*, vol. XI, 280-292

- BRINKMAN, R., 1970. Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, 3, 199-206.
- BROWN, G., 1961. The X-ray identification and crystal structure of clay minerals. Mineralogical Society, London, 544 p.
- BURGOS, J., 1970. El clima de la region Noreste de la Republica Argentina en relacion con la vegetacion natural y el suelo. *Bol. Soc. Arg. Bot.*, 11, 38-102.
- BYSTROM BRUSEWITZ, A., 1975. Studies of the lithium test to distinguish between beidellite and montmorillonite. In : Proc. Internat. Clay Conference Mexico, Applied Publishing Ltd., Illinois, pp. 419-428.
- CALAMANTE, R., GUTIERREZ, T. et LANGELLA, J., 1971. Habilitacion de suelos sodicos y salino-sodicos. In : Actas, VI Reun. Arg. Cien. Suelo, pp. 232-242.
- CALVERT, S., 1966. Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 77, 569-596.
- CASTELLANOS, A., 1968. Desplazamientos naturales en abanico del rio Salado del Norte en la llanura chaco-santiagueno-santafesina. Inst. Fisiograf. y Geol., Rosario, Public. LII, 24 p.
- CERANA, L., 1960. Suelos de la Fraccion norte de los Bajos Submeridionales de la Provincia de Santa Fe. *IDIA*, Supl. n° 1, pp. 180-183.
- CERANA, L., 1969. El potasio y el magnesio intercambiables y sus relaciones con la morfología y las propiedades físicas de los suelos. In : Actas, V Reun. Arg. Cien. Suelo, pp. 52-53.
- CERANA, L., 1976-a. Los Bajos Submeridionales : es factible el plan director?, I. *Diario El Litoral* (Santa Fe), 14 de julio.
- CERANA, L., 1976-b. Los Bajos Submeridionales : es factible el plan director?, II. *Diario El Litoral* (Santa Fe), 22 de julio.
- C. F. I. (Consejo Federal de Inversiones), 19... Cuna Boscosa Santafesina. C. F. I.- Provincia de Santa Fe, ed., Prioridad Suelos, pp. 175-256.
- C. P. C. S. (Comission de Pédologie et de Cartographie de sols), 1967. Classification des sols. E. N. S. A. Grignon, multigr. 87 p.
- CHAMLEY, H. et MILLOT, G., 1972. Néofornation de montmorillonite à partir de diatomées et de cendres dans les sédiments marins de Santorin (Méditerranée occidentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 274, 1132-1134.

- CHAUVEL, A., 1977. Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Travaux et Documents de l'ORSTOM n° 62, 532 p.
- CHILDS, C., 1975. Composition of Iron-manganese concretions from some New Zealand soils. *Geoderma*, 13, 141-152.
- CHILDS, C. et LESLIE, D., 1977. Interelement relationships in Iron-manganese concretions from a catenary sequence of yellow-gray earth soils in loess. *Soil Sci.*, 123, 6, 369-376.
- DE CONINCK, F., FAVROT, F., TAVERNIER, R. et JAMAGNE, M., 1976. Dégénération dans les sols lessivés hydromorphes sur matériaux argilo-sableux. Exemple des sols de la nappe détritico bourbonnaisse (France). *Pédologie*, XXVI, 2, 105-151.
- DE PETRE, A., 1969. Investigación de los materiales minerales que determinan la capacidad de intercambio de algunos suelos de la región pampeana. In : Actas, v Reun. Arg. Cien. Suelo, pp. 665-677.
- DE PETRE, A. et PEREZ RODRIGUEZ, J., 1970. Estudio roentgenografico difractometrico y termico diferencial de perfiles de suelos del norte de la provincia de Santa Fe. *Rev. Invest. Agrop.*, Serie 3, vol. VII, 2, 105-125.
- DE PETRE, A. et PRIANO, L., 1971. Relacion entre la naturaleza de la fraccion mineral y la capacidad de intercambio de algunos suelos de la region pampeana. In : Actas, VI, Reun. Arg. Cien. Suelo, vol. 3, 334-339.
- D. Q. A. E. (Dirección de Química Agrícola y Edafología), 1938. Organización y actividades, pp. 28-49.
- DUCHAUFOUR, Ph., 1970. Précis de Pédologie. Masson et Cie., Paris, 481 p.
- DUCHAUFOUR, Ph., 1972. Processus de formation des sols. Biochimie et Géochimie. Université de Nancy, C. R. D. P., Collection Etudes et Recherches, 182 p.
- DUCHAUFOUR, Ph., 1977. Pédologie. 1; Pédogénèse et Classification. Masson et Cie., Paris, 447 p.
- DUDAL, R., 1973. Planosols. In : Pseudogley & Gley. Slichting and Schwertmann, ed., Verlag Chemie, pp. 275-285.
- EIMBERCK-ROUX, M., 1977. Les sols lessivés glossiques de l'Argonne méridionale. Caractérisation micromorphologique et minéralogique. *Science du Sol*, 2, 81-94.
- ESWARAN, H., 1971. Electron-scanning studies of the fabric of fracture surface. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 35, 5, 787-790.

- FAO-UNESCO, 1974. Soil map of the world. Vol. 1, Legend. UNESCO, Paris, 59 p.
- FAO-UNESCO, 1971. Soil map of the world. Vol. IV, South America.
- FAYOLLE, M., 1977. Utilisation de la microsonde électronique pour l'étude de cutanes dans un sol lessivé dégradé hydromorphe. D.E.A. Pédol. et Aménagem. des sols, Université Paris VII, 19 p.
- FEDOROV, K., 1976. Micromorphological Identification of alkaline soils and solonchaks in the southwestern Caspian region. *Moscow University Soil Sci. Bull.*, vol. 31, 3-4, 71-72.
- FIDALGO, F., DE FRANCESCO, F. et PASCUAL, R., 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense. (Relatorio). In : VI Congr. Geol. Arg., Bahía Blanca, pp. 103-138.
- FIREMAN, M. et REEVE, R., 1948. Some characteristics of saline and alkali soils in Gem County, Idaho. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, vol 13, 494-498.
- FRANZ, H., 1964. Zur Kenntnis der Quartärstratigraphie und Salzbo-
dengenese in der Puszta Hortobagy und Ihren Randgebieten.
- FRENGUELLI, J., 1925. Loess y limos pampeanos. *G. A. E. A. (Anales de la Sociedad Arg. Est. Geograficos)*, vol. 1, 1-88.
- GALMARINI, A. et RAFFO DEL CAMPO, J., 1964. Rasgos fundamentales que caracterizan el clima de la region chaquena. CONADE, Buenos Aires, 178 p.
- GEDROITS, K., 1926. Solodisation of soils. (en russe). Nozovskaya sel'skokhoz. opytn. stantsiya. Nosovka.
- GEREI, L., 1965. Effect of sodium carbonate and other sodium salts on clay minerals and the clay fraction of soils. *Agrokémia és Talajtan*, vol. 14, suppl., 203-209.
- GLOSSAIRE de PEDOLOGIE, 1969. Description des horizons en vue du traitement informatique. ORSTOM, Init. Doc. Techn. n° 13, 82 p.
- GLOSSAIRE DE PEDOLOGIE, 1971. Description de l'environnement en vue du traitement informatique. Informatique et Biosphère, ed., 173 p.
- GOLLAN, J. et LACHAGA, D., 1939. Aguas de la Provincia de Santa Fe. Primera contribucion a su estudio. Inst. Exp. Inv. y Fom. Agr. Ganad. Santa Fe, Publ. Tecn. n° 12, 384 p.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1966. Soil clay mineralogy of the Pampa plains, Argentina. *J. Sed. Petrol.*, vol. 36, 4, 1026-1035.

- GORBUNOV, I. et SCHURINA, G., 1976. Extension et conditions de formation de la palygorskite et de la sepiolite dans les sols gris désertiques et les takyrs (en russe). *Pochvovedenie*, 4, 133-139.
- GROEBER, P., 1958. Bosquejo geológico y climático de Formosa. *Bol. Acad. Nac. Cien. Córdoba*, 60, 2-4, 265-284.
- HODGSON, J., 1963. Chemistry of the micronutrient elements in soils. *Adv. in Agron.*, vol. 15, 119-159;
- I. N. T. A., 1962. Mapa de asociaciones de suelos. Inst. Suelos y Agrotecnia, Buenos Aires.
- I. N. T. A.-M. A. G. Chaco, 1973. Introducción al conocimiento de los suelos del Chaco. INTA Buenos Aires, 157 p.
- INIGUEZ, A. et SCOPPA, C., 1970. Los minerales de arcilla en los suelos "zonales" ubicados entre los ríos Paraná et Salado (Provincia de Buenos Aires). *Rev. Invest. Agrop.*, Série 3, vol. VII, 1, 1-41.
- INIGUEZ, A. et SCOPPA, C., 1972. Mineralogía de arcillas en suelos alcalino-sódicos del noroeste de la Provincia de Buenos Aires. *Rev. Invest. Agrop.*, Série 3, vol. VIII, 3, 119-140.
- INIGUEZ, A. et SCOPPA, C., 1973. Evolution of clay minerals in an hydromorphic soil of the Pampean region of Argentina. In : Pseudogley & Gley, Slichting & Schwertmann, ed., Verlag Chemie, pp. 139-143.
- JEANTOY, E., 1972. Analyse totale des silicates naturels par spectrophotométrie d'absorption atomique. Application au sol et à ses constituants. *Chimie Analytique*, 54, 3, 159-166.
- JEANTOY, E., 1973. Analyse totale par spectrométrie d'absorption atomique des roches, sols, minerais, ciments, après fusion au métaborate de strontium. *Analusis*, 2, 11-12, 703-712.
- JOFFE, J. et KUNIN, R., 1944. Mechanical separates and their fractions in the soil profile. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 8, 384-387.
- JONGERIJUS, A., 1970. Some morphological aspects of regrouping phenomena in Dutch soils. *Geoderma*, 4, 311-331.
- KAURICHEV, I. et NOZDRUNOVA, E., 1969. General features of genesis of soils with temporary overmoistening. In : Advances in the theory of podzolisation and solodisation. Rode, A., ed. Israel Program for Scientific Translations, pp. 42-57.
- KODAMA, H. et SCHNITZER, M., 1971. Evidence for interlamellar adsorption of organic matter by clay in a podzol soil. *Can. J. Soil Sci.*, 51, 509-512.

- KOVDA, V., 1965. Alkaline soda-saline soils. *Agrokémia és Talajtan*, vol. 14, (suppl.), 15-18.
- LAGO, A., VITULICH, E. et VALENCIA, R., 1973. Clasificación de suelos en la República Argentina. El clima como elemento fundamental de clasificación. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, vol. XXVIII, 3, 227-240.
- LANGHOR, R., SCOPPA, C. et VAN WAMBEKE, A., 1976. The use of comparative particle size distribution Index for the numerical classification of soil parent materials : Application to Mollisols of the Argentinian Pampa. *Geoderma*, 15, 305-312.
- LIU, C., 1976. Effect of adsorbed magnesium on soil hydraulic conductivity. *J. of the Agricultural Assoc. of China*, 95, 70-83.
- Mc ALEESE, D. et Mc DONAGHY, S., 1958. Studies on the basaltic soils of northern Ireland. III. Exchangeable cation contents of sand, silt and clay separates. *Soil Sci.*, 9, 1, 66-95.
- Mc EWAN, D. et RUIZ AMIL, A., 1973. Interestratificación de tipo ilítico en minerales de arcilla. *Anal. Edaf. Agrobiol.*, vol. XXXII, 1-2, 109-122.
- MACIEL, I., 1957. Cenizas volcánicas en la terraza inferior del río Salado de Santa Fe. Min. Agric. Ganad. Santa Fe, 12 p.
- MACKENZIE, R., 1957. The differential thermal investigation of clay. Mineralogical Society, London, 456 p.
- MANZI, R., 1972-a. Rasgos fitogeográficos de la llanura santafesina. *Geografica Varia Opera* (Univ. Nac. Tucuman), vol. esp. IV, pp. 139-158.
- MANZI, R., 1972-b. Unidades ecológicas de la llanura santafesina. *GAEA (Anales Soc. Arg. Est. Geográficos)*, vol. XV, 200-227.
- MARLANGE, M., 1971. Caracteres ecológicos generales del Chaco argentino. D.P.E.G.-C.E.P.E.
- MARLANGE, M., 1973. Contribution à l'étude phyto-écologique du Chaco argentin. C.N.R.S.-C.E.P.E. Montpellier, Document n° 58, vol. 1, 172 p.
- MAXWELL, J., 1968. Rock and mineral analysis. Interscience Publishers, J. Wiley & Sons, 584 p.
- MORELLO, J., 1968. Las grandes unidades de vegetación y ambiente del Chaco argentino. Primera parte. INTA, Série Fitogeográfica n° 10, 125 p.

- MORELLO, J. et ADAMOLI, J., 1974. Las grandes unidades de vegetacion y ambiente del Chaco argentino. Segunda parte. INTA, Série Fitogeografica n° 13, 130 p.
- MOINERAU, J., 1975. Andodols, sols podzolisés, sols andiques et sols bruns. Séquence sur matériaux basaltiques dans le Valay oriental et le Vivarais (Massif Central, France). *Science du Sol*, 4, 295-314.
- MORRAS, H., 1977. Phosphatic nodules from a soil profile of Santa Fe Island, Galapagos . *In* : Fifth Intern. Working Meeting on Soil Micromorphology (Granada), (in press).
- NALOVIC, L., 1977. Recherches géochimiques sur les éléments de transition dans les sols. Travaux et Documents de l'ORSTOM n° 66, 235 p.
- PADULA, E. et MINGRAMM, A., 1966. Estratigrafia, distribucion y cuadro geotectonico sedimentario del Triasico en el subsuelo de la llanura Chaco-paranaense *In* : Terceras Jornadas Geolog. Arg., Comodoro Rivadavia, pp.291-331.
- PAPADAKIS, J., CALCAGNO, J. et ETCHEVEHRE, P., 1960. Regiones de suelos de la Republica Argentina. Mapa Esquemático. Inst. Suelos y Agrotecn., Buenos Aires.
- PAPADAKIS, J., 1969. Soils of the World. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 208 p.
- PARODI, L., 1945. Las regiones fitogeograficas argentinas y sus relaciones con la Industria forestal. *In* : Plants and Plant Science in Latin America. F. Verdoorn, pp. 127-132.
- PASOTTI, P., 1973. Sobre la presencia del ultimo paleomodelo de red hidrógrafica de edad pleistocénica en la llanura de la Provincia de Santa Fe. Inst. Fisiograf. y Geol. Rosario, Public. LII, 24 p.
- PASOTTI, P., 1974. La neotectonica de la llanura pampeana. Inst. Fisiograf. y Geol. Rosario, Public. LVIII, 28 p.
- PEDRO, G. et DELMAS, A., 1970. Les principes géochimiques de la distribution des éléments traces dans les sols. *Ann. agron.*, 21, 5, 483-518.
- PEDRO, G., JAMAGNE, M. et BEGON, J-C., 1974. Les deux grandes voies de l'évolution pédologique à caractère acide en milieu tempéré froid et humide. (en russe). *Pochvovedenie*, 9, 3-13
- PINTA, M., 1962. Recherche et dosage des éléments traces. Dunod, Paris, 736 p.

- POCOVI, A., 1947. Petrografia de los suelos de la Provincia de Santa Fe. Inst. Exp. Invest. Fom. Agric. Ganad. Santa Fe, Publ. Tecnica n° 59, 107 p.
- POMAR, H.B. de, 19 . Características geohidrológicas de la Provincia de Santa Fe.
- POMAR, H.B. de, 1969. Notas preliminares sobre la distribución de minerales edafogénicos en la Provincia de Santa Fe. *In* : Actas, V reun. Arg. Cien. Suelo, pp. 716-726.
- POPOLIZIO, E., 1975. Manejo integrado de los recursos hídricos de Bajos Submeridionales. Centro de Geocien. Aplic., Univ. Nac. Nordeste, Parte II, Tomo XI, 3, 19 p.
- PRIANO, L. et CAMINOS, J., 1969. Evolución de suelos sódicos y con sales solubles bajo cultivo de agropiro alargado. *In* : Actas, V Reun. Arg. Cien. Suelo, pp. 592-602.
- PRINGLE, W., CAIRNS, R., HENNING, A. et SIEMENS, B., 1975. Salt status of some soils of the Slave River lowlands in Canada's Northwest Territories. *Can. J. Soil Sci.*, 55, 399-406.
- PROHASKA, F., 1959. El polo de calor de la América del Sur. IDIA-INTA.
- PROGRAMA 08, 1975. Informe de proyectos (Bajos Submeridionales). Departamento de Hidrología, Univ. Nac. Litoral, 102 p.
- RAMAN, V. et JACKSON, M., 1964. Vermiculite surface morphology. *In* : Clays and Clay Minerals, 12th. Conference, pp. 423-429.
- RANKAMA, K. et SAHAMA, Th., 1950. Geochemistry. Univ. Chicago Press, 912 p.
- RICHARDS, L., 1954. Diagnosis and Improvement of saline and alkali soils. USDA Handbook n° 60, 160 p.
- ROBERT, M. et TESSIER, D., 1974. Méthode de préparation des argiles des sols pour des études minéralogiques. *Ann. agron.*, 25, 6, 859-882.
- RUELLAN, A. et DELETANG, J., 1967. Les phénomènes d'échange de cations et d'anions dans les sols. Initiations-Documentations Techniques n° 5, ORSTOM, 123 p.
- SAUBERAN, J. et MOLINA, C., 1960. Recuperación de suelos alcalinos. *Ciencia e Investigación*, 16, 337-338.
- SAUBERAN, J. et MOLINA, C., 1965. Reclamation of sodic soils by biological methods. *Agrokémia és Talajtan*, vol. 14 (suppl.); 411-414.

- SERVANT, J., 1970. Etude expérimentale de l'influence des conditions salines sur la perméabilité des sols. Conséquences pédologiques. *Science du Sol*, 2, 87-100.
- SERVANT, J., 1975. Contribution à l'étude pédologique des terrains halomorphes. L'exemple des sols salés du sud et du sud-ouest de la France. Thèse, INRA-Montpellier, 194 p.
- SINGER, A., 1974. Mineralogy of palagonitic materials from the Golan heights, Israel. *Clays and Clay Minerals*, vol. 22, 231-240.
- SINGER, A. et NORRISH, K., 1974. Pedogenic palygorskite occurrences in Australia. *Am. Mineralogist*, vol. 59, 506-517.
- STEPHAN, S., DE PETRE, A., DE ORELLANA, J. et PRIANO, J., 1977. Brunizem soils of the central part of the province of Santa Fe (Argentina). *Pédologie*, XXVII, 3, 255-283.
- STOOPS, G., 1968. Micromorphology of some characteristic soils of the lower Congo (Kinshasa). *Pédologie*, XVIII, 1, 110-149.
- STOOPS, G., 1970. Scanning electron microscopy applied to the micromorphological study of a laterite. *Pédologie*, XX, 2, 268-280.
- STOOPS, G., 1974. Optical and electron microscopy. A comparison of their principles and their use in micropedology. In : Soil Microscopy (G. Rutheford, ed.). Limestone Press, Kingston, pp. 101-118.
- TARGULIAN, V., BIRINAN, A., KULIKOV, A., SOKOLOVA, T. et TSELISCHEVA, L., 1974. Arrangement, composition and genesis of Sod Pale Podzolic Soils derived from mantle loams. In : 10th. Intern. Congr. Soil Sci., Moscow.
- TERUGGI, M., 1957. The nature and origin of Argentine loess. *J. of Sed. Petrol.*, 27, 3, 322-332.
- TESSIER, D., 1975. Recherches expérimentales sur l'organisation des particules dans les matériaux argileux. Thèse Ingénieur C.N.A.M., Paris, 231 p.
- TESSIER, D. et PEDRO, G., 1976. Les modalités de l'organisation des particules dans les matériaux argileux. *Science du sol*, 2, 85-99.
- TRIBUTH, H., 1976. Die Umwandlung der glimmerartigen Schichtsilikaten zu aufweitbaren Dreischicht-Tonmineralen. *Z. Pflanzenern. Bodenk.*, 1, 7-25.
- TRICART, J., 1972. Influence de la géomorphologie sur les sols de la Pampa Deprimida (Argentine). *Cah. ORSTOM, série Pédologie*, X, 2, 153-168.

- TRICART, J., 1973. Geomorfologia de la Pampa Deprimida. Base para los estudios edafologicos y agronomicos. INTA, colecc. Cientifica n° 12, 202 p.
- U.S.D.A., 1951. Soil Survey Manual, Handbook n° 18, 503 p.
- U.S.D.A., 1975. Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Handbook n° 436, 754 p.
- VAN BENNEKOM, A. et VAN DER GAAST, S., 1976. Possible clay structures in frustules of living diatoms. *Geochim. and Cosmochimica Acta*, 40, 1149-1152.
- VESSEL, A., 1946. Soil association areas of Argentina and Chile. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, vol. 11, 464-473.
- WEAVER, C., 1956. The distribution and identification of mixed layer clays in sedimentary rocks. *Am. Mineralogist*, 41, 202-221.
- WHITE, E., 1961. Calcium-solod or planosol genesis from solodized solonetz. *Soil Sci.*, 91, 3, 175-177.
- WHITE, E., 1963. The morphological-chemical problem in solodized solonetz. *Soil Sci.*, 98, 3, 187-191.
- YAALON, D., et WIEDER, M., 1976. Pedogenic palygorskite in some brown (calciorthid) soils of Israel. *Clay Minerals*, 11, 73-80.

TABLE DE MATIERES

AVANT-PROPOS	
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I.	
LE MILIEU NATUREL	3
1. Aperçu général sur le Chaco Argentin	3
2. Situation des "Bajos Submeridionales" dans la région du Chaco	7
2.1. Caractères physiographiques	8
2.2. Caractères hydrogéologiques et hydrochimiques	9
2.3. Le climat	12
2.4. Hydrologie de surface	13
2.5. La végétation	17
2.6. Les sols	19
CHAPITRE II.	
CARACTERISATION MORPHOLOGIQUE DES SOLS ETUDIES	23
1. Les sols de la zone de transition	24
2. Les sols de la zone basse	26
3. Les sols de la dorsale orientale	29
CHAPITRE III.	
LES DONNEES ANALYTIQUES. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES ET PHYSICO-CHIMIQUES	31
1. La granulométrie	31
1.1 Méthodologie employée	31
1.2. Résultats obtenus	32
1.3. L'indice multivariable CPSD de ressemblance entre analyses granulométriques	35
2. La matière organique	39
3. Le calcaire total	41
4. Le pH	42

5. La salinité	44
5.1. Mesure de la salinité	45
5.2. Le pH de l'extrait de pâte saturée	47
5.3. Composition ionique de l'extrait salin	48
5.4. Concentration en sels et conductivité électrique	50
5.5. Rapports ioniques	50
6. Etude du complexe adsorbant	52
6.1. Détermination des bases échangeables	52
6.2. Le pourcentage de saturation en sodium	53
6.3. Dosage de l'Aluminium échangeable	55
7. La capacité d'échange cationique (CEC)	56
7.1. Capacité d'échange déterminée à l'acétate de sodium	56
7.2. Capacité d'échange déterminée à l'acétate d'ammonium	56
7.3. Capacité d'échange cationique des limons fins	58
8. L'indice d'adsorption du sodium (SAR)	60
9. Détermination de la perméabilité	61

CHAPITRE IV.

LES ELEMENTS MAJEURS ET EN TRACES DANS LES SOLS DES "BAJOS SUBMERIDIONALES"	65
1. Les éléments majeurs	65
1.1. Méthodologie employée	65
1.2. Résultats obtenus	66
2. Etude des éléments traces	73
2.1. Méthodologie employée	73
2.2. Résultats obtenus	75
2.3. Conclusions générales	82

CHAPITRE V.

ANALYSES MINERALOGIQUES DES SABLES	85
5.1. Méthodologie employée et résultats obtenus	86
5.2. Interprétation des résultats de l'étude minéralogique des sables	88
5.2.1. Provenance du matériau parental des sols	88
A- La fraction lourde	88
B- La fraction légère	92

5.2.2. Détermination de l'homogénéité du matériau originel des sols	94
A- Indices d'homogénéité basés sur la fraction légère	96
B- Indices d'homogénéité basés sur la fraction lourde	99
CHAPITRE VI.	
MINERALOGIE DES ARGILES	101
6.1. Introduction	101
6.2. Analyses diffractométriques aux rayons X	102
1- Les méthodes	102
2- Les résultats obtenus	104
3- Interprétation des résultats	109
6.3. Les analyses thermiques différentielles	111
6.4. Microscopie électronique des argiles	113
6.5. Conclusions	117
CHAPITRE VII	
LES ANALYSES EN MICROSCOPIE OPTIQUE ET ELECTRONIQUE	123
7.1. Méthodologie	123
7.2. La microstructure	124
7.3. L'activité biologique	127
7.3.1. Les traits biologiques d'origine animale	127
7.3.2. Les traits biologiques d'origine végétale	128
7.4. Le squelette	128
7.5. Le plasma	131
7.6. Les accumulations cutaniques	132
1- Les cutanes des horizons B	132
2- Les cutanes des horizons A ₂	134
3- Les cutanes des horizons A' ₂	137
7.7. Les accumulations sesquioxydiques	137
7.8. Les accumulations salines	139
7.9. Conclusions	142

CHAPITRE VIII.

CONCLUSIONS GENERALES	147
8.1. L'origine des matériaux originels loessiques et la définition de secteurs sédimentaires	147
8.2. Le rôle du modelé dans la différenciation et dans la distribution des sols	150
8.3. Les principaux caractères de différenciation des sols des "Bajos Subméridionales"	152
A- Les caractères liés à l'halomorphie	152
B- Les caractéristiques de la matière organique	155
C- Les caractères liés à l'illuviation	155
D- Les caractères liés à l'hydromorphie	156
8.4. La nomenclature des horizons et la classification des profils	158
A- La nomenclature des horizons et l'identification des discontinuités lithologiques	158
B- La classification des profils suivant divers systèmes taxonomiques	159
8.5. Les processus de différenciation des profils	163
A- Les relations entre les processus de lessivage, d'halomorphie et d'hydromorphie	163
B- Le rôle de la sursaturation hydrique dans la genèse des sols solodisés et planosoliques	165
8.6. Les possibilités d'utilisation des sols des "Bajos Subméridionales"	167
A- Les contraintes actuelles en fonction de l' halomorphie	167
B- L'évaluation des potentialités agricoles	169
C- Les conditions de la mise en valeur. Choix et adaptation des systèmes d'exploitation.	171
BIBLIOGRAPHIE	175
ANNEXE	

A N N E X E

(Description macromorphologique des profils)

1
PROFIL/NO 1060/NUMERO RSN016/M. MORRAS/NUMEROTE 1242 DANS
LE FICHIER 112/FICHE 1060. ORSTOM. 1975. SOL A ALCALI
LESSIVE. 29 DEG S. 15 MIN S. 61 DEG W. 30 MIN W. DORSALE
OCCIDENTALE/

-
COUVERTURE EOLIEUNE.
LOESS.
ENGORGEMENT TEMPORAIRE.
FORMATION HEPTACEE ET LIGNEUSE BASSE. RECOUVREMENT GLOBAL
90-100PC.
SANS TRAVAIL DU SOL.
DOSSIER 4.

- HORIZON/HRZ 1/DE 0 A 17CM/UN A1//
FICHE 1060. LEGEREMENT HUMIDE. 10YR. 2/.2 HUMIDE. 10YR-.5/-.
1SEC. SANS TACHES. A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE.
SANS ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE LIMONEUSE. STRUCTURE
FRAGMENTAIRE. NETTE. POLYEDRIQUE SURANGULEUSE. MOYENNE ET
GROSSIERE. AGREGATS A PORES PEU NOMBREUX. TRES FINS ET
MOYENS. TUBULAIRES. FRIABLE. PEU FRAGILE. RACINES. FINES ET
MOYENNES. PENETRANT LES AGREGATS. TRANSITION GRADUELLE.
ONDULEE.
REJET

- HORIZON/HRZ 2/DE 17 A 34CM/UN B1//
FICHE 1060. LEGEREMENT HUMIDE. 10YR. 2/.3 HUMIDE. 7,5YR-.7/-.
1SEC. SANS TACHES. MOINS DE 2PC. ELEMENTS CARBONATES. EN
NODULES. ELEMENTS FERRO-MANGANESIFERES. DE FORME NODULAIRE.
SANS ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE
FRAGMENTAIRE. NETTE. POLYEDRIQUE. MOYENNE ET GROSSIERE. A SUR.
STRUCTURE PRISMATIQUE. GROSSIERE-. AGREGATS A PORES NOMBREUX.
TRES FINS ET MOYENS. VESICULAIRES. REVETEMENTS ARGILFUX.
ASSOCIES A DES VIDES. FRIABLE. NON FRAGILE. RACINES. FINES ET
MOYENNES. PENETRANT LES AGREGATS. TRANSITION DISTINCTE.
REGULIERE.
REJET

- HORIZON/HRZ 3/DE 34 A 87CM/UN B2 TCA//
FICHE 1060. LEGEREMENT HUMIDE. 10YR. 3/.3 HUMIDE. 7,5YR-.6/-.
2SEC. SANS TACHES. A MATIERE ORGANIQUE NON DIRECTEMENT
DECELABLE. EFFERVESCENCE. DE 2 A 15PC. ELEMENTS CARBONATES. EN
NODULES. ELEMENTS FERRO-MANGANESIFERES. DE FORME NODULAIRE.
SANS ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE
FRAGMENTAIRE. TRES NETTE. PRISMATIQUE. MOYENNE. A SOUS.
STRUCTURE POLYEDRIQUE. MOYENNE-. AGREGATS A PORES NOMBREUX.
TRES FINS ET MOYENS. TUBULAIRES. FACES LUISANTES. REVETEMENTS
ARGILFUX. ASSOCIES A DES VIDES. PEU FRIABLE. NON FRAGILE.
QUELQUES RACINES. FINES ET MOYENNES. PENETRANT LES AGREGATS.
TRANSITION GRADUELLE. REGULIERE.
REJET

- HORIZON/HRZ 4/DE 87 A 110CM/UN R31 TCA//
FICHE 1060. HUMIDE. 10YR. 4/.4 HUMIDE. 5YR-.6/- .3SEC. SANS
TACHES. APPAREMMENT NON ORGANIQUE. EFFERVESCENCE. DE 2 A 15PC.
ELEMENTS CARBONATES. EN NODULES. ELEMENTS
FERRO-MANGANESIFERES. DE FORME NODULAIRE. SANS ELEMENTS
GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
NETTE. POLYEDRIQUE. MOYENNE ET FINE. AGREGATS A PORES PEU
NOMBREUX. TRES FINS ET MOYENS. TUBULAIRES. REVETEMENTS
ARGILEUX. ASSOCIES A DES VIDES. PEU FRIABLE. NON FRAGILE.
TRANSITION GRADUELLE. REGULIERE.

PROFIL/NO 1060/NUMERO BSN016

- HORIZON/HRZ 5/DE 110 A 132CM/UN B32/C//
FICHE 1060.HUMIDE.10YR.4/.4HUMIDE.5YR-.6/- .4SEC.SANS
TACHES.APPAREMMENT NON ORGANIQUE.EFFERVESCENCE.ELEMENTS
CARBONATES.EN NODULES.ELEMENTS FERRO-MANGANESIFERES.DE
FORME NODULAIRE.SANS ELEMENTS GROSSIERS.TEXTURE
LIMONO-ARGILFUSE.STRUCTURE FRAGMENTAIRE.PEU NETTE.
POLYEDRIQUE.MOYENNE ET FINE.AGREGATS A PORES PEU NOMBREUX.
TRES FINS ET MOYENS.TUBULAIRES.PEU FRIABLE.NON FRAGILE.
REJET

PROFIL/NO 1061/NUMERO RSN027/M. MORRAS/FICHE
1061.OPSTOM.1975.SOL A ALCALI LESSIVE.29DEG S.15MIN S.61DEG
W.30MIN W. DORSALE OCCIDENTALE, ZONE DE TRANSITION/

-
COUVERTURE FELTANNE.
LOESS.
SURMERISION TEMPORAIRE.ENGORGEMENT TEMPORAIRE.
FORMATION HERBACEE ET LIGNEUSE BASSE.RECOUVREMENT GLOBAL
75-90PC.
SANS TRAVAIL DU SOL.
DOSIER 4.

- HORIZON/HRZ 1/DE 0 A 3CM/UN A1//
FICHE 1061.SEC.10YR-.6/- .1SEC.A MATIERE ORGANIQUE
DIRECTEMENT DECELABLE.AUCUNE EFFERVESCENCE.ELEMENTS
FERRUGINEUX.EN TACHES FERRUGINEUSES.SANS ELEMENTS
GROSSIERS.TEXTURE LIMONEUSE.STRUCTURE PARTICULAIRE.RACINES.
FINES ET MOYENNES.PENETRANT LES AGREGATS.TRANSITION
DISTINCTE.REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 2/DE 3 A 15CM/UN A2//
FICHE 1061.SFC.10YR-.6/- .2SEC.A MATIERE ORGANIQUE
DIRECTEMENT DECELABLE.AUCUNE EFFERVESCENCE.ELEMENTS
FERRUGINEUX.EN TACHES FERRUGINEUSES.ET DE FORME DIFFUSE.
SANS ELEMENTS GROSSIERS.TEXTURE LIMONEUSE.STRUCTURE
FRAGMENTAIRE.TRES NETTE.POLYEDRIQUE SUBANGULEUSE.GROSSIERE.
ASSOCIEE.A UNE STRUCTURE LAMELLAIRE.VOLUME DES VIDES FAIBLE
ENTRE AGREGATS.AGREGATS A PORES PEU NOMBREUX.FINS ET
MOYENS.TUBULAIRES.REVETEMENTS ARGILEUX.ASSOCIES A DES
VIDES.FRIABLE.PEU FRAGILE.RACINES.FINES ET MOYENNES.
PENETRANT LES AGREGATS.TRANSITION NETTE.IRREGULIERE.

- HORIZON/HRZ 3/DE 15 A 30CM/UN B21 TCA//
FICHE 1061.LEGEREMENT HUMIDE.10YR.2/.3HUMIDE.7,5YR-.5/- .
2SEC.ELEMENTS FERRUGINEUX.EN TACHES FERRUGINEUSES.SANS
ELEMENTS GROSSIERS.TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE.STRUCTURE
FRAGMENTAIRE.TRES NETTE.PRISMATIQUE.MOYENNE.A SOUS.
STRUCTURE POLYEDRIQUE.MOYENNE-.VOLUME DES VIDES ASSEZ
IMPORTANT ENTRE AGREGATS.FENTES.AGREGATS A PORES PEU
NOMBREUX.FINS ET MOYENS.TUBULAIRES.REVETEMENTS
ORGANO-ARGILEUX.ASSOCIES A DES VIDES.FRIABLE.PEU FRAGILE.
RACINES.FINES ET MOYENNES.PENETRANT LES AGREGATS.TRANSITION
GRADUELLE.REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 4/DE 30 A 65CM/UN B22 TCA//
FICHE 1061.LEGEREMENT HUMIDE.10YR.3/.3HUMIDE.7,5YR-.5/- .
3SEC.EFFERVESCENCE.LOCALISEE.ELEMENTS CARBONATES.EN
NODULES.ELEMENTS FERRO-MANGANESIFERES.DE FORME NODULAIRE.
SANS ELEMENTS GROSSIERS.TEXTURE ARGILO-LIMONEUSE.STRUCTURE
FRAGMENTAIRE.TRES NETTE.PRISMATIQUE.MOYENNE.A SOUS.
STRUCTURE POLYEDRIQUE.MOYENNE-.VOLUME DES VIDES ASSEZ
IMPORTANT ENTRE AGREGATS.FENTES.AGREGATS A PORES PEU
NOMBREUX.FINS ET MOYENS.TUBULAIRES.REVETEMENTS
ORGANO-ARGILEUX.ASSOCIES A DES VIDES.PEU FRIABLE.PEU
FRAGILE.RACINES.FINES ET MOYENNES.PENETRANT LES AGREGATS.
TRANSITION GRADUELLE.REGULIERE.

PROFIL/NO 1061/NUMERO BSN027/

- HORIZON/HR7 5/DE 65 A 92CM/UN B23 TCA//

FICHE 1061.LEGEREMENT HUMIDE.10YR.4/.4HUMIDE.5YR-.6/- .3SEC.
EFFERVESCENCE.LOCALISEE.ELEMENTS CARBONATES.EN NODULES.
ELEMENTS FERRO-MANGANESIFERES.DE FORME NODULAIRE.SANS
ELEMENTS GROSSIERS.TEXTURE ARGILO-LIMONEUSE.STRUCTURE
FRAGMENTAIRE.TRES NETTE.PRISMATIQUE.MOYENNE.A SOUS.
STRUCTURE POLYEDRIQUE.MOYENNE-.VOLUME DES VIDES ASSEZ
IMPORTANT ENTRE AGREGATS.FENTES.AGREGATS A PORES PEU
NOMBREUX.FINS ET MOYENS.TUBULAIRES.REVETEMENTS ARGILEUX.
ASSOCIES A DES VIDES.FRIABLE.NON FRAGILE.TRANSITION
GRADUELLE.REGULIERE.

- HORIZON/HR7 6/DE 92 A 125CM/UN R3 CA//

FICHE 1061.LEGEREMENT HUMIDE.7.5YR.4/.4HUMIDE.5YR-.6/- .
4SEC.QUELQUES TACHES.PEU ETENDUES.PEU CONTRASTEES.
EFFERVESCENCE.ELEMENTS CARBONATES.EN NODULES.ELEMENTS
FERRO-MANGANESIFERES.DE FORME NODULAIRE.ET EN TACHES
FERRUGINEUSES.SANS ELEMENTS GROSSIERS.TEXTURE
ARGILO-LIMONEUSE.STRUCTURE FRAGMENTAIRE.NETTE.POLYEDRIQUE.
MOYENNE.VOLUME DES VIDES ASSEZ IMPORTANT ENTRE AGREGATS.
AGREGATS A PORES PEU NOMBREUX.REVETEMENTS ORGANO-ARGILEUX.
ASSOCIES A DES VIDES.FRIABLE.PEU FRAGILE.

PROFIL/NO 1062/NUMERO RSN060/M. MORRAS/FICHE
1062. ORSTOM. 1975. SOL A ALCALI LESSIVE. 29 DEG S. 15 MIN S. 61 DEG
W. 15 MIN W. MESODEPRESSION. A LA LIMITE ENTRE LA ZONE DE
TRANSITION ET LA ZONE BASSE/

-
PLAINE ALLUVIALE.
ROCHE SEDIMENTAIRE BEUPE-LIOL.
SURRESSION TEMPORAIRE. ENGORGEMENT PERMANENT. PAR NAPPE
PHREATIQUE. NIVEAU A 1M.
FORMATION HERBACEE. NON CULTIVEE. RECOUVREMENT GLOBAL
75-90PC.
DOSSIER 4.

- HORIZON/HRZ 1/DE 0 A 12CM/UN A1//
FICHE 1062. LEGEREMENT HUMIDE. 7,5YR. 2/.1 HUMIDE. 7,5YR-.5/-.
1SEC. A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE. SANS
ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE LIMONEUSE. STRUCTURE
FRAGMENTAIRE. TRES NETTE. POLYEDRIQUE. GROSSIERE. AGREGATS A
PORES NOMBREUX. FINS ET MOYENS. TUBULAIRES. FRIABLE. NON
FRAGILE. NOMBREUSES RACINES. FINS ET MOYENNES. PENETRANT LES
AGREGATS. TRANSITION DISTINCTE. ONDULEE.

- HORIZON/HRZ 2/DE 12 A 21CM/UN A2//
FICHE 1062. LEGEREMENT HUMIDE. 10YR. 4/.2 HUMIDE. 10YR-.7/-.
1SEC. A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE. ELEMENTS
FERRO-MANGANESIFERES. EN TACHES FERRUGINEUSES. SANS ELEMENTS
GROSSIERS. TEXTURE LIMONEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE. TRES
NETTE. POLYEDRIQUE. MOYENNE ET GROSSIERE. AGREGATS A PORES
NOMBREUX. FINS ET MOYENS. TUBULAIRES. TRES FRIABLE. PEU
FRAGILE. RACINES. FINS ET MOYENNES. PENETRANT LES AGREGATS.
TRANSITION NETTE. REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 3/DE 21 A 41CM/UN B21 T//
FICHE 1062. HUMIDE. 10YR. 2/.2 HUMIDE. 7,5YR-.6/- .2SEC. A MATIERE
ORGANIQUE NON DIRECTEMENT DECELABLE. ELEMENTS
FERRO-MANGANESIFERES. DE FORME NODULAIRE. SANS ELEMENTS
GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
TRES NETTE. POLYEDRIQUE. MOYENNE ET GROSSIERE. A SUR. STRUCTURE
PRISMATIQUE. MOYENNE-. AGREGATS A PORES PEU NOMBREUX. FINS ET
MOYENS. TUBULAIRES. REVETEMENTS ORGANO-ARGILEUX. ASSOCIES A
DES VIDES. FRIABLE. NON FRAGILE. RACINES. FINS ET MOYENNES.
PENETRANT LES AGREGATS. TRANSITION DISTINCTE. REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 4/DE 41 A 84CM/UN B22 TCA//
FICHE 1062. HUMIDE. 10YR. 3/.2 HUMIDE. 7,5YR-.6/- .2SEC. A MATIERE
ORGANIQUE NON DIRECTEMENT DECELABLE. ELEMENTS CARBONATES. EN
NODULES. ELEMENTS FERRO-MANGANESIFERES. DE FORME NODULAIRE.
SANS ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE
FRAGMENTAIRE. TRES NETTE. POLYEDRIQUE. GROSSIERE. A SUR.
STRUCTURE PRISMATIQUE. MOYENNE-. AGREGATS A PORES PEU
NOMBREUX. FINS ET MOYENS. TUBULAIRES. REVETEMENTS ARGILEUX.
ASSOCIES A DES VIDES. FRIABLE. PEU FRAGILE. TRANSITION
GRADUELLE. ONDULEE.

- HORIZON/HRZ 5/DE 84 A 100CM/UN B23 TCA//
FICHE 1062. TRES HUMIDE. 7,5YR. 4/.4 HUMIDE. 5YR-.6/- .4SEC.
APPAREMMENT NON ORGANIQUE. ELEMENTS CARBONATES. EN NODULES.
ELEMENTS FERRO-MANGANESIFERES. DE FORME NODULAIRE. SANS
ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE
FRAGMENTAIRE. TRES NETTE. POLYEDRIQUE. GROSSIERE. A SUR.
STRUCTURE PRISMATIQUE. GROSSIERE-. AGREGATS A PORES PEU
NOMBREUX. FINS ET MOYENS. TUBULAIRES. REVETEMENTS ARGILEUX.
ASSOCIES A DES VIDES. FRIABLE. NON FRAGILE.

PROFIL/NO 1063/NUMERO PSN059/M. MORRAS/FICHE
1063.OPSTON.1975.SOL A ALCALI LESSIVE.29DEG S.15MIN S.61DEG
N.15MIN W. RELIEF LEGEREMENT POSITIF. A LA LIMITE ENTRE
LA ZONE DE TRANSITION ET LA ZONE BASSE/

-
PLAINE ALLUVIALE.
ROCHE SEDIMENTAIRE MEUBLE.LIMON.
SUBMERSION TEMPORAIRE.
FORMATION HERBACEE ET LIGNEUSE BASSE.RECOUVREMENT GLOBAL
90-100PC.
SANS TRAVAIL DU SOL.
DOSSIER 4.

- HORIZON/HR7 1/DE 0 A 24CM/UN A1//
FICHE 1063.LEGEREMENT HUMIDE.10YR.2/.1HUMIDE.7,5YR-.5/-.
1SEC.A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE.ELEMENTS
FERRO-MANGANESIFERES.DE FORME NODULAIRE.SANS ELEMENTS
GROSSIERS.TEXTURE LIMONEUSE.STRUCTURE FRAGMENTAIRE.NETTE.
POLYEDRIQUE SUBANGULFUSE.GROSSIERE.POREUX.FRIABLE.PEU
FRAGILE.RACINES.FINES ET MOYENNES.PENETRANT LES AGREGATS.
TRANSITION DISTINCTE.ONDULEE.

- HORIZON/HRZ 2/DE 24 A 40CM/UN B1//
FICHE 1063.LEGEREMENT HUMIDE.7,5YR.2/.1HUMIDE.7,5YR-.6/-.
1SEC.A MATIERE ORGANIQUE NON DIRECTEMENT DECELABLE.ELEMENTS
FERRO-MANGANESIFERES.DE FORME NODULAIRE.SANS ELEMENTS
GROSSIERS.TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE.STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
NETTE.POLYEDRIQUE.MOYENNE ET FINE.PEU POREUX.FACES
LUISTANTES.REVETEMENTS ORGANO-ARGILEUX.ASSOCIES A DES VIDES.
FRIABLE.NON FRAGILE.QUELQUES RACINES.FINES ET MOYENNES.
PENETRANT LES AGREGATS.TRANSITION GRADUELLE.ONDULEE.

- HORIZON/HRZ 3/DE 40 A 85CM/UN B21 T//
FICHE 1063.LEGEREMENT HUMIDE.7,5YR.3/.2HUMIDE.7,5YR-.5/-.
2SEC.MOINS DE 2PC.ELEMENTS CARBONATES.EN NODULES.ELEMENTS
FERRO-MANGANESIFERES.DE FORME NODULAIRE.SANS ELEMENTS
GROSSIERS.TEXTURE ARGILO-LIMONEUSE.STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
TRES NETTE.POLYEDRIQUE.MOYENNE.A SUR.STRUCTURE PRISMATIQUE.
MOYENNE-.PEU POREUX.FACES LUISTANTES.REVETEMENTS ARGILEUX.
ASSOCIES A DES VIDES.FRIABLE.NON FRAGILE.TRANSITION
DIFFUSE.REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 4/DE 85 A 130CM/UN B22 T//
FICHE 1063.HUMIDE.7,5YR.4/.4HUMIDE.5YR-.6/- .3SEC.ELEMENTS
FERRO-MANGANESIFERES.DE FORME NODULAIRE.SANS ELEMENTS
GROSSIERS.TEXTURE ARGILO-LIMONEUSE.STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
TRES NETTE.POLYEDRIQUE.MOYENNE.A SUR.STRUCTURE PRISMATIQUE.
MOYENNE-.PEU POREUX.FACES LUISTANTES.REVETEMENTS ARGILEUX.
ASSOCIES A DES VIDES.FRIABLE.PEU FRAGILE.

PROFIL/NO 1065/NUMERO RSNDRO/4. MORRAS/FICHE
 1065. ORSTOM. 1978. SOL A ALCALI LESSIVE. 29 DEGR S. 15' IN S. 61 DEG
 N. 0.010 W. ZONE PASSE/

PLAINE ALLUVIALE.
 ROCHE SEDIMENTAIRE MEURLE. LIMON.
 SUBMERSION TEMPORAIRE. ENGORGEMENT PERMANENT. PAR NAPPE
 PHREATIQUE. NIVEAU A -1M.
 FORMATION HERACEE. RECROUVEMENT GLOBAL 90-100PC. SAVANE.
 DOSSIER 4.

- HORIZON/HRZ 1/DE 0 A 9CM/UN A1//

FICHE 1065. LEGEREMENT HUMIDE. 10YR. 2/. 1 HUMIDE. 7,5YR-.5/-.
 1 SEC. A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE. SANS
 ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE LIMONEUSE. STRUCTURE
 FRAGMENTAIRE. NETTE. POLYEDRIQUE SURANGULEUSE. MOYENNE. A SOUS.
 STRUCTURE GRUMELEUSE. FINE-. AGREGATS A PORES NOMBREUX. FINS
 ET MOYENS. TURULAIRES. FRIABLE. FRAGILE. RACINES. FINES ET
 MOYENNES. PENETRANT LES AGREGATS. TRANSITION NETTE. REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 2/DE 9 A 21CM/UN R21 T//

FICHE 1065. LEGEREMENT HUMIDE. 10YR. 2/. 2 HUMIDE. 7,5YR-.5/-.
 1 SEC. A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE. SANS
 ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE
 FRAGMENTAIRE. NETTE. POLYEDRIQUE. MOYENNE ET GROSSIERE. A SUR.
 STRUCTURE PRISMATIQUE. MOYENNE-. VOLUME DES VIDES IMPORTANT
 ENTRE AGREGATS. AGREGATS A PORES NOMBREUX. FINS ET MOYENS.
 TUBULAIRES. REVETEMENTS ARGILEUX. ASSOCIES A DES VIDES.
 FRIABLE. NON FRAGILE. NOMBREUSES RACINES. FINES ET MOYENNES.
 PENETRANT LES AGREGATS. TRANSITION GRADUELLE. ONDULEE.

- HORIZON/HRZ 3/DE 21 A 44CM/UN B22 TCA//

FICHE 1065. HUMIDE. 10YR. 3/. 2 HUMIDE. 7,5YR-.5/- . 1 SEC. A MATIERE
 ORGANIQUE NON DIRECTEMENT DECELABLE. MOINS DE 2PC. ELEMENTS
 CARBONATES. EN NODULES. SANS ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE
 LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE. NETTE. POLYEDRIQUE.
 MOYENNE ET GROSSIERE. A SUR. STRUCTURE PRISMATIQUE. MOYENNE-.
 AGREGATS A PORES NOMBREUX. FINS ET MOYENS. TUBULAIRES.
 REVETEMENTS ARGILEUX. ASSOCIES A DES VIDES. FRIABLE. NON
 FRAGILE. NOMBREUSES RACINES. FINES ET MOYENNES. PENETRANT LES
 AGREGATS. TRANSITION GRADUELLE. ONDULEE.

- HORIZON/HRZ 4/DE 44 A 90CM/UN B23 T//

FICHE 1065. TRES HUMIDE. 10YR. 3/. 4 HUMIDE. 10YR-.7/- . 1 SEC. MOINS
 DE 2PC. ELEMENTS CARBONATES. EN NODULES. ELEMENTS
 FERRO-MANGANESIFERES. DE FORME NODULAIRE. SANS ELEMENTS
 GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
 NETTE. POLYEDRIQUE. GROSSIERE. A SUR. STRUCTURE PRISMATIQUE.
 AGREGATS A PORES NOMBREUX. FINS ET MOYENS. TUBULAIRES.
 FRIABLE. PEU FRAGILE. QUELQUES RACINES. FINES ET MOYENNES.
 PENETRANT LES AGREGATS. GROSSIERE-.

PROFIL/NO 1064/NUMERO FSN079/M. MORRAS/FICHE
 1064. ORSTOM. 1975. SOL A ALCALI LESSIVE. 29 DEG S. 15 MIN S. 61 DEG
 W. 0 MTN N. ZONE FERTILE

-
 PLAINE ALLUVIALE.
 ROCHE SEDIMENTAIRE MEUBLE. LIMON.
 SUBMERSION TEMPORAIRE. ENGORGEMENT PERMANENT. PAR NAPPE
 PHREATIQUE. NIVEAU A +1M.
 FORMATION FERRACEE. RECouvreMENT GLOBAL 90-100PC. SAVANE.
 DOSSIER 4.

- HORIZON/HRZ 1/DE 0 A 1CM/UN A11//

FICHE 1064. LEGEREMENT HUMIDE. 10YR. 2/.1 HUMIDE. A MATIERE
 ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE. SANS ELEMENTS GROSSIERS.
 TEXTURE LIMONEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE. PEU NETTE.
 LAMFLLAIRE. MOYENNE ET FINE. AGREGATS A PORES NOMBREUX. FINS
 ET MOYENS. TUBULAIRES. FRIABLE. TRANSITION DISTINCTE.
 REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 2/DE 1 A 13CM/UN A12//

FICHE 1064. LEGEREMENT HUMIDE. 10YR. 2/.1 HUMIDE. 10YR-.5/-.
 1SEC. A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE. SANS
 ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE LIMONEUSE. STRUCTURE
 FRAGMENTAIRE. NETTE. POLYEDRIQUE SURANGULEUSE. MOYENNE. A SOUS.
 STRUCTURE LAMELLAIRE. FINE-. VOLUME DES VIDES ASSEZ IMPORTANT
 ENTRE AGREGATS. AGREGATS A PORES NOMBREUX. FINS ET MOYENS.
 TUBULAIRES. FRIABLE. PEU FRAGILE. NOMBREUSES RACINES. FINES ET
 MOYENNES. PENETRANT LES AGREGATS. TRANSITION NETTE. ONDULEE.

- HORIZON/HRZ 3/DE 13 A 35CM/UN B21 TCA//

FICHE 1064. LEGEREMENT HUMIDE. 10YR. 2/.1 HUMIDE. 7,5YR-.6/-.
 1SEC. A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE.
 EFFERVESCENCE. DE 2 A 15PC. ELEMENTS CARBONATES. EN NODULES.
 SANS ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE ARGILO-LIMONEUSE. STRUCTURE
 FRAGMENTAIRE. TRES NETTE. POLYEDRIQUE. MOYENNE. VOLUME DES
 VIDES TRES IMPORTANT ENTRE AGREGATS. FENTES. AGREGATS A PORES
 NOMBREUX. FINS ET MOYENS. TUBULAIRES. REVETEMENTS
 ORGANO-ARGILEUX. ASSOCIES A DES VIDES. FRIABLE. NON FRAGILE.
 NOMBREUSES RACINES. FINES ET MOYENNES. PENETRANT LES
 AGREGATS. TRANSITION GRADUELLE. REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 4/DE 35 A 60CM/UN B22 TCA//

FICHE 1064. HUMIDE. 7,5YR. 4/.3 HUMIDE. 7,5YR-.6/- .2SEC.
 EFFERVESCENCE. ELEMENTS CARBONATES. EN NODULES. ELEMENTS
 FERRUGINEUX. ELEMENTS FERRO-MANGANESIFERES EN TACHES
 FERRUGINEUSES. ET DE FORME NODULAIRE. SANS ELEMENTS
 GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
 NETTE. POLYEDRIQUE. MOYENNE. A SUR. STRUCTURE PRISMATIQUE.
 MOYENNE-. VOLUME DES VIDES ASSEZ IMPORTANT ENTRE AGREGATS.
 AGREGATS A PORES NOMBREUX. FINS ET MOYENS. TUBULAIRES.
 FRIABLE. PEU FRAGILE. NOMBREUSES RACINES. FINES ET MOYENNES.
 PENETRANT LES AGREGATS. TRANSITION GRADUELLE. REGULIERE.

PROFIL/NO 1064/NUMERO BSN079

- HORIZON/HRZ 5/DE 60 A 80CM/UN B23 TCA//

FICHE 1064.HUMIDE.7,5YR.4/.3HUMIDE.7,5YR-.7/- .2SEC.
EFFERVESCENCE.ELEMENTS CARBONATES.EN NODULES.ELEMENTS
FERRO-MANGANESIFERES.DE FORME NODULAIRE.SANS ELEMENTS
GROSSIERS.TEXTURE ARGILO-LIMONEUSE.STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
NETTE.POLYEDRIQUE.MOYENNE.ASSOCIEE.A UNE STRUCTURE
POLYEDRIQUE SUBANGULEUSE.VOLUME DES VIDES ASSEZ IMPORTANT
ENTRE AGREGATS.AGREGATS A PORES NOMBREUX.FINS ET MOYENS.
TUBULAIRES.REVETEMENTS ARGILEUX.MINCES.ASSOCIES A DES
VIDES.FRIABLE.PEU FRAGILE.RACINES.FINES ET MOYENNES.
PENETRANT LES AGREGATS.TRANSITION GRADUELLE.REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 6/DE 80 A 130CM/UN B3//

FICHE 1064.TRES HUMIDE.7,5YR.4/.4HUMIDE.7,5YR-.5/- .3SEC.
QUELQUES TACHES.PEU ETENDUES.7,5Y*.4/* .2*.ASSOCIEES AUX
VIDES.IRREGULIERES.CONTRASTEES.APPAREMMENT NON ORGANIQUE.
ELEMENTS FERRO-MANGANESIFERES.DE FORME NODULAIRE.SANS
ELEMENTS GROSSIERS.TEXTURE ARGILO-LIMONEUSE.STRUCTURE
FRAGMENTAIRE.NETTE.POLYEDRIQUE.GROSSIERE.ASSOCIEE.A UNE
STRUCTURE POLYEDRIQUE SUBANGULEUSE.AGREGATS A PORES PEU
NOMBREUX.REVETEMENTS ARGILEUX.ASSOCIES A DES VIDES.FRIABLE.
NON FRAGILE.RACINES.FINES ET MOYENNES.

PROFIL/NO 1066/NUMERO BSN011/M. MORRAS/FICHE
 1066. ORSTOM. 1975. SOL A ALCA LI LESSIVE. 29 DEG S. 15 MIN S. 60 DEG
 W. 45 MIN W. ZONE BASSE. RELIEF POSITIF PROBABLEMENT
 RESIDUEL. ARBRES. A LA LIMITE AVEC LA ZONE HERBEUSE/

-
 PLAINE ALLUVIALE.
 ROCHE SEDIMENTAIRE MEUBLE. LIMON.
 SUBMERSION TEMPORAIRE. ENGORGEMENT PERMANENT. PAR NAPPE
 PHREATIQUE. NIVEAU A -1M.
 FORMATION HERBACEE ET LIGNEUSE BASSE. RECouvreMENT GLOBAL
 75-90%.
 GROS DETAIL.
 DOSSIER 4.

- HORIZON/HRZ 1/DE 0 A 10CM/UN A1//
 FICHE 1066. LFGEREMENT HUMIDE. 10YR. 2/.1 HUMIDE. 7.5YR-.5/-.
 1SEC. A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE. ELEMENTS
 FERRUGINEUX. DE FORME DIFFUSE. SANS ELEMENTS GROSSIERS.
 TEXTURE LIMONEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE. NETTE. POLYEDRIQUE
 SUBANGULEUSE. MOYENNE ET GROSSIERE. VOLUME DES VIDES FAIBLE
 ENTRE AGREGATS. AGREGATS A PORES PEU NOMBREUX. FINS ET
 MOYENS. TUBULAIRES. FRIABLE. NON FRAGILE. RACINES. CROUTES ET/OU
 EFFLORESCENCES. FINES ET MOYENNES. PENETRANT LES AGREGATS.
 TRANSITION NETTE. ONDULEE.

- HORIZON/HRZ 2/DE 10 A 13CM/UN A2//
 FICHE 1066. LFGEREMENT HUMIDE. 10YR. 3/.2 HUMIDE. 7.5YR-.6/-.
 2SEC. A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE. ELEMENTS
 FERRO-MANGANESIFERES. EN TACHES FERRUGINEUSES. SANS ELEMENTS
 GROSSIERS. TEXTURE LIMONEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE. PEU
 NETTE. POLYEDRIQUE SUBANGULEUSE. FINE. VOLUME DES VIDES FAIBLE
 ENTRE AGREGATS. AGREGATS A PORES NOMBREUX. FINS ET MOYENS.
 TUBULAIRES. REVETEMENTS ARGILEUX. ASSOCIES A DES VIDES.
 FRIABLE. PEU FRAGILE. RACINES. FINES ET MOYENNES. PENETRANT LES
 AGREGATS. TRANSITION NETTE. ONDULEE.

- HORIZON/HRZ 3/DE 13 A 24CM/UN B21 T//
 FICHE 1066. LFGEREMENT HUMIDE. 10YR. 2/.2 HUMIDE. 7.5YR-.5/-.
 2SEC. A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE. FAIBLE
 EFFERVESCENCE. ELEMENTS FERRO-MANGANESIFERES. EN TACHES
 FERRUGINEUSES. ET DE FORME NODULAIRE. SANS ELEMENTS
 GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
 NETTE. POLYEDRIQUE. FINE. A SUR. STRUCTURE PRISMATIQUE. FINE.
 VOLUME DES VIDES ASSEZ IMPORTANT ENTRE AGREGATS. AGREGATS A
 PORES PEU NOMBREUX. FINS ET MOYENS. TUBULAIRES. REVETEMENTS
 ARGILO-FERRUGINEUX. ASSOCIES A DES VIDES. FRIABLE. NON
 FRAGILE. RACINES. FINES ET MOYENNES. PENETRANT LES AGREGATS.
 TRANSITION DISTINCTE. ONDULEE.

- HORIZON/HRZ 4/DE 24 A 37CM/UN B22 TCA//
 FICHE 1066. HUMIDE. 10YR. 2/.3 HUMIDE. 7.5YR-.5/- .2SEC.
 EFFERVESCENCE. ELEMENTS CARBONATES. EN NODULES. ELEMENTS
 FERRO-MANGANESIFERES. EN TACHES FERRUGINEUSES. ET DE FORME
 NODULAIRE. SANS ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE.
 STRUCTURE FRAGMENTAIRE. NETTE. POLYEDRIQUE. MOYENNE. VOLUME DES
 VIDES ASSEZ IMPORTANT ENTRE AGREGATS. AGREGATS A PORES PEU
 NOMBREUX. FINS ET MOYENS. TUBULAIRES. REVETEMENTS ARGILEUX.
 ASSOCIES A DES VIDES. FRIABLE. NON FRAGILE. RACINES. FINES ET

PROFIL/NO 1066/NUMERO BSN011.

MOYENNES. PENETRANT LES AGREGATS. TRANSITION GRADUELLE.
REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 5/DE 37 A 60CM/UN B23 TCA//
FICHE 1066. TRES HUMIDE. 10YR. 3/.3 HUMIDE. 5YR-.5/- .4 SEC.
EFFERVESCENCE. ELEMENTS CARBONATES ET GYPSEUX. EN NODULES. ET
EN AMAS. ELEMENTS FERRO-MANGANESEIFFRES. EN TACHES
FERRUGINEUSES. ET DE FORME NODULAIRE. SANS ELEMENTS
GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
NETTE. POLYEDRIQUE. MOYENNE. VOLUME DES VIDES ASSEZ IMPORTANT
ENTRE AGREGATS. AGREGATS A PORES PEU NOMBREUX. FINS ET
MOYENS. TUBULAIRES. FRIABLE. PEU FRAGILE. RACINES. FINES ET
MOYENNES. PENETRANT LES AGREGATS.

PROFIL/NO 1067/NUMERO PSM012/M. MORRAS/FICHE
 1067. POSITION. 1975. SOL A RECALC LÉSSIVE. 29DEG S. 15MIN S. 60DEG
 W. 45MIN W. RELIEF POSITIF ÉTENDU. PROBABLEMENT RESIDUEL.
 DANS LA ZONE BASSE/

PLAINE ALLUVIALE.
 ROCHE SEDIMENTAIRE MEUBLE. LIMON.
 FORMATION HERBACEE ET LIGNEUSE BASSE. RECOURVEMENT GLOBAL
 90-100PC.
 DOSSIER 4.

- HORIZON/HRZ 1/DE 0 A 10CM/UN A1//
 FICHE 1067. LÉGEREMENT HUMIDE. 7,5YR. 2/.1HUMIDE. 7,5YR-.5/-.
 1SEC. A MATIÈRE ORGANIQUE DIRECTEMENT DÉCELABLE. SANS
 ÉLÉMENTS GROSSIERS. TEXTURE LIMONEUSE. STRUCTURE
 FRAGMENTAIRE. NETTE. POLYÉDRIQUE SURANGULEUSE. MOYENNE ET
 GROSSIÈRE. VOLUME DES VIDES FAIBLE ENTRE AGREGATS. AGREGATS A
 PORES NOMBREUX. FINS ET MOYENS. TUBULAIRES. FRIABLE. NON
 FRAGILE. NOMBREUSES RACINES. FINES ET MOYENNES. PÉNÉTRANT LES
 AGREGATS. TRANSITION NETTE. ONDULÉE.

- HORIZON/HRZ 2/DE 10 A 30CM/UN B2//
 FICHE 1067. LÉGEREMENT HUMIDE. 10YR. 2/.2HUMIDE. 7,5YR-.5/-.
 2SEC. A MATIÈRE ORGANIQUE DIRECTEMENT DÉCELABLE. SANS
 ÉLÉMENTS GROSSIERS. TEXTURE ARGILO-LIMONEUSE. STRUCTURE
 FRAGMENTAIRE. TRÈS NETTE. POLYÉDRIQUE. MOYENNE. VOLUME DES
 VIDES IMPORTANT ENTRE AGREGATS. AGREGATS A PORES PEU
 NOMBREUX. FINS ET MOYENS. TUBULAIRES. FRIABLE. PEU FRAGILE.
 NOMBREUSES RACINES. FINES ET MOYENNES. PÉNÉTRANT LES
 AGREGATS. TRANSITION DISTINCTE. ONDULÉE.

- HORIZON/HRZ 3/DE 30 A 57CM/UN A,2//
 FICHE 1067. LÉGEREMENT HUMIDE. 10YR. 6/.2HUMIDE. 7,5YR-.7/-.
 2SEC. ÉLÉMENTS CARBONATES. EN NODULES. ÉLÉMENTS
 FERRO-MANGANÉSIFÈRES. DE FORME NODULAIRE. ET EN TACHES
 FERRUGINEUSES. SANS ÉLÉMENTS GROSSIERS. TEXTURE
 LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE. NETTE. POLYÉDRIQUE.
 MOYENNE ET GROSSIÈRE. A SUR. STRUCTURE PRISMATIQUE. MOYENNE-.
 VOLUME DES VIDES IMPORTANT ENTRE AGREGATS. AGREGATS A PORES
 PEU NOMBREUX. FINS ET MOYENS. TUBULAIRES. REVÈTEMENTS
 ARGILEUX. ASSOCIÉS A DES VIDES. FRIABLE. NON FRAGILE. RACINES.
 FINES ET MOYENNES. PÉNÉTRANT LES AGREGATS. TRANSITION NETTE.
 RÉGULIÈRE.

- HORIZON/HRZ 4/DE 57 A 87CM/UN B,21 JCA//
 FICHE 1067. LÉGEREMENT HUMIDE. 10YR. 3/.2HUMIDE. 5YR-.5/- .3SEC.
 ÉLÉMENTS CARBONATES. EN NODULES. ÉLÉMENTS
 FERRO-MANGANÉSIFÈRES. DE FORME NODULAIRE. SANS ÉLÉMENTS
 GROSSIERS. TEXTURE ARGILO-LIMONEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
 TRÈS NETTE. POLYÉDRIQUE. GROSSIÈRE. A SUR. STRUCTURE
 PRISMATIQUE. MOYENNE-. VOLUME DES VIDES IMPORTANT ENTRE
 AGREGATS. AGREGATS A PORES PEU NOMBREUX. FINS ET MOYENS.
 TUBULAIRES. REVÈTEMENTS ARGILEUX. SUR AGREGATS. PEU FRIABLE.
 NON FRAGILE. RACINES. FINES ET MOYENNES. PÉNÉTRANT LES
 AGREGATS. TRANSITION DISTINCTE. RÉGULIÈRE.

PROFIL/NO 1067/NUMERO BSN012

- HORIZON/HRZ 5/DE 87 A 120CM/UN B,22 TCA//
FICHE 1067.LEGEREMENT HUMIDE.7,5YR.4/.4HUMIDE.5YR-.6/-.
3SEC.ELEMENTS CARBONATES.EN NODULES.ELEMENTS
FERRO-MANGANESIFERES.DE FORME NODULAIRE.SANS ELEMENTS
GROSSIERS.TEXTURE ARGILO-LIMONEUSE.STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
TRES NETTE.PRISMATIQUE.GROSSIERE.A SOUS.STRUCTURE
POLYEDRIQUE.GROSSIERE-.VOLUME DES VIDES IMPORTANT ENTRE
AGREGATS.AGREGATS A PORES PEU NOMBREUX.FINS ET MOYENS.
TUBULAIRES.REVETEMENTS ORGANO-ARGILEUX.ASSOCIES A DES
VIDES.PEU FRIABLE.NON FRAGILE.QUELQUES RACINES.FINES ET
MOYENNES.PENETRANT LES AGREGATS.TRANSITION GRADUELLE.
REGULIERE.
- HORIZON/HRZ 6/DE 120 A 150CM/UN B,3//
FICHE 1067.LEGEREMENT HUMIDE.7,5YR.4/.6HUMIDE.5YR-.7/-.
3SEC.ELEMENTS CARBONATES.EN NODULES.ELEMENTS
FERRO-MANGANESIFERES.DE FORME NODULAIRE.SANS ELEMENTS
GROSSIERS.TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE.STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
TRES NETTE.PRISMATIQUE.GROSSIERE.A SOUS.STRUCTURE
POLYEDRIQUE.GROSSIERE-.AGREGATS A PORES PEU NOMBREUX.FINS
ET MOYENS.REVETEMENTS ORGANO-ARGILEUX.ASSOCIES A DES VIDES.
PEU FRIABLE.PEU FRAGILE.

PROFIL/NO 1068/NUMERO BSM034/M. MORRAS/FICHE
 1068. ORSTOM. 1975. BRUNIZEM. 29DFG S. 15MIN S. 60DFG W. 45MIN W.
 RELIEF POSITIF ETENDU. PROBABLEMENT RESIDUEL. DANS LA ZONE
 BASSE/

-
 PLAINE ALLUVIALE.
 ROCHE SEDIMENTAIRE MEURLE. LIMON.
 FORMATION HERBACEE ET LIGNEUSE BASSE. RECOUVREMENT GLOBAL
 75-90PC.
 DOSSIER 4.

- HORIZON/HRZ 1/DE 0 A 9CM/UN A1//

FICHE 1068. LEGEREMENT HUMIDE. 10YR. 2/.1 HUMIDE. 7,5YR-.5/-.
 1SEC. A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE. SANS
 ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE LIMONEUSE. STRUCTURE
 FRAGMENTAIRE. NETTE. POLYEDRIQUE SURANGULEUSE. GROSSIERE.
 VOLUME DES VIDES FAIBLE ENTRE AGREGATS. POREUX. FRIABLE.
 FRAGILE. RACINES. FINES. PENETRANT LES AGREGATS. TRANSITION
 NETTE. REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 2/DE 9 A 11CM/UN A2//

FICHE 1068. LEGEREMENT HUMIDE. 10YR. 4/.2 HUMIDE. 7,5YR-.7/-.
 1SEC. A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE. SANS
 ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE LIMONEUSE. STRUCTURE
 FRAGMENTAIRE. NETTE. POLYEDRIQUE SURANGULEUSE. MOYENNE.
 AGREGATS A PORES NOMBREUX. FINS ET MOYENS. TUBULAIRES.
 FRIABLE. TRES FRAGILE. RACINES. FINES. PENETRANT LES AGREGATS.
 TRANSITION NETTE. REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 3/DE 11 A 32CM/UN B21 T//

FICHE 1068. LEGEREMENT HUMIDE. 10YR. 2/.2 HUMIDE. 7,5YR-.5/-.
 2SEC. A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE. MOINS DE
 2PC. ELEMENTS CARBONATES. EN NODULES. ELEMENTS
 FERRO-MANGANESIFERES. DE FORME NODULAIRE. SANS ELEMENTS
 GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
 TRES NETTE. POLYEDRIQUE. MOYENNE. A SUR. STRUCTURE PRISMATIQUE.
 MOYENNE-. VOLUME DES VIDES IMPORTANT ENTRE AGREGATS. PEU
 POREUX. MINCES. PEU FRIABLE. NON FRAGILE. RACINES. FINES.
 PENETRANT LES AGREGATS. TRANSITION DISTINCTE. REGULIERE.
 REVETEMENTS ARGILO-FERRUGINEUX.

- HORIZON/HRZ 4/DE 32 A 84CM/UN B22 TCA//

FICHE 1068. LEGEREMENT HUMIDE. 7,5YR. 4/.3 HUMIDE. 7,5YR-.6/-.
 2SEC. DE 2 A 15PC. ELEMENTS CARBONATES. EN NODULES. ELEMENTS
 FERRO-MANGANESIFERES. DE FORME NODULAIRE. ET EN TACHES
 FERRUGINEUSES. SANS ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE
 LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE. TRES NETTE.
 POLYEDRIQUE. MOYENNE. A SUR. STRUCTURE PRISMATIQUE. GROSSIERE-.
 VOLUME DES VIDES IMPORTANT ENTRE AGREGATS. PEU POREUX.
 REVETEMENTS ARGILEUX. MINCES. PEU FRIABLE. NON FRAGILE.
 QUELQUES RACINES. FINES ET MOYENNES. PENETRANT LES AGREGATS.
 TRANSITION DISTINCTE. REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 5/DE 84 A 125CM/UN B3 TG//

FICHE 1068. LEGEREMENT HUMIDE. 7,5YR. 4/.4 HUMIDE. 5YR-.6/-.
 3SEC. TACHES. PEU ETENDUES. 2,5GY*=4/* .1*. ASSOCIEES AUX VIDES.
 IRREGULIERES. MOINS DE 2PC. ELEMENTS CARBONATES. EN NODULES.
 ELEMENTS FERRO-MANGANESIFERES. DE FORME NODULAIRE. SANS
 ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE ARGILO-LIMONEUSE. STRUCTURE
 FRAGMENTAIRE. TRES NETTE. POLYEDRIQUE. GROSSIERE. A SUR.
 STRUCTURE PRISMATIQUE. GROSSIERE-. VOLUME DES VIDES IMPORTANT
 ENTRE AGREGATS. PEU POREUX. FACES LUISANTES. PEU FRIABLE. NON
 FRAGILE. PENETRANT LES AGREGATS.

PROFIL/NO 1069/NUMERO BSN009/M. MORRAS/FICHE
 1069. ORSTOM. 1975. SAL A ALCALI LESSIVE. 29 DEG S. 15 MIN S. 60 DEG
 W. 30 MIN W. ZONE BASSE. A PROXIMITE DU SYSTEME
 GOLONPINAS-CALC-ANCI. LAC ISORTI/

-
 PLAINE D'EPANDAGE DE DEROULEMENT.
 ROCHE SEDIMENTAIRE MEUBLE. LIMON.
 SUBMERSION TEMPORAIRE. ENGORGEMENT PERMANENT. PAR NAPPE
 PHREATIQUE. NIVEAU A +1M.
 FORMATION HERBACEE. RECOURVEMENT GLOBAL 90-100PC. SAVANE.
 DOSSIER 4.

- HORIZON/HRZ 1/DE 0 A 12CM/UN A1//
 FICHE 1069. LEGEREMENT HUMIDE. 7,5YR. 2/. 1 HUMIDE. 10YR-.4/-.
 1 SEC. A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE. SANS
 ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE LIMONEUSE. STRUCTURE
 FRAGMENTAIRE. NETTE. POLYEDRIQUE. GROSSIERE. AGREGATS A PORES
 TRES NOMBREUX. FINS ET MOYENS. TUBULAIRES. FRIABLE. PEU
 FRAGILE. RACINES. FINES ET MOYENNES. PENETRANT LES AGREGATS.
 TRANSITION NETTE. REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 2/DE 12 A 43CM/UN B2 T//
 FICHE 1069. LEGEREMENT HUMIDE. 10YR. 2/. 2 HUMIDE. 7,5YR-.4/-.
 2 SEC. A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE. ELEMENTS
 FERRO-MANGANESIFERES. DE FORME NODULAIRE. SANS ELEMENTS
 GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
 TRES NETTE. POLYEDRIQUE. FINE. A SUR. STRUCTURE PRISMATIQUE.
 FINE-. VOLUME DES VIDES IMPORTANT ENTRE AGREGATS. AGREGATS A
 PORES TRES NOMBREUX. FINS ET MOYENS. TUBULAIRES. REVETEMENTS
 ARGILEUX. ASSOCIES A DES VIDES. FRIABLE. NON FRAGILE.
 NOMBREUSES RACINES. FINES ET MOYENNES. PENETRANT LES
 AGREGATS. TRANSITION DISTINCTE. ONDULEE.

- HORIZON/HRZ 3/DE 43 A 71CM/UN A02//
 FICHE 1069. HUMIDE. 10YR. 4/. 2 HUMIDE. 10YR-.8/- . 1 SEC. TACHES. PEU
 ETENDUES. 10YR*.3/* . 1*. IRREGULIERES. CONTRASTEES. A MATIERE
 ORGANIQUE NON DIRECTEMENT DECELABLE. ELEMENTS
 FERRO-MANGANESIFERES. EN TACHES FERRUGINEUSES. SANS ELEMENTS
 GROSSIERS. TEXTURE LIMONEUSE. A LIMONO-ARGILEUSE=STRUCTURE
 FRAGMENTAIRE. NETTE. POLYEDRIQUE. MOYENNE ET GROSSIERE. A SUR.
 STRUCTURE PRISMATIQUE. MOYENNE-. ASSOCIEE. A UNE STRUCTURE
 POLYEDRIQUE SUBANGULEUSE. AGREGATS A PORES TRES NOMBREUX.
 FINS ET MOYENS. TUBULAIRES. FRIABLE. FRAGILE. RACINES. FINES ET
 MOYENNES. PENETRANT LES AGREGATS. TRANSITION DISTINCTE.
 ONDULEE.

- HORIZON/HRZ 4/DE 71 A 108CM/UN B02//
 FICHE 1069. TRES HUMIDE. 10YR. 3/. 1 HUMIDE. 10YR-.6/- . 1 SEC. A
 MATIERE ORGANIQUE NON DIRECTEMENT DECELABLE. ELEMENTS
 FERRO-MANGANESIFERES. DE FORME NODULAIRE. SANS ELEMENTS
 GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-ARGILEUSE. STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
 NETTE. POLYEDRIQUE. GROSSIERE. A SUR. STRUCTURE PRISMATIQUE.
 GROSSIERE-. ASSOCIEE. A UNE STRUCTURE POLYEDRIQUE
 SUBANGULEUSE. AGREGATS A PORES NOMBREUX. FINS ET MOYENS.
 TUBULAIRES. FRIABLE. PEU FRAGILE. RACINES. FINES ET MOYENNES.

PROFIL/NO 1070/ANNEE 1975/RSN010/M. MORRAS/FICHE
 1070. ORSTOM. 1975. SOL PEU EVOLUE D'APPORT. 24 DEG S. 15 MIN
 S. 60 DEG W. 30 MIN W. SYSTEME SOLOCHROMES-CALCHAQUI. LAC
 ISOATTI/

-
 BOURPELET ALLUVIAL.
 ROCHE SEDIMENTAIRE MEURLE. LIMON.
 FORMATION HERBACEE ET LIGNEUSE BASSE. RECOUVREMENT GLOBAL
 90-100%.
 DOSSIER 4.

- HORIZON/HRZ 1/DE 0 A 22CM/UN A1//
 FICHE 1070. LEGEREMENT HUMIDE. 7,5YR. 3/.4 HUMIDE. 10YR-.4/-.
 3SEC. A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE. ELEMENTS
 FERRUGINEUX. DE FORME DIFFUSE. SANS ELEMENTS GROSSIERS.
 TEXTURE LIMONO-SABLEUSE. A SABLE FIN. STRUCTURE FRAGMENTAIRE.
 NETTE. POLYEDRIQUE. MOYENNE ET GROSSIERE. A SOUS. STRUCTURE
 LAMELLAIRE. FINE-. AGREGATS A PORES TRES NOMBREUX. MOYENS ET
 LARGES. TUBULAIRES. TRES FRIABLE. FRAGILE. RACINES. MOYENNES.
 PENETRANT LES AGREGATS. TRANSITION TRES NETTE. REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 2/DE 22 A 50CM/UN II//
 FICHE 1070. LEGEREMENT HUMIDE. 10YR. 3/.3 HUMIDE. 7,5YR-.5/-.
 2SEC. ELEMENTS FERRUGINEUX. EN TACHES FERRUGINEUSES. SANS
 ELEMENTS GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-ARGILO-SABLEUSE. A SABLE
 FIN. STRUCTURE FRAGMENTAIRE. NETTE. POLYEDRIQUE. GROSSIERE.
 AGREGATS A PORES TRES NOMBREUX. MOYENS ET LARGES. TUBULAIRES.
 FRIABLE. FRAGILE. QUELQUES RACINES. MOYENNES. PENETRANT LES
 AGREGATS. TRANSITION TRES NETTE. REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 3/DE 50 A 75CM/UN III//
 FICHE 1070. LEGEREMENT HUMIDE. 7,5YR. 4/.4 HUMIDE. 7,5YR-.6/-.
 3SEC. ELEMENTS FERRUGINEUX. DE FORME DIFFUSE. SANS ELEMENTS
 GROSSIERS. TEXTURE LIMONO-SABLEUSE. A SABLE FIN. STRUCTURE
 FRAGMENTAIRE. NETTE. POLYEDRIQUE SUBANGULEUSE. MOYENNE ET
 GROSSIERE. POREUX. FRIABLE. FRAGILE. QUELQUES RACINES. MOYENNES.
 PENETRANT LES AGREGATS.

PROFIL/NO 1071/NUMERO RSNO13/M. MORRAS/FICHE
 1071.OPSTOM.1975.SOL A ALCALI LESSIVE.29DEG S.10MIN S.60DEG
 W.15MIN W. DORSALE ORIENTALE/

PLAINE ALLUVIALE.
 ROCHE SEDIMENTAIRE REUELE.LIMON.
 FORMATION HERBACEE ET LIGNEUSE HAUTE ET BASSE.
 PRODUCTION DE BOIS.GROS DETAIL.
 DOSSIER 4.

- HORIZON/HRZ 1/DE 0 A 7CM/UN A1//

FICHE 1071.LEGEREMENT HUMIDE.10YR.2/.2HUMIDE.7,5YR-.6/-.
 2SEC.A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE.ELEMENTS
 FERRUGINEUX.EN TACHES FERRUGINEUSFS.SANS ELEMENTS
 GROSSIERS.TEXTURE LIMONEUSE.STRUCTURE FRAGMENTAIRE.NETTE.
 POLYEDRIQUE.GROSSIERE.AGREGATS A PORES PEU NOMBREUX.
 TUBULAIRES.FRIABLE.TRES FRAGILE.QUELQUES RACINES.FINES ET
 MOYENNES.PENFTRANT LES AGREGATS.TRANSITION NETTE.ONDULEE.

- HORIZON/HRZ 2/DE 7 A 21CM/UN B2//

FICHE 1071.LEGEREMENT HUMIDE.10YR.2/.1HUMIDE.10YR-.4/-.
 1SEC.A MATIERE ORGANIQUE DIRECTEMENT DECELABLE.SANS
 ELEMENTS GROSSIERS.TEXTURE ARGILO-LIMONEUSE.STRUCTURE
 FRAGMENTAIRE.TRES NETTE.POLYEDRIQUE.FINE.A SUR.STRUCTURE
 PRISMATIQUE.MOYENNE-.VOLUME DES VIDES IMPORTANT ENTRE
 AGREGATS.PEU POREUX.REVETEMENTS ARGILEUX.ASSOCIES A DES
 VIDES.FRIABLE.NON FRAGILE.QUELQUES RACINES.FINES ET
 MOYENNES.TRANSITION NETTE.REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 3/DE 21 A 27CM/UN A,2//

FICHE 1071.LEGEREMENT HUMIDE.10YR.4/.3HUMIDE.7,5YR-.6/-.
 2SEC.TACHES.PEU ETENDUES.10YR*.5/*.*.SANS RELATIONS
 VISIPLES AVEC LES AUTRES CARACTERFS.A LIMITES PEU NETTES.
 PEU CONTRASTES.FAIBLE EFFERVESCENCE.MOINS DE 2PC.ELEMENTS
 CARBONATES.EN NODULES.ELEMENTS FERRO-MANGANESIFERES.DE
 FORME NODULAIRE.SANS ELEMENTS GROSSIERS.TEXTURE
 LIMONO-ARGILEUSE.STRUCTURE FRAGMENTAIRE.NETTE.POLYEDRIQUE.
 MOYENNE ET FINE.PEU POREUX.REVETEMENTS ARGILEUX.ASSOCIES A
 DES VIDES.FRIABLE.NON FRAGILE.TRANSITION NETTE.REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 4/DE 27 A 63CM/UN B,2 TCA//

FICHE 1071.LEGEREMENT HUMIDE.10YR.3/.3HUMIDE.10YR-.6/-.
 1SEC.EFFERVESCENCE.DE 2 A 15PC.ELEMENTS CARBONATES.EN
 NODULES.ELEMENTS FERRO-MANGANESIFFRES.DE FORME NODULAIRE.
 SANS ELEMENTS GROSSIERS.TEXTURE ARGILO-LIMONEUSE.STRUCTURE
 FRAGMENTAIRE.TRES NETTE.POLYEDRIQUE.MOYENNE ET FINE.A SUR.
 STRUCTURE PRISMATIQUE.GROSSIERE-.AGREGATS A PORES PEU
 NOMBREUX.FINS.TUBULAIRES.REVETEMENTS ARGILEUX.ASSOCIES A
 DES VIDES.PEU FRIABLE.PEU FRAGILE.TRANSITION DISTINCTE.
 REGULIERE.

- HORIZON/HRZ 5/DE 63 A 106CM/UN R,3 CA//

FICHE 1071.LEGEREMENT HUMIDE.7,5YR.4/.4HUMIDE.7,5YR-.7/-.
 3SEC.EFFERVESCENCE.MOINS DE 2PC.ELEMENTS CARBONATES.EN
 NODULFS.ELEMENTS FERRO-MANGANESIFERES.DE FORME NODULAIRE.ET
 EN TACHES FERRUGINEUSFS.SANS ELEMENTS GROSSIERS.TEXTURE
 ARGILO-LIMONEUSE.STRUCTURE FRAGMENTAIRE.NETTE.POLYEDRIQUE.
 MOYENNE.A SUR.STRUCTURE PRISMATIQUE.GROSSIERE-.REVETEMENTS
 ARGILEUX.ASSOCIES A DES VIDES.PEU FRIABLE.NON FRAGILE.