

## SÉANCE MENSUELLE DU 16 FÉVRIER 1943.

*Présidence de M. CH. CAMERMAN, président.*

Après lecture du procès-verbal de l'Assemblée générale ordinaire du 19 janvier 1943, le procès-verbal de la séance ordinaire du même jour est lu et approuvé.

On apprend le décès, survenu à Bruxelles, le 20 janvier 1943, de M. E. LARMOYEUX, membre effectif depuis 1896. (*Condoléances.*)

Sont proclamés membres effectifs :

MM. ARTHUR CANDIDO DE MEDEIROS, Géologue du Fomento Mineiro, à Gens (Gondomar), Portugal; présenté par la Société anonyme Foraky et M. A. Grosjean.

CHARLES ANCIEN, Ingénieur civil des Mines, 9, place de l'Abbaye, à Seraing-sur-Meuse; présenté par MM. A. Grosjean et A. Renier.

Le Président a représenté la Société à la cérémonie qui s'est déroulée à Louvain, le samedi 6 février 1943, à la mémoire de feu le chanoine PAUL MICHOTTE VAN DEN BERCK.

Le Secrétaire général dépose sur le bureau le tome LI (1942) du *Bulletin*, qui vient de sortir de presse.

### **Correspondance :**

M. J. DE ROUBAIX remercie pour les félicitations qui lui ont été adressées.

### **Dons et envois reçus :**

Néant.

### **Communications des membres :**

#### **Les dunes continentales de la Belgique,**

par LÉO PEETERS.

(*Note préliminaire.*)

#### **I. — INTRODUCTION.**

Les dunes continentales de la Belgique ont fort peu éveillé l'intérêt des géologues. Le plus souvent on s'est contenté de signaler leur existence dans l'intérieur de la Flandre et de la Campine.

Longtemps les dunes campinoises ont été considérées comme étant des dunes maritimes fossiles d'âges tertiaire et quaternaire. D'après Godwin-Austin (1) elles forment une traînée parallèle à la côte boldérienne. Selon C. Ubaghs (2) une partie du Limbourg serait recouverte de sables éoliens, provenant d'anciennes dunes maritimes, dunes qui se seraient déplacées vers l'intérieur du pays. Enfin, Mourlon (3) s'exprime comme suit : « Rappelons enfin que MM. Van den Broeck et Cogels ont signalé dans les sables campiniens à Merxem un horizon inférieur, sédimentaire marin, surmonté d'un dépôt meuble de dunes, qui s'étend surtout vers le littoral sud de la région de la mer campinoise ».

Aussitôt que l'on commença à douter de l'origine marine du Flandrien de Rutot en Flandre et en Campine, l'hypothèse des dunes maritimes fossiles déchet irrémédiablement. Mais un autre mode de formation ne fut point conçu. On considère généralement que les dunes continentales appartiennent à l'Holocène; telle est, entre autres, l'opinion de J. Cornet (4) et de Halet (5). Elles sont indiquées comme telles dans la légende de la Carte géologique (1932).

Il existe aussi quelques articles au sujet de nos dunes continentales dans la littérature étrangère.

Assimilant les dunes campinoises aux dunes continentales de l'Allemagne, Keilhack (6) les considère comme dunes de rivière, datant de la période boréale; elles seraient indépendantes du loess. Lévy (7) préconise également ce point de vue et l'étend aux dunes continentales des Flandres.

Les auteurs allemands ne sont point à court d'arguments en ce qui concerne l'étude des dunes continentales de leur pays; néanmoins leurs conclusions au sujet des dunes de la Basse-

(1) GODWIN-AUSTIN, On the Kainozoic Formations of Belgium (*Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 1866, pp. 228-254).

(2) UBAGHS, C., Description géologique et paléontologique du Sol du Limbourg, p. 49 (Roermond, 1879).

(3) MOURLON, M., Géologie de la Belgique, t. I, p. 294 (Bruxelles, 1880).

(4) CORNET, J., Géologie, t. IV, p. 753.

(5) HALET, F., Observations sur les Dépôts d'Age scaldisien et les Dunes de la Région de Casterlé (*Bull. Soc. belge de Géol.*, 1936, p. 37).

(6) KEILHACK, K., Die groszen Dünengebiete Norddeutschlands (*Zeitschr. d. Geol. Ges.*, 1917, pp. 2-19).

(7) LÉVY, F., Die belgischen Binnendünen (*Geol. Rdsch.*, 1921, pp. 150-155).

Belgique semblent uniquement basées sur l'analogie que présentent celles-ci avec les dunes de l'Allemagne.

Le but de la présente étude est la recherche d'arguments permettant de préciser l'âge et le mode de formation de nos dunes continentales.

Nos recherches sur le terrain n'eurent, jusqu'ici, que de piètres résultats. En beaucoup d'endroits l'homme a enlevé le sable et a provoqué ainsi un changement complet de la morphologie primitive. Certaines dunes, mentionnées sur la Carte géologique, ont disparu. C'est, entre autres, le cas à Rudder-voorde. Par contre, nous avons découvert des dunes à l'Est de Wetteren, au Sud de la route vers Termonde.

Nous avons aussi procédé à l'analyse minéralogique et granulométrique des sables dunaires. Pour ce qui concerne l'analyse minéralogique, nous avons suivi la méthode préconisée par C. Edelman; pour l'analyse granulométrique nous nous sommes servi d'une série de tamis Tyler à ouverture de mailles en progression géométrique de raison  $\sqrt{2}$ . La presque totalité de nos essais ont trait aux dunes continentales des Flandres.

## II. — RÉSULTATS DE L'ANALYSE GRANULOMÉTRIQUE.

Nous avons analysé 32 échantillons. Bien que ce nombre ne soit pas encore très élevé, les résultats mettent néanmoins certains faits en évidence.

La représentation graphique, dont nous donnons quelques exemples (fig. 1), montre que les sables sont bien classés. On y remarque cependant un grand pourcentage de poussière fine, indiquant une altération très avancée.

Les dimensions les plus courantes sont comprises entre 0<sup>mm</sup>104 et 0<sup>mm</sup>208 <sup>(8)</sup> et sont donc moins élevées que celles que l'on trouve ordinairement pour le sable dunaire <sup>(9)</sup>. Des traces possibles de coquilles ont déjà disparu depuis longtemps : le sable dunaire ne contient plus de calcaire.

## III. — LIMITE SUPÉRIEURE DE L'ÂGE DES DUNES.

Du sable ne peut être déplacé par le vent que dans des circonstances bien déterminées. Ces circonstances sont :

1° Une pluviosité minime;

(8) Cf. WILCKENS, D., Die oberrheinische Flugzande (*Geol. Rdsch. Sonderb.*, 17a, 1926, pp. 555-597); sable dunaire entre 0<sup>mm</sup>1 et 0<sup>mm</sup>2.

(9) Le diamètre ordinaire des grains de sable dunaire varie entre 0<sup>mm</sup>2 et 0<sup>mm</sup>5. Voir HÖGBOM, I., Ancient Inlanddunes of Northern and Middle Europe (*Geogr. Ann.*, Stockholm, H. 2, 1923, p. 138).

	Opakes	Tourmaline	Zircon	Grenat	Rutile	Anatase	Brookite	Titanite	Staurolite	Disthène	Andalousite	Sillimanite	Epidote	Saussurite	Amphibole	Augite	Hypersthène	Topase	Enstatite
<b>I) Province B-Saussurite et province A.</b>																			
D11 Deurle (sable dun.) . . . . .	15	5	15	29	5	1	1	2	7	5	1	—	16	3	4	1	1	2 ?	—
D26 Lathem-Saint-Martin (id.) . . . . .	20	2	5	26	3	—	—	—	5	—	1	—	17	33	8	—	—	—	—
D24 Astene (id) . . . . .	24	3	10	30	3	—	—	—	4	2	—	—	29	17	—	1	—	—	—
D41 Astene (sable éolien) . . . . .	23	2	15	36	2	—	—	—	2	6	—	—	27	2	8	—	—	—	—
D20 Mariakerke (id.) . . . . .	28	4	15	24	2	1	—	—	4	3	—	—	33	8	7	—	—	—	—
D21 Mariakerke (id.) . . . . .	21	2	15	29	1	2	—	2	1	1	1	—	27	9	9	1	—	—	—
D29 Gand Mont-S'-Amand (sable dun.) . . . . .	30	5	16	31	5	1	—	—	3	2	2	—	20	7	6	1	—	—	—
D 9 Heusden (id.) . . . . .	25	6	18	24	7	—	—	—	4	5	2	—	16	11	5	1	—	—	—
D13 Heusden (id.) . . . . .	26	7	10	26	5	1	—	1	5	2	3	—	21	6	8	—	—	—	—
D14 Heusden (id.) . . . . .	27	5	21	33	4	2	—	—	4	6	1	—	17	3	3	1	—	—	—
D15 Heusden (id.) . . . . .	38	5	26	28	5	—	—	—	5	2	1	—	17	5	4	—	—	—	—
D10 Melle (id.) . . . . .	33	8	21	12	7	—	—	1	5	11	1	—	13	14	8	—	—	—	—
D12 Melle (id.) . . . . .	32	+	22	24	11	1	1	—	5	2	2	—	18	4	11	—	—	—	—
D19 Wetteren (id.) . . . . .	26	2	10	29	—	2	—	—	5	1	—	—	23	21	9	2	—	—	—
D18 Lokeren (id.) . . . . .	23	6	18	38	2	—	—	—	2	—	1	—	25	4	3	1	—	—	—
D23 Lokeren (sable périglaciaire) . . . . .	22	10	1	17	—	3	—	—	3	3	—	—	40	20	6	—	—	—	—
D48 Waasmunster (sable dun.) . . . . .	31	8	13	22	6	1	—	—	4	1	—	—	33	5	6	—	—	—	—
D33 Berlare (sable éolien) . . . . .	42	10	13	24	3	1	—	—	5	2	4	—	19	9	10	—	—	—	—
D34 Berlare (sable dun.) . . . . .	35	12	16	22	2	1	—	—	5	2	1	—	28	10	1	—	—	—	—
D35 Uitbergen (id.) . . . . .	48	5	15	34	5	1	—	—	7	3	2	—	20	4	5	—	—	—	—
D22 Bornhem-Windham (sable périglac.) . . . . .	59	3	43	10	7	—	—	—	3	3	—	—	25	5	1	—	—	—	—
D17 Bornhem (sable dun.) . . . . .	29	3	9	29	—	1	—	—	10	6	1	—	33	4	6	—	—	—	—
D27 Maldegem (id.) . . . . .	21	5	10	40	1	1	—	—	2	1	—	—	19	15	4	—	—	—	—
D25 Maldegem (id.) . . . . .	19	3	8	38	—	1	—	—	3	1	1	—	18	16	10	2	—	—	—
D28 Maldegem (sable éolien) . . . . .	25	5	2	36	—	—	—	1	4	4	1	—	22	17	7	—	—	—	—
D31 Bentille (sable dun.) . . . . .	37	3	10	48	1	1	—	1	3	—	1	—	22	7	4	—	—	—	1
D42 Zelzate (id.) . . . . .	28	3	10	40	3	1	—	—	5	2	—	—	33	1	3	—	—	—	—
D43 Zelzate (id.) . . . . .	25	4	9	46	—	1	—	—	—	1	—	—	28	5	6	—	—	—	—
D44 Koewacht (id.) . . . . .	18	4	8	42	1	—	—	—	3	—	—	—	36	3	3	—	—	—	—
D45 Koewacht (id.) . . . . .	20	5	12	38	1	—	—	—	4	1	—	—	31	2	7	—	—	—	—
D46 La Clinge (id.) . . . . .	11	7	10	47	2	—	—	—	3	—	—	—	19	6	4	—	2	—	—
D47 La Clinge (id.) . . . . .	29	5	8	47	2	1	—	—	4	3	—	—	33	8	7	—	—	—	—
<b>II) Province de Limbourg (impure).</b>																			
D40 Heindonck (sable éolien) . . . . .	63	32	21	6	6	—	—	1	13	15	1	—	3	—	—	—	—	—	—
D37 Walem (id.) . . . . .	72	10	60	1	12	1	—	1	2	2	1	—	6	1	2	—	—	—	—
D36 Walem (sable gris, glauconifère) . . . . .	58	20	47	3	9	—	—	1	5	3	2	—	9	—	—	—	—	—	—
D38 Battel (sable dun.) . . . . .	58	7	48	14	9	1	—	—	11	2	3	—	3	—	—	—	—	—	—
D39 Leest (id.) . . . . .	75	11	41	19	8	—	—	1	11	5	3	—	1	—	—	—	—	—	—
Weelde (id.) (*) . . . . .	41	18	27	4	8	—	—	—	15	5	7	—	13	1	1	—	—	—	—
<b>III) Province de Limbourg (pure).</b>																			
Lommel (id.) (*) . . . . .	38	22	33	13	15	—	—	—	10	11	4	—	—	—	1	—	—	—	—

(\*) Analyses faites par R. Tavernier.

2° Un tapis végétal peu développé, car la végétation fixe le sable;

3° Des vents dominants suffisamment forts pour mettre les grains de sable en mouvement.

Pour qu'il y ait formation de dunes, il faut, en plus de ces trois circonstances, qu'une direction de vent soit dominante et que ces trois circonstances existent pendant une longue période, sinon, le phénomène éolien se borne à la formation d'une couche de sable. Si la direction dominante du vent ne s'avère pas suffisamment constante, les petites dunes formées disparaissent de nouveau.

Comme le climat actuel des Flandres et de la Campine ne satisfait pas aux conditions citées plus haut, il est impossible que les dunes y soient de formation récente : elles sont fossiles. Ce sont des formes de terrain disharmoniques.

Le site géographique en est d'ailleurs une deuxième preuve. Parfois les dunes sont entourées de marécages, de prairies humides, de petits lacs : ainsi, par exemple, la grande dune sur la rive gauche de l'Escaut en regard de Wichelen ou les dunes de Bornem. Un tel entourage est indubitablement un obstacle pour le déplacement du sable, puisque celui-ci s'opère principalement par roulement des grains sur le sol.

Ces dunes sont donc nécessairement antérieures à la formation des marécages et des lacs, qui n'ont pris naissance que dans les temps historiques.

Voilà donc déterminée la limite supérieure de l'âge géologique.

Signalons, pour finir, l'existence d'un sol végétal très évolué, que l'on observe dans les dunes aussi bien en Campine qu'en Flandre.

#### IV. — LIMITE INFÉRIEURE DE L'ÂGE DES DUNES. LEUR ÂGE GÉOLOGIQUE.

L'analyse pétrologique des sédiments; publiée dans le tableau ci-joint, ainsi que l'observation sur le terrain nous permettront d'évaluer la limite inférieure de l'âge des dunes continentales.

La composition minéralogique du sable dunaire <sup>(10)</sup> ne

(10) Voir aussi EDELMAN, C. H., Samenvatting van de Resultaten van vijf Jaar sediment-petrologisch Onderzoek in Nederland en aangrenzende Gebieden (*Tdschr. Kon. Ned. Aardrk. Gen. Amst.*, 1938), p. 406, tabel 2 : « Standaardsamenstellingen van de sediment-petrologische Provincies in het Kwartair van Nederland ».

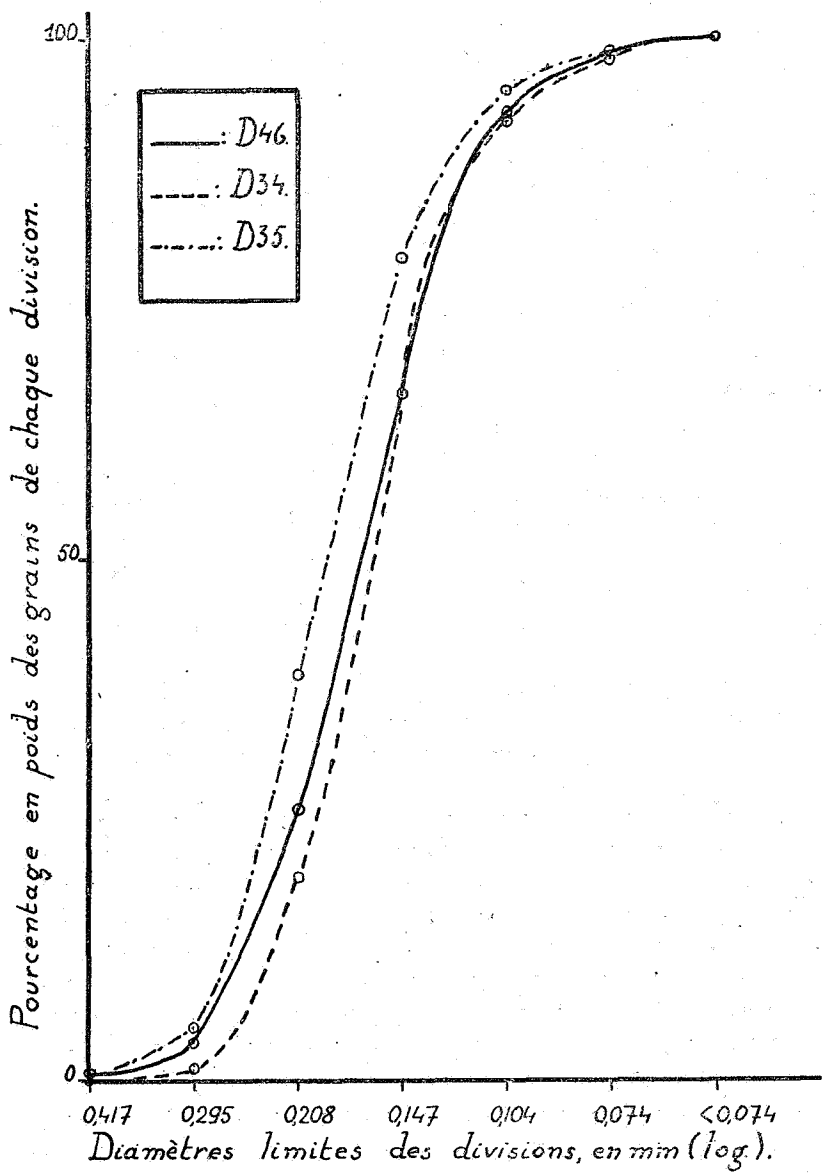


FIG. 1.

semble pas être partout identique, contrairement à ce qui s'observe dans les dunes maritimes.

Comparons, par exemple, les échantillons D 26, D 19 et D 34 avec D 36, D 38 et D 40. Dans les trois premiers cas on observe un pourcentage élevé de saussurite et d'épidote. Le pourcentage de minéraux métamorphiques tels que la staurotide, le disthène et l'andalousite est faible, ainsi que celui de la tourmaline. Par contre, ces quatre minéraux deviennent dominants dans les trois derniers échantillons, tandis que le pourcentage d'épidote diminue sensiblement et que la saussurite a complètement disparu. Le pourcentage de grenat a, lui aussi, diminué de beaucoup.

En général la composition minéralogique permet de discerner trois groupes.

On observe, de l'Ouest à l'Est :

1° *La province B-Saussurite et la province A.* (Influence faible de la province de Limbourg et de la province A-ancienne possible.)

La province B-Saussurite caractérise les sédiments pléistocènes du Rhin. Dans notre pays le matériel rhénan fut amené par le vent. Ces dépôts éoliens se mélangeaient aux sables sur place. Les associations mixtes furent sujettes à des actions périglaciaires (Würmien).

La province A caractérise les sédiments marins du Néogène. On la retrouve dans les dépôts glaciaires où elle a été amenée par les glaciers.

Quelques analyses d'échantillons de sables dunaires (dunes maritimes), de limons et de sables flandriens (*sensu* Rutot) provenant du Pays de Waas et de la Campine, nous ont révélé la composition minéralogique de ces sédiments <sup>(11)</sup>. Chez tous on retrouve le caractère mixte, provenant de la présence de saussurite et de la province A (voir aussi D 22, D 23). Ces sables flandriens appartiendraient, en partie, aux formations périglaciaires datant du Würmien et auraient été amenés par un vent soufflant du N.-E.

2° *La province de Limbourg* devient dominante, avec faibles proportions d'impuretés de la province A. La saussurite a disparu complètement (exemples : les dunes de Weelde et de Malines).

(11) Analyses faites par R. Tavernier.

3° *La province de Limbourg pure* (ou de Limbourg-grenat; exemple : Lommel) <sup>(12)</sup>.

La province de Limbourg est très ancienne et remonte à l'époque tertiaire. Elle provient des couches de couverture mésozoïque de l'Ardenne. On la retrouve dans le matériel sableux de la haute terrasse de la Meuse; après celle-ci elle disparaît complètement et ne semble plus avoir été déposée dans la terrasse moyenne et la basse terrasse.

Ainsi donc l'analyse minéralogique permet les interprétations suivantes :

Les dunes ne sont pas antérieures aux phénomènes périglaciaires en Flandre et en Campine (Würmien). D'ailleurs, le sable est partiellement composé d'éléments des formations périglaciaires (province B-Saussurite et province A). De plus, certains profils dans la Campine (Oostmalle, Saint-Léonard, Hérenthals, Rijkevorsel) présentent des dunes (non dérangées) séparées par une couche de gravier des sédiments périglaciaires sous-jacentes. Des dunes, dérangées par les actions périglaciaires, n'ont pu être observées jusqu'ici.

De cette façon est déterminé l'âge postglaciaire des dunes.

La formation de dunes continentales dépend de certaines conditions climatologiques, l'âge géologique remonte vraisemblablement à la période boréale ou sub-boréale.

La littérature nous apprend que, dans l'un et dans l'autre cas, des phénomènes éoliens importants eurent lieu en Europe <sup>(13)</sup>.

Les quelques résultats des recherches sur le terrain semblent plutôt indiquer un âge sub-boréal. A Berlare, Ruddervoorde et Walem, les dunes reposent sur des sables gris glauconifères (Flandrien de Rutot). Si l'on considère ces sables gris comme des sables de remblaiement, les dunes reposeraient sur des sédiments formés pendant la dernière transgression avant les temps historiques (transgression flandrienne pendant l'époque atlantique) et doivent être interprétées comme étant d'âge post-atlantique.

Cependant le nombre d'observations est encore trop restreint pour que cette dernière conclusion puisse être considérée comme définitive et pour pouvoir certifier que cette superposition n'est pas due à un remaniement secondaire récent.

(12) TAVERNIER, R., Le Néogène de la Belgique (*Bull. Soc. b. Géol.*, t. LII, 1943, pp. 7-32).

(13) HÖGBOM, I., Ancient Inlanddunes of Northern and Middle Europe (*Geogr. Ann.*, Stockholm, H. 2, 1923, pp. 113-243).



## V. — MODE DE FORMATION.

La composition minéralogique des sables dunaires indique que les grains de sable n'ont pas effectué un long trajet.

Ainsi, dans les sables dunaires de la Campine domine la province de Limbourg, et c'est précisément dans cette région que de nombreux sédiments, composés par cette province, affleurent en beaucoup d'endroits. Par sa teneur en grenat assez considérable, le sable appartient à la province de Limbourg-grenat.

En Flandre, les dunes sont séparées des formations tertiaires par des couches quaternaires où cette province de Limbourg fait complètement défaut, de sorte que l'influence de cette association y est difficilement perceptible. Par contre, les dunes passent insensiblement aux sables quaternaires sous-jacents dont ils ont la même composition.

Cette différence dans la composition minéralogique rend l'hypothèse d'un mode de formation périglaciaire, qui est préconisé pour certaines dunes continentales [cf. Solger <sup>(14)</sup>], moins admissible.

Par contre, dans beaucoup de cas, et particulièrement en Flandre, l'hypothèse de dunes de rivière est renforcée par de nombreux faits <sup>(15)</sup>.

1° La situation géographique le long des dépôts alluviaux et, spécialement à Deurle, Berlare et Bornem, au côté concave d'un méandre. Le sable abandonné par le fleuve, aurait formé des dunes.

2° La grandeur des grains de sable reste sous la limite de celle admise pour le sable dunaire. D'après Sokolow <sup>(16)</sup> le sable des dunes de rivière est toujours plus fin que le sable dunaire ordinaire.

3° Quand la morphologie n'est pas trop altérée, les dunes présentent le côté sous le vent tourné vers la rivière ou la suivent fidèlement quand celle-ci change de direction. Tel est le cas à Deurle où les dunes ont une direction N.-W.—S.-E. et suivent, plus en aval, la direction W.-E.

En dernier lieu, il importe de ne pas oublier que les facteurs

<sup>(14)</sup> SOLGER, F., Die Norddeutsche Inlanddünen (SOLGER, u. a., *Dünenbuch*, pp. 157-179, Stuttgart, 1910).

<sup>(15)</sup> Pour le moment, nous désirons faire exception pour les dunes qui longent la frontière hollandaise. Il n'est pas impossible qu'il s'agit là de dunes maritimes fossiles.

<sup>(16)</sup> SOKOLOV, Die Dünen (Berlin, 1894), p. 150.

physiques ne sont pas les seuls à être pris en considération : le déboisement et la destruction de la végétation par l'homme ne pourront être perdus de vue dans cette étude.

## VI. — CONCLUSION.

Les dunes en Flandre sont des dunes fossiles, d'âge post-glaciaire. C'est probablement au sub-boréal que ces dunes ont pris naissance comme dunes de rivière.

Comme l'étude de ces formes de relief est loin d'être terminée, il va de soi que toute généralisation est prématurée. C'est aux recherches futures qu'incombe la tâche de décider si oui ou non l'on peut attribuer à toutes les dunes le même âge géologique et le même mode de formation.

Gand,  
Laboratoire de Géologie de l'Université.

## Contribution à l'étude des argiles de l'Entre-Sambre-et-Meuse,

(Deuxième note : Étude physique, analyse chimique et étude microscopique) (\*).

par CHARLES DOSOGNE,  
Docteur en Sciences, Aspirant du F.N.R.S.

### ÉTUDE PHYSIQUE.

#### § 1. ÉTUDE RONTGENOGRAPHIQUE.

Les silicates d'alumine hydratés, principaux constituants des argiles, se présentent le plus souvent sous forme de cristaux d'une dizaine de microns au maximum; aussi, la méthode des Poudres de Debye-Scherrer et Hull est-elle tout particulièrement désignée pour leur détermination dans les roches argilleuses.

Les premières recherches sur la structure des silicates d'alumine hydratés furent entreprises par Mauguin (1), Pauling (2), Grüner (3), Ksanda et Barth (4) Hofmann, Endell et Wilm (5), Maegdefrau et Hofmann (6), Mehmel (7), Hendrickx (8), W. L. et W. H. Bragg (9). Depuis, nombreux ont été les chercheurs

(\*) La première note, consacrée à l'analyse mécanique et à l'étude thermique, a paru dans le tome LI (1942) de ce *Bulletin*, pp. 152-178.

qui utilisèrent les rayons X pour l'étude des minéraux des argiles et leur détermination dans les roches; citons entre autres Ross (10), Kerr (11) et Hendrickx (8) aux U.S.A.; Correns (12), Schlünz (13), Mehmel (7), Nagelschmidt (14), Maegdefrau et Hofmann (6) en Allemagne; Nahmias (15) et les Bragg (9) en Angleterre; J. de Lapparent (16) et P. Urbain (17) en France; F. Van Baren (18) et J. Favejee (19) en Hollande; Schoep et Billiet (20) et Vigneron (21) en Belgique.

La méthode des Poudres nécessite des échantillons dont les dimensions des cristaux sont comprises entre  $10^{-3}$  et  $10^{-6}$  cm. Cette condition est précisément remplie par les fractions argileuses obtenues par lévigation des argiles brutes, fractions dont les grains sont inférieurs à  $5\mu$ .

La séparation des éléments des argiles par lévigation en vue de leur étude aux rayons X offre deux avantages importants : d'une part, elle fournit des cristaux de dimensions optima et, d'autre part, elle permet d'éliminer une proportion parfois importante d'éléments étrangers aux minéraux caractéristiques des argiles. Ce dernier avantage est particulièrement appréciable, car le radiogramme d'une argile est constitué par les spectres des minéraux présents superposés, l'intensité de chaque spectre variant avec les proportions de ces derniers; il en résulte que si l'un des constituants est peu fréquent, ses raies caractéristiques risquent de disparaître complètement dans le radiogramme de l'argile brute, alors qu'elles pourront apparaître avec netteté dans celui de la fraction argileuse.

Par conséquent, dans l'étude röntgenographique des argiles, il faut tenir compte du fait que lorsqu'un radiogramme ne présente pas les raies du minéral recherché, on ne peut conclure à l'absence de celui-ci sans avoir recours à une autre méthode d'identification.

#### **Buts de notre étude.**

Dans l'étude que nous poursuivons, nous nous sommes principalement attachés à l'identification du quartz, de la kaolinite et de la gibbsite dont l'existence nous avait déjà été révélée au cours des recherches antérieures. Nous désirions également vérifier la possibilité de tirer de l'examen des radiogrammes des renseignements d'ordre quantitatif sur les minéraux présents.

Plusieurs chercheurs ont montré que l'analyse quantitative des argiles au moyen des rayons X fournissait des résultats

satisfaisants. Citons notamment, G. Nagelschmidt (14), dont l'étude de quelques argiles de Malliss a révélé la similitude existant entre les résultats des analyses chimique, microscopique et röntgenographique; Favejee (19), auteur de plusieurs déterminations quantitatives au moyen des rayons X; Maegdefrau et Hofmann (6), qui ont établi la possibilité de fixer avec précision la proportion des minéraux présents dans les argiles.

D'autre part, F. Van Baren (18) a constaté que les rayons X permettaient de découvrir certaines quantités de quartz dans une argile alors qu'un premier examen microscopique n'en révélait pas l'existence.

Toutefois, P. Urbain (17) et Brajnikov (22) estiment qu'un minéral doit être présent dans une proportion de 5 à 10 % au minimum pour pouvoir être décelé aux rayons X. Brandenberger (23) signale même un cas où un minéral présent dans une proportion de 20 % n'était pas déterminable.

Il existe en fait un certain nombre de facteurs ayant une influence sur les radiogrammes d'argiles. Ce sont principalement les dimensions des particules, qui doivent être comprises entre  $10^{-3}$  et  $10^{-6}$  cm.; le degré d'hydratation, qui peut modifier sensiblement le réseau des minéraux argileux; et, enfin, la présence de matières amorphes ou colloïdales en quantités plus ou moins grandes.

INTERPRÉTATION DES RADIOGRAMMES. — Les radiogrammes Debye-Scherrer et Hull présentent une série de raies symétriques d'intensité variable.

La formule de Bragg,

$$n\lambda = 2d \sin \theta,$$

permet d'établir, pour chaque radiogramme, un tableau où figurent les diverses valeurs de  $\theta$  et les valeurs correspondantes de  $d$  caractérisant l'échantillon étudié. Ces valeurs de  $d$  comparées à celles des minéraux-étalons permettent d'identifier les constituants de la roche.

Les spectres des minéraux caractéristiques des argiles ont été établis par plusieurs chercheurs, notamment Mehmel (7) et Nagelschmidt (14). Un tableau très utile, donnant les équidistances réticulaires des minéraux des argiles, est celui établi par P. Urbain (17).

DE QUELQUES DIFFICULTÉS RENCONTRÉES. — Dans l'interprétation des radiogrammes, nous nous sommes heurtés à une sérieuse difficulté, du fait que l'appareil Siemens employé était

dépourvu des filtres indispensables pour éliminer la radiation  $\beta$  de l'anticathode de Cuivre (1).

La diffraction des rayons X dûs aux deux radiations du cuivre fournit, en effet, des radiogrammes comportant deux séries de raies superposées qui ne peuvent être séparées qu'avec grandes difficultés, sans lever d'ailleurs l'indétermination qui pèse sur l'origine de certaines d'entre elles. Par conséquent, nous nous sommes trouvés dans l'impossibilité d'utiliser la méthode habituelle d'identification et avons dû avoir recours à la *méthode de superposition des radiogrammes*.

Cette méthode consiste à établir dans des conditions d'expérience identiques les spectres des argiles à étudier et les spectres des minéraux caractéristiques, et à superposer successivement chacun des premiers à chacun des second. La coïncidence d'un certain nombre de raies permet alors de conclure à la présence d'un minéral déterminé.

Ce procédé, simple et rapide, permet de comparer *de visu* l'intensité des raies qui coïncident. La seule difficulté réside dans le fait qu'il n'est pas toujours possible d'observer avec précision la coïncidence des raies lorsque l'un ou l'autre — ou les deux — diagramme est diffus ou obscur.

**RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX.** — Les radiogrammes du quartz, de la kaolinite, de la gibbsite et des fractions argileuses des argiles étudiées ont été établis dans des conditions identiques.

Les échantillons furent préparés de la manière classique.

Les résultats suivants ont été obtenus (pl. I) :

*Argile Acoz, n° 2* (pl. I, fig. 1) :

Radiogramme très net; raies nombreuses.

Spectre du quartz : intensité très forte.

Spectre de la kaolinite : intensité faible.

*Argile Hanzinne, n° 7* (pl. I, fig. 2) :

Radiogramme très net, semblable au précédent; raies nombreuses.

Spectre du quartz : intensité très forte.

Spectre de la kaolinite : intensité faible.

*Argile Biesme, n° 8* (pl. I, fig. 3) :

Radiogramme assez net; raies centrales un peu floues.

Spectre de la kaolinite : intensité très forte.

Spectre de la gibbsite : intensité moyenne.

Spectre du quartz : intensité faible.

---

(1) L'appareil à rayons X a été privé de ses filtres à la suite des événements de 1940. D'autre part, la Société Siemens réclamait de longs délais pour leur remplacement.

*Argile Morialmé, n° 20* (pl. I, fig. 4) :

Radiogramme peu net; parties centrale et extérieure floues.

Spectre de la kaolinite : intensité forte.

Spectre du quartz : intensité moyenne.

*Argile Fraire, n° 28* (pl. I, fig. 5) :

Radiogramme semblable au précédent.

*Argile Yves-Gomezée, n° 30* (pl. I, fig. 6) :

Radiogramme semblable aux deux précédents.

*Argile Strée, n° 41* (pl. I, fig. 7) :

Radiogramme très net, semblable à ceux des argiles d'Acoz et d'Hanzinne.

Spectre du quartz : intensité très forte.

Spectre de la kaolinite : intensité faible.

*Kaolin Oret, n° 11* (pl. I, fig. 8) :

Radiogramme très net; nombreuses raies.

Spectre de la kaolinite : intensité très forte.

Spectre du quartz : intensité faible.

GROUPEMENT DES ARGILES D'APRÈS LEURS RADIOGRAMMES. —  
D'après leurs radiogrammes, les argiles étudiées peuvent être classées en 4 groupes (voir tableau I).

TABLEAU I.

Groupe	Échantillon	Kaolinite	Quartz	Gibbsite
1	Kaolin d'Oret — 11 . . .	+++	+	-
2	Argile Biesme — 8 . . .	+++	+	++
3	Argile Morialmé — 20. .	+++	++	-
	Argile Fraire — 28 . . .	+++	++	-
	Arg. Yves-Gomezée — 30	+++	++	-
4	Argile Acoz — 2 . . . .	+	+++	-
	Argile Hanzinne — 7 . .	+	+++	-
	Argile Strée — 41. . . .	+	+++	-

+++ : Spectre de forte intensité

++ : d'intensité moyenne

+ : de faible intensité

*Groupe 1 : Kaolin d'Oret, n° 11.* — Le radiogramme traduit bien la composition de l'échantillon, dont la quasi-totalité est composée de kaolinite, le surplus étant du quartz.

*Groupe 2 : Argile de Biesme, n° 8.* — Les résultats acquis au moyen des diverses méthodes d'étude ont révélé la présence d'une forte quantité de kaolinite, d'une certaine proportion de gibbsite et d'un peu de quartz. Le radiogramme rend compte de ces diverses proportions.

*Groupe 3 : Argiles de Morialmé, de Fraire et d'Yves-Gomezée, nos 20, 28 et 30.* — La présence dans le diagramme d'un spectre de kaolinite de forte intensité et d'un spectre de quartz d'intensité moyenne vérifie les données acquises par d'autres méthodes pour les argiles de Fraire et Yves-Gomezée, qui sont très sableuses. Quant à l'argile de Morialmé, malgré qu'elle présente un radiogramme semblable, elle ne contient pratiquement qu'une proportion assez faible d'éléments sableux. L'analyse par rayons X semble donc être en défaut dans ce cas.

*Groupe 4 : Argiles d'Acoz, de Hanzinne et de Strée, nos 2, 7 et 41.* — Les radiogrammes paraissent produire la présence d'une faible quantité de kaolinite. Or, ces trois argiles comportent une bonne part d'éléments très fins. Nous avons donc recherché la cause de cette anomalie.

Dans le cas de l'argile de Strée, la présence d'une quantité prépondérante de quartz — à l'état très divisé — peut paraître vraisemblable, car l'étude thermique a mis en relief la faible proportion de minéraux argileux, et l'analyse mécanique a montré que la quantité d'éléments fins — qui par définition sont des minéraux argileux — décroissait très rapidement à mesure que le rayon des particules diminuait.

Dans le cas des deux autres argiles, plusieurs hypothèses pouvaient être émises :

1° *Présence de minéraux de dimensions inférieures à  $10^{-6}$  cm.* : Cette explication est en partie acceptable, car les courbes cumulatives de ces argiles montrent combien est forte la proportion des particules les plus fines, qui sont par définition des minéraux argileux;

2° *Présence de minéraux hydratés* : La présence d'halloysite, dont le spectre diffus peut être à l'origine de l'anomalie constatée, peut avoir pour conséquence de rendre prépondérant le spectre du quartz, présent en moindre proportion. Cette

hypothèse est invalidée par le fait que l'étude thermique révèle l'existence d'une petite quantité seulement d'halloysite;

3° *Présence de matières amorphes* : Cette explication ne peut être retenue, car ces matières n'apparaissent pas — ou peu — lors de l'examen microscopique.

En conclusion, pour ces trois argiles, la méthode d'analyse quantitative par rayons X est mise en défaut sans qu'il soit possible d'en déterminer la cause de façon précise.

## § 2. EXAMEN PAR DIFFRACTION ÉLECTRONIQUE.

### Introduction.

Depuis les expériences de Davisson et Germer et de Thomson et Reid sur la diffusion des électrons par les films cristallins, il est devenu courant d'utiliser la diffraction électronique pour l'étude de la structure des surfaces. Aussi avons-nous tenté d'appliquer cette méthode à l'étude des argiles, dans le but d'en déterminer les minéraux caractéristiques.

Les bases théoriques de la diffraction électronique sont notamment synthétisées dans une récente publication de G. I. Finch (24), titulaire de la chaire Francqui 1937-1938, sous la direction de qui nous avons eu l'honneur de travailler un certain temps. Aussi nous bornerons-nous à rappeler les éléments essentiels de cette théorie.

C'est à Davisson et Germer et à Thomson et Reid que l'on doit la confirmation de l'hypothèse de de Broglie, selon laquelle un train d'ondes accompagne tout corpuscule en mouvement, et qui se traduit par la relation

$$\lambda = \frac{h}{mv}$$

$\lambda$  étant la longueur de l'onde accompagnant la particule de masse  $m$  se déplaçant à la vitesse  $v$ , et  $h$  étant la constante de Planck.

Dans le cas d'un faisceau d'électrons soumis à une différence de potentiel  $E$ , la vitesse  $v$  est donnée par la formule

$$v = \sqrt{\frac{2eE}{m}}$$

Le faisceau d'électrons est diffusé lorsqu'il rencontre une surface cristalline. Ce sont les charges des noyaux des atomes



constituant cette dernière qui sont, pour la plus grande part, à l'origine de cette diffusion.

Tout comme les rayons X, les électrons rapides sont soumis à la loi de Bragg.

$$n\lambda = 2d \sin \theta.$$

Les différences de potentiel étant voisines de 50.000 V. et les distances réticulaires de l'ordre de quelques Å, la valeur des angles de déviation du faisceau diffracté est de quelques degrés seulement. Leur calcul s'effectue de la façon suivante :

Si  $2\theta$  représente l'angle que fait le faisceau diffracté avec le faisceau incident, L la longueur de la camera et R la distance entre la tache centrale et la tache du faisceau diffracté sur la plaque photographique, nous avons, les angles étant petits,

$$2\theta = \frac{R}{L}.$$

En introduisant cette valeur dans la formule de Bragg, on obtient la valeur de  $d$  :

$$\boxed{d = \frac{\lambda L}{R}}. \quad (1)$$

**DIAGRAMMES DEBYE ET SCHERRER-HULL.** — En soumettant à un faisceau d'électrons un film mince de cristaux de dimensions submicroscopiques disposés en désordre complet, on obtient un diagramme de diffraction présentant des anneaux concentriques, diagramme très semblable à ceux obtenus par les rayons X au moyen de la méthode des poudres. La loi de Bragg régit d'ailleurs également le phénomène.

Deux conditions doivent néanmoins être remplies pour obtenir des diagrammes de diffraction précis : les cristaux doivent avoir une épaisseur inférieure à 150 Å dans le sens du faisceau incident et leur orientation doit être absolument quelconque. Si ces conditions ne sont pas remplies, les diagrammes présentent des anneaux peu nets et interrompus et un fond diffus.

Or, les silicates d'alumine hydratés se présentent généralement sous forme de phyllites de dimensions réduites — 5  $\mu$  au maximum — et dont l'épaisseur en particulier est extrêmement faible. Des photographies prises au microscope électronique ont montré que certaines de ces phyllites ne dépassaient pas 0,1  $\mu$  dans leur plus grande largeur, ce qui donne une idée de leur épaisseur, qui est de l'ordre de quelques Å.

L'étude des structures par diffraction ne peut être entreprise que pour les cristaux de symétrie élevée : pour le moins orthorhombique. Toutefois, celle des cristaux de symétrie peu élevée est rendue possible par le fait que beaucoup de cristaux sont toujours plus ou moins orientés dans un film cristallin. Dans le cas de la kaolinite, par exemple, le clivage parfait selon 001 fournit des cristaux plats semblables à ceux du mica. Lors de la préparation de l'échantillon destiné à la diffraction, ces feuillets se déposent tous parallèlement les uns aux autres sur le porte-échantillon. Le paramètre angulaire  $\beta$  de la kaolinite étant proche de  $90^\circ$ , les axes  $c$  des cristaux seront voisins de la normale au plan du film mince et, par conséquent, du faisceau d'électrons perpendiculaire à celui-ci.

Les plans réticulaires parallèles au faisceau pouvant seuls diffracter, les anneaux qui leur correspondent seront relativement peu nombreux et d'indice ( $h k 0$ ).

L'existence de ces cristaux plats orientés qui ne donnent que des anneaux correspondant à des plans ( $h k 0$ ) leur a valu le nom de « cristaux à deux dimensions » (25).

APPLICATION À L'ÉTUDE DES ARGILES. — De leur côté, les minéraux argileux présentent tous le caractère phylliteux et se comportent de ce fait comme la kaolinite. Les diagrammes d'argiles sont donc relativement simples, et il semble qu'il serait aisé de déterminer des constituants d'une argile en comparant son diagramme aux diagrammes de minéraux-étalons.

Il n'en est pas ainsi en réalité : l'examen des caractéristiques structurales des minéraux argileux montre que leurs paramètres  $a$  et  $b$  ont des valeurs très rapprochées et que seuls leurs paramètres  $c$  ont des valeurs distinctes (tableau II).

TABLEAU II.

Minéral	Formule	Paramètres		
		a	b	c
Kaolinite . . . . d	$\text{Al}^2 (\text{Si}^2\text{O}^5) (\text{OH})^4$	5,15 Å	8,90 Å	14,5 Å
Halloysite . . . . .	$\text{Al}^2 (\text{Si}^2\text{O}^5) (\text{OH})^4, 2\text{H}_2\text{O}$	5,20	8,92	10,25
Métahalloysite . . . .	$\text{Al}^2 (\text{Si}^2\text{O}^5) (\text{OH})^4$	5,15	8,9	7,57
Montmorillonite . . .	$\text{Al}^2 \text{Si}^2\text{O}^{14} \text{Mg}. 6\text{H}_2\text{O}$	5,09	8,83	15,2
Mica . . . . .	$\text{KAl}^2 (\text{AlSi}^3\text{O}^{10}) (\text{OH})^2$	5,18	9,02	20,04

Or, les diagrammes de ces minéraux ne comportent que des anneaux ( $h k 0$ ), ce qui permet bien de calculer  $a$  et  $b$ , mais non  $c$ , l'indice  $l$  étant nul dans tous les cas.

De ce fait, la possibilité d'identifier les minéraux argileux au moyen de  $c$  nous est enlevée et nous devons les déterminer au moyen de  $a$ , le paramètre  $b$  s'en déduisant par calcul du fait que le réseau de ces minéraux est pseudo-hexagonal. Les valeurs de  $a$  étant très rapprochées, les erreurs tolérées lors des mesures expérimentales devront être assez faibles de manière à rester inférieures aux écarts existant entre les paramètres  $a$  des minéraux caractéristiques.

EXPÉRIENCES. — Nous avons soumis aux essais un échantillon de chacun des quatre groupes établis lors de l'étude aux rayons X\*, ainsi que des échantillons de kaolinite et de gibbsite (2) :

Kaolin de Zettlitz.

Gibbsite de Chihuahua.

Kaolin d'Oret. N° 11, fraction argileuse (groupe 1).

Argile d'Hanzinne. N° 7, idem (groupe 2).

Argile de Biesme. N° 8, idem (groupe 3).

Argile d'Yves-Gomezée. N° 30, idem (groupe 4).

Les échantillons ont été préparés de la façon suivante : quelques centigrammes de matière sont délités dans 15 cc. d'eau distillée légèrement ammoniacale (pour faciliter la dispersion); une goutte de cette suspension est placée sur un porte-échantillon constitué par un fin treillis de nickel de 2 cm. de côté recouvert d'un film mince de collodion.

RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX. — Après quelques essais d'orientation, des diagrammes très nets ont été obtenus pour les différents échantillons, à l'exception de la gibbsite. L'échec des expériences pour ce minéral est principalement dû aux difficultés de préparation d'un échantillon dont les particules soient suffisamment minces — moins de 150 Å d'épaisseur.

---

(2) Nous remercions ici M. le Prof<sup>r</sup> Goche, Directeur du Laboratoire de Diffraction, pour les conseils et l'aide qu'il nous a prodigués lors de nos expériences.

Les valeurs de  $d$  ont été calculées au moyen de la formule (1) et le paramètre  $a$  établi à l'aide de la formule :

$$d_{hkl} = \frac{a}{\frac{4}{3}(h^2 + k^2 + hk) + \frac{a^2}{c^2} l^2};$$

$l$  étant nul pour tous les anneaux, la formule se réduit à

$$a = d_{hkl} \frac{4}{3} (h^2 + k^2 + hk). \quad (2)$$

Pour la détermination des indices, nous nous sommes référés à un diagramme d'argile établi par Shishakow (25), dont nous donnons les caractéristiques (tableau III).

*Kaolin de Zettlitz* (fig. 1, pl. II, tableau IV) :

V=51.000 volts; =0,05282 Å.

Diagramme très net. Deux anneaux de faible intensité pour  $d=4,04$  et  $3,68$  Å qui sont absents sur le diagramme étalon.

*Kaolin d'Oret* (fig. 2, pl. II, tableau V) :

V=48.000 volts; =0,05450 Å.

Diagramme très net, semblable à celui du kaolin de Zettlitz.

*Argile d'Hanzinne* (fig. 3, pl. II; tableau VI) :

V=51.000 volts; =0,05282 Å.

Diagramme très net. Anneaux bien marqués. Présence d'un anneau supplémentaire pour  $d=2,35$  Å n'existant ni sur le diagramme-étalon, ni sur celui du kaolin de Zettlitz.

*Argile de Biesme. N° 8* (fig. 4, pl. II, tableau VII) :

V=51.000 volts; =0,05282 Å.

Diagramme net, fond un peu diffus. Les anneaux de  $d=4,04$  et  $3,68$  Å du kaolin de Zettlitz sont absents. On trouve, en plus des anneaux du diagramme précédent, un anneau pour  $d=1,45$  Å qui ne se trouve sur aucun autre diagramme.

*Argile d'Y-Gomezée. N° 30* (fig. 5, pl. II, tableau VIII) :

V=48.000 volts; =0,05450 Å.

Diagramme très net; anneaux bien marqués. On relève l'existence des mêmes anneaux que pour l'argile d'Hanzinne.

D'après les anneaux présents, on peut classer les diagrammes comme suit :

1° *Kaolins de Zettlitz et d'Oret* : mêmes anneaux que ceux de

TABLEAU III

Diagramme d'Argile kaolinitique Shishakow (25)		
I	d	(h k l)
20	4.45 Å	100
—	—	—
—	—	—
15	2.56	110
—	—	—
0,5	2.23	200
5	1.69	210
9	1.49	300
—	—	—
3	1.29	220
3	1.24	310
1	1.12	400
0,5	1.03	320
0,5	0.97	410
0,5	0.89	500
0,25	0.86	330
0,25	0.84	420
traees	0.81	510

TABLEAU IV

Kaolin de Zettlitz			
R	I	d	a
5,70	T F	4,39 Å	5,08 Å
6,20	t f	4,04	—
6,80	t f	3,68	—
9,85	T F	2,54	5,08
—	—	—	—
11,30	f	2,22	5,13
14,95	m	1,67	5,09
16,95	T F	1,48	5,12
—	—	—	—
19,55	m	1,28	5,12
20,35	m	1,23	5,12
22,60	f	1,11	5,12
24,60	f	1,02	5,13
25,80	f	0,97	5,13
28,20	t f	0,89	—
29,30	f	0,86	—
29,90	f	0,84	—
31,40	f	0,80	—

Valeur moyenne de a = 5,12 Å

TABLEAU V

Kaolin II d'Oret			
R	I	d	a
5,80	F	4,42 Å	5,10 Å
6,30	f	4,07	—
6,95	t f	3,69	—
10,15	T F	2,52	5,04
—	—	—	—
11,70	f	2,19	5,07
15,45	m	1,66	5,06
17,50	T F	1,46	5,05
—	—	—	—
20,25	m	1,26	5,05
21,05	m	1,22	5,08
23,35	f	1,10	5,08
25,45	f	1,01	5,08
26,75	f	0,96	5,08
29,2	t f	0,88	—
30,3	f	0,85	—
30,9	f	0,83	—

Valeur moyenne de a = 5,07 Å

TABLEAU VI

Argile 7 — Hanzinne			
R	I	d	a
5,65	T F	4,39 Å	5,08 Å
—	—	—	—
—	—	—	—
9,75	T F	2,55	5,10
10,55	t f	2,35	—
11,35	f	2,19	5,07
14,85	m	1,67	5,09
16,70	T F	1,49	5,16
—	—	—	—
19,40	m	1,28	5,12
20,15	m	1,23	5,12
22,35	f	1,11	5,12
24,50	f	1,01	5,08
25,85	f	0,96	5,08
27,9	t f	0,89	—
29,0	f	0,86	—
29,6	f	0,84	—
—	—	—	—

Valeur moyenne de a = 6,10 Å

TABLEAU VII

Argile 8 — Biesme			
R	I	d	a
5,65	F	4,44 Å	5,13 Å
—	—	—	—
9,85	F	2,55	5,10
10,55	t f	2,38	—
11,25	t f	2,23	5,15
14,95	m	1,68	5,12
16,95	T F	1,48	5,12
17,35	t f	1,45	—
19,65	m	1,28	5,12
20,45	m	1,28	5,11
22,6	t f	1,11	5,12
24,7	t f	1,03	5,18
26,2	t f	0,96	5,08
—	—	—	—
—	—	—	—
—	—	—	—
—	—	—	—

Valeur moyenne de  $a = 5,12 \text{ \AA}$ 

TABLEAU VIII

Argile 30 — Yves Gomezée			
R	I	d	a
5,80	T F	4,42 Å	5,10 Å
—	—	—	—
10,10	T F	2,54	5,08
10,85	t f	2,37	—
11,60	f	2,21	5,12
15,40	m	1,66	5,06
17,45	T F	1,47	5,09
—	—	—	—
20,20	m	1,27	5,09
21,05	m	1,22	5,08
23,3	f	1,10	5,08
25,8	f	0,99	4,99
26,7	f	0,96	5,08
29,1	t f	0,88	—
30,2	f	0,85	—
30,8	f	0,83	—
32,5	t f	0,79	—

Valeur moyenne de  $a = 5,08 \text{ \AA}$ 

l'argile-étalon (Shishakow), avec 2 anneaux supplémentaires pour  $d=4,04$  et  $3,68 \text{ \AA}$  qui doivent appartenir spécifiquement à la kaolinite.

2° *Argiles d'Hanzinne et d'Yves-Gomezée* : mêmes anneaux que ceux du diagramme-étalon, avec un anneau supplémentaire pour  $d=2,3 \text{ \AA}$  dont l'origine reste indéterminée.

3° *Argile de Biesme* : même diagramme que les deux précédents, avec un anneau supplémentaire pour  $d=1,45 \text{ \AA}$  que nous supposons appartenir à la Gibbsite. Cette hypothèse n'a pu être vérifiée, un diagramme de ce minéral n'ayant pu être obtenu jusqu'ici.

DISCUSSION DES RÉSULTATS. — Le calcul du paramètre  $a$  a été effectué pour tous les anneaux ayant leurs correspondants sur le diagramme-étalon de Shishakow qui est celui d'une argile kaolinitique. La dernière colonne des tableaux en donne les différentes valeurs.

Pour chaque échantillon, les valeurs de  $a$  présentent des écarts atteignant au maximum  $0,13 \text{ \AA}$ . Ces écarts sont donc supérieurs à 2 %.

Recherchons les erreurs commises au cours des expériences :

D'après la formule (2) l'erreur commise sur  $a$  est celle commise sur  $d$ . Or,  $d$  est donné par la formule :

$$d = \frac{\lambda L}{R}. \quad (1)$$

$\lambda$  est fonction de  $V$ , qui est voisin de 50.000 volts et se mesure avec une approximation de 500 V, soit 1 %. L'erreur sur  $\lambda$  est donc de 1 %.

$L$  vaut 47 cm. en moyenne, avec une approximation de 0,25 cm., soit 0,5 % d'erreur.

$R$  varie entre  $5,65 \pm 0,05$  mm. pour les anneaux du centre et  $32,5 \pm 0,1$  mm. pour les anneaux les plus extérieurs qui sont les plus diffus. L'erreur commise se situe ici entre 0,9 et 0,3 %.

L'erreur totale s'élève ainsi à 2,4 % pour les anneaux centraux et 1,8 % pour les anneaux extérieurs.

L'erreur commise sur  $a$  varie donc entre 0,09 et 0,12 Å. Cette erreur est supérieure aux écarts existants entre les paramètres  $a$  de la kaolinite, de l'halloysite et de la montmorillonite; les valeurs moyennes de  $a$ , qui figurent au bas des tableaux, le prouvent à suffisance. Pour le kaolin d'Oret, par exemple,  $a$  vaut 5,07 Å, valeur qui est plus proche de celle de la montmorillonite, qui est absente, que de la kaolinite, qui constitue l'échantillon.

#### CONCLUSIONS.

De ces expériences, il résulte que si les diagrammes révèlent l'existence des minéraux argileux, la détermination de chacun d'eux en particulier reste impossible avec la méthode utilisée.

Néanmoins, il n'est pas permis de conclure à l'échec de la diffraction électronique pour l'étude des argiles, car le principal obstacle pourrait être écarté par l'utilisation d'une méthode plus appropriée, qui est celle employée pour la détermination de la structure des cristaux. Cette méthode consiste à enregistrer simultanément sur une même plaque photographique les diagrammes de l'argile à étudier et d'une substance étalon — l'or, par exemple, — dont les paramètres sont connus avec une très grande précision. Ainsi, les erreurs commises sur  $\lambda$  et sur  $L$  sont écartées, et seule subsiste l'erreur commise sur les rayons des anneaux, qui est assez minime.

Ces expériences, qui ont été interrompues par la fermeture du Laboratoire de Diffraction de l'Université de Bruxelles, seront poursuivies dès que les circonstances le permettront.

### § 3. CONCLUSIONS DE L'ÉTUDE PHYSIQUE.

#### Les résultats expérimentaux.

Les résultats nous conduisent aux conclusions suivantes :

1° Les rayons X permettent de classer les échantillons en quatre groupes, d'après les spectres des minéraux présents et leurs intensités respectives.

2° Les diagrammes de rayons X des argiles d'Acoz, d'Hanzinne et d'Yves-Gomezée paraissent traduire la présence d'un excès de quartz qui, notamment pour les deux premières, n'est nullement justifié par les données de l'analyse mécanique et thermique.

De même, le diagramme de l'argile de Morialmé est semblable à ceux des argiles quartzifères de Fraire et Yves-Gomezée, alors que cette argile contient fort peu de quartz.

3° Le diagramme de diffraction électronique de l'argile d'Hanzinne révèle l'existence de minéraux argileux que les rayons X mettaient fort peu en évidence.

4° Le diagramme de diffraction électronique de l'argile de Biesme comporte un anneau qui est vraisemblablement dû à la présence de gibbsite.

#### Les méthodes expérimentales.

Les rayons X sont utiles pour la détermination des principaux minéraux entrant dans la composition des argiles et, dans une certaine mesure, de leurs proportions respectives. Toutefois, l'absence du spectre d'un minéral ne signifie pas absence de celui-ci; aussi les renseignements fournis par un radiogramme n'ont-ils de valeur réelle que s'ils sont confirmés par les résultats d'autres méthodes d'étude : analyse chimique, examen microscopique ou étude thermique.

Les rayons X constituent donc une méthode rapide de recherches d'orientation, mais non de contrôle. Leur valeur quantitative est très relative.

La diffraction électronique permet d'établir la présence des minéraux argileux, mais sans préciser lesquels. La valeur pratique d'utilisation de cette méthode ne pourra être précisée qu'après de nouvelles expériences plus approfondies.

### ANALYSE CHIMIQUE.

L'analyse chimique de nos échantillons devait être entreprise par le Laboratoire de Minéralogie de l'Université de Bruxelles. Malheureusement, par suite des circonstances, ce travail a dû



être interrompu alors qu'il était à peine entamé. Nous n'apportons donc, pour le moment, que des résultats fragmentaires.

**Argile de Biesme, n° 8.**

COMPOSITION CHIMIQUE.

TABLEAU IX.

	%	Poids Molécules	Nombre de molécules
Si O <sup>2</sup> . . . . .	31,90	60	532
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	43,78	102	430
Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	1,48	160	9
Ti O <sup>2</sup> . . . . .	1,80	80	22
H <sup>2</sup> O + . . . . .	20,34	18	1130
Non dosés . . . . .	0,70		
	100,00		

Cette argile est exceptionnellement alumineuse. De même, la proportion d'eau de constitution est considérable : une teneur de 20,34 % ne s'est pas rencontrée jusqu'ici dans les argiles belges.

CALCUL DU FACTEUR *ki*. — Calculons le facteur *ki* introduit par Harrassowitz (26) pour l'étude des sols et des argiles (27)

$$ki = \frac{\text{SiO}^2}{\text{Al}^2\text{O}^3} 1,7.$$

Les valeurs de SiO<sup>2</sup> et Al<sup>2</sup>O<sup>3</sup> sont données en %.

*ki* est voisin de 2 pour le kaolin et varie entre 1 et 2 pour les argiles latéritiques et gibbsitiques où il existe de l'alumine libre.

Pour l'argile de Biesme :

$$\frac{\text{SiO}^2}{\text{Al}^2\text{O}^3} = \frac{31,90}{43,78} = 0,73.$$

$$ki = 0,73 \times 1,7 = 1,24.$$

Ceci indique la présence d'alumine libre. *L'argile de Biesme appartient donc à la classe des argiles gibbsitiques*, la gibbsite s'étant révélée lors de l'analyse thermique.

Remarquons la teneur élevée de l'argile calcinée en alumine : environ 55 %.

COMPOSITION VIRTUELLE. — Il ne nous a pas été possible d'établir la composition virtuelle de cette roche, le pourcentage des alcalis et de la chaux faisant défaut. Nous pourrions néanmoins fixer l'ordre de grandeur de la proportion de gibbsite en faisant figurer les silicates sous forme de kaolinite.

<i>Kaolinite</i> : 2 SiO <sup>2</sup> , Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> , 2 H <sub>2</sub> O . . . . .	266 × 0,258 = 69 %
Nb. Mol. : 532    266    532	
reste : 0    164    598.	
<i>Gibbsite</i> : Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> , 3 H <sub>2</sub> O . . . . .	164 × 0,156 = 26 %
Nb. Mol. : 164    492	
reste : 0    106.	

Rappelons que la teneur en gibbsite établie par la méthode de la thermobalance est de 30 %.

**Argile de Morialme, n° 20.**

COMPOSITION CHIMIQUE.

TABLEAU X.

	%	Poids Molécules	Nombre de molécules
SiO <sup>2</sup> . . . . .	53,57	60	893
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	27,52	102	270
Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> - TiO <sup>2</sup> . . . . .	6,89	—	—
MgO . . . . .	0,29	40	7,5
CaO . . . . .	0,94	56	17
K <sup>2</sup> O . . . . .	0,52	94	6
Na <sup>2</sup> O . . . . .	0,85	62	14
MnO . . . . .	0,00	71	—
H <sup>2</sup> O + . . . . .	9,43	18	524
	100,01		

Calculons le facteur *ki* :

$$\frac{\text{SiO}^2}{\text{Al}^2\text{O}^3} = \frac{51,82}{26,62} = 1,95.$$

$$\text{Ki} = 1,95 \times 1,7 = 3,3.$$

*Ki* supérieur à 2 indique la présence d'un excès de quartz sur l'alumine. D'autre part, l'étude thermique a uniquement révélé la présence de kaolinite.

En conséquence, *l'argile de Morialmé appartient à la classe des argiles kaolinitiques.*

COMPOSITION VIRTUELLE. — Le calcul de la composition virtuelle de cette argile a été effectué d'après la méthode préconisée par A. Holmes (28) pour ce type de roche.

<b>ORTHOSE:</b>	$K_2O$ .	$Al_2O_3$ .	$6 SiO_2$	..	$0,006 \times 556 =$	3,34 %
Nb. Mol.:	6	6	36			
reste:	0	264	857			
<b>ALBITE:</b>	$Na_2O$ .	$Al_2O_3$ .	$6 SiO_2$	..	$0,014 \times 524 =$	7,34 %
Nb. Mol.:	14	14	84			
reste:	0	250	773			
<b>ANORTHITE:</b>	$CaO$ .	$Al_2O_3$ .	$2 SiO_2$	..	$0,017 \times 278 =$	4,73 %
Nb. Mol.:	17	16	32			
reste:	0	234	741			
<b>SERPENTINE:</b>	$3 MgO$ .	$2 SiO_2$ .	$2 H_2O$	..	$0,002 \times 276 =$	0,55 %
Nb. Mol.:	7,5	5	5			
reste:	0	736	519			
<b>KAOLINITE:</b>	$2 SiO_2$ .	$Al_2O_3$ .	$2 H_2O$	..	$0,234 \times 258 =$	60,37 %
Nb. Mol.:	468	234	468			
reste:	268	0	51			
<b>LIMONITE:</b>	$Fe_2O_3$ .	$H_2O$	.....		$0,043 \times 178 =$	7,65 %
Nb. Mol.:	43	43				
reste:	0	8				
<b>QUARTZ:</b>	$SiO_2 = 268$ .	.....			$0,268 \times 60 =$	16,08 %
$H_2O$ résiduelle:	$H_2O = 8$	.....			$0,008 \times 18 =$	0,14 %
						100,20 %

La proportion de kaolinite virtuelle s'élève à 60 % environ.

Avec Holmes, remarquons que le calcul direct de la proportion de mica est dépourvu de valeur objective. Ce calcul n'intervient donc pas ici, et le mica est exprimé en fonction des molécules d'orthose et de kaolinite.

#### Argile de Strée, n° 41.

COMPOSITION CHIMIQUE. — Une analyse de cette argile, qui provient de l'altération des schistes frasniens de Strée, a été donnée par C. Camermann (29) dans une note récente sur la

constitution chimique des argiles belges. Nous la reproduisons ci-dessous :

TABLEAU XI.

	%	Poids Molécules	Nombre de molécules
SiO <sup>2</sup> . . . . .	56,66	60	944
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	23,61	102	232
Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	7,44	160	46
CaO . . . . .	0,53	56	9
MgO . . . . .	1,27	40	32
H <sup>2</sup> O + . . . . .	8,15	18	452
Non dosés . . . . .	2,34		
	100,00		

FACTEUR *ki* :

$$\frac{\text{SiO}^2}{\text{Al}^2\text{O}^3} = \frac{56.66}{23.61} = 2.40.$$

$$\text{Ki} = 2,40 \times 1,7 = 4,08.$$

Cette valeur de *ki* met en évidence la prépondérance du quartz par rapport à l'alumine. D'autre part, l'étude thermique ayant révélé la présence de kaolinite, *l'argile de Strée appartient à la classe des argiles kaolinitiques.*

COMPOSITION VIRTUELLE. — Les proportions des alcalis n'étant pas connues, le calcul des constituants minéralogiques par la méthode d'Holmes ne peut être effectué.

\*  
\*\*

Avant de clore ce paragraphe, mentionnons encore les données fournies par E. Asselberghs (30), W. De Keyser (31), R. Marlière (32) et X. Stanier (33) sur la composition chimique des argiles et kaolins belges.

### ÉTUDE MICROSCOPIQUE.

Nous avons entrepris l'examen des sections minces des échantillons d'argiles étudiés.

Les principaux obstacles auxquels on se heurte lors de la détermination des minéraux caractéristiques des argiles sont

notamment leurs dimensions très réduites et leurs indices très voisins. L'évaluation de la biréfringence complique encore le problème, car les éléments phylliteux, dont l'épaisseur descend jusqu'en dessous de  $1/10\mu$ , peuvent se superposer et acquérir ainsi des caractéristiques très différentes de leurs caractéristiques véritables.

Ces difficultés ont conduit certains chercheurs à essayer d'identifier les minéraux en dehors des lames minces. Citons en particulier C. Correns (12), de l'Institut de Rostock, dont les très intéressantes méthodes ont été utilisées par Schlünz en Allemagne (12) (13) et par H. Van Baren en Hollande (18).

Citons aussi C. Marshall (34), qui a introduit l'emploi de l'ultra-microscope pour la détermination des indices et l'utilisation des propriétés d'anisotropie électrique des particules phylliteuses pour la détermination de leur biréfringence. Les méthodes de ce dernier paraissent fournir les meilleurs résultats pour l'identification des minéraux argileux.

Parmi les rares études micrographiques d'argiles belges qui ont été publiées, notons celle d'une argile campinoise, par A. Schoep et V. Billiet (20), et celle de quelques argiles d'Andenne, par G. Vigneron (21). Une étude microscopique de l'argile de Boom, faite par A. Lanquine, figure, en outre, dans un travail de Bodin et Gaillard (35) paru en 1931.

La question de la « structure » des argiles a fait l'objet de diverses notes et descriptions de la part de L. Bertrand et A. Lanquine (36), lesquels ont introduit la notion de structure kaolinique, halloysitique et mixte. Par ailleurs, P. Urbain (17) a défini les diverses « textures » que peuvent présenter les argiles, — texture orientée, boudinée ou réticulée, — ainsi que les conditions de dépôt des sédiments argileux.

Pour la détermination des minéraux des argiles en lames minces, nous nous sommes principalement référés aux travaux de C. Ross et P. Kerr (10-11), Larsen et Berman (37) et Wintchell (38).

### DESCRIPTION DES LAMES MINCES (3).

#### Argile d'Acoz, n° 2.

Argile de teinte grise à noire, à grain très fin, douce au toucher, de composition homogène.

(3) Nos lames ont été préparées par M. Ledoux, de la Sorbonne, spécialiste en matière de lames minces de roches argileuses. La préparation de ce genre de lames est extrêmement délicate et demande une longue pratique.

CARACTÈRES MICROSCOPIQUES. — Texture plutôt homogène; fond coloré en jaune-brun par des oxydes de fer (fig. 1, pl. III).

MINÉRAUX PRÉSENTS. — (Voir tableau XII.)

*Quartz* : grains nombreux, régulièrement répartis, anguleux ou arrondis; ils constituent 15 à 20 % de la section.

Quelques gros grains anguleux, assez rares.

*Tourmaline brune* : quelques bâtonnets à angles arrondis.

*Zircon* : quelques petits cristaux arrondis.

*Mica* : quelques rares cristaux.

*Pyrite* : petits grains de formes variées, altérés en hématite ou limonite, régulièrement répartis.

FOND ARGILEUX. — Le fond est plutôt homogène. Il est constitué par de nombreuses paillettes de très petite taille, de couleur jaunâtre, à teintes de polarisation proches du gris du premier ordre, à extinction voisine de 0°, présentant par endroits un semblant d'orientation.

Il existe en outre un réseau lâche constitué par des phyllites disposées en traînées à aspect cryptocristallin qui donnent à la lame un aspect de « texture orientée » (selon P. Urbain).

La *structure* (4) de cette argile serait *kaolinitique*, avec coexistence locale de la *structure halloysitique*

#### Argile de Hanzinne, n° 7.

Argile foncée, de teinte bleuâtre, homogène, douce au toucher, à grain très fin, très plastique (fig. 2, pl. III).

CARACTÈRES MICROSCOPIQUES. — Texture homogène. La teinte varie du jaune au brun pâle. Le fond est pigmenté par de nombreux grains bruns de très petite taille disposés en traînées régulières. Quelques fissures existent.

MINÉRAUX PRÉSENTS. — (Voir tableau XII.)

*Quartz* : grains très petits uniformément répartis, peu fréquents.

*Pyrite* : en petite quantité. Très petits cubes altérés formant pigment.

*Tourmaline verte, zircon, mica, calcite* : quelques rares petits cristaux.

FOND ARGILEUX. — Le fond est composé de fines paillettes formant 80 à 90 % de la surface de la section. Les teintes de

(4) D'après la nomenclature utilisée par Bertrand et Lanquine (36).

polarisation varient du gris au jaune. Localement, les phyllites sont orientées parallèlement et elles forment alors des plages présentant une extinction sensiblement uniforme. Quelques traînées du type halloysitique forment un semblant de réseau.

La *structure kaolinique* est dominante. Localement, la structure *halloysite* semble exister.

N°	Échantillon	Structure	M <sup>x</sup> détritiques et de pigmentation								
			Q	T	Z	M	C	P	L	H	X
2	Acoz . . . .	Kaol/hall. .	+++	+	+	+	-	++	(+)	-	-
7	Hanzinne . .	Kaol/hall. .	++	+	+	+	+	++	(+)	-	-
8	Biesme . . .	Hall. domin.	++	+	+	+	+	-	-	-	+++
20	Morialmé. .	Halloys? . .	+++	+	+	+	+	+++	+++	+++	++
28	Fraire . . .	Kaol. dom. .	++++	+	+	+	-	+++	+++	+++	-
30	Yves- Gomezée.	Kaolin.? . .	++++	+	+	+	-	+++	+++	+++	-
41	Strée . . . .	Hall. domin.	++	-	-	+	-	++	++	-	-

Q : Quartz

P : Pyrite

++++ : fréquent

Z : Zircon

L : Limonite

+++ : assez fréquent

T : Tourmaline

H : Hématite

++ : petite quantité

M : Mica

X : Minéral X

+ : rare

C : Calcite

#### Argile de Biesme, n° 8.

Argile plastique de teinte gris foncé, de composition homogène, à grain très fin, douce au toucher.

CARACTÈRES MICROSCOPIQUES. — Texture hétérogène; il y a des agglomérations locales de grains de quartz et d'un autre minéral. On note à première vue l'existence d'un important réseau phylliteux de teinte brunâtre (fig. 3 et 4, pl. III).

MINÉRAUX PRÉSENTS. — (Voir tableau XII.)

*Quartz* : grains petits et peu nombreux. Quelques gros grains fragmentés et anguleux.

*Zircon, mica, calcite* : quelques rares cristaux.

*Tourmaline* : en petite quantité; cristaux en forme d'haltères, très caractéristiques, ou de prismes émoussés vert foncé ou bruns, chargés d'inclusions opaques.

*Minéral X* : localement, il existe des agglomérations de cristaux blancs à jaunes, polarisant dans les gris-jaunes du premier ordre, d'indice voisin de 1,57 et d'extinction positive proche de 0°.

Quelques sections plus ou moins hexagonales (fig. 5 et 6, pl. III) présentant des secteurs triangulaires (5 à 6) maclés polysynthétiquement et à extinctions parallèles aux côtés de l'hexagone. Cet aspect rappelle celui de certaines macles de l'aragonite et des cristaux de lutécite, mais l'indice est différent de ceux de ces derniers minéraux.

D'autres sections, d'apparence fibreuse ou lamellaire, semblent maclées polysynthétiquement.

Le minéral X couvre 5 à 10 % de la surface de la section examinée.

FOND ARGILEUX. — Le fond, de texture cryptocristalline, est coloré en jaune-brun. Il se compose d'un important réseau phylliteux jaune-brun emprisonnant dans ses mailles une matière de remplissage de couleur jaune pâle.

*Le réseau jaune-brun* est composé de traînées biréfringentes enchevêtrées, d'indice supérieur à celui du quartz et voisin de 1,57. L'extinction se fait suivant l'allongement des traînées. Les teintes de polarisation sont voisines du gris du premier ordre.

Par endroits, des plages paraissent constituer le squelette déchiqueté de cristaux primitifs. La superposition du gypse met ce caractère en évidence.

Ce réseau couvre de 30 à 40 % de la surface de la section.

*La matière de remplissage* est partiellement isotrope, partiellement cryptocristalline. Cette dernière partie se compose de granules extrêmement ténus de couleur jaunâtre, polarisant dans les teintes basses.

*La structure halloysitique* domine dans cette lame mince.

PRÉSENCE DE GIBBSITE. — L'étude thermique, physique et chimique de l'argile de Biesme a révélé l'existence d'un hydrate d'alumine, la gibbsite, dans une proportion de 30 % environ. Nous avons, par conséquent, recherché les éléments de la section mince pouvant s'identifier à ce minéral.

La kaolinite et la gibbsite ont des propriétés minéralogiques très voisines (37-38-39-40). Toutes deux se présentent sous forme de minces cristaux pseudo-hexagonaux semblables à



ceux du mica. Néanmoins, cette forme n'est pas courante pour la gibbsite, qui est très fréquemment finement lamellaire (40). Les indices sont voisines : 1,565 pour la kaolinite, 1,567 pour la gibbsite; mais cette dernière possède une biréfringence atteignant au maximum 0,022 alors que celle de la kaolinite est inférieure à celle du quartz.

*Les cristaux X* pourraient être identifiés avec la gibbsite, car leurs caractéristiques en sont très voisines (fig. 7, pl. III). Toutefois, ils ne forment que 10 % au maximum de la surface de la section mince. Il y a donc lieu de rechercher ailleurs encore la présence de gibbsite.

*Le réseau phylliteux jaune-brun* peut être rapporté à la gibbsite, le relief et la biréfringence de ses éléments étant très voisins de ceux de ce minéral. Une détermination rigoureusement précise est toutefois impossible, étant donné les caractères de la lame.

On ne peut, d'autre part, affirmer que les cristaux X soient bien de la gibbsite. En effet, de Lapparent (40) a signalé l'existence d'un monohydrate d'alumine se présentant sous forme de *cristaux hexagonaux tabulaires polysynthétiques*, composés fréquemment de six secteurs triangulaires généralement limités aux côtés de l'hexagone et opposés par le sommet; l'indice est de l'ordre de 1,57 et la biréfringence voisine de celle du quartz. Ce monohydrate, différent de la boëhmite et du diaspore et que l'on rencontre à côté de la gibbsite dans les bauxites, perdrait son eau vers 480° — d'après Stempfël (41) —, déshydratation qui échapperait à l'analyse thermique étant donné que la kaolinite se déshydrate également à cette température.

Par conséquent, les cristaux X sont constitués, soit par la *gibbsite*, soit par le *monohydrate d'alumine* de de Lapparent.

#### Argile de Morialme, n° 20.

Argile bariolée, de teintes grise, jaune ou rouge, très plastique, à grain relativement fin, de composition hétérogène.

CARACTÈRES MICROSCOPIQUES. — Texture hétérogène. Couleur grise à brun pâle, avec localisations rougeâtres. Concentrations locales de minéraux.

MINÉRAUX PRÉSENTS (voir tableau XII).

*Quartz* : nombreux petits grains irrégulièrement distribués, à contours plutôt anguleux. Quelques gros grains.

*Tourmaline, zircon, mica, calcite* : quelques rares cristaux.

*Pyrite* assez fréquente, altérée en hématite et limonite. Sections rhombiques nombreuses par endroits.

*Minéral X* : localement, des agglomérations de cristaux fibreux ou polysynthétiques incolores à jaunes, d'indice supérieur à celui du quartz et voisin de 1,57, de biréfringence faible. On relève également quelques sections pseudo-hexagonales à secteurs opposés présentant des macles polysynthétiques parallèlement aux côtés de l'hexagone (fig. 8 et 9, pl. III).

Ces caractères sont très semblables à ceux du minéral X rencontré dans l'argile de Biesme, aussi supposons-nous être en présence soit de gibbsite, soit de monohydrate d'alumine de de Lapparent.

Il est vraisemblable que la très faible proportion de ces cristaux — quelques % tout au plus — a été un obstacle à sa détermination par les autres méthodes utilisées.

FOND ARGILEUX. — Texture cryptocristalline. L'examen au fort grossissement révèle l'existence de phyllites extrêmement ténues, incolores à jaunâtres, de teinte de polarisation assez basse. Ces phyllites sont orientées et forment de nombreuses traînées d'extinction uniforme; localement, il existe quelques fissures.

La *structure* se rapproche du type *halloysitique*.

#### Argile de Fraire, n° 28.

Argile de composition hétérogène, de couleur grise, jaune ou rouge, cette dernière teinte dominant. Le grain est assez fin, mais le toucher est plutôt rugueux.

CARACTÈRES MICROSCOPIQUES. — La texture est hétérogène. La section est colorée en jaune et rouge.

MINÉRAUX PRÉSENTS (voir tableau XII).

*Quartz* : abondant, en grains anguleux ou arrondis. Les petits grains sont les plus nombreux (fig. 10, pl. III).

*Tourmaline*, *zircon*, *mica* : quelques rares cristaux.

*Pyrite* : altérée en hématite. Quelques sections rhombiques nettes.

*Fond argileux* : le fond, cristallin, est composé de paillettes de petites dimensions enchevêtrées. Pas de traînées du type halloysitique.

La forte proportion de quartz ne permet pas de relever l'existence éventuelle d'une texture orientée.

Localement, on note quelques plages de dimensions réduites

et de formes variées rendues opaques par le pigment rouge-brun de la section.

La *structure kaolinitique* est dominante.

#### Argile de Yves-Gomezée, n° 30.

Argile de composition hétérogène, de teinte grise ou rouge, de grain fin, douce au toucher.

CARACTÈRES MICROSCOPIQUES. — La texture est hétérogène. Le fond est coloré en jaune ou en rouge.

MINÉRAUX PRÉSENTS (voir tableau XII).

*Quartz* : relativement abondant, en petits cristaux anguleux ou arrondis. Quelques gros cristaux avec inclusions.

*Zircon, tourmaline, mica* : quelques cristaux de petite taille.

*Hématite et limonite* : forment le pigment de la section. En forte proportion.

FOND ARGILEUX. — Une partie du fond est composée de fines paillettes enchevêtrées (fig. 11, pl. III). Pas de traînées du type halloysitique. La partie restante est fortement pigmentée en brun-rouge et paraît être amorphe.

La *structure* se rapproche du type *kaolinitique*.

#### Argile de Strée, n° 41.

Argile de composition homogène, douce au toucher, peu plastique, de teinte chamois uniforme. Les éléments constituants sont très fins. On rencontre quelques cristaux de pyrite limonitisée pouvant atteindre des dimensions maximum de l'ordre de 3 mm.

CARACTÈRES MICROSCOPIQUES. — La section est colorée en jaune chamois. Les constituants sont extrêmement fins. La texture est homogène. On distingue de nombreux petits grains de pyrite limonitisée, très régulièrement répartis qui sont à l'origine de la teinte de l'argile.

MINÉRAUX PRÉSENTS (voir tableau XII).

*Quartz* : en grains très petits et peu nombreux.

*Mica* : un petit nombre de cristaux lamellaires.

*Pyrite* : limonitisée. Nombreux petits granules formant pigment.

FOND ARGILEUX. — Le fond est cryptocristallin (fig. 12, pl. III); il est constitué par des amas de phyllites extrêmement ténues

colorés en jaune pâle et formant localement plusieurs grandes plages à contours nets composés d'éléments orientés de façon identique, mais sans former toutefois des traînées halloysitiques. Ceci est très visible en intercalant le gypse teinte sensible. Certains amas semblent pseudomorphoser des cristaux anciens.

Il existe, en outre, un réseau composé de traînées cryptocristallines, dont il est difficile de distinguer les détails.

La structure halloysitique est dominante dans cette lame.

### CONCLUSIONS.

#### A. — Minéraux présents.

L'examen microscopique révèle l'existence des minéraux suivants : quartz, tourmaline, zircon, mica, pyrite et ses produits d'altération, minéraux argileux : kaolinite-halloysite.

L'argile de Biesme est toutefois exempte de pyrite.

L'argile de Strée ne comprend ni tourmaline, ni zircon, ce qui confirme son origine différente de celle des autres argiles.

La gibbsite est présente en forte proportion dans l'argile de Biesme. Celle-ci, ainsi que l'argile de Morialmé, renferme une petite quantité d'hydrate d'alumine sous la forme soit de gibbsite cristalline, soit de monohydrate d'alumine.

#### B. — Structures.

Les argiles de Biesme et de Strée se différencient des autres argiles par l'existence de plages paraissant constituer le squelette d'anciens cristaux. Les phyllites qui composent ces plages présente une orientation sensiblement uniforme.

A propos de l'emploi des termes « structures kaolinitique et halloysitique » introduits par Bertrand et Lanquine (36), il y a lieu de constater que ces vocables sont beaucoup trop restrictifs et peu rationnels. Il existe, en effet, toute une série d'aspects intermédiaires entre les deux types de structures; en outre, il n'y a pas de rapport direct entre structure kaolinitique et kaolinite, d'une part, et, d'autre part, entre structure halloysitique et halloysite. Enfin, la puissance de grossissement de l'objectif et son pouvoir séparateur sont des facteurs qui ont leur influence lors de la détermination de la structure par l'observateur.

A ces termes, on pourrait substituer ceux de structures enchevêtrée, orientée, fluidale et amorphe, qui s'adaptent mieux aux formes présentées par les argiles. Certains de ces termes sont

déjà utilisés par P. Urbain pour la description microscopique des roches argileuses (17), mais cet auteur leur donne l'appellation de « textures » : textures réticulée, boudinée, orientée.

### C. — Valeur de la méthode microscopique.

L'examen microscopique revêt une grande importance dans l'étude des argiles, car elle rend possible la détermination de minéraux détritiques et lourds caractéristiques, avec leurs proportions approximatives et leur ordre de grandeur. La recherche des provinces pétrographiques auxquelles appartiennent les argiles est ainsi facilitée.

Par ailleurs, les résultats de l'examen microscopique et ceux des études thermique, physique et chimique sont complémentaires. En effet, le microscope peut seul révéler l'existence et la nature des minéraux dont les proportions sont trop faibles pour qu'ils puissent être mis en évidence par d'autres méthodes, et, d'autre part, les résultats acquis par l'étude thermique, physique et chimique fournissent des bases précieuses pour la détermination toujours difficile des minéraux — le cas de l'argile de Biesme est une illustration frappante.

## CONCLUSIONS GÉNÉRALES.

### I. — CARACTÈRES COMPARÉS DES ARGILES ÉTUDIÉES.

Les résultats acquis à l'aide des différentes méthodes d'étude mises en œuvre nous ont permis de comparer les diverses argiles étudiées, en nous appuyant sur des données offrant déjà un bon degré de précision.

*L'argile landénienne d'Acoz et l'argile oligocène d'Hanzinne* présentent une certaine analogie. Leurs propriétés thermiques, röntgenographiques et microscopiques sont très semblables; les mêmes minéraux y sont présents et les fractions essentiellement argileuses comportent une forte proportion d'éléments très fins.

Toutefois, l'argile landénienne d'Acoz se distingue de l'argile oligocène d'Hanzinne par une plus forte proportion d'éléments sableux et la forme très particulière de sa courbe cumulative.

*L'argile oligocène de Biesme* est une argile kaolinique gibbsitique.

Son caractère gibbsitique la classe à part des autres argiles étudiées, bien qu'elle s'en rapproche par d'autres propriétés.

Elle est réputée d'âge oligocène, mais son caractère très spécial ne permet pas de la rapprocher des autres argiles du même

âge, car la gibbsite réclame des conditions de formation qui ne paraissent pas avoir existé pour les autres argiles.

Nous en concluons donc : ou bien l'argile de Biesme n'appartient pas au même horizon stratigraphique que les argiles oligocènes d'Hanzinne, Morialmé, Fraire et Yves-Gomezée, ou bien, dans le cas contraire, sa formation est due à des circonstances locales très particulières qui restent à préciser.

*Les argiles de Morialmé, Fraire et Yves-Gomezée* offrent une très grande similitude de caractères, malgré la forte proportion d'éléments sableux dans les deux dernières d'entre elles.

Elles se différencient toutes les trois des autres argiles par leur texture très hétérogène.

D'autre part, comme elles n'offrent pas de caractère gibbsitique, on est conduit à leur attribuer des conditions de formation différentes de celles de l'argile de Biesme.

*L'argile de Strée*, enfin, possède des propriétés qui la différencient nettement de toutes les autres argiles : courbe cumulative fortement inclinée, faible proportion des minéraux kaoliniques, courbe thermique très spéciale, absence de certains minéraux, particularités microscopiques.

Ces différences indiquent nettement les conditions de formation particulières de l'argile de Strée. Nous savons, en effet, qu'elle est le produit de l'altération des schistes frasniens, alors que les autres argiles étudiées sont d'origine lacustre ou fluviatile et d'âge landénien ou oligocène — avec la restriction relative à l'argile de Biesme.

## II. — CONSIDÉRATIONS SUR LES MÉTHODES D'ÉTUDE UTILISÉES.

Nous terminerons par quelques réflexions sur la valeur pratique des méthodes que nous avons utilisées au cours de nos recherches.

*L'analyse mécanique par sédimentation* est fort importante, car elle permet de connaître les dimensions des particules constituant les échantillons, ainsi que leurs proportions en fonction de leur rayon. Elle permet également de déterminer la courbe cumulative caractéristique de l'argile.

*La lévigation* n'offre qu'un intérêt secondaire. Elle rend possible la détermination de la proportion d'éléments sableux, mais son rôle principal est de fournir des fractions à éléments de dimensions décroissantes, en vue de leur étude physique notamment.

*L'étude thermique* par analyse thermique différentielle et par la thermobalance est d'un intérêt primordial pour l'étude des argiles. C'est la seule méthode renseignant avec précision sur la nature des constituants argileux présents dans les échantillons étudiés. De plus, la détermination approchée des proportions des minéraux hydratés est possible dans certains cas.

*L'étude röntgenographique* ne semble avoir une valeur objective que pour les recherches d'orientation, principalement dans le but de déterminer rapidement les principaux minéraux présents. Au point de vue quantitatif, cette méthode est très aléatoire; en outre, elle est quelquefois en défaut pour la détermination de certains minéraux.

Les rayons X appliqués à l'étude des argiles n'ont de valeur réelle que si les résultats sont confirmés par ceux acquis avec l'aide d'autres méthodes d'examen.

*La diffraction électronique* est encore insuffisamment au point pour qu'il soit permis de juger sa valeur pratique. Jusqu'à présent, elle permet seulement de contrôler la présence des minéraux argileux.

*L'analyse chimique* conserve toute sa valeur pratique, malgré qu'elle ne revête plus l'importance qu'on lui attribuait autrefois, du fait de l'emploi combiné des méthodes thermique, physique et microscopique, qui fournit des renseignements très complets.

*L'examen microscopique*, quoique peu aisé, est toutefois de première importance. Seul, il fournit de nombreux renseignements sur la nature et les proportions relatives des minéraux présents; mais il n'acquiert sa pleine efficacité que lorsqu'il est complété par les données fournies par les autres méthodes d'étude.

En résumé, nos premières recherches sur les argiles de l'Entre-Sambre-et-Meuse nous ont permis d'établir que leur étude relativement complète pouvait être effectuée au moyen des méthodes suivantes : sédimentation, analyse thermique différentielle, déshydratation par thermo-balance et examen microscopique.

## BIBLIOGRAPHIE.

1. C. MAUGUIN, *C. R. Ac. Sc.*, **185** (1927), 288; **186** (1928), 852, 879 et 1131.
2. L. PAULING, *J. Am. Chem. Soc.*, **51** (1929), 1010-1026. — *Proc. Nat. Ac. Sc. U. S.*, **16** (1930), 123-129 et 578-582.
3. J. GRÜNER, *Amer. Miner.*, **20** (1935), 475-483. — *Z. Krist.*, **83** (1932), 75-88 et 394-404; **85** (1933), 345-354.
4. C. KSANDA et BARTH, *Amer. Miner.*, **20** (1935), 474-483.
5. V. HOFMANN, K. ENDELL et D. WILM, *Z. Krist.*, **86** (1933), 340-348. — *Ber. D. Ker. Ges.*, **14** (1933), 407. — *Angew. Chem.*, **47** (1934), 539.
6. E. MAEGDEFRAU et HOFMANN, *Z. Krist.*, **98** (1937), 299. — *Ber. D. Ker. Ges.*, **21** (1940), 383.
7. M. MEHMEL, *Z. Krist.*, **90** (1935), 35. — *Chemie der Erde*, **11** (1937), 1-16. — *Ber. D. Ker. Ges.*, **19** (1938), 295. — *Fort. Min. Krist. Petrog.*, **23** (1939), 91.
8. S. HENDRICKS, *Z. Krist.*, **71** (1929), 269-273. — *Amer. Miner.*, **15** (1938), 34-39; **23** (1938), 170.
9. W. L. BRAGG, *The structure of Silicates*, 1932. — *Atomic structure of Minerals*, 1937.  
W. L. et W. H. BRAGG, *The Crystalline State*, 1933.
10. C. ROSS et P. KERR, *The Kaolin Minerals* [*U. S. Geol. Sur. Prof. Papers*, **165 E** (1931), 151-180]. — Halloysite et Allophane [*Ibidem*, **185 G** (1934), 135-148]. — *Clays Minerals and their identity* [*J. Sedim. Petrol.*, **1** (1931), 55-65].
11. P. KERR, *Amer. Miner.*, **15** (1930), 144-158; **17** (1932), 192-198; **22** (1937), 543. — *J. Am. Cer. Soc.*, **17** (1938), 267.
12. C. CORRENS, *Fortsch. Min. Krist. Petr.*, **20** (1936), 35. — *Naturwissenschaften*, **24** (1936), 117.  
C. CORRENS et F. SCHLÜNZ, *Z. Pflanzenernährg.*, **44** (1936), 316.
13. F. SCHLÜNZ, *Chemie der Erde*, **7** (1933), 165; **10** (1936), 116.
14. G. NAGELSCHMIDT, *Z. Krist.*, **87** (1934), 120; **93** (1936), 481; **97** (1937), 514.
15. M. NAHMIA, *Z. Krist.*, **83** (1932), 329; **85** (1933), 355.
16. J. DE LAPPARENT, *Z. Krist.*, **98** (1937), 233. — *C. R. Ac. Sc.*, **201** (1935), 481; **204** (1936), 937. — *IIe Cong. Mond. Pétrole*, Paris 1937, 34.
17. P. URBAIN, *Intr. à l'Et. des R. Arg.*, Hermann 1937. — *Scientia* (Bologna), **33** (1939), nos 8 et 9. — *C. R. Ac. Sc.*, **198** (1934), 964; **201** (1935), 92. — *Rech. Pétr. et Géochim. R. Arg.*, Hermann 1937. — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, VII (1937), 7, 344.
18. F. VAN BAREN, *Het voorkomen en de beteekenis van kali-houdende mineralen in Nederlandsche gronden*, Wageningen, 1934.
19. J. FAVEJEE, *Z. Krist.*, **100** (1939), 425; **101** (1939), 259. — *Mededeel. v. de Landb. hooges. Wageningen*, **43** (1939), 43.
20. A. SCHOEP et V. BILLIET, *Natuurwet. Tijdsch.*, **20** (1938), 65.
21. G. VIGNERON, *Bull. Soc. b. Géol.*, **48** (1938), 635; **51** (1942), 7.
22. B. BRAJNEKOV, *Pétrographie et Rayons X*, Hermann 1936.
23. E. BRANDENBERGER, *Schw. Min. P. Mitt.*, **13** (1933), 91.
24. G.-I. FINCH, *La Diffraction des électrons et la Structure des surfaces*, Chaire Francqui 1937-1938, éd. Desoer, 1938.
25. N. H. SHISHAKOW, *Doklady, U.R.S.S.*, XV (1937), 127.
26. H. HARRASSOWITZ, *Fortsch. Geol. Paleont.*, **4** (1926), 253.
27. H. ERHART, *Traité de Pétologie*.



28. A. HOLMES, *Petrographic methods and calculations*.
29. C. CAMERMAN, *Bull. Soc. b. Géol.*, **49** (1939), 80.
30. E. ASSELBERGHS, Le kaolin en Belgique [*Ann. Min. Belg.*, **XXI** (1920)].
31. W. DE KEYSER, *Ann. Min. Belg.*, **XXXIX** (1938), 985.
32. R. MARLIÈRE, Argiles et sables wealdiens du Hainaut [*Publ. A. I. Mons*, **48** (1934)].
33. X. STAINIER, Comp. chim. des arg. plast. belges [*Bull. Soc. b. Géol.*, **40** (1930), 18].
34. C. MARSHALL, *Z. Krist.*, **90** (1935), 8.
35. V. BODIN et P. GAILLARD, *Publ. Inst. Céram. Franç.*, **1** (1931).
36. L. BERTRAND et A. LANQUINE, *Bull. Dir. Rech. et Inv.*, **27** (1922). — *C. R. Ac. Sc.*, **169** (1919), 1171.
37. LARSEN et BERMAN, The microscopic determination of the nonopaque minerals [*U. S. Geol. Surv. Bull.*, **848** (1934)].
38. A. WINTCHELL, *Elements of Optical Mineralogy*, 1931.
39. A. LACROIX, *Minéralogie de la France et de ses colonies*, Paris, 1893.
40. J. DE LAPPARENT, *Les Bauxites de la France méridionale*, Paris, 1930.

## EXPLICATION DES PLANCHES I A III.

### Planche I.

#### DIAGRAMMES DE RAYONS X.

- FIGURE n° 1. — Radiogramme de l'argile d'Acoz, n° 2.
- FIGURE n° 2. — Radiogramme de l'argile d'Hanzinne, n° 7.
- FIGURE n° 3. — Radiogramme de l'argile de Biesme, n° 8.
- FIGURE n° 4. — Radiogramme du kaolin d'Oret, n° 11.
- FIGURE n° 5. — Radiogramme de l'argile de Morialmé, n° 20.
- FIGURE n° 6. — Radiogramme de l'argile de Fraire, n° 28.
- FIGURE n° 7. — Radiogramme de l'argile d'Yves-Gomezée, n° 30.
- FIGURE n° 8. — Radiogramme de l'argile de Strée, n° 41.

### Planche II.

#### DIAGRAMMES DE DIFFRACTION ÉLECTRONIQUE.

- FIGURE n° 1. — Diagramme du kaolin de Zettlitz.
- FIGURE n° 2. — Diagramme de l'argile d'Hanzinne, n° 7.
- FIGURE n° 3. — Diagramme de l'argile de Biesme, n° 8.
- FIGURE n° 4. — Diagramme du kaolin d'Oret, n° 11.
- FIGURE n° 5. — Diagramme de l'argile d'Yves-Gomezée, n° 30.

### Planche III.

#### MICROPHOTOGRAPHIES DE SECTIONS MINCES.

- FIGURE n° 1. — G=175x; Nicols croisés.  
*Argile d'Acoz, n° 2.* — Aspect du fond phylliteux. Les phyllites sont orientées dans la direction N.W.-S.E. Quelques grains de quartz sont visibles.
- FIGURE n° 2. — G=175x; Nicols croisés.  
*Argile d'Hanzinne, n° 7.* — On remarque l'importance du fond phylliteux. Quelques phyllites sont bien visibles. On distingue un grain de quartz dans la partie inférieure.

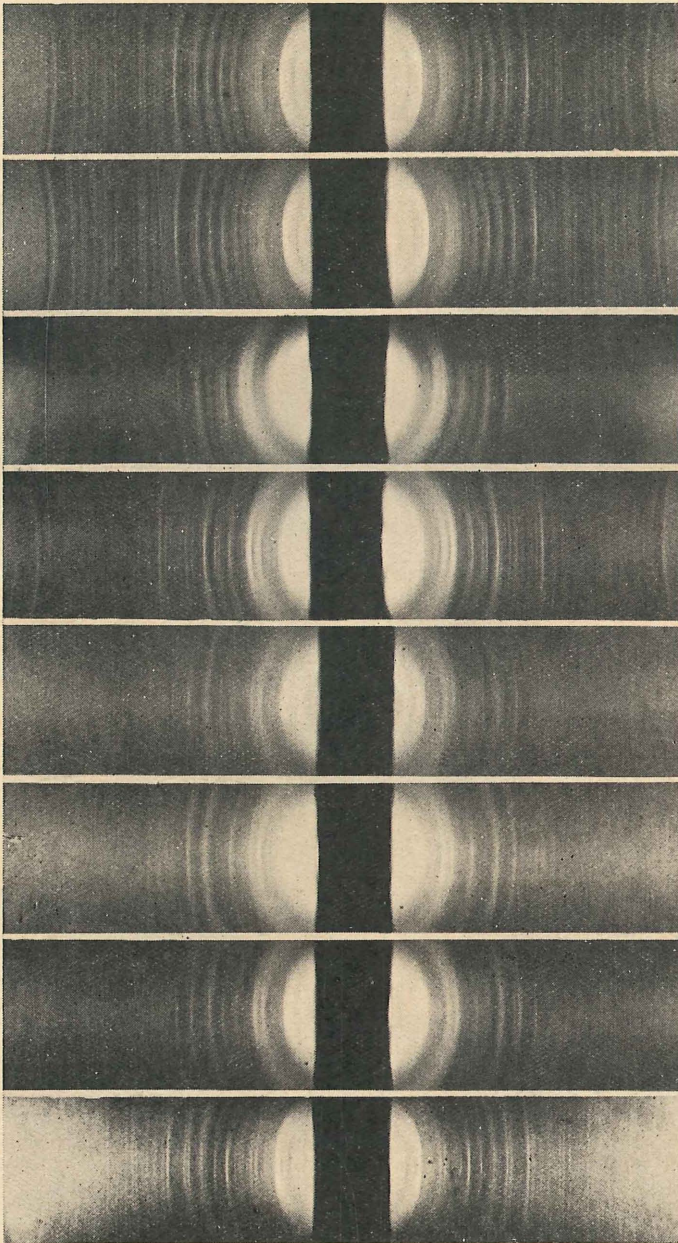


FIG. 1.

FIG. 2.

FIG. 3.

FIG. 4.

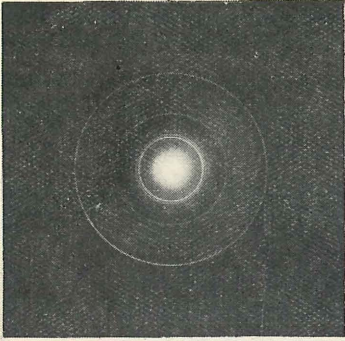
FIG. 5.

FIG. 6.

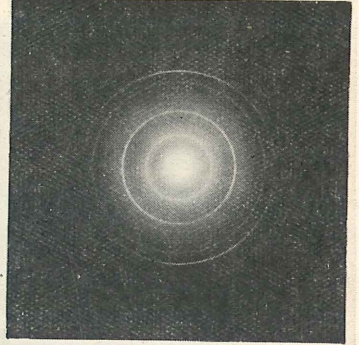
FIG. 7.

FIG. 8.

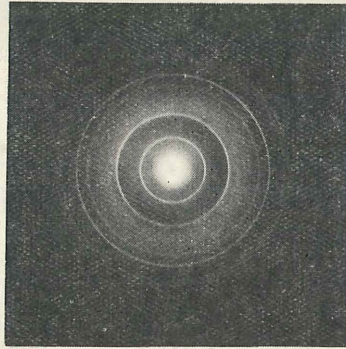




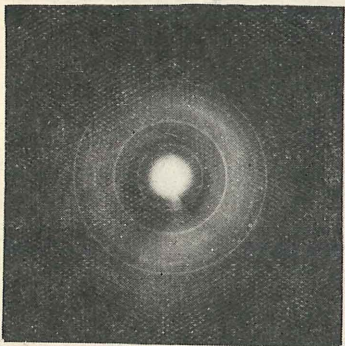
*Fig 1*



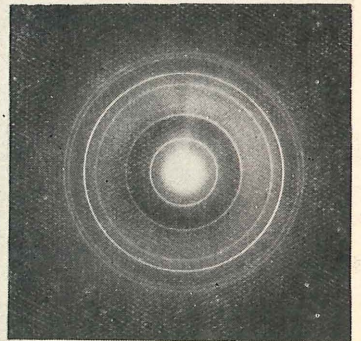
*Fig 2*



*Fig 3*

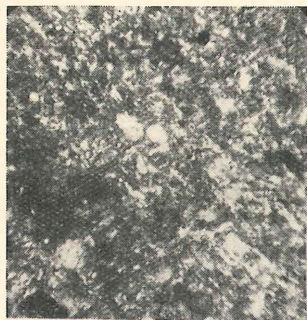


*Fig 4*

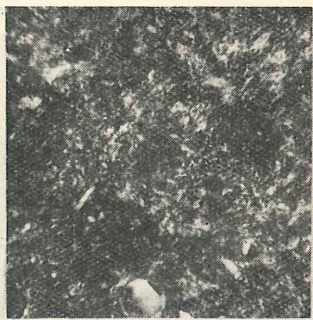


*Fig 5*





*Fig 1*



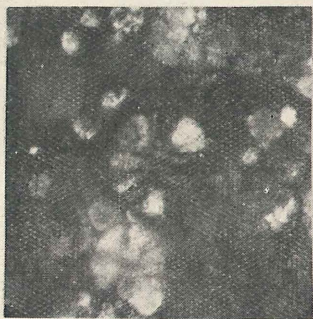
*Fig 2*



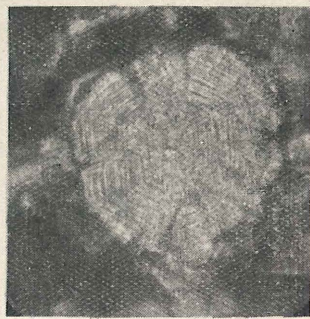
*Fig 3*



*Fig 4*



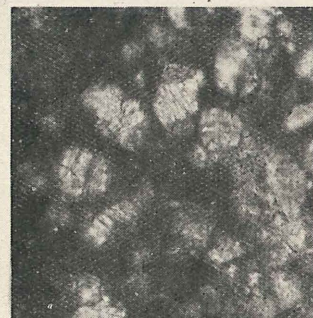
*Fig 5*



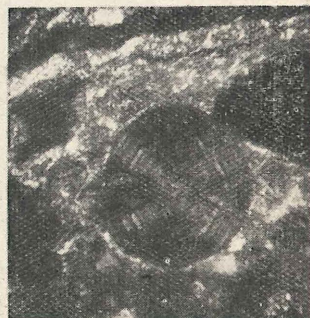
*Fig 6*



*Fig 7*



*Fig 8*



*Fig 9*



*Fig 10*



*Fig 11*



*Fig 12*

- FIGURE N° 3. — G=16×; Lumière parallèle.  
*Argile de Biesme, n° 8.* — Aspect général de la section. Le réseau de teinte foncée est surtout visible dans la partie supérieure de la photographie.
- FIGURE N° 4. — G=58×; Lumière parallèle.  
*Argile de Biesme, n° 8.* — Les traînées phylliteuses sont orientées dans la direction N.W.-S.E. Les grains de quartz et de minéral X sont ici assez fréquents.
- FIGURE N° 5. — G=175×; Nicols croisés.  
*Argile de Biesme, n° 8.* — Sections du minéral X montrant l'existence de secteurs opposés par le sommet et de macles polysynthétiques.
- FIGURE N° 6. — G=360×; Lumière parallèle.  
*Argile de Biesme, n° 8.* — Section du minéral X à contours hexagonaux.
- FIGURE N° 7. — G=175×; Nicols croisés.  
*Gibbsite.* — Fragment de sphérolite montrant la disposition des macles polysynthétiques.
- FIGURE N° 8. — G=175×; Lumière parallèle.  
*Argile de Morialmé, n° 20.* — Quelques sections du minéral X.
- FIGURE N° 9. — G=175×; Nicols croisés.  
*Argile de Morialmé, n° 20.* — Section du minéral X révélant les contours hexagonaux et les macles polysynthétiques.
- FIGURE N° 10. — G=16×; Nicols croisés.  
*Argile de Fraire, n° 28.* — Les grains de quartz sont extrêmement nombreux.
- FIGURE N° 11. — G=175×; Nicols croisés.  
*Argile d'Yves-Gomezée, n° 30.* — Aspect du fond phylliteux. Un grain de quartz est visible dans le bas de la photographie.
- FIGURE N° 12. — G=175×; Nicols croisés.  
*Argile de Strée, n° 41.* — Le fond phylliteux est très important. Quelques grains de quartz sont visibles.

---

### Étude pétrographique des cornéites de Serpont,

par F. CORIN.

#### RÉSUMÉ.

*Les cornéites de Serpont sont des roches schisteuses ou quartzitiques, ou des roches intermédiaires entre ces deux extrêmes; le métamorphisme y a développé une association quartz-séricite-biotite, sans chlorite, caractérisant un degré assez*

*avancé de métamorphisme. La staurotite s'y présente localement, concurremment avec la biotite; elle souligne peut-être une intensité exaltée du métamorphisme, peut-être encore un déficit en alcalis.*

*Ces roches s'encadrent, comme simples sédiments péliques, dans le métamorphisme régional que j'ai caractérisé à plusieurs reprises; leur structure en boules et leur délitement en écailles résultent du boudinage; leur coloration noire est due au métamorphisme et n'a rien de commun avec la pigmentation charbonneuse des schistes de Mondrepuits.*

Le nom de cornéite nous fut légué par les pionniers de la géologie ardennaise; il s'est si bien incorporé dans le jargon local, qu'il y a bravé jusqu'aujourd'hui toutes les études pétrographiques.

La cornéite fut considérée comme un produit typique du métamorphisme dit « sporadique ».

« Un premier examen », écrivait M. X. Stainier, « montre que dans la région, le métamorphisme affecte, quoique de façon différente, presque toutes les roches visibles, et que l'on se trouve en présence de ce que M. Gosselet a si judicieusement appelé le métamorphisme général.

» Mais si l'on examine les choses de plus près, on voit d'autres roches, encore plus remarquables et plus extraordinaires, si extraordinaires même par leur mode de gisement, leur couleur et leur structure externe que Dumont, lorsqu'il les vit pour la première fois, leur appliqua les noms de trapp, diorite, etc. (notes de voyage de 1837 à 1842), noms qu'il modifia d'ailleurs ultérieurement, avec raison. A l'inverse de la première, cette catégorie de roches métamorphiques ne se rencontre qu'en petits amas, voire même en nodules, qui sont toujours absolument localisés. A la suite de Gosselet, nous conserverons à cette catégorie le nom de métamorphisme sporadique et, dans le cours de ce travail, nous distinguerons toujours le métamorphisme général et le métamorphisme sporadique (11). »

On ne peut mieux évoquer l'aurore de la géologie ardennaise, l'époque où tout était à faire dans l'étude du métamorphisme. L'Ardenne était moins vaste et plus accessible que bien d'autres provinces métamorphiques; elle apparaissait comme un micro-

cosme dont l'ensemble pouvait être exploré en peu de temps et embrassé d'un seul coup d'œil; on croyait y trouver une région type, offrant un raccourci saisissant de phénomènes ailleurs obscurs, parce qu'étalés sur de trop grands espaces.

Et de fait, on y trouve une concentration et une variété qui contrastent avec l'ampleur et, à notre échelle, avec la monotonie qui sont de règle presque partout ailleurs. Elle est, en quelque sorte, un carnet d'échantillons.

Mais il s'en faut, hélas ! que l'échantillonnage soit bien complet.

Quoi qu'il en soit, nous ne devons relire les vieilles études qu'en nous retrempant dans l'ambiance encore tâtonnante de leur époque. La pétrographie était inexistante et chaque manifestation du métamorphisme paraissait un effet d'une cause particulière agissant sur des roches sans individualité. De là la croyance à certains types de métamorphisme et à certains minéraux caractéristiques de chaque type de métamorphisme.

C'est tout l'opposé de notre conception actuelle, où chaque manifestation du métamorphisme apparaît comme l'effet d'une même cause générale sur chaque roche en particulier.

C'est au seul aspect macroscopique que Dumont a dénommé trapps ou diorites les roches d'apparence massive, noirâtre et cristalline, et que Gosselet compara plus tard ces mêmes roches aux cornéennes trouvées, dans l'entretemps, au contact de certains massifs granitiques; mais Gosselet ne leur donna pas le nom de cornéennes, parce qu'il n'admettait pas qu'elles fussent dues au contact de massifs granitiques.

M. X. Stainier résume ainsi les caractères de la cornéite :

« La roche, extérieurement, est très compacte, à cassure conchoïdale, très tenace, à grain peu ou pas perceptible. A la loupe, on y distingue souvent la présence caractéristique de lamelles mordorées de biotite. Dans la région des facies de Bastogne, la roche est noire ou noir grisâtre. Elle est vert foncé dans le Gedinnien et dans le facies de Bertrix et de Sainte-Marie.

» Ce qui est très caractéristique de la roche, c'est l'odeur de pierre à fusil très accentuée que la roche dégage sous le choc du marteau. Dans les gisements les mieux caractérisés, la roche montre une tendance assez marquée à se déliter en nodules de toutes dimensions, parfois métriques, à texture en écailles concentriques.

» Par mélange avec du phyllade, la cornéite passe graduellement au phyllade cornéen dont nous avons parlé précédemment.

» Comme la texture cornéenne est surimposée à la roche clastique, celle-ci peut conserver une partie de ses caractères après le métamorphisme et c'est ainsi qu'on voit des cornéennes zonaires provenant de la transformation de quartzophyllades zonaires (11). »

Les caractères essentiels de la cornéite sont donc sa compacité, sa ténacité, sa structure en boules, sa coloration généralement noirâtre, parfois vert foncé, et, par dessus tout, l'odeur de pierre à fusil.

L'analogie d'aspect avec les cornéennes est certes indéniable; mais elle ne résiste pas à l'examen pétrographique.

D'après les études classiques de M. Rosenbousch (10) et de M. A. Lacroix (7), le premier indice de l'approche des massifs granitiques est l'apparition de schistes tachetés ou glanduleux : une recristallisation a commencé autour de quelques points disséminés d'infection, mais elle n'a pas eu le temps d'envahir toute la roche.

Plus près de l'intrusion viennent des schistes micacés glanduleux, où le mica et le quartz se sont développés largement, tandis que les glandules se sont multipliés et étendus.

Contre l'intrusion viennent les hornfelses ou cornéennes, souvent massives, compactes, s'altérant en boules, mais parfois aussi schisteuses.

Or, ce qui caractérise surtout les cornéennes, c'est l'allure précipitée de leur recristallisation, et celle-ci n'est appréciable qu'au microscope; tous les minéraux ont grandi ensemble, en tous sens, s'interpénétrant et se mêlant intimement; tous les minéraux ont un aspect déchiqueté et s'englobent l'un l'autre poecilitiquement. On l'explique par la brusque arrivée de l'intrusion, par le chauffage brutal de la roche métamorphisée, par le recuit de tous les minéraux à la fois dans l'eau de carrière, souvent même par l'apport de nouveaux fluides et de nouvelles substances.

Ces caractères manquent aux cornéites de l'Ardenne; le quartz et la biotite s'y présentent noyés dans un feutrage de séricite, comme des porphyroblastes; il n'y a pas de structure cornéenne typique. Noirâtre ou verdâtre, la teinte foncée semble surtout due à la recristallisation qui, en quelque sorte, imprègne la roche d'un milieu optiquement plus homogène; d'autre fois,



certaine pigmentation de carbone ou d'oxyde de manganèse joue un rôle; d'autres fois encore, c'est l'infiltration de cristaux de carbonates qui, du même coup, ciménte la roche ou la rend plus tenace. Certaines structures noduleuses en écaille ou en pelure d'oignon s'expliquent par la seule présence de concrétions; d'autres fois elles sont l'effet du boudinage.

En disséquant ainsi chaque cas, on n'y verra plus d'accidents isolés ni d'actions métamorphiques locales et particulières, mais bien l'action spécifique de phénomènes généraux sur des roches variées : phénomènes thermiques et mécaniques se superposant parfois, s'interférant dans certains cas.

Lorsqu'il résulte de modifications dans le milieu physique — pression, température, imprégnation, — le métamorphisme est toujours uniforme sur un assez grand espace; il ne s'estompe que progressivement et n'est pas circonscrit en tous sens dans un espace de quelques décimètres, voire de quelques centimètres.

La déformation mécanique n'est pas toujours destructive; elle produit souvent un brassage, une trituration; elle fait bâiller des joints où les liquides peuvent mieux circuler; l'action métamorphique peut s'en trouver exaltée. Si cette action se localise, c'est qu'elle se dépense sur certaines masses particulièrement plastiques, sur des zones particulièrement déformables, ou qu'elle se limite aux seules surfaces de discontinuité.

Mais la constitution lithologique, tout au contraire, est un facteur des plus capricieux et souvent très localisé. Les concrétions ou nodules en sont des exemples; les lits alternés d'un complexe stratifié en sont d'autres. C'est ici surtout qu'il faut chercher l'origine des variations brusques dans un complexe métamorphique et, surtout, celle de l'apparition soudaine de certains minéraux.

Le champ des variations de pression et de température apparaît, à l'échelle régionale, comme le facteur essentiel des équilibres minéralogiques; il suffit souvent de considérer les différentes séries isochimiques et de les rétablir dans leur cadre, pour retrouver l'unité du métamorphisme.

Comme nous l'avons dit dès 1931 (2), il n'y a pas de métamorphisme sporadique; il n'y a que des accidents lithologiques dans le cadre d'un métamorphisme uniforme.

Le gisement de cornéite de Serpont fut l'un de ceux qui frappèrent le plus l'imagination de J. Gosselet (5, 6). M. X. Stainier n'en fait pas mention.

Il est surtout localisé dans la seconde tranchée du chemin de fer, à 3 km. au Nord-Ouest de la gare de Libramont, à 500 m. au Sud-Est de la borne kilométrique 148 du chemin de fer de Bruxelles à Luxembourg, et à 500 m. au Nord-Ouest du pont au-dessus de la route de Saint-Hubert à Recogne.

La ligne de chemin de fer y entaille le versant Nord-Est du bois de Bellègue et la rive gauche du ruisseau de Serpont, qu'elle suit à une distance de 100 à 200 m.

On voit dans cette tranchée, et principalement sur son versant Est, deux affleurements de roches noir bleuâtre, saillant, en grosses boules écailleuses, au sein d'un complexe schisteux.

Des veines de quartz, comme on en voit si souvent hacher les bancs de grès de la région, n'y sont guère visibles dans l'état actuel de la tranchée; il s'en trouve toutefois dans la première tranchée au Sud-Est du gisement proprement dit.

A 20 m. à l'Ouest du chemin de fer, au Nord de la borne kilométrique 149, on a fait jadis une petite fouille et tiré quelques moellons de roche gréseuse noirâtre.

D'autres affleurements se trouvent à l'Est du chemin de fer, entre celui-ci et le chemin de Serpont à Hatrival, ainsi que sur les deux rives du ruisseau de Serpont, exactement au Nord-Est du gîte de la tranchée.

Une ancienne carrière sur la rive gauche du ruisseau de Serpont, à 250 m. en aval du point où ce ruisseau traverse la route de Saint-Hubert à Recogne, est particulièrement intéressante; on y voit un banc de grès épais d'environ 2 m., largement boudiné et haché, à 2 ou 3 m. d'intervalle, par des filons de quartz renfermant de la biotite et de la chalcopryrite.

Le boudinage est ici très net; on le voit en coupe transversale; il y fut signalé par M. C.-E. Wegmann (12) et par moi-même (3).

L'ensemble du gisement forme donc une masse assez importante; mais les roches qui le constituent sont d'une étonnante uniformité pétrographique : ce sont des sédiments mixtes, schisto-gréseux, plus ou moins riches en quartz, parfois légèrement psammitiques; par leur métamorphisme, ils ont développé une association de quartz, séricite et biotite avec, localement, de la staurotide.

Ce minéral, nouveau pour l'Ardenne, en est la seule originalité.

QUARTZITE SÉRICITEUX À BIOTITE. — C'est une roche essentiellement formée de grains de quartz à structure granoblastique,

de 0<sup>mm</sup>2 de diamètre au maximum, entièrement recristallisés et s'engrenant mutuellement. La matière interstitielle est constituée par des phyllites finement écailleuses. Assez bien de biotite en individus de moins de 0<sup>mm</sup>1 de côté et interstitiels au quartz s'est formée dans ce ciment; cette biotite est nettement pléochroïque dans les tons brun très pâle et brun légèrement verdâtre.

Du zircon en cristaux plus ou moins émoussés, des agglomérats de sphène et quelques grains noirâtres, opaques, sont les principaux éléments accessoires; un individu de sphène nous est apparu comme largement cristallisé et bien déterminable par ses propriétés optiques.

La roche est traversée par de très minces filonnets de quartz renfermant le clinochlore en lamelles implantées sur les parois ou concentrées dans le quartzite au contact du filon. Le clinochlore n'est donc pas un élément essentiel de la roche.

Biotite et, occasionnellement, clinochlore renferment des halos pléochroïques autour de minuscules cristaux de zircon.

S'il y a de la tourmaline dans cette roche, elle doit y être très rare.

**PHYLLITE À BIOTITE.** — Ici, la matière phylliteuse domine; elle englobe de minuscules individus de quartz. La biotite se présente en porphyroblastes bien nets et très abondants.

La roche montre des plans de cisaillement et la biotite y est réglée dans une certaine mesure, les pôles du clivage étant perpendiculaires à la direction des glissements.

Quelques grains de ferrite et de tourmaline complètent le tableau.

Le biotite offre souvent la teinte gris verdâtre sale des variétés titanifères. Les halos pléochroïques y sont abondants.

La chlorite fait défaut dans cette roche. La matrice phylliteuse y est bien recristallisée en un feutrage d'écailles très nettes de séricite.

La tourmaline, en prismes verdâtres, est un peu plus abondante que dans le quartzite; certains individus semblent formés par l'accroissement d'un noyau clatique encore reconnaissable à sa teinte plus foncée.

**ROCHES DE TYPE INTERMÉDIAIRE : PHYLLITES QUARTZEUSES OU QUARTZITES PHYLLITEUX À BIOTITE.** — Le quartz et le ciment sériciteux se mêlent en toutes proportions et le grain varie entre toutes les limites possibles, formant tous les types intermé-

diaires entre les quartzites et les phyllites; ces roches mixtes sont de beaucoup plus importantes que les autres. J'ai insisté précédemment sur le caractère mixte de l'ensemble des sédiments du Dévonien inférieur de l'Ardenne (2).

Avec la prédominance du quartz, la biotite perd son caractère de porphyroblaste et devient interstitielle au quartz. Parfois, lorsque le quartz est en très petits individus, la biotite apparaît comme un criblé lardé de grains de quartz et la structure de la roche se rapproche de celle de quelques hornfelses.

La tourmaline s'y montre occasionnellement.

**PHYLLITES À BIOTITE ET STAUROTIDE.** — Certaines des roches précédemment décrites renferment de la staurotide bien reconnaissable à son pléochroïsme intense, sa couleur jaune d'or, sa biréfringence légèrement supérieure à celle du quartz et ses indices de réfraction élevés.

Ce minéral se présente en individus de 0<sup>mm</sup>2 de diamètre, souvent complexes, quelquefois maclés, parfois partiellement séricitisés. Dans beaucoup de cas, leur structure poeciloblastique est nette. Quelques individus sont associés à la biotite, entre les clivages de laquelle ils s'insinuent.

**PHYLLITES PSAMMITIQUES.** — Certaines roches renferment de grands individus de muscovite qui s'étalent dans un seul plan, leur confèrent une structure psammitique.

Les lamelles de mica sont souvent ondulées; elle paraissent être d'origine sédimentaire.

**RÉSIDUS DE CHLORITOÏDES.** — Très localement, on observe des agglomérations quartzzeuses dans lesquelles de petites lamelles d'un minéral dont l'aspect, le pléochroïsme et les macles sont ceux d'un chloritoïde; mais l'exiguïté des cristaux ne permet aucune détermination certaine.

Ces agglomérations apparaissent comme des reliques d'une évolution incomplète.

Diverses considérations découlent de ces observations :

Les cornéites de Serpont résultent du métamorphisme d'un complexe très monotone de roches schisto-gréseuses. J'ai déjà insisté maintes fois sur le caractère mixte de tous les sédiments de cette région où, à de rares exceptions près, ce qu'on appelle quartzite n'est, généralement, qu'un schiste très riche en quartz, et ce qu'on appelle schiste, qu'une roche plus particulièrement riche en matière argileuse.

On court le risque, dans ces conditions, de confondre les caractères lithologiques avec les caractères structuraux. Un clivage plus marqué, dû, par exemple, à une déformation accentuée, pourrait ainsi faire dénommer schiste la même roche qui, moins laminée à d'autres endroits, y serait dénommée grès.

Dans ce complexe, le métamorphisme a provoqué une recristallisation complète et engendré l'association quartz-séricite-biotite. La proportion relative de ces trois constituants et le développement, soit de la structure porphyroblastique, soit de la structure interstitielle, sont les seuls caractères distinctifs; ils ne dépendent que de l'abondance relative du quartz et du ciment argileux.

La tourmaline y est nettement accessoire et même rare.

Ce sont donc des roches absolument banales dans le cadre d'un métamorphisme régional; la chlorite y fait totalement défaut, de sorte qu'on s'y trouve bien avant dans la zone à biotite, telle qu'elle fut définie par C.-E. Tilley.

Plus curieuse est la présence de staurotide. Ce minéral, qui n'avait jamais été identifié en Ardenne de façon certaine, se présente ici, à côté de la biotite, en association avec ce minéral et en individus absolument comparables, comme dimensions et comme habitats, à ceux du mica. Bien que Tilley l'ait signalée comme caractéristique d'un degré de métamorphisme plus élevé que l'almandin, il ne faut pas oublier qu'il indique, principalement, un déficit d'alcali et de magnésie (8, 9). Mais tout le monde est d'accord pour admettre qu'il correspond à un degré relativement avancé du métamorphisme, plus avancé que celui des roches simplement biotitifères.

Quant à la chlorite, elle est pratiquement absente des cornéites; elle ne s'y rencontre que dans des filonnets. Il apparaît ainsi que des formations hydrothermales très atténuées ont recoupé des roches dont le degré de métamorphisme est le plus élevé de tous ceux qui sont connus dans la zone de Paliseul. Il se confirme donc que le centre de cette zone est proche de Libramont (2, 4).

Reste la structure en boules.

Il n'est guère douteux que cette structure soit due au boudinage. La constatation d'une large structure boudinée tout à côté du gisement des cornéites laisse peu de doute à cet égard. Peut-être même s'agit-il de deux boudinages entrecroisés.

Il suffit de se reporter aux études que M. C.-E. Wegmann et moi-même avons publiées sur le boudinage, et sur les figures

qui accompagnent ces publications, pour se rendre compte de la manière dont les feuillets de roches stratifiées s'incurvent dans cette déformation et provoquent ainsi la division en écailles concentriques, considérées comme typiques des cornéites.

Quant à la coloration noir bleuâtre, il est clair qu'elle résulte du métamorphisme. Par la formation successive de chlorite puis de biotite, des roches, originairement de couleur quelconque, deviennent vertes, puis brunes, puis noires lors de la progression du métamorphisme. Dans une région métamorphique, la couleur des roches n'a aucune valeur comme indice de raccordement avec les séries non métamorphiques. On pense ici, tout particulièrement, à l'opinion émise jadis, que les roches noires de Serpont marquent une tendance vers le facies des schistes de Mondrepuits; ceux-ci sont colorés par un pigment charbonneux qui n'a rien de commun avec la coloration de roches métamorphiques à biotite.

#### BIBLIOGRAPHIE.

1. A. DUMONT, C. MALAISE, E. ASSELBERGHS et F. CORIN, Notes de voyage conservées aux archives de la Carte géologique.
2. CORIN, F., Session extraordinaire de la Société belge de Géologie et de la Société géologique de Belgique, tenue à Libramont en 1931. Introd. : Coup d'œil sur la zone métamorphique de Paliseul (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XLI, et *Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. LIV, 1932).
3. — A propos du Boudinage en Ardenne (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XLII, 1932).
4. — A propos des grenats de la région de Bastogne-Libramont. Quelques caractères lithologiques de la zone de Paliseul (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XLVIII, 1938).
5. GOSSELET, J., Note sur les schistes de Bastogne (*Ann. Soc. géol. du Nord*, t. XII, 1885).
6. — L'Ardenne, 1888.
7. LACROIX, A., Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (*Bull. des Serv. de la Carte géol. de France*, 1898-1900).
8. NIGGLI, P., Gesteinsmetamorphose, Berlin, 1924.
9. — Die chloritoidschiefer am N.-O. Rand des Gotthardsmassivs (*Beitr. geol. Karte der Schweiz*, 1912).
10. ROSEBUSCH, H., Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hochwald (*Abh. Z. Geol. Spezialkart von Elsass-Loth.*, 1877).
11. STAINIER, X., Sur le mode de gisement et l'origine des roches métamorphiques de la région de Bastogne (*Mém. in-4° de l'Acad. Roy. de Belgique*, 1907).
12. WEGMANN, C.-E., Note sur le Boudinage (*Bull. Soc. géol. de France*, 5<sup>e</sup> sér., t. II, 1932).