

La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation.
Études sur les argiles du trias
Jacques Lucas

Citer ce document / Cite this document :

Lucas Jacques. La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Strasbourg : Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, 1962. pp. 1-202. (Mémoires du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, 23);

https://www.persee.fr/doc/sgeol_0080-9020_1962_mon_23_1

Fichier pdf généré le 14/06/2018

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

MÉMOIRES
DU
SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE
D'ALSACE ET DE LORRAINE

N° 23

**LA TRANSFORMATION
DES MINÉRAUX ARGILEUX
DANS LA SÉDIMENTATION
ÉTUDES SUR LES ARGILES DU TRIAS**

PAR

J. LUCAS
INGÉNIEUR GÉOLOGUE E.N.S.G.
DOCTEUR ÈS-SCIENCES

1962

SOMMAIRE

Avant-propos	v
Introduction	1
<i>Première Partie.</i> — LES MINÉRAUX ARGILEUX SIMPLES ET INTERSTRATIFIÉS : DÉFINITION ET DÉTERMINATION PRATIQUE	3
Chapitre I. — Les minéraux argileux simples	5
Chapitre II. — Les minéraux argileux interstratifiés	25
Chapitre III. — Quelques exemples d'assemblages argileux au Trias	39
<i>Deuxième Partie.</i> — LES FAITS : ÉTUDE DES ARGILES DU TRIAS DE FRANCE, DU MAROC ET D'ESPAGNE	59
Chapitre IV. — Étude des argiles du Trias de France	61
Chapitre V. — Étude des argiles du Permo-Trias du Maroc	85
Chapitre VI. — Étude des argiles du Trias d'Espagne	115
<i>Troisième Partie.</i> — INTERPRÉTATIONS : LES TRANSFORMATIONS DES MINÉRAUX ARGILEUX DANS L'HYDROSPHÈRE	125
Chapitre VII. — Vue d'ensemble sur la sédimentation argileuse au Trias	127
Chapitre VIII. — Genèse des minéraux argileux du Trias : transformation et néoformation des minéraux argileux	141
Chapitre IX. — Géochimie des minéraux argileux dans l'hydrosphère	153
Bibliographie	167
Planches hors-texte	177
Table des illustrations	193
Table des tableaux	195
Table des matières	201

AVANT-PROPOS

Lorsqu'en 1948, je commençais mes études de Géologie à Nancy, je ne me doutais pas que j'entreprendrais des recherches sur la géologie des argiles. Entré à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière, dirigée avec autorité par M. le Professeur M. ROUBAULT, je devais en sortir ingénieur. Cependant, M. M. ROUBAULT a toujours tenu à ce que les études d'ingénieur soient couplées, à Nancy, avec l'acquisition de la licence ès-Sciences à la Faculté. Grâce à ce soin, aussi bien qu'à la maîtrise de son enseignement et à celle de ses collaborateurs, je me suis trouvé bénéficiaire d'une double formation. De plus, le hasard d'un emploi vacant au laboratoire de M. G. MILLOT, avec qui je me liai rapidement d'amitié, me donna l'occasion de m'initier à la recherche scientifique. En 1949, M. G. MILLOT terminait son remarquable travail sur les relations entre la composition et la genèse des roches sédimentaires argileuses, et je bénéficiais, dans un laboratoire utilisant des méthodes modernes de traitement et d'analyse des argiles aux rayons X, d'un apprentissage exceptionnel, tant par la qualité des travaux qui s'y élaboraient, que par l'ambiance studieuse et amicale qui y régnait. Parallèlement à cet apprentissage, je suivais les enseignements de la Faculté et de l'Ecole, acquérant ainsi une culture générale géologique, minéralogique et physico-chimique qui m'est aujourd'hui si précieuse et sans laquelle toute spécialisation hâtive est dangereuse.

C'est donc en qualité de « spécialiste » des argiles que je partais, en 1951, au Service Géologique du Maroc pour y monter un laboratoire d'étude des minéraux argileux. Ce laboratoire était rattaché à la Section d'Études des Gîtes Minéraux, dirigée par M. J. AGARD. Tout de suite, je fus pris par l'atmosphère amicale et par la bonne entente qui régnaient dans cette Section, et bien que l'ayant quittée depuis bientôt cinq ans, j'en garde le souvenir d'une des meilleures périodes de ma vie. Je dois beaucoup à tous mes collègues de ce service, et en particulier à M. J. AGARD qui a su me donner toutes les facilités nécessaires à l'installation du laboratoire et à M. M. F. PERMINGEAT et P. MORIN qui ont beaucoup aidé de leurs conseils le géologue débutant que j'étais.

Au retour de M. A. JEANNETTE, qui s'occupait également du laboratoire des argiles et avec lequel j'ai vécu une heureuse collaboration, j'orientai mon travail vers la minéralogie et la détermination des minéraux des gîtes métalliques, tout en continuant à étudier les argiles. Cette nouvelle orientation me permit de travailler aux côtés du Chanoine G. GAUDEFROY. Il m'est impossible de dire tout ce que je dois à cet homme, aimé de tous, non seulement en raison de la pénétration de son intelligence, mais parce que les années n'ont pas diminué son étonnante jeunesse d'esprit. Il a su m'initier aux méthodes de la minéralogie en me mettant l'œil au bon endroit du goniomètre et en assurant le chalumeau dans ma main. Sans ses soins, constants et discrets, je ne serais probablement pas parvenu à pénétrer le mystère des cristaux et de leurs réseaux. Qu'il trouve ici l'expression de toute ma gratitude.

S'il est malheureusement impossible de citer tous ceux qui m'ont aidé et entouré pendant mon séjour au Maroc, tous mes collègues et chefs de service marocains et français, je les remercie tous. Mais je pense particulièrement à mon ami J. DESTOMBES qui m'offrit quelques unes des coupes qui m'ont permis de démarrer l'étude du Trias au Maroc, et à M. L. ORTELLI et Mme A. MONITON qui ont effectué de nombreuses analyses aux rayons X et thermo-différentielles sur mes échantillons d'argile.

Lorsqu'en 1958, M. le Professeur MILLOT me proposa un poste de Chef de Travaux à l'Université de Strasbourg, je quittai avec regrets le Maroc, mais je retrouvai un laboratoire où chacun est, sans aucune arrière-pensée, au service de tous. Je retrouvai aussi un maître et un ami, qui, en me

confiant la direction du laboratoire de sédimentologie et de géochimie, me donnait en même temps des moyens de travail sans cesse accrus. Sans son aide journalière et son grand savoir, je ne serais pas parvenu au bout de ce travail. C'est donc à lui que vont mes plus vifs remerciements.

Les bons rapports entretenus avec nos voisins minéralogistes, et les conversations que j'ai eues avec MM. S. GOLDSZTAUB et R. WEY, m'ont assuré d'un soutien physico-chimique solide, indispensable au géologue qui veut pénétrer dans les mécanismes intimes de la chimie des sédiments.

Mes collaborateurs de tous les jours, M. WETZSTEIN qui a préparé les échantillons à analyser, M^{me} A. M. BRONNER qui a soigneusement étudié les argiles du Jura, M^{lle} H. PAQUET qui, avec une attention et une gentillesse ininterrompues, après avoir surveillé les analyses de mes échantillons, a discuté, relu, corrigé mon manuscrit, savent l'aide qu'ils m'ont apportée et j'ai plaisir à les en remercier.

Je remercie également mes collègues de l'Industrie du Pétrole, M. G. KULBICKI à la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine et M. B. KUBLER à la Compagnie Française des Pétroles, qui m'ont aidé de l'expérience acquise par l'examen de milliers d'argiles et avec lesquels les échanges de vue ont toujours été fructueux.

De plus, que tous ceux qui m'ont aidé à récolter des échantillons ou qui m'en ont envoyé, M^{lle} C. VIRGILI qui m'a piloté sur le Trias d'Espagne, MM. MAIKOVSKY et J. M. SCHLUND des Mines Domaniales des Potasses d'Alsace et la direction du Bureau de Recherches et de Participation Minières au Maroc qui m'ont autorisé à prélever des échantillons de forages marocains, la Direction de la PRÉPA et M. J. RICOUR du B.R.G.M. qui m'ont fourni l'essentiel des échantillons français, trouvent ici l'expression de ma reconnaissance.

Enfin, je ne saurais clore la liste, fort incomplète déjà, de tous ceux qui m'ont aidé dans la réalisation de ce travail, sans citer mes collègues, J. P. VON ELLER et J. C. GALL, à qui est due la belle présentation de ce livre.

INTRODUCTION

C'est la découverte de « roches argileuses composées essentiellement de chlorite, » (MILLOT, 1954) qui est à l'origine de ce travail. En 1954, de telles roches sédimentaires étaient en effet assez rares pour piquer la curiosité. Par ailleurs, une de ces roches avait été fournie par les couches à gypse du Trias de la région de Demnate (Maroc). Or, peu de choses étaient connues sur les argiles du Trias en général et sur celles du Maroc en particulier. Quelques échantillons furent donc récoltés en divers points du Trias marocain. Leurs analyses ont montré que la chlorite n'était pas un accident particulier à la région de Demnate, mais que « l'extension des niveaux à chlorite dans les argiles du Permo-Trias » était grande (JEANNETTE et LUCAS, 1955).

Dès lors, un problème à double aspect était posé :

— Aspect stratigraphique. — La chlorite était-elle un minéral caractéristique du Trias, comme les quelques analyses déjà faites pouvaient le laisser supposer ? Les autres gisements triasiques, et en particulier ceux de Lorraine, renfermaient-ils aussi de la chlorite ?

— Aspect génétique. — Quelle était l'origine de cette chlorite ? Deux hypothèses pouvaient être faites : la chlorite provenait d'un *héritage* mécanique du continent ; la chlorite était *néoformée* au cours de la sédimentation ou pendant la diagenèse du sédiment.

C'est pour résoudre ce problème que de nombreux prélèvements ont été effectués au Maroc, en France et en Espagne, et que plus de 2 500 échantillons ont été analysés.

Le présent travail expose le résultat de ces analyses et tente d'en dégager une interprétation sur la genèse des argiles. Il se décompose en trois parties :

La première partie décrit les minéraux argileux simples et interstratifiés. Ces derniers étant très abondants dans les sédiments du Trias, il est nécessaire de tenter de les définir au mieux. Une nouvelle nomenclature destinée à mieux exprimer la signification génétique des édifices interstratifiés est proposée et quelques exemples pratiques de détermination sont donnés.

Dans la seconde partie, des argiles, prélevées sur le terrain ou extraites de forages profonds, ont été étudiées dans des séries sédimentaires de France, d'Espagne et du Maroc. Les caractères de la sédimentation triasique dans ces trois pays sont dégagés : dans les sédiments les plus évolués, la chlorite et les interstratifiés bâtis avec des feuilletés de type chlorite sont abondants ; au Maroc, on reconnaît de plus la présence de la sépiolite et de l'attapulgite.

Les interprétations des faits décrits sont tentées dans la troisième partie. La situation de la chlorite au centre des bassins de sédimentation, l'excellent degré de cristallisation de cette chlorite, l'existence des édifices interstratifiés en position intermédiaire conduisent à penser que les minéraux triasiques ne sont ni simplement hérités mécaniquement, ni néoformés de toutes pièces, mais qu'ils sont « transformés » par arrangement et croissance d'un mauvais réseau déjà existant. Les conditions et les mécanismes de ces « transformations », leur rapport avec la néoformation, leur place dans l'évolution des silicates en cours de sédimentation sont discutés.

PREMIÈRE PARTIE

LES MINÉRAUX ARGILEUX SIMPLES ET INTERSTRATIFIÉS :
DÉFINITION ET DÉTERMINATION PRATIQUE

CHAPITRE PREMIER

LES MINÉRAUX ARGILEUX SIMPLES

I. — PREMIÈRE APPROCHE DE LA STRUCTURE DES MINÉRAUX PHYLLITEUX.

1. Les micas.

C'est à des lames de clivage de mica, que MAUGUIN, en 1928, applique la méthode, déjà classique, du cristal tournant et la méthode de LAUE. Il parvient ainsi à une mesure assez précise de l'intervalle des plans (001). Ainsi, pour le phlogopite, il écrit qu'on peut « représenter ces micas comme des empilements de lamelles, dont l'épaisseur est voisine de 1 millionième de millimètre (10 Å). Chaque lamelle résulte de la répétition indéfinie du motif cristallin, par les translations d'un réseau plan ayant pour maille un losange dont les angles sont très voisins de 60° et 120°. Ces lamelles sont toutes identiques entre elles. On passe d'une lamelle à la lamelle sus-jacente par la translation c , inclinée d'environ 100° sur le plan de la lamelle » (p. 136). Pour la muscovite, les feuillet élémentaires conservent l'épaisseur de 10 Å, mais les feuillet pairs et impairs n'étant pas superposables, l'épaisseur de la maille cristalline est de 20 Å.

A ces résultats déjà importants, MAUGUIN en ajoute un autre fondamental : la formule atomique du motif cristallin des micas contient 12 atomes d'oxygène, quelle que soit la formule chimique de ces micas. Ainsi « l'oxygène apparaît dès lors comme formant la trame du cristal, et l'on conçoit que cette trame reste constante pour tous les termes du groupe des micas (p. 329)... ». Si ces micas sont « si variés dans leur composition chimique, c'est que les atomes électropositifs les plus divers peuvent se distribuer dans les espaces libres entre les atomes d'oxygène, sans modifier cette infrastructure (p. 331) ».

PAULING (1930) utilisa ces résultats et les structures, déjà connues, de la gibbsite, de la brucite, de la tridymite- β et de la cristobalite- β , pour proposer un schéma structural général des micas. Il put montrer que les micas avaient une structure phylliteuse et que chaque feuillet était formé d'une couche d'octaèdres Al-O et de deux couches de tétraèdres Si-O. Le feuillet octaédrique est lui-même constitué de deux couches d'atomes d'oxygène, formant la base des tétraèdres, et de groupes oxhydriels, disposés en assemblage compact. Dans les trous laissés entre 6 oxygènes voisins, un atome d'aluminium vient se loger, en position hexacoordonnée. Le feuillet tétraédrique est formé par un réseau bidimensionnel de tétraèdres d'oxygène, tous ces tétraèdres ayant leur base dans un même plan et leur pointe dans une même direction. Les centres des tétraèdres sont occupés par des atomes de silicium, ou par des atomes d'aluminium, en position tétracoordonnée.

Peu de temps après, JACKSON et WEST (1931, 1933), complètent l'étude structurale de la muscovite, confirment les résultats acquis par MAUGUIN et PAULING, précisent les paramètres de la cellule-unité et déterminent le groupe spatial. Ils décrivent et dessinent avec soin la structure de la muscovite, introduisant ainsi, il y a 30 ans, la figure à laquelle nous ont habitués les traités modernes de minéralogie des argiles : celle de feuillet Te-Oc-Te reliés entre eux par des ions K^+ .

2. La chlorite.

C'est encore MAUGUIN (1928, 1930), qui détermine le premier « la maille cristalline » des chlorites. Il trouve une cellule-unité monoclinique dont les feuillets élémentaires ont une épaisseur de 14 Å. Il constate, en outre, que, comme dans le cas des micas, la quantité d'oxygène présente dans une cellule-unité est constante : le motif cristallin d'un feuillet élémentaire contient 18 atomes d'oxygène. Jusqu'alors le groupe des chlorites, connu uniquement par les analyses chimiques, était extrêmement complexe (ORCEL, 1927) et paraissait assez hétérogène. Les découvertes structurales de MAUGUIN donnent une unité à ce groupe, puisque seuls varient en nombre et en qualité les ions électropositifs, à l'intérieur d'une armature commune.

En se basant sur la composition chimique et sur les paramètres de la cellule-unité, PAULING (1930) présente une structure formée de feuillets élémentaires, semblables à ceux du mica, comprenant une couche octaédrique entre deux couches tétraédriques. Ces feuillets sont reliés entre eux par une couche de brucite, $Mg(OH)_2$. L'épaisseur totale de l'ensemble est de 14 Å.

MAC MURCHY (1934) confirme les résultats de PAULING, donne à la cellule-unité une épaisseur de 28 Å environ, c'est-à-dire de 2 feuillets élémentaires, et détermine le mode d'empilement des feuillets. Chaque unité mica présente par rapport à ses voisins un décalage correspondant à $a/3$.

3. La montmorillonite.

En 1933, HOFFMANN, ENDELL et WILM établissent que la structure du feuillet de montmorillonite est identique à celle du feuillet de pyrophyllite telle que PAULING (1930) l'avait imaginée. Cette structure de la pyrophyllite, d'ailleurs confirmée par GRUNER (1934), est formée d'une couche d'aluminium en position octaédrique, entre deux couches de silicium en position tétraédrique. Les deux feuillets de la montmorillonite, électriquement neutres comme ceux de la pyrophyllite, sont plus espacés, et l'épaisseur de la cellule-unité est de 14 Å.

Par ailleurs, ces auteurs constatent que cet espacement de 14 Å n'est pas constant : il varie avec l'état d'hydratation du minéral. Lorsque le minéral est chauffé à haute température, son diagramme de R. X. devient semblable à celui de la pyrophyllite.

Cette représentation de la montmorillonite, si voisine de la pyrophyllite, a été complétée par MARSHALL (1935), puis par HENDRICKS (1942). MARSHALL confirme la structure Te - Oc - Te de la montmorillonite, mais constate que des substitutions d'ions existent dans les feuillets. Ainsi, l'aluminium des octaédres est en partie remplacé par du magnésium dans la montmorillonite proprement dite, et totalement remplacé par du fer dans les nontronites; de son côté, le silicium des tétraédres est en partie remplacé par de l'aluminium dans la beidellite. Ces remplacements provoquent un déséquilibre des feuillets qui ne sont plus électriquement neutres; des charges négatives sont créées. Ces charges sont compensées par des ions positifs. Ainsi MARSHALL distingue 4 types d'ions mono- ou bivalents dans les montmorillonites :

- ceux qui remplacent Al, principalement Mg;
- ceux qui équilibrent en partie les charges négatives créées, et qui sont logés dans le feuillet : Mg, K, Na et Ca;
- ceux qui contribuent aussi à équilibrer la balance des charges et qui, situés entre les feuillets, sont échangeables; ces ions sont associés à des molécules d'eau;
- ceux enfin qui entourent les particules.

HENDRICKS estime que le pouvoir d'échange de base de la montmorillonite est déterminé par deux facteurs maintenant la neutralité électrique des feuillets :

- la compensation interne qui ne laisse qu'un tiers de charge négative pour 12 ions oxygène;
- la compensation de ce tiers de charge par des cations extérieurs au feuillet et échangeables.

En conclusion, on peut représenter la montmorillonite comme une succession de feuillets Te - Oc - Te, séparés les uns des autres par un espace interfoliaire dans lequel sont situés des cations échangeables, associés à des molécules d'eau.

4. La vermiculite.

GRUNER établit, en 1934, la structure de la vermiculite, affirmant ainsi que ce minéral forme bien un groupe minéralogique distinct, ce dont beaucoup de minéralogistes doutaient. En posant comme hypothèse que les vermiculites sont certainement composées de feuillets dont la structure

est semblable à celle des feuillets de mica, il peut indexer toutes les réflexions apparaissant sur les films de rayons X. Ceci confirme son hypothèse. Par ailleurs, il constate qu'après chauffage à 750° de la vermiculite, le diagramme obtenu est tout à fait semblable à celui du talc. GRUNER définit donc la vermiculite comme un minéral formé par l'empilement de feuillets de type mica, Te - Oc - Te, neutres comme dans le talc, liés les uns aux autres par 8 molécules d'eau par cellule-unité. Dans cet empilement, chaque feuillet est décalé par rapport au précédent d'un vecteur égal à $1/3 a_0$ et parallèle à l'axe a .

HENDRICKS et JEFFERSON (1938) confirment la structure Te - Oc - Te du feuillet de vermiculite, en précisant la valeur des paramètres de la cellule-unité. De plus, ils décrivent, outre le décalage dans la direction a décrite par GRUNER, un décalage désordonné dans la direction b .

5. La kaolinite.

GRUNER, en 1932, reprend une hypothèse que PAULING avait formulée à propos de la structure de la kaolinite, dans son article sur les chlorites (1930). Etudiant en détail les diagrammes de poudre obtenus sur deux échantillons de kaolin, il en déduit que les tétraèdres de silice sont assemblés en plans hexagonaux, comme dans les micas. Une seule couche d'octaèdres d'aluminium leur est accolée, les deux couches formant à elles deux un feuillet électriquement neutre, dont l'épaisseur est de 7 Å environ. L'étude des diverses possibilités offertes par les groupes de symétrie, en regard des raies de diffraction obtenues, montre que la seule possibilité d'organisation est que tous les tétraèdres aient leur pointe dans le même sens, dirigée vers la couche octaédrique. Le feuillet de kaolinite ne contient donc que deux couches, Te - Oc, et non trois couches, Te - Oc - Te, comme dans les micas et les chlorites. Pour GRUNER, la cellule-unité est composée de 2 feuillets, et la structure de la kaolinite est monoclinique.

Cette structure répondant assez bien aux propriétés de la kaolinite fut acceptée jusqu'en 1946. A ce moment, BRINDLEY et ROBINSON, examinant un diagramme de poudre plus détaillé, observent des raies non décrites par GRUNER, qui ne trouvent pas leur place dans une symétrie monoclinique, mais s'accordent parfaitement à la symétrie triclinique. L'assemblage des couches tétraédrique et octaédrique d'écrit par GRUNER est confirmé, et la position des ions Al dans la couche octaédrique, où deux sites sur trois sont occupés, est précisée.

6. Les palygorskites⁽¹⁾.

La structure de ces minéraux est restée longtemps indéterminée, puisque ce n'est qu'en 1937 que LONGCHAMON propose une structure en chaîne de type amphibole pour la sépiolite. En 1938, DE LAPPARENT estime que, malgré l'aspect fibreux de ces minéraux, on peut leur attribuer une structure phylliteuse.

BRADLEY (1940) donne la première interprétation structurale complète de l'attapulгите à partir de l'étude du diagramme de poudre. Ce minéral est formé par l'association de deux couches tétraédriques et d'une couche octaédrique formant un feuillet Te - Oc - Te. Mais ces feuillets ne sont pas, comme dans le cas des minéraux phylliteux vrais, indéfinis. Ils forment des bandes étroites, allongées dans un seul sens; la coupe en travers de ces bandes, plan (001), montre que la couche octaédrique contient 5 positions et qu'elle est flanquée de 2 couches tétraédriques à 4 positions, ce qui correspond à l'association de deux chaînes de type amphibole.

Chaque ruban ainsi formé est lié à 4 voisins par les atomes oxygène, appartenant aux tétraèdres de ses arêtes. Dans les canaux existant entre les rubans se placent des chaînes de molécules d'eau, et des cations échangeables.

En 1955, NAGY et BRADLEY proposent pour la sépiolite une structure voisine de celle de l'attapulгите, mais dans laquelle les rubans, qui contiennent 9 positions octaédriques, sont liés à leurs voisins par une arête de tétraèdre.

BRAUNER et PREISINGER (1956) reprennent l'étude et décrivent une structure beaucoup plus semblable à celle de l'attapulгите. Les rubans Te - Oc - Te sont, comme pour ce minéral, reliés à leurs 4 voisins par les atomes d'oxygène des tétraèdres formant leurs arêtes. La différence avec la sépiolite tient essentiellement dans le nombre de positions octaédriques, qui est ici égal à 8, ce qui correspond à l'association de 3 chaînes de type amphibole.

(1) Le terme « palygorskite » désigne ici une famille de minéraux contenant la sépiolite et l'attapulгите.

En résumé, cette première approche de l'étude des structures conduit aux résultats suivants :
 — tous les minéraux argileux ont une structure formée par l'assemblage de tétraèdres de silice et d'octaèdres d'aluminium;

— parmi les minéraux phylliteux, seule la kaolinite est formée par l'association d'une couche octaédrique et d'une couche tétraédrique; tous les autres, mica, chlorite, montmorillonite et vermiculite sont formés de feuillets Te - Oc - Te (fig. 1); ils ne se distinguent les uns des autres que par la distance qui sépare les deux feuillets voisins et par leur composition chimique;

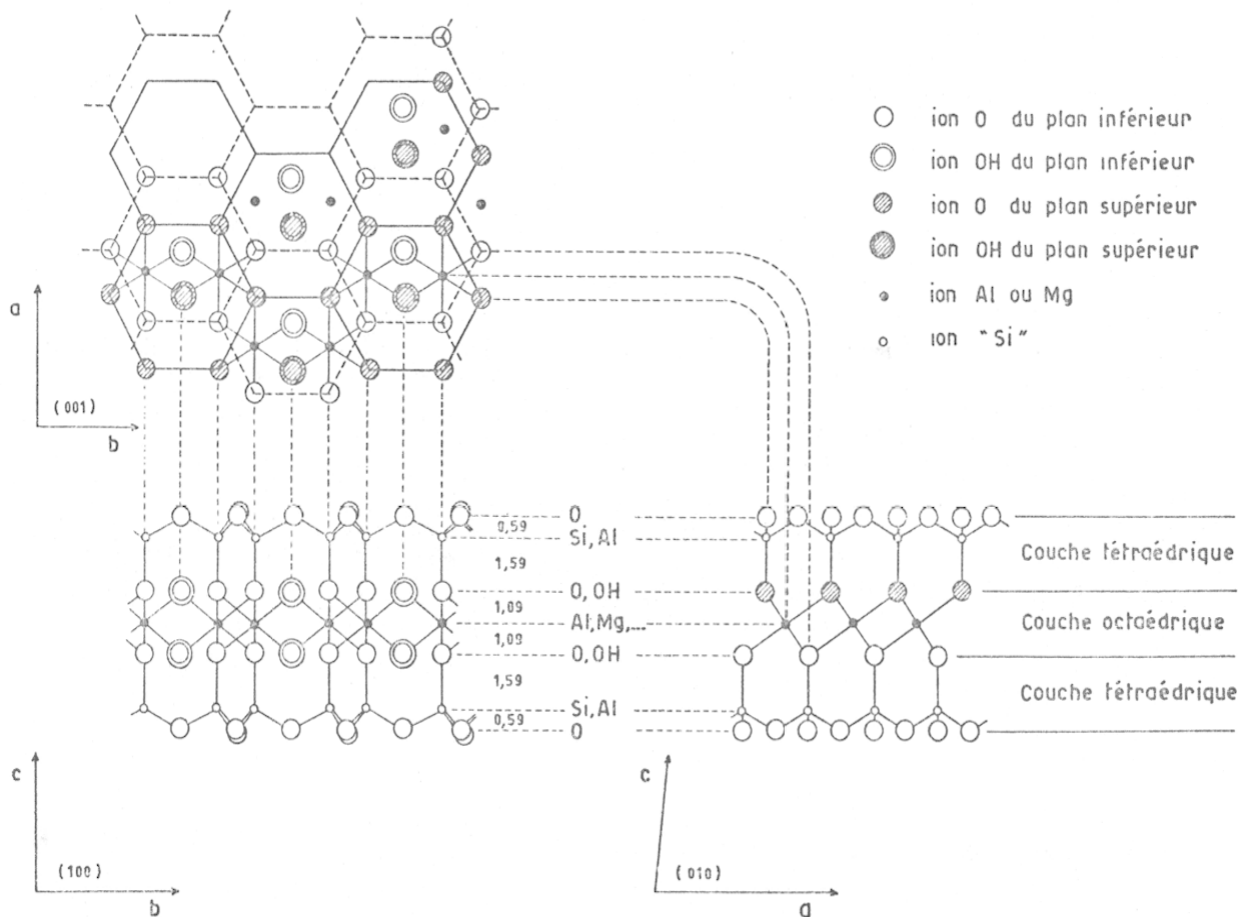


FIG. 1. — Projection d'un feuillet Te - Oc - Te sur les trois plans principaux du réseau.

— la sépiolite et l'attapulgite, minéraux dits « fibreux », sont en réalité bâtis sur le même modèle, mais les feuillets ne sont allongés que dans une seule direction, formant des rubans reliés entre eux par leurs arêtes (fig. 2).

II. — PRÉCISIONS SUR LA STRUCTURE. DÉFORMATIONS DU RÉSEAU.

C'est seulement pendant les dix dernières années que l'étude précise de ces feuillets silicatés Te - Oc - Te ou Te - Oc, fut reprise avec des moyens d'analyse et de calcul modernes.

MATHIESON et WALKER (1954), étudiant la vermiculite, précisent les paramètres et les distances inter-atomiques du feuillet silicaté lui-même. Ils constatent que les chiffres obtenus ne s'accordent pas avec ceux qui sont calculés pour un réseau oxygène hexagonal idéal. Dans un tel réseau, les oxygènes, constituant le plan de base des tétraèdres, sont situés au sommet d'un hexagone, formé par l'interpénétration de deux triangles équilatéraux, égaux, dont le côté représente 4,59 Å. La vermiculite montre l'interpénétration de deux triangles équilatéraux inégaux, dont les côtés valent

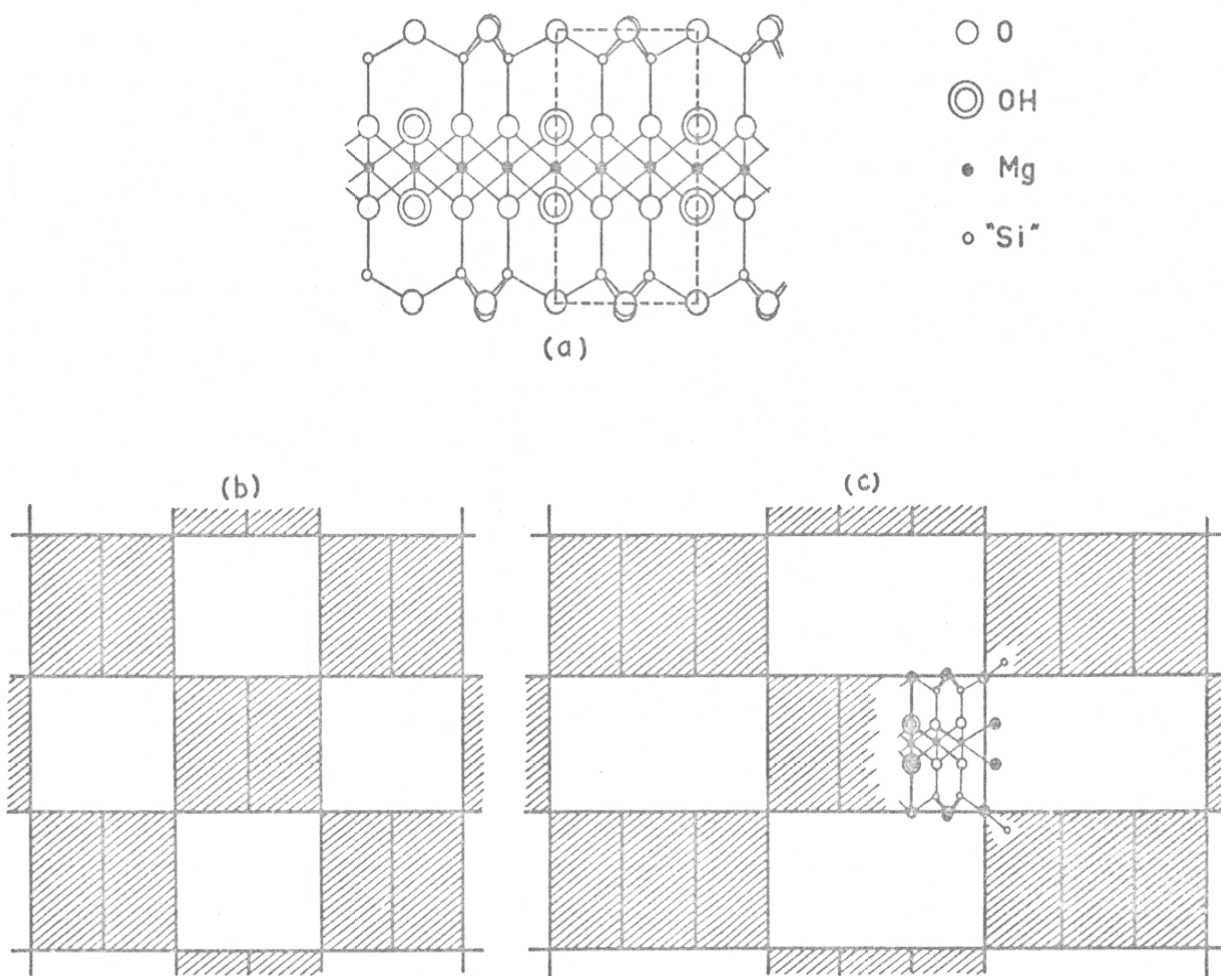


FIG. 2. — Relation entre la structure phylliteuse (a) et la structure de la sécipiolite (b) et de l'attapulgite (c).

respectivement 4,35 Å et 4,84 Å. Les hexagones ainsi formés sont irréguliers, et possèdent un axe de symétrie d'ordre 3.

Cette distorsion est provoquée par une rotation des tétraèdres de $5\frac{1}{2}^\circ$ environ autour d'un axe passant par leur sommet. Sa cause devrait être recherchée dans le jeu des forces électrostatiques à l'intérieur du feuillet.

En 1956, NEWMHAM et BRINDLEY étudient la dickite, qui est la seule espèce minérale du groupe des kaolinites donnant des cristaux assez gros pour se prêter à une étude de détail. Ils constatent eux aussi une distorsion du réseau oxygène, à partir de la position hexagonale. Un désaccord important existe entre la base hexagonale d'un feuillet octaédrique, comme celui de la gibbsite où $b = 8,64$ Å, et le plan hexagonal idéal des tétraèdres, où $b = 9,16$ Å.

Ce désaccord serait la cause de la distorsion. En effet, la rotation des tétraèdres comprime le réseau, tandis que le feuillet octaédrique, bien que dilaté, l'est moins qu'il ne devrait l'être. Pour les octaèdres, la distorsion se limite au raccourcissement des arêtes en commun.

Une distorsion semblable est trouvée par RADOSLOVICH (1960) pour la muscovite. Dans ce mica, la rotation des tétraèdres est de 13° , ce qui amène les ions oxygène des hexagones à se placer au sommet de deux triangles interpénétrés, dont les côtés valent respectivement 3,9 et 5,1 Å (fig. 3). Cette distorsion est la plus importante qui ait été observée dans les minéraux phylliteux. RADOSLOVICH est d'avis que cette distorsion est créée par le désaccord entre la couche tétraédrique et la couche octaédrique. Il note aussi que la dilatation de la couche octaédrique entraîne sa réduction d'épaisseur comme BRADLEY (1959) l'avait supposé; ainsi, pour la gibbsite, l'épaisseur de cette couche est 2,53 Å, alors que dans la muscovite elle n'est que de 2,12 Å.

D'autres études, moins précises ou moins complètes, font apparaître des distorsions semblables du réseau pour les autres minéraux phylliteux. STEINFINK (1958) les décrit pour la chlorite et, si les valeurs qu'ils trouvent sont mises en doute (MATHIESON et coll., 1959), le phénomène lui-même n'est pas nié. TAKEUCHI et SADANAGA (1959) observent la même déformation du réseau de la xanthophyllite, mica cassant, dont l'hexagone d'oxygènes devient un « trigonal antiprisme ». A la montmorillonite enfin, dont la très petite taille des cristaux rend l'étude détaillée difficile, COWLEY et GOSMANI (1961) ont appliqué l'analyse par diffraction électronique. Sans que leurs résultats soient aussi assurés que les précédents, ils pensent que le réseau oxygène est déformé comme dans les autres silicates. Cette déformation disparaîtrait après addition de glycol au minéral, le glycol provoquant une légère dilatation de a et b , rendant ainsi la structure plus proche de l'hexagone idéal.

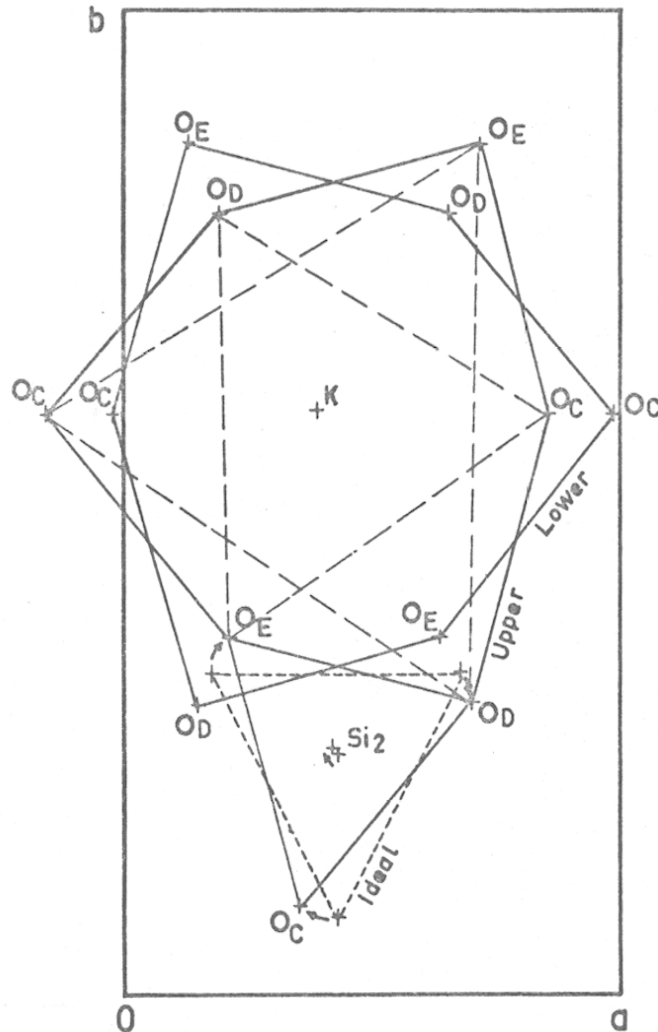


FIG. 3. — Déformation du réseau de la muscovite (d'après RADOSLOVICH, 1960).

Ainsi, tous les minéraux phylliteux semblent distordus et cette distorsion paraît varier avec la composition chimique du feuillet. Chaque espèce minérale semble se différencier par une valeur différente de l'angle de rotation des tétraèdres, c'est-à-dire une valeur différente de la taille de la couche tétraédrique. Il semble que ceci ne doit pas être négligé dans l'étude des interstratifications de feuillets de types différents, où chaque feuillet est obligé de s'adapter à un voisin qui n'aurait pas exactement les mêmes dimensions que lui. On peut voir ici un motif d'instabilité pour ces interstratifiés et une raison supplémentaire à leur très petite taille.

III. — LES ESPACES INTERFOLIAIRES.

Les minéraux argileux phylliteux, en dehors de la kaolinite, sont tous construits avec des feuillets Te - Oc - Te, d'épaisseur voisine de 6,5 Å ⁽¹⁾. Cependant, leur dimension le long de l'axe *c* varie de 10 Å environ pour les micas, à 14-15 Å pour les montmorillonites. Cette différence est due à la distance qui sépare les feuillets ou espacement interfoliaire. Cet espace interfoliaire peut être vide et les feuillets sont alors liés directement les uns aux autres; il peut aussi être occupé par des ions divers ou par de l'eau qui forment des « ponts » d'un feuillet à l'autre. La composition et la structure des espaces interfoliaires sont caractéristiques des groupes de minéraux phylliteux et elles seront rapidement décrites.

1. Kaolinite.

Dans la kaolinite, les espaces interfoliaires sont vides. Les feuillets sont liés directement entre eux par des liaisons de type hydroxyle. L'École de BRINDLEY (BRINDLEY et ROBINSON, 1946; NEWNHAM et BRINDLEY, 1956; BRINDLEY et NAKAHIRA, 1958) a montré que la superposition de deux feuillets kaolin accouple un groupe oxydrique de la couche octaédrique de l'un à un atome oxygène de la couche tétraédrique de l'autre. Les feuillets sont superposés de telle manière que toutes les distances O-OH soient égales. Elles valent 2,89 Å en moyenne dans la structure réelle, c'est-à-dire distordue.

2. Muscovite.

Entre les feuillets de muscovite sont logés des ions potassium, les reliant entre eux. Deux feuillets Te - Oc - Te étant exactement superposés, un assez grand espace libre existe dans la cavité formée par deux hexagones situés l'un au-dessus de l'autre. C'est dans cette cavité que le potassium se loge. Il est entouré de 12 voisins oxygène auxquels il se lie, se plaçant ainsi en position dodécaordonnée. Dans la structure réelle, les hexagones sont déformés et les ions K⁺ sont entourés de deux coquilles d'oxygènes dont la distance moyenne est 2,81 Å pour la plus proche et 3,39 Å pour l'autre. Cet ion K⁺ maintient les feuillets légèrement écartés tout en les liant solidement (RADOSLOVICH, 1960).

3. Chlorite.

Nous avons vu que la chlorite est formée par l'interstratification régulière de feuillets de type Te - Oc - Te et de feuillets brucitiques. Vis-à-vis des feuillets silicatés, cette couche brucitique remplit le rôle d'élément interfoliaire, comme le potassium de la muscovite. Cette couche est formée par des octaédres, dont les sommets sont occupés par l'oxygène et le centre par des ions Mg et Al en proportion variable. Elle est située dans une position déterminée par rapport au feuillet silicaté : ses ions oxygène se trouvent à la verticale des ions Mg qui sont au centre des octaédres du feuillet silicaté adjacent (MATHIESON, 1958). La liaison très forte entre les feuillets brucitiques et silicatés, empêche la pénétration d'ions étrangers entre les feuillets, la chlorite reste stable par traitement au glycol et elle ne présente pas de propriétés d'échange de base. Cependant, il peut se faire que le feuillet brucitique soit incomplet et discontinu. Il forme alors des « piliers » entre les feuillets silicatés. Les forces de liaison créées par ces piliers sont insuffisantes pour empêcher la pénétration du glycol, tandis qu'ils empêchent l'écrasement de la structure par traitement à la chaleur. Une telle chlorite imparfaite est qualifiée de chlorite gonflante (BRINDLEY, 1961).

(1) Cette épaisseur de 6,5 Å est comptée du centre des oxygènes bordant une face du feuillet, au centre des oxygènes bordant l'autre face.

4. Montmorillonite.

Les feuillets de la montmorillonite ne possèdent que de faibles charges négatives. Ces charges sont compensées par des ions positifs qui viennent se loger entre les feuillets. Mais les liaisons créées entre ces ions interfoliaires et les feuillets sont faibles. Ils sont facilement échangeables et ne peuvent maintenir l'écartement fixe. Celui-ci change avec la nature du cation compensateur, avec l'hydratation du minéral et sous l'influence des molécules organiques. Dans son état naturel, la montmorillonite contient une ou deux couches d'eau continues entre les feuillets, donnant des réseaux à 12 ou 14 Å environ.

5. Vermiculite.

Comme la montmorillonite, la vermiculite a un espace interfoliaire variable. Celui-ci est occupé par des cations échangeables et par de l'eau. Le cas de la vermiculite Mg a été étudié en détail par MATHIESON et WALKER (1954) et par MATHIESON (1958). Ces auteurs ont montré que l'organisation de la couche interfoliaire de la vermiculite Mg est semblable à celle des chlorites;

- les molécules d'eau sont disposées de chaque côté des cations centraux, formant une couche située à une distance de 2,84 Å de la surface oxygénée des feuillets silicatés;
- les ions Mg sont au centre d'octaèdres dont les sommets sont occupés par les molécules d'eau;
- les molécules H₂O se trouvent juste au-dessus des aluminiums octaédriques du feuillet silicaté et les cations échangeables au-dessus des siliciums tétraédriques;
- dans ces interfoliaires, 1/3 des positions possibles pour les cations, et 2/3 des positions possibles pour l'eau sont occupées, mais l'arrangement reste cependant très ordonné.

IV. — MODE D'EMPILEMENT DES FEUILLETS. LE POLYMORPHISME.

HENDRICKS et JEFFERSON (1939), appliquant la méthode de WEISSENBERG à l'étude des micas, constatent que tous les micas ne possèdent pas le même nombre de feuillets dans leur cellule-unité. Ils définissent ainsi le polymorphisme des micas, et montrent qu'à côté de la structure à deux feuillets définie par MAUGUIN, on peut trouver des cellules à 1, 3, 6, et même 24 feuillets.

Ce sont SMITH et YODER (1956) qui expliquent le mécanisme de ce polymorphisme et déterminent le nombre de polymorphes pouvant théoriquement exister.

Le polymorphisme de la muscovite survient, parce que l'arrangement atomique de l'ensemble a une symétrie monoclinique, tandis que la symétrie plane d'une couche oxygène est hexagonale. En effet, les hexagones formés par les pointes de tétraèdre de chaque côté d'un feuillet ne sont pas superposés; l'introduction d'un ion, en position octaédrique, entre ces couches provoque un décalage de l'une par rapport à l'autre d'une valeur de $a/3$, c'est-à-dire de 1,7 Å environ. Ainsi, les ions potassium interfoliaires, apparaissent à travers un feuillet comme décalés de cette même distance.

Lorsque deux feuillets sont superposés, ils sont liés par des ions K, logés à l'aplomb du centre des hexagones oxygène formant la base des tétraèdres. Les hexagones de deux feuillets voisins sont donc exactement superposés, sans décalage. Or, il y a 6 façons de superposer deux hexagones, correspondant à une rotation de 0°, 60°, 120°, 240° ou 300°. Chacune de ces six positions est équivalente pour la couche hexagonale, mais ne l'est pas pour l'ensemble du feuillet (fig. 4). Cette figure 4 montre que les positions à 60° et 300°, et à 120° et 240° sont équivalentes entre elles, ce qui laisse 4 possibilités de superposition d'un feuillet sur un autre. Si on considère maintenant l'empilement de plus de deux feuillets, on obtient les possibilités suivantes, correspondant aux différents polymorphes possibles. Ils sont représentés par un chiffre, indiquant le nombre de feuillets par cellule-unité, suivi d'une lettre, représentant la symétrie du cristal :

Tous les feuillets sont empilés dans le même sens	1M (monoclinique)
La rotation est alternativement de + 120° et — 120°	2M ₁
La rotation est toujours de + 120°	3T (trigonal)
La rotation est alternativement de + 60° et — 60°	2M ₂
La rotation est toujours de + 60°	6H (hexagonal)
La rotation est de + 180°	2O (orthorhombique)

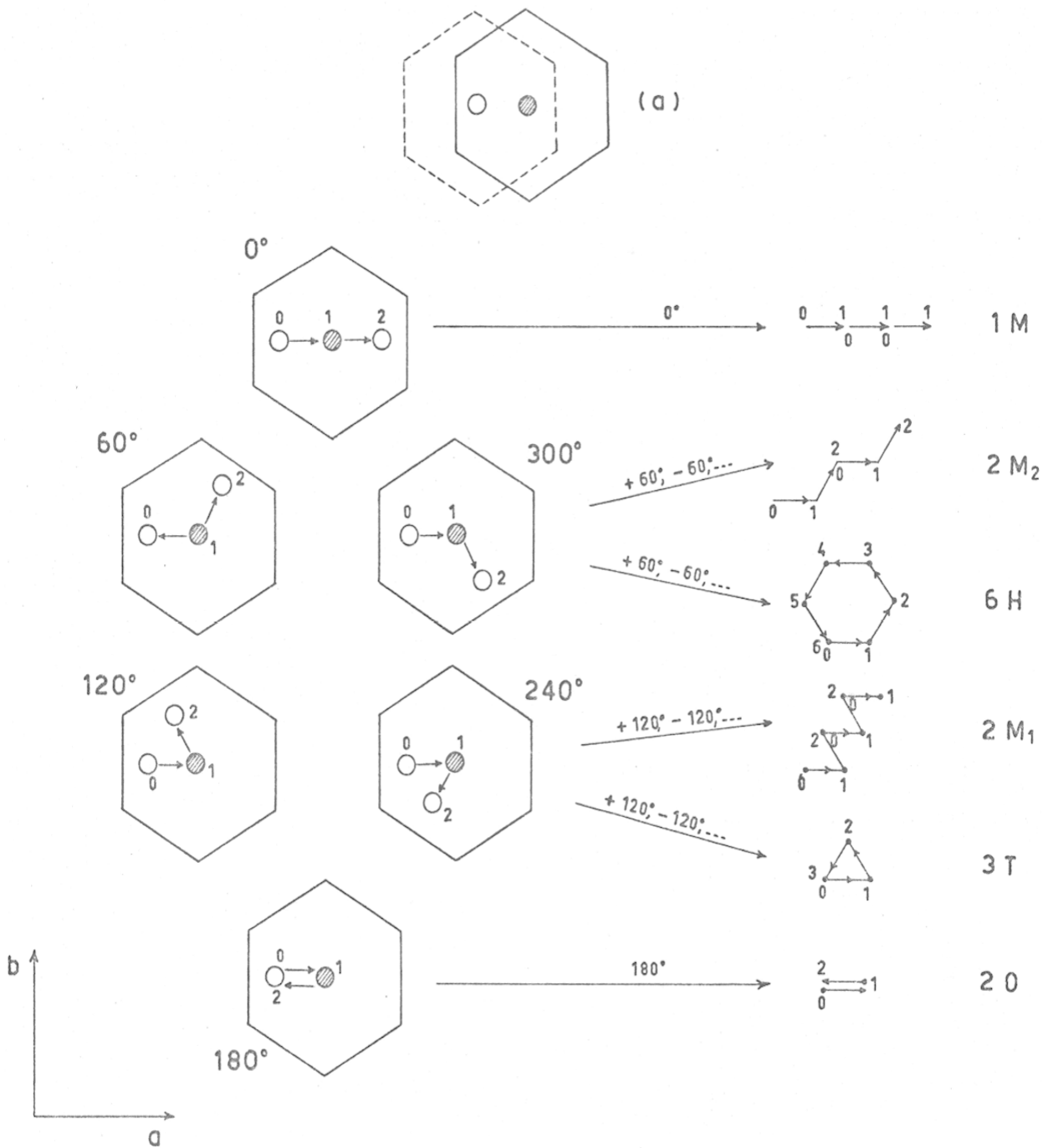


FIG. 4. — Polymorphisme de la muscovite (d'après SMITH et YODER, 1956). Les cercles représentent les ions K interfoliaires. Dans le schéma (a), le cercle blanc représente l'ion K situé entre l'hexagone supérieur (trait plein) et l'hexagone inférieur (tireté); le cercle hachuré représente l'ion K, situé au-dessus de l'hexagone supérieur. Dans les autres schémas, les cercles 0, 1, 2 représentent 3 ions K superposés, l'ion 0 étant l'ion inférieur.

Une autre possibilité doit être ajoutée à ces 6 cas. C'est celle du désordre complet, les feuillets se succédant avec des rotations quelconques. On obtient la forme 1M_d. Dans le cas des muscovites, seuls les polymorphes 1M_d, 1M, 2M₁, 3T ont été trouvés, c'est-à-dire ceux pour lesquels les rotations sont nulles ou égales à 120°. RADOSLOVICH (1960) voit l'explication de ce fait dans la structure trigonale. Dans cette structure, en effet, des rotations de 60° ne superposent pas les hexagones irréguliers. Seules les formes créées par une rotation de 120° sont donc possibles.

Dans le groupe de la kaolinite, de nombreux auteurs ont montré qu'on peut considérer la

dickite, la nacrite et la kaolinite comme des polymorphes, qui se distinguent l'un de l'autre par le mode d'empilement des feuillets et par le nombre de feuillets contenus dans la cellule-unité. Ainsi, en utilisant les symboles employés pour les micas, la kaolinite serait 1T, la dickite 2M et la nacrite 6O.

BRINDLEY et coll. (1950) étudient de leur côté le polymorphisme de la chlorite. Ils montrent que les feuillets chlorite peuvent avoir 3 structures distinctes L, M, N, correspondant à un déplacement de la couche tétraédrique supérieure, de $a/3$ de long de a_1 , a_2 , ou a_3 , par rapport à la couche tétraédrique inférieure. a_1 , a_2 et a_3 sont trois axes à 120° l'un de l'autre, a étant l'axe parallèle au plan de symétrie du feuillet. Ces feuillets peuvent s'empiler de plusieurs manières, qui correspondent à des rotations de 120° accompagnées d'un déplacement le long de l'axe a . Ceci donne naissance à des variétés polymorphes qui, si elles sont exprimées avec le système utilisé pour les micas, peuvent être nommées : 1M, 1Tc (triclinique), 2Tc et 3Tc.

De leur côté, MATHIESON et WALKER (1954) montrent que l'empilement des feuillets de vermiculite peut se faire de 2 manières correspondant aux types M et N de la montmorillonite. Ces deux modes d'empilement sont également probables.

Dans les montmorillonites, l'empilement des couches semble se faire d'une manière entièrement désordonnée (MÄGDEFRAU et HOFMANN, 1938), il n'y aurait donc aucune possibilité de polymorphes.

V. — COMPOSITION CHIMIQUE DES MINÉRAUX PHYLLITEUX.

Les paragraphes précédents ont montré que les minéraux argileux sont construits suivant des plans sinon identiques, du moins très voisins : les feuillets à 2 couches (Te - Oc) et les feuillets à trois couches (Te - Oc - Te). Ces derniers peuvent se séparer en deux groupes : le groupe des minéraux phylliteux dans lequel les feuillets sont étendus dans les deux sens et le groupe des minéraux « fibreux », dont les feuillets ne s'allongent que dans une seule direction.

Pour la commodité de l'exposé, les caractères chimiques des minéraux phylliteux à trois couches seront exposés les premiers à cause de leurs caractères communs, ceux des autres minéraux seront traités ensuite.

A. — LES MINÉRAUX PHYLLITEUX A TROIS COUCHES.

En première approximation, on peut dire que les minéraux à trois couches (Te - Oc - Te) ont des architectures identiques et qu'ils ne se distinguent les uns des autres que par la nature des ions occupant les différentes places possibles. En effet, la dimension des espaces interfoliaires, et même les distorsions, ne dépendent que des charges électriques et de la taille des ions présents.

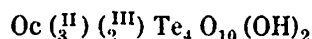
On sait, depuis les travaux de MAUGUIN (1930), que le motif cristallin d'un feuillet Te - Oc - Te renferme 12 oxygènes. Sur ces 12 oxygènes, 2 sont liés à l'hydrogène pour former des groupes hydroxyles (OH); la formule du feuillet s'écrira donc en $O_{10} (OH)_2$. Les valences négatives développées par ces oxygènes sont compensées par les ions positifs situés au cœur des tétraèdres et des octaèdres. Quatre positions tétraédriques et trois positions octaédriques sont possibles pour cette compensation.

WINCHELL (1925), étudiant la composition chimique du groupe des micas, constate qu'on peut établir la formule des différentes espèces en saturant 12 ions négatifs, soit avec 7 ions positifs, soit avec 8. Il classe donc les micas en deux groupes qu'il nomme heptaphyllite et octophyllite. Etant donné l'expression la plus générale des micas, $X Y_{2-3} Z_4 O_{10} (OH)_2$, ceci revient à dire que dans les heptaphyllites $Y = 2$ et dans les octophyllites $Y = 3$. En termes structuraux, Y représente les ions en position octaédrique; les heptaphyllites présentent donc un site vacant sur les trois sites possibles des octaèdres, alors que dans les octophyllites toutes les positions possibles sont occupées. Ceci a été vu par STEVENS (1942-1945) qui propose d'appeler « dioctaédriques » les minéraux dans lesquels 2 sites sont occupés, et « trioctaédriques » ceux dans lesquels les 3 sites sont occupés.

Il est clair que lorsque 2 sites seulement sont occupés, ils le sont par des ions trivalents

(6 charges positives), alors que les micas trioctaédriques contiendront 3 ions bivalents (6 charges positives également).

On peut donc représenter la composition du feuillet des minéraux phylliteux par la formule suivante :



Les deux types de feuillets sont représentés :

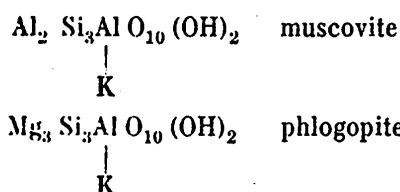
— par le talc, pour les minéraux trioctaédriques : $\text{Mg}_3 \text{Si}_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$;

— par la pyrophyllite, pour les minéraux dioctaédriques : $\text{Al}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$.

A partir de ces deux types, on peut, en substituant d'autres ions aux ions Si tétraédriques et aux ions Al et Mg octaédriques, obtenir tous les minéraux phylliteux.

1. Les micas.

Les micas sont obtenus en substituant un ion Al^{III} à un des 4 ions Si^{IV} présents. Cette substitution libère une valence, qui crée une charge négative à la surface du feuillet. Cette charge est compensée par un ion K^+ situé dans les interfoliaires. On obtient donc les deux types de micas suivants :



Les ions Al et Mg peuvent être en partie remplacés par d'autres. Ainsi dans la biotite, Fe remplace Mg partiellement.

2. Les montmorillonites.

Ce sont les travaux de ROSS et HENDRICKS (1945) qui ont clarifié ce groupe complexe et permis de classer les minéraux, de compositions chimiques si différentes, qui le constituent.

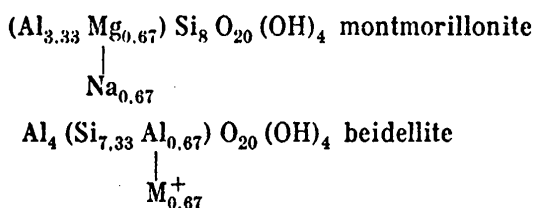
Tous ces minéraux ont une formule chimique qui se déduit de la formule générale par des substitutions dans les octaèdres, dans les tétraèdres ou dans les deux à la fois.

Pour rester conformes aux formules habituellement utilisées, les coefficients de la formule type seront doublés : $\text{Oc}_{\left(\frac{11}{6}\right)} \left(\frac{11}{4}\right) \text{Te}_8 \text{O}_{20} (\text{OH})_4$.

Deux grands groupes doivent être distingués :

a) *Groupe dioctaédrique* : $\text{Oc}_{\frac{11}{4}} = \text{Al}_4$ ou Fe_4 .

— *Substitution d'une partie du Si des tétraèdres par Al et d'une partie des Al des octaèdres par Mg* : série montmorillonite - beidellite (1).

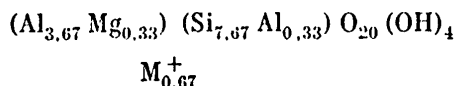


Dans cette série, les substitutions font apparaître des charges négatives dans les octaèdres et dans les tétraèdres. La somme de ces charges, égale à $-0,67$ (2), est compensée par les ions positifs interfoliaires. En passant de la montmorillonite à la beidellite, on fait passer la charge des octaèdres aux tétraèdres; dans un minéral intermédiaire, la charge est répartie. GREENE-KELLY (1955)

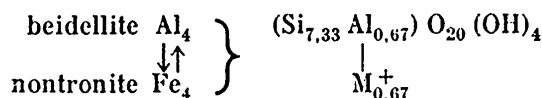
(1) Le terme de beidellite est conservé ici pour la commodité de l'exposé, mais les travaux de FOSTER (1953, 1954) montrent que les substitutions de Si par Al ne sont jamais aussi importantes dans les minéraux naturels que la formule de la beidellite ne l'indique.

(2) Dans toutes les formules, le nombre de charges portées par le feuillet est considéré comme égal à $0,67$, c'est-à-dire $2/3$ de charge. En réalité, cette charge varie de $0,5$ à $1,2$ (FOSTER, 1951; OSTHAUS, 1954).

propose de diviser cette série en deux, chacune des deux divisions étant caractérisée par le point d'application du maximum de charge. Le minéral moyen serait :



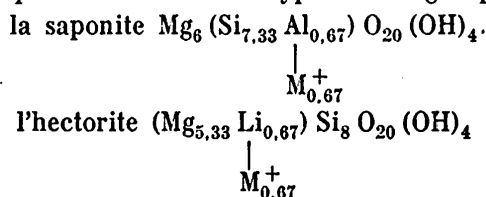
— Variation dans les octaédres seulement : $Al \rightleftharpoons Fe$, série beidellite-nontronite.



Le remplacement de Al^{III} par Fe^{III} n'introduit aucune charge dans les octaédres. Ici la liaison reste constamment assurée par les tétraédres dont la composition ne varie pas.

b) **Groupe trioctaédrique** : $Oc_6^{II} = Mg (Li, Fe, Ni, \dots)$.

Les deux minéraux qu'on peut donner comme types de ce groupe sont :



dans lesquels les charges sont supportées entièrement par les tétraédres, pour le premier, et par les octaédres, pour le second.

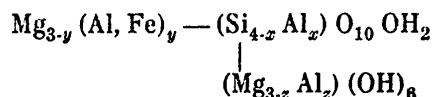
Il ne semble pas y avoir de séries continues de montmorillonites trioctaédriques, mais il existe de nombreuses espèces : bowlingite (CAILLÈRE et HÉNIN, 1949), leMBERGITE (SUDO, 1943), STEVENSITE (FAUST, HATHAWAY et MILLOT, 1959), etc... ROSS (1960) a donné une liste des formules chimiques des minéraux typiques du groupe des montmorillonites.

3. Les chlorites.

Les chlorites sont elles aussi obtenues à partir de la formule générale du feuillet silicaté Te - Oc - Te.

L'introduction d'une certaine quantité d'ions Al, se substituant au Si dans les tétraédres, provoque une charge négative. Cette charge est compensée, non seulement par le feuillet interfoliaire, mais aussi par les octaédres eux-mêmes. Dans les deux cas, cette compensation se fait en substituant à l'ion Mg bivalent des octaédres et du feuillet brucitique un ion trivalent, généralement Al ou Fe.

On parvient à une formule structurale générale des chlorites, de type suivant :



où $x = y + z$

La variation de la qualité et de la quantité des ions remplaçant Mg produit une très grande variété de chlorites, pour lesquelles de nombreuses classifications ont été proposées. Les principales classifications sont celles de :

— TSCHERMAK (1890, 1891) qui classe les différentes espèces entre deux pôles : antigorite $3MgO, 2SiO_2, 2H_2O$ et amésite $2MgO, Al_2O_3, SiO_2, 2H_2O$;

— ORCEL (1927) qui utilise pour définir les groupes principaux le rapport $s = \frac{SiO_2}{Al_2O_3}$, et pour

les groupes secondaires les rapports $f = \frac{FeO}{MgO}$, $a = \frac{Fe_2O_3}{Al_2O_3}$, $c = \frac{Cr_2O_3}{Al_2O_3}$;

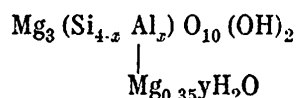
— ORCEL, CAILLÈRE et HÉNIN (1952) donnent une classification en fonction de la structure, dans un tableau à double entrée, en utilisant les variations des coefficients x et y de la formule.

— HEY (1954) utilise le même facteur x que les auteurs précédents et un facteur $R = \frac{Fe}{Fe + Mg}$.

Toutes ces chlorites sont des minéraux trioctaédriques. Théoriquement, les chlorites dioctaédriques, possédant un feuillet de type muscovite, sont parfaitement possibles et certains auteurs les ont prévues dans leur tableau (BRINDLEY et GILLERY, 1956). Cependant, de telles chlorites n'ont pas encore été trouvées à l'état pur. Plusieurs auteurs signalent la présence de feuillets de chlorite dioctaédrique (RICH et OBENSHAIN, 1955; BROWN et JACKSON, 1958); mais ils sont interstratifiés avec des feuillets d'un autre type. CAILLÈRE et coll. (1962) signalent une chlorite très alumineuse dans les bauxites des Pyrénées-Orientales. Ces quelques exemples montrent que ces chlorites dioctaédriques sont extrêmement rares.

4. Les vermiculites.

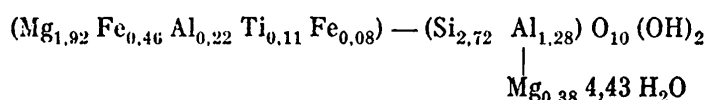
La formule type des vermiculites s'obtient en remplaçant des ions Si par des ions Al dans le feuillet trioctaédrique à 3 couches :



Le Mg en position octaédrique peut être partiellement remplacé par Fe^{III}, Fe^{II}, Al, Ti, ...

Le coefficient x, nombre d'ions Al remplaçant un ion Si dans les tétraèdres, varie entre 1 et 1,33, ce qui signifie que $\frac{1}{3} < \frac{\text{Al}}{\text{Si}} < \frac{1}{2}$. La charge négative ainsi créée, est compensée en partie par les ions interfoliaires et en partie par les charges positives excédentaires des octaèdres.

Les ions interfoliaires sont le plus souvent Mg, mais facilement échangeables, ils peuvent être aussi Ca, Ba, Sr, Li, etc. Dans la vermiculite Mg, les ions interfoliaires Mg portent $2 \times 0,35$ valence et sont accompagnés de 4,5 H₂O, environ. A titre d'exemple, la vermiculite de West Chester, Pennsylvania, est :



Toutes les vermiculites bien cristallisées, en cristaux macroscopiques, sont trioctaédriques. Cependant, les études aux rayons X des argiles microscopiques des sols, ont montré que les vermiculites très fines pouvaient aussi être dioctaédriques (WALKER, 1957; MARTIN-VIVALDI et SANCHEZ-CAMAZANO, 1961).

TABLEAU I
Comparaison de quelques caractères des minéraux à trois couches

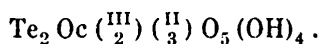
	Mica	Montmorillonite	Chlorite	Vermiculite
- Cations échangeables		oui de 0,2 à 0,4 pour 10 oxygènes		oui de 0,6 à 0,8 pour 10 oxygènes
- Charges du feuillet équilibrées par les seuls cations interfoliaires.	oui	oui		
- Charges tétraédriques compensées à la fois par les octaèdres et les cations interfoliaires.			oui	oui
- Nombre d'ions substitués aux ions Si dans les tétraèdres (pour 10 oxygènes).	x = 1	0 < x < 0,33	0 < x < 2	1 < x < 1,33
- Minéraux trioctaédriques.	fréquents	assez rares	très fréquents	très fréquents
- Minéraux dioctaédriques.	fréquents	fréquents	?	probables en fins cristaux
- L'excès de charge négative du feuillet provient à la fois des tétraèdres et des octaèdres.		oui		

En résumé, on peut rassembler dans un tableau les principaux caractères chimiques des minéraux phylliteux à trois couches. Ce tableau I permet de comparer aisément les différentes familles et de voir en quoi elles se ressemblent, et en quoi elles diffèrent.

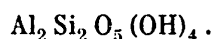
B. — LES MINÉRAUX PHYLLITEUX A DEUX COUCHES ET LES MINÉRAUX FIBREUX.

1. La kaolinite.

La formule schématique du feuillet des minéraux à deux couches peut s'écrire :

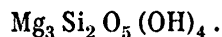


La kaolinite et ses variétés polymorphes sont des minéraux dioctaédriques dont la formule est :



Il n'existe pratiquement pas de possibilités de remplacement ionique.

Les formes trioctaédriques, correspondant à la kaolinite, sont des minéraux très différents, dont le plus simple est la serpentine :



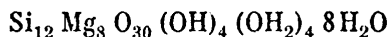
A partir de la serpentine, des substitutions de Mg et Si sont possibles. On parvient ainsi à des minéraux dont le rattachement au groupe des kaolinites est discuté, et que certains auteurs considèrent comme faisant partie du groupe des chlorites. Les principaux minéraux de ce type sont :

Amésite	(Mg ₂ Al)	(Si Al)	O ₅ (OH) ₄
Cronstedtite	(Fe ^{II} ₂ Fe ^{III})	(Si Fe ^{III})	O ₅ (OH) ₄
Greenalite	(Fe ^{II} _{2,2} Fe ^{III} _{0,5})	Si ₂	O ₅ (OH) ₄
Chamosite = Berthiérine ..	(Fe ^{II} Mg) ₂ (Fe ^{III} Al) _{0,7}	(Si _{1,4} Al _{0,6})	O ₅ (OH) ₄

2. Les palygorskites.

Ces minéraux ne peuvent plus s'écrire en termes de composition du feuillet, puisque leur cellule-unité est formée par l'association de parties de plusieurs feuillets différents.

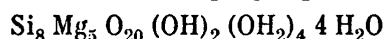
La formule de la sépiolite, pour une demi-cellule-unité peut s'écrire :



dans laquelle (OH₂)₄ représente l'eau liée, et 8 H₂O l'eau libre occupant les canaux créés par la structure en « brique creuse ».

Des remplacements modérés de Si par Al et Fe et de Mg par Fe, Mn, Ni, etc..., peuvent intervenir.

De la même manière, la formule idéale de l'attapulгите pour une demi-cellule-unité peut s'écrire :



Si les remplacements de Si par Al restent modérés, la substitution de Pion Mg par d'autres ions peut être plus importante. Ainsi dans l'attapulгите de TAFRAOUT (Maroc), le magnésium n'est plus représenté que par 1,82 Mg (CAILLÈRE, 1951).

VI. — LES MINÉRAUX PHYLLITEUX DANS LES ROCHES SÉDIMENTAIRES.

L'ouverture de cette rubrique est nécessitée par les différences souvent sensibles qui existent entre les cristaux de grande taille qui ont servi aux cristallographes et les cristaux microscopiques, de qualité souvent mauvaise, qu'on rencontre dans les roches argileuses et dans les sols.

Je passerai donc en revue chacun des grands groupes précédemment définis pour tenter d'en préciser leur aspect particulier aux argiles.

1. La kaolinite.

Les minéraux du groupe de la kaolinite sont tous de taille « argileuse ». Les plus gros individus connus ne sont visibles qu'au microscope et les cristaux de dickite utilisés pour les études structurales ne dépassent pas 0,1 mm.

La plupart des beaux kaolins recherchés et exploités pour l'industrie de la porcelaine, proviennent de gisements d'origine hydrothermale; ils sont généralement constitués de cristaux bien formés.

Dans les sédiments, on trouve de nombreux cristaux dans lesquels l'empilement est désordonné. Ces kaolinites désordonnées sont souvent appelées minéraux des « *fireclays* » ou simplement « *fireclays* » (BRINDLEY, 1961).

2. Les micas.

Dès que les rayons X purent être facilement utilisés par les minéralogistes, ils furent appliqués à l'étude des argiles. Des minéraux de très petite taille, apparentés au mica, y furent reconnus.

Ces minéraux avaient été pressentis et avaient reçu des noms divers : *bravaisite* (MALLARD, 1878), *hydromuscovite* (JOHNSTONE, 1889) etc... D'autres noms leur furent appliqués : *sericite-like mineral* (GRIM, 1935), *glimmerton* (ENDELL et coll., 1935). C'est GRIM, BRAY et BRADLEY (1937) qui donnèrent une unité à ce groupe en proposant d'appeler « illite » ce minéral micacé de taille argileuse. Les diagrammes de poudre obtenus aux rayons X par ces auteurs, sont semblables à ceux de la muscovite, mais plus pauvres en raies. L'analyse chimique révèle un déficit d'Al tétraédrique par rapport à la muscovite, ce qui entraîne un déficit de K_2O . Un remplacement des ions Al des octaédres par Mg, Fe^{II} , Fe^{III} est fréquent. D'autre part, le potassium interfoliaire peut être remplacé en partie par des ions Ca, Mg, H.

En fait, le terme illite recouvre tout un ensemble de particules très fines, allant du mica véritable à des particules très dégradées. YODER et EUGSTER (1955) concluent leur intéressante discussion du terme illite, en proposant de réserver à ce nom un sens général (*a field term*) suivant la position originelle de GRIM et coll.. GRIM lui-même (1962) signale que tous les intermédiaires peuvent exister entre l'illite et les micas bien cristallisés d'une part, et la montmorillonite d'autre part. Ce terme sera donc utilisé pour désigner un ensemble de minéraux ayant une structure et un comportement voisins de la muscovite. Il serait intéressant de préciser la détermination en indiquant la nature du polymorphe auquel on a affaire. Malheureusement, ceci est souvent très difficile dans les mélanges naturels.

3. La montmorillonite.

La montmorillonite ne se trouve que dans les argiles. Aucun macrocristal n'est connu. Il n'y a donc pas lieu de faire, ici, de commentaires.

4. La chlorite.

Si les chlorites sont des minéraux connus depuis fort longtemps, ce n'est qu'assez récemment qu'elles ont été reconnues dans les argiles.

C'est CORRENS (1937) qui détermine le premier la chlorite dans les sédiments actuels de l'Atlantique N. Puis il faut attendre MAC EWAN (1948), puis MILLOT (1949, 1954), pour que la chlorite soit reconnue avec certitude et trouvée de plus en plus abondante dans les sols et les sédiments.

Si la chlorite des sédiments peut être parfaitement bien cristallisée comme je le montrerai plus loin, elle est aussi très souvent dégradée, donnant aux rayons X des diagrammes aux raies larges et peu nombreuses. Certaines résistent mal au chauffage, d'autres ont tendance à gonfler au glycérol. Ces anomalies et le nombre important de minéraux interstratifiés contenant de la chlorite, décrits dans la littérature, montrent que la petite taille des chlorites sédimentaires change leur comportement et leurs propriétés.

5. La vermiculite.

C'est également assez récemment que la vermiculite a été reconnue parmi les constituants des sols et des sédiments. MAC EWAN (1948), puis JACKSON et coll. (1952) l'ont décrite dans les sols et ont été suivis par tous les chercheurs intéressés par la minéralogie des sols; MILLOT (1949) la rencontre dans les sédiments où elle s'est révélée, depuis, assez fréquente.

Ces vermiculites des sols et des sédiments n'ont pas toujours toutes les propriétés des vermiculites macroscopiques. Le critère utilisé pour les reconnaître est leur comportement au glycérol et à la chaleur : à la chaleur, l'écartement fondamental passe de 14 à 10 Å; l'action du glycérol ne modifie pas le réseau qui reste à 14 Å. Mais WALKER (1957, 1958) a montré que de nombreux vermiculites pouvaient absorber du glycérol; j'y reviendrai dans peu de temps.

De plus, ces vermiculites peuvent être trioctaédriques et dioctaédriques (BROWN, 1953; HATHAWAY, 1955; WALKER, 1957).

En fait, la définition et la reconnaissance de la vermiculite des sols et des sédiments sont de plus en plus imprécises. Il semble qu'on rassemble sous ce terme de nombreux minéraux intermédiaires entre les différents minéraux phylliteux dont les feuillets micacés, du type Te - Oc - Te, sont reliés entre eux d'une manière lâche et irrégulière, avec un empilement désordonné.

6. Les palygorskites.

En dehors de l'aspect macroscopique fibreux du « carton » ou du « bois des montagnes », la sépiolite et l'attapulgite sont les constituants fréquents des terres à foulon et des « bentonites » du commerce, où elles se trouvent associées fréquemment aux montmorillonites. Le microscope électronique permet d'observer de fines aiguilles ou lattes, dont la longueur est souvent inférieure au micron. Ces minéraux résistent mal à l'altération; ils ne présentent pas de formes dégradées.

On peut conclure de cette rapide revue, que dans la fraction fine des sols et des sédiments, à côté des minéraux phylliteux types, bien caractérisés, on trouve de nombreux minéraux qui ne font que se rapprocher plus ou moins de ces types. Tous les passages semblent exister entre les différentes espèces entre lesquelles se trouvent les édifices interstratifiés.

VII. — DÉTERMINATION PRATIQUE AUX RAYONS X DES MINÉRAUX SIMPLES.

Le problème de la reconnaissance des minéraux argileux aux rayons X a été traité par de nombreux auteurs. Il fait l'objet d'ouvrages complets (BRINDLEY, 1951, puis BROWN, 1961) ou d'articles suivis de tableaux de détermination (LUCAS, CAMEZ, MILLOT, 1959, WARSHAW et ROY, 1961). Il n'est donc pas question que je traite à nouveau ce problème; je ne ferai que rappeler les principaux faits que j'ai utilisés au cours de ce travail, en insistant sur les incertitudes et les difficultés.

Les résultats obtenus aux rayons X après les trois essais effectués sur un échantillon analysé au naturel, après chauffage et après traitement à l'éthylène-glycol, sont présentés d'une manière schématique dans le tableau II.

Ce tableau, s'il est directement utilisable dans le cas d'une roche formée d'un seul minéral, doit être commenté dans le cas des mélanges. En effet, certains pics se superposent; un même pic peut donc appartenir à plusieurs minéraux. Pratiquement le premier pic est déterminant; les autres sont recherchés pour assurer la détermination.

- Illite : l'illite est le seul minéral à posséder un pic à 10 Å important. Sa détermination dans un mélange est aisée.
- Montmorillonite : la montmorillonite est, elle aussi, aisément reconnue par l'évolution caractéristique de son premier pic, aux différents essais. Ce premier pic se situe habituellement à 14-15 Å; dans les montmorillonites partiellement déshydratées, on le trouve fréquemment à 12 Å. Le gonflement du réseau sous l'action des polyalcools, fait passer ce pic à 17 Å dans le cas de l'éthylène-glycol et à 17,7 Å dans le cas du glycérol. Dans la

TABLEAU II
Valeurs en angströms des raies caractéristiques des minéraux argileux simples
après différents traitements

KAOLINITE	N	7,1		3,58		2,33
	EG	Aucun changement		7,1	3,58	2,33
	Ch 490°	Disparition de toutes les réflexions après 2 heures de chauffe				
ILLITE	N	10	5	3,33		2,50
	EG	Aucun changement		10	5	3,33
	Ch					
CHLORITE	N	14	7 à 7,2	4,70	3,50	2,83
	EG	Aucun changement				
	490°	Aucun changement				
	550°	14	Disparition	4,70	des réflexions	2,83
CHLORITE GONFLANTE	N	14	7 à 7,2	4,70	3,50	2,83
	EG	17	8,85	5,85 ⁽²⁾		
	490° 550°	même réaction que la chlorite normale ⁽³⁾				
MONTMORILLONITE	N	15-14	5,1		3,05	
	EG	17	8,5	5,7	4,2	3,4
	550°	10	5			
VERMICULITE Mg	N	14				
	G	Aucun changement				
	550°	10				
ATTAPULGITE	N	10,5 ⁽⁴⁾	6,44	5,42	4,49	4,18
	EG	Aucun changement				
	550°	10	Les autres raies disparaissent ou s'affaiblissent			
SEPIOLITE	N	12 ⁽⁴⁾	7,6	5	4,60	3,82
	EG	Aucun changement				
	400°	12	10			
	500°	10	Les autres raies s'affaiblissent ou disparaissent			

} sur les films, les raies sont circulaires

1. Le pic à 4,70 Å est en réalité relayé par un pic voisin (LUCAS et JEHL, 1961).
2. Les pics secondaires sont souvent très faibles, le troisième est rarement observé.
3. Les pics sont souvent moins intenses et plus larges (voir texte).
4. Dans les roches argileuses, le premier pic de l'attapulгите et de la sépiolite est souvent le seul visible.

suite de ce travail, tout minéral présentant ces propriétés de gonflement sera qualifié de montmorillonite.

— Chlorite et kaolinite : ces deux minéraux, isolés ou faisant partie d'un mélange qui ne contient que l'un d'entre eux, sont bien caractérisés par leurs pics. Mais le cas du mélange chlorite-kaolinite est délicat. En effet, la kaolinite est entièrement masquée par la chlorite, puisque tous les pics de la première sont superposés aux réflexions d'ordre pair de la

seconde. Le rapport d'intensité entre les réflexions à 14 Å et à 7 Å ne peut pas être utilisé, car il varie considérablement avec la composition chimique des chlorites. Les chlorites très ferrifères par exemple, ont un pic à 14 Å faible ou inexistant.

Actuellement, trois méthodes, toutes trois limitées, permettent d'obtenir une assez bonne résolution. Ces trois méthodes sont les suivantes :

- Distinction entre les pics à 7 Å d'une part et les pics à 3,5 Å d'autre part, qui ne sont pas exactement superposés. Cette séparation des pics est accentuée par un chauffage à 400° : un pic de kaolinite apparaît vers 3,58 Å (avant 25° 2 θ), un pic de chlorite apparaît vers 3,53 Å (après 25° 2 θ). Cette méthode, préconisée par BRADLEY (1954), n'est malheureusement pas universelle, beaucoup de chlorites et de kaolinites ayant un pic situé à 25° 2 θ , exactement.
- Traitement à l'acide chlorhydrique commercial (13 N), à l'ébullition pendant 10 minutes. La chlorite est détruite, la kaolinite reste à peu près intacte (RIVIÈRE et coll., 1955). Ici encore, la méthode n'est pas universelle, la résistance des minéraux à l'attaque étant variable.
- Chauffage à 490° pendant deux heures; la kaolinite est détruite, la chlorite à peine affectée (LUCAS et JEHL, 1961). En fait, la cristallinité de la chlorite joue un rôle important dans sa résistance au chauffage; seules les bonnes chlorites résistent bien.
- Chlorite gonflante : la chlorite est caractérisée par sa résistance au chauffage. Nous admettons donc que tout minéral, dont le pic à 14 Å reste inchangé ou se trouve accru après chauffage, est une chlorite. Si le pic à 14 Å passe à 17 Å après traitement à l'éthylène-glycol, le minéral sera qualifié de chlorite gonflante.

En fait, ces chlorites gonflantes résistent assez mal au chauffage. Si leur pic reste bien à 14 Å après chauffage, il est souvent plus faible et plus étalé que le pic normal. Ceci est sans doute dû au fait que les feuillets tendent à s'écraser légèrement entre les piliers brucitiques. Tout en gardant un écartement fondamental voisin de 14 Å, ils se gondolent légèrement et la réflexion sur ces « plans » bosselés est élargie et affaiblie.

- Vermiculite : D'une manière générale la vermiculite Mg macroscopique ne gonfle pas sous l'action du glycérol (WALKER, 1950; BARSHAD, 1950). Cependant certains échantillons contenant des minéraux microscopiques, attribués à la vermiculite, présentent la possibilité de s'imbiber de deux couches de glycérol ou d'éthylène-glycol interfoliaires, portant l'écartement du feuillet à 17,7 ou 17 Å (MAC EWAN, 1944; BRADLEY, 1945).

WALKER (1957, 1958) étudie le problème de la distinction montmorillonite-vermiculite sur plusieurs échantillons, après saturation de cations variés. Il conclut que les possibilités de variation de la vermiculite changent avec la nature du cation interfoliaire, avec l'hydratation et avec la taille de la particule. Seule la vermiculite Mg résiste dans tous les cas au traitement par le glycol : « The combined Mg²⁺ plus glycerol treatment seems to offer the prospect of lessening difficulties » (1) (1948, p. 312). La difficulté de distinction de ces deux minéraux dans les fractions fines des roches et des sols amène WALKER à se demander si le nom de vermiculite ne devrait pas être réservé aux minéraux macroscopiques.

Il semble qu'on soit ici devant une extension de langage. Les vermiculites de taille argileuse sont probablement des minéraux à trois couches, intermédiaires et mal définis, dans lesquels la liaison entre les feuillets est mal assurée, sans être aussi lâche que dans les vraies montmorillonites.

Dans les sédiments triasiques que j'étudie dans la suite de ce travail, on peut assurer que les argiles sont, la plupart du temps, magnésiennes. C'est la raison pour laquelle, sans traitement préalable au Cl₂Mg, j'ai considéré que toutes les argiles gonflant au glycérol étaient des montmorillonites. Les vérifications faites sur quelques échantillons de provenances diverses, ont confirmé cette détermination.

- Attapulgite : L'attapulgite en quantité abondante dans un mélange avec l'illite est facilement reconnue : le pic à 10,5 Å se distingue nettement du pic à 10 Å. Mais, si la quantité d'attapulgite diminue, le pic à 10,5 Å se trouve dans la montée du pic de l'illite et devient très difficile à voir, et les autres pics sont d'intensité trop faible pour être observés.

Sur les films obtenus à partir d'agrégats orientés, l'attapulgite donne des anneaux circulaires bien différents des accolades de l'illite. Mais là aussi, si l'attapulgite est en faible quantité dans le mélange, l'anneau s'estompe et devient invisible.

Il n'y a pas, à ma connaissance, de méthode permettant de reconnaître avec certitude, une faible quantité d'attapulgite en présence de mica.

(1) Le traitement combiné Mg-glycérol semble donner la meilleure sécurité.

— Sépiolite : La sépiolite peut être confondue avec une montmorillonite à 12 Å et, comme nous le verrons plus loin, avec un édifice interstratifié à 12 Å. Si le traitement au glycérol distingue nettement la sépiolite, qui ne gonfle pas, de la montmorillonite, le chauffage à 550° n'est pas déterminant. En effet, la sépiolite, la vermiculite, et certains interstratifiés chauffés montreront également une raie à 10 Å. En fait, une série de chauffages à température croissante permettra la détermination de la sépiolite. Les raies suivantes pourront être observées (Planche I) :

- à 300°, raie à 12 Å seule, pas de transformation;
- à 350°, raie à 12 Å et apparition simultanée d'une raie à 10 Å provoquée par le départ d'une partie de l'eau zéolitique de la sépiolite;
- de 350° à 450°, affaiblissement de la raie à 12 Å et renforcement de la raie à 10 Å;
- à 500°, raie à 10 Å seule;
- à 800°, disparition de toutes les raies.

Ce déplacement progressif de la raie à 12 Å vers 10 Å, avec présence simultanée de deux raies, est caractéristique de la sépiolite.

CHAPITRE II

LES MINÉRAUX ARGILEUX INTERSTRATIFIÉS

Au cours de son travail sur la structure de la vermiculite, GRUNER (1934) se heurte à des minéraux, qualifiés jusqu'alors d'hydrobiotite, qui ne présentent qu'une partie des propriétés de la vermiculite. Les diagrammes de rayons X qu'il obtient montrent une raie voisine de 12 Å, qui ne se retrouve pour aucun des minéraux phylliteux connus. Pour interpréter ces diagrammes, GRUNER considère que l'hydrobiotite est formée par l'interstratification de deux types de feuillets distincts, un feuillet de type biotite et un feuillet de type vermiculite. Ces deux feuillets alternent régulièrement, provoquant l'apparition d'une nouvelle cellule-unité dont l'épaisseur est égale à la somme de chacun des feuillets constituants, c'est-à-dire à 24 Å. La raie à 12 Å observée, serait ainsi la raie (002) de ce nouvel édifice. Ceci est confirmé par les diagrammes obtenus après chauffage à 750°, qui montrent un écrasement du réseau, moins important que celui que donnerait une vraie vermiculite. GRUNER propose d'appeler une telle structure « structure métacristalline ». Cette expression n'a pas été retenue.

En 1938, HENDRICKS et JEFFERSON reprennent l'étude détaillée de la structure de la vermiculite, et confirment l'existence des interstratifications décrites par GRUNER. Ils reconnaissent de leur côté une interstratification chlorite-vermiculite. Etant donné la similitude de structure des différents minéraux argileux, ils ajoutent : « *In fact, any mixture of mica, vermiculite, chlorite, pyrophyllite, stilpnomelane and talc layer would not be unreasonable. The list also might include kaolin and hydrated kaolin layers* » (1). Ceci ouvrait une possibilité à la découverte de nombreuses combinaisons, et peu à peu de nombreux minéraux mal définis furent reconnus comme étant des interstratifiés. Ainsi la bravaisite est un interstratifié illite-montmorillonite (NAGELSCHGIDT, 1944; BRADLEY, 1945); la rectorite un interstratifié pyrophyllite-vermiculite (BRADLEY, 1950).

Au fur et à mesure que se développaient les méthodes de détermination des minéraux aux rayons X et, en particulier, que se répandait l'usage des diffractomètres enregistreurs, les minéraux interstratifiés étaient reconnus de plus en plus abondants. SCHMEHL et JACKSON (1956) les décrivent dans les sols, tandis que WEAVER (1956) estime qu'ils sont présents à plus de 70 % dans les sédiments.

Ainsi, les minéraux interstratifiés sont passés en une vingtaine d'années de l'état de rareté minéralogique à celui de minéraux courants dont les études, qui s'accumulent, montrent qu'ils sont plus abondants que les minéraux simples.

(1) En fait, il n'est pas déraisonnable de penser que les mélanges de feuillets de type mica, vermiculite, chlorite, pyrophyllite, stilpnomélane et talc sont possibles. Cette liste pourrait aussi inclure les feuillets de type kaolinite et kaolinite hydratée.

I. — LES DIFFÉRENTS TYPES D'INTERSTRATIFICATION.

MAC EWAN (1949) décrit trois types d'interstratification possibles :

1. interstratification régulière;
2. interstratification soumise aux lois du hasard;
3. interstratification avec ségrégation en zones homogènes de cristallites d'une même espèce.

Je laisserai de côté ce troisième type, difficile à distinguer des deux autres auxquels il se rattache; en effet si les paquets de feuillets identiques sont épais, les réflexions aux rayons X tendent à être celles de chacun des minéraux représentés, alors que s'ils sont minces, le comportement de l'ensemble tend vers le type 2.

1. Les minéraux interstratifiés réguliers.

Ces minéraux sont faciles à définir. Ils sont formés par l'empilement de feuillets de deux (ou plusieurs) types, ayant les structures de minéraux simples connus. Cet empilement est régulier, mais la période de répétition des éléments constitutifs permet de distinguer deux groupes de minéraux.

— Dans le premier groupe, chaque feuillet a pour voisins immédiats deux feuillets d'un type différent. On parvient ainsi à une séquence de type ABABAB... Le nombre de feuillets d'un type est égal à la moitié du nombre total des feuillets constituant le cristallite. On dit que le taux d'interstratification est de 50 %.

A ce premier groupe, on peut adjoindre des minéraux dont le taux d'interstratification reste de 50 %, mais dans lesquels un feuillet A peut avoir pour voisin soit un feuillet A de même type, soit un feuillet B de type différent. La séquence obtenue est de la forme AABBAABB ou AAABBB... Il est évident que le nombre de feuillets identiques accolés doit rester petit, sinon on obtiendrait un cas de ségrégation régulière.

— Le deuxième groupe est caractérisé par un taux d'interstratification différent de 50 %, et par une répétition régulière d'un certain motif. Les ensembles ABBABB..., ou AABBBAAABB..., sont de ce type.

Le caractère essentiel de ces empilements est leur régularité. Ils forment, perpendiculairement à leur plan (001) une période régulière. Si on définit un cristal par le fait qu'il possède un réseau tri-dimensionnel régulier, on peut dire que ces édifices constituent de véritables cristaux. Ce sont de vrais minéraux, dont la période le long de l'axe c est égale à la somme des périodes des éléments formant le motif de répétition.

De tels minéraux interstratifiés réguliers de deux types de feuillets ont été définis. Étant donné qu'il s'agit de vrais minéraux, certains ont reçu un nom particulier, comme la « corrensite », interstratifié régulier de feuillets de type chlorite et de feuillets de type montmorillonite (LIPPMANN, 1959), ou ont conservé leur ancien nom, comme la rectorite.

2. Les édifices interstratifiés irréguliers.

Ces édifices sont formés par l'empilement désordonné, au hasard, sans loi de répétition de feuillets de deux (ou plusieurs) types. Il n'y a plus ici de périodicité le long de l'axe c . Il ne s'agit donc pas de véritables minéraux puisqu'ils ne possèdent pas de réseau tridimensionnel. C'est la raison pour laquelle je leur donnerai le nom « d'édifices interstratifiés ».

Si on considère le désordre non seulement dans la particule elle-même, mais aussi dans l'ensemble de la roche, on peut distinguer plusieurs types d'interstratifications irrégulières.

a) *Le désordre n'existe que dans la particule.* Ceci revient à dire que toutes les particules sont semblables. Elles sont formées de feuillets de deux types, A et B, empilés les uns sur les autres sans ordre. Elles sont caractérisées par leur taux d'interstratification qui est le même pour toutes. A l'exemple de KUBLER (1959), j'appellerai α le taux d'interstratification, c'est-à-dire la proportion de feuillets B interstratifiés dans les feuillets A. α varie de 0 à 1, quand le pourcentage de feuillets B varie de 0 à 100. Ainsi, si $\alpha = 0$, la particule n'est formée que de feuillets de type A et si $\alpha = 1$, seuls les feuillets de type B sont présents. La figure 5a représente la composition d'une roche formée de particules ayant toutes le même α .

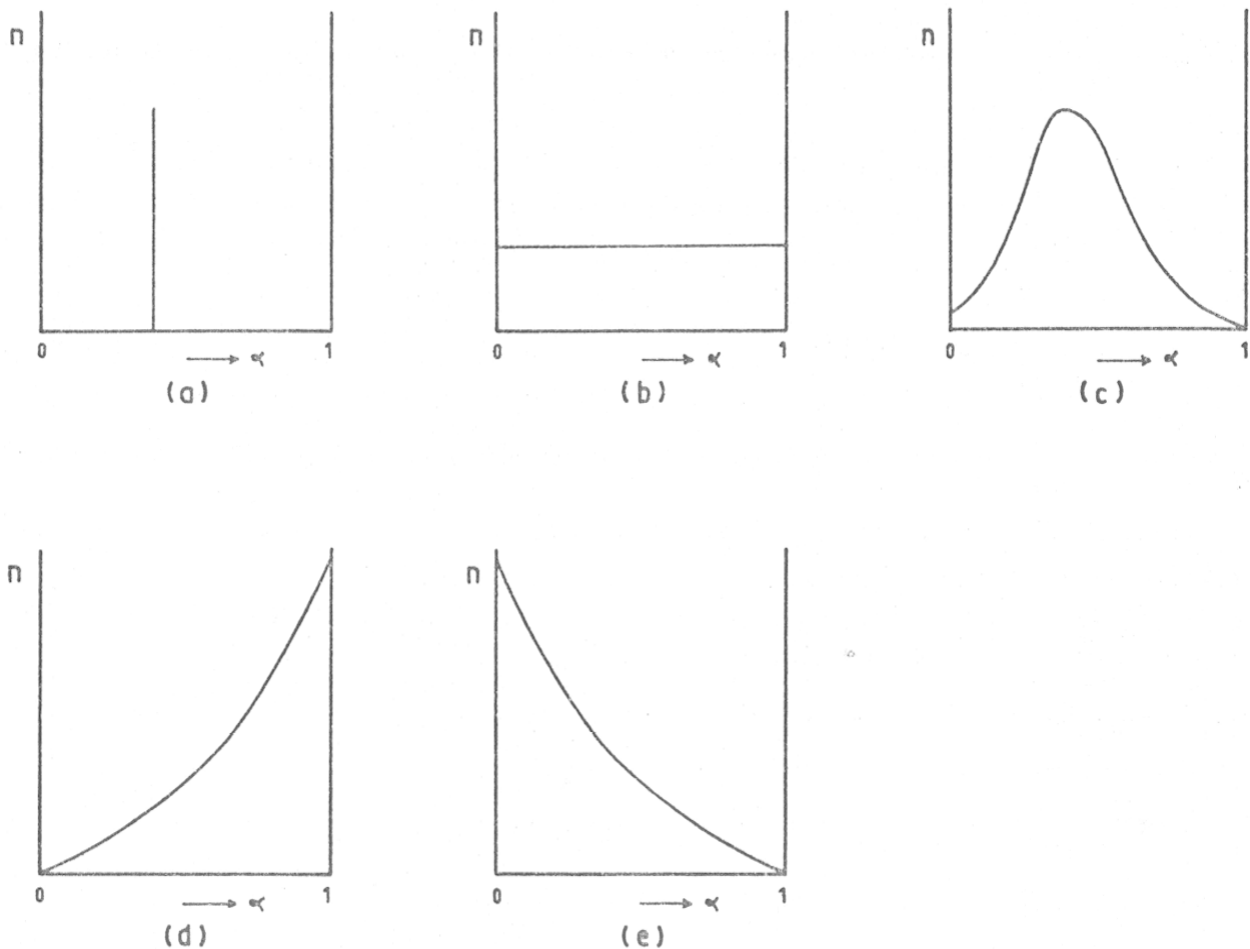


FIG. 5. — Représentation schématique de la composition d'un ensemble de particules interstratifiées.
 α : taux d'interstratification;
 n : nombre de particules ayant un α donné.

b) Le désordre existe à la fois dans la particule et dans la roche. Les particules sont différentes entre elles; dans l'ensemble de la roche, tous les taux d'interstratification possibles peuvent être réalisés. J'ai comparé (LUCAS, 1962) cette situation à celle que présente un lot de pièces de fer, de formes semblables, mais plus ou moins rouillées, tous les intermédiaires pouvant exister entre la pièce intacte et la pièce entièrement rouillée. De même, dans une roche, tous les intermédiaires peuvent théoriquement exister entre deux pôles A et B.

Plusieurs cas peuvent être distingués suivant la répartition des particules dans la roche :

- l'ensemble des cristallites présente toutes les valeurs possibles de α et le nombre des particules est le même quel que soit α (fig. 5b);
- la répartition du nombre des particules en fonction de α se fait suivant une courbe en cloche (fig. 5c); ceci revient à dire que le plus grand nombre de particules possède un α voisin;
- la majorité des particules est formée d'un seul type de feuillet; le nombre des particules décroît quand α décroît ou croît (fig. 5d, e).

3. Les édifices interstratifiés ne sont pas des empilements de minéraux simples.

Dans ce qui précède, les interstratifiés ont été décrits en termes de feuillets de type différent, A et B, comme l'habitude en a été prise. Mais un autre mode d'expression peut être utilisé pour tenter de mieux saisir la réalité.

Nous avons vu que les minéraux à trois couches ont tous la même architecture structurale. Tous

sont formés d'un feuillet silicaté dont l'épaisseur est égale à 6,50 Å environ (1). Si on ne tient pas compte de leur composition chimique, les différents minéraux ne se distinguent que par la distance qui sépare les feuillets silicatés et par les possibilités de variation de cette distance avec différents agents (chaleur, polyalcools,...). Si on considère un édifice interstratifié, régulier ou non, formé de feuillets de type illite et de feuillets de type montmorillonite, on peut, en termes de longueur sur l'axe *c*, parler d'un interstratifié de feuillets à 10 Å et de feuillets à 14 Å. L'épaisseur du feuillet Te - Oc - Te étant constante, il n'y a que les distances interfoliaires qui sont différentes; elles sont, soit de 3,5 Å, soit de 7,5 Å (2). On peut donc dire que l'interstratification de feuillets à 10 Å et de feuillets à 14 Å, revient à l'empilement de feuillets de même épaisseur séparés, soit par une distance de 3,5 Å, soit par une distance de 7,5 Å. D'un point de vue purement géométrique, le caractère essentiel d'un édifice interstratifié est qu'un de ses feuillets silicatés est, ou peut être, séparé de ses deux voisins par des distances inégales. C'est le point de vue de MÉRING (1949) qui étudie la « réflexion sur les paquets de feuillets parallèles séparés par des écartements inégaux d_1, d_2, \dots, d_r ». Un exemple simple est donné par les édifices interstratifiés de montmorillonite à 12 Å et de montmorillonite à 14 Å. Ici, les deux feuillets sont réellement identiques, mais le phénomène est le même, si les deux feuillets sont chimiquement différents.

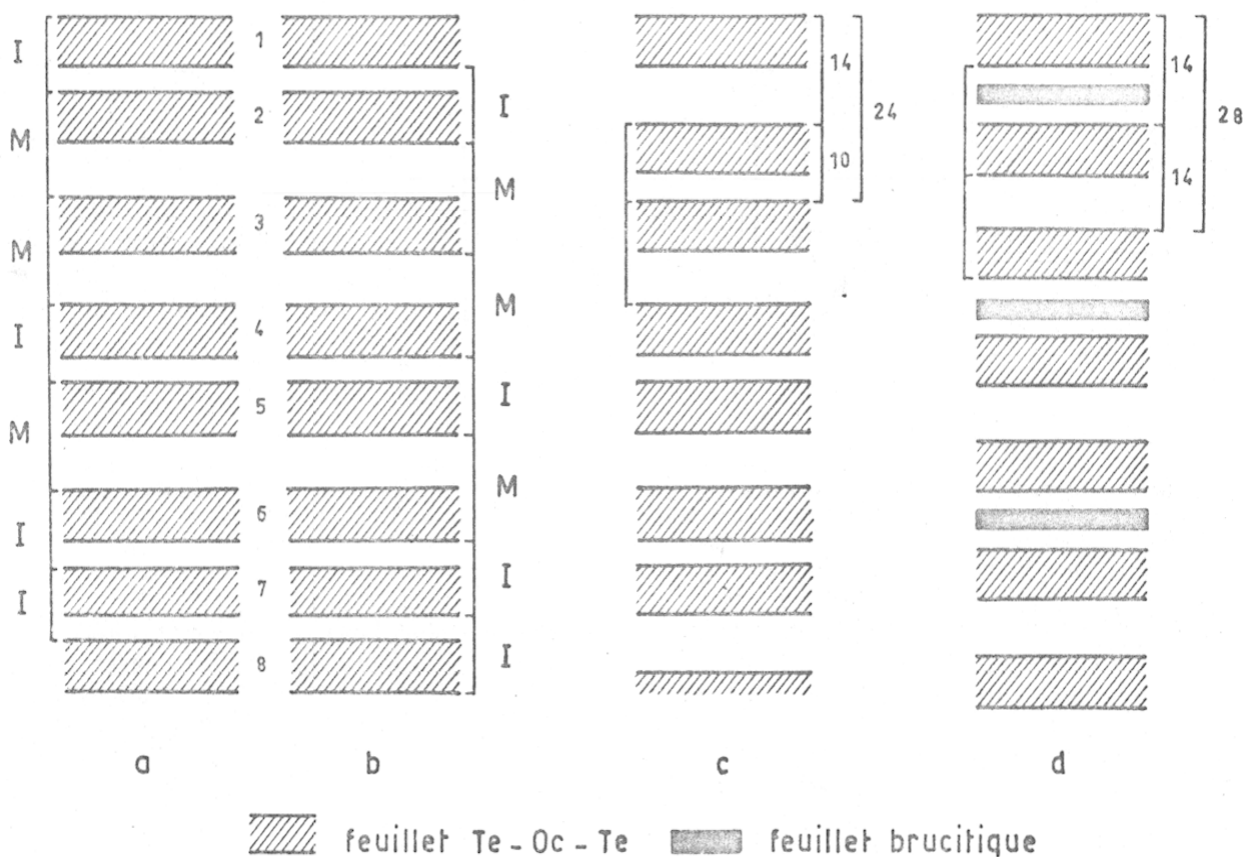


FIG. 6. — Représentation schématique d'édifices interstratifiés.

Sur la figure 6, un empilement irrégulier a été représenté, qu'on peut considérer comme formé de feuillets à 10 Å et de feuillets à 14 Å. Si on essaie d'individualiser les espèces illite et montmorillonite, on peut y parvenir de deux façons *a* et *b*. On voit que le feuillet silicaté 2, par exemple, peut être attribué soit à l'illite, soit à la montmorillonite. Or les compositions chimiques de l'illite et de la montmorillonite sont très différentes; elles n'ont pas les mêmes remplacements ioniques et les charges développées par leur feuillet silicaté sont inégales. Il est donc inconcevable

(1) Cette épaisseur de 6,50 Å est comptée du centre des oxygènes bordant une face d'un feuillet au centre des oxygènes bordant l'autre face.

(2) Ces distances sont comptées du centre des oxygènes bordant un feuillet au centre des oxygènes bordant le feuillet voisin.

que le feuillet 2 puisse appartenir indifféremment à l'illite ou à la montmorillonite. De tous les feuillets représentés sur la figure, seul le feuillet 3, séparé de ses deux voisins par une distance de 7,5 Å peut être qualifié de feuillet montmorillonite; le feuillet 7, pour des raisons analogues, peut être qualifié de feuillet illite. Les autres feuillets ne sont ni l'un, ni l'autre. Dans une interstratification régulière 1/1, aucun feuillet ne peut être assimilé à un minéral particulier (fig. 6c et d).

Il semble donc que ce soient les espaces interfoliaires qui commandent les propriétés des interstratifiés et, en particulier, leur comportement aux rayons X.

Les rayons X ne sont, en effet, utilisés que pour mesurer des distances. Comme les paramètres a et b sont sensiblement égaux pour les différentes espèces, seule la valeur de c , ou plus exactement la distance qui sépare deux plans (001), est utilisée dans la reconnaissance des minéraux. L'épaisseur du feuillet silicaté étant constante, la distance fondamentale ne varie qu'en fonction des écartements interfoliaires. Ce sont donc eux, et eux seuls, qui sont utilisés.

Un édifice interstratifié a des écartements de deux types : les uns se comportent *comme ceux* de l'illite, les autres *comme ceux* de la montmorillonite, par exemple. Un tel édifice est appelé (illite-montmorillonite). Mais il s'agit là d'une extension de langage qui n'est justifiée que par le comportement aux rayons X. En réalité, ni l'illite véritable, ni la montmorillonite ne sont présentes. Les rayons X n'étant capables que de mesurer des distances, il ne faut pas vouloir en tirer davantage.

Il semble que cette notion est très importante pour l'interprétation qu'on est tenté de faire de la présence dans une roche de ces interstratifiés. Nous en verrons des exemples dans la troisième partie de ce travail.

II. — NOMENCLATURE DES INTERSTRATIFIÉS.

La complexité des édifices interstratifiés pose un problème délicat de nomenclature. Il ne s'agit pas là d'un problème académique secondaire, mais d'une question essentielle. En effet, les noms donnés ne sont pas indifférents. Ils servent, non seulement à désigner un objet avec la plus grande précision possible, mais aussi à être compris par chacun sans ambiguïté.

Je prendrai pour base de cette discussion le système proposé par le sous-comité de nomenclature du groupe anglais des argiles (BROWN, 1955) qui a publié la résolution suivante :

If interstratification is regular and the nature of the layers is established, a specific name should be given to the material, e.g. rectorite, stilpnomelane. If the interstratification is not regular the material should be described in terms of the component layers, e.g. for a material composed of a small proportion of chlorite layers randomly interstratified with a major proportion of mica layers, the name proposed is chloritic-mica. For more nearly equal proportions of the two types of layers randomly interstratified, the name chlorite-mica is proposed (note the use of hyphen). More complex types of interstratification would have to be described fully » (1).

1. Cas des minéraux interstratifiés réguliers.

Le cas le plus simple est celui de l'alternance régulière 1/1 de deux types de feuillets, ou plutôt de deux écartements différents de part et d'autre de feuillets silicatés tous identiques. Ces minéraux vrais méritent un nom particulier, comme le préconise la solution anglaise. Un excellent exemple est celui de la *corrensite*. Ce minéral est formé par l'interstratification régulière 1/1 de feuillets à 14 Å stables d'une part, et de feuillets à 14 Å gonflant au glycérol et s'écrasant sous l'effet de la chaleur, d'autre part. La définition de ce minéral a donné lieu à de nombreuses discussions,

(1) Si l'interstratification est régulière et si la nature des feuillets est établie, un nom spécifique devrait être donné au matériel, par ex. rectorite, stilpnomélane. Si l'interstratification n'est pas régulière, le matériel devrait être décrit en termes de feuillets composants, par exemple pour un matériel composé d'une petite proportion de feuillets chlorite, interstratifiés au hasard avec une proportion majeure de feuillets mica, le nom proposé est mica-chloritique. Pour des proportions plus proches de l'égalité des deux types de feuillets interstratifiés au hasard, le nom de chlorite-mica est proposé (noter l'usage du trait d'union). Des types plus complexes d'interstratification devraient être décrits entièrement.

portant sur la nature de ces feuillets gonflants. Certains y ont vu la vermiculite (BRADLEY et WEAVER, 1956; LIPPMANN, 1956), d'autres la montmorillonite (EARLY et coll., 1956; LIPPMANN, 1959), d'autres enfin la chlorite gonflante (MARTIN-VIVALDI et MAC EWAN, 1960). En dehors du fait que tous ces auteurs ne parlent probablement pas du même minéral, cette discussion paraît sans objet, puisqu'aucune de ces espèces simples n'existe. En fait, les rayons X indiquent l'alternance régulière d'interfoliaires stables et d'interfoliaires gonflants se comportant comme ceux de la chlorite et de la montmorillonite. La seule possibilité de transcription descriptive est : $(14_C - 14_M)$ rég., où 14_C et 14_M désignent des feuillets qui se comportent aux rayons X comme ceux de la chlorite et de la montmorillonite (voir plus loin). Toute précision supplémentaire est nuisible, qui laisse penser que les feuillets Te - Oc - Te sont différents, alors qu'ils sont identiques. L'étude d'un tel minéral doit se mener, non pas comme celle d'un phénomène étrange, mais comme celle d'un nouveau minéral simple. A ce point de vue, la chlorite, alternance régulière de feuillets silicatés et de feuillets brucitiques est aussi un minéral interstratifié, mais l'interstratification ne porte pas sur les interfoliaires; elle porte sur les feuillets eux-mêmes.

De même, l'*allevardite*, définie par CAILLÈRE, MATHIEU-SICAUD, HÉNIN (1950), puis par BRINDLEY (1956), est un interstratifié de feuillets à 10 Å et de feuillets à 14 Å instables au glycol.

Ce minéral a été parfaitement défini comme « voisin de la montmorillonite dans lequel les feuillets mica, généralement groupés par deux, sont séparés par une couche de molécules d'eau » (CAILLÈRE et coll., p. 193). Il s'agit donc bien de l'empilement de feuillets Te - Oc - Te séparés de leurs voisins par un espacement invariable de type mica d'un côté, et par un espacement de type montmorillonite, de l'autre.

Tous les interstratifiés réguliers pourraient ainsi recevoir un nom. Ceci ne chargerait pas beaucoup plus la nomenclature minéralogique, car le nombre des minéraux possibles est assez limité. En admettant que seuls les feuillets à trois couches puissent s'interstratifier aisément ⁽¹⁾, on peut définir 4 types de comportement aux rayons X de ces feuillets :

- espace interfoliaire stable, insensible aux traitements par le glycol et par la chaleur, engendrant une distance de 10 Å 10
- espace interfoliaire stable, engendrant une distance de 14 Å semblable à celle de la chlorite 14_C
- espace interfoliaire augmentant sous l'action du glycérol et diminuant à la chaleur, engendrant une distance de 14 Å, semblable à celle de la montmorillonite 14_M
- espace interfoliaire stable au glycérol, mais diminuant à la chaleur, engendrant une distance de 14 Å, semblable à celle de la vermiculite 14_V

Dans cette énumération, je n'ai pas compté les feuillets à 12 Å se comportant comme la montmorillonite, puisqu'ils peuvent toujours être ramenés à 14 Å par un échange de base approprié. Les feuillets du type chlorite gonflante n'ont pas non plus été comptés. Ce sont, en effet, des feuillets eux-mêmes irréguliers, qui ne doivent leurs propriétés de gonflement qu'à un défaut de la couche brucitique. Ils ne peuvent probablement pas faire partie de minéraux interstratifiés réguliers.

En combinant, deux à deux, ces quatre types de feuillets, on obtient six possibilités : $(10-14_C)$; $(10-14_M)$; $(10-14_V)$; (14_C-14_M) ; (14_C-14_V) ; (14_M-14_V) . Six noms suffisent pour désigner les interstratifiés réguliers 1/1, formés à partir des feuillets Te - Oc - Te. Parmi ces six noms possibles, trois sont déjà donnés :

- Corrensite : (14_C-14_M) (LIPPMANN, 1959);
- Allevardite : $(10-14_M)$ (CAILLÈRE, MATHIEU-SICAUD, HÉNIN, 1950).
- Rectorite : $(10-14_V)$ (BRADLEY, 1950).

Le tableau III donne des valeurs théoriques pour les 6 interstratifiés possibles et les valeurs observées pour les 3 espèces déjà rencontrées.

Dans le cas où l'alternance régulière n'est plus de 1/1, il ne semble pas nécessaire de créer un nom nouveau pour chaque rapport défini. Le nom de l'espèce contenant les mêmes feuillets constituants peut servir de nom de groupe. Il suffit de faire suivre ce nom par le rapport déterminé, pour qu'aucune ambiguïté ne soit possible. On peut ainsi parler de minéraux du groupe de la corrensite :

corrensite, corrensite 2/1, etc...

(1) BRINDLEY et GILLERY (1953) ont décrit une structure mixte kaolin-chlorite $(7-14_C)$. Mais ces minéraux sont actuellement rares et incertains, et je laisserai de côté les constructions avec des feuillets à 7 Å.

TABLEAU III

Valeurs théoriques et observées de la raie $d_{(001)}$ pour les six interstratifiés 1/1 possibles

	Valeurs théoriques				Valeurs observées				
	N	G	E G	550°	N	G	E G	550°	
(10-14 _c)	24	24	24	24					
Allevardite (10-14 _v)	24-25	28-29	27-28	20	24,62	-	26,5	19,24	BRINDLEY (1956)
Rectorite (10-14 _v)	24-25	24-25	27-28	20	25	-	26,6	19,5	BRADLEY (1950)
Corrensite (14 _c -14 _v)	28-29	32	31	24	29	-	31	24	LIPPMANN (1959)
(14 _c -14 _v)	28	28	31 ?	24	29,1	32	-	23,1	EARLEY et coll. (1956)
(14 _v -14 _v)	28	32	36 ?	20					

2. Cas des édifices interstratifiés irréguliers.

Il n'est pas question de donner aux édifices irréguliers un nom particulier, puisque ces édifices sont par définition mal définis. Il faut donc utiliser un mode de transcription descriptif donnant le maximum de renseignements sous la forme la plus concise. Le problème peut être traité en deux parties complémentaires : nomenclature des particules et nomenclature des ensembles.

— *Nomenclature des cristallites* : le système proposé à Londres, très pratique à utiliser, ne peut être conservé intact puisqu'il introduit une cause d'erreur en nommant les feuillets qui ne sont pas, ou qui sont peu représentés. J'ai donc utilisé un système basé sur le même principe, mais dans lequel les noms des minéraux sont remplacés par les notations de feuillets définies dans le paragraphe précédent, auxquelles sont adjointes les notations :

12 : feuillet gonflant au glycérol et s'écrasant à la chaleur comme ceux de la montmorillonite à 12 Å.

14_G : feuillet gonflant au glycol mais stable à la chaleur, comme ceux de la chlorite gonflante.

Ainsi l'exemple proposé à Londres (« chlorite-mica ») sera écrit au cours de ce texte (10-14_C), les deux types de feuillets séparés par un trait d'union étant réunis entre parenthèses. Une détermination plus précise doit indiquer la valeur de α , taux d'interstratification de 14_C dans 10. Un cas particulier est celui où α est voisin de 0 ou de 1, c'est-à-dire où la grande majorité des feuillets sont identiques. Ce cas est surtout intéressant pour l'illite dont les feuillets peuvent être lessivés, « un par un », de leurs ions potassium. Ce départ provoque l'écartement des feuillets qui, de 10 Å passent à 14 Å. Lorsque peu de feuillets sont ouverts (α voisin de 0), on dit que le mica est baillant, qu'on a affaire à un « mica ouvert ». Un tel mica sera écrit : I₀. Si le comportement des espaces interfoliaires à 14 Å peut être précisé, il le sera en remplaçant l'indice 0 par la précision reconnue : I_M, I_V, I_C.

— *Nomenclature des ensembles* : Dans le cas où le désordre existe dans la particule et dans la roche, c'est un nom à l'ensemble qu'il faut donner, puisque chaque particule est différente de sa voisine. En combinant les 6 types de feuillets 10, 12, 14_C, 14_M, 14_V et 14_G, en utilisant trait d'union et parenthèses, on peut aboutir à un système cohérent et parlant, permettant d'exprimer toutes les possibilités. Quelques exemples permettront de mieux décrire ce système.

— (14_C-14_M) : Ce symbole signifie que l'ensemble interstratifié est formé de feuillets à 14_C et à 14_M, toutes les particules ayant une composition voisine. Si l'ensemble est presque régulier, on dira : (14_C-14_M) voisin de la corrensite.

— C — (14_C-14_M) : Ici la variété des particules est plus grande. Il existe des particules formées uniquement de chlorite, mais un passage continu où α passe de 0 à 1/2 existe. La chlorite n'est pas nettement séparée de l'ensemble interstratifié.

— C — (14_C-14_M) — M : dans cet ensemble α varie de 0 à 1, des particules de chlorite et de montmorillonite existent, mais elles ne sont que les limites d'une série continue.

Pour marquer que chlorite ou montmorillonite sont des espèces nettement séparées de l'ensemble interstratifié, une virgule remplacera le trait d'union. Par exemple : C, M, (14_C-14_M) ou C, (14_C-14_M). Ici, il y a mélange de minéraux différents, et non passage continu.

III. — ÉTUDE THÉORIQUE AUX RAYONS X DES ÉDIFICES INTERSTRATIFIÉS.

Cette étude a été abordée par HENDRICKS et TELLER (1942), puis par MÉRING (1949). Les premiers auteurs traitent du cas très général de l'empilement d'un nombre infini de couches, dans lequel la notion de particule n'intervient pas. Le second réduit le problème au calcul « de l'effet résultant d'une multitude d'empilements indépendants formés chacun d'un nombre fini de couches M . On suppose que ce nombre est le même dans tous les empilements et que les couches sont identiques » (p. 371).

D'autre part, ces deux études traitent du désordre dans l'empilement des couches, quelle que soit la nature de ce désordre. Elles s'intéressent donc à la fois, aux minéraux interstratifiés formés par l'empilement de feuillets d'épaisseurs différentes, aux isomorphes dans lesquels l'empilement est formé de feuillets d'épaisseur constante avec des translations désordonnées parallèles au plan des feuillets, enfin aux structures dans lesquelles le désordre provient de « défauts » plans, parallèles, répartis au hasard.

De leur côté, MAC EWAN, RUIZ AMIL et BROWN (1961) font le point de ces études et traitent la question du point de vue plus restreint qui nous intéresse, celui des minéraux argileux interstratifiés.

Ces travaux, après de longs développements mathématiques, parviennent à la formulation d'équations, permettant de déterminer la position et l'intensité des pics d'un édifice interstratifié donné, ou réciproquement de déterminer la composition d'un interstratifié dont on connaît la courbe de diffraction.

Ils fournissent deux résultats importants :

— les réflexions observées sont anormales et se reconnaissent immédiatement à ce qu'on ne peut pas leur attribuer d'indice rationnel;

— la réflexion fondamentale $d_{(001)}$ d'un interstratifié à deux feuillets A et B est comprise entre $d_{(001)}$ de A et $d_{(001)}$ de B. Elle passe de $d_{(001)}$ A à $d_{(001)}$ B lorsque le taux d'interstratification de B dans A passe de 0 à 1. Cette variation n'est pas linéaire. MAC EWAN et coll. (1961) donnent les courbes de variation $d_{(001)} = f(\alpha)$, calculées à partir des formules des différents auteurs.

Ces calculs théoriques sont très précieux, car ils permettent d'être renseigné sur le comportement exact des édifices interstratifiés aux rayons X. Malheureusement, ils ne sont pas applicables à l'étude pratique des roches argileuses. En effet, les formules de HENDRICKS et TELLER, et de MÉRING ne s'appliquent que si « les épaisseurs des domaines ordonnés (succession AAA et BBB de feuillets différents) se répartissent suivant une loi exponentielle... Les interstratifications naturelles des espèces phylliteuses n'obéissent pas à cette loi de distribution. Les formules de HENDRICKS et TELLER, et celles de MÉRING ne leur sont donc pas applicables » (MÉRING, 1962).

On pourrait atteindre un résultat précis en utilisant la méthode de l'inversion de FOURIER de l'ensemble des réflexions (001) irrationnelles. Mais ceci ne peut être fait qu'à partir de diagrammes précis riches en pics nettement définis, que les matériaux naturels, utilisés par le géologue ne fournissent habituellement pas.

La détermination courante doit donc utiliser une méthode purement qualitative, basée sur l'observation des toutes premières raies et quelquefois sur la seule première raie d'un diagramme. Cette méthode qui va maintenant être décrite paraîtra peut-être bien précaire, mais je pense que les résultats qu'elle fournit la justifient.

IV. — DÉTERMINATION PRATIQUE AUX RAYONS X DES ÉDIFICES INTERSTRATIFIÉS.

1. Les minéraux interstratifiés réguliers.

Nous avons vu que ces minéraux interstratifiés réguliers sont de vrais minéraux. La régularité de leur empilement se traduira donc par une série rationnelle de leurs réflexions (001), dont la

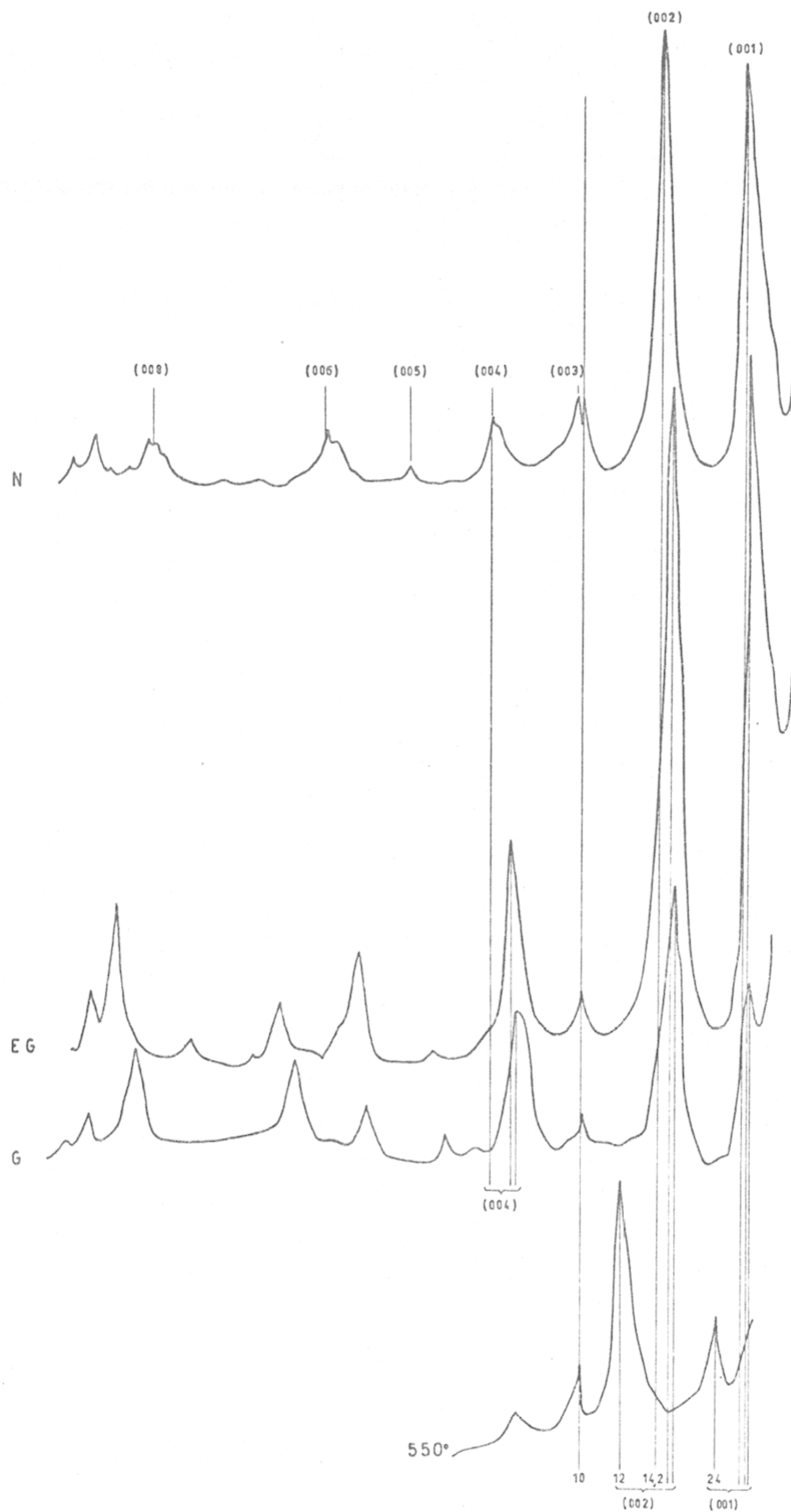


FIG. 7. — Diagramme de diffraction aux rayons X d'une corrensite de Lavren (Doubs).

première (001) correspond à l'écartement fondamental, à l'épaisseur du motif de répétition. Dans le cas le plus fréquent d'un minéral formé de l'alternance régulière d'un feuillet de type A et d'un feuillet de type B, cette épaisseur est égale à l'épaisseur de A + B. La réflexion $d_{AB}(001)$ est donc égale à $d_A(001) + d_B(001)$.

L'exemple fréquemment rencontré dans les argiles du Trias est la corrensite.

La figure 7, représente des diffractogrammes obtenus sur une corrensite du Jura, et le tableau IV donne les équidistances observées, pour des échantillons non traités (N), traités au glycérol (G), à l'éthylène-glycol (EG) et chauffés à 550°.

TABLEAU IV
Equidistances observées pour les raies (00l) de la corrensite

Indice	Distances réticulaires en Å			
	N	G	EG	550°
001	28,5	31,5	30,5	24
002	14,2	15,5	15,2	12
003	9,5	9,9	9,9	8,0
004	7,1	7,8	7,69	
005	-	6,3	-	
006	4,73	5,2	5,13	
007	4,1	4,5	4,38	
008	3,55	-	3,8	
009	3,18	3,45	3,42	

La détermination des minéraux interstratifiés réguliers revient à la reconnaissance du nombre de feuillets participant au motif de répétition et à la qualité et à la répartition des différents espaces interfoliaires. Le nombre de feuillets par « cellule-unité » est déterminé à partir de la plus grande épaisseur reconnue au motif. Cette épaisseur est calculée en multipliant chaque valeur en Å, mesurée pour un pic, par le numéro d'ordre du pic correspondant. Si le minéral est très régulier, les produits obtenus doivent être égaux. A partir de ce chiffre, il est facile de calculer le nombre de feuillets participant à l'édification de la cellule-unité, puisque ces feuillets ont des épaisseurs déterminées : 10, 12 ou 14 Å. Dans quelques cas rares, des feuillets à 7 Å peuvent aussi être reconnus.

La même opération, faite après traitement au glycérol ou au glycol, permet de reconnaître le pourcentage de feuillets gonflants, et après traitement à la chaleur, le pourcentage de feuillets instables à chaud.

Il est impossible, avec les seuls rayons X, de reconnaître la répartition des différentes couches. Par exemple, pour un minéral formé de 50 % de feuillets de type B, on ne peut pas déterminer si les successions sont 1/1 : ABAB... ou 2/2 : AABBAABB... Il est cependant probable que c'est la forme la plus simple qui se fait le plus facilement et que les interstratifiés à 50 % sont le plus souvent du type 1/1.

2. Les édifices interstratifiés irréguliers.

a) Principes de détermination.

L'absence de période, de régularité, le long de l'axe c , se traduit par des réflexions irrégulières, « pilotées » par les réflexions normales des feuillets constituants.

La méthode utilisée est basée sur le résultat de MÉRING (1949). On porte sur une même droite les vecteurs réciproques répétés $S_1 = \frac{1}{d_1}$ et $S_2 = \frac{1}{d_2}$, c'est-à-dire l'emplacement des réflexions

de 2 minéraux simples A et B, telles qu'elles sont observées sur les enregistrements (fig. 8). En rejoignant par une ligne renforcée les deux réflexions les plus proches, quel que soit leur numéro d'ordre, on détermine les régions dans lesquelles se font les réflexions. Dans chaque zone, une réflexion unique apparaît, remplaçant les deux réflexions primitives.



FIG. 8. — Représentation schématique des zones de réflexion d'un édifice interstratifié formé de feuillets de type A et B.

Lorsque α (taux d'interstratification de B dans A) varie de 0 à 1, la réflexion résultante se déplace de S_1 vers S_2 , de $2S_1$ vers $3S_2$, etc...

Deux faits doivent être signalés :

- le nœud $2S_2$ est isolé; il reste donc immobile, seule sa forme et son intensité varient avec α ; quand α passe de 1 à 0, le pic s'étale et s'évanouit sans se déplacer;
- le déplacement d'un pic entre ses deux extrêmes n'est pas linéaire : des courbes représentant la position de ce pic en fonction de α ont été calculées (BROWN et MAC EWAN, 1951).

Cependant on peut admettre « qu'en première analyse, on ne fera pas une grande erreur en considérant que le pic se déplace linéairement à partir de la position de l'un des constituants purs, vers la position la plus voisine de l'autre constituant, proportionnellement aux composants ⁽¹⁾ ».

Ceci peut se traduire par la formule simple :

$$d_m = d_A + (d_B - d_A) \alpha \quad (\text{KUBLER, 1960})$$

permettant d'évaluer rapidement le taux d'interstratification de B dans A.

b) Application aux édifices interstratifiés irréguliers.

Ce paragraphe a pour but de définir l'emplacement et la forme des pics de diffraction produits par chacun des types d'interstratification définis au précédent chapitre. On s'attachera surtout au premier pic de la série, souvent seul présent.

— *Le désordre n'existe que dans la particule* : toutes les particules donnent une réflexion située au même endroit. L'intensité du pic est donc importante, et le pic est relativement étroit (fig. 9a). La position du pic indique le taux d'interstratification.

Dans ces édifices à taux constant, l'intensité des pics secondaires de la série irrationnelle de réflexions, décroît rapidement quand on s'élève dans la série. Cette décroissance est d'autant plus rapide que l'irrégularité est plus grande.

On peut, dans une série de diagrammes contenant des interstratifiés de même type, observer que certains d'entre eux ne présentent qu'un seul pic, alors que d'autres en montrent plusieurs. Parallèlement à l'accroissement de leur intensité et de leur nombre, les pics se rapprochent des positions idéales formant une séquence rationnelle (00l) de minéral régulier. Toutes les étapes de désordre peuvent exister, formant une série continue, du désordre total à l'ordre. Ceci explique l'expression « interstratifié presque régulier » qui reviendra fréquemment dans la description des argiles du Trias.

— *Le désordre existe dans la particule et dans la roche* :

— L'ensemble des cristallites présente toutes les valeurs possibles de α et le nombre des particules est le même quel que soit α . Chaque particule réfléchit pour son propre compte un rayonnement situé entre A et B à un emplacement déterminé par son α . Puisque toutes les particules ont un α différent, aucune réflexion ne sera superposée à une autre.

Tous les rayonnements ont la même intensité, aucun pic n'apparaît et seule une élévation du bruit de fond entre A et B, formant un palier, peut être observée (fig. 9b).

— La répartition des particules en fonction de α suit une loi de Gauss. Comme dans le cas

(1) In a preliminary analysis, there will be not great error in assuming that the peaks move linearly from the position for one pure component towards the nearest position of the other component as the proportions of the components alter. (MAC EWAN, RUIZ AMIL, BROWN, 1961, p. 432).

précédent, chaque particule réfléchit pour son compte, mais l'intensité du rayonnement est d'autant plus intense que les particules du même α sont plus nombreuses. La figure 9c, montre la courbe obtenue. Pour chaque point de cette courbe, la valeur de l'ordonnée est proportionnelle au nombre de particules ayant un α correspondant à la valeur de l'abscisse. La position du sommet indique le taux d'interstratification le plus fréquent.

— La majorité des particules est formée d'un seul type de feuillet. Ce cas est un cas particulier du précédent. Le sommet du pic est à l'emplacement de d_A ou d_B ; le pic est fortement dissymétrique la pente la plus faible étant entre d_A et d_B (fig. 9d et e).

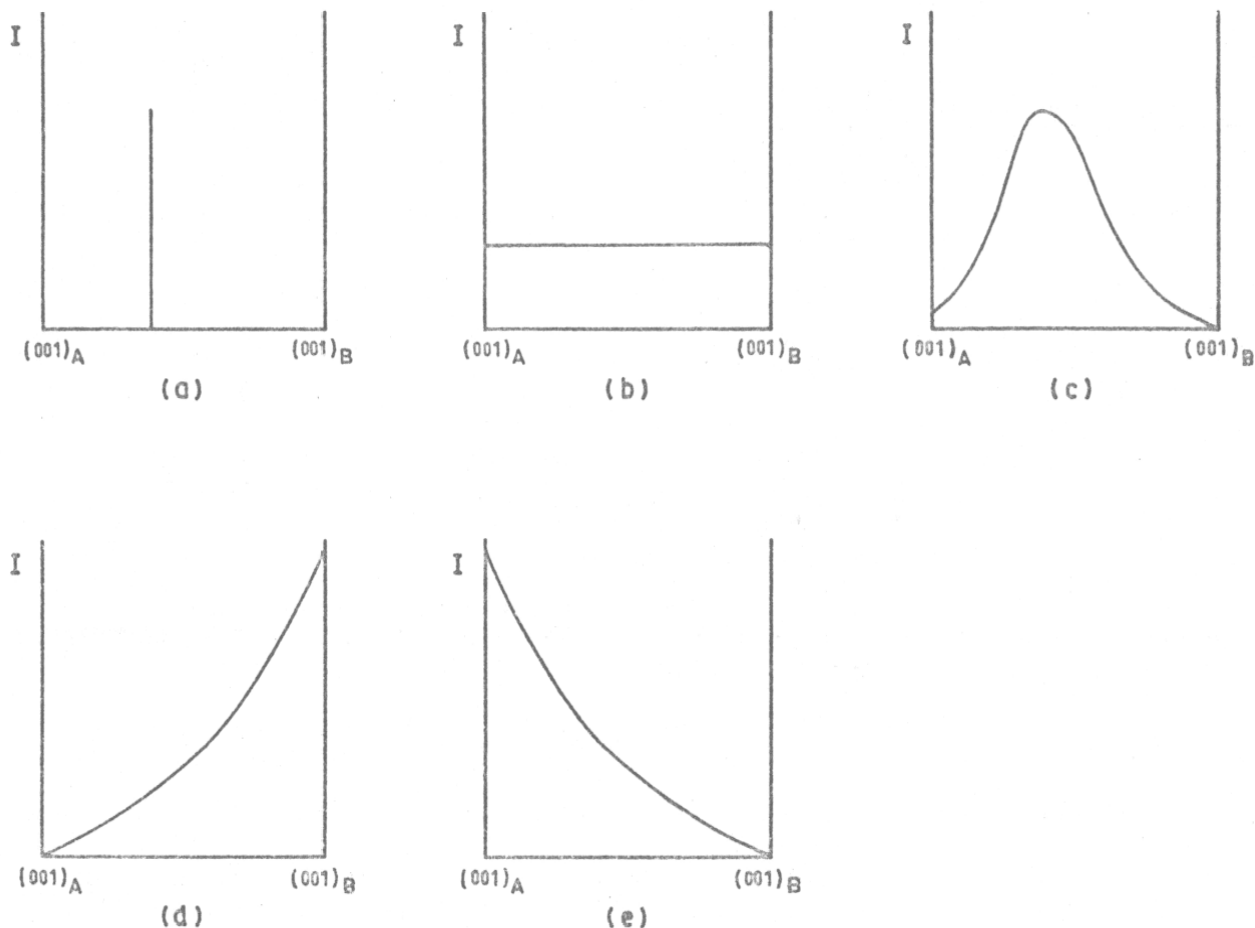


FIG. 9. — Aspect schématique de la courbe de diffraction aux rayons X, pour différents types d'interstratifiés.

En comparant la figure 9 et la figure 5 (p. 27), on constate qu'elles sont identiques. Les formes des courbes sont les mêmes, seule change la nature des coordonnées. Cette identité montre, qu'en première analyse, la forme du pic d'un ensemble d'édifices interstratifiés, renseigne immédiatement sur la qualité et la répartition des particules qui forment cet ensemble.

Il est évident qu'il y a tous les intermédiaires entre les différents types décrits ci-dessus. Toutes les possibilités d'interstratification existent entre deux pôles donnés, formant une variation continue entre ces deux pôles. Des exemples des principaux ensembles rencontrés dans l'étude du Trias vont être maintenant décrits.

A ce stade de la description des minéraux argileux, il semble utile de faire le point, pour tenter de dégager une idée simple de ce qui fait l'originalité des minéraux argileux parmi les silicates.

Les minéraux argileux sont tous, minéraux simples comme édifices interstratifiés, formés par l'assemblage de couches de tétraèdres et de couches d'octaèdres. Cet assemblage peut se faire de deux manières :

— une couche d'octaèdres s'associe à une couche de tétraèdres pour former un feuillet élémentaire Te - Oc, encore appelé 1/1. Ce sont de tels feuillets qui participent à l'élaboration des minéraux du groupe de la kaolinite;

— une couche d'octaèdres s'associe à deux couches de tétraèdres pour former un feuillet élémentaire Te - Oc - Te, encore appelé 2/1. Ces feuillets à trois couches sont ceux qui forment le plus grand nombre de minéraux argileux.

En limitant notre analyse à cette deuxième catégorie, de symbole Te - Oc - Te, on peut considérer que ces feuillets sont formés d'une armature d'ions oxygène. Au sein de cette armature, des cations peuvent prendre place, en position tétraédrique ou octaédrique. Mais, comme le prouvent les valeurs mesurées des paramètres a et b , les dimensions des feuillets ne changent pas ou très peu, quelles que soient la position et la nature de ces cations au sein de la « carcasse oxygène ». On peut en conclure que les feuillets qui constituent les différents minéraux argileux possèdent une permanence structurale, malgré les jeux variés que les cations peuvent esquisser. De plus, ces feuillets sont empilés les uns sur les autres pour former un cristal et sont rendus solidaires les uns des autres par les cations interfoliaires.

C'est ainsi que deux variables distinguent et définissent les différents minéraux argileux de type Te - Oc - Te :

- les cations entrant dans les feuillets;
- les cations interfoliaires.

— *Les cations entrant dans les feuillets.* Les principaux cations entrant dans la composition des feuillets sont Si, Al, Mg. Ils peuvent être accompagnés de Fe, Ti, Mn et de la foule des cations bivalents et trivalents présents dans les réseaux à l'état de traces. Bien entendu, ces ions ayant des valences et des propriétés différentes ne sont pas strictement interchangeable et ne pourront pas occuper indifféremment toutes les positions possibles. Ainsi, le silicium est l'occupant principal des tétraèdres; il peut être en partie remplacé par l'aluminium, mais jamais totalement. L'ion Al préfère les positions octaédriques où il retrouve le magnésium qui est son compagnon fréquent. Malgré ces préférences, il existe un grand nombre de possibilités d'occupation des différents sites. C'est la qualité et la quantité des occupants qui contribuent à déterminer, en partie, les différentes espèces minérales.

Suivant le nombre et la valence des cations occupant le feuillet, des charges électriques plus ou moins fortes peuvent apparaître sur les faces du feuillet. Ces charges sont neutralisées par les cations interfoliaires.

— *Les cations interfoliaires.* Les espaces interfoliaires sont occupés, soit uniquement par des cations simples, comme dans le cas des micas, soit par des cations plus ou moins hydratés comme dans les montmorillonites et les vermiculites, soit enfin par un feuillet organisé de type brucite, comme dans les chlorites. Suivant la nature de leurs occupants, les espaces interfoliaires sont plus ou moins grands; suivant les forces de liaison entre les feuillets, les espaces interfoliaires sont plus ou moins stables sous l'action de divers agents tels que la température ou les polyalcools.

C'est donc des espaces interfoliaires, et d'eux seuls, que dépend la valeur du paramètre d des minéraux argileux. Or c'est cette valeur d que pratiquement nous mesurons dans les dépouillements des diagrammes de diffraction aux rayons X. Et ce sont les variations de cette valeur d qui nous permettent de déterminer les groupes de minéraux. Autrement dit, nos déterminations n'utilisent qu'une propriété seconde de la structure des minéraux argileux, qui permet d'accéder à la famille, mais pas aux espèces minérales à l'intérieur d'une famille.

Une telle présentation résumée des minéraux argileux montre qu'il n'existe pas de différence fondamentale entre les minéraux simples et les minéraux interstratifiés. La différence tient essentiellement dans le mode d'empilement de feuillets structurellement identiques et dans la nature des cations qui occupent les diverses positions possibles. Les rayons X ne permettent de déterminer que l'empilement des feuillets. Au regard des rayons X, on peut définir ainsi les diverses possibilités d'empilement :

- minéraux simples : ces minéraux sont formés par l'empilement de feuillets tous identiques, séparés par des espaces interfoliaires identiques entre eux;
- minéraux interstratifiés réguliers : empilement de feuillets identiques, séparés par des espaces interfoliaires de deux types alternant régulièrement;

— édifices interstratifiés irréguliers : empilement de feuillets identiques ou non, séparés par des espaces interfoliaires différents, se succédant sans loi de répétition.

Ainsi, les différences entre les minéraux argileux, les modifications qu'ils subissent au cours de leur existence dans l'hydrosphère peuvent s'expliquer par des remplacements ioniques à l'intérieur d'une armature fixe. Pour prendre une comparaison imagée, on peut dire que les feuillets Te - Oc - Te sont comparables à des immeubles dont l'architecture reste fixe, mais dont les locataires sont variables. C'est dans cette optique que seront expliquées les transformations des minéraux argileux dans l'hydrosphère.

CHAPITRE III

QUELQUES EXEMPLES D'ASSEMBLAGES ARGILEUX AU TRIAS

Ce chapitre est destiné à illustrer la méthode de détermination aux rayons X et le mode de transcription utilisés tout au long de ce travail. Il n'est pas question, de reproduire les courbes d'enregistrement de plus de 2 000 analyses. Ce catalogue serait fastidieux et inutile, puisqu'on peut rassembler toutes ces courbes dans un petit nombre de groupes. Ce sont ces groupes principaux que je vais essayer de représenter et d'expliquer dans les pages qui suivent.

Dans les tableaux et figures décrivant la variation des minéraux argileux le long d'une coupe ou d'un forage, la composition d'une roche argileuse a été représentée en séparant l'illite, la sépiolite, l'attapulgitite, la kaolinite, et en rassemblant dans un groupe unique tout ce que j'ai appelé le « complexe à 14 Å ». Il est en effet souvent difficile de distinguer, dans un ensemble de particules plus ou moins interstratifiées, la part qui revient aux minéraux purs dont la première raie est à 14 Å : chlorite, vermiculite et montmorillonite. Cependant, dans le texte ou dans une colonne des tableaux, j'ai explicité au maximum la composition de ce complexe à 14 Å, en utilisant les symboles que j'ai déjà décrits.

Par ailleurs, dans les tableaux et graphiques, j'ai donné une appréciation quantitative de la composition de la fraction argileuse des roches. Mais qu'on ne s'y trompe pas, les chiffres proposés n'ont qu'une valeur indicative et n'ont pas la prétention de représenter la quantité exacte de chacun des minéraux constituant un mélange. Ils ne sont destinés qu'à montrer la variation de composition des argiles le long d'une coupe et à comparer les diverses coupes entre elles.

Ils ont été obtenus de la manière suivante :

1. Etablis d'après les résultats de l'analyse aux rayons X, ils ne concernent que la fraction argileuse elle-même et ne donnent aucune indication sur l'importance de cette fraction dans la roche. Les échantillons que j'ai étudiés étant la plupart du temps des argiles, rarement des marnes et moins souvent encore des calcaires ou dolomies, je n'ai pas cherché à savoir quelle part de la roche revenait aux minéraux argileux.

2. Dans le cas de minéraux argileux bien cristallisés, aux pics étroits, l'intensité ou surface du premier pic de diffraction a été mesurée. Dans ce cas, les mesures ont toujours été faites sur le diagramme obtenu à partir de l'échantillon naturel. Tous les minéraux ont été considérés sur un pied d'égalité, sauf la kaolinite, pour laquelle la moitié de la mesure seulement a servi aux calculs de répartition. Il est connu, en effet, que la kaolinite donne à l'état pur des pics plus intenses que les autres minéraux. Dans le cas du mélange kaolinite-chlorite, heureusement rare, je me suis servi des résultats du chauffage à 490° pendant deux heures et du double pic à 25° 20, quand celui-ci était visible. Malgré tout, il faut considérer les chiffres indiqués comme très approximatifs.

3. Dans le cas de minéraux mal cristallisés, aux pics larges et flous, et d'ensembles interstratifiés fournissant des bosses et des paliers, les mesures sont illusoire. Quelle surface d'un palier

doit-on affecter à un minéral particulier si on admet que ce palier est formé par l'association de particules toutes différentes ? L'appréciation est ici purement empirique. Elle ne peut être faite qu'avec prudence et après une expérience acquise sur plusieurs milliers de déterminations. Elle reste, malgré cela, assez subjective, mais elle est cependant obligatoire, les comparaisons entre de nombreux échantillons ne pouvant se faire à l'aide de périphrases. Les quelques diagrammes commentés présentés ci-dessous permettront au lecteur de se faire une idée de la valeur des formules symboliques utilisées.

Dans toutes les figures qui suivent, les courbes ont été redessinées à partir des courbes originales, en simplifiant le tracé de ces dernières. Les petites oscillations de la plume d'enregistrement ont été éliminées pour rendre les courbes plus lisibles. Pour un même échantillon, 3 courbes sont souvent représentées. Elles sont désignées par les signes N, E. G. et 550°. Elles ont été obtenues de la manière suivante :

a) Préparation de la fraction inférieure à 4 μ . Les roches sont préalablement broyées dans un broyeur à bille, type Dangoumeau. La poudre obtenue est mise en suspension dans l'eau distillée par agitation au mixer et lavage à la centrifugeuse, jusqu'à défloculation complète et stabilité de la suspension; aucun défloculant n'a été employé. Si la roche est calcaire, elle est préalablement décalcifiée par traitement à ClH N/10. Si la roche contient beaucoup de gypse, celui-ci est éliminé par lavages répétés au ClNa. La fraction inférieure à 4 μ est prélevée par siphonnage, après un temps de sédimentation convenable, puis déposée sur une lame de verre plane. Cette lame de verre supportant la suspension est mise à sécher sous des tubes à infrarouges pendant 6 à 7 heures. Au cours du séchage, les particules s'orientent naturellement de telle sorte que leurs plans (001) soient parallèles à la lame de verre. Trois préparations sont ainsi faites : la première est utilisée pour les essais N et E. G., la seconde pour l'essai à la chaleur, la troisième mise en réserve.

b) Essai N. L'enregistrement est obtenu à partir de la préparation précédente sans traitement préalable.

c) Essai E. G. La préparation est placée dans un dessiccateur dont le fond contient de l'éthylène-glycol. Le vide est fait dans le dessiccateur à la trompe à eau et la préparation est laissée en présence des vapeurs de glycol pendant 15 heures. De nombreux essais sur des montmorillonites et des corrensites ont montré que ce temps était suffisant pour obtenir un gonflement maximum du réseau. C'est une plaque ainsi traitée qui fournit la courbe E. G.

d) Essai 550°. La préparation est placée dans un four et chauffée à 550° pendant 2 heures. Elle refroidit dans le four jusqu'à 200° environ, puis est placée dans un dessiccateur contenant un desséchant avant d'être exposée aux rayons X.

e) Appareil utilisé et réglage. L'appareil utilisé est un diffractomètre Philips équipé d'un spectrogoniomètre grand angle. Le tube générateur de rayons X est un tube scellé à anti-cathode de cuivre.

Les réglages utilisés sont :

— Générateur : tension : 38 KV, intensité : 18 mA.

— Spectrogoniomètre : jeu de fentes : 1°; 0,1 mm; 1°; — vitesse de rotation : 2° 20/mn.

— Enregistreur : taux d'intensité (rate meter) : 2; sensibilité : 10; constante de temps : 2; vitesse de déroulement du papier 800 mm/h.

Les figures qui suivent représentent les diagrammes obtenus :

1. Sur des minéraux simples plus ou moins cristallisés : attapulgite, sépiolite, illites ouvertes.

2. Sur des ensembles à 14 Å :

— chlorite gonflante C_G et édifices interstratifiés construits avec des feuillets de type 14_C et 14_G : $(14_C - 14_C)$; $C - (14_C - 14_G)$; $C - (14_C - 14_G) - C_G$;

— chlorite et édifices interstratifiés construits avec des feuillets de type 14_C et 14_M : C_M ; $(14_C - 14_M)$; $C - (14_C - 14_M)$; $C - (14_C - 14_M) - M$;

— mélange de deux interstratifiés distincts : $(14_C - 14_G)$ et $(14_C - 14_M)$.

Dans ce chapitre, aucun diagramme de corrensite ni de chlorite n'est présenté. Ces deux minéraux sont en effet décrits par ailleurs et leurs enregistrements sont reproduits sur la figure 39, page 131.

I. ATTAPULGITE.

(Fig. 10)

Quatre diagrammes ont été choisis pour illustrer l'attapulgite.

1. Bou Staïla — 3177.

L'attapulgite est très importante dans la phase argileuse de la roche. Elle est nettement caractérisée par ses pics à 10,4; 6,40; 4,48; 3,68; 3,23 Å.

Il faut remarquer que seul le pic à 10,4 Å est très intense. Les autres ont, par comparaison une très faible intensité.

Ici, l'attapulgite est accompagnée d'illite (10; 5; 3,33 Å) et de chlorite (14,2; 7,07; 4,71; 3,53 Å).

La formule de cette roche dans les tableaux sera :

A : 7; I : 2; C : 1.

2. Marchand — 14.

Ici, en dehors du pic à 10,5 Å, intense, les autres pics de l'attapulgite sont à peu près inexistantes. La formule utilisée est :

A : 5; I : 3; K : 2; C : traces.

3. POM 1 — 310 m — Série salifère supérieure.

L'attapulgite n'est plus représentée que par un pic à 10,5 Å formant avec le pic à 10 Å de l'illite un double crochet en haut d'un même sommet. Ce double pic reste inchangé au glycol. A la chaleur un seul pic à 10 Å est visible.

Bien qu'un seul pic d'attapulgite soit présent, l'attapulgite est cependant bien caractérisée et le film obtenu sur plaquette d'argile orientée confirme cette détermination.

A : 4; I : 5; C : 1.

4. POM 1 — 179,20 m — Série pélitique supérieure.

Dans ce diagramme, le pic de l'attapulgite n'apparaît plus que comme une rupture de pente dans la montée du pic de l'illite. Un peu plus visible après traitement au glycol, il disparaît par chauffage.

A : 2; I : 4; complexe à 14 Å : 3; K : 1.

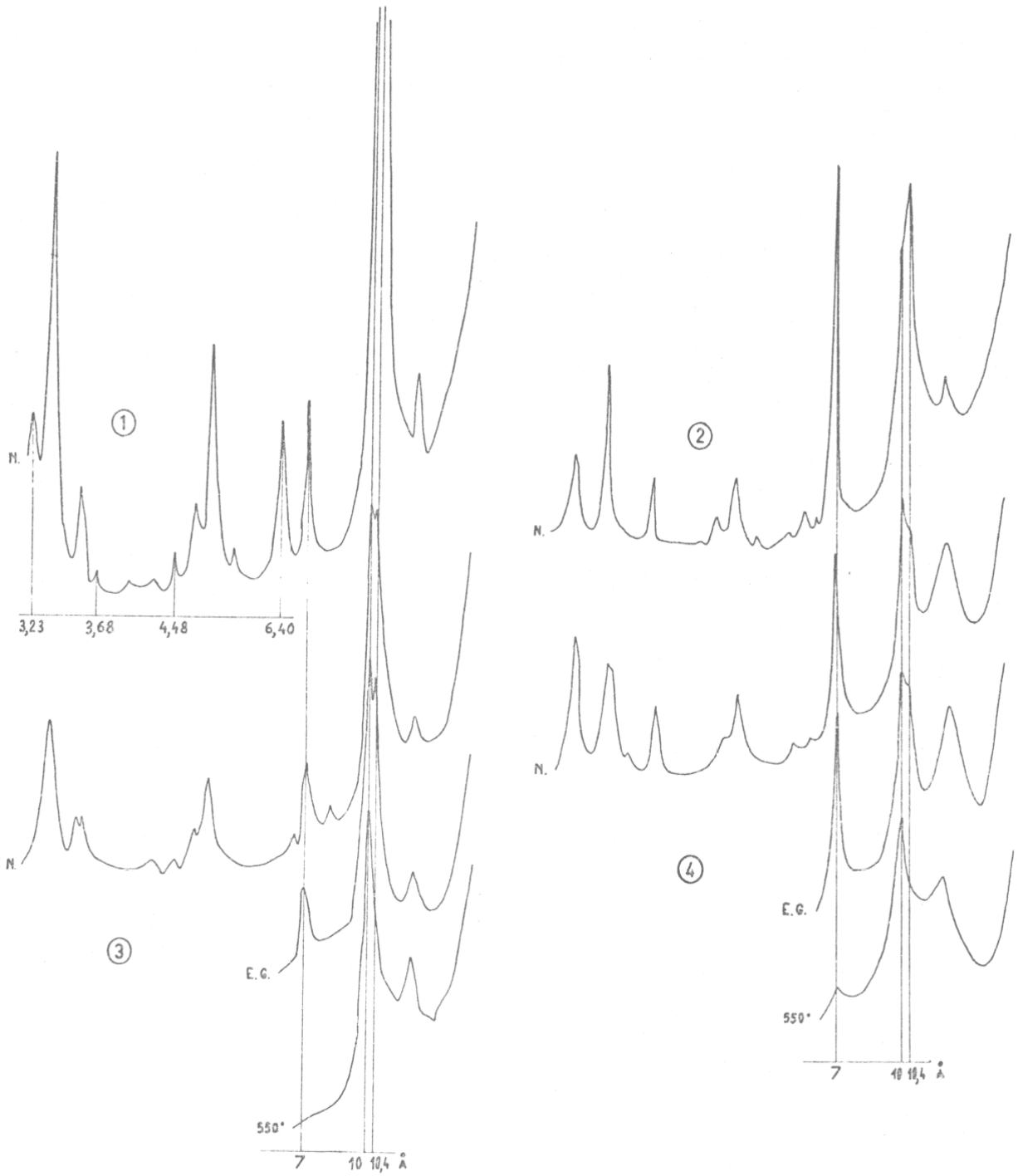


FIG. 10.

II. SÉPIOLITE

(Fig. 11)

Quatre diagrammes ont été également choisis pour montrer l'aspect que peuvent prendre les pics de la sépiolite dans les mélanges provenant du Trias.

1. Oued Ardouaï 6.

La sépiolite forme une part importante de la phase argileuse de cet échantillon. Elle est nettement caractérisée par son pic à 12 Å, stable au glycol et instable à la chaleur. Les autres pics sont faibles ou confondus avec ceux des minéraux associés.

BRINDLEY (1959) indique les raies suivantes pour 2 échantillons :

- Little Cottonwood (Utah) : 12,05 (100); 7,47 (10); 6,73 (5); 5,01 (7); 4,998 (25); 4,306 (40); 4,022 (7); 3,750 (30); 3,533 (12); 3,366 (30); etc.
- Eski Chehir (Asie Mineure) : 12,30 (60); 7,6 (5); 4,9 (6 B); 4,5 et 4,3 (20 NR); 3,49 (5); 3,34 et 2,98 (20 NR, B).

Le diagramme d'Oued Ardouaï est apparemment moins riche en raies que ceux obtenus sur les échantillons de BRINDLEY, mais certaines raies telles que celles à 7,47; 5,01; 3,50; 3,36, peuvent exister, dissimulées sous les raies correspondantes de la kaolinite ou de l'illite. Il n'en reste pas moins que c'est sur le seul pic à 12 Å que sera déterminée la présence de la sépiolite. Le comportement de ce pic aux différents traitements et surtout sa forme, toujours étroite et aiguë ne permet pas la confusion. Pour plus de certitude, un film sur plaquette orientée a été quelques fois réalisé.

2. Marchand 8.

Dans cet échantillon, la sépiolite encore dominante ne montre plus que son pic à 12 Å très intense :

S : 6; I : 4; K : traces.

3. Chabet el Hamra — 10.

Le pic à 12 Å de la sépiolite apparaît très nettement entre le pic à 10 Å de l'illite et le pic à 14 Å de la chlorite. Il est stable au glycol et disparaît au chauffage.

S : 4; I : 5; C : 1.

4. POM 1 — 854,95 m — Série pélitique inférieure.

Dans le diagramme sur échantillon naturel, le pic de la sépiolite n'apparaît que comme un crochet annexe dans la descente d'un large pic à 14 Å.

Après traitement à l'éthylène-glycol, le pic à 14 Å s'est déplacé vers les petits angles, dégageant le pic de la sépiolite qui est resté immobile.

Après chauffage, le pic à 12 Å a disparu.

S : 2; I : 3; 14 : 5.

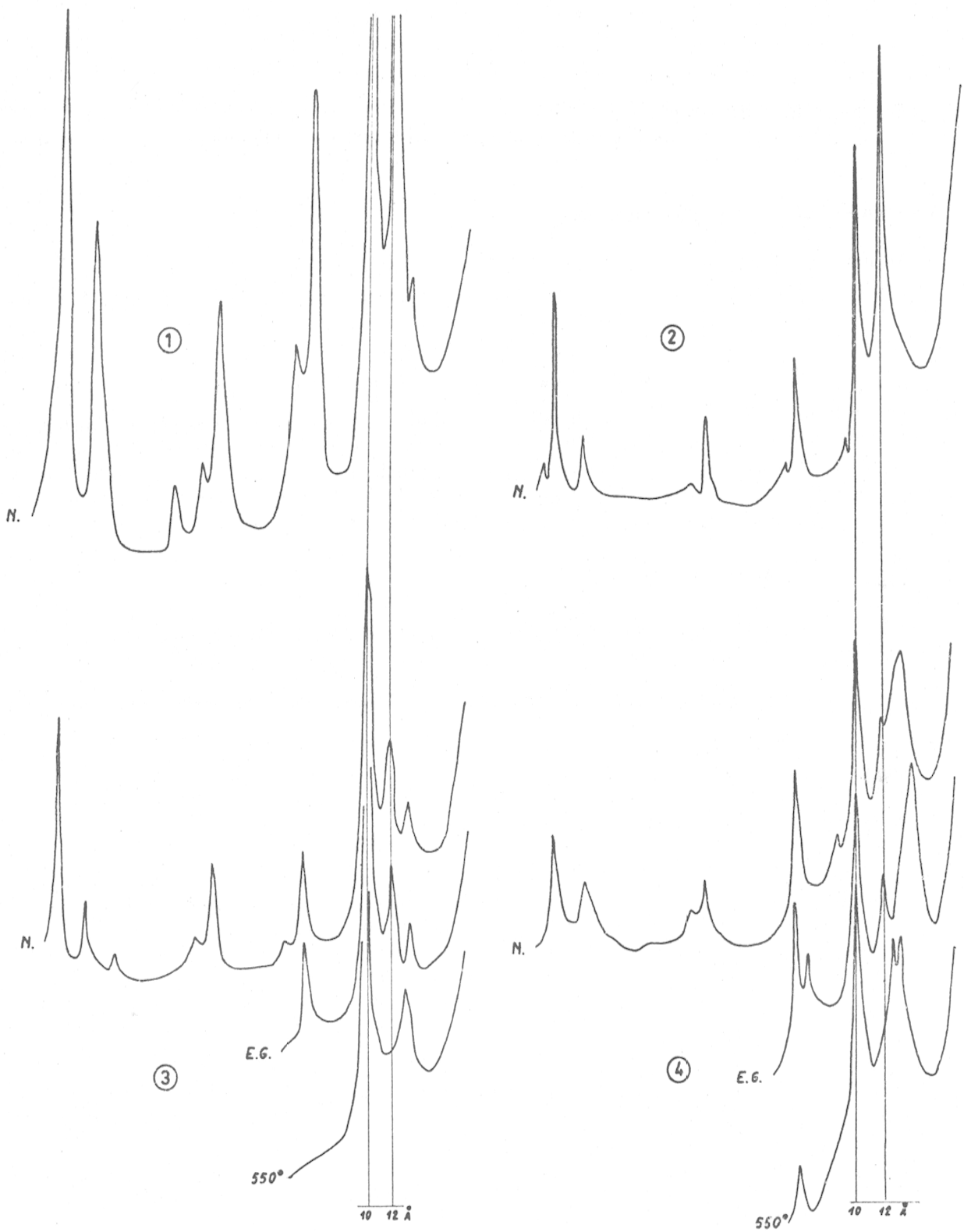


FIG. 11.

III. ILLITE OUVERTE

(Fig. 12)

Quatre diagrammes ont été choisis, représentant les différents aspects que prend l'illite ouverte au Trias.

1. Laveron — 1 114 m — Keuper supérieur.

N. Au naturel, l'illite se caractérise par un grand pic à 10 Å, très dissymétrique, ouvert vers les petits angles. La base du pic est située aux environs de 14 Å. Les pics à 5 et 3,33 Å sont nettement plus faibles que le premier pic.

E. G. Après traitement au glycol, le diagramme reste inchangé.

550° Après chauffage, le pic à 10 Å s'est nettoyé. Il est devenu étroit et aigu.

Interprétation : Certains espaces interfoliaires de l'illite se sont écartés. Ces espaces distendus ont une résistance à l'expansion supérieure à la force d'expansion de l'éthylène-glycol. Ils se maintiennent donc inchangés après traitement. Mais ils ne résistent pas à 550° : ils s'écrasent à 10 Å et le pic obtenu est semblable à celui d'une illite intacte. Ce comportement est le même que celui des espaces interfoliaires de la vermiculite. Le minéral est appelé : I_V .

2. Silvarouvres — 495 m — Keuper.

N. L'aspect du pic à 10 Å, au naturel, est semblable à celui de l'échantillon précédent.

E. G., 550° Ce pic reste inchangé après traitement à l'éthylène-glycol et au chauffage.

Interprétation : Les espaces interfoliaires écartés se comportent comme ceux de la chlorite. Le minéral est appelé : I_C .

3. Fraignot — 252 m — Keuper.

4. Essey-les-Nancy — 85 m — Keuper supérieur.

N. Au naturel le pic à 10 Å présente toujours l'aspect « illite ouverte » décrit ci-dessus.

E. G. Après traitement au glycol, une partie du pic se déplace vers les petits angles. Ceci peut se faire de nombreuses façons; deux exemples caractéristiques sont proposés :

Exemple 3. Une partie du pic à 10 Å est nettoyée et se dégage au-dessus d'une base large formant un palier ou une pente peu inclinée vers les grands angles.

Exemple 4. Le gonflement se traduit par une simple élévation du bruit de fond du côté des petits angles.

550° Le pic à 10 Å est nettoyé, et devenu aigu et étroit.

Interprétation : Les espaces interfoliaires relâchés, sensibles au traitement à l'éthylène-glycol et au traitement à la chaleur, se comportent comme ceux de la montmorillonite. Le minéral est appelé : I_M .

Remarque : Dans l'exemple 3, une partie des feuillets de l'ensemble à 10 Å est insensible aux traitements. Ceci indique que certaines particules sont intactes et ne possèdent aucun feuillet gonflant; il y a donc un mélange qu'on peut écrire : $I + I_M$.

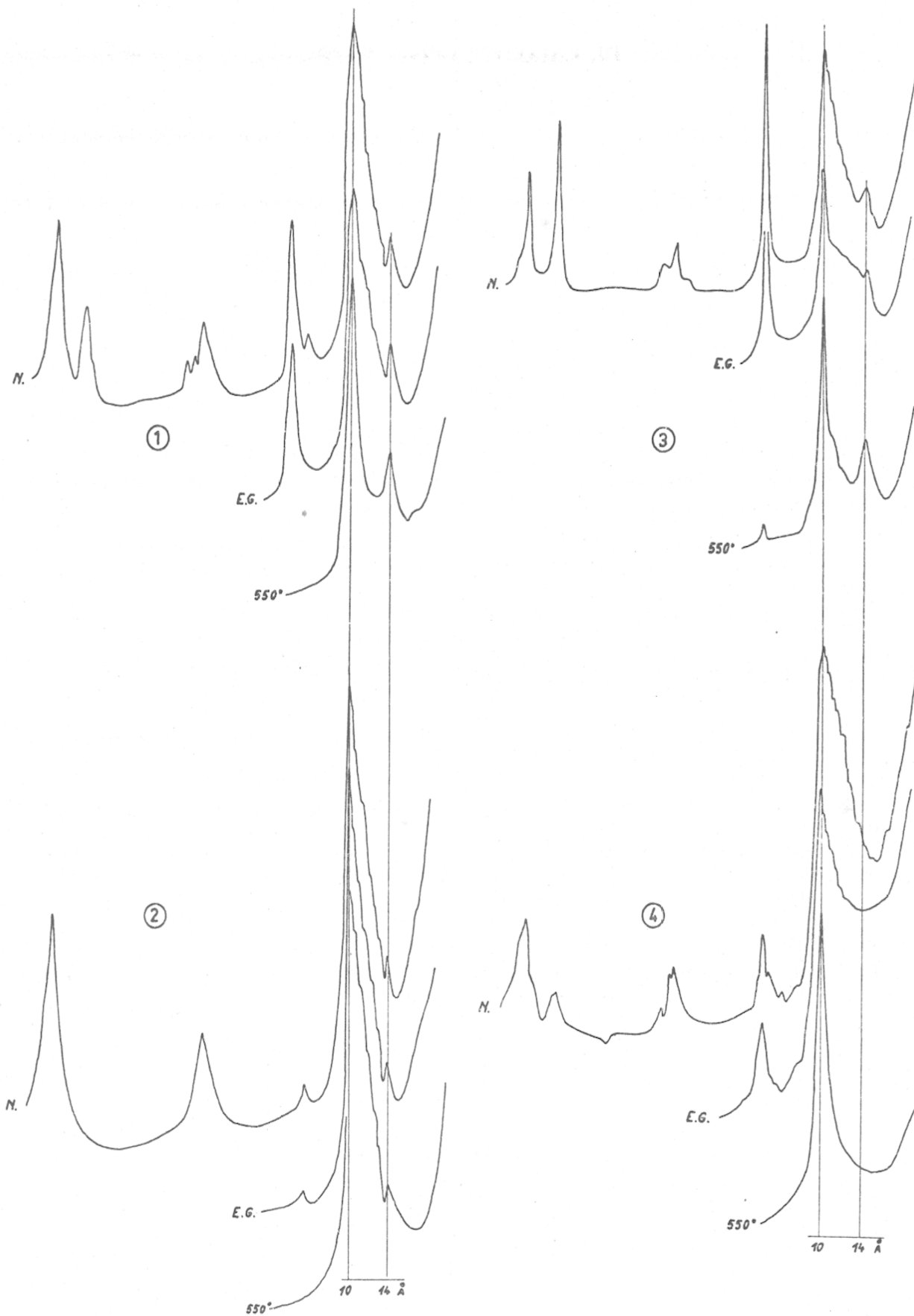


FIG. 12

IV. CHLORITE GONFLANTE

(Fig. 13)

POM 1 — 905,90 m — Série salifère inférieure.

N. Le diagramme obtenu à partir de l'échantillon non traité présente un beau pic à 14 Å, large à la base et symétrique. Il est immédiatement suivi d'un petit crochet vers 12 Å, qui apparaît peu, pris dans la base du premier pic.

Les autres pics nets sont : 10 — 7,5 — 4,70 — 3,50 — 3,33 Å.

Entre les pics à 10 et 7 Å, on observe deux « bosses », à la base de ces deux pics, dont les positions sont mal définies.

E. G. Après traitement au glycol, le pic à 14 Å a disparu. Il est remplacé par un grand pic à 16,5 Å, dissymétrique, présentant une pente plus faible du côté des grands angles. Le pic à 12 Å, peu visible sur le premier diagramme est maintenant bien dégagé. Les deux bosses entre les pics à 10 et 7 Å sont remplacées par une seule.

550° Après chauffage à 550°, le pic à 14 Å réapparaît, très voisin de celui qui est observé au naturel, mais légèrement dissymétrique vers les grands angles. Les pics et bosses au-delà de 10 Å ont disparu et le pic à 10 Å a son intensité légèrement renforcée.

Interprétation : Le pic à 14 Å permet à lui seul de déterminer la chlorite gonflante. Sa stabilité au chauffage est en effet caractéristique des chlorites, alors que son déplacement au glycol indique un édifice gonflant.

Le déplacement du pic au glycol n'est pas tout à fait suffisant pour un minéral gonflant entièrement, comme le fait la montmorillonite. Ce fait, ajouté aux « bosses » observées entre les pics à 10 Å et à 7 Å indique qu'une certaine interstratification existe dans le minéral.

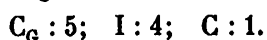
Les dissymétries du pic au chauffage et au glycol donnent quelques indications sur les feuillets interstratifiés :

- la dissymétrie observée au glycol montre que certains feuillets résistent mieux que les autres à ce traitement, provoquant une « queue » vers 14 Å;
- la dissymétrie après chauffage, vers 10 Å, indique des feuillets peu résistants à la chaleur.

Ainsi dans la chlorite gonflante étudiée, certains feuillets sont proches de la chlorite vraie, d'autres plus proches de la montmorillonite. Ceci peut très bien s'expliquer par l'hypothèse structurale de BRINDLEY (1961), en admettant simplement que les espaces interfoliaires sont plus ou moins remplis par la couche brucitique.

A côté de la chlorite gonflante, l'argile étudiée contient de l'illite, de la sépiolite, dont le pic à 12 Å apparaît, de la kaolinite, à l'état de traces, et dont la présence est révélée par un faible pic bifide à 25° 2θ.

La formule représentative de cette argile est :



V. (14_C — 14_G)

(Fig. 14)

POM 1 — 865 m — Série salifère inférieure.

N. Le diagramme de diffraction obtenu sur échantillon naturel possède un beau pic à 14 Å, d'allure symétrique, immédiatement suivi par un pic à 12 Å appartenant à la sépiolite.

E. G. Après action de l'éthylène-glycol, le pic passe à 15,5 Å et présente une légère bosse résiduelle à 14 Å.

550° Le pic à 14 Å est inchangé par rapport au pic de l'échantillon naturel. Le pic à 12 Å de la sépiolite ayant disparu permet de constater la symétrie du pic à 14 Å ainsi dégagé.

Interprétation : Le déplacement du pic au glycol prouve la présence de feuillets gonflants. Mais ce gonflement est insuffisant pour un minéral dont tous les feuillets gonflent. Il est provoqué par l'interstratification d'espaces interfoliaires stables au glycol et d'espaces interfoliaires instables. Au chauffage, tous les espaces sont stables. On peut conclure que certains feuillets se comportent comme ceux de la chlorite et d'autres comme ceux de la chlorite gonflante. Un tel édifice est noté : (14_C - 14_G).

A côté de cet interstratifié, se trouvent l'illite, la sépiolite et des traces de kaolinite. La formule schématique de cette argile est :

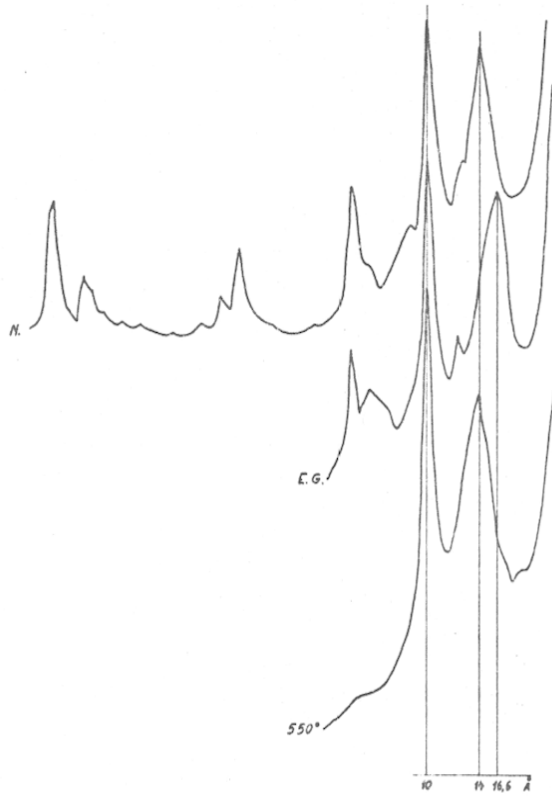
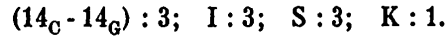


FIG. 13

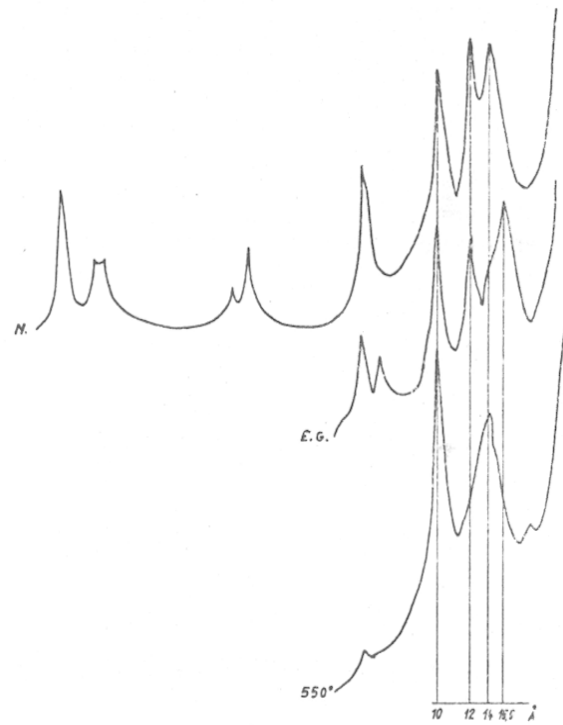


FIG. 14

VI. C — (14_C — 14_G)

(Fig. 15)

Toillon — 1 210 m — Keuper moyen.

N. Le diagramme obtenu sur échantillon non traité possède un beau pic à 14 Å symétrique.

E. G. Après traitement à l'éthylène-glycol, le pic à 14 Å est remplacé par un palier horizontal, limité à 14 Å d'un côté et à 15,5 Å de l'autre.

550° Après chauffage à 550°, apparition d'un pic à 14 Å de forme voisine de celle du pic obtenu sur échantillon naturel.

Interprétation : Le palier obtenu au glycol indique que l'ensemble minéralogique donnant au naturel un seul pic à 14 Å est complexe. Il est formé :

- a) de particules stables au glycol, formant le bord du palier à 14 Å,
- b) d'un ensemble de particules à taux d'interstratification variable d'espaces interfoliaires à 14 Å stables et d'espaces interfoliaires à 14 Å gonflants. Mais le gonflement maximum de 15,5 Å indique que le taux d'interstratification maximum ne dépasse pas 0,5. Ce cas est celui où α peut prendre toutes les valeurs possibles entre 0 et 0,5, le nombre des particules étant le même quel que soit α .

Le pic unique à 14 Å après chauffage montre que les espaces interfoliaires instables au glycol sont stables à la chaleur, comme ceux de la chlorite gonflante. Un tel interstratifié est désigné par l'expression : C - (14_C - 14_G).

Le reste de la fraction argileuse est formée d'illite et de traces de kaolinite. La formule représentative de cette argile est :

$$I : 5; \quad C - (14_C - 14_G) : 5.$$

VII. C — (14_C — 14_G) — C_G

(Fig. 16)

POM 1 — 1 025 m — Série salifère inférieure.

N. L'analyse de l'échantillon naturel montre un pic à 14 Å symétrique.

E. G. Après traitement à l'éthylène-glycol un palier apparaît, limité à 14 Å d'un côté et à 17 Å de l'autre.

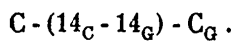
550° Après chauffage, le pic à 14 Å reste inchangé.

Interprétation : Cet ensemble est voisin du précédent, mais le palier, au glycol, est beaucoup plus large puisqu'il atteint 17 Å. Ceci indique que le complexe à 14 Å contient :

- a) des particules dont tous les espaces interfoliaires sont stables à 14 Å;
- b) des particules dont tous les espaces interfoliaires s'élargissent sous l'effet du glycol;
- c) un ensemble de particules interstratifiées de ces deux types d'interfoliaires. Ce cas est celui où α peut prendre toutes les valeurs possibles entre 0 et 1, le nombre des particules étant légèrement décroissant quand α croît.

Par ailleurs, un pic à 7,60 Å environ apparaît à l'essai glycolé. Ce pic peut être considéré comme l'harmonique 4 d'un minéral dont la raie fondamentale est à 30 Å, la seconde raie à 15 Å étant située dans le palier 14-17 Å.

Le pic à 14 Å obtenu après chauffage montre que toutes les particules sont stables; elles se comportent comme des feuillets de chlorite et de chlorite gonflante. Cet ensemble à 14 Å est désigné par l'expression :



En plus de cet ensemble, la fraction argileuse contient de l'illite et de la sépiolite; sa formule représentative est :

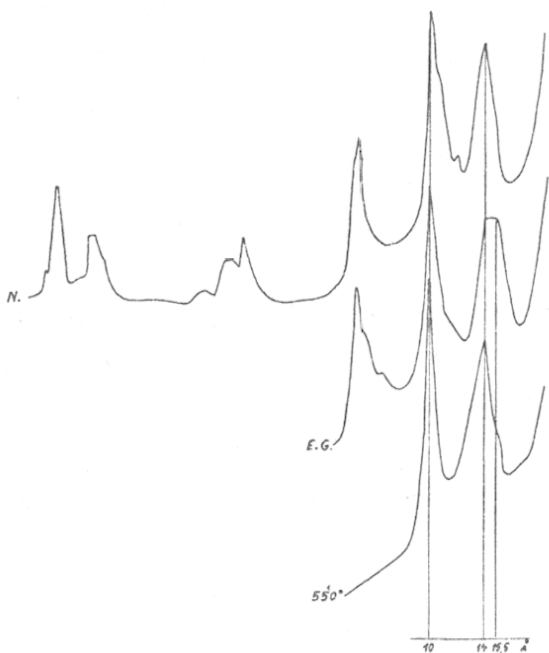
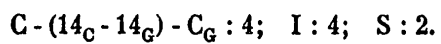


FIG. 15

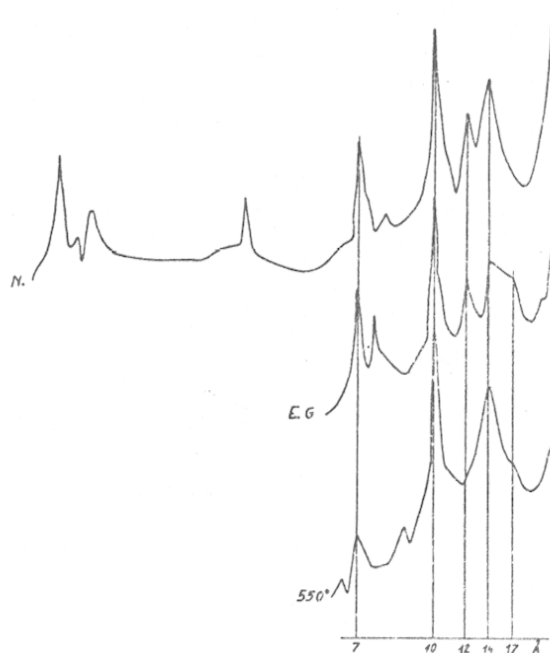


FIG. 16

VIII. C_M

(Fig. 17)

Deux diagrammes sont représentés pour illustrer cet exemple.

1. POM 1 — 152 m — Série pélotique supérieure.

2. Laveron — 1 546 m — Keuper inférieur.

Les ensembles à 14 Å de ces deux argiles sont très voisins. Ils sont caractérisés par le comportement de leur premier pic.

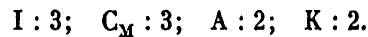
N. Le pic à 14 Å est très symétrique dans l'échantillon 1 et légèrement dissymétrique dans l'échantillon 2.

E. G. Le traitement à l'éthylène-glycol modifie la forme du pic dont le sommet reste toujours à 14 Å. Ce pic devient dissymétrique et s'élargit vers les petits angles.

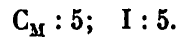
550° Après traitement par la chaleur, le pic à 14 Å présente une dissymétrie inverse de la précédente : il est élargi vers les petits angles.

Interprétation : L'ensemble à 14 Å est composé essentiellement de chlorite dont le réseau reste stable aux traitements. Cependant quelques espaces interfoliaires plus fragiles, gonflent légèrement au glycol et s'écrasent à la chaleur, provoquant les dissymétries observées. Ce cas est voisin de celui qui a été décrit pour les illites ouvertes du type I_M. Il est représenté par la notation C_M.

L'échantillon 1 contient en plus de cet ensemble C_M, de l'illite, de l'attapulгите et la kaolinite. Sa formule représentative est :



Dans l'échantillon 2, seule l'illite accompagne l'ensemble C_M. La formule représentative de cette argile est



IX. (14_C — 14_M)

(Fig. 18)

1. Pont-à-Mousson 101 — 168 m — Keuper inférieur.

N. Le complexe à 14 Å est caractérisé sur le diagramme naturel par un grand pic à 14 Å, nettement dominant sur les autres pics, et ne possédant pratiquement pas d'harmoniques.

E. G. Après traitement à l'éthylène-glycol le grand pic est passé à 15,5 Å. Un autre pic large apparaît aux environs de 7,8 Å.

550° Après chauffage, un pic large et peu précis remplace les grands pics précédents. Il culmine à 12 Å environ. Du côté des petits angles, un pic à 23 Å se dégage nettement du bruit de fond.

Interprétation : Le comportement du pic à 14 Å montre que le complexe à 14 Å est formé de feuillets dont les espaces interfoliaires sont de deux sortes :

- a) des espaces stables au glycol et à la chaleur, comme ceux de la chlorite;
- b) des espaces instables comme ceux de la montmorillonite.

Cette interstratification explique le gonflement de l'ensemble limité à 15,5 Å et l'écrasement limité à 12 Å.

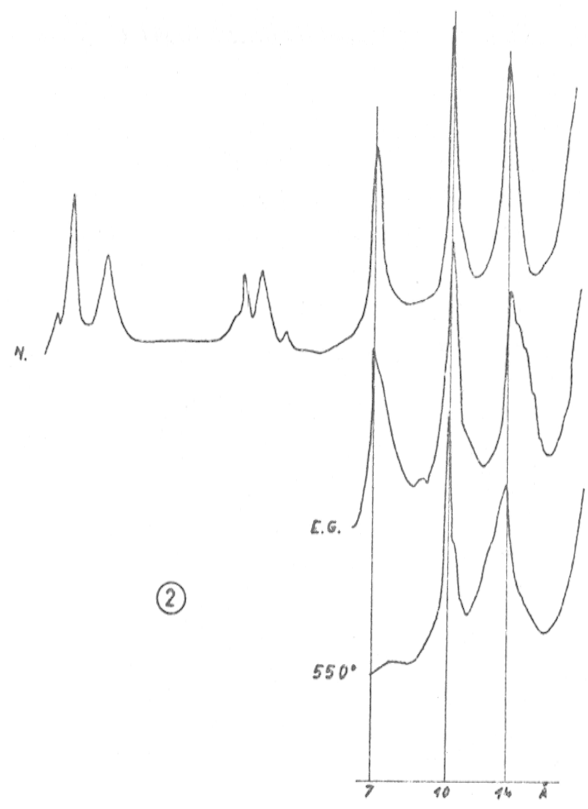
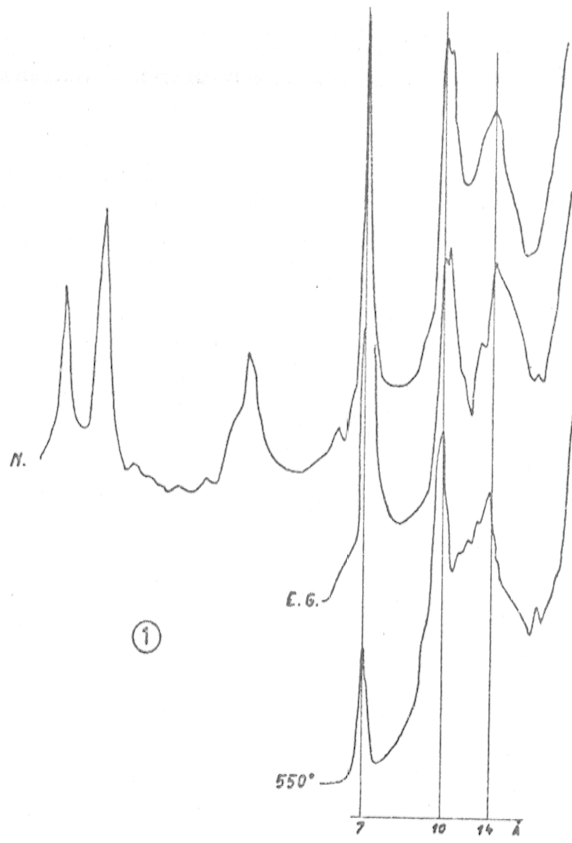


FIG. 17

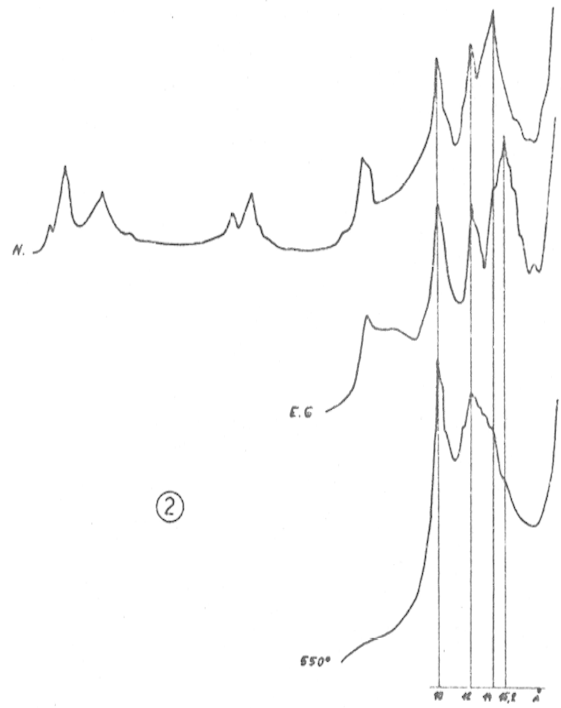
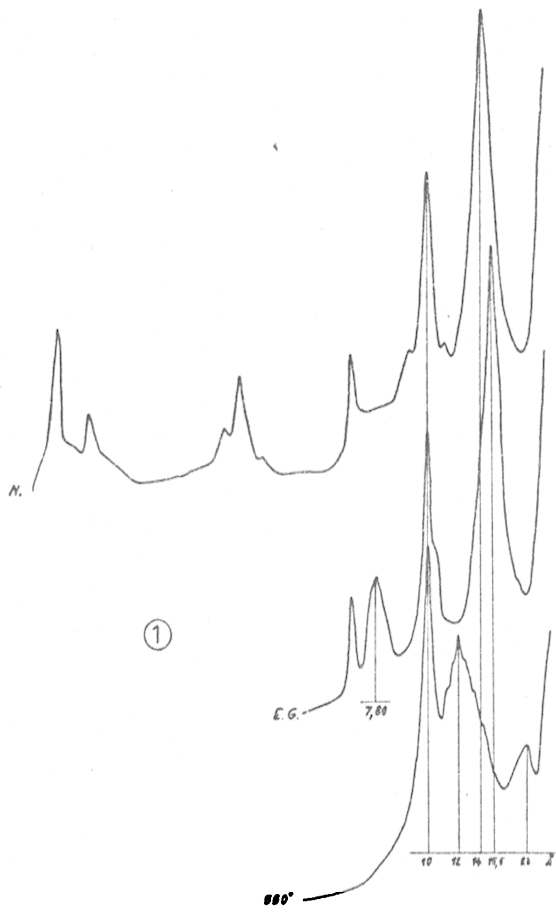
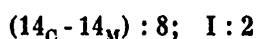


FIG. 18

Les pics à 7,8 Å au glycol et à 23 Å au chauffage peuvent être interprétés comme étant les harmoniques respectivement (004) et (001) d'un réseau à 31 Å environ. Leur présence indique une certaine régularité de l'ensemble. Cependant, l'absence d'autres harmoniques et la forte diminution d'intensité du pic à 12 Å après chauffage limitent considérablement cette régularité.

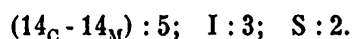
Bien que formé à l'aide d'espaces de type chlorite et d'espaces de type montmorillonite, ce complexe à 14 Å ne peut être qualifié de corrensite, ce nom étant réservé à un édifice régulier. Il sera donc noté : $(14_C - 14_M)$.

L'ensemble de l'argile sera représenté par la formule suivante :



2. PKB₂ — 812 m — Trias inférieur.

Cet échantillon possède un complexe à 14 Å, très voisin du précédent. Il diffère essentiellement par la proportion de ce complexe à 14 Å et par les minéraux qui l'accompagnent. Sa formule représentative est :



X. C — $(14_C - 14_M)$

(Fig. 19)

1. POM 1 — 765 m — Série salifère inférieure.

N. Le complexe à 14 Å est représenté sur le diagramme obtenu à partir de l'échantillon naturel par un pic d'allure symétrique.

E. G. Après traitement à l'éthylène-glycol, le pic à 14 Å fait place à un palier limité à 14 Å d'un côté et 15,5 Å de l'autre.

550° Après chauffage, le palier s'est déplacé vers les grands angles, il est maintenant limité à 12 Å d'un côté et à 14 Å de l'autre.

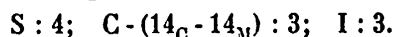
Interprétation : Le palier obtenu au glycol permet de constater que le complexe à 14 Å est formé :

a) de particules stables au glycol;

b) d'un ensemble de particules dont les feuillettes sont séparés par des espaces interfoliaires de deux types : les uns stables au glycol, les autres instables. Le gonflement maximum de 15,5 Å indique que le taux d'interstratification α , ne dépasse pas 0,5. Le nombre de particules d'un α donné est le même quel que soit α .

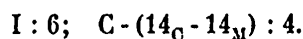
Le palier au chauffage indique que les espaces instables au glycol sont aussi instables à la chaleur. Ils se comportent donc comme ceux de la montmorillonite. L'ensemble à 14 Å peut donc s'écrire : C - $(14_C - 14_M)$.

Les autres pics indiquent que l'argile contient également de la sépiolite et de l'illite; la kaolinite est incertaine. La formule représentative de cet échantillon est :



2. Pont-à-Mousson 101 — 98 m — Keuper moyen.

Cet échantillon est tout à fait semblable au précédent, mais ne contient pas de sépiolite. Sa formule représentative est :



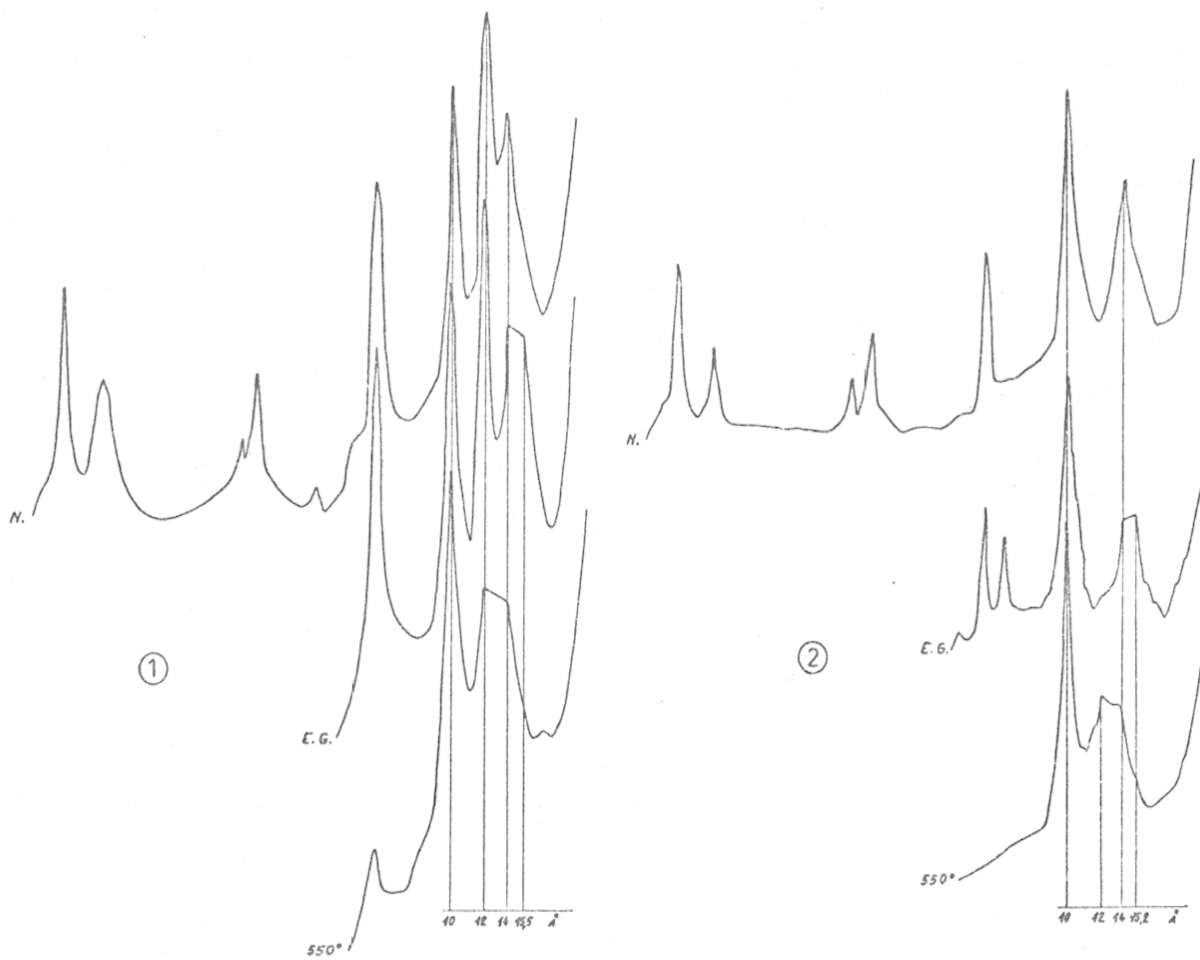


Fig. 19

XI. C — (14_C — 14_M) — M

(Fig. 20)

1. POM 1 — 184 m — Série pétitique supérieure.

N. L'échantillon naturel fournit un diagramme possédant un pic à 14 Å symétrique.

E. G. Après action du glycol, un palier apparaît entre 14 Å et 17 Å.

550° Après chauffage, un petit pic à 14 Å subsiste. Il est relié au pic à 10 Å par un palier qui se manifeste par une importante élévation du bruit de fond de la courbe obtenue.

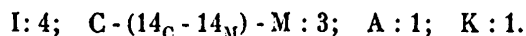
Interprétation : En interprétant le palier au glycol de la même manière que pour l'échantillon précédent, on conclut que le complexe à 14 Å est formé :

- a) de particules stables au glycol;
- b) de particules dont tous les espaces interfoliaires gonflent à 17 Å;
- c) de particules interstratifiées de feuillets des deux types précédents. Ici le taux d'interstratification varie de 0 à 1.

Le palier au chauffage indique que les espèces instables au glycol le sont aussi à la chaleur : les feuillets à 17 Å au glycol sont à 10 Å après chauffage, et donnent une réflexion qui se confond avec celle de l'illite. Ce sont des feuillets de type montmorillonite.

Le complexe à 14 Å est décrit par l'expression : C - (14_C - 14_M) - M.

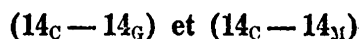
Une petite quantité d'attapulgite existe avec l'illite dans le reste de la fraction argileuse. La kaolinite est probable. La formule représentative de l'échantillon est :



2. PBF₀.

Cet échantillon est très voisin du précédent, mais au naturel, la montmorillonite est à 12,5 Å. Ceci permet d'observer un palier entre 12,5 Å et 14 sur le premier diagramme.

XII. MÉLANGE DE DEUX INTERSTRATIFIÉS DIFFÉRENTS :



(Fig. 21)

1. Holving — 245 m — Muschelkalk moyen.

2. Khenifra 3.

Ces deux échantillons sont extrêmement voisins et peuvent être décrits ensemble.

N. Le diagramme obtenu à partir de l'échantillon non traité présente un pic à 14 Å symétrique.

G. Après traitement au glycol, le pic a conservé à peu près la même forme, mais s'est déplacé vers les petits angles. Son sommet est maintenant à 15,5 - 15,7 Å.

550° Après chauffage, deux pics nettement distincts dans l'échantillon apparaissent, l'un à 14 Å, l'autre à 12 Å.

Interprétation : Le déplacement du pic de 14 Å au naturel, à 15,5 Å environ après action du glycol, montre que les particules responsables de ces réflexions sont interstratifiées et qu'elles possèdent deux types d'espaces interfoliaires, les uns stables, les autres instables au glycol.

Mais les deux pics observés après chauffage montrent que deux édifices différents coexistent. Le pic à 14 Å pourrait appartenir à la chlorite, mais aucun pic, ni rupture de pente, n'existe à 14 Å après glycolage. Il est donc provoqué par un édifice interstratifié du type (14_C - 14_G). Le pic à 12 Å révèle des espaces interfoliaires instables à la fois au glycol et à la chaleur. La limitation du gonflement, comme de l'écrasement de la structure, révèle sans aucun doute un édifice du type (14_C - 14_M).

Le complexe à 14 Å peut donc s'écrire : (14_C - 14_G) + (14_C - 14_M).

Ces deux minéraux distincts sont probablement assez réguliers, comme le prouvent les pics à 23 Å et à 28 Å environ, pouvant représenter les raies (001) de chacun d'eux.

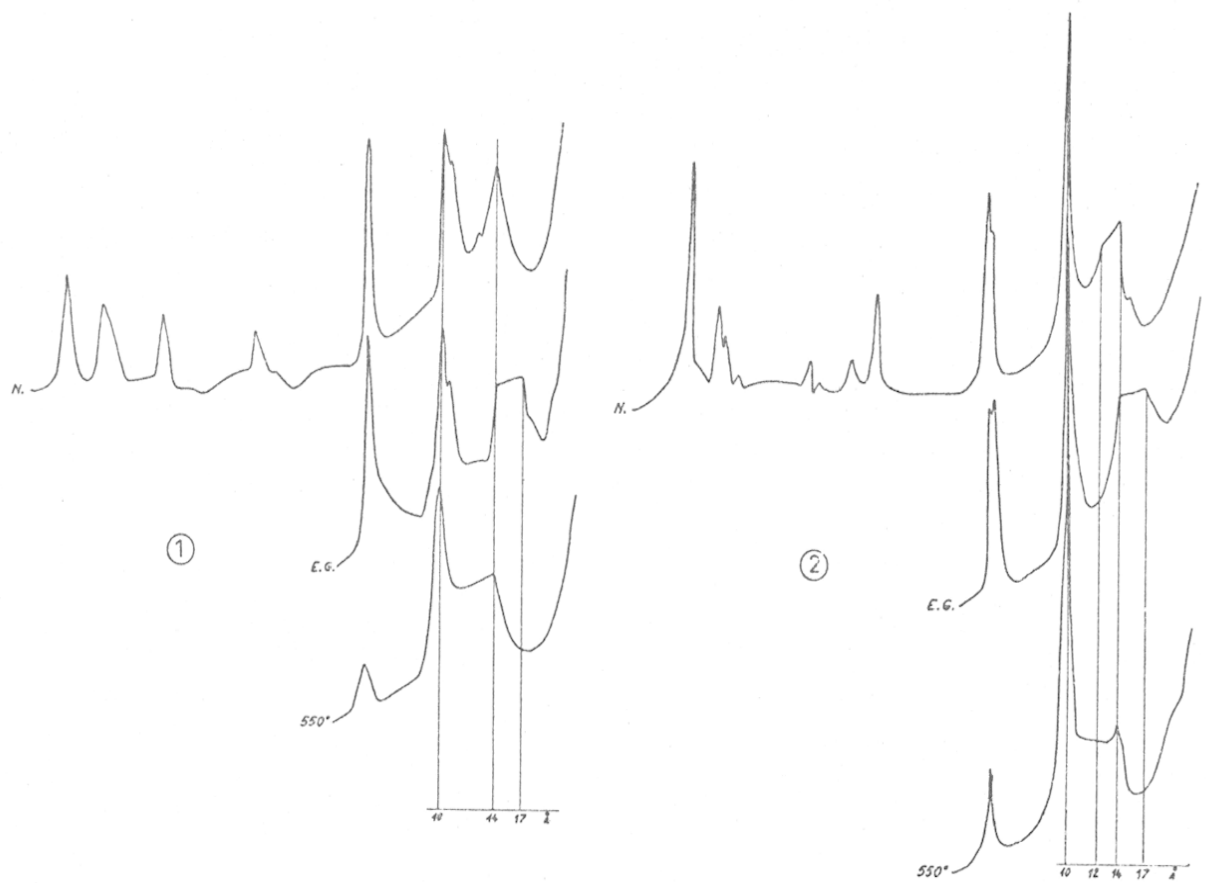


FIG. 20.

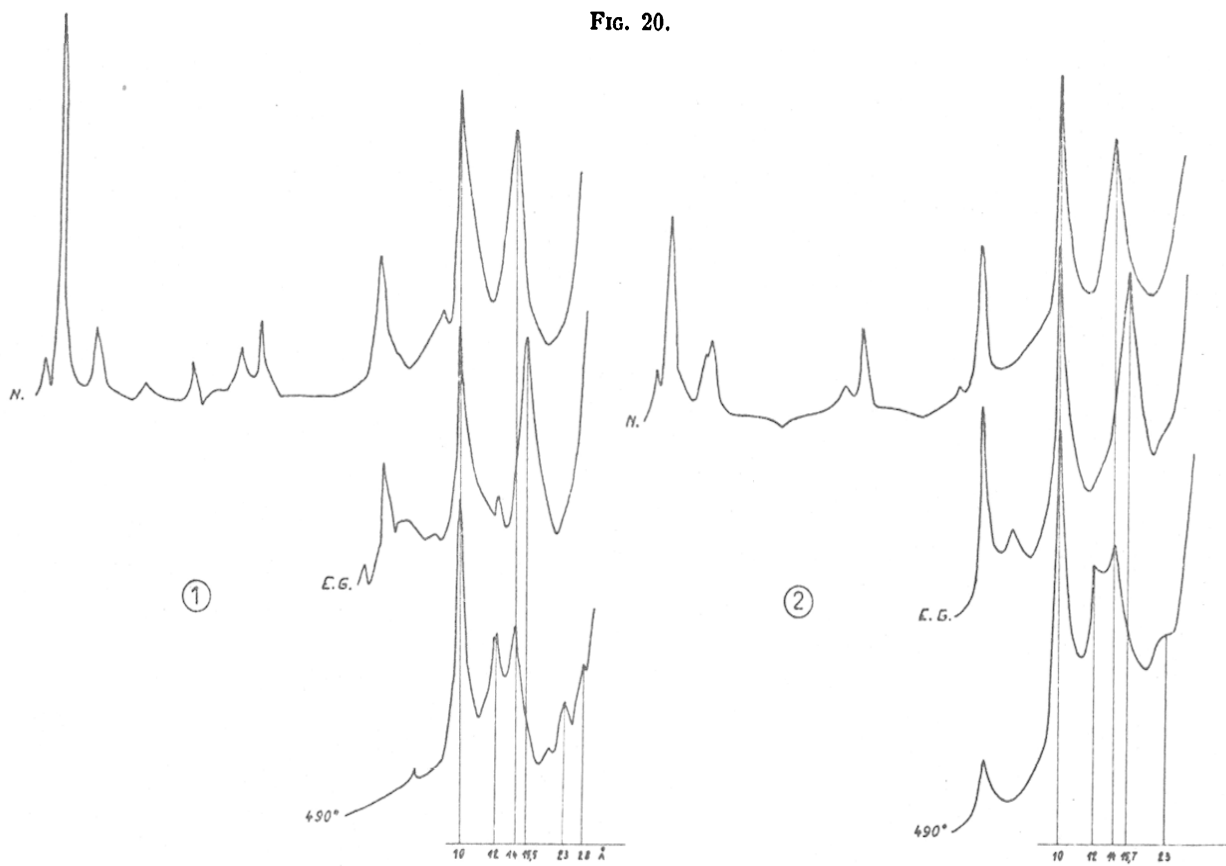


FIG. 21.

DEUXIÈME PARTIE

LES FAITS : ÉTUDE DES ARGILES DU TRIAS DE FRANCE,
DU MAROC ET D'ESPAGNE

CHAPITRE IV

ÉTUDE DES ARGILES DU TRIAS DE FRANCE

I. — LORRAINE ET BASSIN DE PARIS.

RICOUR (1962) a donné une description du Trias français dans laquelle sont reconstitués les paysages triasiques et l'extension des transgressions marines sur la surface de l'actuel Bassin de Paris. En Lorraine, les sédiments déposés sur la bordure ouest de la mer germanique forment des séries moins complètes, mais cependant voisines du type germanique. On y trouve l'ensemble le plus complet et le plus varié qui puisse exister en France, et que j'appellerai fréquemment par la suite le Trias de type lorrain.

Vers l'W, le Trias est de moins en moins complet lorsqu'on s'éloigne de la Lorraine. Les schémas très suggestifs de RICOUR (1959, 1962) montrent clairement l'envahissement progressif par la mer du Bassin Parisien.

Ainsi, alors que la Lorraine restait toujours ouverte vers la mer, le Bassin de Paris se comportait comme un bassin subsident, s'agrandissant sans cesse, dont l'axe E-W passait par le centre du bassin actuel et dont les bordures étaient formées par les socles des Ardennes et du Morvan.

A. — LE TRIAS DE LORRAINE.

J'ai pu étudier les argiles du Trias lorrain dans un certain nombre de forages profonds qui, pénétrant jusqu'aux Grès vosgiens, ont traversé l'ensemble des sédiments triasiques (fig. 22). J'ai pu généralement faire un échantillonnage assez serré pour obtenir une vue satisfaisante de la variation des minéraux argileux dans ces forages.

1. Le forage d'Essey-les-Nancy (Meurthe-et-Moselle). (Fig. 23).

Le forage d'Essey-les-Nancy a été entrepris pour rechercher de l'eau potable dans la nappe aquifère du Grès vosgien. LAUGIER en a assuré la surveillance géologique et en a publié la description sommaire (1959).

La coupe géologique qu'il en donne est, pour le Trias, la suivante :

- 77 à 130 m : Keuper supérieur;
- 130 à 148 m : Keuper moyen qui peut se subdiviser :
 - 130 à 137 m : Dolomie de Beaumont.
 - Lacune des marnes irisées et du grès keupérien.
 - 137 à 148 m : marnes irisées rouges.
- 148 à 366 m : Keuper inférieur.
- 366 à 400 m : Lettenkohle.

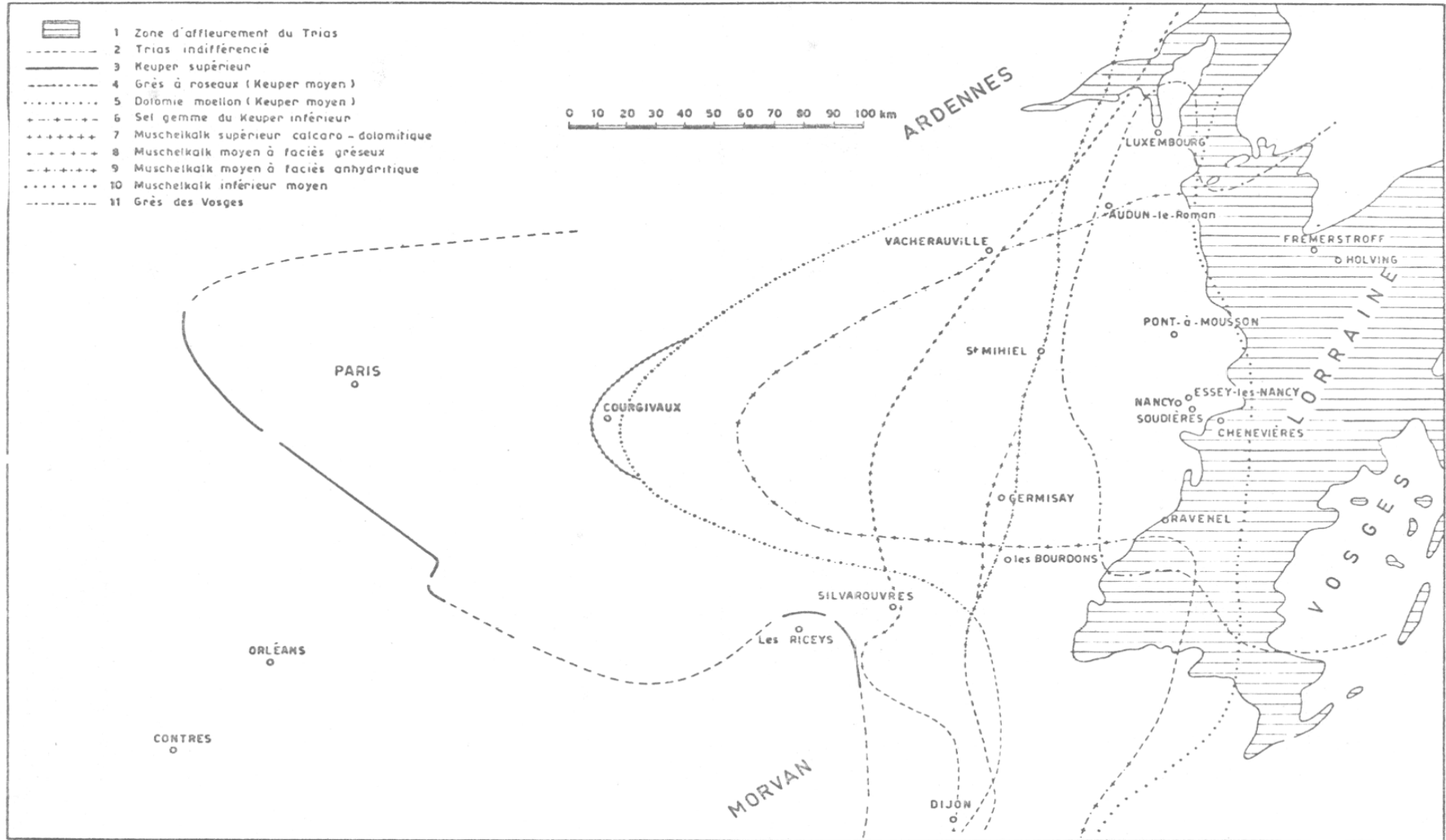


Fig. 22. — Limites occidentales des principales formations du Trias en Lorraine et dans le Bassin de Paris (d'après Ricour, 1959). Localisation des forages étudiés.

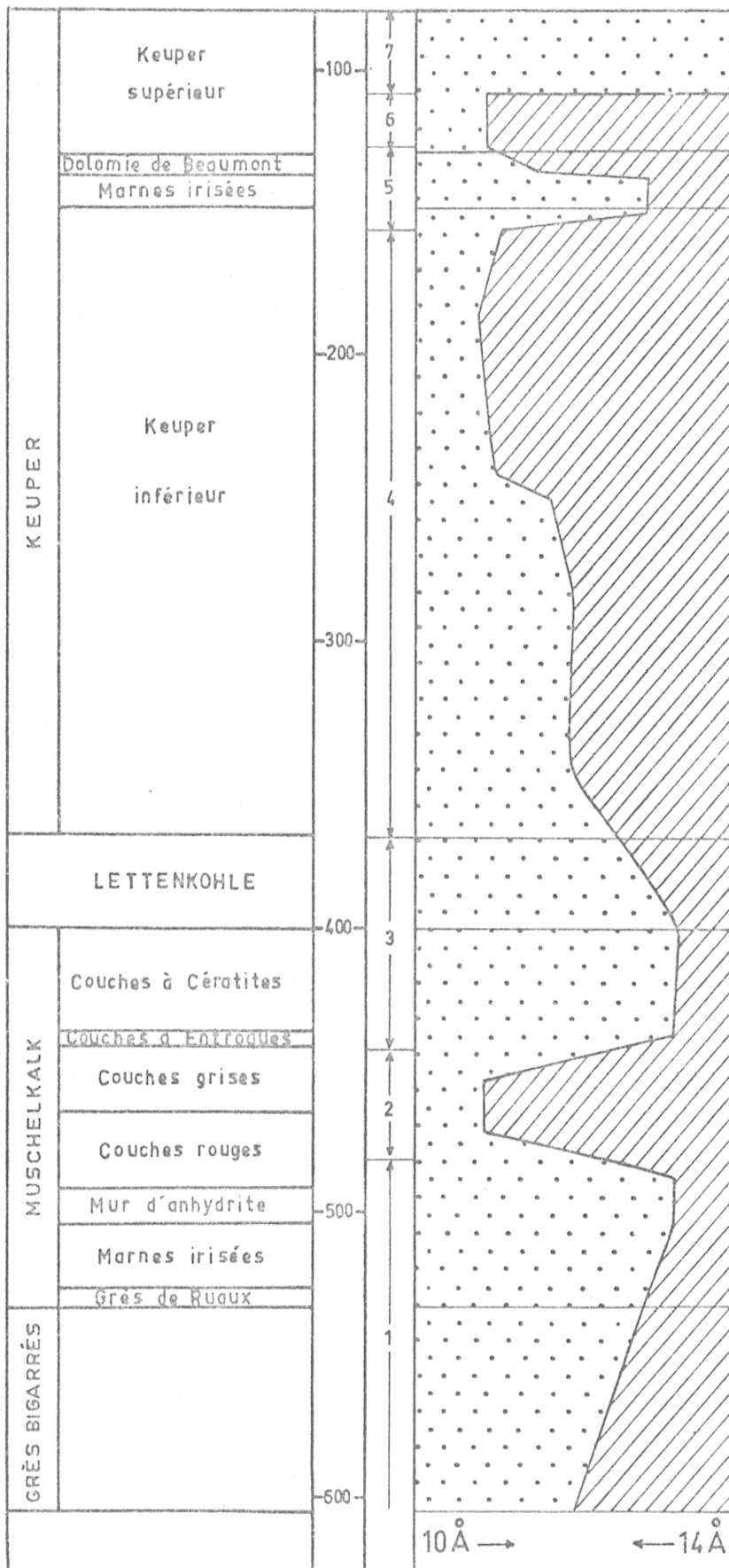


FIG. 23. — Forage d'Essey-les-Nancy (Meurthe-et-Moselle).

400 à 532 m : Muschelkalk qui se subdivise :
 400 à 437 m : calcaires à Cératites.
 437 à 442 m : calcaires à Entroques.
 442 à 465 m : couches grises.
 465 à 492 m : couches rouges.
 492 à 503 m : mur d'anhydrite.
 503 à 526 m : marnes irisées.
 526 à 532 m : grès de Ruaux.

532 à 605 m : Grès bigarré, les 5 m supérieurs représentant les grès à Voltzia.

605 à 659 m : Conglomérat principal et grès rose.

Cette coupe révèle une formation à faciès lorrain typique, traversée dans sa presque totalité. C'est ce caractère qui m'a fait choisir le forage d'Essey-les-Nancy comme coupe type et m'a incité à le placer en tête de ce chapitre sur les argiles du Trias de Lorraine.

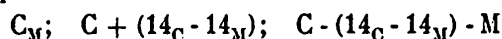
Étude des argiles.

Une centaine d'échantillons ont été prélevés tout au long de ce forage. L'espacement de ces prélèvements est de 5 m en moyenne, mais la maille a été resserrée à l'approche des principaux changements de faciès.

L'ensemble des argiles du forage d'Essey-les-Nancy est caractérisé par la présence presque constante de minéraux du complexe à 14 Å. Malgré une certaine monotonie, il est possible de distinguer plusieurs zones dans cette coupe (fig. 23).

1. De 605 à 480 m environ.

Mélange d'illite dominante sur un complexe à 14 Å par l'association de chlorite et d'interstratifiés chlorite-montmorillonite. Dans le détail, le complexe à 14 Å est très variable, et on peut reconnaître les principaux types suivants :



L'importance de ce complexe à 14 Å décroît du bas, où il forme la moitié de la phase argileuse, vers le haut, où il ne représente plus que le cinquième environ.

2. De 480 à 442 m.

Brusque accroissement des interstratifiés qui, en même temps qu'ils augmentent, tendent à se régulariser pour donner un minéral voisin de la corrensite.

3. De 442 à 366 m.

Zone à chlorite. En fait, la chlorite n'apparaît pas brutalement. A partir de 442 m, le pic à 14 Å décroît tandis qu'il s'affine et devient de moins en moins sensible aux traitements, glycol et chaleur. On parvient ainsi, par une zone de transition, à des diagrammes très nets, produits par un mélange d'illite et de chlorite bien cristallisées, au niveau 425-420 m, c'est-à-dire au beau milieu des calcaires à Cératites. Au-dessus de 420 m, on passe, par une zone de transition semblable à la précédente, de la chlorite vraie aux interstratifiés (14_C - 14_M). Ce passage qui se fait par l'intermédiaire d'une mauvaise chlorite, puis d'une chlorite qui, peu à peu, se charge de feuillets gonflants, est complètement terminé au sommet de la Lettenkohle. On voit que la modification est lente, puisqu'il faut parcourir 50 m de sédiments pour passer du stade chlorite au stade interstratifié (14_C - 14_M).

4. De 366 à 152 m.

L'accroissement de la proportion des édifices à 14 Å, qui s'était amorcé à la fin de la zone précédente, se poursuit, et bientôt ces édifices occupent la moitié, puis dominent la phase argileuse dont l'autre partie est formée d'illite.

Cette abondance des interstratifiés permet de caractériser le Keuper inférieur. Dans ces interstratifiés on peut reconnaître, comme à la base du forage, des feuillets 14_C et 14_M, mais aussi des feuillets 14_G constituant une autre caractéristique de cette épaisse formation. Les interstratifiés réguliers sont fréquents.

5. De 152 à 125 m.

Nouvelle zone à chlorite, identique à la zone 3, mais avec niveaux de transition beaucoup moins épais. Ceci correspond aux derniers mètres du Keuper inférieur, au Keuper moyen et aux premiers mètres du Keuper supérieur.

6. De 125 à 105 m.

La modification progressive du niveau de transition conduit à un interstratifié régulier ($14_C - 14_M$) du type corrensité, qui, dominant largement sur l'illite, caractérise cette zone.

7. De 105 à 77 m.

La partie supérieure du Keuper change brusquement de composition : la corrensité disparaît pour faire place à une illite seule, largement ouverte par des feuillets gonflants en un édifice de forme : I - (10 - 14_M).

2. Soudières de La Madeleine (Meurthe-et-Moselle). (Fig. 24).

La Société des Soudières Réunies exploite, à La Madeleine, près de Nancy (Meurthe-et-Moselle), le niveau salifère du Trias inférieur, en procédant par dissolution du sel en place. Ce mode d'exploitation nécessite le creusement de nombreux forages. Grâce à M. LAUGIER, géologue conseil de cette Société, j'ai pu avoir accès aux matériaux extraits. J'ai ainsi échantillonné les forages S 17 et S 31.

Ces deux forages, très proches l'un de l'autre, ont évidemment des coupes voisines. Cependant le forage S 17, courant le long d'une faille, ne présente pas la coupe la plus caractéristique. C'est donc celle de S 31 qui servira de guide. J'en emprunte la description à un rapport de M. LAUGIER.

Coupe du forage S₃₁.

Après avoir traversé 41 m de Lias (marno-calcaires du Lotharingien, calcaire à Gryphées du Sinémurien-Hettangien), le forage passe encore dans 51 m de Rhétien, représentés par les marnes de Levallois au sommet et les grès à la base, avant de pénétrer dans le Trias. Ce Trias offre la coupe suivante :

- de 92 à 141 m : Keuper supérieur, se divisant en :
 - 92 à 116 m : marnes irisées supérieures, de couleur gris-vert à lilas.
 - 116 à 141 m : argile de Chanville, bariolée à couleur rouge dominante.
- de 141 à 155 m : Keuper moyen, comprenant :
 - 141 à 149 m : Dolomie de Beaumont.
 - 149 à 155 m : marnes irisées moyennes.
- au-dessous de 155 m : Keuper inférieur. A 280 m, le forage est toujours dans le Keuper inférieur, dans lequel on distingue :
 - 155 à 195 m : marnes irisées inférieures, grises, vertes et rouges, riches en gypse.
 - 195 à 206 m : marnes salifères, bariolées à gypse et polyhalite.
- au-dessous de 206 m : sel plus ou moins chargé d'argile.

Étude des argiles.

L'essentiel des matériaux a été remonté sous forme de déblais; seuls les derniers mètres du forage 31 ont été carottés. Dans les déblais, un prélèvement régulier, tous les cinq mètres, a été fait pour le forage 17; la maille est moins régulière dans le forage 31. Dans les carottes, un échantillon a été prélevé tous les mètres environ, dans les parties les plus argileuses.

L'étude des diagrammes de diffraction aux rayons X indique une corrélation très étroite entre les deux forages. Une seule présentation synthétique sera donc faite des deux coupes (fig. 24). Un certain nombre de zones, plus ou moins bien délimitées, peuvent être définies par la qualité des minéraux argileux qu'elles contiennent. Je les décrirai de bas en haut.

1. De la base du forage à 160 m environ.

A la base du forage, les échantillons de carottes, tous semblables, renferment des édifices interstratifiés, formés de feuillets 14_C , 14_G et 14_M , dominant sur l'illite. Après un trou de quelque 50 m dans l'échantillonnage, les échantillons de déblai ont une composition analogue à celle des carottes. Les interstratifiés, en quantité à peu près égale à l'illite vers 200 m, augmentent vers le haut de cette première zone. Les échantillons prélevés vers 165 m sont identiques à ceux provenant des carottes.

Cette zone est donc caractérisée par un complexe à 14 \AA important. Elle correspond sensiblement au Keuper inférieur, mais s'arrête brusquement à quelques mètres au-dessous de la dolomie de Beaumont.

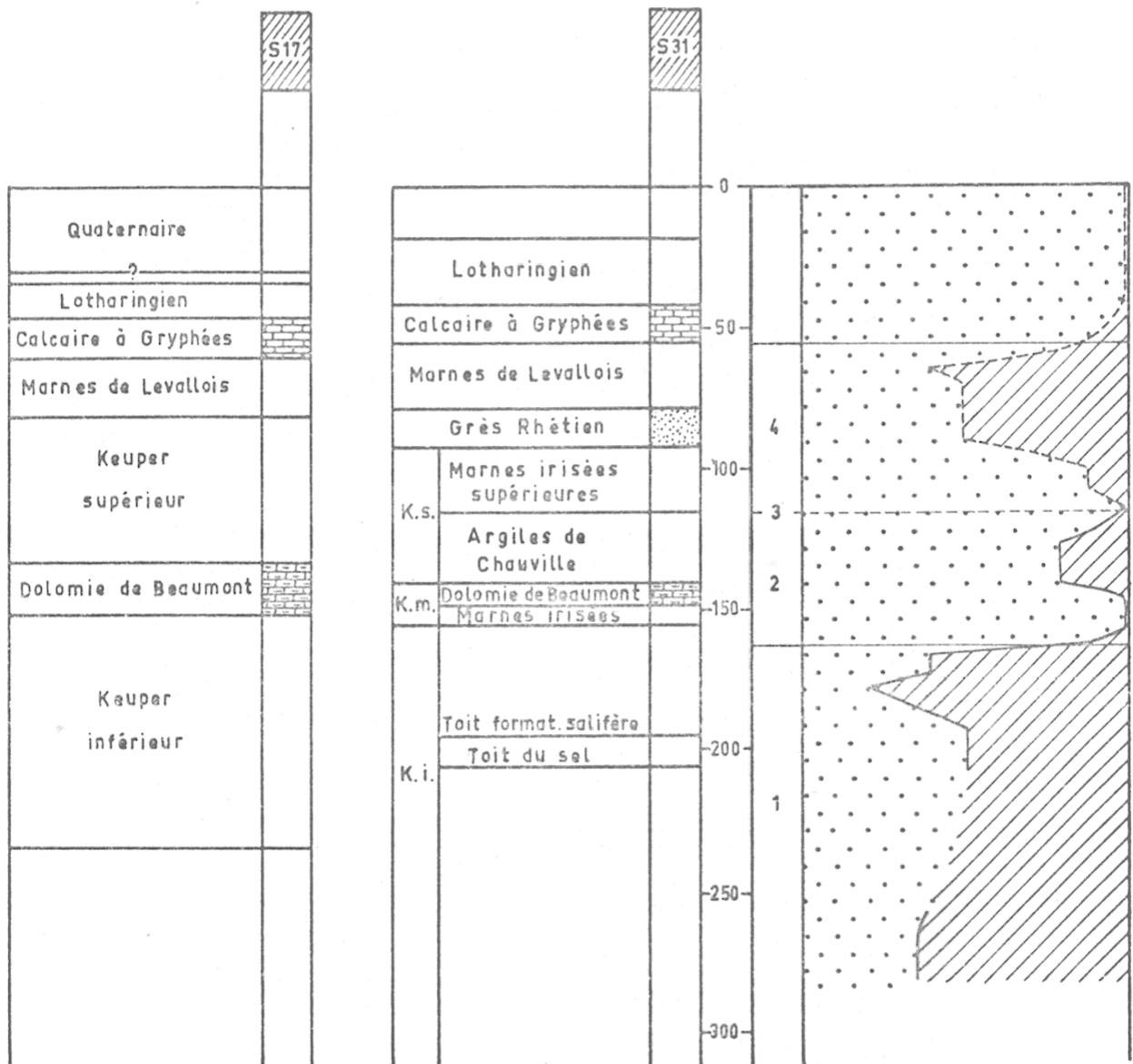


FIG. 24. — Forage des Soudières de la Madeleine (Meurthe-et-Moselle).

2. De 162 à 120 m environ.

Brusquement, à partir de 160 m, la qualité des diagrammes, excellente dans la zone I, diminue. Les pics sont peu intenses et larges. Parallèlement à cette baisse de qualité des diagrammes, la quantité de minéraux à 14 Å diminue. Les argiles sont formées essentiellement d'illite plus ou moins ouverte accompagnée d'interstratifiés gonflants mal déterminables. Vers le haut, cependant, une amélioration se produit et 20 % environ d'édifices du complexe à 14 Å apparaissent dans les argiles de Chauville.

Cette zone II, qu'on peut qualifier de « zone à mauvais diagrammes », correspond aux formations du Keuper moyen et à la base du Keuper supérieur, c'est-à-dire aux argiles de Chauville.

3. De 116 à 114 m.

Un échantillon seulement, mais nettement différent de ce qui l'entoure, et qu'on retrouve au même niveau dans les deux forages, permet de souligner une coupure. Il s'agit d'une argile donnant un très beau diagramme formé uniquement par les pics de l'illite, légèrement ouverte.

Dans le forage 31, ce niveau correspond exactement au sommet des argiles de Chauville.

4. De 110 à 57 m.

Au-dessus de 110 m, l'allure des diagrammes de rayons X change totalement. Il n'y a plus ici de minéraux à 14 Å nettement apparents, mais seulement un pic culminant à 10 Å ou formant un palier entre 10 et 12 Å environ, largement ouvert vers les petits angles. Après traitement au glycol, un important gonflement vers 17 Å, indique que de la montmorillonite se dissimule dans la montée du pic à 10 Å. Il est à peu près impossible d'apprécier dans de tels diagrammes la part qui revient à chacun des minéraux. Dans la figure 24, la courbe en pointillé n'a qu'une valeur symbolique.

Cette zone, caractérisée par la présence de montmorillonite, correspond aux marnes irisées supérieures et à l'ensemble du Rhétien, grès et marnes de Levallois.

Au-dessus de 57 m, dans les calcaires à Gryphées, d'ailleurs très pauvres en argile, l'illite prend possession de l'ensemble de la fraction argileuse; les minéraux à 14 Å ont disparu.

Pour compléter cette revue des argiles des forages de La Madeleine, il faut mentionner la présence possible de l'attapulгите. Si cette attapulгите existe, ce qui est difficile à assurer car seul un crochet apparaît dans la montée du pic de l'illite, elle n'occupe qu'une partie minime de la fraction argileuse.

3. Le forage de Chênevières (Meurthe-et-Moselle). (Fig. 25).

Situé à quelques kilomètres au SE de Lunéville, le forage de Chênevières a été entrepris, comme celui d'Essey-les-Nancy, pour rechercher l'eau de la nappe des Grès vosgiens. Sa surveillance a été assurée par MM. LAUGIER et CLIN qui ont bien voulu me communiquer la coupe qu'ils ont interprétée.

Après avoir traversé 10 m de limons glaciaires, le forage pénètre dans le Trias qui présente la succession suivante :

- de 10 à 37 m : base du Keuper inférieur : marnes irisées inférieures;
- de 37 à 80 m : Lettenkohle à faciès marneux et dolomitique;
- de 80 à 248 m : Muschelkalk, qui se subdivise :
 - 80 à 130 m : alternance de marnes et de calcaires attribués à la formation des calcaires à Térébratules;
 - 130 à 153 m : calcaires à Entroques;
 - 153 à 223 m : marnes grises, chocolat, irisées, plus ou moins anhydritiques, présentant le faciès des argiles de Pexonne;
 - 223 à 248 m : grès coquillier;
- de 248 à 380 m (fond du forage) : Buntsandstein, dans lequel on reconnaît :
 - 248 à 320 m : Grès bigarrés;
 - 320 à 354 m : Conglomérat principal;
 - 354 à 380 m : Grès vosgien.

Étude des argiles.

37 échantillons de déblais, espacés de 10 en 10 m, ont été prélevés dans ce forage. Leur analyse permet de faire quelques divisions le long de la coupe :

1. — Dans tout le Buntsandstein et dans les grès coquilliers, la fraction argileuse est formée essentiellement d'illite quelques fois accompagnée de kaolinite ou de chlorite assez mal cristallisée.

2. — Les argiles de Pexonne sont caractérisées par l'apparition d'édifices à 14 Å, irréguliers et mal cristallisés, de type $(14_M - 14_C)$ à $M - (14_M - 14_C)$. L'importance de ce complexe à 14 Å croit du bas vers le haut de la formation, où il atteint 30 % environ de la fraction argileuse.

3. — La couche des calcaires à Entroques est marquée par la dominance des interstratifiés réguliers, du type corrensité, qui, à côté de l'illite, forme 70 à 80 % du mélange.

4. — Dès l'entrée dans les calcaires à Térébratules, ces interstratifiés disparaissent pour laisser la place à une faible proportion de chlorite bien cristallisée, nettement dominée par l'illite. Cette chlorite tend à passer aux interstratifiés pendant la Lettenkohle. Au Keuper inférieur, ces interstratifiés de type $(14_C - 14_M)$, $C - (14_C - 14_M)$ augmentent légèrement de pourcentage.

La variation des minéraux argileux au long de ce forage est portée sur la figure 25. La comparaison de cette figure avec la figure 23 schématisant le forage d'Essey-les-Nancy, montre

que ces deux forages sont très semblables. En particulier, on y retrouve, au Muschelkalk moyen, la même abondance de corrensite, immédiatement suivie d'une zone à chlorite. Bien que moins nets ici, les phénomènes sont semblables.

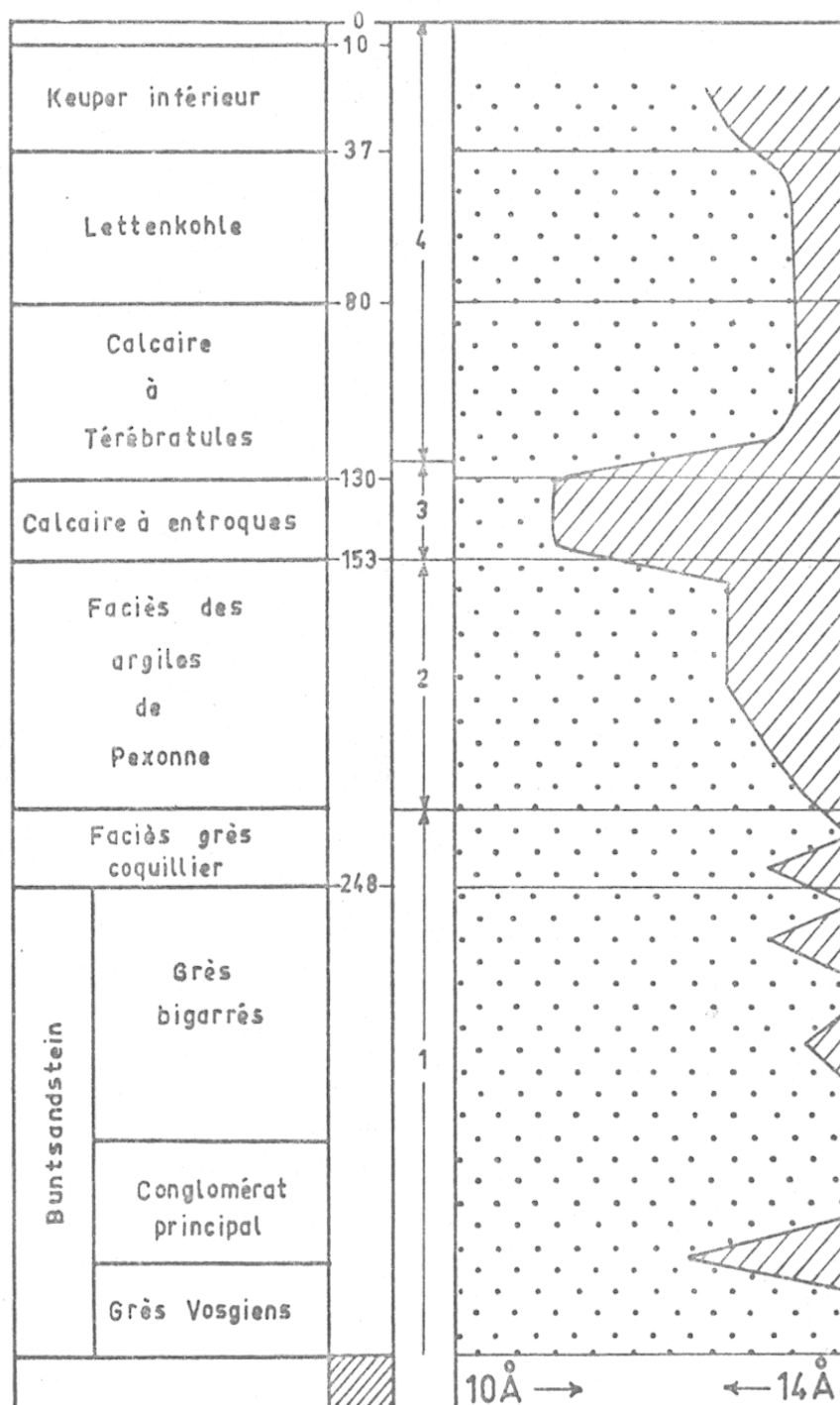


FIG. 25. — Forage de Chênevières (Meurthe-et-Moselle).

4. Le forage de Ravenel (Vosges). (Fig. 26).

Le forage de Ravenel est un forage assez ancien, puisqu'il fut creusé pour des recherches d'eau en 1949-1951. Il est situé à l'hôpital de Ravenel, près de Mirecourt (Vosges). GUILLAUME et MINOUX (1954) en ont publié la coupe très détaillée, que je ne ferai que résumer ici.

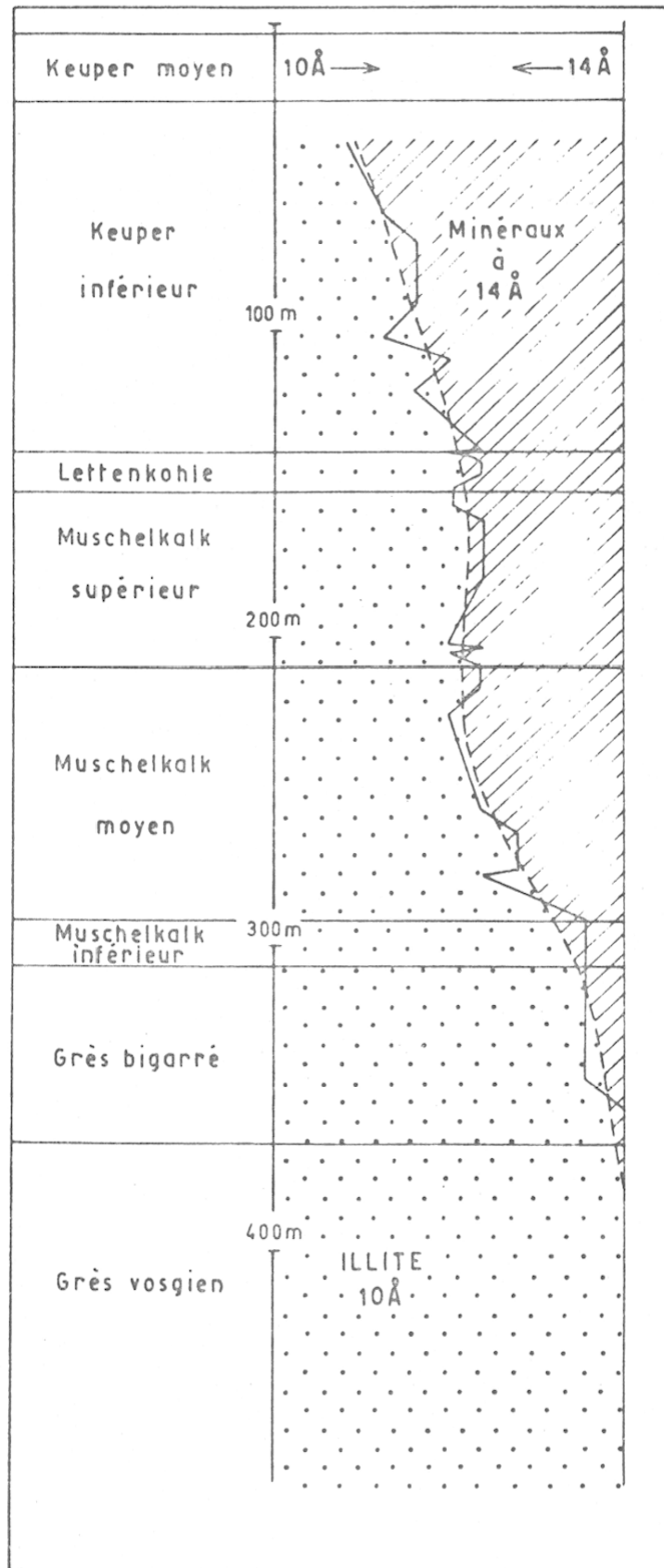


FIG. 26. — Forage de Ravenel (Vosges).

Le forage débute dans le Keuper moyen et se termine dans le Permien à la profondeur de 600 m. Les principales divisions du Trias occupent les positions suivantes :

- de la surface à 26 m : base du Keuper moyen; les premiers mètres correspondent probablement aux argiles de Chanville;
- de 26 à 140 m : Keuper inférieur, essentiellement marneux, avec gypse et résidus de sel;
- de 140 à 152 m : Lettenkohle;
- de 152 à 221 m : Muschelkalk supérieur, calcaire;
- de 221 à 293 m : Muschelkalk moyen, alternance de calcaires dolomitiques et de marnes bariolées, avec gypse et anhydrite;
- de 293 à 307 m : Muschelkalk inférieur, probablement gréseux;
- de 307 à 363 m : Grès bigarré;
- de 363 à 507 m : Grès vosgien;
- au-dessous de 507 m : Permien.

Ce forage a été réalisé par battage au trépan et à l'injection. Ceci a provoqué d'importantes retombées et des mélanges de matériaux provenant des divers niveaux, qui ont considérablement gêné GUILLAUME et MINOUX dans leur travail de stratigraphie. Dans ces conditions, les échantillons prélevés pour l'étude des argiles n'ont qu'une valeur médiocre et il ne faut pas s'attendre à des résultats précis. Cependant, une allure générale des argiles du Trias doit se dégager des analyses.

Étude des argiles.

54 échantillons ont été prélevés entre 40 et 462 m. La maille des prélèvements est irrégulière, les échantillons étant plus rapprochés près des limites entre les différentes formations.

Aucune coupure ne peut être faite après étude des argiles, mais une nette évolution des argiles apparaît : à la base du forage, l'illite forme à elle seule la totalité de la phase argileuse; en montant dans la série, elle cède peu à peu la place aux édifices à 14 Å qui finissent par la dominer.

L'illite reste seule ou accompagnée de traces de chlorite jusqu'au sommet des Grès bigarrés, et même jusqu'au sommet du Muschelkalk inférieur.

A partir du Muschelkalk moyen, une part plus importante d'un mélange à 14 Å formé de chlorite et d'interstratifié ($14_C - 14_M$) souvent confondus — C - ($14_C - 14_M$) — prend place à côté de l'illite.

Dès le Muschelkalk supérieur, le complexe à 14 Å occupe la moitié de la fraction argileuse. Il est formé par l'association habituelle des feuillets 14_C , 14_G et 14_M . Notons ici la présence, à la base du Muschelkalk supérieur, de l'association ($14_C - 14_G$) - ($14_C - 14_M$) identique à celle qui est rencontrée à Holving dans la même position stratigraphique.

Au Keuper inférieur, l'importance du complexe à 14 Å ne cesse de croître; en même temps, il change légèrement de qualité : les feuillets 14_C disparaissent et un minéral régulier de type ($14_C - 14_M$) tend à s'imposer.

Ainsi, bien que les échantillons analysés ne soient pas certainement représentatifs des niveaux dont ils proviennent, on peut quand même observer l'évolution habituelle du Trias lorrain, c'est-à-dire le passage progressif, de bas en haut, d'argiles essentiellement micacées à des mélanges complexes à 14 Å (fig. 26).

5. Le forage de Holving n° 1 (Moselle).

Le forage de Holving n° 1 (Moselle), exécuté par la Société SOLVAY et Cie, a été suivi par M. LAUGIER qui en a publié la coupe succincte (1959).

Le forage commence dans les argiles du Keuper inférieur.

- 0 à 138 m : une partie du Keuper inférieur;
- 138 à 173 m : Lettenkohle;
- 173 à 250 m : Muschelkalk supérieur;
- 250 à 306 m : complexe marno-dolomitique du Muschelkalk moyen (Anhydritgruppe des auteurs allemands).

Étude des argiles.

Le forage n'ayant pas été carotté, les matériaux remontés sont des déblais. Une trentaine d'échantillons ont été prélevés sur ces déblais.

L'étude de la composition des minéraux argileux fait apparaître trois zones distinctes :

— De la base du forage à 230 m environ, les argiles sont formées d'un mélange d'illite, égale ou légèrement dominante sur des minéraux interstratifiés à 14 Å. Ces interstratifiés donnent généralement de très beaux pics. Ils sont formés par l'association de feuillets 14_C , 14_G et 14_M . On citera particulièrement l'échantillon prélevé à 245 m, qui est formé, outre l'illite, par le mélange nettement séparé, de deux minéraux interstratifiés : ($14_C - 14_G$) et ($14_C - 14_M$).

— De 230 à 135 m, l'illite domine nettement sur son compagnon qui est ici de la chlorite plus ou moins bien cristallisée, mais peu interstratifiée. Nous sommes en présence d'une zone à chlorite comparable à celle décrite à Essey-les-Nancy. L'échantillonnage n'est pas assez serré pour qu'on puisse observer une zone de transition entre les deux formations. Ce qui explique que les deux seuls échantillons analysés sont des chlorites bien cristallisées. Ce sont les échantillons prélevés à 220 et 260 m. Au-dessus, la chlorite est dégradée, légèrement gonflante, et on passe lentement à la zone suivante qui commence dès la fin de la Lettenkohle.

— De 135 m à la surface, c'est-à-dire dans la partie du Keuper inférieur traversée par le forage, les interstratifiés de type ($14_C - 14_M$) remplacent la chlorite. Ils sont un peu plus abondants, sans cependant parvenir à dominer réellement l'illite.

La comparaison de ce forage avec celui d'Essey-les-Nancy s'impose. Bien que distantes de 70 km environ, ces deux coupes présentent de sérieuses ressemblances. En particulier, la zone à chlorite est située dans le même niveau : elle commence dans le Muschelkalk supérieur et se termine à la fin de la Lettenkohle.

6. Frémerstroff (Moselle).

Situé non loin de Holving, le forage de Frémerstroff a été effectué en 1959 pour rechercher l'eau potable. D'une profondeur de 62 m, il est resté dans le Keuper supérieur. M. SITTLER en a étudié les échantillons et a dressé la coupe suivante :

- 0 à 5 m : alluvions récentes;
- 5 à 16 m : marnes bariolées supérieures;
- 16 à 20 m : argiles de Chanville;
- 20 à 27 m : Dolomie de Beaumont, renfermant un niveau d'argile grise à verte, en plaquettes;
- 27 à 35 m : marnes bariolées moyennes;
- 35 à 42 m : « Grès à roseaux », formés de marnes et argiles brunes finement sableuses;
- 42 à 48 m : couches à Estheria, formées de marnes brun-rouge et vertes;
- 48 à 58 m : marnes irisées inférieures;
- 58 à 61 m : « Grès à plantes », essentiellement dolomitiques;
- au-dessous de 61 m : marnes irisées inférieures, gypsifères.

Étude des argiles.

Bien que ce forage fait à la boue n'ait remonté que des déblais, j'ai analysé un échantillon par mètre. Les résultats de ces analyses permettent de distinguer les zones suivantes :

— de 62 à 31 m : Cette zone est caractérisée par l'abondance des minéraux du complexe à 14 Å. Ce complexe à 14 Å est formé par l'interstratification des feuillets 14_C , 14_G et 14_M qui donnent aux rayons X un très grand pic vers 14 Å, dominant nettement le pic à 10 Å de l'illite. Ces édifices très irréguliers ne donnent pratiquement que ce grand pic à 14 Å. Les actions du glycol et de la chaleur permettent de reconnaître les édifices suivants : C-($14_C - 14_M$), C-($14_C - 14_G$), C-($14_G - 14_M$).

A côté de ce complexe à 14 Å apparaît l'attapulgite. D'abord discrète à la base de la zone étudiée, elle augmente pour devenir égale et même supérieure à l'illite. Au sommet de cette zone, le complexe à 14 Å diminue légèrement et devient encore plus irrégulier, tandis que l'attapulgite se maintient à un niveau constant.

L'illite, dans toute cette zone, reste subordonnée.

— de 31 à 25 m : Ces six mètres de sédiments ne contiennent que de l'illite, accompagnée de faibles traces d'interstratifiés ($14_M - 14_C$).

— de 25 à 20 m : Nouveau niveau riche en attapulгите qui, en quantité souvent supérieure à l'illite, occupe la phase argileuse. Le complexe à 14 Å est ici négligeable.

— au-dessus de 20 m : Illite seule, à peine ouverte à la base, mais s'ouvrant de plus en plus vers le haut, pour devenir I_M . Dans les derniers mètres du Trias, la montmorillonite apparaît aux côtés de l'illite ouverte.

Ce forage, très semblable à ceux qui ont déjà été décrits en Lorraine, quant à l'évolution du complexe à 14 Å, contient en outre une forte proportion d'attapulгите. La présence de ce minéral, supposée dans de nombreux autres endroits, est ici certaine. Il est intéressant de l'associer à celle qui est trouvée au Maroc et à la sépiolite des marnes du Keuper anglais (KEELING, 1956).

7. Le forage de Pont-à-Mousson (Meurthe-et-Moselle) PM 101. (Fig. 27).

Ce forage de Pont-à-Mousson a été réalisé par la PRÉPA ⁽¹⁾, en 1959. Ce forage, qui débute dans le Sinémurien, rencontre le toit du Trias à la profondeur de 68 m et la base à 739 m, avant de pénétrer dans le Westphalien. Il y a donc à Pont-à-Mousson une épaisseur de 670 m de Trias, qui se décompose ainsi :

de 68 à 94 m : Keuper supérieur formé par des argiles alternant avec des niveaux de dolomies, riches en gypse;

de 94 à 116 m : Keuper moyen, comprenant 15 m de Grès à roseaux surmontés par la dolomie principale;

de 116 à 248 m : Keuper inférieur, formé d'argile grise à gris-verdâtre plus ou moins riche en gypse;

de 248 à 304 m : Lettenkohle essentiellement dolomitique; dans les dolomies, s'intercalent quelques banes d'argile rouge ou verte et de grès fins;

de 304 à 405 m : Muschelkalk : cette formation débute par des argiles bariolées, légèrement micacées, à gypse et anhydrite; au-dessus, vers 330 m, apparaît un banc dolomitique de quelques mètres, surmonté de grès argilo-dolomitique gris clair;

de 405 à 584 m : Grès bigarré, formé essentiellement de grès rouge renfermant des niveaux tantôt conglomératiques, tantôt argileux; vers le sommet, les argiles tendent à être plus abondantes;

de 584 à 739 m : Permo-Trias, gréseux, indifférencié.

Quarante échantillons ont été prélevés dans ce forage; ce sont des déblais, le forage n'ayant pas été carotté.

Étude des argiles.

Les grandes divisions stratigraphiques du Trias de Pont-à-Mousson sont soulignées par des différences dans les argiles qu'elles renferment (fig. 27).

A la base, dans le grès du Permo-Trias et dans les Grès bigarrés, la phase argileuse est formée presque exclusivement d'illite accompagnée de traces de chlorite et de montmorillonite. Un seul échantillon fait exception, vers le milieu du Muschelkalk, qui montre une part importante, 30 % environ, de montmorillonite. Cet échantillon aberrant étant seul de son espèce, il ne peut pas être considéré comme caractéristique et on peut penser que la montmorillonite est due à la pollution, soit par retombée de niveaux supérieurs, soit par la boue de forage.

Dès la base du Muschelkalk, le complexe à 14 Å devient plus abondant. Au milieu de cette formation, il atteint environ 70 % du mélange. Il est formé d'édifices interstratifiés (14_C - 14_M) plus ou moins réguliers. Au sommet du Muschelkalk, la quantité de minéraux à 14 Å diminue fortement, en même temps que sa qualité change. Il n'atteint plus que 10 % et est formé de chlorite dégradée. Cette composition reste constante pendant toute la Lettenkohle.

Au Keuper inférieur, le complexe à 14 Å redevient important. Des feuillets 14_C , 14_G et 14_M s'interstratifient pour donner des édifices qui dominent souvent sur l'illite.

Au Keuper moyen, nouvelle chute des minéraux à 14 Å : l'illite est de nouveau dominante sur une chlorite plus ou moins dégradée, semblable à celle qui a été observée dans la Lettenkohle.

Le Keuper supérieur est moins homogène, il se divise en deux zones : à la base, une zone à complexe à 14 Å, (14_C - 14_M), abondant; au sommet, une zone ne contenant que de l'illite ouverte.

(1) Société de Prospection et Exploitation Pétrolières en Alsace.

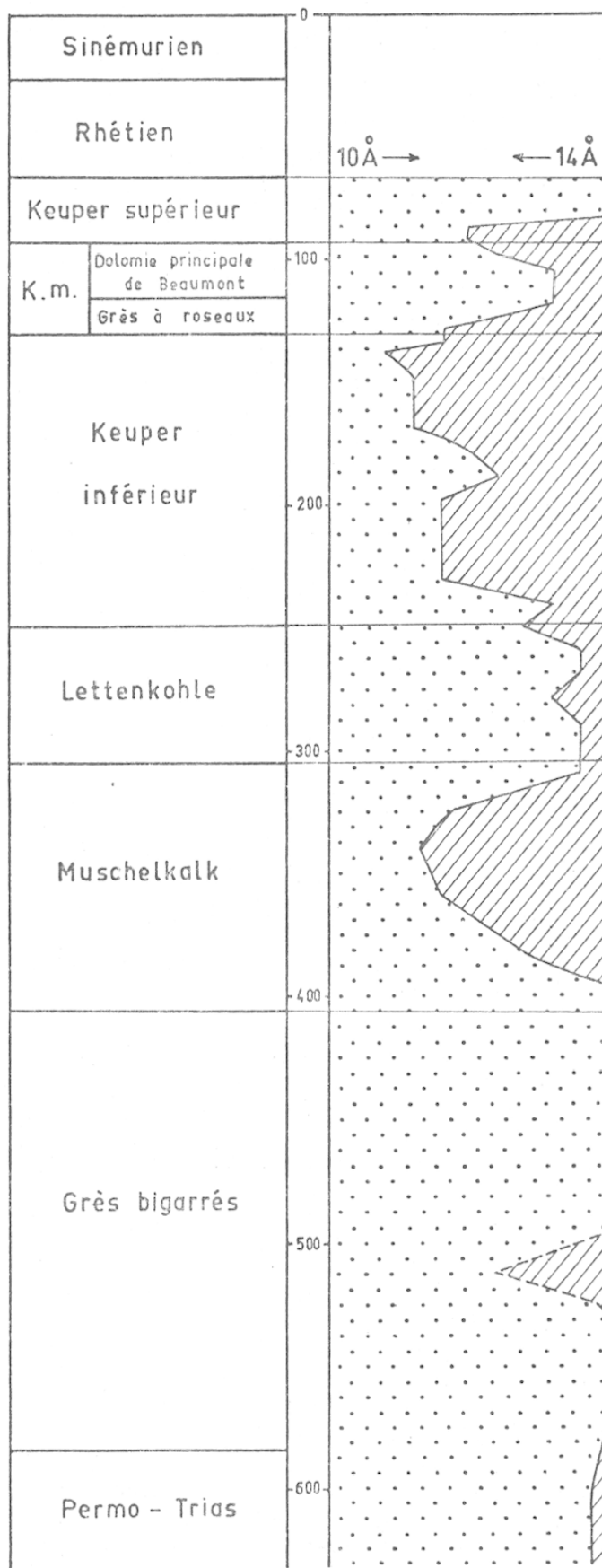


FIG. 27. — Forage de Pont-à-Mousson (Meurthe-et-Moselle).

Bien que l'échantillonnage soit beaucoup moins serré qu'à Essey-les-Nancy, ce qui donne des résultats moins précis, les deux coupes sont tout à fait comparables. On y retrouve la même allure générale des variations du complexe à 14 Å, et des compositions minéralogiques identiques à chaque niveau.

B. — LE TRIAS DU BASSIN DE PARIS.

J'ai pu, grâce à l'obligeance du B.R.G.M. et, en particulier, de M. Ricour, obtenir une centaine d'échantillons provenant de plusieurs forages pétroliers effectués dans le Bassin Parisien (fig. 22, p. 62). Malheureusement, la faible quantité d'échantillons dont j'ai disposé ne permet pas de dresser un tableau très précis de l'évolution de la sédimentation argileuse dans le bassin, mais seulement d'établir quelques jalons provisoires.

L'ordre de description des forages suit une ligne sensiblement N-S; le forage de Courgivaux, situé beaucoup plus à l'W que les autres, sera traité le dernier.

1. Les Riceys (Aube) - Silvarouvres (Haute-Marne).

Ces deux forages ont traversé un Trias peu épais, gréseux à la base, plus argileux au sommet. On ne peut, dans ces sédiments indifférenciés, reconnaître les divisions classiques du Trias lorrain.

Quatre échantillons de Silvarouvres et huit des Riceys, provenant de divers niveaux de ce Trias, ont été analysés. Ils donnent tous le même résultat : toutes les argiles étudiées sont formées d'illite, seule ou accompagnée de traces de chlorite.

2. Les Bourdons (Haute-Marne).

Bien que plus épais que celui des deux forages précédents, le Trias des Bourdons est relativement peu puissant. Les divisions y sont difficiles à reconnaître. Treize échantillons ont été étudiés, qui peuvent être répartis ainsi : 2 dans le Keuper supérieur, 6 dans la Lettenkohle, 2 dans le Keuper moyen, 3 dans le Trias inférieur.

Tous ces échantillons donnent des résultats très monotones, voisins de ceux des forages précédents : illite ouverte, fortement dominante sur un peu de chlorite. Cependant, deux échantillons provenant de la Lettenkohle, possèdent 20 % environ de minéraux interstratifiés à 14 Å, de type (14_c - 14_{st}) très irrégulier.

3. Germisay (Haute-Marne).

A quelques kilomètres au N des Bourbons, le forage de Germisay traverse un Trias un peu plus épais que celui des Bourbons et aussi un peu plus nettement différencié. Des cinq échantillons analysés, 1 provient du Muschelkalk supérieur et 4 du Muschelkalk moyen. Ces cinq échantillons contiennent des argiles semblables, formées d'illite ouverte, dominante sur quelques pour-cent de chlorite. Le trop petit nombre d'échantillons étudiés ne permet aucune interprétation et l'uniformité de ces cinq résultats ne permet pas de conclure à une monotonie des argiles triasiques de Germisay.

4. Saint-Mihiel (Meuse).

Le forage de Saint-Mihiel, situé à quelques kilomètres au N de Commercy, traverse un Trias à la fois plus épais et mieux différencié que les précédents. On y reconnaît assez aisément les marnes irisées du Keuper, séparées en deux masses par les niveaux dolomitiques du Keuper moyen, renfermant une épaisse formation de sel massif (72 m) dans le Keuper inférieur; la Lettenkohle essentiellement dolomitique contenant 11 m environ d'argile bariolée en son milieu; le Muschelkalk, argilo-dolomitique. L'anhydrite est fréquente dans toute cette série.

Treize échantillons ont été analysés, provenant des niveaux suivants :

3 dans la Lettenkohle, dont 1 dans les dolomies et 2 dans les argiles bariolées;

4 dans les dolomies du Muschelkalk supérieur;

3 dans les argiles dolomitiques, dans la partie supérieure du Muschelkalk moyen;
 3 dans les argiles sableuses dans la partie du Muschelkalk moyen attribuée au groupe de l'anhydrite.

Sur ces treize échantillons, seuls ceux provenant du Muschelkalk supérieur sont différents des autres. Ils possèdent une phase argileuse composée d'illite et de minéraux du complexe à 14 Å, du type C - (14_C - 14_M) à (14_C - 14_M). Ce complexe à 14 Å est en proportion variable; du haut en bas, il forme respectivement 20,40, 40 à 70 % environ de la fraction fine.

Les autres échantillons sont formés du mélange d'illite très dominante et de chlorite faible.

5. Vacherauville (Meuse).

A quelques kilomètres au N de Verdun, le Trias traversé par le forage de Vacherauville est caractérisé par un Keuper supérieur très épais (115 m) par rapport à l'ensemble. Ce Keuper supérieur est formé d'argiles dolomitiques et d'anhydrite. L'anhydrite, abondante à la base, disparaît dans la partie supérieure de la formation. Le Keuper moyen (17 m) est assez caractéristique, formé d'argiles gréseuses à la base passant à des dolomies au sommet. Sous ce Keuper moyen, une formation indifférenciée représentant Keuper inférieur et Muschelkalk, épaisse de 158 m, est constituée essentiellement d'argile et d'anhydrite. La base du Trias est formée de grès et de conglomérats permo-triasiques.

Huit échantillons assez bien répartis dans la série ont été étudiés, provenant des niveaux suivants : 1 du Rhétien, 2 du Keuper supérieur, 1 du Keuper moyen, 1 du Keuper inférieur probable, 2 du Muschelkalk présumé, 1 du Permien.

Les analyses sont résumées dans le tableau V.

TABLEAU V

	Prof.	I	14	
Rhétien	1115	10		illite ouverte type I
Keuper supérieur	1188	3	7	C + (14 _C - 14 _M)
	1204	4	6	C + (14 _C - 14 _M)
Keuper moyen	1276	7	3	C bien cristallisée
Keuper inférieur ?	1309	5	5	C - (14 _C - 14 _M)
Muschelkalk	1338	5	5	C - (14 _C - 14 _M)
	1370	10		
Permo-Trias	1531	10		

Ce tableau montre clairement l'importance des édifices interstratifiés dans le Trias de Vacherauville. Il faut noter, au côté de ces interstratifiés, la présence de chlorite dans le Keuper supérieur. Cette chlorite, faible mais bien cristallisée, est seule dans l'unique échantillon provenant du Keuper moyen.

6. Audun-le-Roman (Moselle).

Le forage d'Audun-le-Roman (W de Thionville) traverse un Trias plus proche du type lorrain : son Keuper est épais et les différentes formations qui le composent peuvent être distinguées assez aisément.

La répartition stratigraphique des onze échantillons prélevés au long de ces 420 m de Trias, est indiquée dans le tableau VI qui résume les résultats des analyses d'argiles.

TABEAU VI

	Prof.	I	14		
Lettenkohle	883,5	8	2	} (14 _c -14 _μ) mal cristallisé	
	918,2	8	2		
Muschelkalk supérieur et moyen	couche à Cératites ?	930	6	4	} (14 _c -14 _μ) presque régulier
		931,6	6	4	
	couche grise ?	935	6	4	
		940	5	5	
		955	4	6	
Muschelkalk inférieur	}	1003	10		} C faible et mal cristallisée
		1004	9	1	
		1005	9	1	
Trias inférieur gréseux	1017	9	1		

Bien qu'aucun échantillon du Keuper n'ait été analysé, on voit que les interstratifiés apparaissent dès le Muschelkalk moyen. Ceci est comparable à ce qui a été observé dans le forage de Pont-à-Mousson.

7. Courgivaux (Seine-et-Marne).

Situé très à l'W des forages précédemment décrits, le forage de Courgivaux est assez différent. Atteint assez tard par la transgression triasique venant de l'E (RICOUR, 1959), la région de Courgivaux présente un Trias essentiellement gréseux dans toute sa partie inférieure, jusqu'à la Lettenkohle, avec cependant une masse d'argilites plus fines avec des bancs d'anhydrite marquant le Muschelkalk. Les faciès du sommet du Trias par contre, rappellent assez bien les faciès classiques du Keuper de Lorraine.

Neuf échantillons, prélevés dans ce forage, ont donné les résultats suivants (tableau VII).

TABEAU VII

	Prof.	I	14		
Rhétien	2675,5	10		I ouverte	
Keuper	}	2677,5	6	4	C bien cristallisée
		2712	8	2	(14 _c -14 _μ)
		2763	6	4	(14 _c -14 _μ)
		2792	3	7	corrensite
		2890	7	3	C
Muschelkalk ?	}	2899	6	4	C
		3105	10		
Trias inférieur	}	3143	10		

C. — VUE D'ENSEMBLE SUR LES ARGILES DE LA LORRAINE ET DU BASSIN DE PARIS.

L'examen des différents forages montre qu'en Lorraine les argiles du Trias sont constituées essentiellement d'illite et de minéraux à 14 Å interstratifiés, formés de feuillets de type chlorite et de type montmorillonite. Ces minéraux sont le plus souvent irréguliers et tendent, par endroits, vers la corrensite. La chlorite vraie y est assez rare et peu abondante.

Dans tous les forages on assiste à une lente variation de la composition globale de l'argile. Dans les niveaux inférieurs gréseux, l'illite ouverte est largement dominante, accompagnée de quelques pour-cent de chlorite généralement dégradée et de kaolinite. En remontant le Trias, l'illite décroît au profit des édifices à 14 Å. Le forage de Ravenel qui, avec son échantillonnage incertain, ne donne qu'une vue d'ensemble non détaillée, montre parfaitement cette lente variation. Les autres forages, avec plus d'à-coups, montrent la même « dérive ». Au sommet du Keuper inférieur et à la base du Keuper supérieur, la quantité de minéraux du complexe à 14 Å présente dans le mélange peut atteindre 80 % de la fraction argileuse.

Dans le détail, un fait principal doit être signalé : c'est l'abondance précoce et momentanée des interstratifiés de type (14_c - 14_M), dans la partie moyenne du Muschelkalk. Cette abondance donne, dans les logs schématiques, un crochet qu'on retrouve dans les trois coupes où l'échantillonnage est suffisamment serré et sûr : Essey-les-Nancy, Chênevières et Pont-à-Mousson 101.

Par ailleurs, il est remarquable de constater un brusque changement de composition minéralogique des argiles, au milieu du Keuper supérieur. A ce moment en effet, l'illite réapparaît brusquement en quantité importante : elle occupe seule la fraction argileuse, ou est accompagnée de minéraux à 14 Å très différents de ceux qui sont observés dans le reste du Trias, puisqu'il s'agit de montmorillonite peu ou pas interstratifiée. Cette situation se poursuit sans changement dans le Rhétien. Si les seules argiles devaient être utilisées pour obtenir des coupures stratigraphiques, aucune limite ne serait tracée entre le Keuper supérieur et le Rhétien, mais plutôt au milieu du Keuper supérieur. Sans vouloir empiéter sur un domaine qui n'est pas le mien, il me semble qu'on peut trouver là un argument supplémentaire pour fixer, comme le font les auteurs allemands, le Rhétien dans le Trias. Mais ceci mériterait d'autres études !

L'attapulгите enfin, a été localement rencontrée dans les forages de Frémerstroff et d'Holving. Le fait est d'importance, puisque, comme nous le verrons dans un chapitre ultérieur, ce minéral a une origine certainement néoformée, différente de celle des autres minéraux. De plus, elle montre, s'il en était besoin, l'analogie qui existe entre les sédiments triasiques français, anglais où la sépiolite est signalée par KEELING (1956) et marocains, où attapulгите et sépiolite sont fréquentes.

Dans le Bassin de Paris, le faible nombre d'échantillons analysés rend les choses moins distinctes. Cependant, on peut affirmer que la sédimentation argileuse est le prolongement de celle qu'on observe en Lorraine, les minéraux rencontrés dans les deux cas étant semblables. On peut toutefois tenter une vue d'ensemble, en constatant que les minéraux rencontrés dans les forages de bordure du bassin sont moins variés que ceux qu'on trouve dans les forages du centre, là où le Trias est plus épais et mieux différencié.

Aux Riceys et à Silvarouvres, où les différents niveaux du Trias sont peu reconnaissables et où les minéraux détritiques dominent, seule l'illite ouverte, caractéristique des niveaux gréseux, a été rencontrée.

Puis avec l'approfondissement du Trias, en remontant au N vers le centre du bassin, par Les Bourdons, Germisay, Saint-Mihiel, etc., on voit apparaître, plus fréquents et plus abondants, les édifices à 14 Å interstratifiés. Parallèlement à leur abondance, leur régularité s'accroît : à Saint-Mihiel, un échantillon nous a fourni 70 % de minéraux à 14 Å, interstratifiés (14_M - 14_c) presque réguliers, voisins de la corrensite. A Vacherauville et à Audun-le-Roman, la situation est semblable. A Courgivaux, plus à l'W, au centre même du bassin, la corrensite et même la chlorite bien cristallisée sont présentes.

Ainsi, on observe dans le Bassin de Paris un phénomène semblable à celui qui est décrit par ailleurs dans le Jura : en passant des bordures au centre du bassin, on voit l'illite ouverte faire place peu à peu à des minéraux à 14 Å irréguliers, puis réguliers de type corrensite, et, dans certains cas, à la chlorite.

II. — LE JURA.

Le Trias affleure peu dans le Jura. Il est accessible par des forages qui montrent que son épaisseur peut être importante et dépasser 1 000 m. J'ai pu avoir accès à plusieurs de ces forages entrepris par la PRÉPA et par le B.R.G.M. (1), dans lesquels plus de 600 échantillons ont été prélevés. Ces

(1) Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

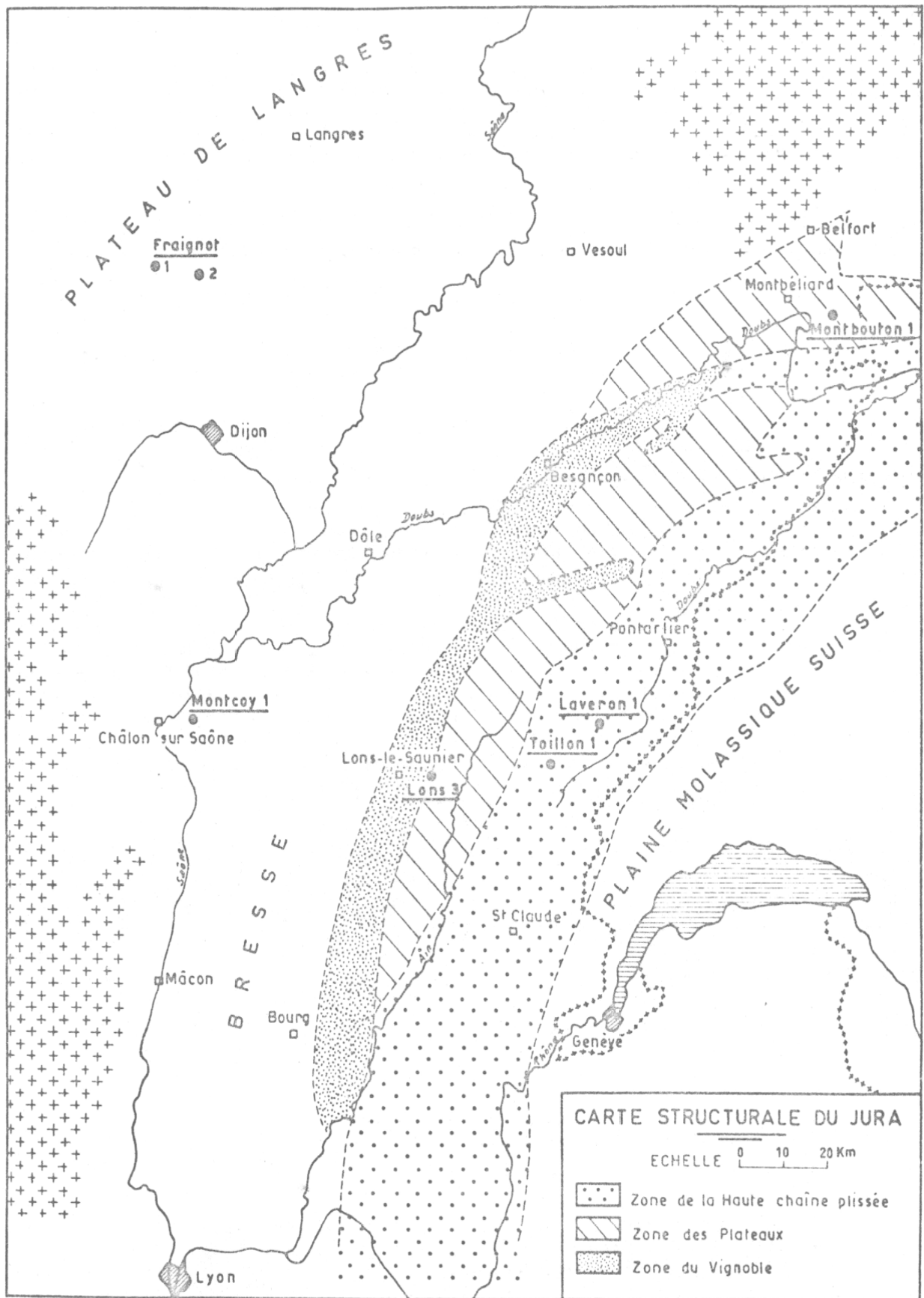


FIG. 28. — Emplacement des forages étudiés.

échantillons ont été analysés par TASSEL (1961) et nous avons publié récemment les résultats de ces analyses (LUCAS et BRONNER-TASSEL, 1961). Je reprendrai rapidement la description de ces forages.

La figure 28 indique l'emplacement des forages étudiés. Le forage de Valempoulières n'a pas été échantillonné, il n'est indiqué que pour mieux préciser la forme du bassin. Sur le tableau VIII, l'épaisseur de chaque formation rencontrée par les forages est indiquée, ainsi que la profondeur du toit du Trias. Ces deux illustrations indiquent clairement que le bassin triasique était allongé comme le Jura actuel, que son centre se situait vers le Laveron et que son rivage ouest était proche de Fraignot et de Montcoy.

TABLEAU VIII

Epaisseurs (en m) des divers niveaux du Trias traversés par quelques forages du Jura

		Laveron	Toillon	Valempoulières	Lons 3	Montcoy	Fraignot 1	Fraignot 2	Montbouton		
Profondeur du toit du Trias		1103	1130	500	35	1340	272	253	604		
Keuper	supérieur	117	170	101	87	45	48	71	64		
	moyen	34		32	23	75				92	
	inférieur	703		305	115 ?	225					156
Lettenkohle		23	445	38	?	10		24			
Muschelkalk	supérieur	63	440		50 ?		25	36	42		
	moyen	348		156	70	130			20	20	114
	inférieur	29			10						34
Trias inférieur et Permo-Trias		plus de 65		75	60	33			64		
Permien		(1)		49	260	(4)	(5)	(5)	(6)		
				(2)	(3)						

- | | |
|---|--|
| 1. Forage terminé dans les grès du Permo-Trias. | 4. Le forage se continue dans le Permien. |
| 2. Le Permien repose directement sur le socle. | 5. Le Trias repose directement sur le socle. |
| 3. Le forage se continue dans le Carbonifère. | 6. Le forage s'arrête dans le Permien. |

DESCRIPTION DES FORAGES

1. Fraignot 1 et 2 (Côte-d'Or).

Dans ces deux forages peu épais, le Trias moyen et inférieur est entièrement détritique. Le Keuper est formé de marnes bariolées et d'anhydrite. Toute la partie inférieure gréseuse est formée essentiellement d'illite, accompagnée de kaolinite à la base et d'un faible complexe à 14 Å, type C_M au milieu. Dans la partie inférieure du Keuper, les édifices interstratifiés (14_C - 14_M) apparaissent

et parviennent à dominer la phase argileuse pendant un bref moment. Ils disparaissent au sommet du Keuper qui ne contient que de l'illite ouverte.

2. Montcoy (Saône-et-Loire).

Le forage de Montcoy révèle un Trias plus épais et en même temps plus varié. A la base, les Grès bigarrés, le Muschelkalk gréseux, la Lettenkohle dolomitique et encore gréseuse, indiquent la proximité de la côte. Au Keuper, la transgression marine avance et des sédiments de plus en plus fins se déposent : grès, puis argiles et marnes bariolées à gypse et anhydrite.

L'illite domine encore nettement dans ce forage sur presque toute sa hauteur. Dans les grès de la base, elle est assez ouverte et accompagnée de kaolinite et de minéraux du complexe à 14 Å, C_M ou ($14_C - 14_M$) à mauvais chauffage. Dans la Lettenkohle, un interstratifié régulier ($14_C - 14_M$) apparaît brusquement et occupe la plus grande part de la fraction fine. Le Keuper inférieur est de nouveau envahi par l'illite accompagnée d'édifices à 14 Å plus abondants (30 à 40 %) et aussi plus réguliers qu'en dessous de la Lettenkohle. Au Keuper supérieur, les interstratifiés disparaissent progressivement pour laisser la place à l'illite seule, très ouverte, I_C et I_M .

3. Lons 3 (Jura).

Ce forage est encore plus épais et plus varié que le précédent. Au-dessus d'un Trias inférieur gréseux et d'un Muschelkalk inférieur grésodolomitique, apparaît un Muschelkalk moyen et supérieur proche du type lorrain, formé principalement de calcaires. Dans le Keuper qui le surmonte, le sel survient à la partie inférieure, tandis que les marnes irisées à gypse et anhydrite sont séparées en deux par les Grès à roseaux et la dolomie en dalles du Keuper moyen.

L'échantillonnage de ce forage est très discontinu et ne peut donner qu'une physionomie assez floue des argiles du Trias de Lons. Cependant, on peut constater que l'illite, bien qu'encore abondante, l'est moins que dans les forages précédents. Elle domine largement la kaolinite et quelques traces d'une mauvaise chlorite dans le Permien et le Trias gréseux. Dès la base du Muschelkalk, les édifices interstratifiés C - ($14_C - 14_M$) apparaissent, discrètement d'abord, puis plus abondants, en même temps qu'ils tendent à devenir plus réguliers. Au Muschelkalk moyen, ils forment la moitié de la phase argileuse. Le seul échantillon de Muschelkalk supérieur étudié ne montre que de l'illite et un peu de kaolinite et de mauvaise chlorite. Au Keuper, l'illite semble dominer encore, en dehors de minces niveaux où les interstratifiés ($14_C - 14_M$) reprennent de l'importance.

4. Toillon (Doubs).

Seul le Keuper a été foré. C'est un Keuper épais (445 m) essentiellement argileux avec sel gemme massif dans la partie inférieure, gypse et anhydrite répartis dans toute la formation. Le Keuper moyen est peu marqué par quelques niveaux gréseux ou dolomitiques.

Ici l'illite n'est plus dominante. Le complexe à 14 Å représente 40 à 50 % de la phase argileuse dès la base du Keuper inférieur, et atteint 70 % près du sommet. Sa qualité croît en même temps que sa quantité. Formé d'édifices C - ($14_C - 14_M$), donnant, à la base, de mauvais diagrammes de diffraction après chauffage, il passe progressivement à des interstratifiés ($14_C - 14_M$) qui deviennent parfaitement réguliers par endroits. Quelques édifices contiennent des feuillets de chlorite gonflante, et la chlorite apparaît discrètement.

Dans le Keuper moyen, l'illite reprend provisoirement le dessus, mais cède de nouveau rapidement la place à de très beaux et abondants édifices C - ($14_C - 14_M$) et ($14_C - 14_M$), à la base du Keuper supérieur. En remontant ce Keuper supérieur, on assiste à la dégradation progressive du complexe à 14 Å qui devient de moins en moins abondant. Au sommet de la formation, l'illite seule, très ouverte, I_M et I_C , tient la place qu'elle conserve dans le Rhétien.

5. Laveron (Doubs).

Le forage de Laveron est celui qui traverse le Trias le plus épais et le plus monotone. En effet, en dehors du Keuper moyen, peu épais, où se reconnaissent le Grès à roseaux et la Dolomie de Beaumont, et du Muschelkalk supérieur et de la Lettenkohle où la dolomie domine, l'ensemble du

Trias de Laveron est formé sur près de 1 300 m d'épaisseur par l'alternance d'argile et de sel. Le sel, dont la puissance cumulée atteint près de 600 m, se trouve en bancs massifs de 10 m ou plus d'épaisseur, ou en niveaux plus minces alternant régulièrement avec des roches argileuses. Les roches argileuses, de couleurs diverses, grises, vertes, rouges ou bariolées, sont assez fines, quelques fois légèrement sableuses. Cette formation salifère commence dès le Muschelkalk inférieur, au-dessus des quelques niveaux dolomitiques qui surmontent les grès et argiles gréseuses du Permo-Trias, et subsiste depuis le Muschelkalk moyen jusqu'au Keuper moyen inclus.

Au Keuper supérieur, le sel disparaît, mais la présence de gypse et d'anhydrite indique que le milieu de sédimentation reste fortement chimique.

Les argiles suivent fidèlement les variations lithologiques. Dans le Permo-Trias, l'illite ouverte, accompagnée de faibles quantités de kaolinite et d'illite, forme la principale partie de la fraction argileuse. Dès que la sédimentation devient chimique, l'illite régresse : à la base du Muschelkalk, elle représente la moitié de la fraction argileuse; elle diminue ensuite légèrement pour se stabiliser à 40 % en moyenne; cependant, dans maints niveaux particuliers, elle peut descendre jusqu'à 20 %. Le reste des argiles est formé de minéraux à 14 Å. A Toillon, on a vu apparaître au milieu du Keuper, l'interstratifié (14_C - 14_M) régulier et quelques feuillettes de chlorite gonflante, indiquant que la cristallinité des argiles était meilleure que dans les autres forages. Ici l'amélioration est encore plus nette : non seulement l'interstratifié régulier (14_C - 14_M) abonde dans tout le Trias, mais l'interstratifié (14_C - 14_C) et la chlorite parfaitement cristallisée sont fréquents. Si ces minéraux sont souvent coexistants, on peut cependant différencier nettement les niveaux de sel et les niveaux d'argile. Dans le sel, la chlorite est faible ou absente, la corrensite domine et forme souvent à elle seule 70 % de l'argile. Dans les niveaux argileux, c'est la chlorite qui domine; il s'agit d'une chlorite bien cristallisée, à pics intenses et aigus, très différente des mauvais minéraux qui accompagnent l'illite des grès. Cette chlorite des niveaux argileux renferme parfois quelques feuillettes de chlorite gonflante, provoquant un léger gonflement du réseau sous l'action du glycol, alors que le traitement à la chaleur ne modifie par l'écartement mesuré au naturel. Ces feuillettes C_G sont aussi fréquents dans les complexes à 14 Å des niveaux de sel.

Cette situation reste sensiblement constante depuis le Muschelkalk jusqu'aux deux tiers du Keuper supérieur. A ce moment, les minéraux à 14 Å régressent et l'illite ouverte, accompagnée d'édifices irréguliers (10 - 14_M), prend possession de la place qu'elle conserve sans changement notable dans le Rhétien.

6. Montbouton (Territoire de Belfort).

Le forage de Montbouton est décrit le dernier, étant donné sa position excentrique par rapport à l'alignement Montcoy-Laveron. Il est situé beaucoup plus au N, près de Montbéliard. Le Trias de ce forage ne contient pas de sel massif, mais seulement du sel diffus dans les marnes du Muschelkalk moyen. Sa coupe est voisine de celle des forages déjà décrits : Trias inférieur gréseux, Muschelkalk inférieur marno-dolomitique, Muschelkalk moyen marneux avec gypse, anhydrite et sel, Muschelkalk supérieur et Lettenkohle dolomitique, Keuper essentiellement marneux, passant au sommet à des faciès dolomitiques.

L'illite domine largement la fraction argileuse de l'ensemble, excepté au sommet du Keuper inférieur où les minéraux du complexe à 14 Å forment jusqu'à 80 % des argiles. Dans le Trias gréseux, l'illite ouverte est, comme à l'habitude, seule ou largement dominante. Au-dessus, 20 à 40 % d'édifices interstratifiés formés des feuillettes 14_C ou 14_M apparaissent. Ces édifices sont le plus souvent irréguliers, la corrensite est rare mais forme cependant un niveau caractéristique au Keuper inférieur. Au Keuper supérieur, le complexe à 14 Å diminue progressivement et l'illite ouverte I_M et I_C occupe seule la place. Le passage au Rhétien se fait sans changement minéralogique.

VUE D'ENSEMBLE SUR LES ARGILES DU TRIAS ET DU JURA

(Fig. 29)

Les minéraux argileux contenus dans le Trias du Jura sont : l'illite, les interstratifiés à 14 Å plus ou moins réguliers, la chlorite et la kaolinite.

L'illite est présente à tous les niveaux et dans tous les points étudiés. Ouverte dans les grès

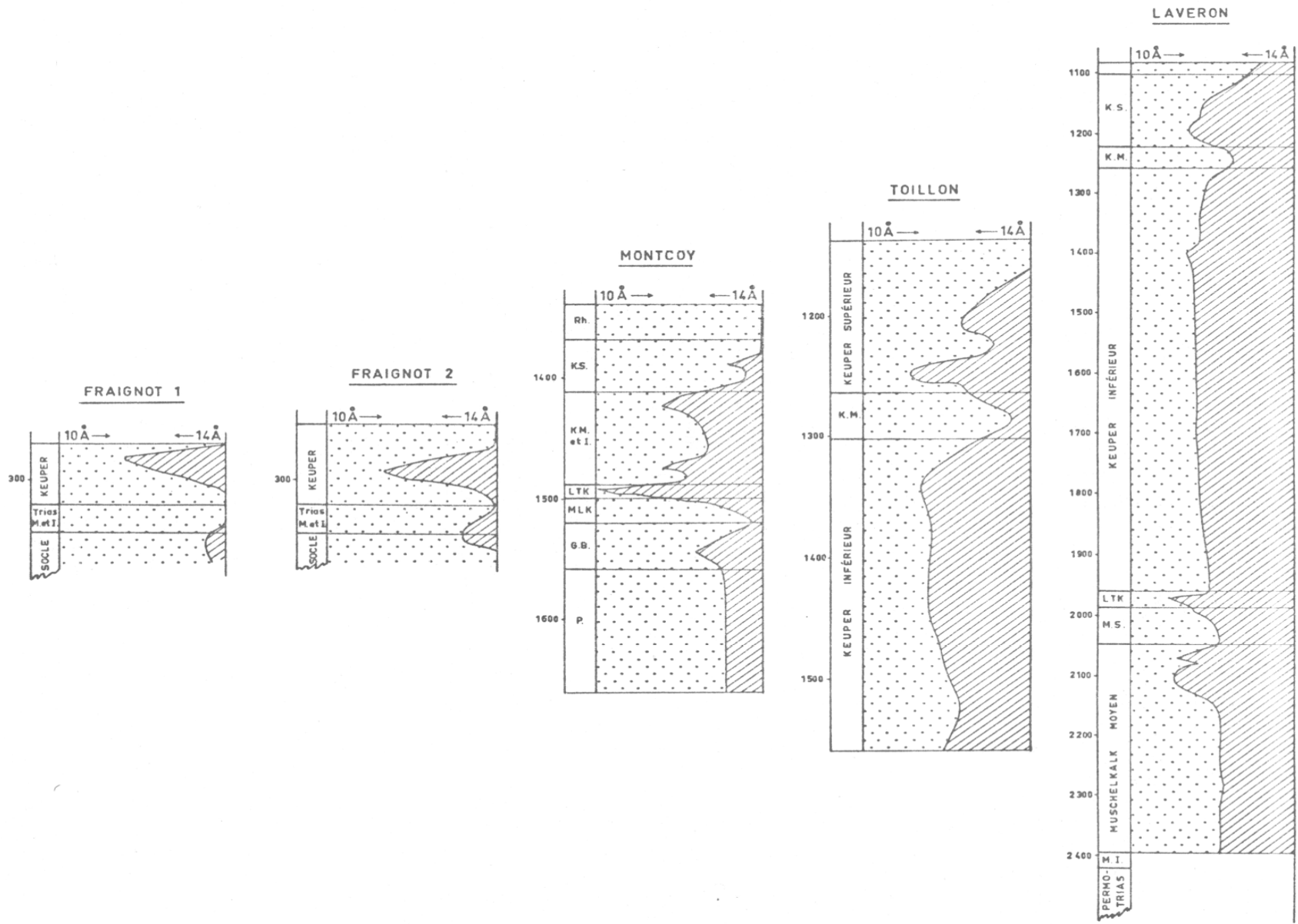


FIG. 29. — Coupes schématiques des forages du Jura.

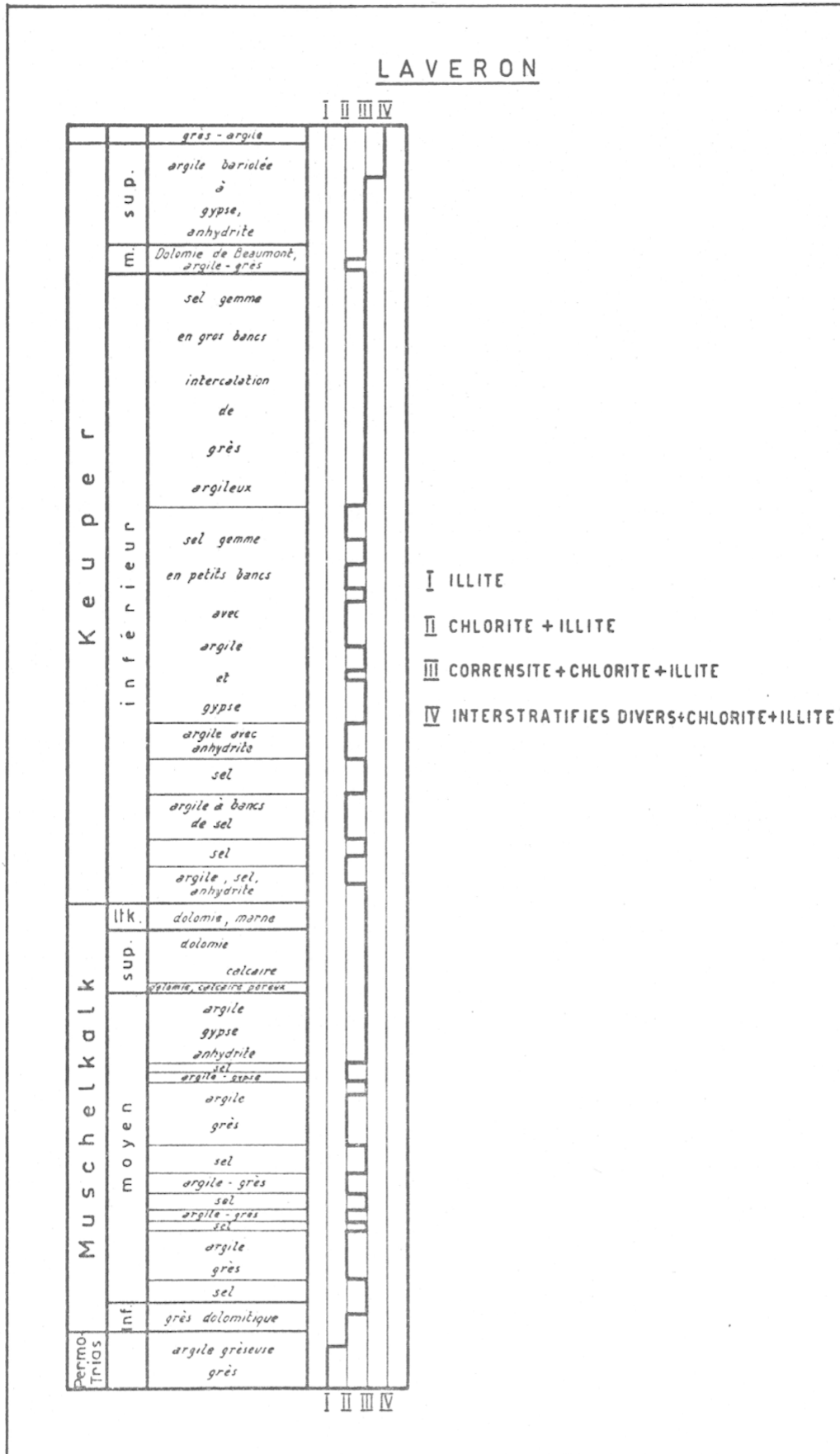


Fig. 30. — Coupe schématique du forage de Laveron et répartition verticale des minéraux argileux dans ce forage.

de base et dans le Keuper supérieur, elle est mieux cristallisée dans le corps principal du Trias. D'autre part, elle est plus abondante sur les bordures du bassin qu'au centre.

La kaolinite, dont j'ai peu parlé dans la description des forages, ne mérite d'être citée que dans les grès de base et au pourtour du bassin. Au centre du bassin, elle est pratiquement inexistante dans les sédiments fins ou chimiques.

Les interstratifiés à 14 Å sont très abondants dans le Muschelkalk et le Keuper. Leur importance et la régularité de leur réseau croît de bas en haut dans chaque forage, et de la périphérie au centre, dans l'ensemble du bassin. La corrensite ne devient vraiment dominante qu'à partir du forage de Toillon.

La chlorite est peu abondante et toujours accompagnée d'édifices interstratifiés dans la presque totalité de l'ensemble du bassin. Elle participe à l'élaboration des complexes de type (14_C-14_M), mais ne s'individualise réellement qu'à Toillon en faible quantité, et en quantité beaucoup plus importante au forage de Laveron, c'est-à-dire au centre du bassin, là où les sédiments sont le plus épais. En même temps que la chlorite apparaît plus nettement, des feuilletés de type chlorite gonflante participent plus nombreux à l'édification du complexe à 14 Å. Par ailleurs, il est important de remarquer que la chlorite, abondante dans les sédiments argileux fins, est nettement différente de celle qui est rencontrée en faible quantité dans les grès de base ou le Keuper supérieur. La première est bien cristallisée, donnant aux rayons X des pics intenses et aigus, alors que la seconde est dégradée et ne présente que des pics larges et faibles.

On peut dès maintenant affirmer que ces deux types de chlorite n'ont certainement pas la même origine.

Une autre façon de résumer les observations faites dans l'ensemble des forages, est de comparer la fréquence de répartition de chaque minéral argileux dans les différents faciès.

On peut ainsi mettre en évidence les liaisons suivantes :

- minéraux micacés de type illite : sédiments détritiques grossiers;
- chlorite : sédiments fins;
- corrensite : évaporites.
- illite et interstratifiés divers : sédimentation chimique.

La composition des argiles apparaît donc en partie liée au faciès. Ceci est particulièrement net dans le forage de Laveron, dans lequel l'alternance des niveaux argileux et des niveaux salés du Muschelkalk et du Keuper inférieur correspond à une alternance de la composition des minéraux argileux : chlorite dominante dans les argiles, corrensite dominante dans le sel (fig. 30).

CHAPITRE V

ÉTUDE DES ARGILES DU PERMO-TRIAS DU MAROC

Dès le début du siècle, Louis GENTIL observe de nombreuses couches, salifères et gypsifères qui affleurent au Maroc, et en 1918, il fait le point des connaissances à ce sujet : « J'ai observé ce terrain (Permien) un peu partout, dans l'Atlas, la Meseta marocaine et le Rif occidental. Sa puissance atteint plusieurs centaines de mètres. Comme dans les Pyrénées, il est inséparable du Trias, ce qui m'a engagé à réunir sous une même teinte le Permo-Trias...

« Il y a continuité de sédimentation entre les dépôts supérieurs du Permien et ceux de la base du Trias. Déjà mes observations dans le bassin de la Tafna tendaient à l'établir. Mes recherches au Maroc ne laissent plus de doute à cet égard...

« Le Trias offre partout, de la Syrte à l'Atlantique, la même composition. C'est invariablement le Trias à faciès germanique. Il est formé de marnes bariolées, de gypses salifères, entremêlés de grès, de calcaires à faciès Muschelkalk, de dolomies, de cargneules, sans qu'il soit possible d'établir entre ces dépôts, l'ordre de succession stratigraphique ».

Dès cette époque, l'essentiel était acquis et les travaux suivants apportèrent, avec des précisions locales fort intéressantes, la controverse sur les limites à assigner à cette série. Etant donné l'impossibilité de tracer une limite précise à l'intérieur de la série rouge, dans la majorité des cas, le terme employé varie suivant les lieux. Ainsi, TERMIER (1936) estime que dans le Haut Atlas, « l'expression Permo-Trias n'est même pas assez compréhensive, et qu'il faudrait, en toute rigueur, parler du Stéphano-Lias ». En d'autres endroits, le terme « Stéphano-Lias » est employé (ROCH, 1950; GIGOUT, 1951). Parfois encore, seul le terme Trias est accepté (DE KONING, 1957).

En fait, un âge précis ne peut être attribué à ces couches, que dans les rares points qui ont fourni des fossiles : permien dans le Rif (MILLIARD, 1959), mais surtout triasique : Rif oriental (MARÇAIS, 1934, 1935), Maroc Central (H. et G. TERMIER, 1948), Haut Atlas occidental (DEFRETIN, 1951; DEFRETIN et FAUVELET, 1951; GREBERT et PROUST, 1958; ARAMBOURG et DUFAUD, 1960); Maroc Oriental (OWODENKO, 1936).

On peut remarquer avec CHaubert (1956) que ces « quelques gisements fossilifères, qu'on a découverts dans le « Permo-Trias » indiquent tous un âge triasique plus ou moins élevé; c'est, ou bien du Muschelkalk, ou bien du Keuper ». Ceci incite à penser que les formations du Permo-Trias sont essentiellement formées de Trias.

Par endroits, une discordance plus ou moins nette indique une limite entre l'Autunien et le « Permo-Trias »; par exemple dans la région de Khenifra (TERMIER, 1936), dans les Ida ou Zal (KONING, 1957).

Étant donné cette difficulté de fixer des limites précises à ces formations, je conserverai le terme de « Permo-Trias » dans mes descriptions, en corrigeant par un terme plus précis, chaque fois que cela sera possible.

Les différentes coupes, forages ou échantillons isolés que j'ai étudiés dans ce travail (fig. 31), proviennent de plusieurs sources :

- les forages m'ont aimablement été communiqués par les sociétés qui les ont entrepris;
- des échantillons isolés ont souvent été récoltés à mon intention par mes collègues marocains;

— j'ai fait les coupes et les observations de terrain, au cours de mes missions, dans le cadre du Service géologique du Maroc, et pendant un séjour que j'ai effectué spécialement pendant l'été 1959.

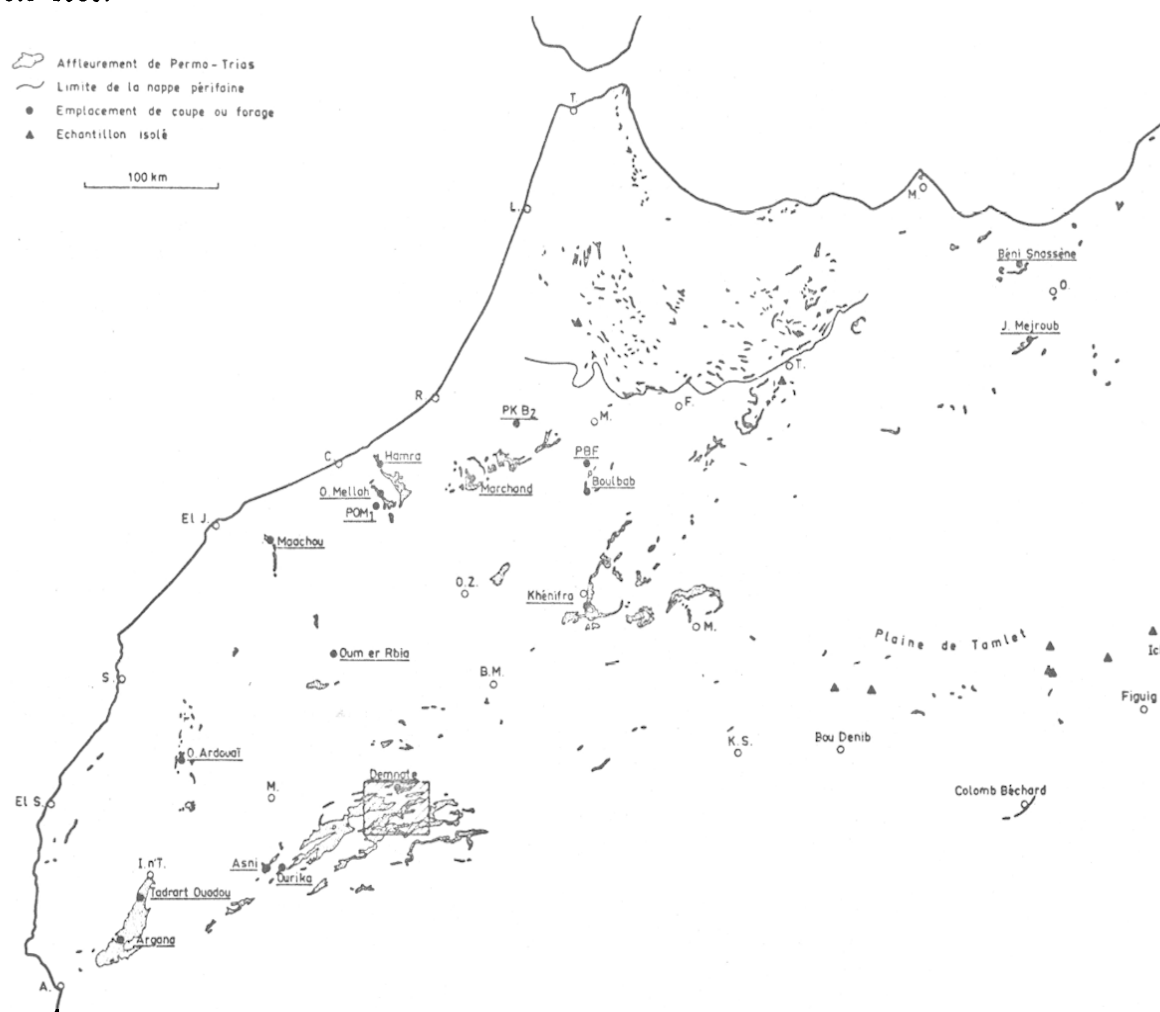


FIG. 31. — Localisation des prélèvements au Maroc.

Toutes les coupes et forages présentés, proviennent du Domaine Atlasique, c'est-à-dire de la partie du Maroc qui est comprise entre l'Accident sud-atlasien au S et le Front de la nappe pré-rifaine au N. Quelques échantillons isolés proviennent de la zone pré-rifaine et sont donnés par comparaison.

Les faits observés et les résultats d'analyse seront groupés dans les grandes divisions établies par CHOUBERT et MARÇAIS (1948).

I. — LA MESETA COTIÈRE.

1. Coupe du Chabet el Hamra.

Le Chabet el Hamra est un petit affluent de la rive gauche de l'Oued Neffik, situé à une quinzaine de kilomètres au SE de Fedala, en face de la crête d'Ank el Jemel. L'Oued Neffik coule, à cet endroit sur des schistes primaires redressés, probablement ordoviciens. Sur ces schistes, reposent, en discordance, des grès et des conglomérats ferrugineux, dont le ciment atteint une teneur de 20 % en fer, qui ont donné lieu à des recherches minières à Ank el Jemel. AGARD, DESTOMBES et VAN LECKWIJCK (1952) attribuent à ces grès un âge permo-triasique. C'est par ces grès et conglomérats cimentés, que commence la coupe offerte par le Chabet el Hamra.

Cette coupe présente les trois termes classiques du Permé-Trias marocain : une série argileuse inférieure, une masse de basalte, une série argileuse supérieure. La série inférieure commence par un système gréseux, formé par l'alternance de niveaux gréseux fins et grossiers, non cimentés (éch. 1 et 2), reposant en concordance sur les conglomérats. Elle se continue par des argiles gréseuses rouges, à pois et sphères verts (éch. 3), puis par des argiles rouges de moins en moins sableuses (éch. 5, 7, 8, 9, 10), dans lesquelles sont intercalés des niveaux gréseux blancs (éch. 4 et 6), et se termine, immédiatement sous les basaltes, par un niveau vert clair, induré, d'aspect porcelané (éch. 11).

Au-dessus des basaltes, la série supérieure présente, à la base, un niveau bariolé, riche en gypse (éch. 12), et se continue par des argiles plastiques, fines, bariolées (éch. 13 à 18).

Cet ensemble permotriasique a une épaisseur de 80 m environ, dont une quinzaine de mètres pour les basaltes.

Étude des argiles.

Les déterminations sont résumées dans le tableau IX.

TABLEAU IX

	I	S	A	14	
18	3		7	tr	
17	3		6	1	
16	5		4	1	
15	5		4	1	
14	4		5	1	
13	1		8	1	
12	5			5	Très belle C
-----Basaltes-----					
11	2	8		tr	
10	5	4		1	
9	7	2		1	
8	7			3	
7	7			3	C _n
6	7			3	
5	10				
4	10			tr	
3	8			2	C
2	10				
1	10				

Ce tableau montre la différence très nette qui existe entre les deux formations rouges. La série inférieure ne montre, dans les niveaux les plus gréseux, que de l'illite. Au-dessus, une chlorite, d'assez mauvaise qualité, légèrement instable aux traitements glycol et chauffage, apparaît. Enfin, 6 à 7 m avant les basaltes, la sépiolite se présente et occupe la majeure partie de la phase argileuse de l'échantillon prélevé à quelques décimètres sous les basaltes.

La série supérieure est dominée par l'attapulгите, qui forme souvent plus de la moitié de la roche. Il faut noter, cependant que ce minéral n'apparaît qu'au-dessus du niveau à gypse, dont les argiles sont formées, pour moitié d'illite, et pour moitié d'une très belle chlorite.

Analyse granulométrique.

Quelques analyses granulométriques ont été faites sur ces échantillons, par tamisage pour la fraction grossière, puis par densimétrie pour la fraction inférieure à 40 µ. Les courbes cumulatives sont représentées sur la figure 32.

Ces courbes confirment l'impression de terrain, c'est-à-dire que les argiles sont de plus en plus fines, au fur et à mesure qu'on s'élève dans la série. Par ailleurs, il est remarquable de constater que, si les séries inférieure et supérieure s'affirment nettement distinctes par analyse aux rayons X, elles apparaissent, au point de vue granulométrique, en parfaite continuité. La taille des éléments

constituant l'apport sédimentaire au bassin décroît régulièrement pendant le Trias. Rien ne vient troubler la tranquillité du dépôt, pas même cet énorme cataclysme que représente l'épanchement de lave qui, au milieu du Permo-Trias, recouvre la plus grande partie du Maroc.

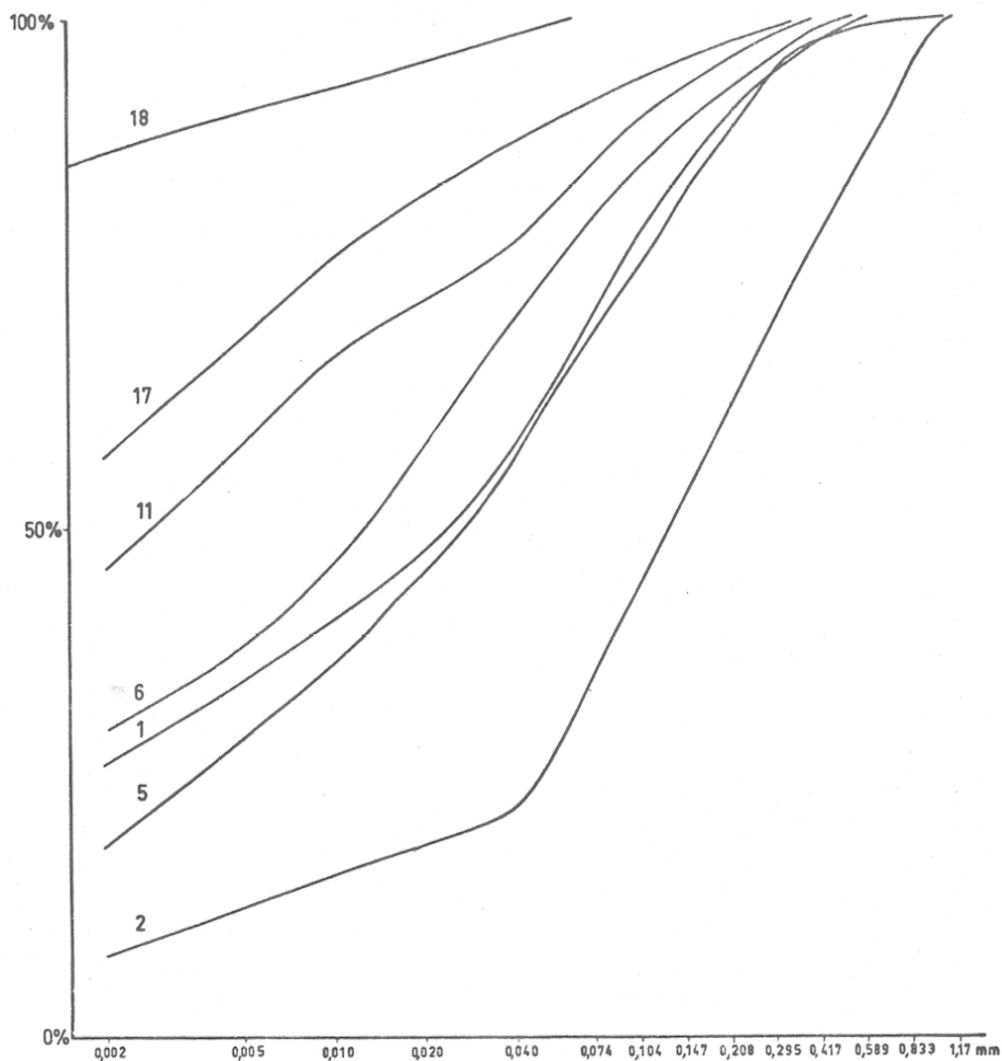


Fig. 32. — Courbes granulométriques cumulées de quelques argiles du Chabet el Hamra.

2. Région de l'Oued Mellah.

La profonde entaille de l'Oued Mellah fait apparaître, en amont du barrage, un grand affleurement de Permo-Trias. A proximité du bassin de retenue, les argiles inférieures affleurent largement et leur base, en contact avec le Primaire sous-jacent, est facilement visible. Les basaltes forment un très bel affleurement, qu'on peut remonter dans l'Oued el Mejra, affluent de la rive droite de l'Oued Mellah. Au-dessus des basaltes, les argiles supérieures peuvent être observées jusqu'à leur contact avec le Crétacé, dans le Chabet bou Staïla, lui-même affluent de l'Oued el Mejra. C'est cet ensemble Oued Mellah, Oued el Mejra, Chabet bou Staïla, que j'ai choisi, comme coupe type du Permo-Trias de la région.

La base de la série inférieure est formée de grès argileux (éch. 1), qui font rapidement place à des argiles moins sableuses (éch. 2), puis, jusqu'aux basaltes, l'ensemble de la série est formé d'argile fine, d'une couleur rouge nettement dominante sur quelques niveaux ou lentilles, verts. Ces argiles inférieures sont légèrement gypsifères (éch. 3 à 6). Une puissante formation basaltique de près de 100 m d'épaisseur forme les flancs, souvent abrupts, de la vallée de l'Oued el Mejra. Bien que très altérée, cette formation montre que plusieurs coulées successives constituent cet ensemble. Dans ces basaltes, plusieurs niveaux argileux sont distincts :

- des niveaux blancs très tendres, souvent accompagnés de formations siliceuses à aspect d'opale (éch. 7);
- des niveaux d'argiles brun-chocolat, très fines et dures, à cassure conchoïdale, d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, qui apparaissent en relief dans la falaise (éch. 8);
- des niveaux vert clair d'argile feuilletée, plus ou moins papyracée, de quelques centimètres d'épaisseur (éch. 9).

Les premiers niveaux sont irréguliers, localisés et se terminent en s'effilochant; ils semblent formés par des produits d'altération du basalte, circulant dans des fissures. Les deux autres types sont, au contraire, des niveaux continus, parfaitement interstratifiés dans les basaltes, d'épaisseur sensiblement constante; ils se suivent sur une grande distance le long de la falaise. Ce sont, très probablement, des niveaux sédimentaires, déposés entre deux périodes d'épanchement des basaltes.

La surface supérieure des basaltes, très altérée (éch. 10), présente l'aspect mammelonné caractéristique de la face libre des coulées volcaniques.

La base de la série supérieure est visible dans l'Oued el Mejra, où quelques mètres d'argile rouge brique et dure surmontent les basaltes (éch. 11 et 12). Le reste de la série supérieure a été prélevé dans le Chabet bou Staïla, où les argiles rouges (éch. 13 à 16), sans cesse découpées par les eaux, se poursuivent jusqu'à un conglomérat attribué à la base du Crétacé. Au-dessus de ce conglomérat, des niveaux calcaires alternent avec des argiles rouges, en tous points semblables à celles du Trias, qui ont été échantillonnées (éch. 17 à 22).

Étant donné les similitudes de faciès entre les argiles du Trias supérieur et celles du Crétacé inférieur, mal daté, du Chabet bou Staïla, il a paru intéressant de prélever des échantillons du Crétacé bien daté, afin de tenter d'établir une limite supérieure au Trias. Les affleurements de Sidi Larbi ont été choisis comme point de comparaison. Au-dessus de lentilles de sable, à haute teneur en silice, voisine de 95 %, qui ont été exploitées (AGARD, DESTOMBES et JEANNETTE, 1952), le Crétacé se poursuit par une alternance de marnes rouges et de calcaires. Ce sont ces marnes rouges qui ont été prélevées (éch. 23 à 25).

Étude des argiles.

Les déterminations sont résumées dans le tableau X et sur la figure 33.

Ce tableau mérite un certain nombre de commentaires.

1. La différence entre la série inférieure et la série supérieure est, ici encore, nettement marquée par les minéraux fibreux, sépiolite et attapulгите. La sépiolite se trouve sous les basaltes, l'attapulгите au-dessus.

Ici, la sépiolite apparaît très bas dans la série. Or, les faciès gréseux ou sableux sont peu épais, et n'occupent que quelques mètres à la base de la série rouge inférieure. Ce faciès gréseux est accompagné d'illite. La sépiolite n'apparaît que dans les sédiments fins et occupe rapidement une part importante de la roche.

2. Les analyses des niveaux argileux récoltés à l'intérieur de la coulée basaltique, confirment les hypothèses de terrain. Les échantillons 7 et 10 sont formés exclusivement de montmorillonite. Or l'échantillon 10 est, sans ambiguïté, un échantillon de basalte altéré. Il est donc probable que le niveau dans lequel a été prélevé l'échantillon 7 est bien formé par les produits d'altération de la lave. Les échantillons 8 et 9 ne contiennent aussi qu'un seul minéral argileux : l'illite dans le premier cas, la sépiolite dans le second. Ce sont des niveaux sédimentaires. Les observations de terrain sont trop sommaires, pour qu'on puisse tenter d'expliquer les raisons de la présence de l'un ou l'autre minéral.

3. Si l'attapulгите est présente dans le Trias supérieur, elle n'est pas caractéristique de ce Trias, puisqu'elle se retrouve, plus abondante encore, dans les couches attribuées au Crétacé, à Bou Staïla, et dans celles, mieux datées de Sidi Larbi. L'étude des minéraux argileux ne permet pas de distinguer les différents niveaux rouges du Trias et du Crétacé.

3. Forage POM 1.

Le forage POM 1 a été exécuté par l'association des Mines domaniales des Potasses d'Alsace (M. D. P. A.) et du Bureau de Recherches et de Participation Minières au Maroc (B. R. P. M.), dans le cadre d'une campagne de prospection de minerai potassique au Maroc ⁽¹⁾. Il est situé dans la

(1) Je tiens à remercier, ici, les directions de ces deux organismes qui m'ont permis d'avoir accès aux échantillons et de consulter les documents de forage.

TABLEAU X

		M	I	S	A	14	
Sidi Larbi	25		2		8		
	24		1		9		
	23		9		tr	tr	
Chabet bou Staïlla	22		2		7	1	C très belle
	21		2		7	1	C très belle
	20		2		7	1	C très belle
	19		2		8		
	18		3		7	tr	
	17		3		6	1	C
							Limite supposée du Trias
Chabet bou Staïlla	16		4		6	tr	
	15		3		6	1	
	14		3		6	1	
	13		4		5	1	
Qued el Mejra	12		4		5	1	
	11		10				
Basaltes	10	10					
	9			10			
	8		10				
	7	10					
Qued Mellah	6		3	7		tr	C
	5		3	7			
	4		3	7			
	3		4	6			
	2		6	4			
	1		10				

plaine de Berrechid, au point de coordonnées Lambert $x = 323$, $y = 313$, $z = 235$, c'est-à-dire à une quinzaine de kilomètres au S du barrage sur l'Oued Mellah.

Le forage POM 1 a une profondeur de 1 073 m et pénètre dans les formations attribuées au Permo-Trias, dès la cote 102, après avoir traversé les formations quaternaires, pliocènes et crétacées. Il reste dans les formations permo-triasiques jusqu'au fond, puisqu'il se termine dans les pélites brun-rouge à gypse, d'âge douteux, mais qui semblent appartenir au même système.

Un certain nombre de coupures stratigraphiques ou lithologiques peuvent être faites le long de ce forage, qui, à partir du bas, présente la coupe suivante :

Coupe à travers le forage.

a) Le Permo-Trias.

1. Pélites brun-rouge inférieures, à gypse, dont le toit se place à 1 058 m.
2. Série salifère inférieure (1 058 à 612,7 m).

Cette puissante série est essentiellement formée de sel. Ce sel, blanc et rose, est souvent très propre, et quelques fois argileux, les mouches d'argile étant disséminées dans le sel. Il est aussi souvent sillonné de cassures remplies d'argile. Des bancs plus ou moins épais d'argile coupent cette masse de sel. Leur épaisseur, très variable, passe du centimètre à plusieurs dizaines de mètres, comme par exemple les bancs situés entre 913 et 856 m et entre 815 et 782 m.

3. Basaltes (de 612 à 490 m).

Cette formation est semblable à celle qu'on trouve dans presque tout le Trias marocain et, en particulier, dans l'Oued Mellah, sur la bordure du bassin. Ils sont ici très épais (122 m). On peut penser qu'ils se sont écoulés par gravité, et accumulés dans les zones creuses du paysage

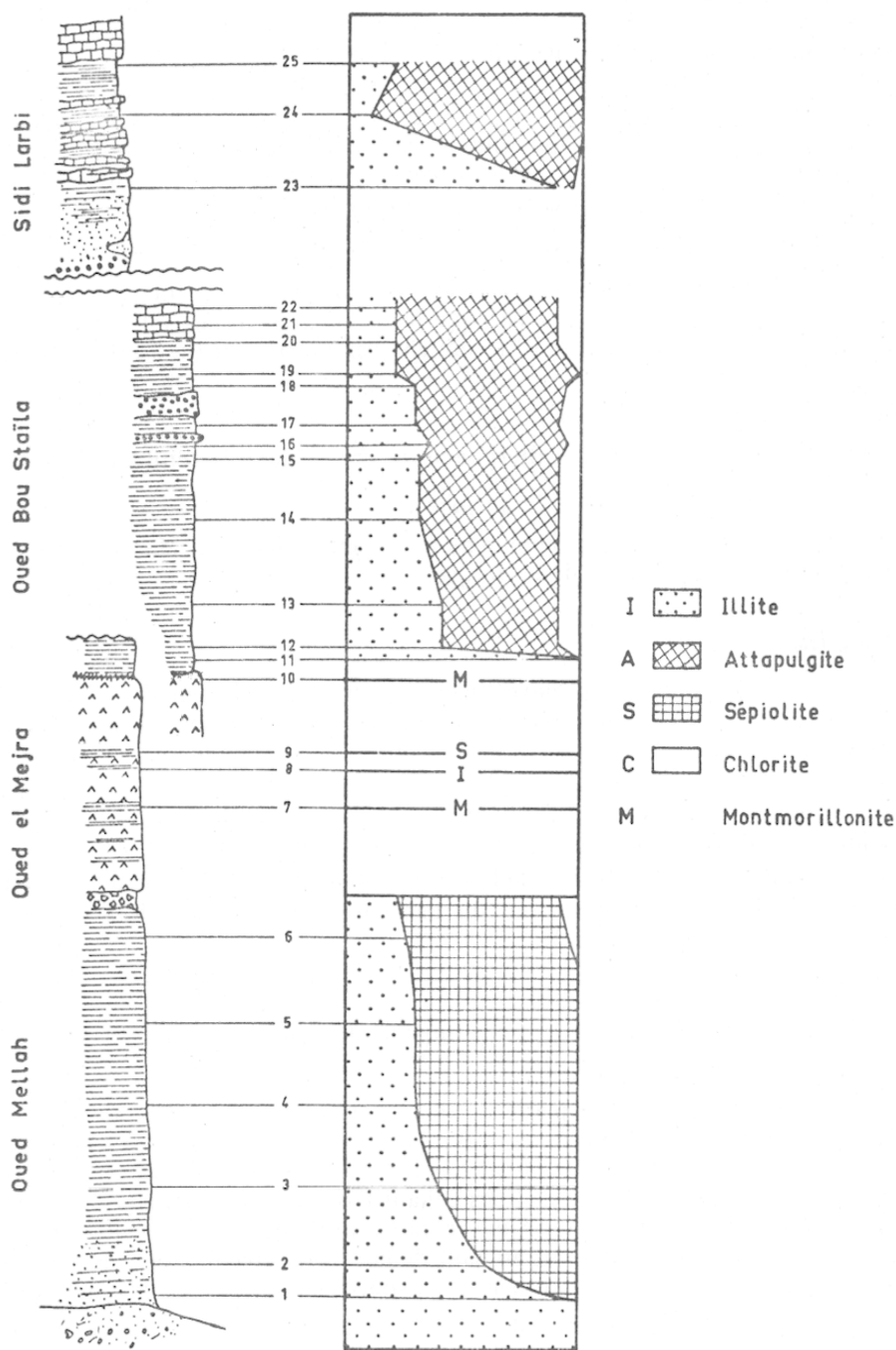


FIG. 33. — Coupe schématique et répartition des minéraux argileux dans la région de l'Oued Mellah.

triasique, puisqu'en effet, sur les bordures du bassin, ils n'atteignent qu'une trentaine de mètres dans l'Oued Mellah et ne dépassent pas 10 m au Chabet el Hamra. Ceci permet d'imaginer les formes de reliefs existant à l'époque de l'épanchement.

Ces basaltes, de couleur gris noirâtre et verdâtre sont assez altérés. Ils sont fissurés, les fissures étant remplies de sel ou de calcédoine.

4. Série salifère supérieure (de 490 à 247 m).

Cette série est semblable à la série salifère inférieure. Elle débute par une passée argileuse de 3 m, précédant une zone de sel massif plus ou moins argileux. Vers 390 m, le sel se charge d'argile diffuse dans la masse; il prend une couleur rouge foncé. Au-dessus de 320 m, il devient plus propre, mais est tronçonné par d'assez nombreux niveaux d'argile.

5. Série péliitique supérieure (de 247 à 102 m).

A partir de 247 m, le sel massif disparaît; il est remplacé par des argiles bariolées rouges et vertes, à dominante rouge. Cependant, le sel est toujours présent, parsemé dans la masse des argiles. Il forme, soit des cristaux isolés, soit de petits lits de quelques millimètres d'épaisseur. Lorsqu'il n'est pas visible à l'œil nu, le sel se révèle au goût, ou sous forme d'efflorescences qui ne manquent pas de se former peu à peu à la surface des échantillons.

b) *Le Crétacé (de 102 à 53 m).*

Les formations triasiques sont immédiatement surmontées par des marnes à dominante rouge, bariolées de bleu, vert et beige. Plus sableuses que les argiles du Trias, elles renferment un niveau de conglomérat de 7 m d'épaisseur. Elles se terminent par un niveau de 3 m, où domine la couleur beige.

c) *Le Pliocène (de 53 à 21 m).*

Le Pliocène est représenté par une alternance de grès calcaires tendres et de marnes beiges.

d) *Le Quaternaire (de 21 m à la surface).*

Les limons rouges du Quaternaire, communs dans cette partie du Maroc, forment, avec le sol qui les surmonte, les 20 m supérieurs de ce forage.

Étude des argiles.

Près de 200 échantillons ont été prélevés dans ce forage, aussi bien dans les déblais que dans les carottes. Dans les déblais et dans les carottes de sel, les prélèvements ont été effectués tous les 5 m environ; dans les passées argileuses des carottes, la maille est plus serrée, tous les mètres, quand cela est possible.

La fraction argileuse de POM 1 est caractérisée par la présence de minéraux argileux dits fibreux, la sépiolite ou l'attapulgitite, en quantité plus ou moins abondante, mais toujours présents, de haut en bas du Trias. Le reste de la fraction fine est formée d'illite et d'un complexe à 14 Å. Les variations sont faibles et portent surtout sur l'abondance relative de l'un ou l'autre des minéraux et sur la qualité du complexe à 14 Å.

a) *Le Trias.*

On peut, à l'aide des minéraux argileux, distinguer, dans le Trias, deux zones différentes :

1. La série salifère inférieure.

Cette zone est caractérisée par la présence de la sépiolite. D'abord peu abondante, à la base de la série (10 % environ de la fraction argileuse), la sépiolite augmente rapidement au-dessus de 880 m, pour atteindre 40 et même parfois 60 %. Les fluctuations sont importantes, mais ne signifient pas grand chose, étant donné que la plupart des échantillons sont des déblais de forage. Cependant, les carottes du haut de la série présentent une composition identique à celle des déblais, ce qui prouve la validité des analyses. Tout à fait en haut de la série, entre 665 m et le mur des basaltes, la sépiolite décroît brutalement; elle a pratiquement disparu au sommet de la série.

L'illite est présente du haut en bas, en quantité presque constante (30 % en moyenne). Elle est caractérisée par un pic à 10 Å, « étroit et aigu », révélant un minéral bien cristallisé.

Le complexe à 14 Å est assez abondant dans cette série salifère inférieure, puisqu'il représente 30 à 40 % de la fraction argileuse. Ce pourcentage ne descend aux environs de 10 à 20 % que dans la zone où la sépiolite est très abondante, c'est-à-dire vers 800 m. Qualitativement, ce complexe à 14 Å est essentiellement formé par des feuilletés de type chlorite, chlorite gonflante et montmorillonite. L'association de ces feuilletés, formant, soit des minéraux simples, soit des interstratifications irrégulières, soit encore, mais plus rarement, des interstratifications régulières, donne des diagrammes de rayons X extrêmement divers. L'examen attentif des variations provoquées par les traitements au glycol et à la chaleur, donnant naissance à des « bosses », à des pics dissymétriques de toutes sortes, permet de reconnaître les principales associations suivantes : C, (14_C-14_M), M.

Malgré ces variations incessantes de la composition, d'un échantillon à l'autre, on peut dire que la composition générale change peu d'un bout à l'autre de la série. Quelques niveaux paraissent plus constants, comme, par exemple, l'ensemble situé entre 990 et 950 m, dont tous les échantillons ont la même composition : C - (14_C-14_G), mais les différences d'ensemble sont trop peu sensibles pour qu'on puisse en déduire des coupures dans cette série. Deux niveaux doivent cependant être

signalés. Ce sont les niveaux à 780 et 680 m, qui montrent de la corrensite, mais dans laquelle la sépiolite est absente.

Nous retiendrons, comme caractéristiques principales de cette série salifère inférieure, l'abondance de la sépiolite et la présence, presque ininterrompue, de chlorite gonflante.

2. Le Trias supérieur.

Il n'y a pas de différence fondamentale entre la série salifère supérieure et la série pélitique supérieure, toutes deux caractérisées par la présence de l'attapulгите.

L'attapulгите prend, dans le Trias supérieur, la place occupée par la sépiolite dans la série salifère inférieure, et il est intéressant de remarquer que jamais ces deux minéraux, pourtant minéralogiquement voisins, ne sont rencontrés ensemble dans ce forage. D'abord discrète, dans la première moitié de la série salifère supérieure, l'attapulгите augmente peu à peu, pour atteindre environ 40 % de la fraction argileuse au sommet de la série. Elle restera proche de cette valeur dans la série pélitique supérieure. La série argileuse est donc sensiblement plus riche en attapulгите que la série salifère.

L'illite est très abondante dans les 200 premiers mètres qui surmontent les basaltes, où elle forme 80 à 90 % de la fraction argileuse. Au-dessus, elle décroît, lentement d'abord, puis plus rapidement dans la série pélitique, où elle n'atteint plus que 30 à 40 % de l'ensemble. Légèrement ouverte, là où elle est la plus abondante, elle redevient bien cristallisée, lorsqu'elle est accompagnée par l'attapulгите.

Il est souvent difficile de déterminer avec certitude l'attapulгите, dont le pic est très voisin de celui de l'illite. Elle n'a été reconnue avec certitude, que dans les diagrammes présentant deux pics distincts, ou un étroit palier à 10-10,5 Å, c'est-à-dire dans les seuls cas où l'ambiguïté n'est pas permise. Aussi, il est certain que de faibles quantités d'attapulгите n'ont pas été reconnues dans certains échantillons et que, de ce fait, le pourcentage d'illite est quelques fois surestimé.

Le complexe à 14 Å permet de distinguer, sans limite précise cependant, la série salifère de la série pélitique. Toujours beaucoup moins abondant que dans le Trias inférieur, il est presque inexistant dans la série salifère supérieure, où il n'atteint généralement pas 10 % de la fraction argileuse. Dans les derniers mètres de la série salifère, son importance augmente légèrement et il parvient à atteindre 25 à 30 % dans la série pélitique.

Qualitativement, il est presque indéfinissable, dans la série salifère, étant donné les faibles pics de diffraction obtenus. Il semble, cependant, essentiellement formé de chlorite, accompagnée de quelques particules à feuillets gonflants. Dans la série pélitique, les pics sont plus nets et plus intenses. Ils permettent de reconnaître des édifices formés principalement de feuillets de type chlorite et de feuillets de type montmorillonite. La chlorite gonflante est rare dans cette série, où elle n'est déterminée que dans quelques échantillons seulement.

A partir de l'échantillon 384,50, un pic à 7 Å, jusqu'alors peu intense et large, qui pouvait être attribué à la chlorite, apparaît, aigu et souvent aussi intense que le pic à 10 Å de l'illite. Ce pic, qui disparaît aisément par chauffage, dès 490°, peut être attribué à la kaolinite (LUCAS et JEHL, 1962). Il est accompagné d'un pic à 3,50 Å qui, lorsque la chlorite est plus abondante, est bifide, ce qui prouve la présence certaine de kaolinite (BRADLEY, 1954). La kaolinite s'installe donc presque définitivement au-dessus de 384,50, puisque, en dehors de deux éclipses (de 316 à 298 m et de 270 m à 266 m), elle est présente jusqu'au sommet du Trias.

b) Les terrains de couverture.

Le changement de composition de la fraction argileuse, entre le Trias et le Crétacé, est brutal. Mais la coupure indiquée par les argiles est décalée par rapport à la coupure reconnue en forage : elle se situe quelques mètres au-dessus. Alors que l'échantillon prélevé à la profondeur de 96,10 m appartient encore au type triasique, avec une proportion importante d'attapulгите, l'échantillon prélevé à 90,88 m de profondeur, appartient au Crétacé. Il se compose essentiellement d'illite ouverte par des feuillets gonflants. Cette illite forme, pendant tout le Crétacé, 95 à 100 % de la fraction argileuse.

Au Pliocène, qui surmonte le Crétacé, nouveau changement brutal. L'illite ouverte est d'un seul coup remplacée par une très belle montmorillonite, formant, à elle seule, l'essentiel de la fraction argileuse. En même temps, une faible proportion d'attapulгите et d'illite se retrouve à côté de la montmorillonite. Ici, le changement minéralogique correspond exactement à la limite Crétacé-Pliocène, établie au cours du forage.

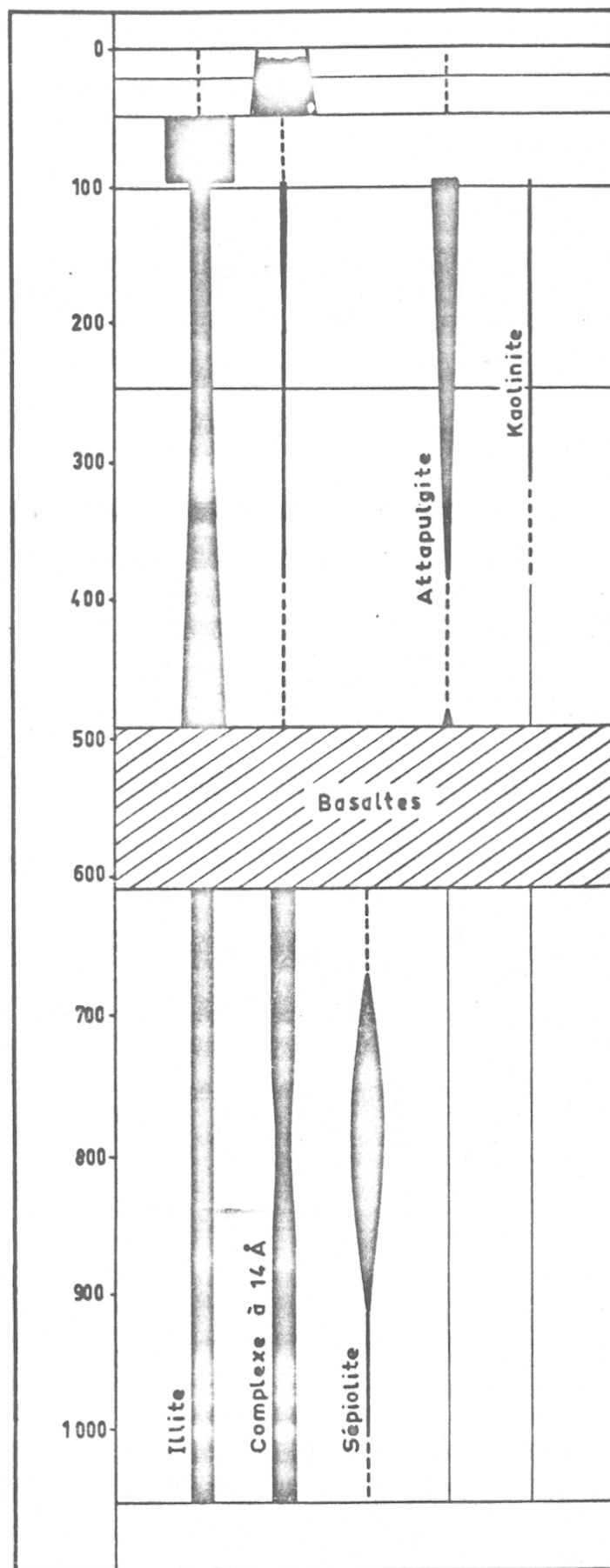


FIG. 34. — Répartition des minéraux argileux dans le forage de POM 1.

Le Pliocène se prolonge par le Quaternaire, sans modification des associations minéralogiques. Peut-être un faible accroissement de la quantité d'attapulgite peut-il être observé, mais il est trop faible pour être significatif.

En résumé, le forage de POM 1 se présente ainsi :

Pliocène et Quaternaire caractérisés par la montmorillonite.

Crétacé, caractérisé par l'illite ouverte (I_M).

Trias.

— Série pélitique supérieure, caractérisée par l'attapulgite, un complexe à 14 Å, formé de feuillets 14_C et 14_M , peu abondant, et la kaolinite.

— Série salifère supérieure, caractérisée par l'illite dominante, accompagnée dans la moitié supérieure, de kaolinite, dont l'apparition correspond à l'augmentation de l'attapulgite, et pratiquement seule dans la partie inférieure.

— Série salifère inférieure, caractérisée par la sépiolite et un complexe à 14 Å important, formé de feuillets 14_C , 14_M et 14_G .

La figure 34 schématise ces résultats.

4. Sidi Saïd Maachou.

Dans la vallée de l'Oum er Rbia, s'étend un large affleurement de Permo-Trias, brièvement décrit par GIGOUT (1951). J'ai choisi de faire les prélèvements dans la belle coupe, formée par la falaise qui domine, sur la rive droite de l'Oued, le barrage de Sidi Saïd Maachou. Les couches y ont un léger pendage qui permet, depuis le barrage, de remonter la série, soit en escaladant la falaise permo-triasique jusqu'aux calcaire et conglomérat pliocènes qui forment le plateau, soit en longeant vers l'aval le cours de l'Oued. Les échantillons 1 à 8 ont été prélevés dans la pente qui domine le barrage. Il s'agit d'échantillons gréseux, assez grossiers, de couleur rouge brique, exceptés les n° 2, 3 et 4, qui correspondent à une passée claire, rose, verte et bleue. En remontant la série par la route, on atteint le village de l'E.E.M., où affleurent toujours des grès argileux (éch. 9). En longeant la grande boucle de l'Oued, en aval du barrage, on parvient, en remontant la série, à des argiles plus fines (éch. 10 à 14), qui forment un niveau d'une trentaine de mètres d'épaisseur et sont surmontées par une puissante formation de basaltes doléritiques.

Il ne m'a malheureusement pas été possible, faute d'affleurements continus, d'observer le passage des grès aux argiles fines. Par ailleurs, je n'ai pas prélevé d'échantillons dans le Trias surmontant les basaltes, car les affleurements que j'ai pu observer étaient pollués par des apports de surface. On notera que GIGOUT a constaté, dans les couches rouges supérieures, la présence de niveaux gypseux.

TABLEAU XI

	I	S	14	
14	3	1	6	M + (14_M-14_G)
13	2	2	6	M + (14_M-14_G)
12	2	7	1	Gonflant indéterminé
11	3	7	tr	
10	5	5	tr	
9	9		1	C
8	8		2	C
7	8		2	C
6	9		1	C
5	10			
4	10			
3	10			
2	10			
1	10			

Étude des argiles.

Les déterminations sont résumées dans le tableau XI.

Dans toute la série gréseuse, l'illite est seule présente ou largement dominante sur la chlorite. Lorsque les grès font place aux argiles, la sépiolite apparaît. Elle occupe la plus grande partie de la fraction fine, tandis que la chlorite a disparu pour laisser la place à une faible proportion d'édifices à 14 Å, gonflants. Dans les quelques centimètres d'argiles, situés immédiatement au-dessous des basaltes, les minéraux à 14 Å deviennent abondants. Ils sont alors formés principalement de montmorillonite, accompagnée d'édifices du type (14_M-14_G).

5. Jebilet occidentales.

Quelques échantillons ont été prélevés dans les Jebilet occidentales, au NW de Sidi Chiker, dans la vallée de l'Oued Ardouai, petit affluent de la rive droite de l'Oued Tensift. Ces quelques échantillons ont été arbitrairement rattachés à la Meseta côtière. Les affleurements permo-triasiques occupent une vaste surface, légèrement ondulée. Ils reposent directement sur des formations acadiennes et sont couronnés par les basaltes ou, quelques fois, directement par des calcaires jurassiques. Seule la série gréso-argileuse inférieure est présente dans cette région, puisque les basaltes y affleurent sans couverture.

Cette série est formée par une succession de roches qui deviennent de plus en plus fines de la base vers le sommet. On passe ainsi des grès assez grossiers (éch. 1), dans lesquels les grains de quartz atteignent 1 mm, à des grès à grains fins (éch. 2 et 3), enfin à des argiles à peu près dépourvues de quartz (éch. 4, 5 et 6), dans lesquelles le gypse apparaît. L'échantillon 5 a été prélevé à quelques mètres sous une barre de calcaire; l'échantillon 6 provient du sommet de la série, immédiatement au-dessous des basaltes.

Étude des argiles.

Les déterminations sont résumées dans le tableau XII.

TABLEAU XII

	I	S	14	K
6	4	5		1
5	4	5		1
4	4	4		2
3	8	tr	tr	2
2	9			1
1	9		1	

II. — LA MESETA MAROCAINE ET LE COULOIR SUD-RIFAIN.

1. Région de Marchand.

La région de Marchand est située à l'extrémité occidentale de cette unité structurale du Massif Hercynien Central, que H. TERMIER (1936) appelle le Synclinorium de Marchand-Oullada.

Dans les boucles de la route qui, venant de Rabat, conduit à Marchand, on descend d'abord dans un vaste affleurement de basalte, complètement altéré, à aspect terreux, puis dans les argiles rouges inférieures, avant d'atteindre les schistes paléozoïques. C'est à la faveur d'un petit chabot entaillant les argiles, que les échantillons ont été prélevés.

Le contact du Permo-Trias et des schistes paléozoïques est mal visible sous les champs; le premier niveau repérable dans le Permo-Trias est un conglomérat contenant des morceaux de

schistes (éch. 1). On peut estimer que ce conglomérat forme réellement la base du Permo-Trias. Au-dessus de ce conglomérat, les 4 ou 5 premiers mètres sont formés d'argile gréseuse (éch. 2 et 3), surmontée d'un petit niveau blanc (éch. 4). La roche devient ensuite plus grossière (éch. 5), puis se charge de galets de quartz (éch. 6), avant de passer à un niveau de grès conglomératique, très détritique, à faible pourcentage d'argile (éch. 7). Le grès conglomératique se termine brusquement, pour faire place à une argile légèrement sableuse (éch. 8) qui devient très rapidement fine et onctueuse au toucher (éch. 9, 10 et 11), restant pratiquement invariable jusqu'au contact avec le basalte (éch. 12).

Cette série inférieure, dont l'épaisseur est d'une trentaine de mètres, est bariolée, mais la couleur rouge domine nettement.

La série supérieure n'existe pas à coup sûr dans la région de Marchand, où les formations rouges qui surmontent les basaltes sont plus sûrement des limons quaternaires que des sédiments permo-triasiques. C'est donc sur la route de Marchand à Maaziz, entre Aït Sbit et Maaziz, qu'une petite colline, offrant un affleurement de Permo-Trias certain, a été choisie pour échantillonner les argiles supérieures. L'échantillon 12 provient d'un niveau de grès argileux, riche en gypse, très proche du basalte sous-jacent. Toute la série, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, est très riche en gypse, qui se présente souvent en filonnets nombreux et entrecroisés, formant un réseau en relief sur l'argile plus tendre. Cette argile (éch. 13 à 15), est surmontée par une barre de calcaire gréseux blanc, qui constitue le sommet de la colline.

Étude des argiles.

Les déterminations sont résumées dans le tableau XIII.

TABLEAU XIII

	I	S	A	14	K	
15	4		4	2	tr	(14 _c - 14 _o)
14	4		5	tr	1	
13	4		5	1		Edifices gonflants (14 _w)
12	8		tr	2		
— Basaltes —						
11	1	8		1		C
10(1)	2	7		1		C
9	3	7				
8	4	6				
7						
6	2	7		1		C
5	3	7				
4	8			2		(14 _c - 14 _o)
3	8			2		(14 _c - 14 _o)
2	9			1	}	C chlorite et illite bien cristallisées,
1	9			1		fournissent des diagrammes nets aux pics fins et étroits.

(1) Cet échantillon, prélevé pour la première fois par DESTOMBES et KRAUT a déjà été décrit par JEANNETTE et LUCAS (1955).

Ces analyses révèlent la présence, dans la fraction argileuse des roches, de la sépiolite (Planche II) sous les basaltes et de l'attapulгите au-dessus. Ces deux minéraux tiennent avec l'illite, la plus grande place, aux côtés d'un complexe à 14 Å, peu abondant. Il est intéressant de noter que ce complexe à 14 Å est légèrement différent au-dessous du basalte, où il est formé essentiellement par de la chlorite peu ou pas gonflante, et au-dessus du basalte, où les minéraux qui le composent sont tous gonflants.

Par ailleurs, la sépiolite apparaît très tôt dans la série, même dans des faciès franchement détritiques (éch. 5, 6 et 7). Ce fait est singulier, puisqu'en effet, dans la plupart des coupes décrites dans ce travail, la sépiolite n'apparaît que dans les roches les plus fines et les plus argileuses.

2. Forage PKB 2.

Ce forage a été entrepris, comme celui de POM 1, par l'association M.D.P.A. - B.R.P.M. Il est implanté aux environs de Khemisset, à l'W de Meknès, au point de coordonnées Lambert $x = 452,3$; $y = 359,9$; $z = 205,6$ m. Il est donc placé dans ce qu'il est convenu d'appeler le couloir sud-rifain, dans le prolongement des affleurements triasiques formant la bande Marchand - Maaziz - Oued Beth. Ces affleurements triasiques s'envoient au N de Maaziz, sous les sédiments tertiaires.

Après avoir traversé une vingtaine de mètres de ces sédiments tertiaires, le forage PKB 2 pénètre dans la formation triasique. Il n'en sortira qu'à la profondeur de 1 105 m, c'est-à-dire après avoir traversé plus de 1 000 m de Permo-Trias. Il se termine à 1 140,86 m, dans des schistes primaires.

Coupe à travers le forage.

La formation permo-triasique présente, de bas en haut la succession lithologique suivante :

1. Zone argilo-gréseuse inférieure (de 1 105 à 846 m).

Cette zone commence par un conglomérat grossier, à nombreux éléments primaires, de 2 à 3 m d'épaisseur, reposant sur des schistes d'âge incertain, probablement autunien. Au-dessus de ce conglomérat, commence une puissante assise, formée par l'alternance d'argiles et de grès fins à ciment argileux. Peu à peu, en remontant cette assise, on constate que l'ensemble devient de plus en plus argileux. Mais il faudra attendre les 30 derniers mètres, pour entrer dans des argiles compactes, dures, contenant quelques cristaux de gypse.

L'ensemble de cette formation est de couleur rouge, brun rouge à brun chocolat. Son caractère fortement détritique se révèle dans les argiles mêmes, qui montrent de nombreuses passées finement micacées.

2. Zone salifère inférieure (de 846 à 682 m)

La zone salifère commence au mur du premier banc de sel gemme. En fait, le sel n'envahit la formation que peu à peu. Dans les 40 m inférieurs, les niveaux argileux dominant sur les couches de sel, avec lesquelles ils forment une alternance irrégulière. Les argiles sont rouges et contiennent des cristaux de gypse et de sel. Le sel, massif, mais impur, est marbré, brunâtre, fortement chargé d'argile. Puis les bancs argileux disparaissent, le sel se nettoie, et vers 750 m, on remonte du sel massif, pur, blanc et translucide à cristallisation grossière.

3. Les basaltes (de 682 à 618 m).

Ces basaltes sont ici compacts, durs, d'une couleur gris noirâtre à vert foncé.

4. Zone salifère supérieure (de 618 à 52 m).

Sur 566 m d'épaisseur, le forage traverse du sel gemme massif, généralement chargé d'argile le rendant brunâtre ou rougeâtre. De nombreux lits d'argile sont interstratifiés dans ce sel, mais ils n'ont jamais plus de quelques centimètres d'épaisseur. Par endroits, l'alternance de sel et d'argile est fine et régulière sur 10 à 20 m d'épaisseur; ailleurs, le sel domine largement et seuls quelques minces niveaux espacés d'argile sont rencontrés.

5. Zone argileuse supérieure (de 52 à 20 m).

Le dernier banc de sel cesse brusquement, et le faciès argileux envahit le forage. Ces argiles peu salées renferment encore du gypse à la base, et se purifient rapidement. Elles sont fines, plastiques, de couleur rouge dominante, bariolée de vert.

Étude des argiles.

Une cinquantaine d'échantillons ont été prélevés le long de ce forage. Les fragments de carotte ont été préférés, mais quelques déblais ont été échantillonnés pour donner une vue d'ensemble valable de ce forage.

Les différentes zones seront décrites successivement.

1. Zone argilo-gréseuse inférieure.

La fraction argileuse de cette zone est formée essentiellement d'illite. Cette illite est très

ouverte et donne des pics de diffraction intenses et larges. Le pic à 10 Å est très étalé vers les petits angles et peut atteindre, à la base, 14 Å.

Cette composition est constante sur presque toute la hauteur de la zone argilo-gréseuse. Seuls les 20 derniers mètres ont une composition qui préfigure celle de la zone salifère : la sépiolite et un complexe à 14 Å y apparaissent.

2. Zone salifère inférieure.

A la base de la zone salifère, de 846 à 800 m environ, les argiles sont caractérisées par l'association : illite, sépiolite, minéraux à 14 Å, dans laquelle l'illite varie entre 30 et 40 %, la sépiolite entre 10 et 50 % et les minéraux à 14 Å entre 10 et 50 %. Le complexe à 14 Å est formé par l'association de feuillets de type chlorite, chlorite gonflante et montmorillonite, identique à celle qui a été observée dans la série salifère inférieure de POM 1.

La sépiolite disparaît avec les derniers bancs argileux, elle n'existe plus dans le sel. En fait, la zone à sépiolite recouvre une zone lithologique : elle apparaît dans les argiles fines à gypse et sel, et disparaît avec elle, lorsque le sel domine. Cela n'était pas le cas à POM 1.

Dans le sel, les minéraux à 14 Å deviennent importants, ils occupent 60 à 80 % de la fraction argileuse. On y trouve quelques beaux exemples d'interstratification régulière (14_C-14_M) ou (14_C-14_G).

3. Zone salifère supérieure.

Au-dessus des basaltes, le tableau change. L'illite devient dominante sur les minéraux à 14 Å, qui ne représentent plus qu'une faible part du mélange; la sépiolite a disparu. Comme au forage POM 1, le complexe à 14 Å croît légèrement du haut en bas, en restant toujours subordonné à l'illite, et la kaolinite apparaît vers le milieu de la série. Mais on ne rencontre pas d'attapulгите.

En résumé, le Trias du forage PKB 2 se présente ainsi :

Zone salifère supérieure : Illite dominante sur un complexe à 14 Å peu abondant, formé de feuillets 14_C et 14_M. Présence de kaolinite.

Zone salifère inférieure : Partie supérieure : complexe à 14 Å (14_C, 14_G et 14_M) dominant sur illite.

Partie inférieure : présence d'une part importante de sépiolite.

Zone argilo-gréseuse : Dans les 20 m supérieurs : illite, sépiolite et complexe à 14 Å.

Au-dessous : illite ouverte.

Les minéraux fibreux sont beaucoup moins abondants que dans la Meseta côtière.

3. Région de Boulbab.

A l'E d'Agourā s'étend un vaste plateau calcaire. Ces calcaires liasiques sont recouverts au N par les sédiments récents, pliocènes ou quaternaires. Sur les autres faces, le plateau descend en pente brusque, et on voit apparaître dans cette pente les couches rouges du Permo-Trias, posées sur les schistes viséens redressés.

C'est sur la bordure sud de ce plateau, près de la Maison forestière de Boulbab, que H. et G. TERMIER (1948) ont étudié la succession des différents niveaux. Ils ont reconnu la succession habituelle du Permo-Trias et établi une coupe (fig. 35) dans laquelle on retrouve des niveaux rouges à la base, puis une puissante formation de basalte doléritique surmontée d'une formation argilo-gréseuse rouge et verte.

Je me suis attaché à prélever les échantillons au plus près du trajet décrit par ces auteurs. Les niveaux inférieurs ont été échantillonnés dans les ravins de Sidi bou Hamrit, où de petits oueds les entaillent profondément. Malgré le recouvrement par les « tirs », on peut être assuré de la réalité de la discordance du Permo-Trias sur le Viséen. En effet, près du contact, on observe dans le fond des rigoles creusées par l'eau dans les champs, le passage, en quelques mètres, des schistes redressés aux grès argileux de la base du Permo-Trias (éch. 1).

La série inférieure, épaisse d'une dizaine de mètres environ, est assez gréseuse, mais les argiles deviennent de plus en plus abondantes en approchant du sommet (éch. 2, 3 et 4). Le contact avec le basalte est peu visible, à cause des coulées de terre basaltique sur les niveaux inférieurs. Cependant, on peut observer, par endroits, des lentilles ou des niveaux argileux (éch. 5), interstratifiés dans les premiers mètres des basaltes.

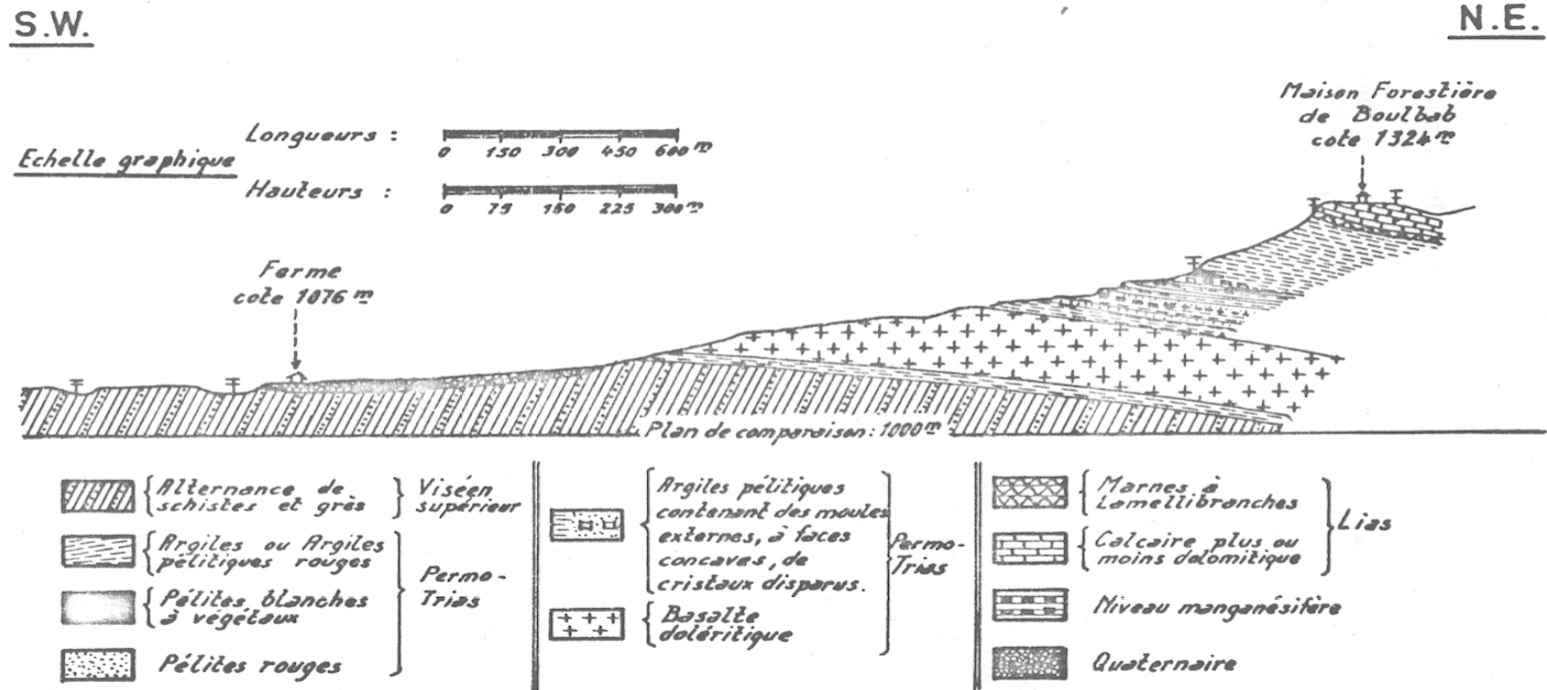


FIG. 35. — Coupe du Permo-Trias de Boulbab (d'après H. et G. TERMIER, 1948).

Au-dessus des basaltes, la série supérieure se développe sur une épaisseur de plus de 150 m. Les niveaux rouges, intercalés de passées vertes, forment à la base une alternance de bancs gréseux et d'argiles (éch. 6, 7 et 8). A mi-pente, des niveaux plus pâles et très fins (éch. 9) ont fourni des débris végétaux que H. et G. TERMIER rapportent au Trias.

Au-dessus de ces lentilles fossilifères, les argiles de plus en plus fines (éch. 10 et 11) se poursuivent jusqu'aux calcaires. Immédiatement sous les calcaires, un niveau vert d'argile très plastique (éch. 12) termine la série. H. et G. TERMIER ne se prononcent pas sur l'âge de ce niveau vert. La composition minéralogique des argiles de ce niveau autorise à penser qu'il fait encore partie du Trias.

Étude des argiles.

Les déterminations sont résumées dans le tableau XIV.

TABLEAU XIV

	I	S	A	14	K	
12	1		1	8		(14 _M - 14 _C)
11	3		4	2	1	(14 _M - 14 _C)
10	3		6	tr		
9	1		8	tr	tr	
8			9	tr	tr	
7			7	1	2	
6			8	1	1	
Basaltes						
5	2	4		4		M dominante sur (14 _M - 14 _C)
4	6			4		M + C - (14 _G - 14 _M) - M
3	5			5		C - (14 _C - 14 _G) - M
2	6			4		C _M
1	10					

Ce tableau montre qu'il existe une différence très nette entre la série inférieure et la série supérieure.

La série inférieure, au-dessus d'une base essentiellement illitique, est caractérisée par la présence d'un complexe à 14 Å formant presque la moitié de la fraction argileuse.

Le dernier échantillon (5), riche à la fois en sépiolite et en montmorillonite, est un mélange d'argile sédimentaire et de basalte altéré. La sépiolite provient du sédiment, alors que la montmorillonite provient de l'altération du basalte. Cette altération de basalte en montmorillonite a été vérifiée sur un échantillon de basalte très altéré, dépourvu d'argile sédimentaire, provenant du milieu de la formation. La série supérieure est nettement dominée par l'attapulгите (Planche I). Le complexe à 14 Å ne s'y retrouve qu'à l'état de trace. Tout à fait au sommet de la série, l'attapulгите disparaît. Elle est remplacée par un complexe à 14 Å formé d'un interstratifié (14_M - 14_C) qui, dans le niveau vert inférieur au calcaire, tend à se régulariser et se rapproche de la corrensite. C'est la présence de ce minéral qui m'incite à placer ce niveau vert dans le Trias.

Étude palynologique.

Il était tentant de faire l'étude palynologique des échantillons ayant conservé des traces de débris végétaux. M^{lle} J. DOUBINGER, du Laboratoire de Géologie et de Paléontologie de Strasbourg, a bien voulu se charger de cette étude. L'extraction des spores et pollens a été très difficile et plusieurs essais ont été nécessaires pour obtenir un résultat.

Le traitement effectué est le suivant :

- première attaque dans HCl à chaud, puis dans HF, pendant 48 heures;
- deuxième attaque dans HCl à 10 %;
- traitement avec KOH à 10 %, pendant 36 heures.

Ce traitement a permis d'isoler des spores légèrement corrodées. Les formes identifiables sont surtout composées de *Classopollis*, de quelques *Ovalipollis* et de spores trilètes, les unes lisses, de type *Paraconavisporites* et *Todites*, les autres verruqueuses. Sur 50 exemplaires comptés dans 3 lames, on a dénombré 35 *Classopollis* et 4 *Ovalipollis*.

Ces résultats s'accordent tout à fait avec ceux de H. et G. TERMIER, puisque les *Classopollis* semblent provenir de conifères (probablement de *Cheirolépidiales*), alors que les *Paraconavisporites* et les *Todites* sont attribuées aux fougères. Si une interprétation stratigraphique précise est difficile, on admet cependant que la prédominance de *Classopollis* associés aux *Ovalipollis* en quantité variable est caractéristique du Keuper-Infralias (TANGOURDEAU-LANZ et JEKHOWSKY, 1959; KRUTZSCH, 1955).

4. Forage PBF 6.

Le forage PBF 6 fait partie d'une série de forages entrepris dans la région de Boufekrane, au N de Boulbab, pour rechercher la potasse dans le salifère triasique. La coupe sommaire de ce forage est la suivante :

- de la surface à 23 m : Pliocène;
- de 23 à 55 m : Sahélien;
- de 55 à 252 m : Vindobonien;
- de 252 à 258 m : Burdigalien;
- de 258 à 422 m : Jurassique;
- au-dessous de 422 m : Formations triasiques comprenant :
 - de 422 à 447 m : Zone argileuse supérieure;
 - de 447 à 581 m : Zone salifère supérieure;
 - de 581 à 644 m : Basaltes;
 - de 644 à 810 m : Zone salifère inférieure;
 - de 810 à 824 m : Zone argileuse inférieure.

(fin de l'avancement)

Étude des argiles.

Une première constatation apparaît après l'étude de 30 échantillons provenant du Trias de ce forage : la sépiolite et l'attapulгите sont totalement absentes. Ceci disitngue nettement la zone des forages PBF de celle des forages PKB et de la coupe de Boulbab, ce qui est assez étonnant, étant donné la proximité de cette dernière.

En dehors de ce défaut des minéraux fibreux, la composition des argiles est très voisine de celle qui a été observée dans les autres forages.

Sous les basaltes, les minéraux du complexe à 14 Å sont abondants et souvent dominants sur l'illite. Ils sont formés de feuillets de type 14_C, 14_M et 14_G, ces derniers étant souvent les plus abondants. Quelques niveaux dans la zone salifère présentent une belle corrensité.

Au-dessus des basaltes, l'importance du complexe à 14 Å diminue au profit de l'illite et même parfois de la kaolinite. Ici les feuillets 14_G sont absents; ce sont les feuillets 14_M qui dominent, au point que parfois une vraie montmorillonite apparaît dans le mélange.

Quelques remarques peuvent être faites à propos de ce forage :

L'absence de minéraux fibreux ne semble pas anormale. Nous avons vu l'abondance de ces minéraux dans le forage POM 1 et dans les autres coupes de la Meseta côtière. La sépiolite est encore présente, mais déjà beaucoup moins abondante plus à l'E, à PKB 2; l'attapulгите a disparu. Ici, à PKB 6, la sépiolite disparaît à son tour. On assiste donc à la disparition progressive des minéraux fibreux de l'W vers l'E, par le couloir sud-rifain. A partir de PBF 6, ils ne réapparaîtront plus.

Le complexe à 14 Å est formé de minéraux plus réguliers, tels que la corrensité, à PBF 6, que plus à l'W.

La tendance à montmorillonite rappelle les faciès du Maroc Oriental que je décrirai plus loin.

Tout ceci laisse à penser que cette région des forages PBF, est une région intermédiaire entre deux aires de sédimentation aux fonctionnements physico-chimiques différents.

Les argiles des formations supérieures au Trias ont aussi été étudiées. La coupure est nette :

dès le sommet du Trias franchi, les faciès changent brusquement. Le Jurassique contient des argiles formées du mélange à parts sensiblement égales d'illite et de kaolinite. Puis la montmorillonite apparaît dans le Burdigalien. La différence entre le Trias et les autres étages est donc très nette.

III. — MOYEN ATLAS. RÉGION DE KHENIFRA.

Le Permo-Trias des environs de Khenifra a été décrit par H. TERMIER (1936). Cet auteur y montre la discordance du Permo-Trias sur le Viséen et reconnaît dans la coupe-type du Jebel Akellal les niveaux suivants :

5. Calcaire dolomitique du Lias inférieur.
4. Niveau discontinu d'argiles rouges.
3. Coulée interstratifiée de basalte d'oléritique.
2. Argile rouge terreuse de 50 à 100 m d'épaisseur, dans lesquelles sont interstratifiés de minces bancs de grès.
1. Schistes d'Aït-Khouya : « Viséen probable » redressé.

Cette coupe caractérise parfaitement le Permo-Trias de la région de Khenifra, qui affleure très largement au S de cette localité, dans l'Oued Serou. En effet, si la série argileuse est bien développée, la série supérieure est peu épaisse, épisodique, et souvent suspecte. Dans la plupart des lieux, le calcaire liasique surmonte directement le basalte.

Deux coupes ont été faites dans cette région pour l'étude des minéraux argileux :

1. Coupe sur le flanc d'une colline située sur la rive gauche de l'Oued Serou entre la route Khenifra - Kasba Tadla et la route menant à El Kbab (carte de reconnaissance au 100 000^e, Boujad 7-8 — coordonnées Lambert 480 × 245).

2. Coupe sur le flanc W de la colline au SW de la précédente, à l'E de la route Khenifra - Kasba Tadla (même carte, 475,5 × 240).

1. Étude de la première coupe.

Le sommet de la colline est formé par quelques mètres d'argile brun-rouge (éch. 1) parsemée de blocs de calcaire liasique, témoin de la couverture détruite par érosion. Il est difficile d'attribuer avec certitude ce niveau rouge au Trias. Il résulte probablement de plusieurs niveaux. Sa couleur brun-rouge n'est d'ailleurs pas celle qu'on a l'habitude d'observer pour les argiles permo-triasiques de cette région. Ces argiles reposent sur les basaltes d'oléritiques. Dans ces basaltes, quelques niveaux argileux (éch. 2), parallèles à la stratification, sont intercalés. Il ne semble pas qu'il s'agisse de niveaux sédimentaires, mais plutôt de niveaux d'altération formés aux joints entre les différentes coulées de basalte superposées, qui forment la masse actuelle.

Sous les basaltes, les argiles gypsifères et salifères offrent un contact franc, à peine induré avec la partie inférieure de la coulée (éch. 3). Un petit ravin, sur le flanc est de la colline, permet d'observer aisément ce contact et d'échantillonner la masse de ces argiles inférieures (éch. 4). Les argiles, très gypseuses dans les 10 à 15 m supérieurs, sont bariolées, à dominante rouge. Le gypse y forme de grands cristaux entremêlés et des filonnets secondaires. En descendant dans la série, les argiles deviennent gréseuses en même temps qu'elles perdent leur gypse (éch. 5). On parvient ainsi au niveau de la plaine de l'Oued Serou, où n'affleurent plus que des grès assez peu argileux (éch. 6 et 7).

Étude des argiles.

Les déterminations sont résumées dans le tableau XV.

Ces déterminations confirment l'impression de terrain : les argiles rouges surmontant les basaltes ne peuvent pas être considérées comme triasiques. Elles présentent en effet aux rayons X un diagramme tout à fait différent de ceux qu'on trouve habituellement dans le Trias.

Par ailleurs, il faut noter la présence de sépiolite dans les argiles inférieures.

TABLEAU XV

	M	I	S	14	K	
1	7	2			1	
2	10					
3		5		5		$(14_c - 14_g) - (14_c - 14_m)$
4		4	5	1		$14_c - 14_g - 14_m$ indéterminé
5		8		2		C
6		9		1		C
7		10		traces		gonflant ?

2. Étude de la deuxième coupe.

Le flanc de la colline ne montre que les argiles inférieures. En effet, le plateau formant sommet est occupé par une grosse barre de calcaire liasique. Au pied de la falaise, les éboulis calcaires sont occupés par un taillis broussailleux; il n'y apparaît aucune argile. Ce taillis se continue jusqu'aux basaltes qui forment une pente abrupte. Le contact inférieur des basaltes avec les argiles est franc et on n'observe pas de niveau induré sous ces basaltes (éch. 8). Les couches rouges ne montrent pas de gypse dans les 10 mètres supérieurs (éch. 9), mais celui-ci devient rapidement abondant au-dessous et se maintient sur une vingtaine de mètres (éch. 9 et 10). Un petit chabot, entaillant profondément les argiles, permet d'observer que celles-ci restent plastiques et fines sur plus de trente mètres d'épaisseur au-dessous des niveaux à gypse (éch. 11 et 12). Peu à peu l'argile devient plus gréseuse, tandis que la pente faiblit (éch. 13 et 14). Le raccordement à la route se fait par une zone mamelonnée, puis par une partie horizontale dans laquelle n'affleurent que des grès francs (éch. 15), qui sont directement en contact avec le Viséen redressé.

Étude des argiles.

Le tableau XVI résume les déterminations.

TABLEAU XVI

	I	S	14	
8	2	8	tr.	
9	2	6	2	$(14_c - 14_m)$
10	1	8	1	$(14_c - 14_m)$
11	2	7	1	$(14_c - 14_m)$
12	3	5	2	C_m
13	6		4	C_m
14	10			
15	10			

Ce tableau, différent du précédent par l'abondance de la sépiolite, permet de rattacher la composition des argiles au faciès :

- à la base de la coupe, dans les grès francs ou à peine argileux, seule l'illite est présente;
- au fur et à mesure que les grès sont remplacés par l'argile, des minéraux du complexe à 14 Å apparaissent, tandis que la sépiolite qui se développe un peu plus tard, culmine dans les faciès les plus fins.

IV. — MAROC NORD-ORIENTAL.

Le « Permo-Trias » du Maroc Oriental est peu épais et légèrement différent de celui du reste du Maroc. G. LUCAS (1942), OWODENKO (1946) et A. et L. MONITION (1959) s'accordent pour en donner une description semblable :

— à la base, le « Permo-Trias » commence par un conglomérat surmonté par des argiles légèrement marneuses;

— puis viennent les coulées de basalte, dans lesquelles se trouvent souvent interstratifiés un niveau ou plusieurs niveaux de calcaire, pauvrement fossilifère, dont l'âge approximatif serait Muschelkalk supérieur, Keuper inférieur; ces calcaires donnent au Trias oriental son allure originale;

— un niveau argileux rouge termine cette série, le passage avec le Lias sus-jacent de même faciès, empêchant de fixer au Trias une limite supérieure.

1. Sondage S. 142 du Jebel Medjroub, environs de Jerada.

Je dois à M. OWODENKO les échantillons d'un forage exécuté dans le cadre d'une prospection charbonnière, situé au Jebel Medjroub. Ce forage, carotté, commence au-dessous des basaltes et traverse les 40 m de Permo-Trias inférieur. Les roches de couleur brun-rouge à brique, à taches vert-clair, sont des conglomérats grossiers à la base (éch. 1), puis des grès argileux (éch. 2 à 3, 6, 8, 9), dans lesquels s'intercalent quelques fins niveaux de conglomérats (éch. 4 et 7); ces grès passent au sommet à des argiles plus fines, bien qu'encore très sableuses.

Le tableau XVII donne les résultats des analyses d'argile.

TABLEAU XVII

	I	K	M
10	6		4
9	6		4
8	7		3
7	1		9
6	10	tr.	
5	10	tr.	
4	10	tr.	
3	10	tr.	
2	10	tr.	
1	5	5	

2. Le massif des Beni-Snassène (A. et L. MONITION, 1956).

Dans leur travail sur les formations des Beni-Snassène, A. et L. MONITION ont étudié les argiles des différents niveaux.

Les argiles de la base, situées sous les basaltes, sont formées d'illite dominante, accompagnée soit de kaolinite, soit d'un édifice à 14 Å, difficile à déterminer, que les auteurs appellent hydromica.

« Les argiles de niveaux supérieurs, qu'elles reposent sur le calcaire ou sur le basalte, sont constituées en général par un mélange d'illite et de chlorite », semblable à celui qui est souvent rencontré en d'autres points du Trias marocain.

Les deux régions qui viennent d'être étudiées, sont tout à fait différentes. L'une, près du bassin houiller de Jerada, montre de la montmorillonite, l'autre, les Beni-Snassène, des argiles triasiques communes, illite et chlorite. Il y a là une hétérogénéité relevant la complexité de ce Trias du Maroc oriental, qui, stratigraphiquement, se distingue du reste du Maroc. Je n'ai malheu-

reusement pas pu aller prélever d'échantillons dans cette région, mais il est certain qu'une étude systématique s'impose. A titre d'hypothèse, on peut considérer que le Trias des Beni-Snassène se rattache, quant aux argiles, au Trias des régions plus occidentales, alors que celui de Jerada présente des caractères propres au Maroc Oriental. Il serait intéressant aussi d'étudier les deux types décrits par G. LUCAS : le Permo-Trias des horsts et le Trias gypseux des lagunes.

V. — MASSIF DU HAUT ATLAS.

A. — HAUT ATLAS OCCIDENTAL.

1. Région de Sidi Maachou.

Le « couloir permo-triasique d'Argana » des géologues marocains offre un large affleurement de couches rouges de 70 km de long sur 12 à 15 km de large.

La stratigraphie de la partie nord de ces couches rouges a été récemment étudiée par DUFFAUD (ARAMBOURG et DUFFAUD, 1960) qui publie une excellente coupe traversant de part en part le couloir au N de Sidi Maachou. Il y reconnaît « une puissante série détritique, qui s'est déposée en milieu lagunaire, fortement subsident », de 1 600 m de puissance. Cette série débute par des conglomérats violacés, reposant sur des schistes paléozoïques, qui forme la base du « cycle des grès bruns ». A ces grès bruns succède le « cycle des grès roses », à grain fin ou moyen, peu cimentés ou à ciment dolomitique. La série se termine par une puissante « série des marnes rouges ».

C'est dans les grès roses que des restes d'Amphibiens Stégocéphales et de Reptiles du groupe des Théropodes et des Thérapside ont été découverts. Cette faune, étudiée par ARAMBOURG (*op. cité*) « milite en faveur d'un niveau élevé de la série triasique, du Keuper probablement ». Ainsi toute la série argilo-gréseuse du couloir d'Argana devrait être considérée comme triasique.

La coupe que j'ai faite, est située à une dizaine de kilomètres au S de celle qui a été décrite par DUFFAUD; elle traverse le Jebel Tadrart Ouadou.

La même succession stratigraphique s'y retrouve, à deux modifications près :

- à la base, les conglomérats violacés n'existent pas;
- au sommet, la série argileuse est surmontée par des basaltes, peu épais, qui affleurent sous les calcaires du Jurassique.

Dix échantillons ont été prélevés le long de cette coupe :

- dans les grès bruns : 3 237, tout à fait à la base, quelques mètres au-dessus des quartzites ordoviciens, 3 238, au milieu de la série, 3 236 peu au-dessous des grès roses;
- dans les grès roses : 3 235, 3 234 et 3 233;
- dans les marnes rouges : 3 232, au milieu de la série; 3 231, 3 230 et 3 229, dans les derniers mètres avant les basaltes.

Étude des argiles.

Le tableau XVIII résume les déterminations.

TABLEAU XVIII

	I	14	
3229	6	4	
3230	6	4	(14 _n - 14 _c)
3231	8	2	C
3232	8	2	C
3233	6	4	C, M ₁₂
3234	9	1	
3235	8	2	C
3236	10		
3238	10		
3237	9	1	C

2. Région d'Argana.

Des échantillons du Trias supérieur de la région d'Argana, m'ont été aimablement fournis par G. POURT. Ces échantillons proviennent d'une coupe faite entre Ameskhoud et Argana, c'est-à-dire dans la moitié sud du couloir d'Argana. Ils appartiennent tous à la partie supérieure de la formation rouge, correspondant à la série des marnes rouges de la coupe précédente. Il s'agit donc d'une formation essentiellement argileuse, dans laquelle sont intercalés de nombreux bancs de grès et de conglomérats fins.

Étude des argiles.

Les déterminations sont résumées dans le tableau XIX.

TABLEAU XIX

	I	14	
217	4	6	(14 _w - 14 _c) voisin de la corrensité.
218	3	7	
219	3	7	
220	10	tr.	
221	10		
222	10		pas d'argile dans l'échantillon C
223			
224	9	1	
225	10	tr.	
226	10	tr.	
227	10	tr.	
228	10	tr.	
229	9	1	
230	9	1	

Ces deux coupes sont tout à fait comparables et donnent une excellente vue d'ensemble des argiles du Trias du couloir d'Argana. On constate que l'ensemble de la formation renferme de l'illite seule au largement dominante sur la chlorite, sauf dans les tous derniers mètres de la série des marnes rouges, où apparaît un interstratifié en quantité souvent abondante.

Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer la présence de ces interstratifiés.

— Ils sont diagénétiques et proviennent de l'action thermique des basaltes qui les ont recouverts. Cette hypothèse se heurte au fait que les basaltes n'ont eu aucune influence sur les minéraux argileux, dans les autres régions étudiées.

— Ils indiquent un changement du milieu de sédimentation et les minéraux déposés à la fin du Trias sont ceux qu'on rencontre dans le Keuper de beaucoup d'autres régions. Ceci implique que, dans le couloir d'Argana, la sédimentation n'a fonctionné, en accord avec celle des autres régions, que tout à fait à la fin de la période triasique.

B. — HAUT ATLAS DE MARRAKECH.

Les montagnes situées au S de Marrakech, ont été étudiées par MORET (1931), qui consacre quelques pages au Permo-Trias. Il reconnaît dans cette formation la succession suivante :

— conglomérats, à la base, quartziteux et quartzeux, pouvant atteindre de grandes épaisseurs dans la vallée de l'Ourika;

— grès rouges quartzeux à stratification entrecroisée, qui « rappellent les grès des Vosges »;

— argiles et marnes fréquemment salifères;

— basaltes et dolérites formant « un excellent horizon repère pour délimiter le sommet du Trias ».

MORET limite donc le Trias aux coulées basaltiques et considère que les marnes bariolées qui surmontent ces coulées appartiennent déjà au Lias.

Deux coupes ont été faites pour échantillonner cette série, l'une dans la vallée de l'Ourika près d'Asguine, l'autre près d'Asni.

1. Coupe dans la vallée de l'Ourika.

Les échantillons ont été prélevés dans le faciès conglomératique (éch. 1 et 2) et dans le faciès gréseux, les passées les plus argileuses ayant été choisies (éch. 3 à 6). La fraction fine de tous ces échantillons a une composition semblable : illite fortement dominante sur des traces de chlorite (illite : 9 — chlorite : 1).

2. Coupe d'Asni.

Sur la rive gauche de l'Oued n'Irhirhain, le flanc de la montagne offre une très belle coupe de basalte. Dans ce basalte apparaissent quelques niveaux d'argile indurée, rouge, de quelques centimètres d'épaisseur (éch. 5).

Au-dessous des basaltes, au contact même, très franc, se trouve une argile fine, onctueuse au toucher, de couleur noir-violacé (éch. 4). En continuant à descendre la série, on rencontre, sur quelques mètres, des niveaux argileux noirs (éch. 3) alternant avec des niveaux bariolés rouges et verts (éch. 2). La série se continue ensuite par une épaisse formation rouge légèrement gréseuse (éch. 1), formant le fond de la vallée.

Au-dessus des basaltes, un niveau de calcaire marneux bariolé (éch. 6), de 8 à 10 m d'épaisseur, surmonté d'une barre de calcaire gréseux (éch. 7), précède des argiles bariolées à gypse (éch. 8) tout à fait semblables à celles du Trias. Ensuite, une alternance de grès argileux (éch. 9), de conglomérats et de minces bancs de calcaire, termine cette série de couleur plus ou moins rouge, avant l'apparition des calcaires francs du Lias, qui forment le sommet de la montagne.

Étude des argiles.

Les déterminations sont résumées dans le tableau XX.

TABLEAU XX

	I	14	
9	10	tr.	} c
8	8	2	
7	9	1	
6	9	1	
basalte 5	2	8	Montmorillonite
4	4	6	} interstratifié (14 _c - 14 _v) proche de la corrensité ; l'échantillon 3 est une belle corrensité (fig. 39 p. 131).
3	3	7	
2	8	2	
1	5	5	

3. Commentaires sur l'ensemble du Trias du Haut Atlas de Marrakech.

Il existe une grande lacune entre les échantillons prélevés dans la vallée de l'Ourika et ceux de la région d'Asni, qui ne permet pas d'observer le passage des argiles uniquement illitiques des grès et conglomérats de base, aux argiles interstratifiées d'Asni.

Puisque la comparaison avec le grès des Vosges a déjà été faite par MORET, on peut se permettre de remarquer que la composition de la phase argileuse des grès de l'Ourika, est semblable à celle des grès des Vosges. Cependant, cette composition en minéraux argileux n'étant pas spécifique du Trias inférieur, il ne faut rien voir de plus dans ce rapprochement que l'énoncé d'un fait. La comparaison entre les deux grès nécessiterait en effet une étude complète géologique et pétrographique, que je n'ai pas abordée.

L'ensemble de la formation argileuse inférieure aux basaltes est caractérisée par l'abondance des édifices interstratifiés réguliers de feuillet chlorite et montmorillonite, voisins de la corrensité.

Dans la série supérieure, la phase argileuse reste sensiblement constante, quelle que soit la roche — grès calcaire, marne à gypse, grès argileux — d'où elle est extraite : illite accompagnée d'une faible quantité de chlorite.

Le contraste entre ces deux séries est frappant. Il est évident qu'un changement complet est intervenu dans la sédimentation, après l'épanchement des laves basaltiques, et les argiles qui se sont déposées ne sont pas celles qu'on est habitué à observer dans le Trias supérieur. Je verrais donc dans ces faits des arguments supplémentaires pour limiter le Trias aux basaltes. Mais ceci ne doit être fait que dans la région étudiée; il est de très nombreux endroits où les basaltes sont, sans conteste, à l'intérieur du Trias.

C. — HAUT ATLAS DE DEMNATE.

LÉVÊQUE (1961), dans une étude géologique générale de l'Atlas de Demnate, consacre un chapitre au Trias, qu'il nomme « le complexe argilo-basaltique ». Les affleurements triasiques sont abondants dans cette région, et LÉVÊQUE décrit minutieusement plusieurs belles coupes.

Les différents termes qu'il reconnaît dans cette série sont les suivants :

— des marnes et argiles rouge-carmin et rouge-marron contenant couramment du gypse et parfois du sel, le premier réparti d'une façon à peu près homogène, le second concentré, la plupart du temps, en amas qui ont fait l'objet d'exploitations indigènes;

— au-dessus, des coulées basaltiques, souvent doléritiques, altérées la plupart du temps à des degrés divers, d'épaisseur très variable, avec des termes latéraux différenciés et contenant parfois des massifs calcaires lenticulaires, disposés entre les coulées ou à la base;

— enfin, terminant la série, un nouvel épisode argileux matérialisé par des marnes, des argiles rouges avec quelques minces bancs de dolomie. Comme dans les argiles inférieures, on observe la présence de gypse et de sel, répartis suivant les mêmes modalités ».

Cette succession, tout à fait conforme à ce que j'ai pu observer dans la région, est la succession classique du Permo-Trias marocain.

Remarquons cependant que LÉVÊQUE élimine du complexe argilo-basaltique (Trias) les conglomérats, grès et micro-grès sous-jacents, qu'il place dans le Stéphano-Autunien. Comme il le dit lui-même, « le contact entre les deux séries est rarement net ». Je ne me permettrais pas de critiquer une opinion basée sur l'observation minutieuse d'un terrain que je n'ai fait que parcourir à plusieurs reprises, mais je pense qu'il est possible qu'une partie des grès appartienne au Trias, et qu'une limite hypothétique, impossible à préciser, se place au milieu de ces grès. D'autres auteurs, dans d'autres régions du Maroc, situent l'ensemble des grès dans le Trias; c'est le cas, par exemple, dans le couloir d'Argana ou dans les Ida ou Zal. Par ailleurs, dans le Trias lorrain typique, les grès vosgiens forment une part importante de la base du Trias. Il n'est pas question ici de comparer des séries aussi éloignées que la Lorraine et l'Atlas de Demnate, mais simplement d'indiquer qu'il ne serait pas étonnant de rencontrer des grès à la base du Trias. De plus, il est difficile de trouver dans les minéraux argileux un critère de distinction — comme j'ai cru pouvoir le faire moi-même pendant longtemps. L'expérience acquise, par l'analyse de nombreux échantillons de Permien et de Trias datés, montre qu'il n'existe souvent aucune différence minéralogique entre ces deux formations, et qu'un changement de la composition minéralogique n'intervient que progressivement au long du Trias.

La première étude des argiles de la région de Demnate a été publiée par MILLOT (1954). Depuis, j'ai étudié un assez grand nombre d'échantillons, dont certains ont déjà été décrits (JEANNETTE et LUCAS, 1955). J'ai prélevé moi-même un certain nombre de ces échantillons, les autres m'ayant été confiés pour étude par LÉVÊQUE.

Ces échantillons proviennent de plusieurs zones :

1. Pays de Skoura (Amsker el Fougani), sur le versant sud de l'Atlas (coll. P. LÉVÊQUE).

Trois échantillons proviennent de cette zone caractérisée par la présence d'une grande lentille calcaire placée entre deux coulées de basalte. Deux échantillons ont été prélevés sous les basaltes inférieurs :

3325 : microgrès rouge au contact des argiles violacées;

3324 : argiles violacées inférieures, immédiatement au-dessus du précédent.

Le troisième échantillon (3327) provient des argiles rouges comprises entre les calcaires et la deuxième coulée de basalte.

Le tableau XV indique que ces trois échantillons ont sensiblement la même composition minéralogique : chlorite et illite, ces deux minéraux étant parfaitement bien cristallisés.

2. Haute Tessaout, région de Toufrine (coll. P. LÉVÊQUE).

Treize échantillons provenant de cette zone, appartenant à différents niveaux, ont été analysés.

- Microgrès : 3328b (Amassine), 3293 (Tagoulast).
- Argiles inférieures : 3328a (Amassine), 3255 et 3256 (S de Toufrine) 3253 et 3254 (Toufrine).
- Argiles rouges interstratifiées dans les basaltes : 3259 (S de Toufrine), 3282 (aval de Tasselnt).
- Argiles supérieures : 3241 (Anfeug), 3953 et 3954 (S de Toufrine).
- Microgrès du Lias moyen-supérieur : 3210 (Azib n'Ougerset).
- Ait Oufad n'Tirhli, au SE de l'Iskt.

Trois échantillons proviennent des argiles inférieures rouges et lie de vin (zinzolin) qui apparaissent sous la masse des calcaires liasiques (éch. 9656, 9657, 18).

3. Demnate.

De très beaux affleurements existent à proximité de Demnate. Ainsi les marnes lie de vin gypseuses qui apparaissent sous les basaltes, dans les petits ravins situés au S de la ville, non loin de la maison forestière (éch. 9652, 9651, 9650). En continuant la route qui conduit vers le saisissant pont naturel d'Imi n'Ifri, on peut observer une faible épaisseur d'argile rouge, sur les basaltes et sous des calcaires (éch. 9649).

4. Asif n'Aït Mohamed, confluent avec l'Oued Tessaout.

Entre le Jebel Isdat et le Jebel Tagant n'Aït Ali ou Hammou affleurent de très belles argiles blanches, lie de vin, rouges et vertes, très riches en gypse. Elles font partie de la série supérieure comprise entre les basaltes qui affleurent dans le Jebel Tagant et les marno-calcaires et calcaires dolomitiques du Lias, qui couronnent le Jebel Isdat.

Ces argiles sont assez gréseuses près des basaltes (9644 à 9646), puis deviennent très fines et riches en gypse au-dessus (10 échantillons L 1 à L 10).

C'est de ce gisement que provient l'échantillon étudié par MILLOT (1954).

Étude des argiles.

Le tableau XXI résume les déterminations.

Remarque.

Lorsqu'aucun commentaire n'accompagne la détermination, c'est que la raie à 14 Å est donnée par une chlorite parfaitement bien cristallisée.

Ce tableau montre clairement que toutes les argiles triasiques de l'Atlas de Demnate sont formées d'un mélange de chlorite, très bien cristallisée, généralement dominante, et d'illite.

L'étude plus précise de cette chlorite (chapitre VIII) montre qu'il s'agit d'un minéral magnésien, peu ferrifère, voisin de la penninite ou du clinochlore.

Par comparaison, quelques échantillons d'argile provenant de faciès marneux rouges d'autres étages (Lias, Dogger, Crétacé) ont été étudiés. Les résultats ont toujours été différents de ceux obtenus avec les échantillons du Trias. Lorsque les argiles ont une composition nominale semblable, c'est-à-dire mélange de chlorite et d'illite, la qualité des enregistrements permet une distinction immédiate : les raies sont peu intenses, larges et floues, la physionomie des diagrammes, comme l'appelait J. DE LAPPARENT, permet la distinction. Malheureusement notre vocabulaire est trop pauvre pour que des mots précis rendent compte de ces différences délicates.

TABLEAU XXI

	I	14	Talc	
L 1 à L 10	0 - 4	10 - 6		
9646	8	2		C légèrement gonflante (14,7 Å après glycol).
9645	7	3		
9644	2	8		
18	3	7		
9657	4	6		
9656	4	6		
3210	5	5		
3954	3	7		
3953	4	6		
3214	5	5		
3282	8	2		C peu nette accompagnée d'interstratifiés irréguliers.
3259		10		
3327	1	9		
9650	3	7		C légèrement interstratifiée de feuillets gonflants.
9651	5	5		
9652	5	5		
3255	+		+	Le talc forme l'essentiel de la fraction fine.
3256	3	7		
3254	2	8		
3253	5	5		Chlorite + (C-M) assez régulier.
3328 a	1	9	+	
3324	2	8		
3325	4	6		
3328 f	7	3		
3293	10			

D. — HAUT ATLAS ORIENTAL.

Plusieurs échantillons, récoltés par R. DU DRESNAY au cours de ses missions dans le Haut Atlas Oriental, ont été étudiés. La localisation des prélèvements est portée sur le croquis de situation (fig. 31, page 86).

Ce sont d'E en W :

2993 : Source des Ait Iboughalem, au N du Jebel Bou Arrhous (feuille de Rich).

L'argile rouge, au contact d'un diapir de Trias, a la composition suivante :

C : 8; M : 2; I : traces.

2938 : Es Sebbab du Jebel Bou Dahar, près de Beni Tadjite.

Marnes rouges situées juste au-dessus des basaltes.

C : 6; I : 4.

2606 : Boutonnière primaire d'Aïn Zerga (S de Bou Arfa).

Argile rose sous les basaltes :

I : 9; M : 1.

2638 : N de Guelb en Nehas à l'E de la plaine de Tamlet.

Argile rose sous les basaltes, apparaissant au cœur de la pénélaine triasique dans un affleurement en creux épargné par l'érosion antéliasique :

M : 5; I : 4; C : 1.

2927 et 2930 : Roknet Debaba, à l'E de la plaine de Tamlet.

Argile rose (zinzolin) :

C : 6; I : 4.

Marnes brunes :

C : 4; M : 3; I : 3.

2682 : Ras Ould Mammar, au NW d'Iche (frontière algéro-marocaine).

Trias diapirique.

I : 6; C : 4.

Comme dans la région de Demnate, les argiles du Trias du Haut Atlas Oriental sont caractérisées par la présence de chlorite bien cristallisée, dominant souvent la phase argileuse. La présence de montmorillonite vraie doit être soulignée et rapprochée de celle du Maroc Nord Oriental.

VI. — ÉCHANTILLONS ISOLÉS.

1. Meseta marocaine.

Quelques échantillons ont été prélevés, dans les couches du « Stéphano-Trias indivis » de GIGOUT (1951), le long de l'Oum er Rbia, près de Sidi Ziane, à l'W de Souk et Arba des Skhours. Le « Stéphano-Trias » est formé d'un conglomérat grossier, contenant quelques passées argileuses, surmonté de couches argilo-gréseuses rouges et vert pâle.

Deux autres échantillons proviennent des conglomérats stéphano-autuniens et des couches subhorizontales, traversés par la route de Marrakech.

Tous ces prélèvements ont donné à l'analyse des résultats identiques : leur fraction fine est formée d'illite accompagnée ou non de traces de chlorite.

2. Moyen Atlas.

Un échantillon provenant du gisement de cérusite de Tagnaneit (GAUDEFRY et LUCAS, 1954), et deux échantillons récoltés dans la région d'Annoceur, dans les argiles rouges surmontant les basaltes, ont fourni des enregistrements semblables. Ils sont formés d'un mélange de chlorite et d'illite, dans lequel, la chlorite, bien cristallisée, est égale ou légèrement inférieure à l'illite.

« A Tissidelt, à la faveur d'un anticlinal cassé ou d'une petite faille, la roche éruptive et les argiles permo-triasiques se rencontrent localement, sous les éboulis, au pied des murailles calcaires... », (AGARD, DESTOMBES, VAN LECKWYJK, 1952, p. 120). Ces argiles de Tissidelt sont formées essentiellement de chlorite, accompagnée d'une faible quantité d'illite.

3. Zone prériefaine.

Trois échantillons ont été prélevés dans la zone prériefaine. Ils proviennent de :

- La route de Had Kourt à Khemichet - km 6 de Had Kourt;
- La route de Fès à Petitjean, à 30 km de Fès environ;
- L'Oued Mikkès, entre Fès et Petitjean.

Il s'agit dans ces trois cas d'argiles bariolées riches en gypse et en sel, quelquefois assez abondant pour donner lieu à de petites exploitations artisanales (Oued Mikkès). Ces trois échantillons ont tous montré une chlorite bien cristallisée, nettement dominante sur l'illite.

CONCLUSION

Ce rapide tour d'horizon des argiles du Permo-Trias marocain, permet de dégager quelques faits principaux.

1. Liaison minéraux argileux - faciès.

Dans la majorité des échantillons étudiés, une liaison apparaît entre le faciès et les minéraux argileux :

Dans les grès, les minéraux sont habituellement illitiques. Ces illites présentent un faciès varié, allant du mica donnant par diffraction aux rayons X des pics étroits et symétriques, à des minéraux ouverts donnant des pics larges, gonflant légèrement au glycol, s'écrasant à la chaleur, c'est-à-dire présentant un début d'altération, de relâchement des feuillets.

Lorsque les argiles deviennent fines ou salées, d'autres minéraux apparaissent : la chlorite, les minéraux fibreux, sépiolite et attapulgite et l'ensemble des minéraux que j'ai groupés dans le cortège à 14 Å.

Ainsi, l'illite remonte plus ou moins haut dans la série, accompagnant les grès. Dans le couloir d'Argana où le Trias est essentiellement gréseux, l'illite occupe presque toute la série et ne cède la place que dans les tous derniers mètres.

Les minéraux argileux ne peuvent donc pas être considérés comme des « fossiles » stratigraphiques à l'intérieur du Permo-Trias. A une même époque, des argiles différentes se déposaient dans les différents bassins de sédimentation.

2. Répartition géographique des minéraux argileux.

On peut dégager, de cet ensemble d'analyses, des provinces géographiques dans lesquelles la composition des minéraux argileux est assez homogène.

a) A l'intérieur du cercle formé par les chaînes du Haut Atlas et du Moyen Atlas, et au S de la limite de la nappe pré-rifaine, on peut définir une « Province côtière » comprenant la Meseta côtière, le Couloir sud-rifain et la Meseta marocaine. Cette province peut être caractérisée par la présence de minéraux interstratifiés à 14 Å, formés de feuillets de type C, C_G et M, d'une part, et de minéraux fibreux, sépiolite et attapulgite, d'autre part. J'ai assez insisté dans les descriptions sur la séparation de la sépiolite et de l'attapulgite, pour ne pas y revenir ici.

On peut remarquer que dans cette province les minéraux fibreux ne sont pas également répartis. Ils sont plus abondants dans la Meseta côtière que dans le Couloir sud-rifain où on assiste à leur disparition progressive d'W en E. Ainsi à PKB₂, seule la sépiolite est présente, et à PBF, ni sépiolite ni attapulgite n'ont été rencontrés.

b) Quand on pénètre dans les chaînes atlasiques, les interstratifiés cèdent la place à la chlorite. Cette chlorite caractérise une « Province montagnaise ». Ceci se trouve aussi bien dans les Atlas que dans la nappe pré-rifaine. Il faut cependant mettre de côté le Couloir d'Argana qui semble avoir autant d'affinités avec chacune des deux provinces.

c) Le Maroc Nord Oriental a une physionomie particulière. Le Massif des Beni-Snassène semble s'apparenter à la Province côtière, tandis que la région de Jérada offre un minéral rare dans le Trias : la montmorillonite. Cette montmorillonite se retrouve accompagnant la chlorite, dans le Haut Atlas Oriental, qui paraît être une zone intermédiaire entre la province à chlorite et la province à montmorillonite.

Retenons, pour conclure, qu'au Maroc les argiles du Trias sont essentiellement formées par la sépiolite et l'attapulgite accompagnées de minéraux à 14 Å s'apparentant à la chlorite, interstratifiés et mal cristallisés dans la « Province côtière ». Dans les montagnes, les minéraux fibreux ont disparu et les minéraux phylliteux sont des minéraux simples et bien cristallisés : chlorite et illite.

CHAPITRE VI

ÉTUDE DES ARGILES DU TRIAS D'ESPAGNE

I. — LES PYRÉNÉES CATALANES.

Sur le versant sud des Pyrénées, une longue bande de Trias, orientée sensiblement E-W, se poursuit depuis la région du Monte Perdido jusqu'aux environs de Ripoll. Ce Trias est en continuité avec le Permien dont il se distingue mal ou pas du tout, et avec lequel il forme une série permo-triasique. Cette bande de Trias est affectée de nombreux accidents tectoniques dont l'étude a été abordée par JACOB, FALLOT, ASTRE et CIRY (1927) qui fournissent dans leur étude de nombreuses coupes transversales. Malgré les déformations qui l'affectent, on a reconnu très tôt trois termes dans ce Trias pyrénéen, que DALLONI (1930) résume ainsi :

« 1. Trias inférieur :

1. Poudingue à galets quartzeux.
2. Grès et argiles rouges à *Calamites (?) arenaceus*.

2. Trias moyen :

1. Calcaires compacts et dolomies noires.
2. Calcaires en bancs minces à fossiles du Muschelkalk supérieur.

3. Trias supérieur :

1. Argiles bariolées, calcaires en plaquettes, cargneules.
2. Gypse et sel. »

On reconnaît la division du Trias à faciès germanique (ASHAUER, 1934; SOLE-SABARIS et coll., 1956).

Il était intéressant d'échantillonner ce Trias pour le comparer avec les séries françaises et marocaines. Je suis très reconnaissant à M^{lle} C. VIRGILI d'avoir bien voulu consacrer quelque temps à me guider sur un terrain qu'elle connaît parfaitement, me permettant ainsi de recueillir des échantillons repérés avec certitude.

Quatre coupes transversales ont ainsi été faites; ce sont d'E en W les coupes de Surroca, Hostalets, Noguera-Pallaresa et Pont-de-Suert (fig. 36).

1. Surroca.

A Surroca, dans la région de Ripoll, on peut observer à proximité de la mine de charbon, une série permo-triasique renversée, peu épaisse, comprise entre le Stéphanien au N et le calcaire éocène au S. Cette série de couleur rouge est entièrement formée de l'alternance de niveaux conglomératiques et de niveaux gréseux. Quelques niveaux plus argileux apparaissent dans cet ensemble. En particulier, le contact avec l'Éocène se fait par un de ces niveaux argileux. On a donc à faire à une série entièrement détritique.

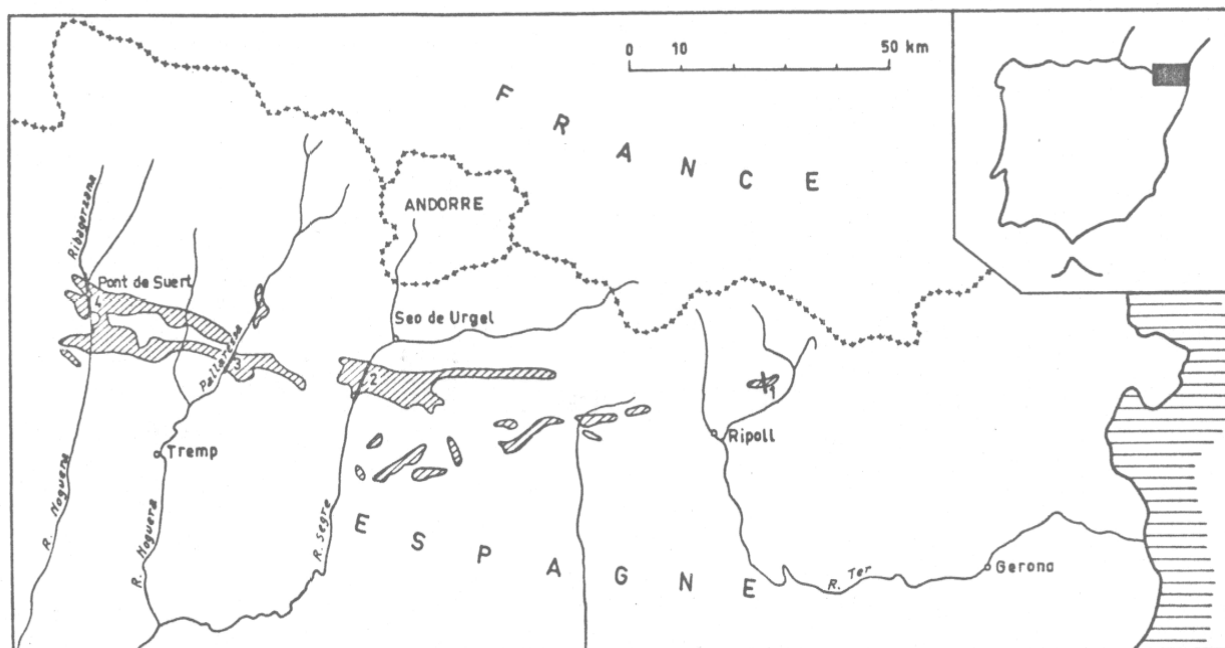


FIG. 36. — Emplacement des coupes étudiées dans les Pyrénées catalanes. Les zones hachurées représentent les affleurements de Trias.

Six échantillons ont été prélevés :

- 46 : quelques mètres au-dessus du Carbonifère;
- 45, 44, 43 et 42 : niveaux argileux intercalés dans les grès;
- 41 : dernier niveau argileux, au contact avec les calcaires.

Les analyses aux rayons X ont donné, pour la fraction argileuse, les résultats suivants :

Les cinq premiers échantillons (de 46 à 42) ont à peu près la même composition. Ils sont formés d'illite, légèrement ouverte par des feuilletts gonflants, seule ou accompagnée de très peu de chlorite : I : 10; C : traces. Le dernier échantillon (41) contient une bonne proportion de montmorillonite. Il est très vraisemblable que cet échantillon appartienne déjà à l'Éocène qui débiterait par un niveau argileux.

2. Hostalets.

Cette coupe est située au SW de Seo de Urgel, le long du Rio Segre. On peut la situer aisément en se reportant à la carte de la planche II du mémoire de JACOB et coll. (1927). Elle ne sera que sommairement décrite ici.

A la base, un puissant complexe permo-triasique est formé par l'empilement de grès plus ou moins argileux et de conglomérats. Cinq échantillons y furent prélevés (57 à 53). La partie supérieure de cette formation appartient certainement au Trias. Elle est surmontée par une grosse masse de gypse, plissée, qui semble avoir débordé par dessus les formations gréseuses. Entre cette masse de gypse et les grès inférieurs, apparaît un petit banc de calcaire, attribué au Muschelkalk (VIRGILI, comm. orale). Trois échantillons ont été prélevés dans cette zone : 50, argile bariolée située au contact de la masse de gypse; 52, argile rouge, quelques mètres sous le gypse, probablement sous les calcaires difficilement visibles à cet endroit; 51, argile gréseuse, fine, quelques décimètres sous 52. Immédiatement au-dessus de la masse de gypse, la configuration géologique est cachée par les sols, mais au-delà de cette zone incertaine, les calcaires du Muschelkalk réapparaissent. Ils sont surmontés par des argiles gypsifères et salifères (éch. 49) appartenant peut-être encore au sommet du Muschelkalk, puis par une bonne épaisseur d'argiles bariolées attribuées au Keuper (éch. 48, 47). Les calcaires du Lias reposent en concordance sur le Trias fortement gypsifère dont ils sont cependant séparés par un mince niveau de brèche.

Étude des argiles.

Les déterminations sont résumées dans le tableau XXII.

TABLEAU XXII

	I	14	
47	4	6	} Chlorite avec quelques feuillets gonflants ; C - (14 _c -14 _g) interstratifié dans lequel les feuillets 14 _c sont largement dominants sur les feuillets 14 _u : (14 _c -14 _u). C _u C
48	2	8	
49	3	7	
50	7	3	
51	9	1	
52	10	tr	
53	10	tr	
54	10	tr	
55	10	tr	
56	10	tr	
57			

La chlorite, plus ou moins interstratifiée de feuillets gonflants, apparaît dans les argiles gypsifères du Muschelkalk. Elle s'affirme très nettement dans le Keuper où elle devient le minéral essentiel et où elle est de mieux en mieux cristallisée (pics nets et aigus).

3. Noguera-Pallaresa.

La coupe offerte par le rio Noguera-Pallaresa à travers le Trias, au S de Tremp, a souvent été prise comme exemple du Trias pyrénéen. On y retrouve les mêmes faciès qu'à Hostalets, séparés en deux parties par un massif dévono-gothlandien (JACOB et coll., 1927, pl. IV).

Neuf échantillons ont été prélevés le long de cette coupe :

58, 59, 60 : dans les argiles bariolées gypsifères très tectonisées du compartiment nord, près de Montardit;

61, 62 : dans les grès qui affleurent dans la région de Baro, au N du compartiment sud, tout à fait à la base de la formation détritique, appartenant probablement au Permien;

63 : milieu de la formation permo-triasique;

64 : au sommet de la formation gréseuse, juste au-dessous d'un petit affleurement calcaires du Muschelkalk;

65, 66 : dans le Keuper, argiles bariolées, gypsifères du sommet de la formation.

Étude des argiles.

Cette étude est résumée dans le tableau XXIII.

TABLEAU XXIII

	I	14	talc		
58	3	7	}	C parfaitement bien cristallisée.	
59	4	6			
60	4	6			
66	3	7			+
65	6	4			
64	8	2		C	
63	10	tr		C	
62	10	tr		C	
61	10	tr		C	

Dans cette région, le Keuper contient une très belle chlorite très bien cristallisée. Seul l'échantillon 65, situé tout à fait à la base du Keuper, près du contact avec le Muschelkalk,

renferme une chlorite imparfaite, légèrement gonflante et résistant mal au chauffage, puisque son pic à 14 Å décroît fortement en s'étalant vers les grands angles, après traitement à 550°.

L'échantillon 66 contient une part assez importante de talc, indiquant peut-être une action hydrothermale que rien par ailleurs ne m'a permis de supposer.

4. Pont-de-Suert.

Le village de Pont-de-Suert est situé dans la vallée du rio Noguera Ribagorzana. La coupe de cette vallée, elle aussi classique, a été reprise récemment par VIRGILI (1961). Seul le Keuper a été échantillonné. Ce Keuper, qui est surmonté par les calcaires jurassiques à *Avicula contorta*, est formé d'argiles en plaquettes très redressées, dans lesquelles sont intercalés des niveaux de calcaires à faciès cagneule. Les argiles, dures et feuilletées, forment des bancs rouges et verts, dans lesquels apparaît parfois un niveau d'argile noire.

Quatre échantillons ont été prélevés :
67 : juste sous le calcaire jurassique;
68, 69 : bancs d'argile bariolée;
70 : niveau d'argile noire.

A l'analyse, ces quatre argiles se sont révélées voisines, formées d'un mélange d'illite et de chlorite bien cristallisée, dans lequel l'illite est généralement dominante.

Vue d'ensemble sur les argiles du Trias des Pyrénées catalanes.

Quelques conclusions peuvent être dégagées de l'étude des échantillons pyrénéens.

1. La différence de composition minéralogique entre le faciès Keuper et la base du Trias est très nette. La chlorite n'apparaît dans les grès qu'en très faible quantité ou même pas du tout.

2. La nature des argiles ne permet pas de séparer le Permien de la base du Trias. Aux rayons X, la fraction fine des grès réagit de la même manière, quelle que soit sa position dans l'échelle stratigraphique. La distinction entre ces deux formations devra donc, en l'absence de fossiles, se faire par une autre méthode, la méthode pétrographique d'étude des grains de quartz, proposée par VIRGILI (1961), par exemple.

3. Le minéral caractéristique du faciès Keuper est la chlorite vraie, propre, non interstratifiée ni altérée.

II. — LA CHAÎNE CÔTIÈRE CATALANE (CATALANIDES).

Le Trias des Catalanides a été décrit en détail par VIRGILI (1958) qui en donne de nombreuses coupes et des études paléontologiques et pétrographiques. Dans ses conclusions, l'auteur établit les ressemblances et les divergences existant entre la série triasique catalane d'une part, et les faciès germanique et alpin d'autre part. La ressemblance étroite avec le Trias germanique est bien démontrée.

Par ailleurs, la comparaison avec le Trias pyrénéen met en évidence la grande différence qui existe entre les deux régions. Les principales différences constatées sont les suivantes :

- absence de Permien dans la chaîne catalane;
- présence d'un Muschelkalk complexe dans la chaîne catalane, caractérisé par un niveau rouge intermédiaire formé d'argile gypsifère de faciès « Keuper » (VIRGILI, 1955), opposé au faible niveau calcaire des Pyrénées, qui n'est pas toujours présent;
- absence d'ophites dans le Keuper catalan.

On peut donc estimer que ces deux séries appartiennent à deux aires sédimentaires complètement différentes.

Six coupes ont été faites dans cette région. Elles sont localisées sur la carte de la figure 37.

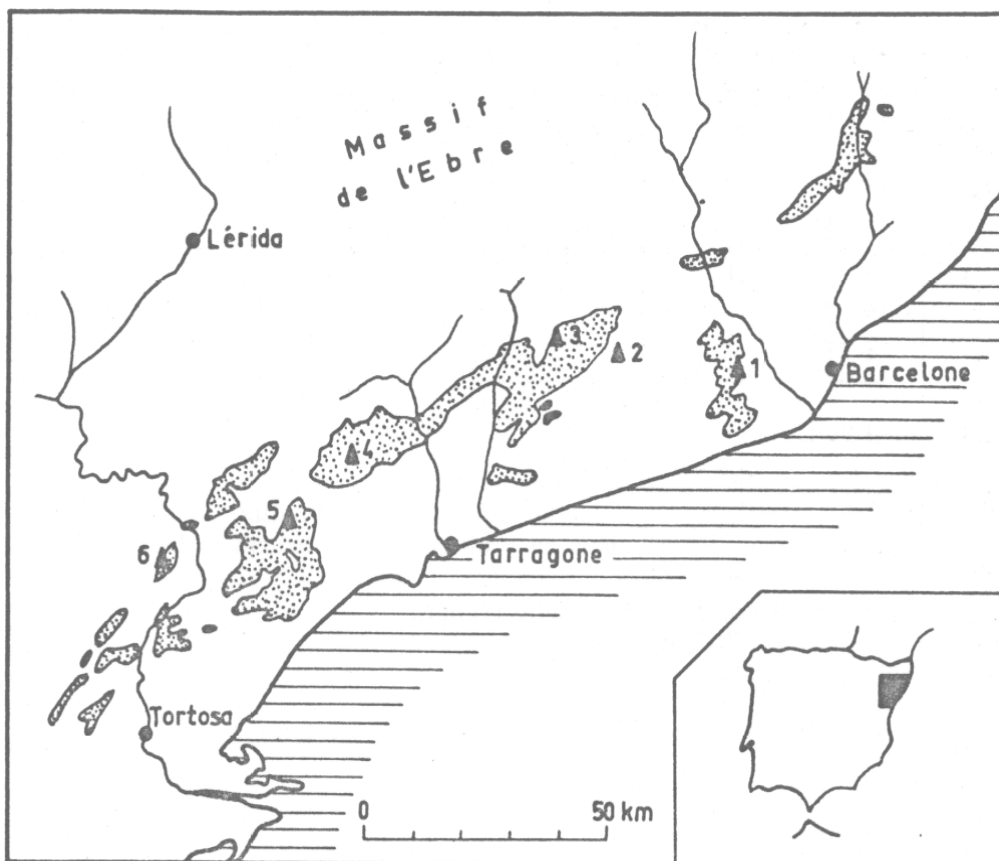


Fig. 37. — Emplacement des coupes étudiées dans les chaînes côtières catalanes. Les zones grisées représentent les affleurements triasiques (d'après VIRGILI et ZAMARRENO, 1958).

- | | |
|----------------------------|----------------|
| 1. Cervello-Villarana. | 4. La Mussara. |
| 2. Sant Quintin-Sant Pere. | 5. Falset. |
| 3. La Llacuna. | 6. Paùls. |

1. Cervello-Villarana.

La région de Cervello et Villarana appartient à la bordure orientale du massif de Garraf. Les échantillons ont été prélevés dans la coupe offerte par la route qui va de Cervello à Villarana, dont le trajet a été décrit par VIRGILI (1958, p. 358). On observe le long de ce trajet les grès du Buntsandstein, bien visibles sous le village de Cervello, qui s'enfoncent sous le Muschelkalk peu après le hameau de Llibra. On observe parfaitement la couche argileuse bigarrée du Muschelkalk moyen. En continuant la route, on atteint finalement les argiles bariolées du Keuper. Seul le Keuper supérieur est visible.

Sept échantillons ont été prélevés le long de cette coupe :

- 72 : Petit niveau de la base du Buntsandstein
- 73, 74 : Niveau argileux rouge et vert du sommet du Buntsandstein
- 75, 76 : Argile rouge et argile verte du Muschelkalk moyen
- 77 : Niveau argileux prélevé au sommet du Muschelkalk moyen, immédiatement au-dessous d'une loupe de calcaire crétacé glissée
- 78 : Argile bariolée du Keuper supérieur.

Étude des argiles.

Les résultats des analyses sont résumés dans le tableau XXIV.

TABLEAU XXIV

	I	14	K	
78	10	tr		} montmorillonite
77	6	4		
76	10	tr		} illite très ouverte par des feuillets gonflants tendant vers un début d'interstratification (14 _c - 14 _m). La raie à 14 Å est due à une chlorite.
75	10	tr		
74	10			
73	10			
72	8		2	

2. Sant Quintin - Sant Pere.

Ces deux villages sont situés dans la région de Mediona où le Trias, peu tectonisé, présente un matériel de repérage stratigraphique facile (SOLE SABARIS, VIRGILI, JULIVERT, 1956). Les grès du Buntsandstein n'y sont pas visibles, mais on y observe parfaitement la totalité du Muschelkalk et du Keuper.

Cinq échantillons ont été prélevés dans cette région :

- 79 : argile rouge du Muschelkalk moyen;
- 80 : calcaire du Keuper inférieur;
- 81 : argile de la partie supérieure du Keuper moyen;
- 82 : argile du Keuper supérieur, prélevée sous un éboulis (incertaine);
- 83 : argile rouge au contact Keuper-Éocène (incertaine).

Étude des argiles (Tableau XXV).

TABLEAU XXV

	I	14	
83	10		} illite très ouverte par des feuillets gonflants.
82	10		
81	6	4	(14 _m - 14 _c) régulier.
80	10		
79	3	7	(14 _m - 14 _c) régulier, type corrensité (raie à 28 Å).

On n'observe aucune différence dans la composition minéralogique des argiles de faciès semblable, qu'elles appartiennent au Muschelkalk ou au Keuper.

Les deux derniers échantillons sont probablement trop pollués pour être significatifs.

3. La Llacuna.

Le Trias de La Llacuna fait partie, comme le précédent, de la région de Mediona. La route Villafranca - La Llacuna, qui montre une belle coupe d'ensemble du Trias de la région, est décrite par VIRGILI (1958, p. 268). Les argiles du Keuper y sont irisées et contiennent des niveaux de gypse. Le Keuper supérieur est terminé par un niveau de cargneule. Le Muschelkalk est complet et épais et présente un beau niveau de marnes et argiles rouges. Les grès du Buntsandstein ne sont visibles que sur quelques mètres.

Six échantillons ont été prélevés :

- 84 : argile bariolée gypsifère du Keuper supérieur;
- 85 : argile rouge du Keuper inférieur, surmontée par un petit niveau de cargneule;
- 86 : Keuper inférieur, passage au Muschelkalk — argile sableuse beige verdâtre;
- 87 : grès argileux du Muschelkalk moyen;
- 88 et 89 : niveaux argileux du Buntsandstein supérieur.

Étude des argiles (Tableau XXVI).

TABLEAU XXVI

	I	14	
84	6	4	(14 _c - 14 _m) - M
85	5	5	M
86	5	5	(14 _c - 14 _m) - M
87	10	tr	C
88	9	1	(14 _c - 14 _m)
89	10	tr	C

4. La Mussara.

Le village de La Mussara est situé sur le flanc sud-ouest de la Sierra de Prades. La Sierra de Prades est constituée par un socle paléozoïque recouvert d'une couverture de Trias et de Jurassique. La stratigraphie du Trias, facilement accessible à cause de la tranquillité des couches, a pu être étudiée en détail (VIRGILI et JULIVERT, 1954; VIRGILI, 1958). De nombreux fossiles y ont été trouvés, qui indiquent des affinités alpines, tandis que le faciès est typiquement germanique.

Sept échantillons proviennent du Trias moyen et supérieur de cette région :

- 90 : partie supérieure du Keuper moyen, juste au-dessous des dolomies formant la base du Keuper supérieur. Echantillon prélevé sous éboulis (?);
- 91 : argile fine, bariolée zinzolin et vert, prélevée quelques mètres sous la précédente;
- 92 : Keuper moyen, partie moyenne; semblable au précédent;
- 93 : base du Keuper, juste au-dessus des calcaires dolomitiques en plaquettes formant passage entre Keuper et Muschelkalk;
- 94 : intercalation d'argile très fine, verdâtre à noire, dans les calcaires dolomitiques de passage;
- 95 : argile sableuse bigarrée de la « couche rouge intermédiaire » du Muschelkalk moyen;
- 96 : partie inférieure de la « couche rouge ».

Étude des argiles (Tableau XXVII).

TABLEAU XXVII

	I	14	
90	10		
91	10		I _m
92	9	1	(14 _c - 14 _m)
93	10		I _m
94	10		
95	6	4	(14 _c - 14 _m) régulier
96	10		I _m

5. Falset-Pradell.

La région de Falset-Pradell présente l'affleurement des formations triasiques complètes qui se répètent à la faveur de failles. Une coupe a été faite le long de la route menant de Falset au col de la Teixeta (VIRGILI, 1958, p. 166). A l'endroit où la ligne électrique à haute tension traverse la route, on peut voir le contact du Buntsandstein inférieur avec les schistes paléozoïques qu'il recouvre. Ce Buntsandstein débute par un conglomérat à gros galets de quartz. Entre ce conglomérat et les schistes, on observe un niveau argileux blanc (éch. 97) qui semble provenir de l'altération climatique des schistes paléozoïques (éch. 98), avant la mise en place des conglomérats.

ALONSO et VIRGILI (1959), après étude au microscope électronique, déterminent l'illite, la kaolinite et le quartz dans la fraction fine de ce niveau, et concluent qu'il s'agit d'un paléosol prétriasique.

Au-dessus des conglomérats, le Buntsandstein débute avec ses calcaires inférieurs qui se terminent brusquement pour céder la place, par un contact très net, aux argiles rouges à taches vert pâle (éch. 100), sillonnées de veines de gypse, du Muschelkalk moyen.

Une faille met ensuite directement en contact les calcaires du Muschelkalk supérieur avec les calcaires du Keuper supérieur. Ce n'est que quelques kilomètres plus loin que les argiles du Keuper sont visibles, et c'est là qu'elles furent prélevées (éch. 101 et 102).

Étude des argiles.

Le tableau XXVIII résume les déterminations.

TABLEAU XXVIII

	I	14	K	
102	10			} le pic à 10 Å, large et très dissymétrique, indique une illite ouverte.
101	10			
100	8	2		(14 _c - 14 _u) :
99	10			} le minéral à 10 Å présente un pic étroit et aigu ; il s'agit probablement de mica à peine altéré.
97	8		2	
98	10		tr	

Il est intéressant de noter qu'à part une faible proportion d'édifices à 14 Å déterminés dans l'échantillon 100 (Muschelkalk), ces six échantillons n'indiquent pour l'ensemble du Trias de Falset que des minéraux micacés, quel que soit le faciès.

6. Paùls.

La vallée de Paùls (VIRGILI, 1958, p. 34) apparaît comme une vaste « courbe » plus ou moins diapirique au milieu des calcaires jurassiques. Le contact entre le Trias et le Jurassique, bien visible à la chapelle San Roc, est toujours mécanisé. Le Trias forme un anticlinal dont le cœur est formé par les calcaires de Muschelkalk inférieur. De part et d'autre de cette masse centrale, on retrouve la succession classique du Trias des Catalanides : Muschelkalk moyen argileux rouge, Muschelkalk supérieur calcaire, Keuper argileux.

Huit échantillons ont été prélevés le long du chemin menant de la chapelle San Roc à Paùls, puis sur la route de Xerta.

Sur le chemin de San Roc, le Keuper est en grande partie recouvert par des alluvions quaternaires au centre desquelles pointe un massif de dolérite quaternaire, monté dans le contact entre le Muschelkalk et le Keuper. Cependant, deux échantillons d'argile bigarrée ont été prélevés dans la tranchée de la route (éch. 107 et 108). Plus près de Paùls, deux échantillons d'argile gréseuse très gypsifère, du Muschelkalk, ont été récoltés (éch. 109 et 110). Ces quatre échantillons sont situés sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal de Paùls.

A partir de Paùls, la route de Xerta serpente sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal, à travers les niveaux rouges du Muschelkalk moyen (éch. 111 et 112 près du km 9). Après avoir traversé le cœur de Muschelkalk inférieur, la route traverse à nouveau toute la série triasique : Muschelkalk moyen (éch. 113) et supérieur, Keuper (éch. 114 et 115), avant d'entrer dans les calcaires jurassiques.

Étude des argiles (Tableau XXIX).

Ce tableau montre une légère différence entre le Keuper et le Muschelkalk. Le premier contient une plus grande proportion d'édifices à 14 Å que le second; ces interstratifiés sont plus proches de la montmorillonite dans le Keuper.

Par ailleurs, il faut noter la présence de sépiolite dans le Keuper. Ce gisement de Paùls est le seul, parmi ceux qui ont été étudiés, qui montre de la sépiolite dans les Catalanides.

TABLEAU XXIX

	I	14	S	
107	4	5	1	} 14 Å : interstratifié (14 _c - 14 _M) avec feuillets 14 _M dominants.
108	3	5	2	
114	7	3	tr	
115	4	5	1	
109	7	3		} 14 Å : interstratifié (14 _M - 14 _c)
110	7	3		
111	7	3		
112	7	3		

Vue d'ensemble sur les argiles des Catalanides.

Au premier abord, les argiles du Trias des Catalanides ne paraissent pas très homogènes. Cependant on peut constater une tendance générale des argiles fines, qu'elles soient du Muschelkalk moyen ou du Keuper, à livrer des interstratifiés de type (14_c - 14_M) souvent plus riches en feuillets 14_M qu'en feuillets 14_c, et même de la montmorillonite vraie.

Sans vouloir empiéter, dans ce chapitre purement descriptif, sur l'interprétation des phénomènes, on peut cependant dire dès maintenant que les différences des minéraux argileux d'un point à l'autre correspondent probablement à une hétérogénéité du bassin de sédimentation lui-même. En effet, le bassin catalan subissait, pendant le Trias, des influences germaniques et des influences alpines, et bien que les divisions stratigraphiques puissent être reconnues dans l'ensemble du bassin, on observe des variations incessantes de faciès, à la fois dans le temps et dans l'espace. Les diverses parties du bassin ne fonctionnaient pas de la même manière au même moment, comme le prouvent de nombreux passages latéraux de l'« assise rouge intermédiaire » du Muschelkalk, par exemple.

Cependant, il faut insister sur le fait que chaque fois qu'un minéral à 14 Å apparaît, c'est toujours d'un interstratifié (14_c - 14_M) ou d'une montmorillonite qu'il s'agit. La chlorite que nous avons rencontrée dans les Pyrénées, est ici totalement absente. Cette différence confirme une fois de plus que Pyrénées et Catalanides appartenaient, au Trias, à deux aires de sédimentation différentes.

III. — LE BÉTIQUE DE MALAGA.

Dans le S de l'Espagne, le Trias affleure en maints endroits des chaînes bétiques et subbétiques. Malheureusement, la tectonique compliquée, encore mal connue de ces régions, ne permet que difficilement un repérage stratigraphique certain. FERNEX, qui étudie le Bétique de Malaga et de Lorca, a publié récemment quelques observations tectoniques sur cette région (1962). Il m'a confié l'étude des argiles de plus de 300 échantillons, afin d'ajouter quelques faits supplémentaires, susceptibles d'éclairer cette tectonique. Il n'est pas question de tirer de ces analyses des résultats sédimentologiques précis. Cependant, il reste intéressant de constater que les associations minérales sont celles qu'on est habitué à rencontrer dans le Trias des autres régions.

Le Permo-Trias, essentiellement détritique, argilo-gréseux, de couleur rouge obscur, violet, rouge-orange suivant les régions, présente un mélange dans lequel l'illite est généralement dominante à très dominante. Cette illite est accompagnée soit de chlorite, soit de kaolinite. Il est possible que ces derniers minéraux permettent de distinguer des séries différentes, la kaolinite semblant se trouver principalement dans les formations que FERNEX appelle « Permo-Trias, type III, faciès orangé » et dans le Permo-Trias des Klippes.

Dans les faciès calcaro-dolomitiques de type Muschelkalk, et argileux de type Keuper, on rencontre des édifices du complexe à 14 Å, type C - (14_C - 14_M), la corrensite et aussi la chlorite bien cristallisée, aux côtés de l'illite.

CONCLUSION

Cette rapide revue des argiles du Trias espagnol permet de constater une similitude d'ensemble avec les Trias français et marocain. Les minéraux argileux rencontrés y sont les mêmes, à savoir des minéraux à 14 Å plus ou moins proches de la chlorite, accompagnant l'illite.

La répartition de ces minéraux dans le temps et dans l'espace est, elle aussi, semblable :

- la base du Trias est essentiellement illitique; cette illite, accompagnée de chlorite ou de kaolinite, caractérise les faciès détritiques;
- en s'élevant dans le Trias, lorsque les sédiments s'affinent, des interstratifiés type (14_C - 14_M) et la chlorite apparaissent; la chlorite n'est vraiment caractéristique et abondante que dans le Keuper des Pyrénées et des Bétiques.

TROISIÈME PARTIE

INTERPRÉTATIONS :
LES TRANSFORMATIONS DES MINÉRAUX ARGILEUX
DANS L'HYDROSPHÈRE

CHAPITRE VII

VUE D'ENSEMBLE SUR LA SÉDIMENTATION ARGILEUSE AU TRIAS

I. — LE PAYSAGE DU TRIAS.

A la fin du Permien, la majeure partie de l'Europe Occidentale et de l'Afrique du Nord est émergée. Deux mers existent à l'Est de la France. Au NE, la mer du Zechstein ⁽¹⁾, sursalée, occupe la majeure partie de l'Allemagne et de l'Europe du Nord, jusqu'à la Russie; c'est une mer peu profonde aux caractères de mer intérieure. Au SE, une mer profonde, franche, occupe la partie orientale de la Méditerranée actuelle; elle remonte, moins profonde, jusque dans les Alpes internes, aux limites de la France. Ces deux mers ne communiquent probablement pas, un isthme large, à l'emplacement de la Suisse, reliant l'Europe Occidentale à la plate-forme russe. Les continents sont dès cette époque très surbaissés. En effet, pendant tout le Permien, une intense érosion avait détruit la plupart des reliefs mis en place pendant l'orogénie hercynienne. Les produits de démantèlement, sédiments grossiers et mal triés, avaient comblé les bassins locaux, provoquant un nivellement du paysage européen. RICOUR (1962) envisageant les durées absolues des différentes périodes, Carbonifère, Permien et Trias, conclut que « la région que nous étudions était, à l'époque triasique soumise depuis une très longue période à l'érosion qui aurait eu largement le temps d'aplanir les chaînes, si toutefois l'orogénèse hercynienne avait été assez rapide pour donner naissance à de véritables massifs de type alpin » (p. 284). C'est donc sur une surface molle, bosselée, mais sans grandes différences de dénivelée, que va s'installer la mer triasique.

La mer qui envahit l'E de la France, le Bassin de Paris et le Jura, provient d'un débordement de la mer germanique du Zechstein. PERRIAUX (1961) décrit les hésitations de cet envahissement pendant tout le Buntsandstein. Les sédiments gréseux du Trias inférieur sont déposés, soit en milieu continental dans les lacs d'eau douce et dans des débordements de rivières divagantes sur un piedmont, soit en milieu marin lors des incursions, passagères et répétées, de la mer. A l'époque du grès à Voltzia « des poussées marines spasmodiques se firent sentir de plus en plus fréquentes, au fur et à mesure qu'on se rapproche de ces régions nord-orientales, voisines de celles déjà recouvertes par la mer germanique qui élabore ce faciès « Rôth » laguno-marin caractéristique des formations de même âge situées sur la rive droite du Rhin » (p. 202). Ce n'est qu'à la fin de cette époque du grès à Voltzia que la mer s'établit définitivement sur la Lorraine. RICOUR (1959, 1962) a décrit les pulsations de cette transgression sur la plaine triasique du Bassin de Paris et de la Lorraine, faciès par faciès. La mer, de faible profondeur, occupe une partie de plus en plus vaste du plateau continental. Plusieurs bassins subsidents, à l'intérieur de ce plateau continental, reçoivent une grande épaisseur de sédiments, mais cette subsidence est lente; l'enfoncement de bassin est immédiatement compensé par le dépôt de sédiments et la mer reste peu profonde, pas

(1) Le terme de Zechstein est pris dans son sens large, c'est-à-dire celui de Thuringien d'Allemagne.

EN FRANCE, la transgression de la mer germanique progressant vers le S et celle de la mer alpine progressant vers le N, toute séparation entre les deux aires de sédimentation à faciès germanique disparaît dès le Muschelkalk supérieur. Au maximum d'extension de la mer, le rivage du continent se situe au bord du Massif Central, passe légèrement à l'W de Paris, puis s'infléchit vers l'E en passant au S des Ardennes (fig. 38). Le domaine de la mer profonde reste limité aux Alpes actuelles.

EN ESPAGNE, c'est aussi la partie orientale du pays qui est submergée par la mer alpine; la mer épicontinentale est limitée à l'W par un « massif castillan » et un « massif asturien ». Les influences alpines se font sentir plus ou moins loin suivant les époques : ainsi dans les Catalanides, le Trias moyen est lithologiquement de faciès germanique, alors que sa faune a des affinités alpines. Au S de l'Espagne, la mer est plus profonde et les sédiments qui se déposent dans les Bétiques et aux Baléares sont de type alpin.

AU MAROC, la mer profonde des Bétiques dépose les sédiments du Rif actuel qui sont aussi de type alpin. Le reste du Maroc, jusqu'aux chaînes de l'Anti-Atlas, au S, est recouvert par une mer épicontinentale. Les seules terres émergées qui subsistent, ou tout au moins celles sur lesquelles on ne trouve pas de dépôts triasiques, sont le Massif Ancien du Haut Atlas, les Jebilet, les Rehamna, le Maroc Central. Il est probable que ces terres émergées apparaissaient dans une seule et vaste mer épicontinentale comme des îlots plus ou moins étendus, ou comme des hauts-fonds sur lesquels aucun sédiment ne s'est déposé.

Cette rapide revue paléogéographique de la région étudiée, permet de se faire une idée des paysages et des conditions de sédimentation triasiques. Un des facteurs importants qui préside à ces conditions de sédimentation est le climat puisque c'est lui qui est responsable de l'altération des continents, c'est-à-dire de la nature des produits envoyés à la mer. Nous avons montré (MILLOT, PERRIAUX, LUCAS, 1961) que ce climat devait être chaud, ni désertique ni tropical, mais avec saisons sèches et saisons humides alternées. Il provoque une altération chimique assez poussée des roches affleurantes, détruisant les minéraux silicatés par hydrolyse avec libération du fer qui colore en rouge les séries détritiques. Cependant, les hydrolyses ne sont pas aussi complètes que sous un climat tropical, puisque dans les grès, les feldspaths alcalins ne sont pas détruits, les grains de quartz ne sont pas cariés et puisque la kaolinite n'existe qu'en faible quantité, aux côtés de produits micacés, dans la fraction argileuse de ces grès. C'est ce climat qui a régné pendant le temps de dépôts des « Nouveaux-grès-rouges » du Permien et leur prolongement triasique. Ce qui restait des reliefs était activement érodé et les eaux apportaient à la mer les grains détritiques et le pigment rouge élaboré sur le continent.

A la fin du Buntsandstein, les continents, très érodés, sont presque plats. Les eaux de ruissellement n'ont plus la force d'arracher et d'entraîner de grosses particules et les actions pédogénétiques sont plus longues et plus complètes. Il n'est pas nécessaire d'invoquer un changement de climat pour expliquer le changement de sédimentation, la morphologie du continent suffit. Dans les sols qui ne sont plus activement décapés, les feldspaths sont peu à peu hydrolysés et transformés en minéraux argileux micacés dégradés, tandis que les cristaux de quartz sont fractionnés jusqu'à une taille extrêmement fine, et probablement solubilisés. Ce ne sont donc plus des produits détritiques grossiers qui sont charriés par les eaux superficielles, mais de fines particules et des ions en solution.

Il n'est pas superflu d'insister, après RICOUR, sur l'aspect insolite à nos yeux du *paysage* triasique. Sur plusieurs centaines de kilomètres, une mer épicontinentale de faible profondeur, sépare le continent arasé de la mer profonde. Avec le continent, la limite de la mer est imprécise et sur plusieurs kilomètres ou dizaines de kilomètres, un milieu mi-marin, mi-continentale doit border les terres, semblable à celui des mangroves qui longent actuellement les côtes basses. La communication de la mer épicontinentale et de la mer profonde est large. Peut-être existe-t-il, par endroits, un seuil sous-marin, séparant les deux milieux, mais il est probable que la retombée du plateau continental est suffisante pour marquer nettement cette séparation. Bien que les communications soient libres, le courant marin ne peut se faire que dans un seul sens, du large vers le plateau continental.

En effet, l'évaporation est intense sous le climat chaud décrit, et l'apport du continent est insuffisante pour combler le départ d'eau évaporée; il se crée alors un courant permanent depuis le grand large vers la mer du plateau continental. Cet apport du large est chargé de sel, et la mer épicontinentale devient peu à peu sursalée. Ce processus d'accroissement de la salinité est voisin de celui décrit par OCHSENIUS (1877); il explique la formation de nombreux dépôts salifères qui se succèdent du Muschelkalk au Keuper, sans qu'il soit nécessaire comme le faisait WALTHER (1900) d'évoquer un milieu continental et désertique, où le sel se déposerait comme dans les chotts actuels

d'Afrique du Nord. Les études de FINATON (1934, 1935) et de DEICHA (1942) montrent bien que le milieu sursalé n'est pas forcément un milieu fermé, mais qu'il est provoqué par l'équilibre entre l'évaporation et les apports au bassin; ainsi la barre, prévue par OCHSENIUS, peut être remplacée par une grande surface d'eau à faible profondeur, ou par un haut-fond. C'est aussi l'avis de SLOSS (1953) qui explique la formation des gisements d'évaporites en pleine mer, à la faveur de seuils sous-marins ou de dépressions du fond de la mer.

Ceci permet d'établir que le milieu de dépôt des sédiments triasiques est normalement sursalé, même quand les évaporites ne sont pas exprimées. Dans les cas favorables, à la faveur de dépressions souvent subsidentes, des dépôts de sel s'établissent, fonctionnant pendant assez longtemps pour donner naissance à plusieurs centaines de mètres de sel massif, blanc ou rouge, souvent très pur (Bassin de Meknès, Jura, par exemple). En dehors de ces gisements salifères, le gypse, l'anhydrite, le sel gemme, sont presque toujours présents dans les argiles du Muschelkalk au Keuper, sous forme de cristaux isolés ou de filonnets secondaires sillonnant les roches.

Un autre caractère important permettant de mieux saisir les conditions locales de sédimentation est l'instabilité de cette vaste mer épicontinentale. En effet, pendant toute la durée du Trias, une subsidence généralisée affecte le plateau continental, permettant le dépôt de quelques centaines de mètres de sédiments. Ceci a été bien décrit par RICOUR (1959) pour le Bassin de Paris.

Mais par endroits, une subsidence plus rapide détermine des bassins privilégiés dans lesquels 1 000 à 2 000 m de sédiments vont se déposer. De tels bassins se forment le long des zones qui seront affectées par l'orogénie alpine (Jura, bordure occidentale des Alpes, Pyrénées, Haut Atlas), c'est-à-dire dans des régions qui resteront instables jusqu'au Tertiaire. D'autres se forment dans des zones qui se stabiliseront après le Trias, tels ceux qui jalonnent la Meseta marocaine (CHOUBERT et FAURE-MURET, 1962).

Tout ceci montre l'uniformité des conditions climatiques et sédimentologiques conduisant à la définition d'un ensemble de faciès qui se retrouve sur toute cette zone eurafricaine : le faciès germanique. Cependant, malgré leur grande ressemblance, la corrélation est difficile entre les séries de Lorraine et celles du Maroc. Des trois grandes divisions reconnues en Lorraine, deux subsistent au Maroc, où le Muschelkalk a disparu, le faciès Kemper étant directement superposé aux grès de type Buntsandstein. Cette disparition du Muschelkalk au Maroc n'est d'ailleurs que l'aboutissement d'un lent changement latéral de faciès, provoqué par la diminution progressive des carbonates quand on va du N vers le S. Ainsi dans les Pyrénées, le Muschelkalk est beaucoup plus réduit et dans les Catalanides il est formé en grande partie d'argile à « faciès Keuper ».

Ce changement ne peut être dû qu'à des apports du continent différents en Lorraine et au Maroc, puisque toutes les autres conditions étaient semblables. Ceci ne paraît pas invraisemblable étant donné la variété des roches émergées.

II. — HOMOGÉNÉITÉ DES DÉPÔTS ARGILEUX DU TRIAS.

L'uniformité des conditions de sédimentation se traduit par une grande uniformité de minéraux argileux déposés pendant le Trias. Ce qui frappe, en effet, quand on cherche une vue d'ensemble des argiles du Trias germanique, c'est la facilité avec laquelle on peut trouver un petit nombre d'associations types, caractéristiques de ce Trias, quel que soit le lieu de prélèvements.

1. **Association à chlorite.** Des roches argileuses, formées d'un mélange d'illite et de chlorite bien cristallisées, dans lequel la chlorite est souvent dominante, peuvent être trouvées à des centaines de kilomètres l'une de l'autre, de la France au Maroc. L'examen détaillé des diagrammes de rayons X montre qu'il s'agit toujours de minéraux voisins. Une étude détaillée de la chlorite de Demnate révèle que ce minéral est voisin de la pennine. Sur la figure 39, sont représentés les diagrammes de diffractions de la fraction fine extraite de trois roches argileuses provenant du Haut Atlas de Demnate, des Pyrénées et du Jura.

2. **Association à corrensite.** La corrensite généralement associée à l'illite est un minéral que j'ai rencontré fréquemment dans les argiles du Trias. Ici encore, des diagrammes presque identiques ont été obtenus à partir d'argiles prélevées dans les lieux très éloignés les uns des autres (fig. 39).

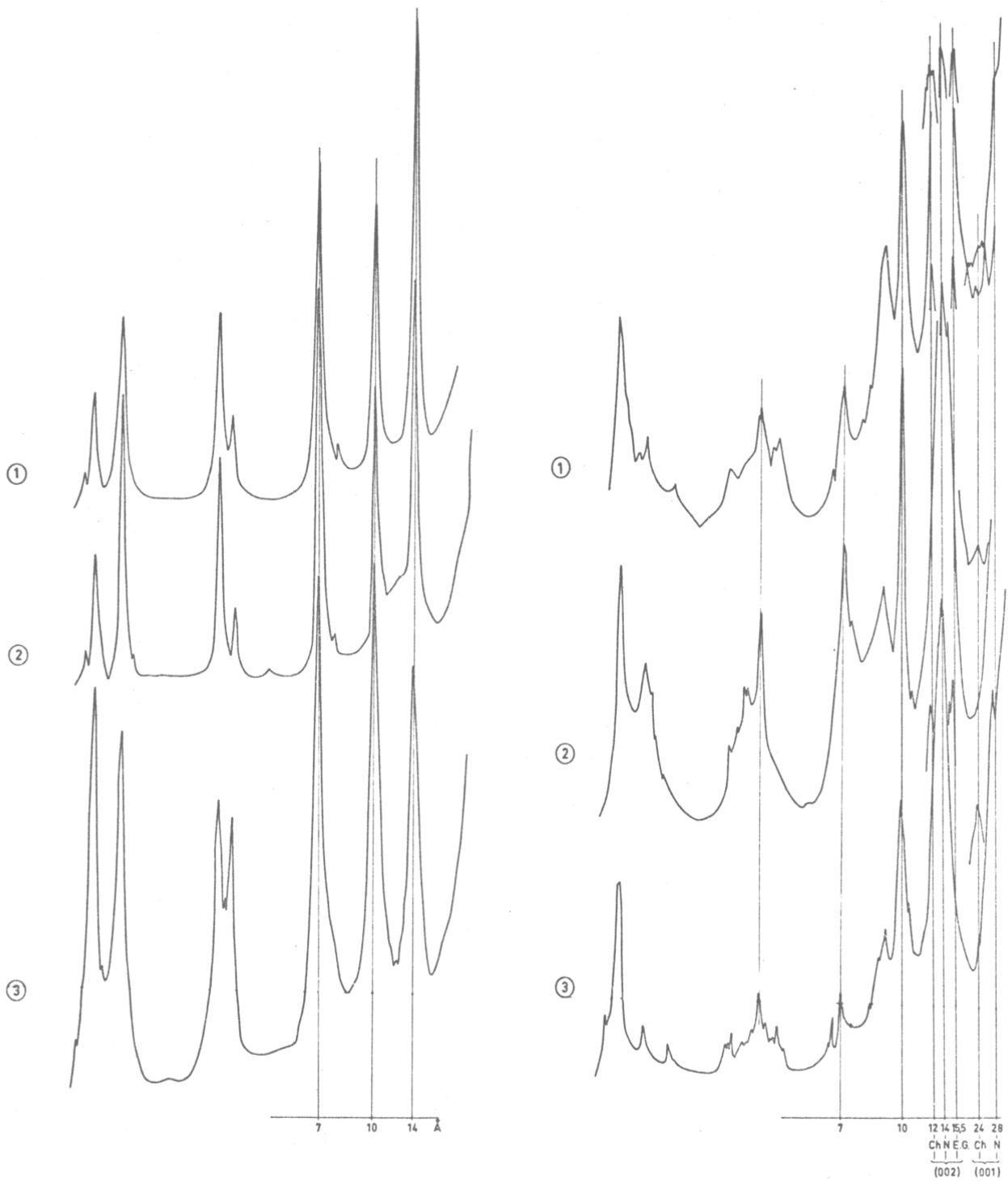


FIG. 39. — Diagrammes de diffraction aux rayons X de quelques échantillons du Trias.

— Association à chlorite :

1. Noguera-Pallaresa (Espagne).
2. Aït Oufad n°Tirhli, Haut Atlas de Demnate (Maroc).
3. Laveron (France).

— Association à corrensite :

1. Asni (Maroc).
2. Laveron (France).
3. Sant Quintin - Sant Pere (Espagne).

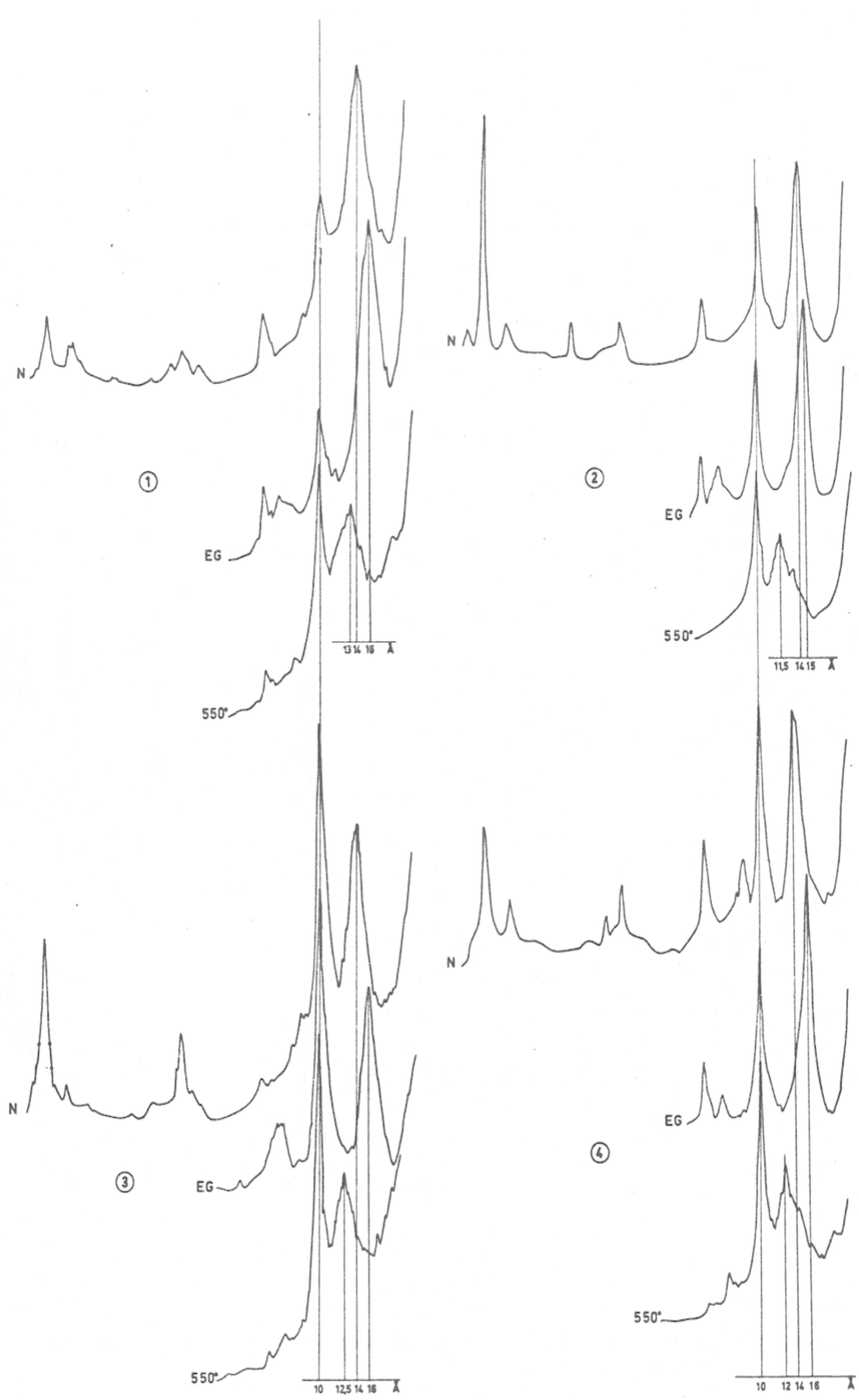


FIG. 40. — Diagrammes de diffraction aux rayons X de quelques échantillons du Trias.
Interstratifié irrégulier (14_C - 14_M) :
 1. Boulbab (Maroc).
 2. Montcoy (Jura).
 3. Sant Quintin - Sant Pere (Espagne).
 4. Audun-le-Roman (Lorraine).

3. Les interstratifiés irréguliers, formés de feuillets 14_C , 14_M et 14_G permettent de définir un troisième type d'association. Très fréquents, ils forment la grande masse des argiles du Trias à faciès germanique et il est aisé de comparer des échantillons de provenances très diverses (fig. 40).

Ces associations, et en particulier les mélanges d'illite et de chlorite, donnant aux rayons X des pics aigus et étroits, apparaissent comme caractéristiques des sédiments triasiques à faciès germanique (JEANNETTE et LUCAS, 1955) et du Permien salifère. La corrensite, de son côté, n'a pratiquement été rencontrée dans les sédiments que dans ces mêmes formations.

Dans leur étude du Zechstein d'Allemagne, FÜCHTBAUER et GOLDSCHMIDT (1956, 1959) analysent la fraction argileuse de chaque faciès de cette série salifère. Ils établissent une relation entre le faciès et les assemblages argileux. Les principaux assemblages qu'ils décrivent sont :

- muscovite (= illite) et chlorite dans les faciès argileux; la chlorite peut y être abondante, puisqu'elle est en quantité égale à l'illite dans 1/3 des échantillons étudiés;
- illite dominante dans les faciès carbonatés;
- talc, illite, chlorite, corrensite et interstratifiés divers dans les faciès sulfatés, à anhydrite;
- illite et chlorite dans les faciès salés.

Dans les sédiments du Trias germanique eurafricain, la corrensite, les interstratifiés à feuillets 14_C et la chlorite gonflante sont souvent rencontrés. C'est dans les marnes du Keuper anglais que HONEYBORNE (1951) décrit un minéral au comportement anormal. LIPPMANN (1954) retrouve ce minéral dans le Keuper allemand, près de Maulbronn (Allemagne), et lui donne le nom de corrensite. Depuis, la corrensite et les édifices voisins ont été trouvés par LIPPMANN (1956) dans le Rôth (Trias inférieur) en Allemagne près de Göttingen, par JASMUND (1954) dans la même région, par MARTIN-VIVALDI et MAC EWAN (1957) dans le Keuper du Jura français et le Muschelkalk des Catalanides en Espagne. Récemment KUBLER (1961) a trouvé la corrensite dans le Trias du Sahara. Aux États-Unis, c'est dans le Permien salifère que EARLEY et coll. (1956), GRIM et coll. (1960), FOURNIER (1961), PETERSON (1961) rencontrent ces minéraux. En dehors des sédiments permien et triasiques, la corrensite se trouvent assez fréquemment dans des roches éruptives et des filons où elles ont subi une influence hydrothermale incontestable (EARLEY et MILNE, 1956; ALIETTI, 1958; SIAT, WEY et WEIL, 1959). On peut donc dire que la corrensite des sédiments caractérise le Trias et le Permien argileux, sursalé. Aux États-Unis, la limite inférieure d'existence de la corrensite semble devoir être repoussée jusqu'au Carbonifère, puisque BRADLEY et WEAVER (1956) l'ont trouvée dans des argiles incluses dans un calcaire du Mississippien supérieur du Colorado et que PETERSON (1962) la trouve aussi dans ce même étage dans le Tennessee.

Bien entendu, d'autres minéraux argileux peuvent être également trouvés, mais ils sont généralement d'importance secondaire. L'illite est ubiquiste, elle appartient à toutes les associations, la sépiolite et l'attapulgitite sont abondantes au Maroc, mais ne sont rencontrées qu'accidentellement dans le Keuper anglais (KEELING, 1956) et en Lorraine (à Frémerstroff et Holving). Quant à la kaolinite et à la montmorillonite, elles sont presque toujours totalement absentes.

Ainsi, cette première vue d'ensemble révèle une pauvre variété dans les argiles du Trias à travers une vaste région. Mais elle montre également la prépondérance de la chlorite ou des feuillets de type chlorite participant à l'édification des interstratifiés réguliers ou irréguliers. Avant d'aborder les problèmes de genèse de ces feuillets chloritiques, il est nécessaire d'étudier leur répartition dans les différents bassins, en fonction des faciès et de leur position dans le bassin.

TABLEAU XXX

Relation entre les minéraux argileux et les faciès dans le bassin triasique du Jura français

Faciès	Composition de la fraction argileuse
Grès, argile, calcaire, dolomie, évaporites	I > C _{mauv.} + interst. divers
Grès, argile, calcaire, évaporites	Corrensite + C + I
Grès, argile.....	C + I
Grès.....	I ouverte
Conglomérat, grès.....	I ouverte (+ K + C)
Conglomérat, grès.....	I ouverte > K

III. — RÉPARTITION DES MINÉRAUX ARGILEUX DANS LES BASSINS TRIASIQUES.

1. Exemple du Jura.

Nous avons vu dans l'exposé des faits, que les minéraux argileux n'étaient pas répartis au hasard dans le bassin de sédimentation. Un lien étroit peut être établi entre la nature des minéraux argileux et le faciès d'une part, et entre ces minéraux et leur position dans le bassin d'autre part. Le tableau XXX résume les rapports des minéraux argileux avec le faciès. On voit, que plus les sédiments sont fins ou déposés dans un milieu au caractère chimique accusé, plus les feuilletés à 14 Å de type chlorite sont abondants. Ainsi, l'illite est le minéral dominant dans les grès de base et dans les forages périphériques; elle y est aussi généralement ouverte, fournissant aux rayons X des pics très élargis à la base. En pénétrant vers le centre du bassin, les grès se font plus rares, les faciès argileux et les évaporites apparaissent. Parallèlement, les interstratifiés (14_C-14_M) irréguliers prennent de l'importance dans le mélange aux côtés d'une illite de mieux en mieux cristallisée. Avec l'abondance des argiles salées apparaît la corrensite. La chlorite bien cristallisée n'apparaît qu'au centre du bassin, dans le forage de Laveron, où elle est particulièrement abondante; ceci depuis le Muschelkalk jusqu'au milieu du Keuper supérieur, et elle caractérise les argiles. Le sel ne contient que peu de chlorite ou n'en contient pas du tout, la corrensite y est le minéral dominant.

Ainsi, quand on s'éloigne des bords du bassin, la nature des argiles, déposées à une même époque varie. Dans les formations proches du bord, l'illite reste dominante, quel que soit le faciès. En s'éloignant de la côte, on voit apparaître des interstratifiés irréguliers, puis la corrensite, mais la chlorite reste discrète. C'est seulement là où la formation est la plus épaisse, et où la concentration des ions en solution est la plus importante que la chlorite s'affirme et devient dominante. Elle tend à s'imposer à tous les faciès, mais reste surtout abondante dans les argiles. La figure 41 représente cette répartition des minéraux argileux dans le bassin schématisé. La densité des points représentant un minéral est proportionnelle à son abondance.

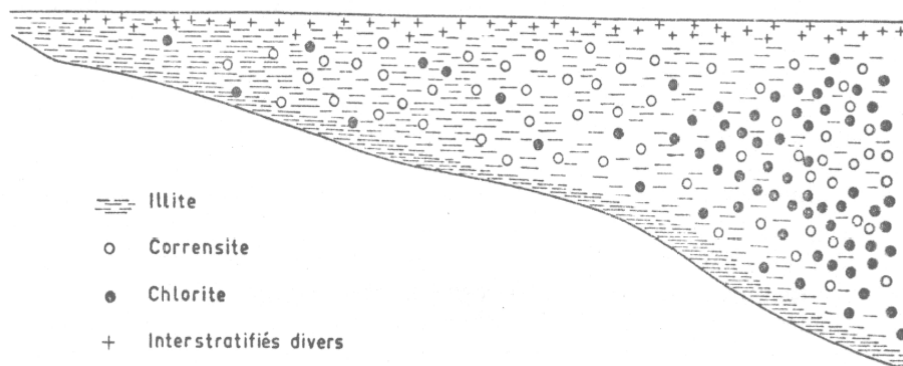


Fig. 41. — Schéma de la répartition des minéraux argileux dans le bassin triasique du Jura.

Cette répartition des minéraux argileux dans un bassin de sédimentation n'est pas un fait particulière au Jura; elle se retrouve avec plus ou moins de netteté dans les autres bassins.

2. Lorraine et Bassin de Paris.

Bien qu'il y soit moins apparent, on observe ici le même phénomène que dans le Jura :
— accroissement de la quantité et de la régularité des interstratifiés (14_C-14_M) du haut en bas des forages;

— accroissement des interstratifiés des bords du bassin vers le centre ce qui se traduit par une variété plus grande des argiles quand les divers niveaux du Trias sont mieux différenciés. Les forages bordiers, essentiellement gréseux, ne renferment que de l'illite ouverte; les forages du centre présentent, en même temps que des faciès variés, des feuilletés de type chlorite abondante.

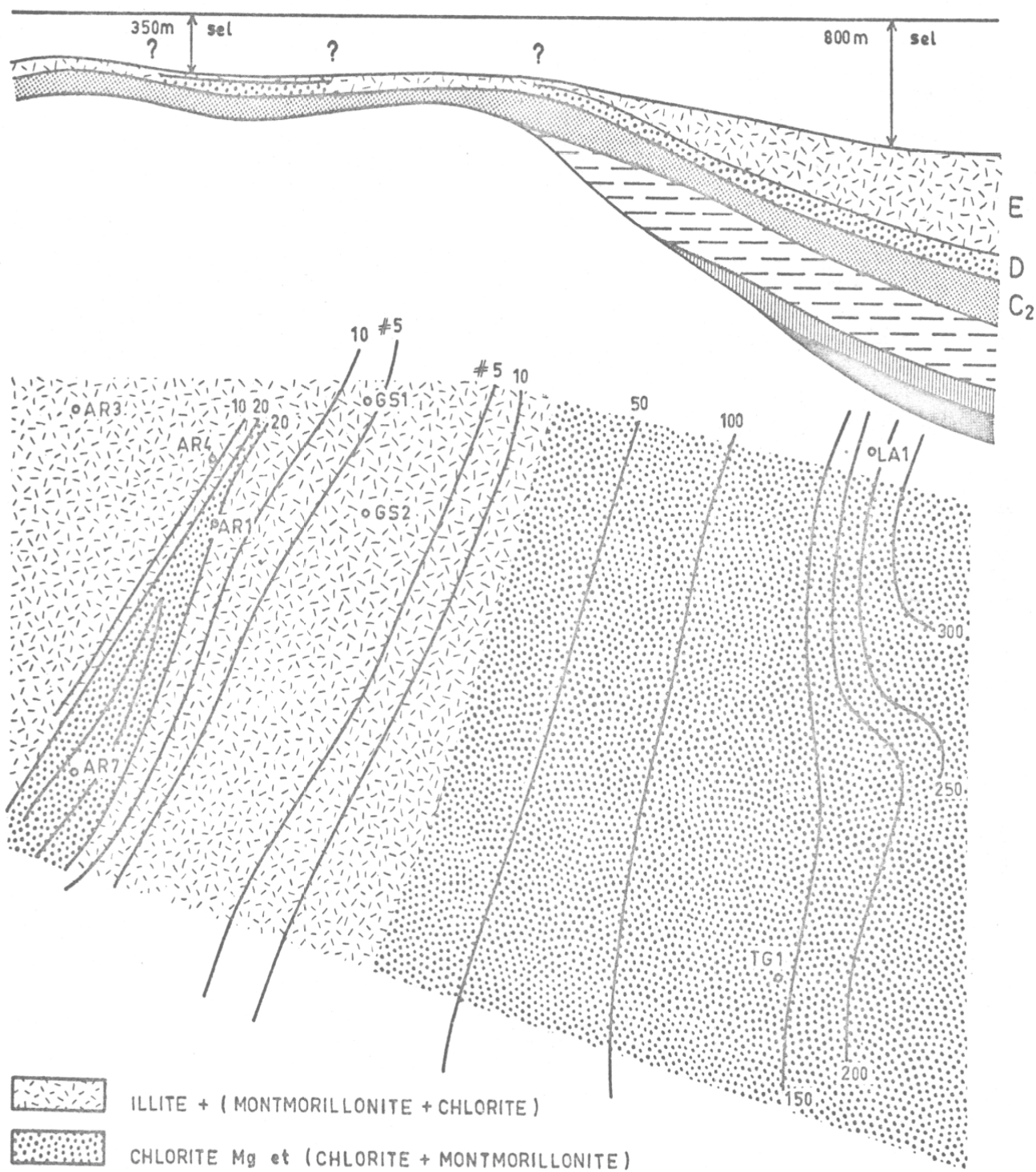


FIG. 42. — Schéma de la répartition des minéraux argileux dans le bassin triasique de la région d'El Gassi (d'après STÉVAUX, 1961).

3. Espagne.

On peut considérer que dans le N de l'Espagne, le bassin catalan et le bassin pyrénéen étaient réunis. En effet, même si le massif hypothétique de l'Ebre était exondé, les communications entre les deux bassins devraient être larges à l'W de ce massif. Dans le bassin catalan, bien que des influences alpines soient venues troubler le jeu normal des dépôts, on observe la présence de micas altérés dans les grès et l'enrichissement en interstratifiés, dès que les sédiments fins ou chimiques apparaissent; mais la chlorite vraie n'existe pas.

Par contre, dans le bassin des Pyrénées, beaucoup plus subsident, qu'on peut considérer comme le prolongement du bassin catalan, la chlorite est abondante dans le Keuper.

4. Maroc.

Nous avons vu qu'ici aussi la même liaison existe entre les minéraux argileux et le faciès. Les minéraux illitiques sont caractéristiques des faciès gréseux alors que les minéraux du complexe à 14 Å, la corrensite et la chlorite, se trouvent dans les argiles fines et dans le sel. Mais dans la vaste mer épicontinentale qui recouvre le Maroc, la chlorite ne se dépose que dans les zones privilégiées : dans le futur géosynclinal du Haut Atlas, où la subsidence est active et la mer probablement un peu plus profonde. Dans ce que j'ai appelé la « province côtière », les feuilletés à 14 Å de type chlorite ne se trouvent qu'à l'état d'édifices interstratifiés. Ici, de nouveaux minéraux interviennent, abondants, la sépiolite et l'attapulgite.

5. Autres régions.

Tous ces exemples montrent une tendance des argiles à l'enrichissement en chlorite, lorsqu'elles sont déposées plus loin des côtes et plus avant dans le Trias. Cette tendance semble être générale pour le Trias à faciès germanique et peut se retrouver dans des zones situées hors du cadre géographique de ce travail.

C'est près de Göttingen dans le Röth, faciès laguno-marin du Buntsandstein supérieur, que LIPPMANN (1956) trouve des lentilles d'argile gris-vert, gypseuses, contenant la corrensite. Or, à cette époque, près des côtes en Lorraine, les grès qui se déposent ne contiennent que de l'illite dégradée accompagnée de traces de chlorite également mal cristallisée.

STÉVAUX (1961) étudie le Permo-Trias du Sahara, à travers l'analyse des échantillons provenant des forages de recherche pétrolière. Il parvient à la conclusion suivante : « les argiles du Mésozoïque inférieur sont surtout formées d'interstratifiés, excepté dans la zone A (zone inférieure) où la kaolinite domine. En remontant les séries, les interstratifiés semblent se « chloritiser » de plus en plus, à partir de l'interstratifié illite-montmorillonite des premières séries.

Nous pouvons retenir le schéma suivant :

4. Zone E : interstratifiés de composition variable (illite-chlorite, « montmorillonite »), mais à chlorite dominante dans la partie supérieure.

3. Zone D : interstratifiés (chlorite-montmorillonite), avec possibilité de chlorite-Mg dans les barres gréseuses.

2. Zone B-C : interstratifiés illite-« montmorillonite » (illite ouverte).

1. Zone A : « kaolinite ».

Par ailleurs, dans la reconstitution paléogéographique de son bassin, STÉVAUX établit le schéma de la figure 42, assez voisin de celui qui a été présenté pour le Jura.

IV. — ÉTUDE DES CHLORITES DU TRIAS.

Ces chlorites qui apparaissent au centre des bassins triasiques sont donc un fait général et il était tentant d'essayer d'en préciser les caractères à partir d'analyses chimiques.

Bien que des méthodes de calcul aient été proposées pour interpréter les analyses de mélanges de minéraux (CAILLÈRE et HÉNIN, 1958, 1959), j'ai préféré utiliser un échantillon « composé essentiellement de chlorite » (MILLOT, 1954). L'échantillon choisi provient du Haut Atlas de Demnate, région d'Asif n'Aït Mohamed (éch. L 9). Tous les essais ont été faits sur la fraction inférieure à 2 µ.

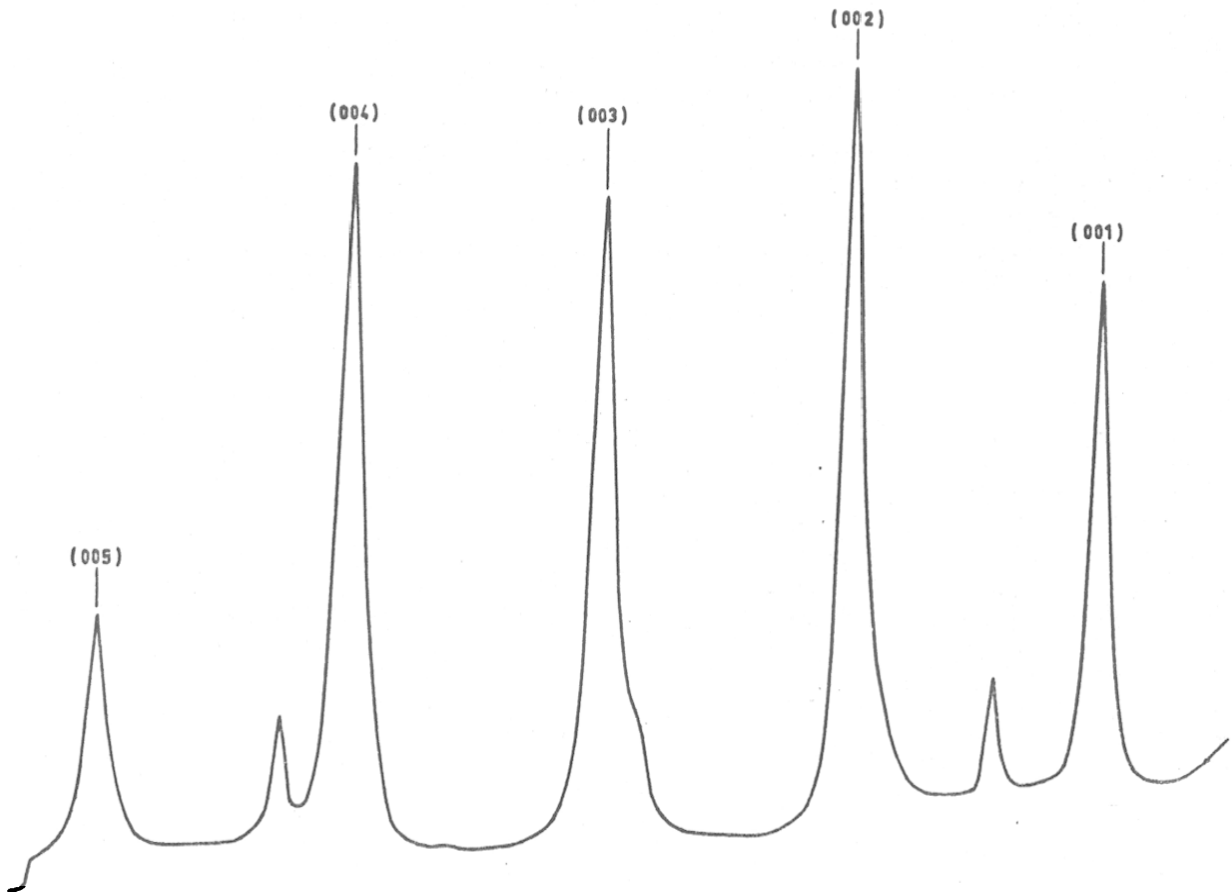


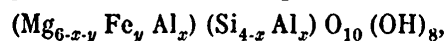
FIG. 43. — Diagramme de diffraction aux rayons X de la chlorite triasique du Haut Atlas de Demnate (Asif n'Aït Mohamed, éch. L9).

Le diagramme de rayons X (fig. 43), obtenu à partir d'un agrégat orienté, montre que la chlorite est largement dominante sur une illite très faible.

L'analyse chimique ⁽¹⁾ a donné le résultat suivant :

SiO ₂	33,2
Al ₂ O ₃	20,5
Fe ₂ O ₃	3,85
FeO	1,22
CaO	0,5
MgO	28,75
Na ₂ O	0,27
K ₂ O	0,31
P ₂ O ₅	0,16
H ₂ O ⁺	9,26
H ₂ O ⁻	1,94
	99,96

Cette analyse n'est pas celle d'un minéral unique et la petite proportion d'oxydes étrangers à la chlorite ne permet pas d'établir exactement la formule structurale. Il est cependant possible de l'approcher. En considérant que la formule théorique des chlorites est :



(1) L'analyse a été effectuée au Laboratoire de Chimie de la Division de Mines à Rabat (Maroc), n° S. 12 866 - A. C. 1 739.

on peut faire un calcul approché suivant la méthode de HARVEY (1943) pour déterminer les coefficients x et y . Ce calcul a été fait en éliminant purement et simplement les oxydes Na_2O , K_2O , P_2O_5 et l'eau d'hydratation H_2O . Les autres oxydes sont considérés comme appartenant à la formule de la chlorite et leur somme ramenée à 100. Un tel calcul permet d'attribuer aux coefficients x et y des valeurs respectivement voisines de 1 et 0,3. En utilisant la classification des chlorites proposée par ORCEL, CAILLÈRE et HÉNIN (1950) on parvient à un minéral voisin du *clinocllore* ou de la *pennine*.

Ce résultat a été confirmé par plusieurs autres essais.

— Dépouillement précis du diagramme de rayons X. Le dépouillement du diagramme représenté sur la figure 42, donne pour les 5 premières raies obtenues les chiffres suivants :

(001)	14,24 Å	14,24 Å
(002)	7,13	× 2 14,26 Å
(003)	4,75	× 3 14,25
(004)	3,567	× 4 14,27
(005)	2,846	× 5 14,23

valeur moyenne de $d(001)$ 14,26 Å

En reportant cette valeur sur la figure établie par BRINDLEY (1961, fig. VI.7, p. 270) donnant les valeurs de x en fonction de $d(001)$, on trouve $x \approx 1,1$.

— La valeur de $d(060)$ a été mesurée sur un film obtenu dans une chambre DEBYE et SCHERRER de 360° , à partir d'un bâtonnet de poudre désorientée. La valeur trouvée est $1,534_8$ Å. Ceci correspond à un minéral trioctaédrique ayant un paramètre $b = 9,2076$.

En reportant cette valeur sur la figure établie par BRINDLEY (1961, fig. VI, 6, p. 268) donnant les valeurs de y en fonction du paramètre b , on y trouve y très faible, voisin de 0.

Ces valeurs correspondent à celles déterminées par l'analyse chimique.

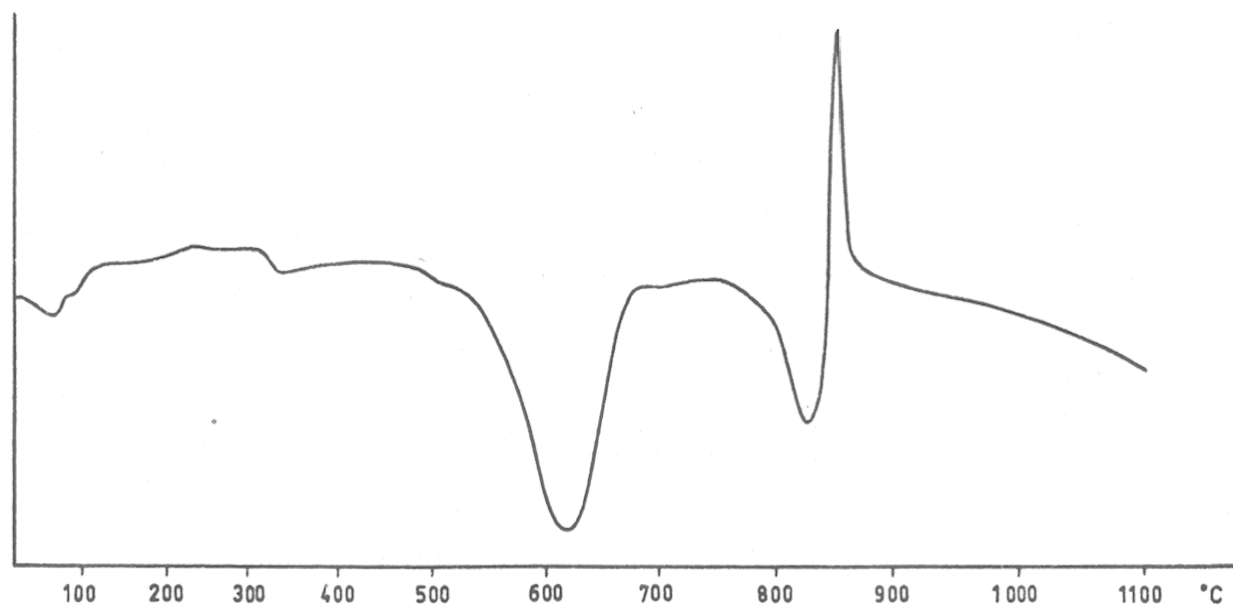


FIG. 44. — Courbe d'analyse thermique différentielle de la chlorite de Demnate.

— L'analyse thermique différentielle (fig. 44) donne un très bel enregistrement. Cet enregistrement montre un large pic endothermique vers 650° . Un deuxième pic endothermique, moins intense que le premier apparaît à 860° ; il est immédiatement suivi d'un pic exothermique, intense et très étroit qui culmine à 880° . En dehors de ces pics principaux, il faut également noter un premier crochet à 120° dû au départ d'eau d'hydratation et deux faibles inflexions vers 375° et 715° . Cette courbe est très voisine de celles qui ont été publiées par CAILLÈRE et HÉNIN (1957) pour le *clinocllore* et la *pennine*.

Tous ces essais confirment l'interprétation de l'analyse chimique : la chlorite du Haut Atlas de Demnate est un minéral trioctaédrique, voisin du *clinocllore* et de la *penninite*, c'est-à-dire riche

en magnésium et pauvre en fer. Par ailleurs les photographies au microscope électronique et le spectre de diffraction des électrons montrent que cette chlorite est formée de minéraux automorphes, d'assez grande taille (supérieure à 1μ) et parfaitement cristallisés (Planche V).

Ce résultat peut être étendu à la majorité des chlorites triasiques. En effet, les mesures précises de l'emplacement des pics (001) des chlorites du Jura, des Pyrénées, du Haut Atlas oriental, ont toujours donné des résultats analogues. Les photographies au microscope électronique d'échantillons à chlorite de Laveron (Jura) et de Noguera-Pallaresa (Pyrénées espagnoles) montrent aussi des cristaux automorphes (Planche VI).

Il est important de remarquer que ces chlorites magnésiennes bien cristallisées sont caractéristiques à la fois du faciès et de la position géographique des roches qui les contiennent. Il existe en effet assez souvent une petite quantité de chlorite dans les faciès de bordure, mais jamais cette chlorite ne possède les caractères qui viennent d'être décrits.

Il s'agit toujours d'une chlorite mal cristallisée, donnant aux rayons X des pics faibles et larges, nettement subordonnée à une illite plus ou moins largement ouverte.

En résumé, on peut décrire rapidement la sédimentation argileuse à l'époque triasique de la manière suivante. Dans une vaste mer épicontinentale, des dépôts s'accumulent sur une grande épaisseur dans des bassins subsidents locaux. La succession des minéraux argileux qu'on observe depuis les bords jusqu'au centre de ces bassins est : illite dégradée accompagnée d'un faible pourcentage de chlorite mal cristallisée, accroissement du nombre des feuillets de type chlorite par apparition d'édifices ($14_C - 14_M$), apparition de la corrensite, enfin apparition d'une chlorite bien cristallisée, accompagnée d'une illite, aux pics très étroits, bien cristallisée elle aussi. Cette succession se retrouve aussi du haut en bas d'une même coupe.

CHAPITRE VIII

GENÈSE DES MINÉRAUX ARGILEUX AU TRIAS TRANSFORMATION ET NÉOFORMATION DES MINÉRAUX ARGILEUX

I. — LES DIFFÉRENTES POSSIBILITÉS DE GENÈSE.

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer les faits qui viennent d'être décrits.

1. Héritage.

Je réserverai ici le qualificatif d' « hérité » aux minéraux arrivant dans le bassin de sédimentation et qui ont subsisté sans modification depuis cette époque dans les argiles récoltées actuellement. Si on considère que les minéraux argileux du Trias sont hérités, il faut supposer que la composition des terres émergées et que le climat régnant sur l'Eurafric favorisaient la chlorite aux dépens des autres minéraux. Il faut supposer également que la quantité de chlorite disponible sur le continent était suffisante pour former l'immense tonnage retrouvé dans les sédiments. Si ces conditions sont remplies, le matériel apporté par les eaux à la mer était formé de tous les minéraux qu'on trouve dans les sédiments argileux : illite bien cristallisée et très dégradée, chlorite en gros cristaux réguliers et en particules très altérées, corrensite, interstratifiés divers. Tous ces minéraux auraient dû se déposer en vrac, tous mêlés les uns aux autres. Or nous avons vu qu'il n'en est rien :

- les chlorites bien cristallisées ne se rencontrent jamais sur les bords des bassins et la corrensite y est rare;
- la chlorite du centre des bassins est en cristaux plus gros que les autres argiles; elle aurait donc dû se déposer en premier lieu et non en dernier.

Par ailleurs, l'homogénéité de la sédimentation semble peu compatible avec un héritage obligatoirement varié, puisqu'il provient d'aires continentales diverses et éloignées les unes des autres. Cette homogénéité semble impliquer une action postérieure à l'arrivée du matériel détritique dans le bassin.

L'héritage existe, bien entendu, mais ce n'est pas lui qui donne à la sédimentation son visage caractéristique.

2. Diagenèse.

Le terme diagenèse est utilisé ici dans son sens français, c'est-à-dire celui de la modification des minéraux intervenant après le dépôt du sédiment. Cette diagenèse intervient, soit comme une

modification consécutive à l'élaboration des roches à partir de la boue gorgée d'eau, soit comme un prémétamorphisme, soit encore comme une évolution de la roche consolidée, due aux circulations d'eau souterraine, par exemple.

Si la diagenèse intervient dans l'élaboration des argiles du Trias, elle ne le fait que d'une manière discrète. Son action n'est pas localisée, mais générale, et tend à effacer les différences qui peuvent exister au moment du dépôt. Or, nous avons vu, dans le bassin du Jura, que des argiles contenues dans des sédiments d'aspect et de porosité identiques, enfouis à la même profondeur, sont aussi différents que la corrensité et la chlorite. D'autre part, les actions diagénétiques expliquent difficilement l'alternance chlorite-corrensité correspondant à l'alternance argile-sel du forage de Laveron.

3. Néof ormation.

L'expression « néof ormation » est réservée à la naissance d'un minéral, de toute pièce, à partir d'ions en solution dans le bassin de sédimentation. Les ions nécessaires à l'élaboration d'un minéral se trouvent dans le bassin en proportion telle qu'ils se combinent aisément pour former un minéral donné. La néof ormation exige un milieu chimique actif, et c'est bien le cas des mers sursalées du Trias. C'est incontestablement de cette façon que sont nées l'attapulgite et la sépiolite si souvent rencontrées au Maroc, puisque ces minéraux, fragiles, ne résistent ni aux altérations superficielles et au transport, ni à la diagenèse. Si on peut envisager le même mode de genèse pour les chlorites, il paraît plus délicat d'évoquer les néof ormations pour les nombreux édifices interstratifiés réguliers ou irréguliers qui ont été déterminés. Il semble, en effet, plus logique de penser que les néof ormations donnent, par croissance des cristaux, des minéraux réguliers, équilibrés, stables avec le milieu de genèse, plutôt que des édifices irréguliers et instables. Si deux minéraux distincts peuvent se former, ils le feront de préférence séparément à partir de germes différents, plutôt que par intercroissance obligeant les feuilletés légèrement différents entre eux à se déformer pour se prêter à la forme de leur voisin.

4. Transformation.

J'appellerai « transformation » le passage d'une espèce minérale à une autre sans mise en solution. C'est une modification intracristalline qui se fait par échange d'ions des espaces interfoliaires et du feuillet silicaté, avec maintien du type de structure Te - Oc ou Te - Oc - Te.

Les différents minéraux argileux ont été décrits dans la première partie de ce travail. Nous avons vu que tous les minéraux Te - Oc - Te ont une charpente silicatée identique, à quelques déformations près. Dans cette charpente, c'est-à-dire au centre des tétraèdres et des octaèdres, des ions divers sont logés. C'est la nature de ces ions et celle des ions interfoliaires qui donnent au minéral ses caractères propres. Changer le nombre, la répartition et la nature de ces ions, revient à changer d'espèce minérale, à « transformer » un minéral en un autre. Cette transformation peut se faire à chaque période de l'évolution des silicates dans l'hydrosphère, en particulier pendant le dépôt dans le bassin de sédimentation même. Je vais essayer de montrer qu'on peut expliquer la répartition des minéraux dans les bassins triasiques par cette notion de transformation, et que ces transformations ne sont pas seulement de simples échanges de cations interfoliaires, mais qu'elles intéressent bien les ions du feuillet silicaté.

II. — LES TRAVAUX ANTÉRIEURS SUR LA TRANSFORMATION DES MINÉRAUX ARGILEUX.

Les premières transformations ont été observées dans les sols avec la dégradation des minéraux argileux. Dès 1948, MAC EWAN en Grande-Bretagne, JACKSON et coll. aux États-Unis, décrivent la dégradation des minéraux des sols, conduisant d'une espèce à une autre. De nombreux auteurs ont depuis décrit de telles altérations, et CAMEZ (1961) en donne une excellente bibliographie.

Les principales transformations observées sont les suivantes :

- transformation de la biotite en vermiculite et en montmorillonite trioctaédriques par l'intermédiaire d'édifices interstratifiés;
- transformations de la biotite en chlorite, en vermiculite et montmorillonite dioctaédriques;
- transformation de la muscovite en illite, en vermiculite et montmorillonite dioctaédriques.

On voit que ces transformations conduisent, à partir de mica bien cristallisé dont les feuillets fortement liés entre eux sont stables, à des minéraux plus lâches et plus instables. Elles se font par lessivage des cations, et cet appauvrissement mérite bien le nom de dégradation.

Dans les sédiments, les dégradations sont plus rares. Si elles peuvent être provoquées par les eaux qui circulent dans les roches poreuses (SMOOTH, 1960), elles ne semblent pas avoir lieu pendant la sédimentation, mais pendant la diagenèse.

Au cours de la sédimentation en milieu marin et sursalé, les transformations se font en sens inverse des dégradations. Elles forment, à partir des minéraux altérés et mal cristallisés qui sont livrés par le continent, des minéraux bien cristallisés et stables, enrichis en ions. Par raison de symétrie, j'appellerai cette transformation positive l'*agradation*, ce néologisme pouvant se justifier par la facilité avec laquelle il est compris et par son emploi en langue anglaise (aggradation, GRIFFITHS, 1952).

Ces agradations sont reconnues de plus en plus souvent et les exemples se multiplient surtout depuis les dix dernières années.

C'est dans la sédimentation actuelle que les transformations positives ont été mises en évidence et c'est dans ce domaine que les exemples sont les plus nombreux. Parmi les premiers travaux, ceux de GRIM, DIETZ et BRADLEY (1949) sont très nets. En étudiant les minéraux argileux prélevés dans le Golfe de Californie, ils constatent que près des côtes, les argiles sont formées d'illite dégradée, de kaolinite et de montmorillonite, alors que plus au large, la chlorite apparaît aux côtés d'illite mieux cristallisée, tandis que kaolinite et montmorillonite diminuent. Ils concluent qu'au contact des ions K et Mg de l'eau de mer, les minéraux se sont transformés. GRIM et JOHNS (1954), JOHNS et GRIM (1958), MILNE et EARLY (1958) observent encore dans le golfe de Mexico, la transformation de la montmorillonite en illite. Récemment, GRIM et LOUGHNAN (1962) voient, dans l'estuaire de Sydney Harbour (Australie), l'illite se former en milieu marin à partir du matériel détritique dégradé, constitué en partie d'édifices à 14 Å mal définis. De nombreux autres chercheurs ont constaté ces évolutions. Tous ces travaux permettent de conclure à la réalité des transformations d'une part, et à la tendance des océans actuels à former de l'illite d'autre part. Quelques fois, les transformations semblent conduire à la chlorite (POWERS, 1957), mais la plupart des cas observés conduisent à l'illite.

L'existence de ces transformations dans la sédimentation actuelle ne contredit pas, bien entendu, l'origine essentiellement détritique des dépôts marins contemporains.

Dans les sédiments anciens, les transformations contemporaines de la sédimentation sont plus difficiles à mettre en évidence et ce n'est que depuis ces quelques dernières années que le phénomène tend à s'imposer. Dès 1949, MILLOT, tout en insistant sur les néoformations, présente les transformations : « l'apport détritique est très important mais en pénétrant dans son nouveau milieu et en se déposant, il prendra une nouvelle allure, qui se révèle caractéristique » (p. 273). Il conçoit que des passages existent dans la nature entre micas, hydrobiotites, vermiculites, montmorillonites et chlorites, et écrit : « Il n'y a aucune raison pour que, dans la nature, de tels passages ne soient pas possibles, et que l'on ne découvre pas ici et là des espèces aux caractères ambigus. Il faut les considérer comme des produits en évolution d'un type à l'autre » (p. 104). La découverte des édifices interstratifiés devait confirmer l'existence de ces « espèces aux caractères ambigus ». De son côté, GRIM défend également, tant par ses observations sur les sédiments anciens (GRIM, 1953, 1958; GRIM et coll., 1957; GRIM et coll., 1960) que par ses réflexions sur la structure et la stabilité des différents minéraux (GRIM et BRADLEY, 1955), l'hypothèse de la transformation des minéraux argileux sous l'influence du bassin de sédimentation.

Les travaux récents utilisant, soit les relations entre le faciès et les assemblages argileux, soit la position des argiles dans les bassins de sédimentation, conduisent à cette hypothèse de la transformation syngénétique des minéraux argileux.

FÜCHTBAUER et GOLDSCHMIDT (1956, 1959), après avoir observé la répartition des minéraux en fonction des faciès, interprètent les conditions de genèse de chaque minéral :

- l'illite semble être détritique;
- le talc qui se trouve en lits sédimentaires dans la série sulfatée serait un minéral néoformé, soit au cours de la sédimentation, soit immédiatement après;
- la chlorite est considérée comme transformée, sa grande abondance dans les faciès argileux et calcaires ne pouvant pas s'expliquer par des variations de l'apport détritique.

MERRELL, JONES et SAND (1957) observent la variation progressive des minéraux argileux, depuis le bord jusqu'au centre de la formation argilo-calcaire pennsylvanienne de Paradox, dans l'Utah (U.S.A.). Sur les bordures les sédiments renferment l'illite et la montmorillonite. Peu à peu, on voit la chlorite apparaître et la montmorillonite diminuer pour disparaître au centre du bassin, où les argiles ne sont plus formées que du mélange illite et chlorite.

TOOKER (1962), dans le Pennsylvanien de la formation Oquirrh de l'Utah, dresse le tableau des relations qui existent entre la nature lithologique des sédiments et les minéraux argileux :

calcaire fossilifère	illite, chlorite
calcaire sableux	illite, interstratifié régulier (chlorite-montmorillonite)
calcaire à silex	Idem
calcaire dolomitique	chlorite, interstratifié régulier, illite
quartzite calcaire	interstratifié régulier, illite
quartzite dolomitique	chlorite, illite
quartzite	kaolinite, chlorite, illite

Après avoir remarqué que ces résultats correspondent aux relations minéraux argileux - lithologie, établies par WEAVER (1959), il conclut : « *Finally this data suggest that..., the clay minerals favored are those that were in equilibrium with the major constituents of rock in the sedimentation or diagenesis environment* » (1) (p. 363).

PETERSON (1962) parvient au même résultat par l'étude des sédiments du Mississippien supérieur du Tennessee (U.S.A.). Il trouve que la lithologie est étroitement liée aux assemblages minéraux : dolomie, corrensite; calcite, dolomie, corrensite; calcite, corrensite; calcite (C-V); calcite (C-V), montmorillonite interstratifiée de feuillets à 10 Å. Ceci lui permet de penser que les minéraux devraient être en équilibre avec le milieu de dépôt ou de diagenèse, immédiatement après le dépôt. Ainsi, les dépôts interstratifiés de type corrensite seraient formés par fixation d'ions Mg^{2+} entre les feuillets silicatés, dans un milieu contenant un excès de magnésium.

III. — TRANSFORMATION DES MINÉRAUX ARGILEUX DANS LES BASSINS TRIASIQUES.

Deux séries de faits permettent d'étayer l'hypothèse de la transformation des minéraux argileux dans les bassins triasiques, ce sont les relations entre les faciès et les minéraux argileux, et la répartition, dans le bassin, de ces minéraux.

Je ne reviendrai pas sur le détail de ces faits qui ont été déjà longuement exposés et que le tableau XXX (p.) et la figure 41 (p. 000) résumant dans le cas du Bassin du Jura, mais j'insisterai sur l'interprétation qu'on peut en faire.

1. Nature de l'apport.

L'association à peu près constante d'illite ouverte, dominante sur une mauvaise chlorite (fig. 45), avec les grès qui tapissent les bords et le fond des bassins, quels que soient leur épaisseur et leur âge, permet d'affirmer que l'apport continental détritique est formé uniquement de ces minéraux. On pourrait penser que la chlorite trouvée au cœur du bassin faisait aussi partie de cet apport, mais qu'elle ne s'était déposée que plus tard. Deux faits s'opposent à cette idée :

— en dehors de régions nettement caractérisées, toujours situées loin des côtes, la chlorite bien cristallisée est inconnue; or il est impensable qu'une faible partie du stock original n'ait pu se déposer tout au long du lent trajet que parcouraient les particules argileuses dans une mer de faible profondeur;

— les photographies au microscope électronique ont montré que les particules de chlorite étaient des cristaux automorphes, très peu cassés et d'une taille supérieure au matériel déposé plus près des côtes. Si ces cristaux faisaient partie du stock venant du continent, ils auraient dû, étant

(1) Finalement, ces résultats suggèrent que... les minéraux argileux favorisés sont ceux qui étaient en équilibre avec les constituants majeurs des roches, dans le milieu de sédimentation ou de diagenèse.

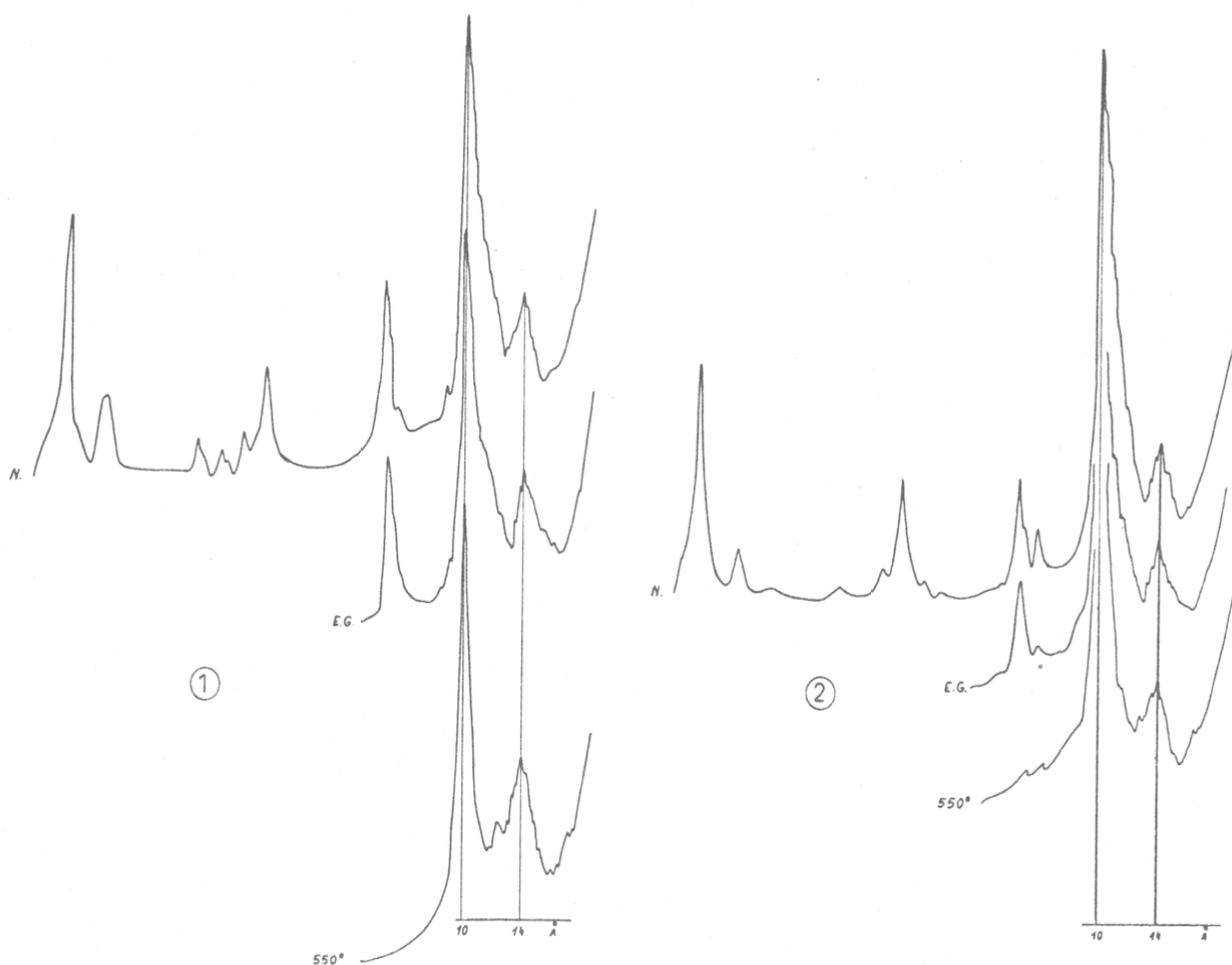


FIG. 45. — Diagramme et diffraction aux rayons X de deux argiles détritiques du Trias.
 1. Montbouton, Grès bigarrés.
 2. Pont-à-Mousson, Muschelkalk inférieur.

donné leur taille, se déposer les premiers et il est probable que durant le transport, ils se seraient plus ou moins cassés.

Cet apport est resté constant pendant une très longue période comprenant le Permien et le Trias. J'ai signalé en effet que la distinction Permien gréseux et Trias était extrêmement difficile. Dans les régions étudiées ici, aucune modification brutale, aucun changement dans le rythme sédimentaire ne marque le passage d'une formation à l'autre; ni les grès, ni les argiles ne souffrent de ce passage. Peut-être les grès permien sont-ils légèrement plus riches en kaolinite, mais cette différence, si elle existe, est très ténue. Le seul grand changement est d'ordre géographique : au Trias, la mer envahit le continent, créant un nouveau milieu sédimentaire dans lequel les argiles vont évoluer. Dans d'autres régions où des bassins permien existaient, la limite est nette entre les grès du Trias inférieur et les couches salifères du Zechstein, par exemple. Mais les études portant sur ces régions ont montré que les argiles rencontrées étaient semblables à celles du Trias (FÜCHTBAUER et GOLDSCHMIDT, 1956, 1959). Si les argiles étaient les mêmes, les faciès l'étaient aussi, puisque les marnes rouges gypsifères du Thuringien peuvent par endroits se confondre avec celles du Trias (GIGNOUX, 1950). Ainsi, au Permien et au Trias, des conditions semblables conduisaient à des associations argileuses analogues.

2. Chaîne de minéraux.

En arrivant dans le bassin, les minéraux les plus gros précipitent avec les grès, tandis que les particules les plus fines restent en suspension, et sont entraînées vers le large. Quand on s'éloigne des côtes, la concentration en ions dissous, c'est-à-dire le caractère chimique du milieu, augmente.

En effet, l'apport d'eau douce est rapidement supplanté par l'apport d'eau du large, tandis que l'évaporation agit et concentre les solutions. Ainsi, les particules en suspension qui cheminent lentement vers le large, sont introduites dans un milieu de plus en plus riche en ions, avec lequel elles se mettent constamment en équilibre physico-chimique. Elles se transforment peu à peu, et il s'établit une chaîne de minéraux de plus en plus évolués du bord vers le centre du bassin :

Illite dioctaédrique dégradée → illite ouverte I_C , I_M , I_V → édifices interstratifiés irréguliers ($14_C - 14_M$) → corrensite → chlorite trioctaédrique bien cristallisée.

Cette transformation se fait horizontalement, mais avec la transgression continue de la mer pendant tout le Trias, un endroit donné est de plus en plus loin des côtes et les minéraux qui y parviennent sont de plus en plus transformés. Ainsi, à la verticale d'un point déterminé, on peut observer la même chaîne minérale formant une séquence positive. La transformation n'est pas toujours complète, et nous avons vu que le terme chlorite n'est atteint que dans les argiles du centre des bassins les plus fortement subsidents. On peut tenter d'expliquer ce phénomène à l'aide du raisonnement de SLOSS (1953). A la faveur d'un seuil, la concentration des ions en solution augmente. Lorsque cette concentration est suffisante, les sels précipitent. Une rythmicité de la subsidence expliquerait l'alternance sel-argile qui est observée à Laveron, par exemple. Lorsque la concentration est suffisante, la « pression de magnésium » est telle dans le milieu, que l'ion Mg peut s'introduire dans les structures silicatées des interstratifiés pour les transformer en chlorite. Mais si cette concentration est trop forte, le sel précipite entraînant le magnésium qui préfère s'introduire dans les structures simples des chlorures ou des sulfates que dans les réseaux complexes des silicates. De même, lorsque des carbonates précipitent, le magnésium semble pouvoir s'associer plus facilement au CO_2 pour former des dolomies, qu'aux réseaux silicatés. Ceci expliquerait que les chlorites et même la corrensite sont moins abondantes dans les roches carbonatées que dans les argiles, et que l'évolution vers la chlorite semble bloquée au stade corrensite dans les niveaux de sel. Parallèlement à cette transformation conduisant à la chlorite, une seconde voie moins complexe conduit au mica bien cristallisé. En effet, les micas accompagnant la chlorite au centre des bassins, donnent aux rayons X des pics étroits et aigus, complètement nettoyés des irrégularités caractérisant les micas détritiques et ouverts des grès. Bien que les analyses chimiques ne soient pas possibles, l'allure des diagrammes et les rapports d'intensité entre les pics (001) permettent d'affirmer que ce mica est proche du type muscovite.

Ainsi, au cours de la sédimentation, l'influence du bassin se traduit par une véritable réorganisation des réseaux des minéraux phylliteux. A partir de minéraux dégradés, on parvient à des minéraux parfaitement cristallisés, en saisissant, dans les sédiments triasiques, toutes les étapes de la transformation (Planche VII). Il s'agit donc bien d'une agradation, c'est-à-dire du chemin inverse de celui de la dégradation provoquée par les actions pédologiques. Il est évident que l'intensité, le terme et les étapes intermédiaires de ces agradations dépendent des conditions physico-chimiques qui règnent dans le bassin à une époque déterminée. Les agradations dépendent aussi du point de départ, c'est-à-dire de la qualité des produits apportés à la mer. Cette qualité dépend essentiellement du climat et de la topographie des continents. Au Trias, le climat et la topographie se liguent pour altérer profondément les roches, sans aller cependant jusqu'à la latérisation du continent. A d'autres époques, sous d'autres climats, le phénomène de la transformation, peut être faible et ne pas apparaître clairement ou suivre une tout autre voie ne conduisant pas à la chlorite. Il est donc intéressant de tenter de préciser les conditions et les mécanismes des transformations pendant le Trias.

IV. — MÉCANISME DE L'AGRADATION.

Le milieu de sédimentation des bassins triasiques est particulièrement riche en ions Mg. Ceci est clairement indiqué par l'abondance des dolomies qui se forment dans ces bassins et par les quelques analyses chimiques que j'ai pu obtenir sur la fraction fine des sédiments, qui révèlent toutes plus de 15 % de MgO . Les phyllites dégradées qui sont introduites dans le bassin se trouvent donc soumises à ce qu'on pourrait appeler une forte « pression de magnésium ». Ces phyllites qui proviennent du continent, sont de faible taille, comme le montrent les photographies obtenues au microscope électronique et sont lessivées d'une partie de leurs ions K interfoliaires. Cette perte d'ions K provoque un relâchement dans les forces de liaison qui maintiennent les

feuilletés solidaires les uns des autres : le pic à 10 Å est élargi vers les petits angles, ce qui prouve que certains feuillets sont déjà écartés par l'eau seule. Ces feuillets gonflent au glycol. Il est probable que cette perte d'ions K, si elle affecte en premier lieu les espaces interfoliaires, affecte aussi le feuillet silicaté qui perd les ions Al tétraédriques. Le déficit d'ions Al est un caractère constant des illites, qui s'amplifie dans les illites ouvertes.

Plus les particules sont appauvries en ions K et plus elles sont petites, plus elles seront facilement transformées comme le montrent les travaux de JONAS et de ses coll., qui étudient les rapports existant entre diamètre, force de liaison des particules d'une part et force d'expansion du liquide qui les entoure, d'autre part. JONAS et THOMAS (1960), JONAS et ROBERSON (1960) et JONAS (1961) estiment que la possibilité d'expansion d'un minéral argileux est le résultat de l'interaction de deux forces antagonistes. D'une part, les molécules liquides environnant le minéral possèdent une force d'absorption qui agit comme un levier pour pénétrer entre les feuillets. D'autre part, le minéral résiste à cette pénétration par les forces de liaison créées par la charge du matériel interfoliaire.

La force d'expansion est caractéristique des liquides employés. Elle décroît quand on passe de l'éthylène-glycol au glycérol, puis à l'eau. Cette force agissant sur les bords des feuillets est proportionnelle au périmètre, c'est-à-dire au rayon de la particule. On peut l'exprimer sous la forme : $E = k + kr$, où k représente la constante du liquide employé.

La résistance à l'expansion (R) est proportionnelle à la charge des cations interfoliaires par unité de surface, appelée « densité de charge » (d) et à la surface de la particule. Elle s'exprime par :

$$R = d \times s = d r^2$$

On peut représenter graphiquement ces deux forces antagonistes.

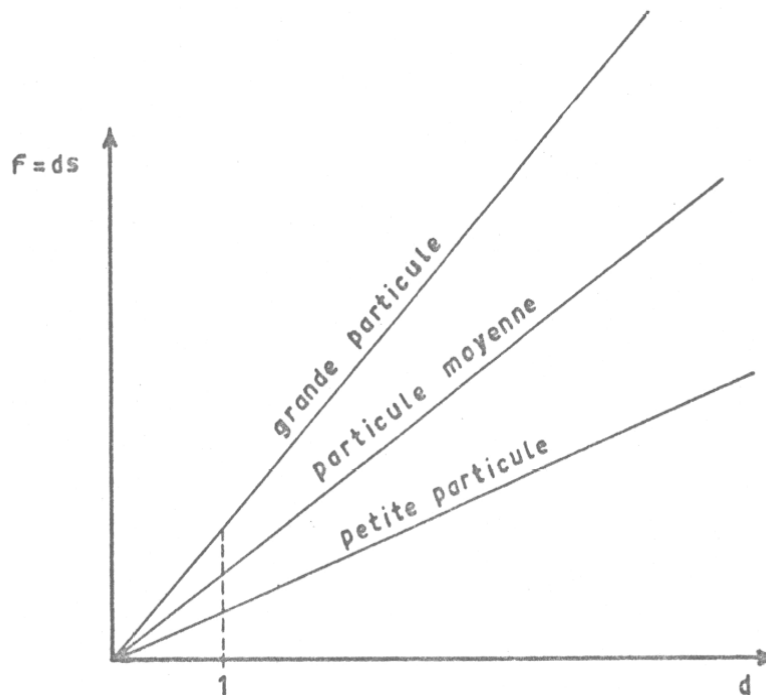


FIG. 46. — Relation entre la résistance à l'expansion (F) des minéraux à trois couches et la densité de charge (d) des particules de surfaces différentes (s) (d'après JONAS et THOMAS, 1960).

Sur la figure 46, la taille des particules étant supposée constante, chaque courbe représente la variation de la résistance à l'expansion, en fonction de la densité de charge. Ces courbes montrent que, plus la densité de charge diminue, plus la résistance à l'expansion diminue. En lessivant les cations K interfoliaires d'un mica, on affaiblit la cohésion entre ses feuillets.

Sur la figure 47, on a supposé la densité de charge constante et les courbes représentant la variation de la résistance à l'expansion en fonction du rayon des particules ont été dessinées pour différentes valeurs de la densité de charge (d). Les courbes représentant la variation de la force

d'expansion en fonction du rayon ont été superposées aux précédentes. Les valeurs de d et de la constante k n'étant pas connues, ces courbes sont tout à fait théoriques. Elles permettent cependant de rendre compte de l'influence de la taille et de la densité de charge sur le comportement des particules.

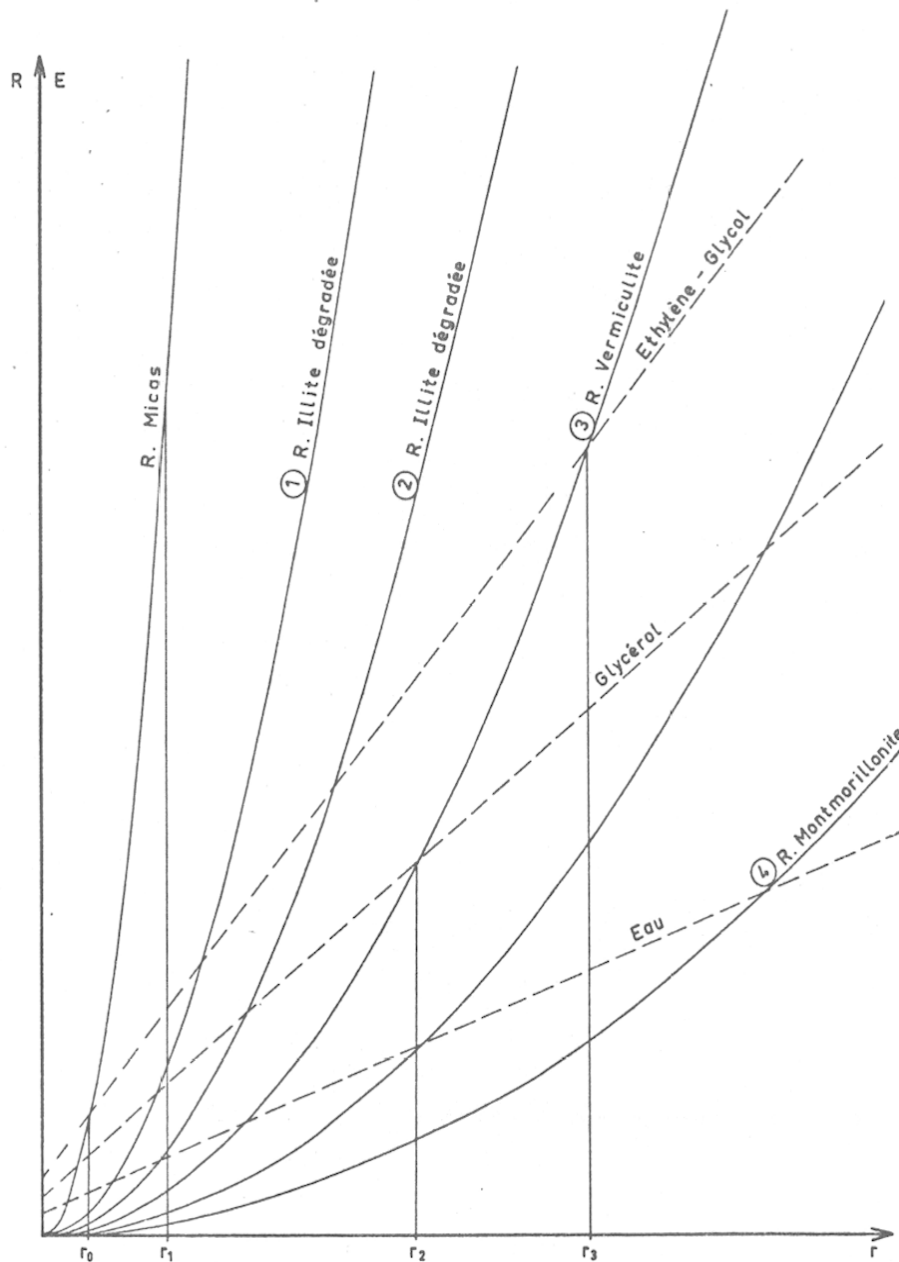


FIG. 47. — Résistance à l'expansion des différents minéraux argileux en fonction du rayon des particules.
Les courbes en tireté représentent la variation de la force d'expansion des liquides (eau, glycérol, éthylène-glycol) appliquée à des particules de rayon r .

La densité de charge des micac est très forte, et on peut représenter la variation de sa résistance totale à l'expansion par la courbe de gauche. La densité de charge diminuant quand on passe des micac aux micac dégradés, lessivés d'une partie de leur potassium interfoliaire, puis aux vermiculites et aux montmorillonites, on peut attribuer à ces différents minéraux les courbes 1, 2, 3, 4. Considérons une particule de vermiculite de diamètre supérieur à r . La résistance à l'expansion de cette particule est supérieure à la force d'expansion de l'éthylène-glycol. Elle sera inerte au traitement par les polyalcools et refusera de gonfler. C'est le cas des vermiculites

macroscopiques. La même vermiculite, d'un diamètre compris entre r_2 et r_3 , a une résistance totale à l'expansion inférieure à la force d'expansion de l'éthylène-glycol, mais supérieure à celle du glycérol. Elle gonflera donc avec le premier de ces liquides, mais sera inerte vis-à-vis du second. Si son diamètre est inférieur à r_2 , elle gonflera aussi en présence de glycérol. Ceci est une explication possible à la différence de comportement qu'on observe entre les vermiculites macroscopiques et les vermiculites de sol.

Le même phénomène peut être observé pour le mica, mais dans des domaines de taille beaucoup plus faible. Si un mica de taille r_1 est inerte aux traitements par les polyalcools, au-dessous d'une taille r_0 , sa résistance à l'expansion est très faible et il gonfle sous l'action des liquides qui l'entourent. Ainsi, dans les sols, les actions pédologiques altèrent et fractionnent les minéraux argileux; ceux-ci perdent peu à peu leurs ions interfoliaires en même temps qu'ils rapetissent. Au-dessous d'une certaine taille, *tous les minéraux* se comportent comme la montmorillonite, puisqu'ils ne peuvent même plus résister à la pénétration des molécules d'eau. Ceci pourrait expliquer la présence presque constante de la montmorillonite dans les fractions extrêmement fines ($< 0,08$) extraites des horizons superficiels des sols (WHITTIG et JACKSON, 1956).

Il ne faut pas voir dans le rôle attribué à la taille des particules la négation des transformations chimiques, puisque, plus le lessivage est important, plus l'ouverture des feuillets intervient tôt, mais ce rôle ne doit pas non plus être ignoré.

D'autre part, il est évident que le départ des cations interfoliaires rompt l'équilibre électrique des particules, puisque les charges négatives des feuillets ne sont plus compensées. Les particules ainsi appauvries tendent dans la mesure du possible à rétablir cet équilibre rompu par des compensations internes, mais elles restent probablement instables.

Ce sont de telles particules instables et de faible diamètre, qui sont livrées à la sédimentation aux bordures des bassins triasiques. Sous la forte « pression de magnésium » du milieu, les feuillets entrebâillés résistent mal à la pénétration des ions Mg, qui viennent occuper la place des ions K absents. Cette pénétration se poursuivant, les ions K encore présents sont mal liés dans un espace trop grand pour eux et sont à peu près chassés. Le magnésium, toujours en excès dans le milieu environnant, continue d'exercer sa pression et chasse en partie des positions octaédriques l'aluminium qui vient se réfugier dans des positions interfoliaires, transformant ainsi l'illite primitive en une chlorite magnésienne bien équilibrée. La comparaison du point de départ, mica, et du point d'arrivée, chlorite, montre d'une manière suggestive que la transformation n'intéresse pas les couches tétraédriques :

	Muscovite	Carcasse commune aux deux minéraux	Chlorite (pennine)
couche tétraédrique		6 O ²⁻ 3 Si ⁴⁺ Al ³⁺ 4 O ²⁻ 2(OH) ⁻	
couche octaédrique	4 Al ³⁺		5 Mg ²⁺ Al ³⁺
couche tétraédrique		4 O ²⁻ 2(OH) ⁻ 3 Si ⁴⁺ Al ³⁺ 6 O ²⁻	
cations interfoliaires	2 K ⁺		6 (OH) ⁻ 5 Mg ²⁺ Al ³⁺ 6 (OH) ⁻

Dans cette transformation, la structure des feuillets silicatés est conservée; seuls les ions occupant les sites octaédriques sont échangés, sans qu'il y ait destruction des octaèdres eux-mêmes. GLAESER, MANTIN et MÉRING (1961) ont montré que les ions Al et Mg de la couche octaédrique des montmorillonites pouvaient diffuser, chassés par des protons, pour aller occuper une position

échangeable. Il n'est donc pas impensable que les ions Al puissent être chassés par des ions Mg dont la valence est inférieure. Les ions K libérés par l'envahissement par le Mg des particules les plus altérées, vont combler les vides existant dans les interfoliaires des illites les plus grosses et les plus fraîches, reformant par un chemin inverse de celui de l'altération, des cristaux de mica bien cristallisés. Il ne s'agit pas là d'une véritable transformation, mais plutôt du « rajeunissement » dont parle WEAVER (1958) : « *The basic lattice of these weathered minerals apparently is not seriously modified... it reabsorbed potassium and was rejuvenated...* » (1) (p. 168).

La transformation illite → chlorite ne se fait pas d'une manière identique pour tous les feuillets d'une même particule. Certains feuillets moins lessivés résistent temporairement à l'ouverture, alors que d'autres acceptent l'occupation par les ions Mg. Ainsi, des édifices interstratifiés intermédiaires sont formés. Il est difficile d'imaginer comment l'équilibre électrostatique s'établit dans ces structures mixtes, mais comme je l'ai montré dans la première partie, on ne peut plus donner le nom d'un minéral simple à un feuillet bordé par des espaces interfoliaires différents. On ne peut avoir aux rayons X que l'apparence des choses. Certains feuillets, lessivés partiellement et non encore occupés par le magnésium, se comporteront comme la vermiculite ou comme la montmorillonite, suivant la valeur de leur résistance à l'expansion. Ceci explique que les interstratifiés ($10 - 14_M$), ($14_C - 14_M$) soient les termes de passage de la transformation d'illite en chlorite. Si, au cours de cette transformation, des feuillets à 14 \AA à espacement variable sont observés, ils n'impliquent cependant pas la présence de montmorillonite, que le mode d'écriture habituel : (illite-montmorillonite), (chlorite-montmorillonite) laisse supposer.

Les chlorites gonflantes du Trias doivent, dans ce schéma, être considérées comme des chlorites dont les espaces interfoliaires ne sont qu'incomplètement remplis. Ce ne sont donc pas des chlorites dégradées, mais plutôt une étape dans l'« agradation », des chlorites vraies.

Une question reste posée, à laquelle l'état actuel des recherches ne permet pas de répondre par des certitudes : c'est celle du motif de l'ouverture plus aisée de certains feuillets, que JACKSON et coll. (1952) appellent « *preferential weathering plane* ». SUDO et coll. (1962), après avoir conclu que dans les gîtes minéraux épithermaux, les interstratifiés étaient formés par transformation (2), essaient de répondre à cette question. Pour expliquer les interstratifications désordonnées, ils évoquent, dans le minéral originel, des défauts de structure latents, tels que la distribution et les remplacements des ions différant d'un feuillet à l'autre. Pour les interstratifiés réguliers, ils pensent à une polarité des feuillets primitifs, provoquée par une distribution des ions Si et Al, et à un rapport Si/Al, différant légèrement d'un feuillet à l'autre. Ces explications semblent valables, mais il est probable que des facteurs dépendant de la forme des particules et du nombre des feuillets empilés interviennent. Il est possible de considérer les édifices irréguliers comme des interstratifications régulières non achevées 1/1, de type allevardite ou corrensite.

On peut aussi poser le problème de la fréquence des interstratifications régulières. Dans ce cas, la polarité préalable des feuillets d'un minéral semble être une hypothèse très raisonnable. Cette polarité n'existe-t-elle pas dans les différents polymorphes de la muscovite, en particulier dans les polymorphes 2M, où les deux types d'empilement d'un feuillet par rapport à l'autre pourraient s'altérer à des vitesses différentes ? Il y a là probablement une voie qui mérite d'être suivie.

Nous avons vu que le point de départ de la transformation des minéraux argileux est représenté par des minéraux assez fortement lessivés et de petite taille. Or, les chlorites obtenues au terme des transformations sont non seulement bien cristallisées, mais aussi de taille assez grande. En plus de la réorganisation du réseau, il y a eu accroissement des cristaux. Nous sommes ici à la limite des transformations et des néoformations. Cet accroissement des cristaux peut être comparé au nourrissage des grains de quartz d'un grès dans lequel les molécules de silice en solution sont fixées par les cristaux existant. De même, les ions Si, Al et Mg dissous dans les mers triasiques viennent se fixer aux petites chlorites nées de la transformation, pour les accroître. Je conserverai cependant le nom de transformation à cette croissance des cristaux pour bien marquer l'origine phylliteuse détritique du matériel originel, par opposition aux croissances des cristaux par néoformation, c'est-à-dire par synthèse élémentaire. Les néoformations véritables existent dans le Trias, et ce sont elles que je vais maintenant décrire.

(1) « Le réseau fondamental de ces minéraux altérés n'est apparemment pas sérieusement modifié..., il a réabsorbé du potassium et a été rajeuni ».

(2) « The mixed-layer mineral is a mineral state modified by various degrees from an original mineral by an alteration process, wherein the original material is altered in response to successive changes in environmental conditions » (p. 391).

V. — LES NÉOFORMATIONS.

L'attapulgite et la sépiolite sont des minéraux probablement néoformés. Ils ne peuvent pas dériver d'un autre minéral par transformation, puisque leur structure n'est pas semblable à celle des autres minéraux phylliteux. Ils ne peuvent pas être hérités puisque, comme le font remarquer MILLOT et coll. (1957), d'une part l'attapulgite n'est pas connue dans les sols, et d'autre part ils ne résisteraient pas au climat décrit pour le Trias.

Ces minéraux furent d'abord découverts dans des lacs basiques (MILLOT, 1949, 1953), et toujours associés avec le calcaire, la montmorillonite, les silex. Ensuite de nombreux gisements ont été décrits (CAPDECOMME, 1952; MILLOT, 1953; RADIER, 1953; CAPDECOMME et KULBICKI, 1954; VISSÉ, 1954 et 1954; MILLOT et coll., 1957, 1960; JEANNETTE et coll., 1959; SLANSKY et coll., 1959), mais tous sont associés à des sédiments basiques (calcaire, phosphate), à la montmorillonite et souvent aux silex, reproduisant des conditions analogues à celles des lacs basiques. Par ailleurs, les deux minéraux attapulgite et sépiolite sont presque toujours associés.

Les attapulgites et sépiolites du Trias du Maroc présentent avec les gisements antérieurement décrits de sérieuses différences :

- absence totale de calcaires associés; les ions de Ca sont rares dans le milieu de sédimentation, puisque les analyses d'une cinquantaine d'échantillons donnent pour les carbonates des valeurs variant de 0 à 5 %;
- absence de montmorillonite;
- absence de silex;
- séparation des deux minéraux qui se trouvent toujours seuls, sépiolite sous les basaltes, attapulgite au-dessus.

Ces différences portent essentiellement sur les résultats, c'est-à-dire sur les minéraux formés. Mais des analogies profondes entre les milieux de sédimentation existent : la mer épicontinentale triasique forme un milieu semi-fermé semblable à un lac, la richesse en ions bivalents représentés par le magnésium en fait un milieu basique fortement chimique.

Si on considère que les ions monovalents n'ont aucune influence sur ces néoformations, puisque les attapulgites et sépiolites sont connues aussi bien dans l'eau douce que dans l'eau de mer, il apparaît que les ions bivalents sont indispensables. Or les ions Ca et Mg sont des compagnons fréquents dans l'hydrosphère; c'est ce qui a permis de penser que le calcium pouvait être un catalyseur des néoformations. L'exemple du Trias semble montrer qu'il n'en est rien, et que seule l'abondance du magnésium est nécessaire. C'est d'ailleurs ce que constate SIFFERT (1962) qui réalise la synthèse de la sépiolite au laboratoire aux températures et pressions ordinaires, en ajoutant « à des volumes identiques de solution saturée en $\text{Si}(\text{OH})_4$ des volumes variables d'une solution plus concentrée de MgCl_2 (0,1 M). Le pH est ajusté à l'aide de NaOH 0,1 N et la solution abandonnée à elle-même pendant trois semaines dans un bécher en pyrex ». Le pH baisse pendant la réaction et, pour les solutions présentant un pH final supérieur à 7,8, on obtient un précipité formé de montmorillonite magnésienne et de sépiolite. Les conditions dans lesquelles la sépiolite est formée avec le plus d'abondance sont : $\text{SiO}_2/\text{MgO} = 0,7$, pH initial = 11,2, pH final = 8,73.

Ceci permet d'essayer de reconstituer les conditions particulières au Maroc, ayant conduit aux néoformations des minéraux fibreux triasiques. La mer épicontinentale est très vaste et les terres émergées sont des îles basses d'assez faible surface. Le climat altère longuement les minéraux et la silice, le magnésium et une très faible proportion de calcium sont libérés et passent en solution. L'aluminium reste probablement engagé dans les minéraux phylliteux dégradés des sols. L'héritage des bassins à demi fermés de la « Province côtière » est formé de ces éléments. Les particules dégradées s'agradent comme ailleurs et donnent des interstratifiés variés et des chlorites gonflantes; le stade « chlorite vraie » est très rarement atteint. Mais l'abondance des ions Si et Mg est trop grande pour que ces ions soient utilisés par le faible débouché offert par les minéraux en voie de transformation; les ions Si et Mg en supplément s'associent pour édifier la sépiolite. Les conditions pourraient être très voisines de celles que SIFFERT réalise au laboratoire, et l'abondance des chlorures autorise même à penser que le magnésium se trouvait sous forme de MgCl_2 .

Après les épanchements de basalte, les conditions ne changent guère, mais de l'aluminium vient se mêler aux solutions précédentes. Il participe à l'édification des minéraux néoformés, et

l'attapulgite remplace la sépiolite. La quantité d'aluminium disponible reste cependant trop faible pour que la montmorillonite apparaisse.

Dans la « Province montagneuse », la mer est plus largement ouverte, les caractères de lac basique disparaissent, les minéraux fibreux ne sont plus formés, l'agradation des minéraux domine, suffit à utiliser les ions en solution et aboutit aux chlorites bien cristallisées.

CHAPITRE IX

GÉOCHIMIE DES MINÉRAUX ARGILEUX DANS L'HYDROSPHÈRE

I. — RÉALITÉ DES TRANSFORMATIONS.

A. — LA DÉGRADATION.

De nombreuses études ont été faites sur l'altération météorique des roches éruptives et métamorphiques. Ces études montrent l'évolution des minéraux de ces roches silicatées par transformation ou par dissolution; les produits mis en solution sont capables d'engendrer des minéraux de néoformation. Parmi les nombreux minéraux produits par les altérations se trouvent les minéraux phylliteux : séricitisation des feldspaths, transformation de la biotite en chlorite, néoformation de la kaolinite. Ces minéraux phylliteux issus de l'altération poursuivent leur histoire dans les sols où le mécanisme de leur évolution est généralement la dégradation.

Les exemples de dégradation des phyllites des sols sont nombreux. Je les ai évoqués rapidement dans le chapitre précédent mais quelques exemples précis peuvent être appelés.

WALKER (1949) suit l'altération de la biotite dans les sols. Il observe le passage de la biotite à la vermiculite par l'intermédiaire des étapes interstratifiées. Ceci est observé aux rayons X où l'on voit les minéraux à 10 Å passer progressivement à 14 Å. WALKER considère qu'il n'y a pas simplement échange de cations interfoliaires, mais bien transformation du feuillet silicaté. Le phénomène commence par le lessivage des ions potassium les plus accessibles, puis affecte peu à peu les ions plus profonds. Des changements interviennent alors à l'intérieur du feuillet silicaté (oxydation du fer ferreux, substitution de certains oxygènes par OH, perte de Mg) qui rétablissent l'équilibre des charges. Les forces d'attraction diminuent et permettent l'introduction d'une double couche d'eau. La vermiculite ainsi obtenue n'est pas un simple mica ouvert, mais bien un nouveau minéral.

MACKENZIE et coll. (1949) observent l'altération d'un granite dans lequel ils déterminent l'illite et non la muscovite. Cette illite provient de l'altération des feldspaths et, s'altérant elle-même, tend vers la montmorillonite. Les auteurs estiment que la séquence probable d'altération est : feldspath → illite → montmorillonite.

ROLFE et JEFFRIES (1953) observent aussi le passage du mica muscovite à la vermiculite par l'intermédiaire d'un « mica intermédiaire » qui est un édifice interstratifié.

JACKSON (1959) fait le point de nombreux travaux, et en particulier des travaux américains. Il établit une équation représentant la séquence d'altération, dans laquelle on voit intervenir la chlorite et la vermiculite comme étapes intermédiaires dans le chemin qui mène du mica initial au terme montmorillonite. JACKSON dégage, dans cet article intéressant, les principaux facteurs qui sont à l'origine de ces transformations : le facteur temps, le facteur climat, le facteur relief et le facteur biologique.

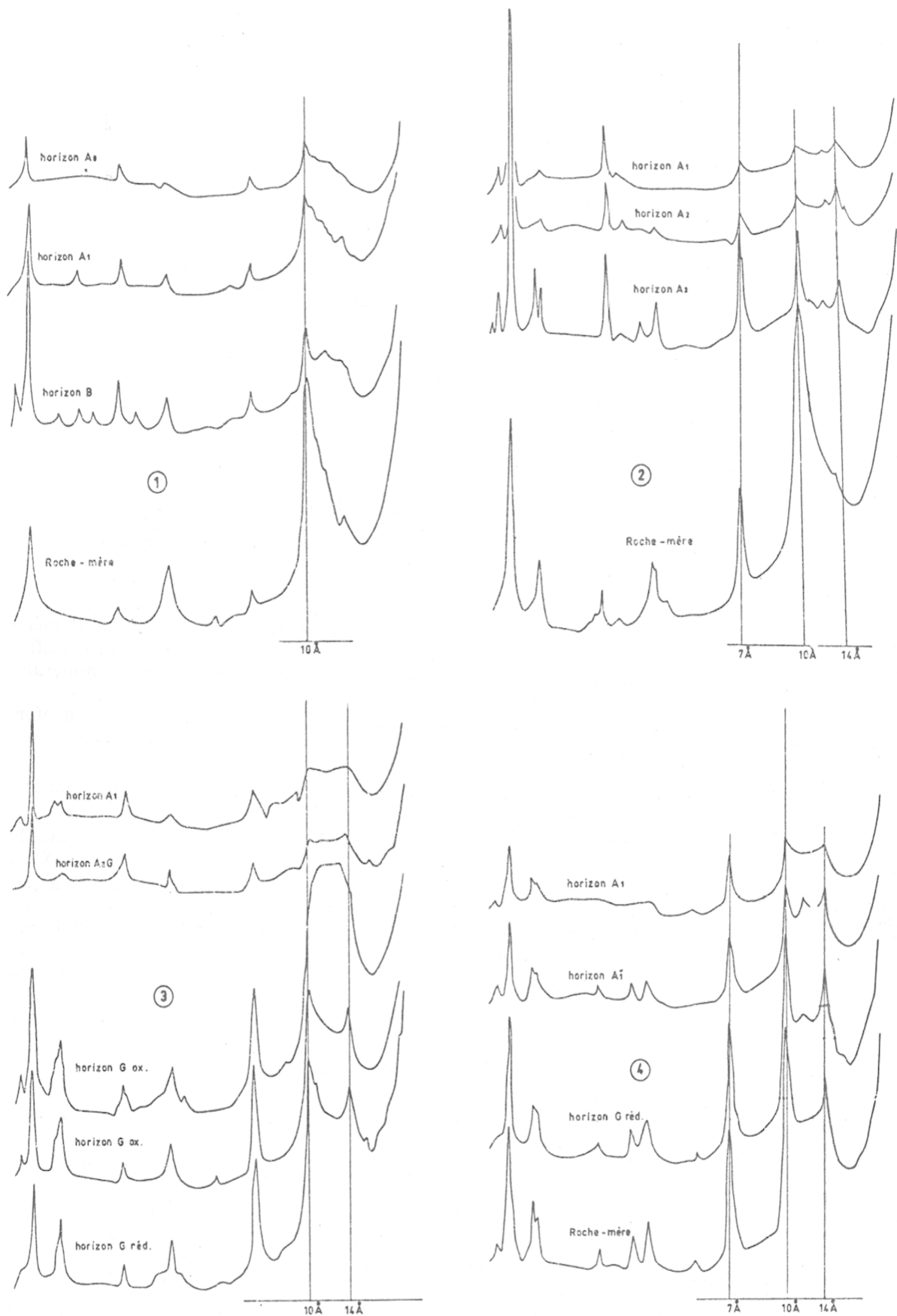
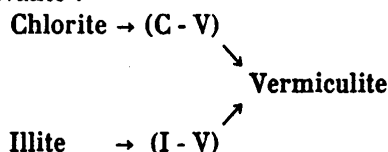


FIG. 48. — Décroissance de la quantité de minéraux argileux dans les différents horizons de quatre profils de sols.

CAMEZ (1962), sur toute une série de profils pédologiques à caractère podzolique, montre la double évolution convergente suivante :



DROSTE et coll. (1962) étudient les transformations de la chlorite et de l'illite dans les sols de l'Indiana (U. S. A.). Ils concluent de cette étude que les dégradations se font probablement à travers plusieurs étapes intermédiaires :

chlorite \rightarrow ($14_C - 14_V$) irrégulier \rightarrow vermiculite \rightarrow ($14_V - 14_M$) irrégulier \rightarrow montmorillonite;
 illite \rightarrow ($10 - 14_M$) et ($10 - 14_V - 14_M$) irréguliers \rightarrow ($14_V - 14_M$) irrégulier \rightarrow montmorillonite.

Tous ces travaux montrent la réalité des transformations dans les altérations et les actions de la pédogenèse. Ces transformations sont des dégradations qui aboutissent à des minéraux aux feuillets relâchés, de type vermiculite et montmorillonite. Mais l'action de l'altération n'est pas terminée avec ces minéraux figurés qui continuent à se modifier jusqu'à dissolution complète.

Dans les nombreux profils des sols étudiés au laboratoire de sédimentologie de Strasbourg, et en particulier dans quelques profils décrits par CAMEZ (1962), cette disparition progressive des minéraux argileux a été souvent observée. La figure 48 représente les diagrammes obtenus sur échantillons naturels de divers horizons provenant de quatre profils de sols évolués du Bas-Rhin :

Forêt de Salm : sol podzolique sur Grès vosgien;

Herrenwald : podzol humo-ferrugineux sur sables et limons sableux;

Innenheim 1 et 3 : sols hydromorphes mésotrophes avec niveaux à gley.

La diminution de l'intensité des pics de bas en haut des profils est spectaculaire. Cette perte d'intensité n'est pas seulement due à la diminution de la taille des particules et à la moins bonne organisation cristalline des réseaux dans les horizons supérieurs, mais aussi à la quantité des particules cristallisées. Dans certains profils, la substance exposée aux rayons X ne donne plus aucune réflexion, quel que soit le domaine angulaire étudié. Ceci prouve que cette substance est amorphe aux rayons X. Dans ce cas, l'altération est allée au-delà des minéraux relâchés, jusqu'aux édifices très désorganisés du type allophane et probablement jusqu'à la dissolution complète d'une partie des minéraux originels.

Les dégradations — ou transformations par dégradation — apparaissent ainsi comme un mécanisme très général dans l'altération météorique et la pédogenèse. Elles correspondent aux mécanismes de lessivage. Par contre, elles n'ont pas été signalées dans la sédimentation. On pourrait croire que c'est parce qu'elles n'y sont que difficilement reconnues, mais, en fait, il s'agit d'une cause plus profonde. La majeure partie des mécanismes de sédimentation ne correspond pas à des lessivages engendrant des hydrolyses débutantes et des dégradations, mais à des accumulations, plus favorables aux agradations et néoformations.

Au contraire, dans la diagenèse, les dégradations ont été reconnues quand des solutions diluées parcourent les formations sédimentaires empilées. Il s'agit, en quelque sorte, d'altérations diagénétiques. SMOOT (1960) observe une augmentation des interstratifiés à partir de l'illite et de la chlorite dans les grès du Pennsylvanien de l'Illinois. Cette augmentation est due à l'action des eaux percolant à travers les grès, sur les phyllites détritiques héritées par le bassin. DUNOYER DE SEGONZAC et MILLOT (1962) montrent l'altération diagénétique des biotites en chlorite dans les schistes gréseux du Dévonien breton, ainsi que la formation de la pyrophyllite. Ces transformations biotite \rightarrow chlorite sont d'ailleurs fréquentes dans les grès.

B. — L'AGRADATION.

Je ne reviendrai pas sur les exemples d'agradation dans les sédiments puisque cette question a fait l'objet du chapitre précédent. Mais il est intéressant de montrer à quels moments de la vie des sédiments peut se placer ce phénomène.

J'ai pu montrer que les agradations dans les sédiments triasiques avaient lieu pendant le dépôt de ces sédiments dans le bassin même. La plupart des auteurs qui ont étudié des dépôts semblables ont conclu que l'agradation avait eu lieu, soit au cours de la sédimentation, soit immédiatement après, dans un stade de diagenèse précoce, au moment où les solutions se concentrent par expulsion de l'eau des sédiments. Mais cette agradation se poursuit dans la diagenèse, l'épigenèse,

le pré-métamorphisme. Les interstratifiés, si fréquents dans les sédiments frais comme le prouvent nos analyses et celles de WEAVER (1958), n'existent partiellement plus, dès qu'on rapproche la zone des micaschistes supérieurs. Les minéraux argileux se réorganisent, se transforment pour redonner les muscovites et les chlorites des schistes.

De même que nous avons pu fixer un terme aux dégradations, nous pouvons fixer un terme aux agradations : la muscovite et la chlorite. Au cours du métamorphisme, de nombreuses variétés de micas et de chlorites apparaîtront, mais ceci est déjà au-delà de nos préoccupations. On peut cependant considérer que les agradations sont les préliminaires du métamorphisme et vont dans le même sens.

Il est intéressant de remarquer que les micas (muscovite, séricite, illite) et les chlorites sont les minéraux les plus importants des séries livrées à l'altération et à l'érosion, ne serait-ce que parce que ce sont les constituants principaux des séries schisteuses et cristalloyphyllicennes. Or ce sont aussi les minéraux auxquels parviennent les agradations au cours de la sédimentogenèse, de la diagenèse et de l'épimétamorphisme. Ainsi, le point de départ de l'évolution des silicates à la surface de l'écorce dans l'hydrosphère, et le point d'arrivée au seuil du métamorphisme sont les mêmes. Si l'on examine seulement ces deux seuls termes extrêmes, la réalité des transformations échappe à l'observateur. Et il est probable que ce fut parfois le cas quand des séries sédimentaires riches en illite et en chlorite furent attribuées au seul héritage mécanique. Mais si l'on suit pas à pas les phénomènes, on assiste d'abord aux dégradations importantes qui ont été décrites, ce qui nécessite des agradations de même ampleur pour revenir au point de départ.

C'est ainsi que la réalité des transformations par agradation est souvent masquée. Elle n'en est pas moins certaine :

— d'abord, parce que les agradations sont observées à coup sûr dans quelques cas heureux, comme celui du Trias;

— ensuite, parce que, malgré les altérations continentales, l'illite et la chlorite bien cristallisées se retrouvent dans de nombreux sédiments;

— enfin, parce que les interstratifiés sont les témoins indiscutables des transformations, qu'elles soient dégradantes ou agradantes, comme nous allons le voir maintenant.

II. — LES INTERSTRATIFIÉS : TÉMOINS DES TRANSFORMATIONS.

Nous avons vu que toutes les transformations des minéraux argileux, que ce soit la dégradation ou l'agradation, passent par des édifices interstratifiés :

— dans la dégradation, à partir d'un édifice ordonné, dont les feuillets sont fortement chargés, comme l'illite ou la chlorite, on obtient des édifices désordonnés, tels que (10-14_V), (14_C-14_M), puis des édifices ordonnés, dont les feuillets sont peu chargés, tels que vermiculite ou montmorillonite;

— dans l'agradation, le phénomène inverse est observé; on passe d'édifices relâchés à des édifices ordonnés résistants, par l'intermédiaire d'édifices interstratifiés réguliers ou non.

Il est remarquable de constater la symétrie des deux phénomènes. Les édifices interstratifiés peuvent se former de deux façons : par lessivage partiel des feuillets d'un minéral, ou, au contraire, par remplissage partiel de ces mêmes feuillets. Or, nous savons que ces variations se font sous l'influence du milieu qui, désaturé ou sursaturé par rapport aux minéraux, est soit dégradant, soit agradant. Les interstratifiés sont donc des édifices qui représentent un compromis en équilibre instable entre la composition de la phyllite et la composition du milieu. Cet équilibre dépend étroitement des conditions de milieu. Ce sont ces conditions, très variables dans un même bassin, dans le temps et dans l'espace, qui expliquent les variations de détail incessantes dans la composition des minéraux d'un même forage et la difficulté de leur détermination précise. Cette position transitoire des édifices interstratifiés est bien soulignée par SUDO et coll. (1962), qui, à propos de l'étude d'argiles accompagnant des gîtes minéraux filonniens écrivent : « *Normally the mixed-layer minerals are found where there are been successive attacks under different conditions of chemical environment or in an area that is transitional between two different chemical environments* » ⁽¹⁾ (p. 378).

(1) On trouve normalement les minéraux interstratifiés aux endroits où il y a eu plusieurs attaques successives dans des milieux chimiques différents ou dans les zones de passage entre deux milieux chimiques.

Parmi ces minéraux transitoires, les interstratifiés réguliers, représentent une forme plus stable, répondant, au mieux des conditions de milieu, au principe de Pauling, suivant lequel la meilleure économie d'espace est réalisée par l'intercroissance régulièrement alternante de deux espèces de feuillets (GRIM et coll., 1960). Mais l'économie d'espace est encore mieux réalisée dans les minéraux simples où tous les feuillets sont identiques. Les minéraux interstratifiés réguliers seront donc moins stables que les minéraux simples.

Si la formation des interstratifiés semble générale dans les transformations, elle est jusqu'à présent inconnue dans les processus de synthèse et de néoformation de minéraux argileux. La synthèse de tous les minéraux argileux simples a pu être effectuée dans des conditions de haute température et de forte pression. Ces synthèses sont tellement bien au point qu'on peut obtenir suivant le dosage des éléments mis en présence et les conditions d'expérience, un minéral particulier choisi à l'avance (ROY, 1962). De même, dans les conditions ordinaires de température et de pression, de nombreux minéraux simples ont été synthétisés : montmorillonites les plus diverses, serpentines et berthiérine (CAILLÈRE et HÉNIN, 1962), kaolinite (WEY et SIFFERT, 1961; GASTUCHE et coll., 1962; SIFFERT, 1962), sépiolite (SIFFERT et WEY, 1962; SIFFERT, 1962). Malgré ces importants succès, jamais les interstratifiés, quels qu'ils soient, n'ont pu être obtenus, comme le souligne très clairement ROY (1962).

La néoformation des minéraux argileux dans la nature peut être assurée dans de nombreux cas : séricite à partir des produits d'hydrolyse des feldspaths, kaolinite dans les profils latéritiques et sous certaines tourbières, montmorillonite dans les sols calcimorphes et hydromorphes, montmorillonite et palygorskites dans la sédimentation à caractère chimique et alcalin, etc. Or, dans ces néoformations, on n'a jamais décrit de termes intermédiaires, d'édifices interstratifiés préparant les structures ordonnées. Lorsque le milieu est favorable, les minéraux néoformés naissent directement avec leur forme définitive.

Ceci permet de conclure que les edifices argileux interstratifiés sont, dans l'état actuel de nos connaissances :

- caractéristiques des mécanismes de transformation;
- absents des mécanismes de néoformation.

On peut apprécier l'importance des mécanismes de transformation dans l'évolution et la genèse des argiles, si l'on sait que WEAVER (1956) estime que, sur 6 000 échantillons de tous âges examinés, 70 % contiennent des interstratifiés.

III. — INTENSITÉ DES TRANSFORMATIONS.

Le phénomène de la transformation des minéraux argileux présente des variations d'intensité qui modifient la qualité des produits auxquels on parvient. Il est donc nécessaire d'examiner ces variations d'intensité d'une manière globale, aussi bien dans le domaine de la dégradation que dans celui de l'agradation.

Dans la dégradation, l'action des solutions circulant sur les minéraux des roches, puis des sols, agit en premier lieu sur les éléments les plus fragiles des réseaux (oxydation du fer ferreux, par exemple). Cette action, qu'on peut qualifier de chimique, provoque un fractionnement des cristaux. Or, les essais de JONAS et coll. (1960, 1961) ont montré que le fractionnement diminuait la résistance à l'expansion des minéraux phylliteux. Le fractionnement favorise donc le lessivage des ions. Ainsi, de lessivage en fractionnement, on peut détruire entièrement et solubiliser les minéraux. Mais ceci est un cas extrême qui n'est atteint que dans les sols les plus évolués ou dans des conditions de chimisme intense.

L'agradation agit sur les particules altérées provenant du continent. Or, il est bien évident que les minéraux en cours de dégradation peuvent être arrachés par érosion à leur milieu d'altération, à n'importe quel moment de leur transformation. L'apport dans un bassin sédimentaire peut donc être formé de particules à peine altérées (micas ouverts) ou de particules de petite taille profondément modifiées. Les particules peu altérées sont celles qui ont été moyennement fractionnées et dont le lessivage des éléments interfoliaires est suffisamment faible pour que les feuillets aient conservé intacte leur charge électrostatique.

Les particules très modifiées ont été très fractionnées et leurs feuillets, par suite du lessivage abondant des éléments interfoliaires, ont perdu tout ou partie de leur charge.

Bien entendu, tous les intermédiaires entre et au-delà de ces termes peuvent exister.

L'intensité des agradations dépend donc de deux facteurs principaux :

- état d'altération des particules héritées;
- composition chimique du milieu de sédimentation.

1. Rôle de l'état d'altération des particules héritées.

Si les particules héritées sont peu altérées, elles tendront rapidement à reconstituer leurs espaces interfoliaires incomplets, en prélevant dans le milieu environnant les ions qu'ils ont perdus. Le résultat de cette opération est un minéral identique au minéral originel. Tout se passe ici comme si la particule héritée avait une « mémoire » (GRIM et BRADLEY, 1955) de son état primitif, cherchant à reconstituer le passé. Ces faibles transformations peuvent être appelées, comme le fait WEAVER (1958), un « rajeunissement ».

Si les particules héritées sont profondément modifiées, elles ne seront pas tentées par l'acquisition d'un élément particulier, mais pourront se reconstituer à l'aide d'éléments nouveaux. La « mémoire » est ici en défaut et nous tombons dans le domaine des transformations véritables.

2. Rôle de la composition chimique du milieu.

Le milieu dans lequel arrivent les particules héritées est défini par les ions qui y sont présents.

Si ce milieu offre en abondance aux particules les ions qu'elles ont perdus au cours de leur dégradation, l'agradation va tendre à reconstituer le minéral originel, quel que soit l'état d'altération des minéraux hérités. C'est le cas, par exemple, d'une illite dégradée qui, parvenant dans un milieu riche en ions K reconstitue au plus près le réseau de muscovite. Ici, l'effet de « mémoire » joue son rôle.

Si le milieu est dépourvu des ions nécessaires à la reconstitution du minéral initial, la transformation conduit à un autre minéral. C'est le cas observé dans le Trias, où des illites dégradées sont introduites dans un milieu fortement magnésien et la majeure partie se transforme en chlorite.

Mais tout ceci doit être dosé et manié avec prudence. Rajeunissement et changement d'état peuvent se faire en même temps. Nous avons vu, dans le Trias, l'illite bien cristallisée accompagnant la chlorite au terme de la transformation.

Ces considérations permettent de préciser ce qu'on peut placer sous le terme *transformation* des minéraux argileux. Nous pouvons immédiatement éliminer les échanges de base qu'on observe dans les montmorillonites ou les vermiculites. Il n'y a pas là transformation mais simplement remplacement *instantané* d'un ion par un autre sans aucune atteinte à la structure du feuillet. On ne peut, en aucun cas passer de cette manière d'un minéral à un autre et FOSTER (1954) a bien insisté sur les dangers encourus si l'on veut expliquer la transformation d'une montmorillonite en illite par simple remplacement des ions interfoliaires par le potassium.

Mais le cas de particules faiblement lessivées de leurs cations *sans remplacement de ceux-ci* est plus délicat. Nous sommes ici devant un problème de limite : à partir de quel moment doit-on considérer que le lessivage est assez grave pour que la particule soit considérée comme transformée ? Une illite ouverte, facilement refermée par traitement au KCl doit-elle être considérée comme non dégradée, ou peut-on admettre que le traitement est tout simplement une agradation réalisée au laboratoire ?

Du point de vue géologique, je pense qu'il faut donner au mot transformation son sens le plus large. Il n'y a pas de différence fondamentale entre le rajeunissement et une transformation aux conséquences plus graves aboutissant à un minéral différent du minéral primitif, mais seulement degré dans l'intensité du phénomène. Dans une optique dynamique des transformations, le début du phénomène est aussi important que son plein épanouissement. L'ouverture des feuillettes d'un mica est aussi importante que le changement de nature des espaces interfoliaires. C'est la raison pour laquelle je n'ai pas fait de différence entre une interstratification banale (SABATIER, 1962) et une interstratification fondamentale, distinguées sur le résultat du traitement au KCl. Cette distinction introduit une coupure qui hache artificiellement un phénomène naturellement continu.

IV. — LES MINÉRAUX NON PHYLLITEUX ET LA DYNAMIQUE DES TRANSFORMATIONS.

La transformation des minéraux argileux est réglée par la qualité et la concentration des solutions au contact desquelles ils se trouvent placés. Mais ces solutions sont elles-mêmes déterminées par la nature des minéraux sur lesquels elles circulent. Il y a donc interaction entre les minéraux phylliteux et les autres minéraux qu'ils voient par l'intermédiaire des solutions et ceci aussi bien pendant la dégradation que pendant l'agradation des minéraux argileux.

1. Dans la dégradation.

Dès 1909, J. DE LAPPARENT constate cette interaction des minéraux les uns sur les autres au cours de l'altération des microgranites. Il observe les conditions de la séricitisation des feldspaths. C'est lui qui a montré que dans un granite qui contient du microcline et de l'albite, la séricite qui est potassique se développe sur l'albite qui est sodique, le potassium étant fourni par l'hydrolyse du microcline. Au cours de cette altération, la biotite reste intacte. Mais, si le granite est sodique et ne contient pas de microcline, le potassium est fourni par la biotite qui s'altère en chlorite. Ainsi, la biotite ne devient instable que si le milieu intracristallin est désaturé en potassium par l'absence de microcline. Cette dynamique qui règle l'essentiel de l'altération des roches cristallines souligne deux faits intéressants pour nous :

- la séricite est néoformée en même temps que la biotite est transformée par dégradation;
- mais la biotite est protégée de la dégradation par la présence des feldspaths potassiques, moins stables qu'elle, dans l'hydrosphère.

Ainsi, l'altération d'un minéral dépend non seulement des solutions qui l'entourent, mais aussi de la nature des minéraux qui lui sont associés, ceux-ci pouvant le protéger. Lorsqu'un minéral fragile est attaqué, les solutions qui l'entourent, se concentrent; il faut attendre que ce minéral ait presque disparu du mélange, pour qu'un autre minéral moins fragile puisse être à son tour attaqué par des solutions pauvres en cations. Ceci a été souvent observé. GARRELS et HOWARD (1959) montrent que le feldspath potassique s'altère en mica potassique avec perte de potassium et de silice. Dans ces conditions, un mica potassique ne sera attaqué qu'après la disparition du feldspath. DROSTE et coll. (1962) montrent que la chlorite est plus fragile dans le sol que l'illite. Elle est attaquée par la couche brucitique interfoliaire et libère les ions Fe^{II} , Mg^{II} , Fe^{III} , Al^{III} . C'est seulement lorsque son altération sera bien avancée que celle de l'illite commencera. On peut dire que l'altération de la chlorite protège l'illite.

Ce phénomène d'interaction entre minéraux n'est pas seulement observé entre silicates, il l'est aussi entre silicates et minéraux non silicatés. BRAJNIKOV (1937, 1942) l'avait déjà décrit dans les argiles à silex et les limons du bassin de Paris où l'évolution des minéraux argileux se fait après la décalcification des roches qui les contiennent. BRAJNIKOV avait nommé des paillettes d'argile qu'il extrayait des limons le « minéral E ». Ce minéral, qui apparaîtrait aujourd'hui sous le nom d'illite hydratée, restait stable dans les limons et argiles encore calcaires. Mais après décalcification, le « minéral E » se détruit et disparaît. Sa stabilité est garantie par la présence d'ions Mg et Ca.

De même, il est un fait d'expérience courante en pédologie (CAMEZ, 1962), que la fraction argileuse des sols calcimorphes évolue peu de la base vers le haut du profil. Il faut attendre la décarbonatation de ces sols, pour voir les phyllites se dégrader. Ici, ce sont les carbonates plus facilement solubles qui, attaqués les premiers, protègent les minéraux argileux de l'altération.

2. Dans l'agradation.

Un phénomène symétrique peut être observé dans l'agradation des minéraux, la présence ou la formation de certains minéraux freinant la transformation des autres. Deux exemples peuvent être empruntés au Trias qui a été décrit dans les pages précédentes.

a) Dans le tableau XXX (p. 133), on voit clairement que les minéraux magnésiens, chlorite et corrensite, qui abondent dans les argiles et dans les évaporites, sont absents des dolomies. Dans

celles-ci, le minéral dominant est l'illite, accompagnée d'interstratifiés irréguliers divers et de mauvaise chlorite. L'agradation des minéraux magnésiens n'a pas eu lieu; au rajeunissement de l'illite près, les minéraux argileux sont peu différents du stock hérité par le bassin. Cependant, l'abondance du magnésium dans le milieu de sédimentation est prouvé par la nature même de la dolomie. On peut interpréter ces faits de la manière suivante : en présence de carbonates, le magnésium est attiré de préférence par la néoformation de la dolomie dans le réseau de laquelle il trouve place facilement, plutôt que par la transformation des phyllites dans lesquelles il doit se frayer un passage.

Ceci est vérifié par le dosage des carbonates dans les argiles riches en minéraux magnésiens. Sur plusieurs dizaines d'analyses, la proportion des carbonates ne dépasse pas 5 %. La transformation des minéraux phylliteux magnésiens est donc favorisée par l'absence de carbonates.

b) La coïncidence de l'alternance corrensite-chlorite et de l'alternance sel-argile s'explique de la même manière. Dans les niveaux très sursalés, le magnésium est sollicité à la fois par les chlorures et par les silicates. Sa pénétration dans les silicates est rapidement limitée dès qu'un minéral interstratifié régulier, la corrensite, en équilibre avec le milieu, est formé. Une autre partie du magnésium entre dans la structure des chlorures. En l'absence de sel, tout le magnésium est utilisé par les silicates et la corrensite n'est plus qu'un stade intermédiaire sur le chemin qui mène à la chlorite.

On trouve ici un parallélisme frappant entre la dégradation et l'agradation :

— dans la dégradation, l'altération de certaines phyllites est retardée par l'altération d'autres minéraux;

— dans l'agradation, la croissance de certaines phyllites est retardée par la néoformation d'autres minéraux.

Ceci correspond à la régulation de la concentration des ions en solution par l'hydrolyse ou la croissance des minéraux les plus solubles. Il faut noter que ce phénomène est impératif : tant que les minéraux les plus solubles ne sont pas dissous ou néoformés, les solutions ne sont pas disponibles pour transformer les minéraux phylliteux. Ceux-ci sont les derniers minéraux à être sollicités par les solutions parce que, dans les conditions de la surface, ce sont les moins solubles. On peut donc dire que les argiles sont les *silicates* de l'hydrosphère, car parmi les grands groupes de silicates communs, ce sont les plus stables en surface.

V. — TRANSFORMATION OU NÉOFORMATION : UN CHOIX OFFERT AUX SOLUTIONS.

Nous venons de voir qu'un certain choix est offert, et même imposé, aux solutions : nourrir des particules argileuses désorganisées ou néoformer des minéraux non silicatés tels que les dolomies ou les chlorures. Mais un autre choix peut se présenter pour les ions des solutions : nourrir de la même manière par agradation des particules argileuses désorganisées, ou néoformer, de toutes pièces, des minéraux qui, cette fois, seront eux-mêmes des silicates. C'est bien ce qu'on observe quand on voit, dans le Trias, les milieux de sédimentation donner tantôt des minéraux transformés, tantôt des minéraux néoformés. Dans l'exemple marocain, on voit la sépiolite et l'attapulgite se néoformer dans la « Province côtière » où les solutions sont riches en ions mais pauvres en particules. Dans la « Province montagnaise », où les particules sont plus abondantes, c'est la chlorite transformée qui domine.

Il apparaît donc que le choix des solutions est dirigé par la quantité de particules désordonnées, qui sont des germes offerts aux transformations. En l'absence de ces germes, les solutions optent pour l'attapulgite et la sépiolite, c'est-à-dire pour les néosynthèses.

Ce phénomène peut être généralisé sur de nombreux exemples.

Dans les gisements phosphatés, l'attapulgite néoformée est souvent citée. Elle s'y trouve seule, ou accompagnée de montmorillonite également néoformée. Il n'y a pas de minéraux détritiques même très dégradés, et le milieu est fortement chimique. Les conditions de la néoformation sont remplies.

Dans les sédiments d'eau douce fortement basiques, comme ceux de la région de Mormoiron (Vaucluse) et de Salinelles (Gard), la montmorillonite, l'attapulgite et la sépiolite sont associées aux

calcaires lacustres du Tertiaire. J'ai pu étudier plusieurs dizaines d'échantillons provenant de ces régions : dans les niveaux argileux où ces minéraux néoformés sont abondants, on ne trouve pas trace de minéraux détritiques.

RADIER (1957), ÉLOUARD (1959), SLANSKY (1959) étudient les bassins tertiaires d'Afrique. Dans ces bassins marins, on trouve de nombreux sédiments à attapulgite et montmorillonite, dans lesquels l'illite ou la chlorite sont absentes. Dans tous les cas, ils sont produits en milieu chimique basique, alimenté par le produit du lessivage d'un continent fortement latéritisé. Pendant la latéritisation, tous les minéraux silicatés sont détruits, les quartz sont en partie dissous tandis que les sesquioxides de fer et d'aluminium et la kaolinite sont formés sur le continent. Il est manifeste ici, qu'aucun produit détritique en dehors de la kaolinite n'arrive au bassin de sédimentation : les minéraux néoformés apparaissent.

On connaît, par ailleurs, les conditions très particulières dans lesquelles se forme la kaolinite : latéritisation, milieu fortement acide ou riche en matières organiques. Or, ces conditions sont celles dans lesquelles les autres minéraux argileux sont instables. On peut donc considérer que dans ce cas également, la néoformation est favorisée par l'absence de particules susceptibles d'être transformées.

La *néoformation* et l'*agradation* sont les deux méthodes de formation et d'adaptation des minéraux silicatés aux conditions de l'hydrosphère. Elles sont le second volet d'un diptyque dont le premier comporte, dans l'altération, l'*hydrolyse* et la *dégradation*.

Dans l'altération, la part qui revient à chacun des deux mécanismes dépend de la concentration et de la nature des solutions, et de la composition minérale de la roche qui s'altère :

- des solutions désaturées provoquent une hydrolyse rapide des minéraux;
- l'altération de certains minéraux retarde la dégradation des autres.

De même, dans la sédimentation, le choix entre néoformation et transformation dépend de la concentration et de la nature des solutions et de la composition de la phase solide en suspension :

- la présence de certains ions, tels que CO_3^{--} ou Cl^- , provoque des précipitations de minéraux silicatés qui freinent les transformations;
- l'absence de charge solide entraîne la néoformation, puisque les germes sont indispensables au phénomène de la transformation.

Les différentes possibilités de la sédimentation sont résumées dans le tableau XXXI.

TABLEAU XXXI
Différentes possibilités de sédimentation

Nature de l'apport	Phénomènes observés pendant la sédimentation
Abondance des éléments figurés Pauvreté des éléments en solution.	Pas de modification des minéraux argileux : Héritage
Eléments figurés Eléments en solution	Néoformation de carbonates, chlorures etc. : Héritage → faibles modifications des minéraux argileux : Rajeunissement
	Pas de néoformation de minéraux non argileux : Transformation → importantes modifications des minéraux argileux
Absence d'éléments figurés Abondance d'éléments en solution	Combinaison des différents éléments entre eux : Néoformation

VI. — IRRÉDUCTIBILITÉ DE LA TRANSFORMATION À LA NÉOFORMATION.

Le rôle des espaces interfoliaires dans l'histoire des minéraux au cours de la dégradation est capital. Nous avons vu que la majorité des auteurs s'accordent à reconnaître qu'un lessivage trop important des cations interfoliaires entraîne une telle perturbation, que les feuillets silicatés sont obligés de se modifier pour conserver leur équilibre.

Dans l'agradation, c'est aussi par les espaces interfoliaires que les cations du milieu environnant pénètrent dans le minéral, avant d'atteindre les feuillets eux-mêmes. Dans la transformation, tout se passe comme si le feuillet silicaté était une carcasse dont les occupants sont déterminés par la garniture des espaces interfoliaires, ces derniers servant d'itinéraire pour les échanges avec l'extérieur.

En un mot, *ce sont les espaces interfoliaires qui pilotent les transformations*, et ceci explique la possibilité des interstratifications, puisque celles-ci dépendent en grande partie de la nature de ces espaces interfoliaires.

Dans les néoformations, le phénomène est obligatoirement différent, puisque les feuillets n'existent pas a priori. Les travaux sur les synthèses des minéraux argileux au laboratoire, dans les conditions normales de température et de pression, nous renseignent sur les conditions et le processus de la néoformation des minéraux argileux. Les minéraux argileux se forment par fixation de la silice libre des solutions sur un feuillet hydroxyde en voie de développement. Ici, *ce sont les feuillets qui pilotent les néoformations*.

Ces feuillets néoformés sont en équilibre avec leur milieu de genèse. Or cet équilibre est unique. Tous les feuillets néoformés sont identiques, ce qui exclut la possibilité d'interstratification.

Ceci entraîne plusieurs conséquences :

— Pour former un réseau phylliteux, les cations doivent précipiter avec la coordinance 6. Or certains cations, tels que le magnésium, le fer, le cobalt, etc. précipitent facilement avec la coordinance 6 dans les milieux basiques. Mais l'aluminium ne le fait que dans un milieu acide, désaturé en cations ou encore complexé par les matières organiques. Ces conditions sont celles qu'on reconnaît nécessaires à la néoformation de la kaolinite dans les latérites ou sous les tourbières.

— Les feuillets se formant de toutes pièces se garnissent après coup d'éléments interfoliaires. Il semble donc normal que les néoformations donnent naissance à des feuillets neutres ou voisins de la neutralité, comme c'est le cas de la montmorillonite et des palygorskites.

On a là un début d'explication de la fréquence et de la distribution des minéraux néoformés et transformés.

La néoformation et la synthèse, dans les conditions de la surface, de la kaolinite, de la montmorillonite et de la sépiolite sont connues. La synthèse de l'attapulgite semble sur le point d'aboutir.

Mais la néoformation de l'illite et de la chlorite ne peut être garantie en aucune manière. Ces minéraux se forment en surface par transformation. Certes, ils se forment dans la diagenèse, et l'épimétamorphisme, mais les conditions ne sont plus celles de la surface. De même la synthèse, à basses température et pression, de ces deux minéraux n'a pas été réalisée. Ils n'ont été obtenus que par transformation (CAILLÈRE, HÉNIN et MERING, 1947; CAILLÈRE, HÉNIN et MÉRIAUX, 1948). Mais ils ont été synthétisés à hautes température et pression.

On voit que l'agradation et la néoformation des minéraux argileux sont deux phénomènes parallèles, mais qui ne doivent pas être confondus. Le mode d'action et leurs résultats sont tous différents :

— l'agradation, pilotée par les espaces interfoliaires, conduit progressivement par des étapes d'interstratifiés à l'illite et à la chlorite;

— la néoformation, pilotée par les feuillets silicatés, conduit directement à la kaolinite, à la montmorillonite et aux palygorskites.

La figure 49 résume ces observations et représente la part qui revient à chacun des mécanismes agissant au cours de l'altération des continents et au cours du dépôt des sédiments dans les bassins de sédimentation.

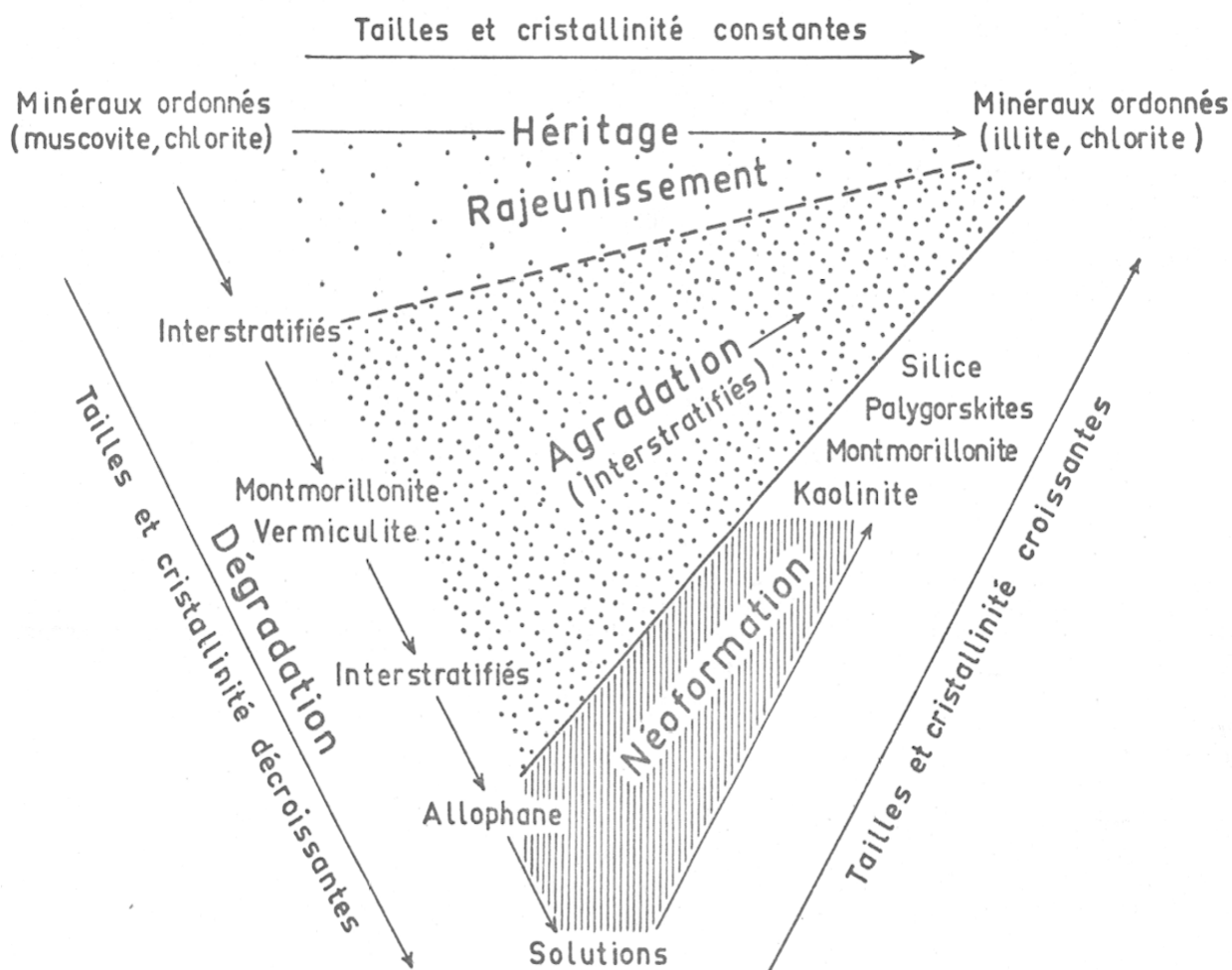


FIG. 49. — Mécanismes d'évolution des minéraux argileux dans l'hydrosphère.

VII. — TRANSFORMATION ET NÉOFORMATION, CAUSES DES SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES DES MINÉRAUX ARGILEUX.

Dans les bassins du Sénégal et du Dahomey, la sédimentation argileuse à l'Éocène est formée de minéraux néoformés (MILLOT et coll., 1960). Ces minéraux néoformés forment une séquence sédimentaire dans le sens de LOMBARD (1953). Je résume rapidement les faits.

Un continent fortement latéritisé envoie dans le bassin de sédimentation des solutions chargées d'ions provenant des hydrolyses vigoureuses des roches du continent. Il s'y ajoute de la kaolinite, néoformée dans les profils, qui se dépose sur les rivages. Les solutions sont entraînées vers le large et provoquent des néoformations successives. En partant du rivage, on observe les minéraux néoformés suivants : montmorillonite, attapulгите, sépiolite. Avec la transgression de la mer, les faciès du large se rapprochent du continent, et on peut observer sur une même verticale la succession suivante, de bas en haut : montmorillonite, attapulгите et sépiolite. Cette succession forme une séquence positive, caractéristique d'une transgression marine. A l'opposé, pendant la régression, on voit se former la succession inverse ou séquence négative.

Cette succession peut être aisément comparée à celle qui est observée dans le Bassin triasique du Jura et dans le Bassin de Paris.

Dans le Bassin du Jura, on observe, des côtes vers le large, une succession de minéraux allant de l'illite à la chlorite en passant par les stades interstratifiés. Cette succession qui se retrouve

plus ou moins complète, à la verticale des forages, peut être considérée comme une séquence positive, caractéristique de la transgression de la mer triasique.

De même, dans le Bassin de Paris, l'accroissement de la quantité d'interstratifiés correspondant à un accroissement des agradations, forme une séquence positive continue.

On observe ici encore un parallélisme entre agradation et néoformation, et ceci est bien normal, puisque chacun de ces deux phénomènes est provoqué par la composition du milieu qui l'entoure. Nous pouvons adopter une conclusion semblable à celle que nous proposons en 1960 : à la variation continue des milieux de sédimentation, répond l'agradation continue des minéraux argileux ou la succession de minéraux néoformés en équilibre avec ces milieux.

Ces séquences sédimentologiques sont aussi des séquences géochimiques.

VIII. — IMPORTANCE DES TRANSFORMATIONS SUIVANT LES ÉPOQUES GÉOLOGIQUES.

Nous avons vu que le style de la sédimentation dépend à la fois des solutions et de l'état des particules qui arrivent dans un bassin. Or ces deux caractères sont imposés par le relief et le climat qui règnent sur le continent. Au cours des temps géologiques, chacun de ces deux termes a varié provoquant toute une série de cas particuliers à chaque époque. Ainsi, un relief important est soumis à une érosion rapide provoquant une sédimentation détritique grossière. Même si les actions climatiques sont vigoureuses, les sols n'ont pas le temps de s'installer, la végétation ne s'établit pas fermement.

A l'opposé, une topographie sans vigueur permettra au sol de s'établir et les altérations pourront jouer longuement. Dans ce cas, le facteur essentiel est le facteur climatique qui règle à la fois la vitesse des hydrolyses et l'importance de la végétation. Le cas extrême est celui des climats latéritiques où tous les silicates sont détruits.

Entre ces deux cas, tous les intermédiaires possibles peuvent être imaginés, qui nous intéressent surtout par leur action sur les sédiments.

Un fort relief, après une orogénie par exemple, augmentera la part de l'héritage dans les sédiments. Les particules sont peu altérées, et les solutions sont peu chargées en ions. Si le climat est chaud et humide, les particules s'altéreront légèrement. Le milieu de sédimentation reconstituera ces minéraux, c'est le domaine du rajeunissement. Enfin, si le climat est latéritique, ce qui nécessite généralement un repos tectonique, les néoformations prennent de l'ampleur.

Les transformations se feront dans un moyen terme correspondant à une action climatique suffisante pour altérer profondément les minéraux argileux sans cependant les détruire complètement. On peut d'ailleurs remarquer que charge solide et solution vont en sens inverse : plus les détritiques sont importants, moins les solutions sont riches.

Or, il existe, dans les séries sédimentaires, des « saisons » qui semblent propices à l'un ou l'autre mode de sédimentation. Nous avons longuement examiné le Permo-Trias d'Eurafric et d'Amérique du Nord, et constaté que cette époque était favorable à la chlorite ou plus exactement à la transformation des minéraux. Cette époque suit immédiatement une période de dépôt de grandes séries détritiques, celle des Nouveaux-grès-rouges, correspondant à la destruction de la chaîne hercynienne, dans laquelle le rôle de l'héritage est capital.

En nous éloignant au maximum des mouvements hercyniens, nous trouvons, au Paléogène, des conditions climatiques provoquant une altération vigoureuse de type latéritique, régnant sur un continent très usé. L'absence ou la faible extension des glaciers permet à ce climat de s'étendre depuis l'Afrique jusqu'à l'Europe. Ceci explique la raison de l'extension des dépôts à attapulgite et sépiolite, qu'on trouve dans les sédiments de cette époque, en Afrique, en Espagne, en France et même aussi dans l'hémisphère Sud, à Madagascar.

Ainsi, on peut reconstituer une sorte de progression dans le mode de sédimentation après une grande période tectonique. Au fur et à mesure qu'on s'écarte de l'orogénie, on voit les sédiments changer de nature, en ce qui regarde leur fraction argileuse, héritée d'abord, puis rajeunie, puis transformée et enfin néoformée. Il est bien entendu que cette succession suppose des climats constants, mais en réalité les climats varient et troublent, retardent ou accélèrent l'apparition de chacune de ces phases.

Le mode de sédimentation actuel dans nos régions peut être interprété à la lumière de ce raisonnement. Dix millions d'années nous séparent de l'orogénie alpine. Ceci est peu de chose devant l'espace de temps qui séparent les deux orogénies, hercynienne et alpine. Nous sommes en période de relief encore important. Par ailleurs, notre climat est très modéré. L'existence des glaciers aux deux pôles de la Terre provoquent un important gradient de température et les climats très hydrolysants sont limités aux régions équatoriales et tropicales. Le reste du monde est soumis à un climat tempéré ou périglaciaire. Ces conditions sont celles de l'héritage, des transformations faibles ou rajeunissement. La majorité des particules qui parviennent à la mer est formée de minéraux peu altérés, qui, dans un milieu peu actif, sont aisément régénérés. Je pense que ce sont ces conditions particulières qui amènent les océanographes à constater la primauté de l'héritage dans la sédimentation; les bassins où les transformations importantes et les néoformations véritables ont lieu sont rares et étroits. Mais il ne faut voir dans ces faits que le reflet des conditions actuelles. A d'autres époques, d'autres conditions ont sévi, qui ont amené d'autres modes de sédimentation.

Ces considérations peuvent être versées au dossier sur les causes actuelles et les causes anciennes (CAYEUX, 1941). Nous voyons, comme l'a très bien montré LAFFITE (1949) que ce ne sont pas les lois thermodynamiques régnant sur la Terre qui ont varié d'époque en époque, mais les conditions dans lesquelles elles s'exercent. « Il y a des causes permanentes qui jouent différemment suivant les périodes considérées » (LAFFITE, 1949, p. 258). A l'époque actuelle, sous nos latitudes, nous sommes en période d'altération modérée, ce qui entraîne une sédimentation principalement détritique ou discrètement transformée.

IX. — PLACE DE LA TRANSFORMATION DANS LE CYCLE DES SILICATES ET CONCLUSION.

Me voici parvenu au terme de ce travail dans lequel j'ai cherché à donner droit de cité à un mode de sédimentation des minéraux argileux, souvent pressenti dans les travaux antérieurs, et que j'ai appelé la « transformation ». Bien entendu, ce nouveau terme ne vise pas à supplanter ceux d'héritage ou de néoformation. Il vient au contraire se placer à côté d'eux et même entre eux, séparant ainsi deux vieux combattants qui se sont longuement querellés.

Mais cette querelle n'est pas une simple querelle de mots. Derrière les mots se cachent les faits, et en termes de faits, le problème est le suivant : les bassins de sédimentation ont-ils ou n'ont-ils pas d'action sur les silicates qui s'y déposent ?

Répondre par le mot « héritage » revient à nier cette action. Répondre par « néoformation » à la magnifier ! Or il y a loin de l'héritage à la néoformation et les transformations viennent combler cet espace avec toutes les nuances dont elles disposent.

Mais cette nouvelle expression n'empêche pas qu'une coupure nette existe entre la néoformation et les autres modes de sédimentation. Leur principe est fondamentalement différent et nous avons vu que, bien qu'elles suivent des trajets parallèles, elles sont irréductibles l'une à l'autre. Mais au-delà de cette coupure, le passage est maintenant continu entre les transformations, plus exactement entre les agradations, et l'héritage. L'héritage est en fait une agradation nulle, il n'en est qu'un cas particulier.

La réponse à la question posée devient plus nuancée : il est maintenant certain que les bassins de sédimentation ont une action sur les silicates qui y parviennent, mais certaines conditions de sédimentation sont telles que cette action est négligeable.

Un autre résultat me paraît très important, si l'on veut retracer le cycle des silicates dans le domaine de la sédimentation, c'est celui de l'opposition entre l'aboutissement des transformations et l'aboutissement des néoformations. Les minéraux de transformation sont l'illite et la chlorite. Les minéraux de néoformation sont la montmorillonite et les palygorskites; illite et chlorite sont exclues de ce choix. Or, elles sont fréquentes, et même abondantes, dans les sédiments, mais elles sont aussi les constituants les plus communs des zones plus profondes au seuil du métamorphisme ainsi que des produits d'altération banaux. L'abondance des micas et des chlorites dans les schistes et les micaschistes, leur apparition dès que la pression ou la température augmente, semblent bien indiquer que leurs véritables conditions de synthèse naturelle et de stabilité ne sont pas celles de

la surface. On peut donc dire qu'ils n'existent dans les sédiments que parce qu'ils sont les silicates les plus résistants devant l'altération. Ils sont le plus souvent respectés ou déformés sur les continents, avant d'être livrés à la sédimentation, mais plus difficilement dissous que les autres silicates. Le domaine de la sédimentation les tolère, les réorganise même s'ils sont désorganisés, mais il est incapable de les fabriquer de toutes pièces. Ils ne peuvent subsister que grâce à une « mémoire », plus profonde que celle que j'ai déjà évoquée, la mémoire de leur réseau. Lorsque le réseau est entièrement détruit, lorsque les particules ont été entièrement hydrolysées, cette mémoire a disparu, l'illite et la chlorite ont disparu de la sédimentation.

Si l'ensemble des minéraux argileux est caractéristique de l'hydrosphère, les minéraux silicatés propres au domaine de la sédimentation, puisqu'ils peuvent y naître, sont les membres des deux familles suivantes : les montmorillonites et les palygorskites.

Mais la vie des minéraux du domaine sédimentaire est éphémère. Rapidement, quand ils pénètrent dans les zones de la diagenèse et de l'épigenèse, ils se trouvent dans des conditions d'instabilité. Ils sont alors transformés en illite et chlorite, dont ils augmentent la fréquence. Cette transformation se poursuivra dans le métamorphisme qui donnera naissance aux nombreuses variétés de micas et de chlorites que l'on connaît. Mais ceci fait partie du cycle profond des silicates, où de nombreuses études sont à faire, et dans lequel je ne pénétrerai pas. Mon objet était, en effet, d'éclaircir la partie superficielle de ce cycle dans son mécanisme le moins connu : celui de la *transformation* des minéraux argileux dans l'hydrosphère.

BIBLIOGRAPHIE

- AGARD J., DESTOMBES J., VAN LECKWIJCK W. (1952). — Fer. *in*, Géologie des Gîtes minéraux marocains, *XIX^e Congr. Géol. Intern.*, Monog. Rég., 3^e série Maroc, 1, p. 103-132.
- AGARD J., DESTOMBES J. et JEANNETTE A. (1952). — Substances diverses. *in*, Géologie des Gîtes minéraux marocains, *XIX^e Congr. Géol. Intern.*, Alger, Monog. Rég., 3^e série Maroc, 1, p. 385-392.
- ALIETTI A. (1958). — Some interstratified clay minerals of the Taro valley. *Clay Min. Bull.*, 3, p. 207-212.
- ALONSO J. J. et VIRGILI C. (1959). — Un nivel de arcillitas de la base del Trias estudiado en el microscopio electronico. *An. de Edaf. y Fisiol. vég.*, 18, p. 1-9.
- ARAMBOURG C. et DUFFAUD F. (1960). — Note sur la découverte d'un gisement de Vertébrés continentaux dans le Trias du Haut Atlas occidental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2, p. 172-177.
- ASHAUER H. (1934). — Die östliche Endigung der Pyrenäen. *Ahhand. Gesell. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl.*, 3, n° 10.
- BARSHAD I. (1950). — The effects of the interlayer cations on expansion of the mica type crystal lattice. *Amer. Min.*, 35, p. 225-238.
- BRADLEY W. F. (1940). — The structural scheme of attapulgite. *Amer. Min.*, 25, p. 405-410.
- BRADLEY W. F. (1945). — Diagnostic criteria for clay minerals. *Amer. Min.*, 30, p. 704-713.
- BRADLEY W. F. (1950). — The alternating layer sequence of rectorite. *Amer. Min.*, 35, p. 590-595.
- BRADLEY W. F. (1954). — X-ray diffraction criteria for the characterization of chloritic material in sediments. *Clays and clay min.*, 2nd nat. conf. 1953, p. 324-334.
- BRADLEY W. F. (1959). — Current progress in silicate structures. *Clays and clay min.*, 6th nat. conf. 1957, p. 18-25.
- BRADLEY W. F. et WEAVER C. E. (1956). — A regularly interstratified chlorite-vermiculite clay mineral. *Amer. Min.*, 41, p. 497-504.
- BRAJNIKOV B. (1937). — Recherches sur la formation appelée « argile à silex » dans le Bassin de Paris. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 10, p. 1-90 et 109-129.
- BRAJNIKOV B. (1949). — Quelques considérations sur l'évolution des limons. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 12, p. 91-96.
- BRAUNER K. et PREISINGER A. (1956). — Struktur und Entstehung des Sepioliths. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 1-2, p. 120-140.
- BRINDLEY G. W. (1951). — X-ray identification and structures of clay minerals. Min Soc. (Clay Min. Group), London, 345 p.
- BRINDLEY G. W. (1956). — Allevardite, a swelling double layer mica mineral. *Amer. Min.*, 41, p. 91-103.
- BRINDLEY G. W. (1959). — X-ray and electron diffraction data for sepiolite. *Amer. Min.*, 44, p. 495-500.
- BRINDLEY G. W. (1961). — Chlorite minerals. *in* G. BROWN « The X-ray identification and crystal structures of clay minerals », Min. Soc., London, p. 242-296.
- BRINDLEY G. W. et GILLERY F. H. (1954). — A mixed layer kaolin-chlorite structure. *Clays and clay. min.*, 2nd nat. conf. 1953, p. 349-353.
- BRINDLEY G. W. and GILLERY F. H. (1956). — X-ray identification of chlorite species. *Amer. Min.*, 41, p. 169-186.
- BRINDLEY G. W. et NAKAHIRA M. (1958). — Structure of kaolinite. *Min. Mag.*, 31, p. 781-786.

- BRINDLEY G. W., OUGHTON B. M. et ROBINSON K. (1950). — Polymorphism of the chlorites I. Ordered structures. *Acta Cryst.*, 3, p. 408-416.
- BRINDLEY G. W. et ROBINSON K. (1946). — Structure of kaolinite. *Min. Mag.*, 27, p. 242-253.
- BROWN B. E. and JACKSON M. L. (1958). — Clay mineral distribution in the Hiawatha sandy soils of northern Wisconsin. *Clays and clay min.*, 5th nat. conf. 1956, p. 213-226.
- BROWN G. (1953). — The dioctahedral analogue of vermiculite. *Clay Min. Bull.*, 10, p. 64-67.
- BROWN G. (1955). — Report of the clay minerals group sub-committee on nomenclature of clay minerals. *Clay Min. Bull.*, 2, p. 294-302.
- BROWN G. (1961). — The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Min Soc. (Clay Min. Group), London, 544 p.
- BROWN G. et MAC EWAN D. M. C. (1951). — X-ray diffraction by structures with random interstratification. in G. W. BRINDLEY « X-ray identification and crystal structures of clay minerals », Min. Soc., London, p. 266-284.
- CAILLÈRE S. (1951). — Sur la présence d'une palygorskite à Tafraoute. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 233, p. 697-698.
- CAILLÈRE S. et HÉNIN S. (1949). — The properties and identification of saponite (bowlingite). *Clay Min. Bull.*, 1, p. 138-144.
- CAILLÈRE S. et HÉNIN S. (1957). — The chlorite and serpentine minerals. In, R. C. MACKENZIE, « The differential thermal investigation of clays », Min. Soc. London, p. 207-230.
- CAILLÈRE S. et HÉNIN S. (1958). — Méthode d'utilisation des résultats de l'étude chimique d'une roche argileuse en vue de la détermination de sa composition minéralogique. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, 10, p. 61-70.
- CAILLÈRE S. et HÉNIN S. (1959). — Quelques remarques sur l'interprétation des analyses chimiques d'argiles. *LXXXIV^e Congr. Soc. Sav.*, p. 375-385.
- CAILLÈRE S. et HÉNIN S. (1962). — Vue d'ensemble sur le problème de la synthèse des minéraux phylliteux à basse température. *Coll. Intern. C.N.R.S.*, 105, « Genèse et synthèse des argiles », Paris, 1961, p. 31-44.
- CAILLÈRE S., HÉNIN S. et MÉRIAUX S. (1948). — Transformation expérimentale d'une montmorillonite en une phyllite à 10 Å type illite. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 226, p. 680-681.
- CAILLÈRE S., HÉNIN S. et MÉRING J. (1947). — Passage expérimental de la montmorillonite à une phyllite à équidistance stable à 14 Å. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 224, p. 842-843.
- CAILLÈRE S., HÉNIN S. et POBEGUIN T. (1962). — Présence d'un nouveau type de chlorite dans les bauxites de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrénées-Orientales). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 254, p. 1657-1659.
- CAILLÈRE S., MATHIEU-SICAUD A. et HÉNIN S. (1950). — Nouvel essai d'identification du minéral de la Table, près d'Allevard, l'allevardite. *Bull. Soc. Fr. Min.*, 53, p. 193-201.
- CAMEZ T. (1962). — Études sur l'évolution des minéraux argileux dans les sols des régions tempérées. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lor.*, 20, 90 p.
- CAPDECOMME L. (1952). — Sur les phosphates alumineux de la région de Thiès (Sénégal). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 235, p. 187-189.
- CAPDECOMME L. et KULBICKI G. (1954). — Argiles des gîtes phosphatés de la région de Thiès (Sénégal). *Bull. Soc. Fr. Min.*, 77, p. 500-518.
- CAYEUX L. (1941). — Causes anciennes et causes actuelles en géologie. Masson éd., 81 p.
- CHOUBERT G. (1956). — Permo-Trias, in, *Lexique Strat. Intern.*, 4, Afrique, Fasc. 1a, Maroc.
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1960-1962). — L'évolution du Domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. Liv. mém. Paul Fallot. T1, *Soc. Géol. Fr.*, p. 447-528.
- CHOUBERT G. et MARÇAIS J. (1948). — La géologie marocaine. Encyclopédie coloniale et maritime, Paris, vol. Maroc, 12 p.
- CORRENS C. W. (1937). — Sédimentation dans les mers profondes. *Wiss. Ergebn. Deutsch. Atlant. Expedition auf dem Forschungs u. Vermessungsschiff Meteor, 1937*, Berlin, vol. 3, partie 3.
- COWLEY J. M. et GOSWAMI A. (1961). — Electron diffraction patterns from montmorillonite. *Acta Cryst.*, 14, p. 1071-1079.
- DALLONI M. (1930). — Étude géologique des Pyrénées Catalanes. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 26, p. 1-374.
- DEFRETIN S. (1951). — Sur l'âge triasique, probablement Keuper moyen des couches cuprifères d'Argana-Bigoudine (Haut Atlas Occidental). *C.R. Acad., Sci. Fr.*, 232, p. 424-425.
- DEFRETIN S. et FAUVELET E. (1951). — Présence de Phyllopoïdes triasiques dans la région d'Argana-Bigoudine (Haut Atlas occidental). *Notes Serv. Géol. Maroc*, 5, p. 129-138.
- DEICHA G. (1942). — Sur les conditions de dépôt dans le golfe du gypse parisien. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 214, p. 863.

- DEICHA G. (1942). — Zones bimensuelles, saisonnières et annuelles dans le gypse parisien. *C.R. Soc. Géol. Fr.*, 9, p. 83.
- DROSTE J. B., BHATTACHARYA N. et SUNDERMAN J. A. (1962). — Clay mineral alteration in some Indiana soils. *Clays and clay min.*, 9th nat. conf. 1960, p. 329-342.
- DUNOYER DE SEGONZAC G. et MILLOT G. (1962). — Pyrophyllite de diagenèse dans le Dévonien inférieur du synclinal de Laval (Massif Armoricaïn). *C.R. Acad. Sc. Fr.*, 255, p. 3438-3440.
- EARLEY J. W., BRINDLEY G. W., MC VEAGH W. J. et VANDEN HEUVEL R. C. (1956). — A regularly interstratified montmorillonite-chlorite. *Amer. Min.*, 41, p. 258-267.
- EARLY J. W. et MILNE J. H. (1956). — Regularly interstratified montmorillonite-chlorite in basalt. *Clays and clay min.*, 4th nat. conf. 1955, p. 381-384.
- ELOUARD P. (1959). — Étude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla mauritanien et de la vallée du Sénégal. Thèse Sci., Paris, 372 p.
- ENDELL K., HOFFMANN U. und MÄGDEFRAU E. (1935). — Über die Natur des Tonanteils in Rohstoffen der deutschen Zement Industrie. *Zement*, 24, p. 625-632.
- FAUST G. T., HATHAWAY J. C. et MILLOT G. (1959). — A restudy of stevensite and allied minerals. *Amer. Min.*, 44, p. 342-370.
- FERNEX F. (). — Remarques sur la tectonique du Bétique du Malaga Oriental, de Lorca-Velez Rubio (Espagne Méridionale).
- FINATON C. (1934). — Les dépôts lagunaires et le gypse du Bassin Parisien. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 7, p. 357-378.
- FINATON C. (1934). — La formation des gisements salifères. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 8, p. 285-303.
- FOSTER M. D. (1951). — The importance of exchangeable magnesium and cation-exchange capacity in the study of montmorillonite clays. *Amer. Min.*, 36, p. 717-730.
- FOSTER M. D. (1953). — Geochemical studies of clay minerals. III The determination of free silica and free alumina in montmorillonites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 3, p. 143-154.
- FOSTER M. D. (1954). — The relation between « illite », beidellite and montmorillonite. *Clays and clay min.*, 2nd nat. conf. 1953, p. 386-397.
- FOURNIER R. O. (1961). — Regular interlayered chlorite-vermiculite in evaporite of the Salado formation, New-Mexico. *Geol. Surv. prof. paper*, 424 D, article 403, p. D. 323-327.
- FÜCHTBAUER H. et GOLDSCHMIDT H. (1956). — Ein Zechsteinanhydrit-Profil mit Einlagerungen von Montmorillonit und einer abweichenden Serpentin-Varietät. *Heidelberger Beitr. Min. Petr.*, 5, p. 187-203.
- FÜCHTBAUER H. et GOLDSCHMIDT H. (1959). — Die Tonminerale der Zechsteinformation. *Beitr. Min. Petr.*, 6, p. 325-345.
- GARRELS R. M. et HOWARD P. (1959). — Reactions of feldspar and mica with water at low temperature and pressure. *Clays and clay min.*, 6th nat. conf. 1957, p. 68-88.
- GASTUCHE M. C., FRIPIAT J. J. et DE KIMPE C. (1962). — La genèse des minéraux argileux de la famille du kaolin, I. Aspect colloïdal, II. Aspect cristallin. *Coll. Intern. C.N.R.S.*, 105, « Genèse et synthèse des argiles », Paris, 1961, p. 57-66 et 67-82.
- GAUDEFRY G. et LUCAS J. (1954). — L'aragonite de Tagnaneit - Moyen Atlas. *N. et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 9, p. 117-119.
- GENTIL L. (1918). — Notice sur les titres et travaux scientifiques de M. Louis Gentil. Emile Larose, éd. Paris.
- GIGNOUX M. (1950). — Géologie stratigraphique. Masson, Paris, 735 p.
- GIGOUT M. (1951). — Études géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). *N. et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 86, 507 p.
- GLAESER R., MANTIN I. et MÉRING J. (1961). — Études sur l'acidité de la montmorillonite. XXI^e Intern. Geol. Congr. Copenhague, 1960, Part XXIV, p. 27-34.
- GRÉBERT C. et PROUST F. (1958). — Sur le Permien et le Trias dans le Haut Atlas Occidental (Maroc). *C.R. Soc. Géol. Fr.*, 8, p. 210-212.
- GREENE-KELLY R. (1955). — Dehydration of montmorillonite. *Min. Mag.* 30, p. 604-615.
- GREENE-KELLY R. (1957). — The montmorillonite minerals (surrectites), in, R. C. MACKENZIE « The differential thermal investigation of clays », *Min. Soc. London*, p. 140-164.
- GRIFFITHS J. C. (1952). — Reaction relation in the finer-grained rocks. *Clay Min. Bull.*, 1, p. 251-256.
- GRIM R. E. (1935). — Petrology of Pennsylvanian shales and calcareous underclays associated with Illinois coals. *Bull. Am. Ceram. Soc.*, 14, p. 113-119 et 129-134.

- GRIM R. E. (1953). — Clay mineralogy. Mc Graw Hill ed., N. Y., 384 p.
- GRIM R. E. (1958). — Concept of diagenesis in argillaceous sediments. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 42, p. 246-253.
- GRIM R. E. (1962). — Applied clay mineralogy. Mc Graw Hill ed., N. Y., 422 p.
- GRIM R. E. et BRADLEY W. F. (1955). — Structural implications in diagenesis. *Geol. Rundsch.*, 43, p. 469-474.
- GRIM R. E., BRADLEY W. F. et WHITE W. A. (1957). — Petrology of the paleozoic shales of Illinois. *Illinois State Geol. Surv.*, report 203, 35 p.
- GRIM R. E., BRAY R. H. et BRADLEY F. W. (1937). — The mica in argillaceous sediments. *Amer. Min.*, 22, p. 813-829.
- GRIM R. E., DIETZ R. S. et BRADLEY W. F. (1949). — Clay mineral composition of some sediments from the Pacific Ocean of the California Coast and the Gulf of California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 60, p. 1785-1808.
- GRIM R. E., DROSTE J. B. et BRADLEY W. F. (1960). — A mixed-layer clay mineral associated with an evaporite. *Clays and clay min.*, 8th nat. conf. 1959, p. 228-236.
- GRIM R. E. et JOHNS W. D. (1954). — Clay mineral investigations of sediments in the northern Gulf of Mexico. *Clays and clay min.*, 2nd nat. conf. 1953, p. 81-103.
- GRIM R. E. et LOUGHNAN F. C. (1962). — Clay minerals in sediments from Sydney Harbour, Australia. *Journ. Sedim. Petrol.*, 32, p. 240-248.
- GRUNER J. W. (1932). — The crystal of kaolinite. *Zeitschr. Krist.*, 83, p. 75-88.
- GRUNER J. W. (1934). — The structure of vermiculites and their collapse by dehydration. *Amer. Min.*, 19, p. 557-575.
- GRUNER J. W. (1934). — The crystal structure of talc and pyrophyllite. *Zeitschr. Krist.*, 88, p. 412-419.
- GUILLAUME L. et MINOUX G. (1954). — Deux regards nouveaux sur le substratum antétriasique à l'W des Vosges : les forages de Ravenel et de Damblain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, p. 515-525.
- HARVEY C. O. (1943). — Some notes on the calculation of molecular formulae for glauconite. *Amer. Min.*, 28, p. 541-543.
- HATHAWAY J. C. (1955). — Studies of some vermiculite-type clay minerals. *Clays and clays min.*, 3rd nat. conf. 1954, p. 74-86.
- HENDRICKS S. B. (1942). — Lattice structure of clay minerals and some properties of clays. *Journ. Geol.*, 50, p. 276-290.
- HENDRICKS S. B. et JEFFERSON M. E. (1938). — Structure of vermiculites and mixed vermiculite-chlorites. *Amer. Min.*, 23, p. 852-862.
- HENDRICKS S. B. et JEFFERSON M. E. (1939). — Polymorphism of the micas with optical measurements. *Amer. Min.*, 24, p. 729-771.
- HENDRICKS S. B. et TELLER E. (1942). — X-ray interference in partially ordered layer lattice. *Journ. Chem. Phys.*, 10, p. 147-167.
- HEY M. H. (1954). — A new review of the chlorites. *Min. Mag.*, 30, p. 277-292.
- HOFMANN V., ENDELL K. et WILM D. (1933). — Kristal Struktur und Quellung von Montmorillonit. *Zeitschr. Krist.*, 86, p. 340-348.
- HONEYBORNE D. B. (1951). — The clay minerals in the Keuper marl. *Clay Min. Bull.*, 1, p. 150-155.
- JACKSON M. L. (1959). — Frequency distribution of clay minerals in major great soil groups as related to the factors of soil formation. *Clays and clay min.*, 6th nat. conf. 1957, p. 133-143.
- JACKSON M. L., HSEUNG Y., COREY R. B., EVANS E. J. et VANDEN HEUVEL R. C. (1952). — Weathering sequence of clay-size minerals in soils and sediments : II. Chemical weathering of layer silicates. *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.*, 16, p. 3-6.
- JACKSON M. L., TYLER S. A., WILLIS A. L., BOURBEAU G. A. et PENNINGTON R. P. (1948). — Weathering sequence of clay-size minerals in soils and sediments. 1) Fundamental generalizations. *J. Phys. Coll. Chem.*, 52, p. 1237-1260.
- JACKSON W. W. et WEST J. (1931). — The crystal structure of muscovite. $KAl_2(Al, Si_3)O_{10}(OH)_2$. *Zeitschr. Kryst.*, 76, p. 211-227.
- JACKSON W. W. et WEST J. (1933). — The crystal structure of muscovite. $KAl_2(Al, Si_3)O_{10}(OH)_2$. *Zeitschr. Kryst.*, 85, p. 160-164.
- JACOB C., FALLOT F., ASTRE G. et CIRY R. (1927). — Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales. XIV^e Congr. Géol. Intern., Espagne 1926, fasc. 2, p. 335-411.
- JASMUND K. (1954). — in P. SCHNEIDERHÖHN, Exkursionsführer Umgebung Göttingen, IV. Intern. Sedimentolog. Tg., Göttingen, 1954.

- JEANNETTE A. et LUCAS J. (1955). — Sur l'extension au Maroc des niveaux à chlorite dans les argiles du Permo-Trias. *Notes Serv. Géol. Maroc*, 12, p. 129-134.
- JEANNETTE A., MONITION A., ORTELLI L. et SALVAN H. (1959). — Premiers résultats de l'étude des argiles de la série phosphatée du bassin de Khouribga (Maroc). XX^e Congr. Géol. Intern., Mexico 1956, p. 53-62.
- JOHNS W. D. et GRIM R. E. (1958). — Clay mineral composition of recent sediments from the Mississippi River Delta. *Journ. Sedim. Petrol.*, 28, p. 186-199.
- JOHNSTONE A. (1889). — On the action of pure water and of water saturated with carbonic acid gas, on the minerals of the mica family. *Quat. Journ. Geol. Soc.*, 45, p. 363.
- JONAS E. C. (1961). — Mineralogy of the micaceous clay minerals. XXIst Intern. Geol. Congr., Copenhagen, 1960, Part XXIV, p. 7-16.
- JONAS E. C. et ROBERSON H. E. (1960). — Particle size as a factor influencing expansion of the three-layer clay minerals. *Amer. Min.*, 45, p. 828-838.
- JONAS E. C. et THOMAS G. L. (1960). — Hydratation properties of potassium deficient clay micas. *Clays and clay min.*, 8th nat. conf. 1959, p. 183-192.
- KEELING P. S. (1956). — Sepiolite at a locality in the Keuper marl of the Midlands. *Min. Mag.*, 31, p. 328-332.
- KONING G. DE (1957). — Géologie des Ida ou Zal (Maroc). *Leidse Geol. Med.*, 23.
- KRUTZSCH W. (1955). — Zur Bedeutung mikrobotanischer (sporenpaläontologischer). Untersuchungen für die praktische Geologie. *Zeitschr. f. angew. Geol.*, 3-4, p. 137-145.
- KUBLER B. (1959). — Étude de l'Oehningien (Tortonien) du Locle (Neuchâtel, Suisse). Thèse Sci. Neuchâtel et *Bull. Soc. Neuchâteloise Sci. Nat.*, 85, 1962, p. 6-42, et *Beitr. z. Min. u. Petr.*, 8, 1962, p. 267-314.
- KUBLER B. (1961). — Argiles permo-triasiques du Nord-Sahara. Première mise au point. Rapport interne Cie Fr. Pétroles.
- KULBICKI G. (1957). — Constitution et genèse des sédiments argileux sidérolithiques et lacustres du N et du N-E de l'Aquitaine. *Sci. Terre*, 4, p. 5-101.
- LAFFITTE R. (1949). — Sédimentation et orogénèse. *Ann. Hébert et Haug*, t. VII, Livre Jubilaire Charles Jacob, p. 239-259.
- LAPPARENT J. DE (1909). — Étude comparative de quelques porphyroïdes françaises. *Bull. Soc. Fr. Min.*, 32, p. 174-304.
- LAPPARENT J. DE (1938). — Défense de l'attapulгите. *Bull. Soc. Fr. Min.*, 61, p. 253-283.
- LAUGIER R. (1959). — Observations pétrographiques nouvelles sur les niveaux salifères du Trias moyen de Lorraine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1, p. 31-39.
- LE CHATELIER H. (1887). — De l'action de la chaleur sur les argiles. *Bull. Soc. Fr. Min.*, 10, p. 204.
- LÉVÊQUE P. (1961). — Contribution à l'étude géologique et hydrologique de l'Atlas de Demnate (Maroc). Thèse Sci. Paris, 370 p.
- LIPPMANN F. (1954). — Über einen Keuper von Zaisersweihen bei Maulbronn. Heidelberg. *Beitr. z. Min. u. Petr.*, 4, p. 130-134.
- LIPPMANN F. (1956). — Clay minerals from the röth member of the triassic near Göttingen (Germany). *Journ. Sedim. Petrol.*, 26, p. 125-129.
- LIPPMANN F. (1959). — Corrensit. in Hintze-Chudoba, Hand. der Mineralogie, de Gruyter, Berlin, 2, p. 688-691.
- LOMBARD A. (1953). — Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale. *Rev. Inst. Fr. pétrole*, 8, n^o spécial, p. 9-45.
- LONGCHAMBON H. (1937). — Sur certaines caractéristiques de la sépiolite d'Ampanandrava. Discussion sur la formule des sépiolites. *Bull. Soc. Fr. Min.*, 60, p. 232-276.
- LUCAS G. (1942). — Description géologique et pétrographique des monts du Ghar Rouban et du Sidi el Abed (frontière algéro-marocaine). *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 2^e série, n^o 16.
- LUCAS J. (1962). — Remarques sur les minéraux argileux interstratifiés et leur genèse. *Coll. Intern. C.N.R.S.*, 105, « Genèse et synthèse des argiles », Paris, 1961, p. 177-190.
- LUCAS J. et BRONNER-TASSEL A. M. (1961). — Évolution des argiles sédimentaires dans le bassin triasique du Jura français. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lor.*, 14, fasc. 4, p. 137-147.
- LUCAS J., CAMEZ T. et MILLOT G. (1959). — Détermination pratique aux rayons X des minéraux argileux simples et interstratifiés. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lor.*, 12, fasc. 2, p. 21-31.
- LUCAS J. et JEHL G. (1961). — Étude de l'action de la chaleur sur la chlorite et la kaolinite par diffraction des rayons X. Application à la distinction de ces minéraux. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lor.* EG, fasc. 4, p. 159-171.

- MAC EWAN D. M. C. (1944). — Identification of montmorillonite. *Nature, London*, 154, p. 577-578.
- MAC EWAN D. M. C. (1948). — Les minéraux argileux de quelques sols écossais. *Verres et Silic. industr.*, 13, p. 41-46.
- MAC EWAN D. M. C. (1948). — A trioctahedral montmorillonite derived from biotite. XVIIIth Intern. Geol. Congr. London, Abstr., p. 128.
- MAC EWAN D. M. C. (1949). — Some notes on the recording and interpretation of X-ray diagrams of soil clays. *Journ. Soil Science*, 1, p. 90-103.
- MAC EWAN D. M. C., RUIZ AMIL A. et BROWN G. (1961). — Interstratified clay minerals, in G. BROWN « The X-ray identification and crystal structures of clay minerals », Min. Soc. London, p. 393-445.
- MACKENZIE R. C. (1957). — The differential thermal investigation of clays. Min. Soc. (Clay Min. group.) London, 456 p.
- MACKENZIE R. C., WALKER G. F. et HART R. (1949). — Illite occurring in decomposed granite at Ballater Aberdeenshire. *Min. Mag.*, 28, p. 704-713.
- MC MURCHY R. C. (1934). — The crystal structure of the chlorite minerals. *Zeitschr. Krist.*, 8, p. 420-432.
- MÄGDEFRAU E. et HOFMANN U. (1938). — Die Kristallstruktur des Montmorillonits. *Zeitschr. Krist.*, 98, p. 299-323.
- MALLARD E. (1878). — Sur la bravaisite. *Bull. Soc. Fr. Min.*, 1, p. 5.
- MARÇAIS J. (1934). — Découverte de fossiles dans le Trias du Prérif Oriental. *Bull. Soc. Sci. Nat. Maroc*, 14, p. 139.
- MARÇAIS J. (1935). — A propos d'un gisement de Trias fossilifère dans le Rif Oriental. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 200, p. 687-689.
- MARSHALL C. E. (1935). — Layer-lattices and base-exchange clays. *Zeitschr. Krist.*, 91, p. 433-449.
- MARTIN-VIVALDI J. L. et MAC EWAN D. M. C. (1957). — Triassic chlorites from the Jura and the catalan coastal range. *Clay Min. Bull.*, 3, p. 177-183.
- MARTIN-VIVALDI J. L. et MAC EWAN D. M. C. (1960). — Corrensite and swelling chlorite. *Clay Min. Bull.*, 4, p. 173-181.
- MARTIN-VIVALDI J. L. et SANCHEZ-CAMAZANO M. (1961). — A dioctahedral clay vermiculite in a soil from Saucelle, Salamanca. *Clay Min. Bull.*, 4, p. 299-306.
- MATHIESON A. M. (1958). — Mg-Vermiculite : a refinement and re-examination of the crystal structure of the 14,36 Å phase. *Amer. Min.*, 43, p. 216-227.
- MATHIESON A. M., RADOSLOVICH E. W. et WALKER G. F. (1959). — Accuracy in structure analysis of layer silicates. *Acta Cryst.*, 12, p. 937-938.
- MATHIESON A. M. et WALKER G. F. (1954). — Crystal structure of magnesium-vermiculite. *Amer. Min.*, 39, p. 231-255.
- MAUGUIN C. (1924). — La structure des cristaux déterminée au moyen des rayons X. Soc. « Journ. Phys. », éd., 281 p.
- MAUGUIN C. (1928). — Communication orale sur l'étude des chlorites au moyen des rayons X. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 51, p. 186.
- MAUGUIN C. (1928). — Étude des micas au moyen des rayons X. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 51, p. 285-332.
- MAUGUIN C. (1930). — La maille cristalline des chlorites. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 53, p. 279-300.
- MÉRING J. (1949). — L'interférence des rayons X dans les systèmes à stratification désordonnée. *Acta Cryst.*, 2, p. 371-377.
- MÉRING J. (1962). — Discussion, in J. LUCAS (1962) « Remarques sur les minéraux argileux interstratifiés et leur genèse ». *Coll. Intern. C.N.R.S.*, 105, « Genèse et synthèse des argiles », Paris 1961, p. 190.
- MERRELL H. W., JONES D. J. et SAND L. B. (1957). — Sedimentation features in Paradox shales, southeastern Utah. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 68, p. 1766.
- MILLIARD Y. (1959). — Sur l'existence du Permien dans le massif paléozoïque interne du Rif (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 249, p. 1051.
- MILLOT G. (1949). — Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. Thèse Sci. Nancy et *Géol. Appl. Prospec. Min.*, 2, n° 2-3-4, p. 1-352.
- MILLOT G. (1953). — Héritage et néoformation dans la sédimentation argileuse. XIX^e Congr. Géol. Intern., Alger 1952, C.I.P.E.A., p. 163-175.
- MILLOT G. (1954). — Sur l'existence de roches argileuses composées essentiellement de chlorites. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 238, p. 363-364.
- MILLOT G. (1957). — Des cycles sédimentaires et de trois modes de sédimentation argileuse. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 244, p. 2536-2539.

- MILLOT G., ÉLOUARD P., LUCAS J. et SLANSKY M. (1960). — Une séquence sédimentaire et géochimique de minéraux argileux : montmorillonite, attapulgite, sépiolite. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, 12, p. 77-83.
- MILLOT G., PERRIAUX J. et LUCAS J. (1961). — Signification climatique de la couleur rouge des grès permotriasiques des Vosges et des grandes séries détritiques rouges. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lor.*, 14, fasc. 4, p. 91-100.
- MILLOT G., RADIER H. et BONIFAS M. (1957). — La sédimentation argileuse à attapulgite et montmorillonite. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, p. 425-433.
- MILNE I. H. et EARLY J. W. (1958). — Effect of source and environment on clay minerals. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 42, p. 328-338.
- MONITION A. et L. (1959). — Quelques observations sur les formations « permotriasiques » du massif des Beni-Snassène (Maroc Oriental). XX^e Congr. Geol. Intern., Mexico 1956, p. 187-197.
- MORET L. (1931). — Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech. *N. et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 18, 255 p.
- NAGELSCHEIDT G. (1944). — Illite and bravaisite. *Min. Mag.*, 27, p. 59-61.
- NAGY B. et BRADLEY W. F. (1955). — The structural scheme of sepiolite. *Amer. Min.*, 40, p. 885-892.
- NEWHAM R. E. et BRINDLEY G. W. (1956-1957). — Structure of dickite. *Acta Cryst.* 9, p. 759-764 et *Acta Cryst.*, 10, p. 88.
- OCHSENIUS C. (1877). — Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlangensalze. Halle éd., 172 p.
- ORCEL J. (1927). — Recherches sur la composition chimique des chlorites. *Bull. Soc. Fr. Min.*, 50, p. 75-426.
- ORCEL J., CAILLÈRE S. et HÉNIN S. (1952). — Nouvel essai de classification des chlorites. *Min. Mag.*, 29, p. 329-340.
- OSTHAUS B. B. (1954). — Chemical determination of tetrahedral ions in nontronite and montmorillonite. *Clays and clay min.*, 2nd nat. conf. 1953, p. 404-417.
- OWODENKO B. (1946). — Mémoire explicatif de la carte géologique du bassin houiller de Djerada et de la région au Sud d'Oujda. *Mém. Soc. Geol. Belg.*, 70, p. 1-168.
- PAULING L. (1930). — Structures of micas and related minerals. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 16, p. 123-129.
- PAULING L. (1930). — The structure of the chlorites. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 16, p. 578.
- PERRIAUX J. (1961). — Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lor.*, 18, 236 p.
- PETERSON M. N. A. (1961). — Mineral assemblages from evaporitic rocks, in the system MgO, CaO, Al₂O₃, SiO₂, Co₂, H₂O. *Abst. Prog. Ann. Meetgs*, p. 121 A.
- PETERSON M. N. A. (1962). — The mineralogy and petrology of upper mississippian carbonate rocks of the Cumberland plateau in Tennessee. *Journ. Geol.*, 70, p. 1-31.
- POWERS M. C. (1957). — Adjustment of land derived clays to the marine environment. *Journ. Sedim. Petrol.*, 27, p. 355-372.
- RADIER H. (1953). — Contribution à l'étude stratigraphique et structurale du détroit soudanais. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3, p. 677-696.
- RADIER H. (1957 et 1959). — Le Précambrien saharien au S de l'Adrar des Iforas. Le Bassin crétacé et tertiaire de Gao. Contribution à l'étude géologique du Soudan Oriental. Thèse Sci. Strasbourg et *Bull. Serv. Géol. Prospec. Min. A.O.F.* (1959), 24, 556 p.
- RADOSLOVICH E. W. (1960). — The structure of muscovite, K Al₂ (Si₃ Al) O₁₀ (OH)₂. *Acta Cryst.*, 13, p. 919-932.
- RICH C. I. and OBENSHAIN S. S. (1955). — Clay mineral properties of a soil. *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.*, 19, p. 334-339.
- RICOUR J. (1959). — Stratigraphie du Trias de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1, p. 3-13.
- RICOUR J. (1962). — Contribution à une révision du Trias français. Mém. Carte Géol. Détail. France, sous presse.
- RIVIÈRE A., VISSÉ L., FRIDMAN R. et VERNHET S. (1955). — Nouvelles recherches sur les argiles sédimentaires. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, 6, p. 13-22.
- ROBINSON K. et BRINDLEY G. W. (1948). — A note on the crystal structure of the chlorite minerals. *Proc. Leeds. Philos. soc.*, 5, p. 102-108.
- ROCH E. (1950). — Histoire stratigraphique du Maroc. *N. et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 80, 435 p.
- ROLFE B. N. et JEFFRIES C. D. (1953). — Mica weathering in three soils in central New-York, U.S.A., *Clay Min. Bull.*, 2, p. 85-93.

- ROSS S. (1960). — Review of the relationships in the montmorillonite group of clay minerals. *Clays and clay min.*, 7th nat. conf. 1958, p. 225-230.
- ROSS C. S. et HENDRICKS S. B. (1945). — Minerals of the montmorillonite group. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.*, n° 205-B.
- ROY R. (1962). — The preparation and properties of synthetic clay minerals. *Coll. Intern. C.N.R.S.*, 105, « Genèse et synthèse des argiles », Paris 1961, p. 83-98.
- SABATIER G. (1962). — Discussion, in J. LUCAS (1962).
- SCHMEIL W. R. et JACKSON M. L. (1956). — Interstratification of layer silicates in soil clays. *Clays and clay min.*, 4th nat. conf. 1955, p. 423-428.
- SIAT A., WEY R. et WEIL R. (1959). — Identification d'une argile « chlorite-montmorillonite » à interstratification régulière dans une roche filonienne des Vosges. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 82, p. 402-403.
- SIFFERT B. (1962). — Quelques réactions de la silice en solution. La formation des argiles. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lor.*, 21.
- SIFFERT B. et WEY R. (1961). — Sur la synthèse de la kaolinite à la température ordinaire. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 253, p. 142-145.
- SIFFERT B. et WEY R. (1962). — Synthèse d'une sépiolite à la température ordinaire. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 254, p. 1460-1463.
- SLANSKY M. (1959). — Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo. Thèse Sci., Nancy, 355 p.
- SLANSKY M., CAMEZ T. et MILLOT G. (1959). — Sédimentation argileuse et phosphatée au Dahomey. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1, p. 150-155.
- SLOSS L. L. (1953). — The significance of evaporites. *Journ. Sedim. Petrol.*, 23, p. 143-161.
- SMITH J. V. et YODER H. S. (1956). — Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. *Min. Mag.*, 31, p. 209-235.
- SMOOT T. W. (1960). — Clay mineralogy of Pre-Pennsylvanian sandstones and shales of the Illinois Basin. art I: Relation of permeability to clay mineral suites. *Illinois State Geol. Surv.*, Circular 286, 20 p.
- SOLÉ SABARIS L., FONTBOTE J. M., MASACHS V. et VIRGILI C. (1956). — Elemento estructurales de la zona axial en el alto Ribagorza. II° Congr. Intern. d'Etudes Pyrén., Luchon-Pau, 2, p. 171-184.
- SOLÉ SABARIS L., VIRGILI C. et JULIVERT M. (1956). — Características estratigráficas del Trias en la zona limitrofe entre las provincias de Barcelona y Tarragona. *Est. Geol. Esp.*, 31-32, p. 287-300.
- STEINFINK H. (1958). — The crystal structure of chlorite. I. A monoclinic polymorph - *Acta Cryst.*, 11, p. 191-195. II. A triclinic polymorph - *Acta Cryst.*, 11, p. 195-198.
- STEPHEN I. et MAC EWAN D. M. C. (1951). — Some chloritic minerals of unusual type. *Clay Min. Bull.*, 1, p. 157-162.
- STÉVAUX J. (1961). — Étude sédimentologique des formations ordoviciennes et mésozoïques inférieures des forages au S du champ d'Hassi-Messaoud. Thèse Sci., 3° cycle, Strasbourg, 142 p.
- STEVENS R. E. (1942-1945). — A system for calculating analyses of micas and related minerals to end members. *Geol. Surv. Bull.*, 950, p. 101-113.
- SUDO T. (1943). —
- SUDO T., HAYASHI H. et SHIMODA S. (1962). — Mineralogical problems of intermediate clay minerals. *Clays and clay min.*, 9th nat. conf. 1960, p. 378-392.
- TAKEUCHI Y. et SADANAGA R. (1959). — The crystal structure of xanthophyllite. *Acta Cryst.*, 12, p. 945-946.
- TASSEL A. M. (1961). — Étude des argiles du Trias de quelques forages du Jura. Thèse 3° cycle, Strasbourg, 27 p.
- TAUGOURDEAU LANTZ J. et JEKHOWSKY B. de (1959). — Spores et pollens du Keuper, Jurassique et Crétacé inférieur d'Aquitaine. *C.R. Soc. Géol. Fr.*, p. 167.
- TERMIER H. (1936). — Etudes géologiques sur le Maroc Central et le Moyen Atlas septentrional. *N. et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 33, 156 p.
- TERMIER H. et G. (1948). — Observations nouvelles sur le Permo-Trias et la base du Lias dans le Maroc Central et le Moyen Atlas septentrional. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 18, p. 395-406.
- TOOKER E. W. (1962). — Clay minerals in rocks of the lower part of the Oquirrh formation, Utah. *Clays and clay min.*, 9th nat. conf. 1960, p. 355-365.
- TSCHERMAK G. (1840, 1891). — Die Chloritgruppe. *S.B. Akad. Wiss. Wien*, 99, Abt. I, p. 29-107 et 100, Abt. I, p. 174-266.

- VIRGILI C. (1955). — L'« assise rouge intermédiaire » du Muschelkalk des chaînes côtières de Catalogne. *C.R. Soc. Géol. Fr.*, 7-8, p. 125-128.
- VIRGILI C. (1958). — El Triasico de los Catalanides. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 59, 856 p.
- VIRGILI C. (1960-1962). — Le Trias du Nord-Est de l'Espagne. Livre mém. Paul Fallot, 1, *Soc. Géol. Fr.*, p. 301-312.
- VIRGILI C. (1961). — The sedimentation of the permotriassic rocks in the Noguera Ribagorzana valley (Pyrenees — Spain). XXI^e Intern. Geol. Congr., Copenhagen 1960, Part XXIII, p. 136-142.
- VIRGILI C. et JULIVERT M. (1954). — El triasico de la Sierra Prades. *Est. Geol. Esp.*, 22, p. 215-242.
- VIRGILI C. et ZAMARREÑO I. (1958). — Conditions de sédimentation des niveaux détritiques du Trias des Catalanides (Espagne). *Eclogae Geol. Helv.*, 51, p. 814-826.
- VISSE L. (1954). — La sédimentation argileuse des dépôts marins tertiaires de l'W sénégalais. *C.R. Soc. Géol. Fr.*, 4, p. 27-29.
- VISSE L. (1954). — Présence de palygorskite dans les sédiments marins de la Lama (Dahomey). *C.R. Soc. Géol. Fr.*, 3, p. 59-61.
- WALKER G. F. (1949). — The decomposition of biotite in the soil. *Min. Mag.*, 28, p. 693-703.
- WALKER G. F. (1950). — Vermiculite-organic complexes. *Nature*, London, 166, p. 695-696.
- WALKER G. F. (1957). — On the differentiation of vermiculites and srectites in clays. *Clay Min. Bull.*, 3, p. 154-164.
- WALKER G. F. (1958). — Reactions of expanding-lattice clay minerals with glycerol and ethylene-glycol. *Clay Min. Bull.*, 3, p. 302-313.
- WALTHER J. (1900). — Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. Berlin (2^e éd., Leipzig, 1924).
- WARSHAW C. M. et ROY R. (1961). — Classification and a scheme for the identification of layer silicates. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, p. 1455-1492.
- WEAVER C. E. (1956). — The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks. *Amer. Min.*, 41, p. 202-221.
- WEAVER C. E. (1958). — A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks. *Clays and clay min.*, 5th nat. conf., 1956, p. 159-173.
- WEAVER C. E. (1959). — The clay petrology of sediments. *Clays and clay min.*, 6th nat. conf. 1957, p. 154-187.
- WEY R. et SIFFERT B. (1961). — Réactions de la silice monomoléculaire en solution avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+} . *Coll. Intern. C.N.R.S.*, 105, « Genèse et synthèse des argiles », Paris, 1961, p. 11-23.
- WHITTIG L. D. et JACKSON M. L. (1956). — Mineral content and distribution as indexes of weathering in the Omega and Ahmeek soils of northern Wisconsin. *Clays and clay min.*, 4th nat. conf. 1955, p. 362-371.
- WINCHELL A. N. (1925). — Studies in the mica group. *Am. Journ. Sci.*, 9, p. 309-327 et 415-430.
- YODER H. S. et EUGSTER H. P. (1955). — Synthetic and natural muscovite. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 8, p. 225-280.

PLANCHES HORS-TEXTE

PLANCHE I

Diagrammes de diffraction aux rayons X de la sépiolite de Salinelles

PLANCHE II

Photographie au microscope électronique de sépiolite

PLANCHE III

Photographie au microscope électronique d'attapulgite

PLANCHES IV, V et VI

Photographies au microscope électronique de chlorites

PLANCHE VII

Aspect de la transformation des minéraux argileux, au microscope électronique

PLANCHE I

Diagrammes de diffraction aux rayons X obtenus sur la sépiolite de Salinelles, sans traitement, puis après chauffage à 400°, 550°, 850°.

Sur le diagramme naturel, la sépiolite est caractérisée par une forte raie circulaire à 12 Å.

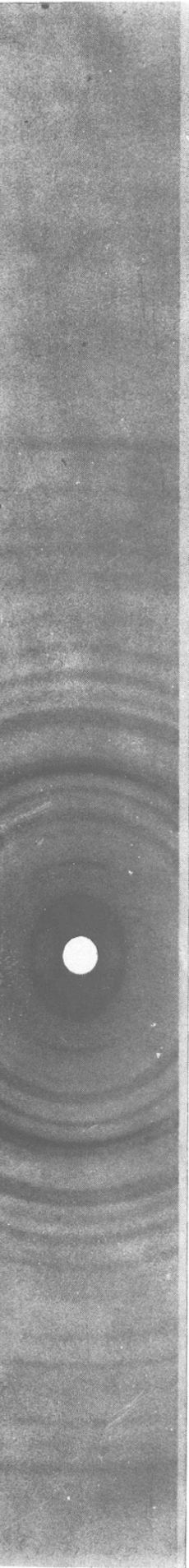
Après chauffage à 400°, cette raie se dédouble en deux : une raie à 12 Å, une autre à 10 Å.

Après chauffage à 550°, seule la raie à 10 Å subsiste.

Après chauffage à 850°, les raies de la sépiolite ont disparu.

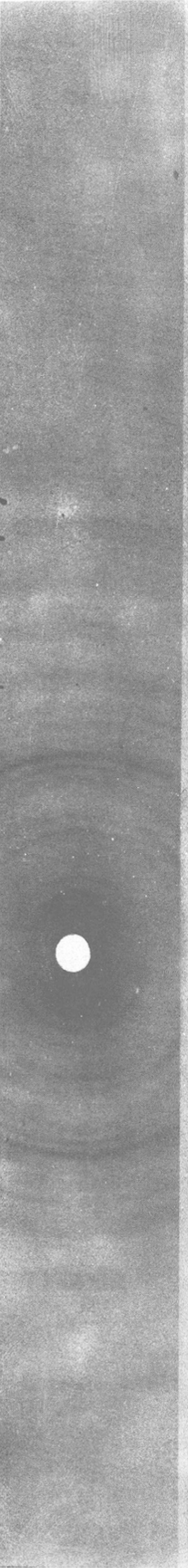
1932 Sépiolite de Salinellas

Cu D Flag SL 19-5-59 1867



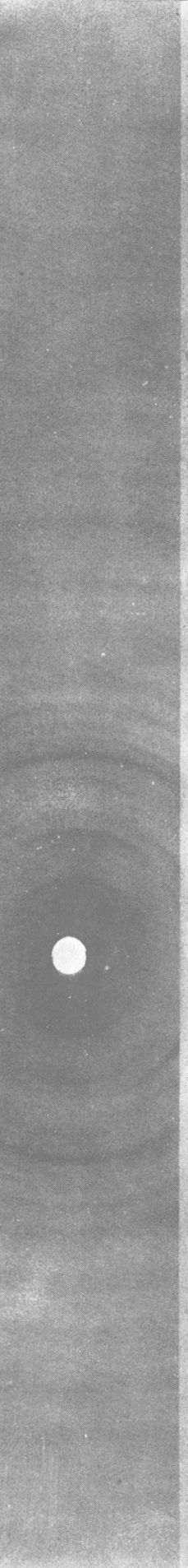
1932 Sépiolite de Salinellas

400° Cu D Flag SL 19-5-59 1871



1932 Sépiolite de Salinellas

550° Cu D Flag SL 19-5-59 1874



1932 Sépiolite de Salinellas

850° Cu D Flag SL 20-5-59 1877



PLANCHE II

SÉPIOLITE

Photographie au microscope électronique de la fraction fine d'un échantillon provenant de la région de Marchand (Maroc). La sépiolite forme un feutrage de courtes fibres entremêlées.
(Cliché Eberhart, Laboratoire de Minéralogie de Strasbourg)

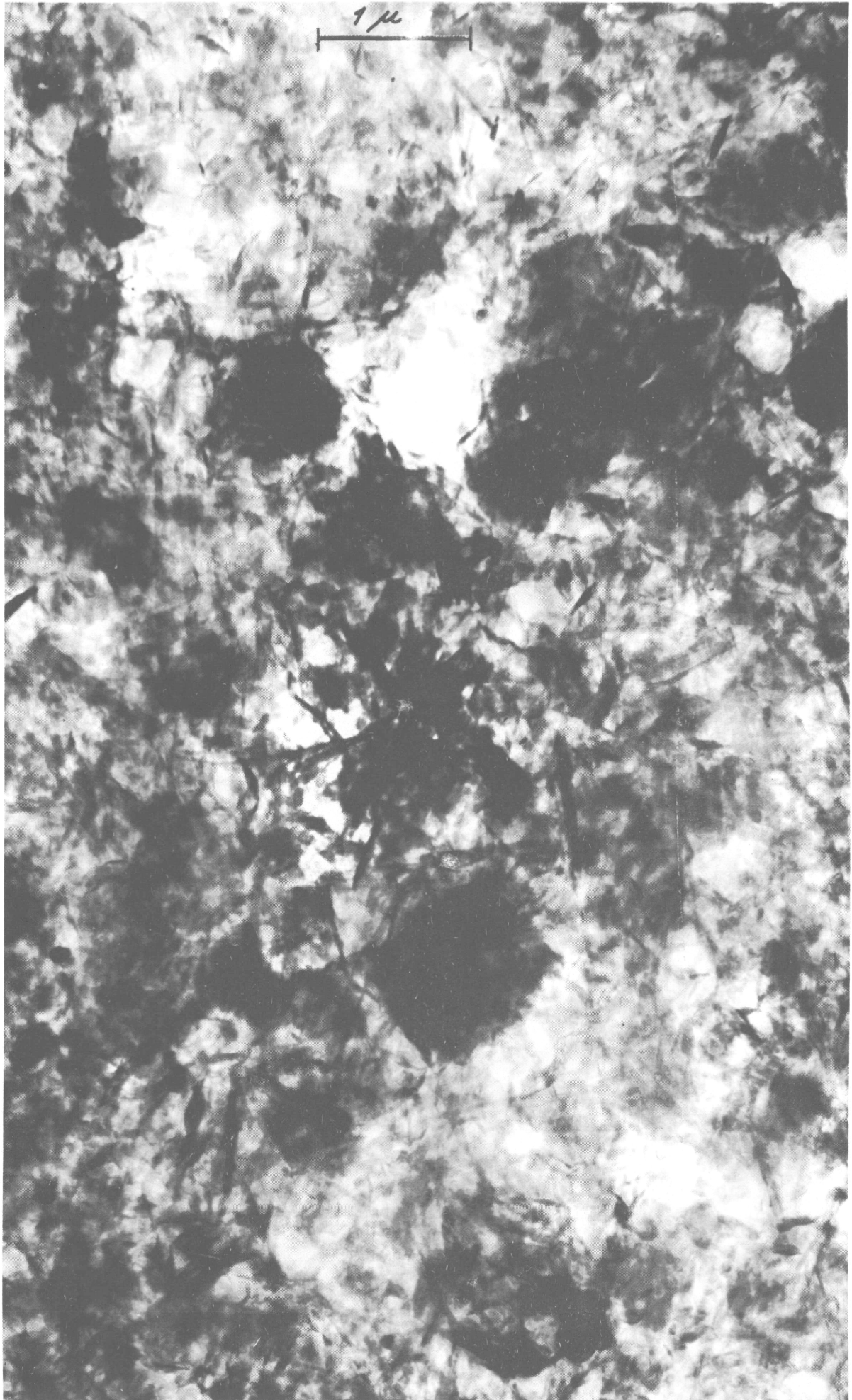


PLANCHE III

ATTAPULGITE

Photographie au microscope électronique de la fraction fine d'un échantillon provenant de Boulbab (Maroc). L'attapulгите se présente en bouquets de longues fibres.

(Cliché Eberhart)



PLANCHE IV

CHLORITE

Photographie au microscope électronique de la fraction fine d'un échantillon provenant du Trias d'Ait Oufad n'Tirhli (Haut Atlas de Demnate, Maroc). Cet échantillon renferme une forte proportion de chlorite accompagnée d'un peu d'illite. Tous les cristaux de forme hexagonale ou losangique, sont automorphes.

(Cliché Eberhart)

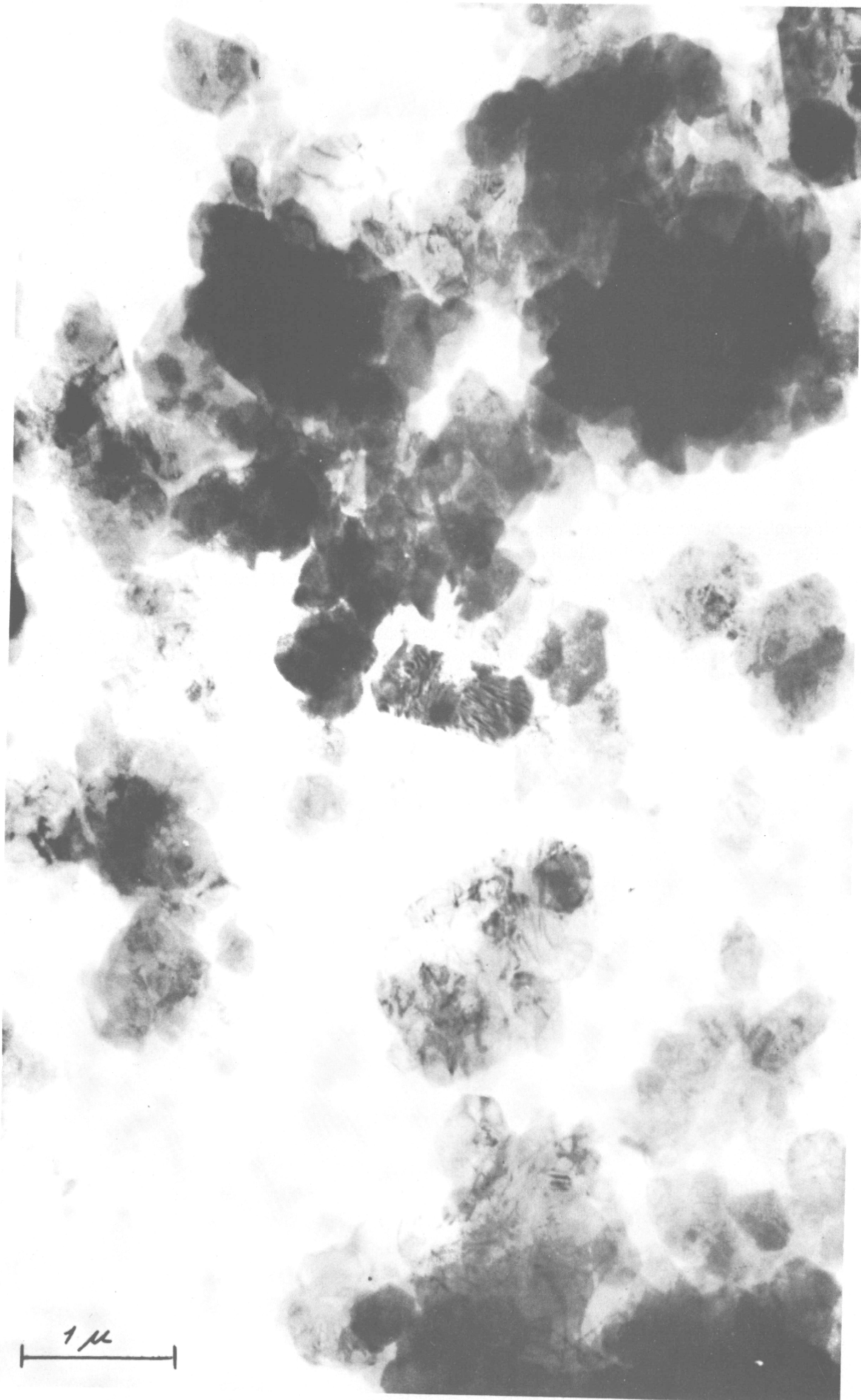


PLANCHE V

CHLORITE

Photographies obtenues au microscope électronique des particules égales ou inférieures à 1 μ , extraites de deux échantillons d'argile du Trias provenant de :

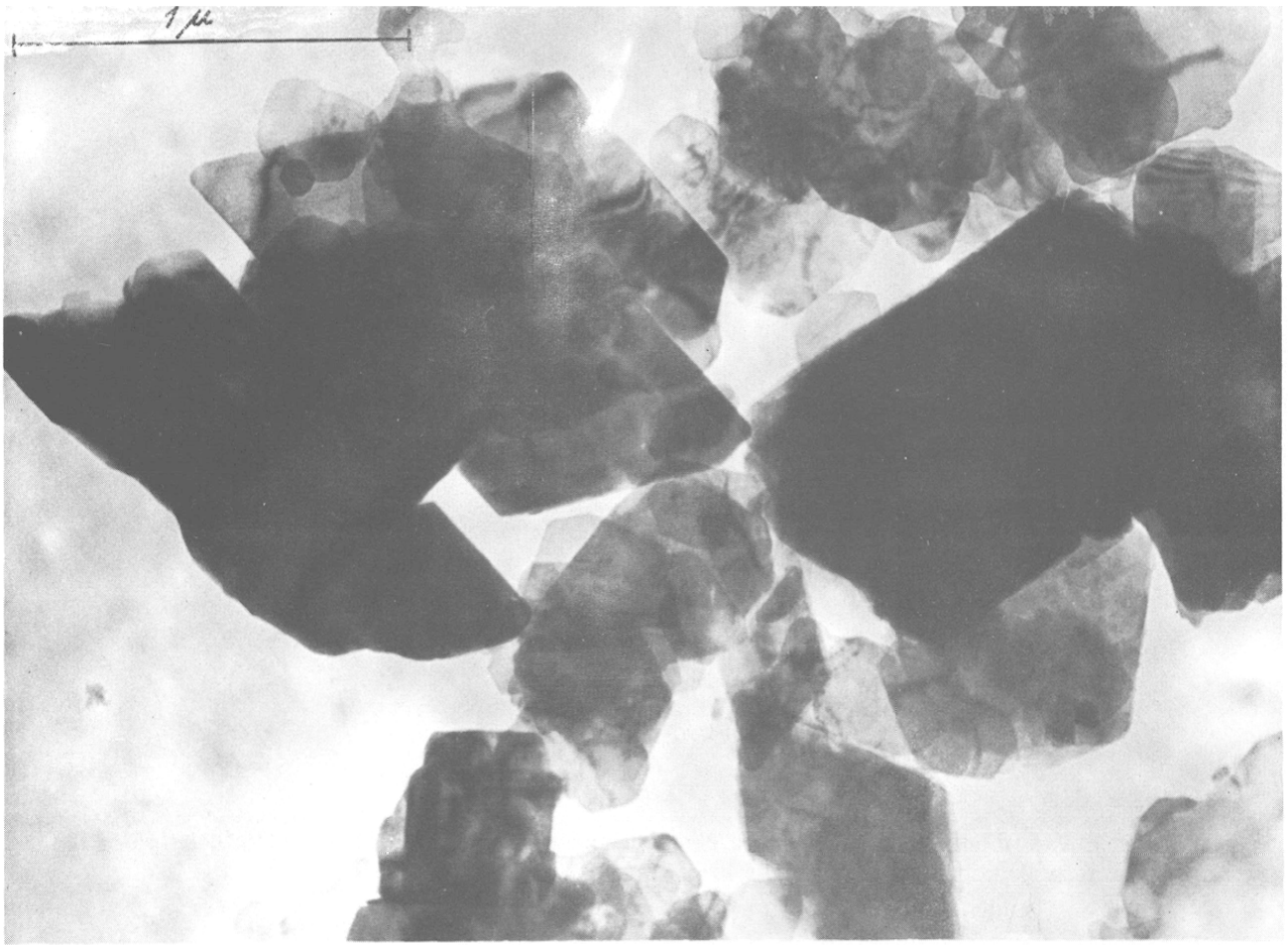
a) Asif n'Aït Mohamed, Haut Atlas de Demnate, Maroc.

(Cliché Mathieu-Sicaud)

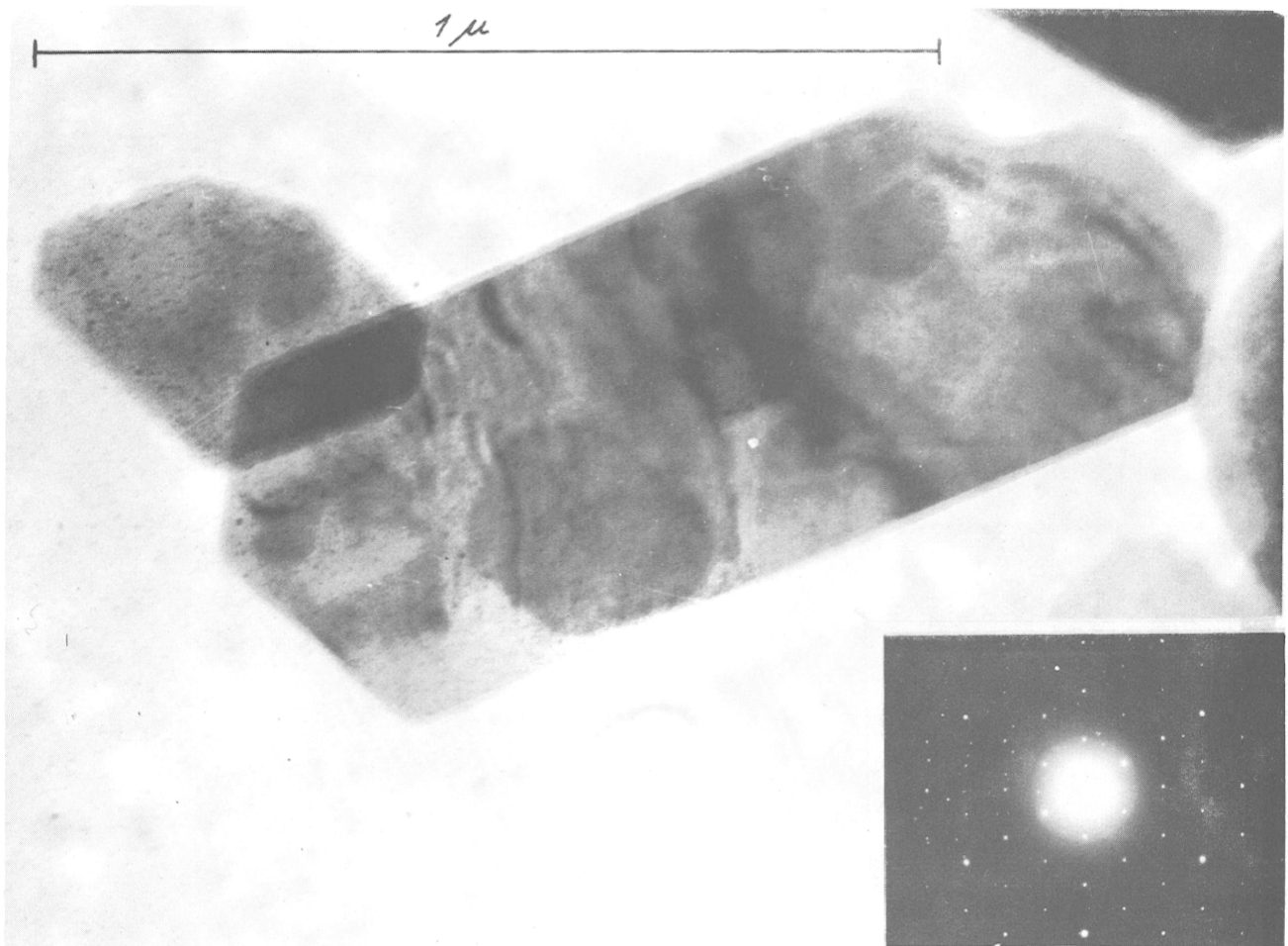
b) Aït Oufad n'Tirhli, Haut Atlas de Demnate, Maroc.

(Cliché Eberahrt)

Ces photographies montrent l'excellent état de cristallisation des particules automorphes de chlorite, encore souligné par la régularité du diagramme de microdiffraction électronique obtenu sur l'échantillon (b).



a



b

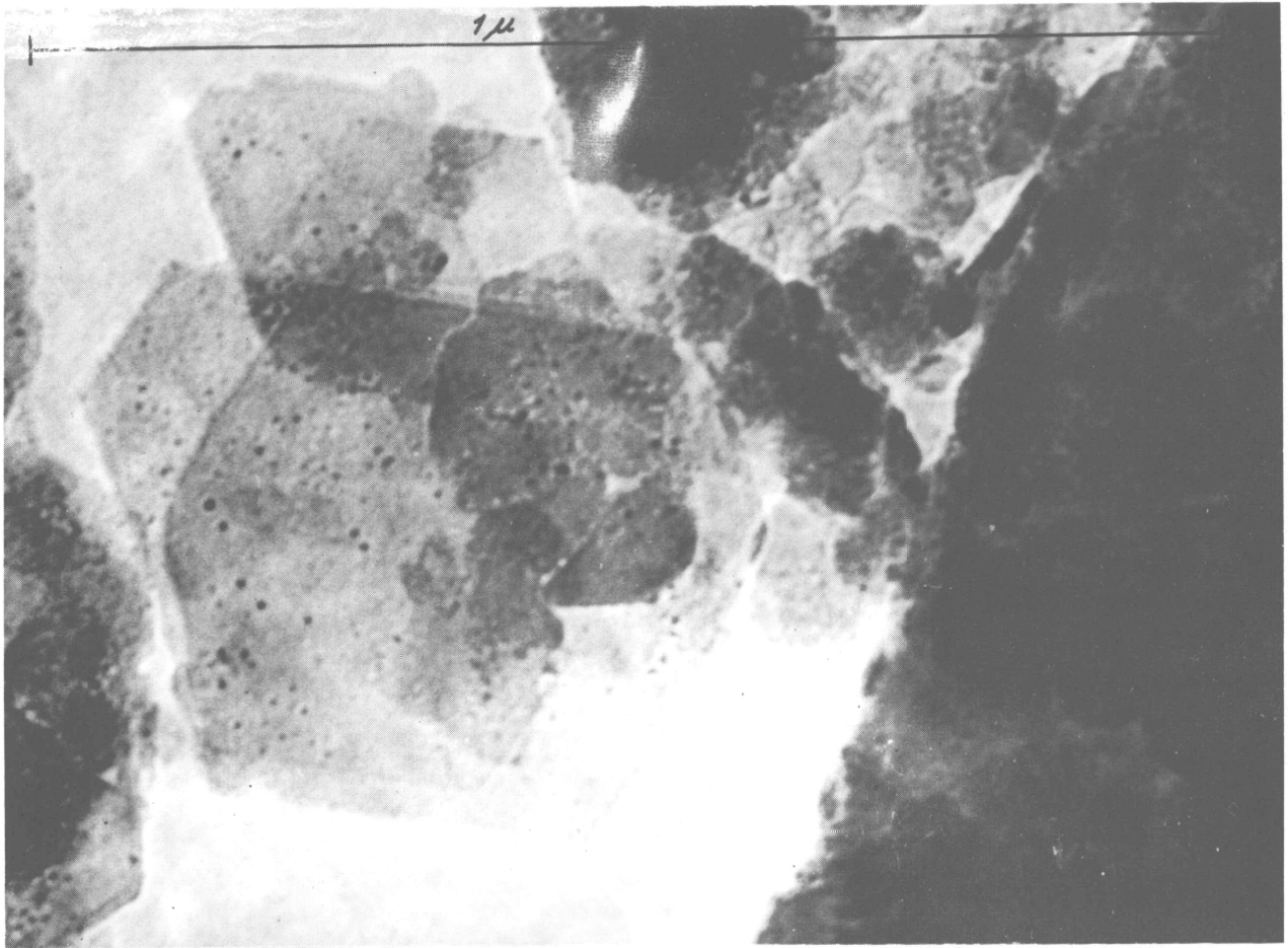
PLANCHE VI

CHLORITE

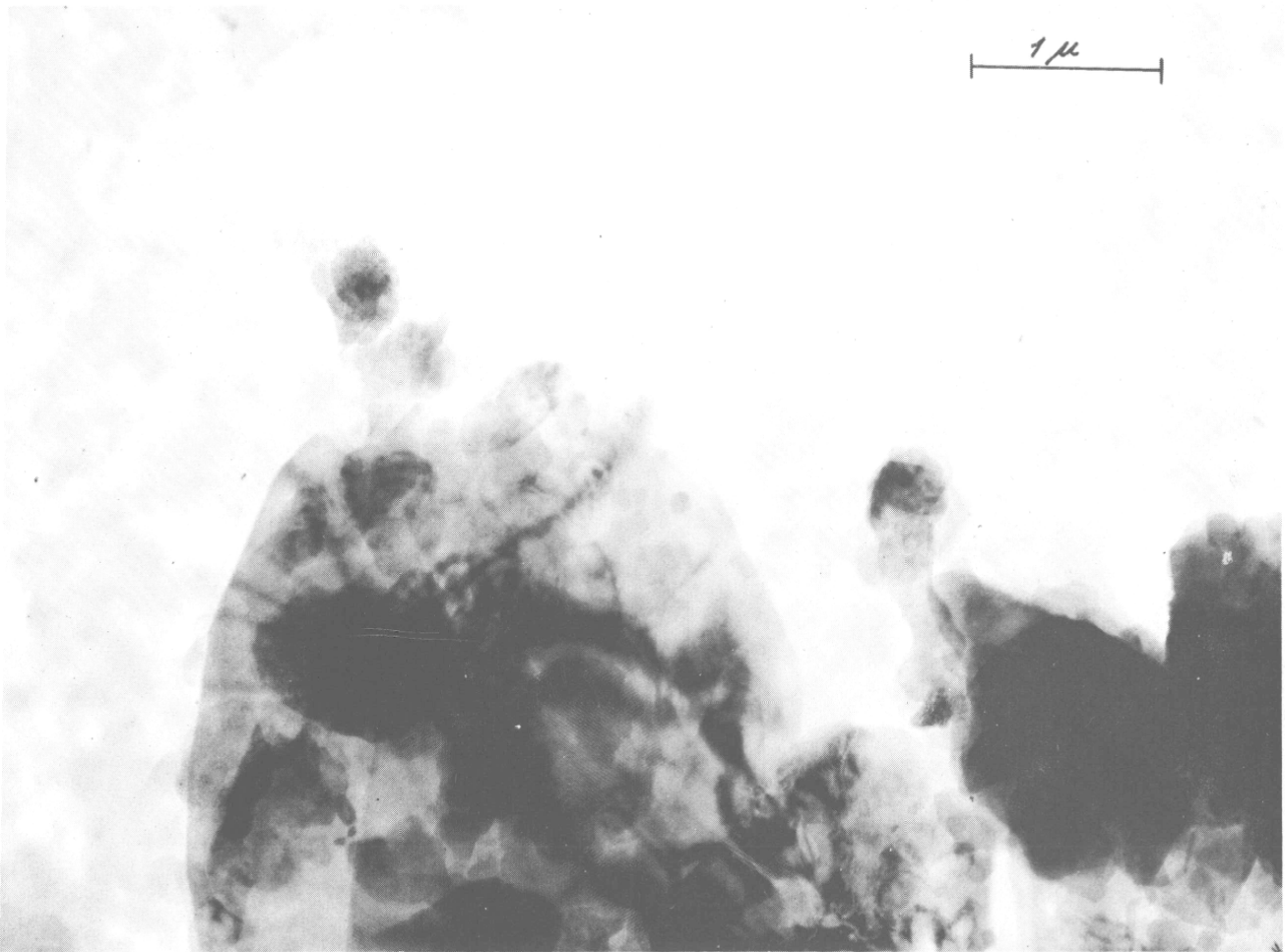
Photographies obtenues au microscope électronique des particules égales ou inférieures à 1 μ ,
extraites de deux échantillons d'argile du Trias, provenant de :

- a) Laveron (Doubs), France.
- b) Noguera-Pallaresa, Pyrénées, Espagne.

(Cliché Eberhart)



d



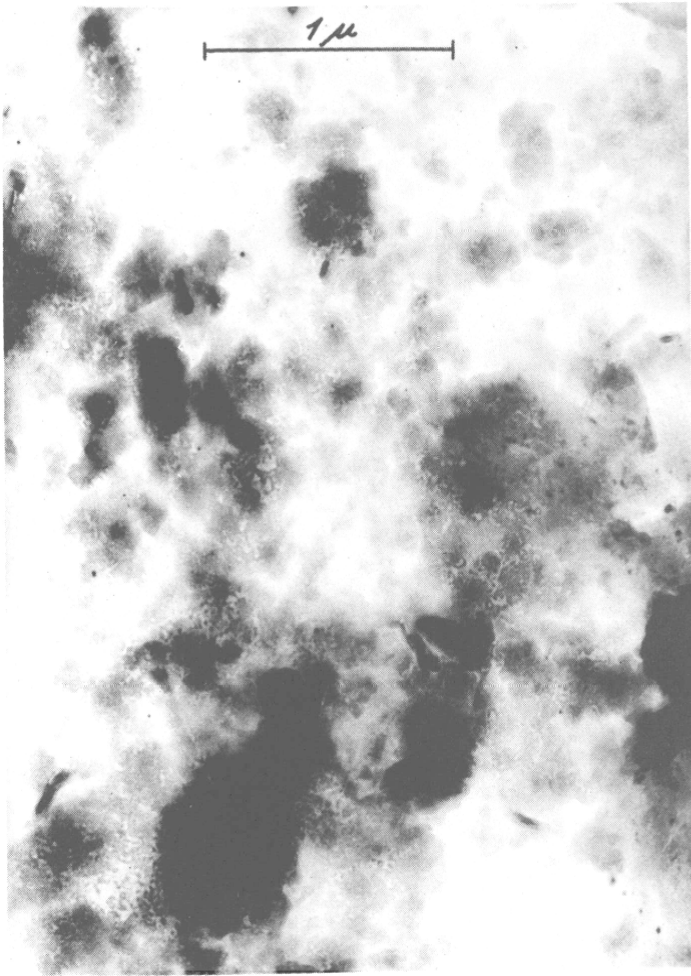
b

PLANCHE VII

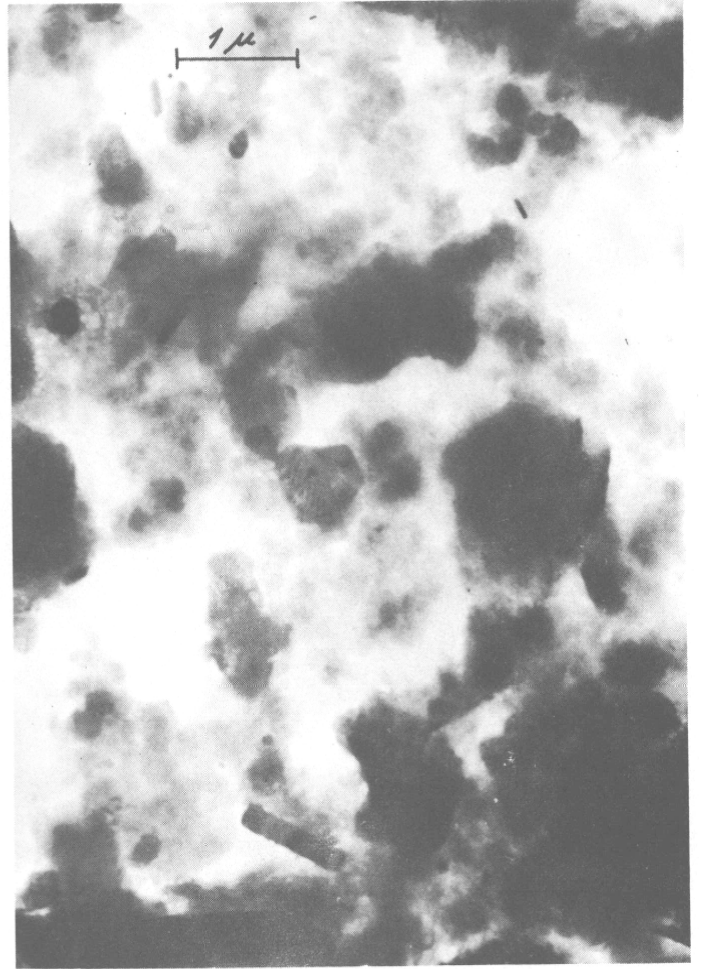
Transformation des minéraux argileux dans le bassin triasique du Jura français. Les trois photographies ont été obtenues au microscope électronique sur la fraction fine extraite de trois argiles provenant de :

- a) Fraignot, apport détritique composé essentiellement d'illite ouverte;
- b) Toillon, échantillon contenant une forte proportion de corrensite;
- c) Laveron, échantillon ne contenant plus que la chlorite et l'illite bien cristallisées.

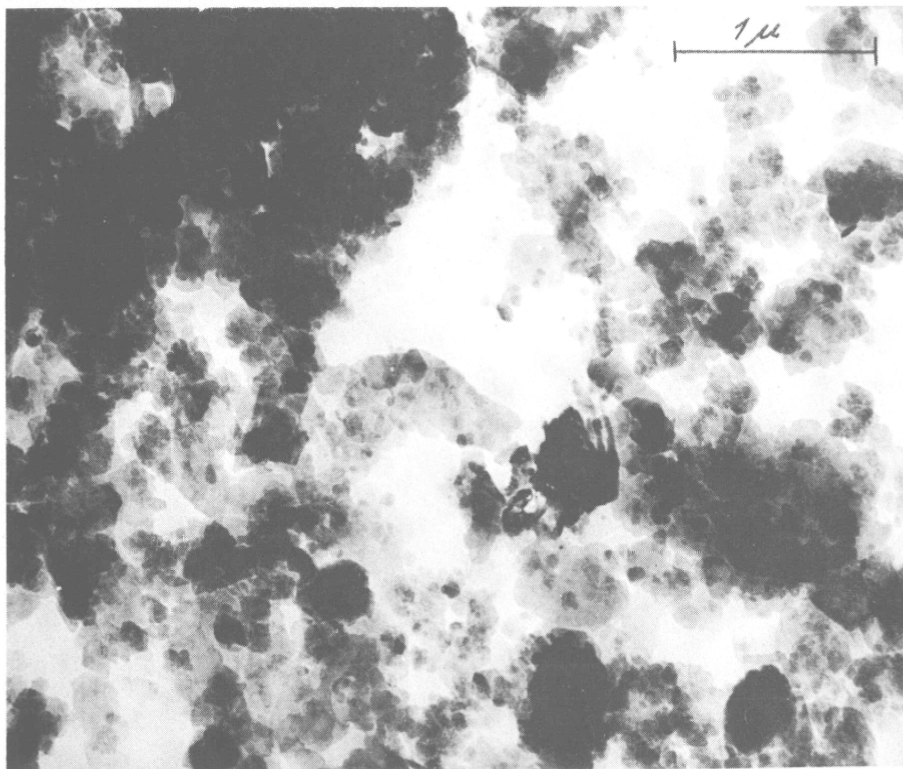
(Cliché Eberhart)



a



b



c

TABLE DES ILLUSTRATIONS

	Pages
Figure 1. — Projection d'un feuillet Te - Oc - Te sur les trois plans principaux du réseau.	8
Figure 2. — Relation entre la structure phylliteuse (a) et la structure de la sépiolite (b) et de l'attapulgite (c)	9
Figure 3. — Déformation du réseau de la muscovite	10
Figure 4. — Polymorphisme de la muscovite	13
Figure 5. — Représentation schématique de la composition d'un ensemble de particules interstratifiées	27
Figure 6. — Représentation schématique d'édifices interstratifiés	28
Figure 7. — Diagramme de diffraction aux rayons X d'une corrensite de Laveron (Doubs).	33
Figure 8. — Représentation schématique des zones de réflexion d'un édifice interstratifié formé de feuillets de type A et B	35
Figure 9. — Aspect schématique de la courbe de diffraction aux rayons X, pour différents types d'interstratifiés	36
Figures 10 à 21. — Diagrammes de diffraction aux rayons X de quelques argiles du Trias.	
Figure 10. — Attapulgite	43
Figure 11. — Sépiolite	45
Figure 12. — Illite ouverte	47
Figure 13. — Chlorite gonflante, C _G	49
Figure 14. — (14 _C - 14 _G)	49
Figure 15. — C - (14 _C - 14 _G)	51
Figure 16. — C - (14 _C - 14 _G) - C _G	51
Figure 17. — C _M	53
Figure 18. — (14 _C - 14 _M)	53
Figure 19. — C - (14 _C - 14 _M)	55
Figure 20. — C - (14 _C - 14 _M) - M	57
Figure 21. — Mélange (14 _C - 14 _G) et (14 _C - 14 _M)	57
Figure 22. — Limites occidentales des principales formations du Trias en Lorraine et dans le Bassin de Paris	62
Figure 23. — Forage d'Essey-les-Nancy (Meurthe-et-Moselle)	63
Figure 24. — Forage des Soudières-de-la-Madeleine (Meurthe-et-Moselle)	66

Figure 25. — Forage de Chênevières (Meurthe-et-Moselle)	68
Figure 26. — Forage de Ravenel (Vosges)	69
Figure 27. — Forage de Pont-à-Mousson (Meurthe-et-Moselle)	73
Figure 28. — Emplacement des forages étudiés	78
Figure 29. — Coupes schématiques des forages du Jura	82
Figure 30. — Coupe schématique du forage de Laveron et répartition verticale des minéraux argileux dans ce forage	83
Figure 31. — Localisation des prélèvements au Maroc	86
Figure 32. — Courbes granulométriques cumulées de quelques argiles du Chabet el Hamra.	88
Figure 33. — Coupe schématique et répartition des minéraux argileux dans la région de l'Oued Mellah	91
Figure 34. — Répartition des minéraux argileux dans le forage POM 1	94
Figure 35. — Coupe du Permo-Trias de Boulbab	100
Figure 36. — Emplacement des coupes étudiées dans les Pyrénées catalanes	116
Figure 37. — Emplacement des coupes étudiées dans les chaînes côtières catalanes	119
Figure 38. — Schéma paléogéographique de l'E de la France pendant le Trias	128
Figure 39. — Diagrammes de diffraction aux rayons X de quelques échantillons du Trias.	131
Figure 40. — Diagrammes de diffraction aux rayons X de quelques échantillons du Trias.	132
Figure 41. — Schéma de la répartition des minéraux argileux dans le bassin triasique du Jura	134
Figure 42. — Schéma de la répartition des minéraux argileux dans le bassin triasique de la région d'El Gassi (Sahara)	135
Figure 43. — Diagramme de diffraction aux rayons X de la chlorite triasique du Haut Atlas de Demnate (Maroc)	137
Figure 44. — Courbe d'analyse thermique différentielle de la chlorite de Demnate	138
Figure 45. — Diagramme de diffraction aux rayons X de deux argiles détritiques du Trias.	145
Figure 46. — Relation entre la résistance à l'expansion (F) des minéraux à trois couches et la densité de charge (d) des particules de surfaces différentes (s)	147
Figure 47. — Résistance à l'expansion des différents minéraux argileux en fonction du rayon des particules	148
Figure 48. — Décroissance de la quantité de minéraux argileux dans les différents horizons de quatre profils de sols	154
Figure 49. — Mécanismes d'évolution des minéraux argileux dans l'hydrosphère	163

TABLE DES TABLEAUX

TABLEAU	I. — Comparaison de quelques caractères des minéraux à trois couches	17
TABLEAU	II. — Valeurs en angströms des raies caractéristiques des minéraux argileux simples après différents traitements	21
TABLEAU	III. — Valeurs théoriques et observées de la raie $d_{(001)}$ pour les six interstratifiés 1/1 possibles	31
TABLEAU	IV. — Équidistances observées pour les raies (00 l) de la corrensite	34
TABLEAUX V à VII. — Composition minéralogique des argiles de quelques forages du Bassin de Paris		
	TABLEAU V. — Vacherauville	75
	TABLEAU VI. — Audun-le-Roman	76
	TABLEAU VII. — Courgivaux	76
TABLEAU	VIII. — Épaisseurs (en m) des divers niveaux du Trias traversés par quelques forages du Jura	79
TABLEAUX IX à XX. — Composition minéralogique des argiles de différents forages et coupes du Maroc		
	TABLEAU IX. — Chabet el Hamra	87
	TABLEAU X. — Oued Mellah	90
	TABLEAU XI. — Sidi Saïd Maachou	95
	TABLEAU XII. — Jebilet	96
	TABLEAU XIII. — Marchand	97
	TABLEAU XIV. — Boulbab	101
	TABLEAU XV. — Khenifra 1	104
	TABLEAU XVI. — Khenifra 2	104
	TABLEAU XVII. — Jebel Medjroub	105
	TABLEAU XVIII. — Haut Atlas occidental. Sidi Maachou	106
	TABLEAU XIX. — Argana	107
	TABLEAU XX. — Asni	108
	TABLEAU XXI. — Demnate	111

TABLEAUX XXII à XXIX. — Composition minéralogique des argiles de différentes coupes d'Espagne

TABLEAU XXII. — Hostalets	117
TABLEAU XXIII. — Noguera-Pallaresa	117
TABLEAU XXIV. — Cervello-Villarana	120
TABLEAU XXV. — Sant Quintin - Sant Pere	120
TABLEAU XXVI. — La Llacuna	121
TABLEAU XXVII. — La Mussara	121
TABLEAU XXVIII. — Falset Pradell	122
TABLEAU XXIX. — Paùls	122
 TABLEAU XXX. — Relation entre les minéraux et le faciès dans le bassin triasique du Jura ..	 133
TABLEAU XXXI. — Différentes possibilités de sédimentation	161

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Sommaire	III
Avant-Propos	v
Introduction	1

PREMIÈRE PARTIE

Les minéraux argileux simples et interstratifiés : Définition et détermination pratique.

CHAPITRE I

LES MINÉRAUX ARGILEUX SIMPLES

I. — Première approche de la structure des minéraux phylliteux	5
1. Les micas	5
2. La chlorite	6
3. La montmorillonite	6
4. La vermiculite	6
5. La kaolinite	7
6. Les palygorskites	7
II. — Précisions sur la structure. Déformations du réseau	8
III. — Les espaces interfoliaires	11
1. Kaolinite	11
2. Muscovite	11
3. Chlorite	11
4. Montmorillonite	12
5. Vermiculite	12
IV. — Mode d'empilement des feuillets. Le polymorphisme	12
V. — Composition chimique des minéraux phylliteux	14
A. — Les minéraux phylliteux à trois couches	14
1. Les micas	15
2. Les montmorillonites	15

3. Les chlorites	16
4. Les vermiculites	17
B. — Les minéraux phylliteux à deux couches et les minéraux fibreux	18
1. La kaolinite	18
2. Les palygorskites	18
VI. — Les minéraux phylliteux dans les roches sédimentaires	18
VII. — Détermination pratique aux rayons X des minéraux simples	20

CHAPITRE II

LES MINÉRAUX ARGILEUX INTERSTRATIFIÉS

I. — Les différents types d'interstratification	26
1. Les minéraux interstratifiés réguliers	26
2. Les édifices interstratifiés irréguliers	26
3. Les édifices interstratifiés ne sont pas des empilements de minéraux simples.	27
II. — Nomenclature des interstratifiés	29
1. Cas des minéraux interstratifiés réguliers	29
2. Cas des édifices interstratifiés irréguliers	31
III. — Etude théorique aux rayons X des édifices interstratifiés	32
IV. — Détermination pratique aux rayons X des édifices interstratifiés	32
1. Les minéraux interstratifiés réguliers	32
2. Les édifices interstratifiés irréguliers	34

CHAPITRE III

QUELQUES EXEMPLES D'ASSEMBLAGES ARGILEUX AU TRIAS

I — Attapulгите	42
II. — Sépiolite	44
III. — Illite ouverte	46
IV. — Chlorite gonflante	48
V. — $14_C - 14_G$	48
VI. — $C - (14_C - 14_G)$	50
VII. — $C - (14_C - 14_G) - C_G$	50
VIII. — C_M	52
IX. — $(14_C - 14_M)$	52
X. — $C - (14_C - 14_M)$	54
XI. — $C - (14_C - 14_M) - M$	55
XII. — Mélange de deux interstratifiés différents : $(14_C - 14_G)$ et $(14_C - 14_M)$	56

DEUXIÈME PARTIE

Les faits :

Étude des argiles du Trias de France, du Maroc et d'Espagne.

CHAPITRE IV

ÉTUDE DES ARGILES DU TRIAS DE FRANCE

I. — Lorraine et Bassin de Paris	61
A. — Le Trias de Lorraine	61
1. Le forage d'Essey-les-Nancy	61
2. Soudières de la Madeleine	65
3. Le forage de Chênevières	67
4. Le forage de Ravenel	68
5. Le forage de Holving n° 1	70
6. Frémerstroff	71
7. Le forage de Pont-à-Mousson	72
B. — Le Trias du Bassin de Paris	74
1. Les Riceys-Silvarouvres	74
2. Les Bourdons	74
3. Germisay	74
4. Saint-Mihiel	74
5. Vacherauville	75
6. Audun-le-Roman	75
7. Courgivaux	76
C. — Vue d'ensemble sur les argiles de la Lorraine et du Bassin de Paris	76
II. — Le Jura	77
Description des forages	79
Vue d'ensemble sur les argiles du Trias du Jura	81

CHAPITRE V

ÉTUDE DES ARGILES DU PERMO-TRIAS DU MAROC

I. — La Meseta côtière	86
1. Coupe du Chabet el Hamra	86
2. Région de l'Oued Mellah	88
3. POM 1	89
4. Sidi Saïd Maachou	95
5. Jebilet occidentales	96
II. — La Meseta marocaine et le Couloir sud-rifain	96
1. Région de Marchand	96
2. Forage PKB 2	98
3. Région de Boulbab	99
4. Forage PBF 6	102
III. — Moyen Atlas. Région de Khenifra	103

IV. — Maroc nord-oriental	105
1. Sondage S. 142 du Jebel Medjroub	105
2. Le massif des Beni-Snassène	105
V. — Massif du Haut Atlas	106
A. — Haut Atlas occidental	106
1. Région de Sidi Maachou	106
2. Région d'Argana	107
B. — Haut Atlas de Marrakech	107
1. Coupe dans la vallée de l'Ourika	108
2. Coupe d'Asni	108
3. Commentaires sur l'ensemble du Trias du Haut Atlas de Marrakech	108
C. — Haut Atlas de Demnate	109
1. Pays de Skoura (Anesker et Fougani)	109
2. Haute Tessaout, région de Toufrine	110
3. Demnate	110
4. Asif n'Aït Mohamed, confluent avec l'Oued Tessaout	110
D. — Haut Atlas oriental	111
VI. — Échantillons isolés	112
1. Meseta marocaine	112
2. Moyen Atlas	112
3. Zone prériefaine	112
Conclusion.	
1. Liaison minéraux argileux-faciès	112
2. Répartition géographique des minéraux	113

CHAPITRE VI

ÉTUDE DES ARGILES DU TRIAS D'ESPAGNE

I. — Les Pyrénées catalanes	115
1. Surroca	115
2. Hostalets	116
b) Noguera-Pallaresa, Pyrénées, Espagne.....	117
4. Pont-de-Suert	118
Vue d'ensemble sur les argiles du Trias des Pyrénées catalanes	118
II. — La chaîne côtière catalane	118
1. Cervello-Villarana	119
2. Sant Quintin - Sant Pere	120
3. La Llacuna	120
4. La Mussara	121
5. Falset-Pradell	121
6. Paùls	122
Vue d'ensemble sur les argiles des Catalanides	123
III. — Le Bétique de Malaga	123
Conclusion	124

TROISIÈME PARTIE

Interprétations : Les transformations des minéraux argileux dans l'hydrosphère.

CHAPITRE VII

VUE D'ENSEMBLE SUR LA SÉDIMENTATION ARGILEUSE DU TRIAS

I. — Le paysage du Trias	127
II. — Homogénéité des dépôts argileux du Trias	130
III. — Répartition des minéraux argileux dans les bassins triasiques	134
1. Exemple du Jura	134
2. Lorraine et Bassin de Paris	134
3. Espagne	136
4. Maroc	136
5. Autres régions	136
IV. — Étude des chlorites du Trias	136

CHAPITRE VIII

GENÈSE DES MINÉRAUX ARGILEUX DU TRIAS TRANSFORMATION ET NÉOFORMATION DES MINÉRAUX ARGILEUX

I. — Les différentes possibilités de genèse	141
II. — Les travaux antérieurs sur la transformation des minéraux argileux	142
III. — Transformation des minéraux argileux dans les bassins triasiques	144
1. Nature de l'apport	144
2. Chaîne de minéraux	145
IV. — Mécanisme de l'agradation	146
V. — Les néoformations	151

CHAPITRE IX

GÉOCHIMIE DES MINÉRAUX ARGILEUX DANS L'HYDROSPHÈRE

I. — Réalité des transformations	153
A. — La dégradation	153
B. — L'agradation	155
II. — Les interstratifiés : témoins des transformations	156
III. — Intensité des transformations	157
IV. — Les minéraux non phylliteux et la dynamique des transformations	159
1. Dans la dégradation	159
2. Dans l'agradation	159

V. — Transformation ou néoformation : un choix offert aux solutions	160
VI. — Irréductibilité de la transformation à la néoformation	162
VII. — Transformation et néoformation, causes des séquences sédimentaires des minéraux argileux	163
VIII. — Importance des transformations suivant les époques géologiques	164
IX. — Place de la transformation dans le cycle des silicates et conclusion	165
Bibliographie	167
Planches hors-texte	177
Table des illustrations	193
Table des tableaux	195