

SÉANCE MENSUELLE DU 17 FÉVRIER 1931

Présidence de M. A. RENIER, président.

Le Président remercie l'assemblée de l'honneur qu'elle lui a fait en l'appelant au fauteuil présidentiel.

Il s'appliquera à suivre l'exemple de ses éminents prédécesseurs et tout spécialement de M. Frans Halet, à qui il adresse, au nom de la Société, ses remerciements et ses félicitations pour la façon si distinguée et si heureuse dont il s'est acquitté de cette charge.

Le procès-verbal de la séance du 20 janvier est lu et adopté.

Le Président proclame membre effectif :

M. G. DE GRAND'RY, ingénieur civil des mines, A. I. Lg.,
présenté par MM. Halet et Corin.

Le Président annonce le décès de M. le Dr H. Schardt, professeur honoraire de l'Université de Zurich, membre honoraire de la Société.

La Société géologique d'Italie invite la Société à assister aux réunions et excursions qu'elle organise à Palerme, le 30 avril 1931, à l'occasion de son premier cinquantenaire.

M. J.-J. Sederholm, directeur de la Commission géologique de Finlande, invite les membres de la Société à assister à une excursion internationale dans le précambrien de la Finlande, qui aura lieu pendant l'été 1931.

L'Académie royale des Sciences de Turin fait connaître les conditions de participation au prix international Bressa.

Dons et envois reçus :

Nouveaux périodiques :

- 8374 *Kaunas*. Mémoires de la Faculté des Sciences de l'Université de Lithuanie, t. III (1924-1926); t. IV (1927-1928)..
- 8375 *Moscou*. Transactions of the Geological and Prospecting Service of U. S. S. R. 1930, fascicules n^{os} 3, 4, 5, 6, 9 et 13.

Le poudingue gedinnien métamorphique de Provedroux,

par F. CORIN,

(Pl. I, fig. 1.)

J'ai exposé à plusieurs reprises le résultat de recherches faites en vue de déterminer l'époque à laquelle ont été métamorphosées les roches de la bordure sud du massif de Stavelot. Les faits observés démontrent pleinement que l'évolution de ces roches n'est pas antérieure au dépôt du poudingue de base du Dévonien. Le caractère essentiellement dynamique du métamorphisme permet en outre d'en fixer l'époque à la seule grande période de troubles orogéniques que la région ait subie depuis le début du Dévonien, c'est-à-dire à la phase hercynienne des plissements paléozoïques.

Un argument décisif en faveur de cette opinion m'a été fourni par l'étude d'échantillons de poudingue gedinnien recueillis entre Baneux et Malempré. A cet endroit, le substratum cambrien est essentiellement formé de roches ottrélitifères; or, les cailloux de roches salmiennes qui abondent dans le poudingue ne contiennent, dans leur masse, aucun porphyroblaste de chloritoïde; par contre, leur bordure a manifestement été le siège de réactions chimiques. La pâte du poudingue, les lits de schiste qu'elle renferme et la zone périphérique des galets sont criblés de porphyroblastes de chloritoïde. On ne peut nier que l'évolution minéralogique de ces roches se soit faite entièrement après le dépôt du Gedinnien.

En vue de m'assurer de la portée générale de cette conclusion, j'ai exploré la lisière sud du massif de Stavelot, depuis l'Ouest de Bihain jusqu'à Recht. Partout les faits observés se sont montrés bien concordants, et la conclusion paraît bien pouvoir être admise sans réserves, dans toute sa généralité. Le poudingue à chloritoïde, notamment, existe avec les mêmes caractères dans toute la région visitée.

Si, au lieu des roches à chloritoïde, on étudie les roches à magnétite, le phénomène est moins net, sans pour cela qu'il puisse subsister le moindre doute quant à l'existence d'un métamorphisme postgedinnien.

Les échantillons les plus intéressants de poudingue à magné-

tite ont été recueillis le long d'un ancien chemin qui, un peu à l'Ouest de Salmchâteau, relie Comté à Provedroux. Ce sentier débute 200 mètres à l'Est de la borne 97 de la grand'route de Salmchâteau à la Baraque de Fraiture (route de Bouillon à Stavelot), 2 kilomètres à l'Est du pont sur la Salm, à Salmchâteau. Il escalade la colline en se dirigeant vers le Sud-Sud-Est. A 600 mètres de son origine, il côtoie des pâturages parsemés de gros blocs de poudingue. La roche en place n'est pas visible. D'anciennes exploitations, sur la crête, 1 kilomètre au Sud de la route, sont entièrement enfouies sous les broussailles, et il est impossible d'y retrouver le moindre bloc de poudingue. Il s'agit probablement d'anciennes carrières de grès.

Les blocs de poudingue recueillis au premier point signalé sont à ciment d'arkose blanchâtre. On y trouve de petits lits lenticulaires de schiste grisâtre et des galets gris clair ou gris de quartzite ou de schiste quartzeux. Ce sont là des roches du Salmien inférieur, sur lesquelles le poudingue repose vraisemblablement à cet endroit.

La pâte d'arkose renferme par places des octaèdres de magnétite de 1/2 millimètre de côté. Les lits de schiste et les galets, qu'on distingue difficilement les uns des autres, renferment également des porphyroblastes de magnétite de 1/2 millimètre de côté et moins. Ces porphyroblastes sont parfois disséminés dans la masse du schiste, mais, fait suggestif, ils sont surtout concentrés en abondance à la périphérie de certains cailloux. Il n'est pas vraisemblable que cette disposition soit originelle. La magnétite n'est pas plus altérée en cet endroit que dans la masse des cailloux. Cette bordure riche en porphyroblastes a pris naissance dans le poudingue même, après l'incorporation des galets.

Le chloritoïde et la magnétite ne se sont pas développés de la même manière sous l'action du métamorphisme. Le premier minéral n'existe qu'à la périphérie des cailloux, tandis que le second s'est formé en outre dans leur masse même.

Pour expliquer cette différence, on peut se reporter à l'étude des roches métamorphiques en place : alors que, par exemple, la magnétite est un constituant normal des roches vertes du sommet du Salmien inférieur, les grandes ottrélites sont, au même niveau, réparties très sporadiquement. Le chloritoïde paraît se former principalement sous l'action de pressions orientées avec laminage des roches (shearing stress), tandis que la magnétite se contenterait de simples pressions orientées (stress).

D'une façon générale, la magnétite existe dans les quartzites et dans les schistes. Le chloritoïde est à peine représenté dans les quartzites métamorphiques, moins aptes à se laminer. Dans les roches où alternent de minces lits de schiste et de minces lits de grès, le chloritoïde est bien développé dans le schiste, et il n'existe qu'en faible quantité, et en plages mal délimitées, dans les lits quartzeux. Pourtant, comme l'ont montré P. Niggli et C.-E. Tilley, la teneur en quartz des roches influe peu sur sa formation.

On peut comprendre ainsi que la magnétite se forme sous l'action du dynamométamorphisme dans la masse des galets du poudingue, tandis que le chloritoïde se localise à leur périphérie.

Les concentrations, de magnétite à la bordure des cailloux de quartzophyllade dans le poudingue de Provedroux plaide évidemment en faveur d'un métamorphisme postgedinnien. L'exemple du poudingue à chloritoïde prouve en outre l'absence d'un métamorphisme antérieur au Dévonien.

BIBLIOGRAPHIE

- F. CORIN, Compte rendu de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique, tenue à Vielsalm en 1927. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 50. Bull., pp. 292-333, 1928.)
- Sur le métamorphisme d'un poudingue gedinnien entre Baneux et Malempré. (*Idem*, t. 51. Bull., pp. 100-104, 1928.)
 - Quelques manifestations du métamorphisme dans le Sud du massif de Stavelot. (*Ann. de la Soc. scient. de Bruxelles*, t. XLIX, série B, 1^{re} partie, pp. 337-348, 1930.)
 - La bordure gedinnienne métamorphique du Sud du massif de Stavelot. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 53. Bull., pp. 27-28, 1929.)
 - Le métamorphisme de Vielsalm. (*Ann. Soc. scient. de Bruxelles*, t. LI, série B, 1^{re} partie, p. 57, 1931.)
-

Le problème des roches dites à ouralite de Libramont,

par F. CORIN.

(Pl. I, fig. 2.)

En 1885, Dupont présentait à l'Académie des Sciences des roches nouvelles qui avaient été découvertes en 1883 à Libramont. D'après l'avis de M. Barrois, ce savant leur donna le nom de roches maclifères [1] ⁽¹⁾.

Ce sont des masses noir bleuâtre renfermant parfois des grenats comme les nodules classiques du métamorphisme dit sporadique de la région de Bastogne, et dans lesquelles sont distribués en tous sens de grands prismes blancs parfois verdâtres, à section plus ou moins carrée, pouvant, d'après M. X. Stainier, atteindre 7 centimètres de long et 2 centimètres de côté [5]. Il existe dans ces prismes blancs un pigment noir, charbonneux et, fréquemment, des traces d'une structure en sablier qui rappelle le facies caractéristique de la chiasolite (voir photo).

La matière des prismes est fibro-lamellaire et la surface des lamelles brille d'un éclat vitreux particulier.

On a découvert des blocs roulants de cette roche aux environs de Libramont. Un seul gisement en place est connu [M. X. Stainier, 5]. L'occurrence est celle des nodules du métamorphisme dit sporadique de la région.

En 1897, Renard avait étudié en coupes minces les roches en question. Il y avait reconnu la présence de zoïsite. Les grandes plages fibro-lamellaires avaient été rapportées par lui au diallage ouralitisé [2]. La même année, C. Klément en avait fait l'examen chimique et microscopique [3] et soumis les échantillons au Prof^r Wichmann, d'Utrecht. Celui-ci avait confirmé le diagnostic de ses prédécesseurs. La matière fibreuse serait de l'actinote. Chauffée, elle devient brune et très pléochroïque. Il n'y a pas trace du diallage primitif [4]. Les trois savants avaient donc été d'accord pour identifier les agrégats prismatiques à du diallage ouralitisé. Dès ce moment, les roches découvertes par

(1) Voir la liste bibliographique à la fin de la communication.

Dupont portèrent le nom de *roches à ouralite*, qu'elles ont conservé.

La présence de grands cristaux prismatiques de pyroxènes qui auraient été formés par le métamorphisme n'est aucunement vraisemblable. Les minéraux de ce groupe ne prennent naissance de cette façon que dans les roches de la catazone, et ils n'y sont pas sous forme de porphyroblastes.

D'autres hypothèses sont possibles. On aurait pu supposer, par exemple, qu'il s'agit de tufs volcaniques et que les grands cristaux prismatiques étaient, soit du pyroxène, soit de l'amphibole, soit du feldspath. Mais il est à remarquer que la roche est, tant par sa constitution que par son occurrence, l'analogue des nodules à grenat du métamorphisme sporadique. Toute hypothèse faite sur son origine doit également être applicable aux autres nodules à grenats. Celle d'un tuf ne résout donc pas la question. Au surplus, elle ne concorde pas avec les données de l'étude pétrographique.

Dès 1907, M. X. Stainier a émis l'opinion, qu'il vient de confirmer récemment de façon plus catégorique, que les nodules à grenat étaient à l'origine des concentrations calcaires ou dolomitiques dans les grès et les schistes du Dévonien inférieur [5 et 7]. C'est également la même opinion que j'ai défendue dans une note récente sur le métamorphisme de l'Ardenne. Je me suis basé pour cela sur la présence constante de minéraux calcarifères et magnésiens comme éléments constitutifs essentiels des nodules [10]. Il est à remarquer que cette assimilation classe les accidents caractéristiques du métamorphisme dit « sporadique » comme de simples réactions particulières, à un processus par ailleurs uniforme, de masses de compositions chimiques aberrantes. L'expression « métamorphisme sporadique » pour désigner les nodules à grenats doit donc disparaître de la littérature géologique belge.

Étude minéralogique des roches dites à ouralite.

1° *Pâte de la roche.* — L'étude en coupe mince révèle, dans tous les nodules grenatifères de la région de Bastogne-Paliseul, outre un pigment charbonneux très abondant et de gros grenats sporadiques, très peu de quartz, et un mélange de zoïsite et d'amphibole fibreuse plus ou moins chloritisée. L'un de ces deux derniers minéraux prédomine généralement de beaucoup sur l'autre. Les roches à ouralite sont presque entièrement for-

mées de zoïsite largement cristallisée. Elles ne méritent donc pas le nom de grès. Les grenats n'y ont pas de forme bien définie, et les inclusions régulières du type pyrénéite, si fréquentes dans les autres nodules, sont ici moins accusées. On y trouve en outre, très accessoirement, un mica jaune brunâtre pâle et uniaxe, qui paraît être une phlogopite peu ferrifère.

La présence presque exclusive de la zoïsite dans les nodules à ouralite de Libramont indique une teneur en alumine plus considérable que dans les autres nodules, qui sont surtout constitués par de l'amphibole (type de Bastogne). La forte teneur en alumine est favorable à l'opinion de Dupont, qui est aussi la mienne, qu'il a pu s'y former de la chiastolite, mais ce minéral, engendré dans des conditions spéciales, a été transformé par un métamorphisme subséquent.

2° *Pseudomorphoses blanchâtres de forme prismatique.* —

La constitution des prismes blanchâtres est toute particulière. On y reconnaît une mosaïque de quartz et, en inclusion dans ce minéral, une multitude de petits bâtonnets très fins, disposés de préférence perpendiculairement aux grands côtés des sections et principalement localisés à leur périphérie, comme s'ils résultaient d'une réaction de la matière du prisme avec la roche encaissante. Ce n'est pas là la pseudomorphose en séricite ou en pyrophyllite habituelle à l'andalousite, non plus d'ailleurs qu'une ouralitisation typique. Mais la séricitisation et la transformation en pyrophyllite sont surtout des phénomènes hydrothermaux. On connaît d'autres altérations de l'andalousite, et notamment l'association avec la sillimanite, les spinelles, etc. D'autre part, le dynamométamorphisme provoque des modifications d'un tout autre ordre, avec formation de disthène ou de chloritoïde, par exemple.

L'identification des inclusions fibreuses du quartz est très difficile, tant leur finesse est grande.

Dans un des échantillons que j'ai étudiés, on en observe d'incolores, très fines et très abondantes, qui rappellent la sillimanite, et notamment, par places, de minuscules fibres brunâtres rappelant la variété dite fibrolite; mais il n'est pas vraisemblable qu'on puisse les rapporter à ce minéral. La superposition avec le quartz rend très difficile l'observation des extinctions. Elles sont parfois droites, parfois un peu obliques à l'allongement des fibres.

Dans un autre échantillon, on remarque des agrégats bacil-

lares presque incolores, à peine verdâtres, de dimensions plus considérables. L'extinction y est oblique. L'analogie avec certaines amphiboles fibreuses des roches métamorphiques de Bastogne est suffisante pour identifier le minéral fibreux à une amphibole de ce type.



FIG. 1.

Croquis d'un porphyroblaste vu en coupe mince. La pâte de la roche est constituée par une mosaïque de zoïsite, entremêlée de pigment carbonneux. On y remarque un peu de quartz, des fibres d'amphibole et quelques gros grenats. Ceux-ci ont des contours irréguliers, soulignés par un liséré de pigment carbonneux et par de petites concentrations de zoïsite. La masse du grenat est, comme à l'ordinaire, sillonnée de cassures. Une fine ponctuation d'inclusions accuse la disposition caractéristique du type des grenats pyrénéite, mais elle est moins nette que dans les grenats bien connus de Bastogne. Le porphyroblaste de chialstolite pseudomorphisé ne montre plus trace d'andalousite, mais une mosaïque de quartz et de fines fibres d'amphibole qui sont disposées normalement aux côtés du rectangle. La déviation des fibres d'amphibole et une file d'inclusions accusent encore la structure en sablier du minéral primitif. La masse renferme quelques agglomérations de zoïsite et quelques grenats aux contours irréguliers.

J'ai chauffé la roche, dans un four à mouffle, à une température élevée qui a été maintenue plus de deux heures. Le pigment carbonneux a disparu. Le minéral fibreux est devenu brun foncé, très pléochroïque, et l'extinction presque droite.

L'amphibole s'est ainsi transformée en biotite ferrifère, comme semblent l'indiquer des figures d'interférence caractéristiques.

Une tentative en vue de déterminer l'indice de réfraction s'est heurtée à de grosses difficultés, notamment à l'inclusion dans le quartz et à la petitesse des fibres. J'ai mesuré un indice voisin de 1,66.

En considération de ces propriétés et de la ressemblance parfaite avec les amphiboles bien déterminées des roches de la région, je rapporte à une amphibole la substance fibreuse verdâtre. Ce serait une actinote ou une hornblende.

La structure en sablier des pseudomorphoses n'est plus indiquée en coupe mince que par une simple particularité d'importance secondaire : une déviation locale des fibres d'amphibole, quelques agrégats fibreux du même minéral et un peu de pigment soulignent seuls le contour de la partie centrale (voir figure).

La matière des prismes renferme de petits grenats et un peu de zoïsite.

En conclusion, l'aspect extérieur des grands prismes blanchâtres est tellement semblable à celui de la chialstolite que leur assimilation à une pseudomorphose de ce minéral paraît incontestable. Les roches de Libramont étaient à l'origine des roches maclifères. Il reste à expliquer la transformation de l'andalou-site en quartz et en amphibole.

Observations complémentaires. — Dès 1907, M. Stainier a observé, au voisinage du nodule visible en place à l'Est de Libramont, de l'amphibole fibreuse blanchâtre.

J'ai remarqué dans le même gisement un passage insensible du nodule à la roche encaissante par l'intermédiaire d'une roche renfermant des gerbes flammées d'amphibole verte. La roche est altérée en surface. Les pseudomorphoses prismatiques ne sont intactes qu'au centre du nodule. A la périphérie, elles sont détruites, un enduit ocreux teintant les parois des cavités.

Le passage insensible des roches grenatifères à la roche encaissante par une zone à amphibole fibreuse est fréquent dans la région métamorphique de Bastogne.

Relation des roches maclifères avec le métamorphisme. — J'ai exposé récemment la conception qui me paraît le mieux rendre compte du métamorphisme de l'Ardenne. En voici le résumé : le métamorphisme de la zone dite de Bastogne-Paliseul est du type thermo-dynamique. L'amincissement de la

lithosphère sous un géosynclinal en formation rapproche les couches en magma des sédiments et crée ainsi des conditions propices au métamorphisme.

C.-E. Tilley a défini comme suit le caractère de l'évolution qui en résulte : à l'origine, dans le géosynclinal, les sédiments sont soumis à une température croissant avec la profondeur. Mais la température n'est pas le seul effet. Agissant sur une grande épaisseur et une masse étendue de roches, elle produit une dilatation qui fait nécessairement entrer en jeu de fortes pressions latérales. Ces pressions trouvent à se dépenser, en partie, en plissements et recristallisations (métamorphisme). Dans ces conditions, le métamorphisme des roches progresse avec la profondeur — ce qui ne signifie pas que les isogrades suivent servilement la stratification. Les premiers plissements déforment à la fois les couches et les isogrades du métamorphisme. Il y a donc une certaine concordance à la surface du sol entre le dessin des zones de métamorphisme maximum et les premiers anticlinaux formés.

On sait que la zone métamorphique de Bastogne-Paliseul est à cheval sur l'axe anticlinal de l'Ardenne.

Sans manifester les déformations exagérées du métamorphisme de dislocation, ce type d'évolution n'en dépend pas moins essentiellement du facteur dynamique dont Riecke a montré l'influence puissante (principe de Riecke). Dans les roches argileuses, C.-E. Tilley a distingué, avec la progression du métamorphisme, une zone à chlorite, suivie d'une zone à biotite, suivie elle-même d'une zone de l'almandin, etc.

L'amincissement de la lithosphère sous le géosynclinal en formation est généralement mis en évidence par l'afflux de roches basiques dans les couches profondes. L'Ardenne possède de telles roches. A la suite de M. X. Stainier [6], et pour des raisons pétrographiques, je pense qu'une grande partie des « arkoses chloritifères feldspathiques » qui caractérisent le Gedinnien aux environs de Serpont sont des nappes interstratifiées de roches basiques et de leurs tufs [10].

L'évolution des sédiments argileux et argilo-siliceux, dans le géosynclinal, dont l'Ardenne serait au moins la bordure, a développé largement la chlorite et la biotite. La chlorite prédomine de beaucoup.

L'évolution dans les mêmes conditions des roches carbonatées est beaucoup plus complexe. Des nodules dolomitiques à Bastogne, des nodules argilo-calcaires à Libramont ont développé

respectivement de l'amphibole et du grenat ou de la zoïsite et du grenat. Ce dernier minéral, riche en manganèse, n'est pas l'almandin caractéristique qui succède en profondeur à la biotite. L'expression « métamorphisme sporadique » pour désigner ces accidents n'a pas de raison d'être et doit disparaître.

Des manifestations magmatiques sont abondantes dans la région. Les plus connues et les plus répandues sont certainement les veines de quartz à bastonite et à feldspath. On a beaucoup épilogué sur leur origine. J'ai apporté un nouvel argument en faveur de leur caractère endogène, en faisant remarquer que leur composition minéralogique permet d'y reconnaître les diverses phases d'une différenciation [8]. Les veines en question présentent parfois (Remagne) l'aspect bien caractérisé d'une injection magmatique à faible profondeur.

D'autres filons d'origine analogue existent encore : telles sont les veines à tourmaline de la Chapelle Notre-Dame de Lorette, à Remagne, et le gros filon de quartz du Moulin de Remagne.

Ces divers filons exercent sur les roches un métamorphisme de contact net : les veines à bastonite sont bordées d'une mince zone feldspathique, et les grès, généralement chloritifères, se trouvent chargés, à leur contact immédiat, de biotite qui résulte de la transformation de la chlorite; les filons de quartz tourmalinifère de Notre-Dame de Lorette imprègnent de tourmaline les roches qu'elles traversent, et le gros filon de quartz de Remagne transforme les roches aimantifères : la magnétite y fait place à des porphyroblastes de chlorite, qui cèdent eux-mêmes la place, au contact immédiat, à des porphyroblastes de biotite [9].

Ces phénomènes, qui indiquent une action locale, ne plaident pas en faveur de l'influence étendue des minéralisateurs d'un magma profond. Une telle action, en tant que responsable d'un métamorphisme régional de caractère épizonal, ne trouve plus guère de crédit auprès des pétrographes spécialistes du métamorphisme.

Au reste, les minéraux développés par le métamorphisme dans la région anticlinale de l'Ardenne sont tous caractéristiques de l'action dynamique (stress-minerals de Harker).

Dans cet essai de synthèse, il faut faire une place à part au massif de Serpont et aux environs de Remagne. C'est ici que se rencontrent les roches réputées comme les plus métamorphiques. Il faut s'entendre sur cette expression. On y rencontre des épigneiss, des épimicaschistes, des phyllites à ottrélite. Ce

sont des roches épizonales, à chlorite, albite, chloritoïde, minéraux de la zone supérieure du métamorphisme progressif. Mais on trouve à d'autres endroits de la zone métamorphique des roches à biotite qui indiquent une évolution dans une zone plus profonde. A Remagne et à Séviscourt, d'autre part, la simple action des pressions orientées (stress) est renforcée d'une déformation effective plus considérable des roches (shearing stress). Cette déformation est cause d'un développement plus grand des minéraux phylliteux, mais il ne s'agit que d'une évolution à faible profondeur. Le laminage plus considérable des roches y serait dû, selon moi, à la proximité du substratum cambrien plus rigide. Le métamorphisme à la bordure du massif de Serpont serait en quelque sorte le pendant du métamorphisme de la bordure Sud du massif de Stavelot, le long de laquelle Dévoisien et Cambrien témoignent d'une évolution très analogue.

Les roches maclifères de Libramont (je propose de leur rendre ce nom et de supprimer le nom de roches à ouralite) posent un problème nouveau : celui d'un métamorphisme de contact vrai, mais local. Cette hypothèse doit d'autant plus retenir l'attention que c'est également à Libramont qu'on rencontre des schistes gris blanchâtre tout imprégnés de petits cristaux de tourmaline brun verdâtre foncé (shorlite) parfaitement développés. Il s'agirait d'ailleurs d'une zone tout à fait externe de l'auréole de contact, zone où l'évolution a été incomplète et où, par suite, le métamorphisme est sélectif et n'affecte pas la roche simultanément dans tous ses constituants.

Ces données n'apportent aucune indication sur la nature de la masse intrusive. Le métamorphisme de contact n'est pas, qualitativement, différent autour des roches basiques de ce qu'il est autour des granites. La norite du Bushveld, en Afrique du Sud, par exemple, est entourée de roches à chiastolite et de schistes à tourmaline jusqu'à une distance de 3,000 mètres mesurée normalement au contact ⁽¹⁾.

Le métamorphisme de contact de Libramont aurait précédé le développement de l'action thermo-dynamique du métamorphisme général. La chiastolite aurait sans doute déjà été détruite

(1) Les veines à bastonite n'indiquent d'ailleurs pas non plus la présence d'une roche très différenciée. L'andésine zonée y prédomine à l'exclusion de feldspath potassique. Ces veines résultent d'un résidu magmatique incomplètement différencié. Leur composition est dioritique, analogue à celle de la roche éruptive de la Helle, par exemple.

avant cette action, et transformée en produits phylliteux. Ceux-ci auraient donné naissance à des amphiboles, à des micas, à de la chlorite, par réaction avec les autres éléments de la roche voisine. Ce n'est pas là du polymétamorphisme, mais il y a deux actions successives, l'une détruisant les effets de l'autre.

Résumé et conclusions. — L'examen des roches maclifères de Libramont nous met sur la trace d'un exemple d'évolution très complexe. Sans doute en est-il d'autres. Ce n'est que par des études détaillées qu'il sera possible de reconstituer l'histoire géologique de l'Ardenne. A mon sens, l'ensemble du métamorphisme de la région de Bastogne n'est pas un métamorphisme de contact simple, dans l'acception où on l'entend habituellement, c'est-à-dire un métamorphisme provoqué uniquement par l'influence de la masse de magma que nous savons exister en profondeur. Là où les minéraux caractéristiques du métamorphisme de contact ont été développés, ils ont été détruits plus tard par le métamorphisme général.

Métamorphisme et intrusions magmatiques dans un géosynclinal sont deux effets d'un même processus géodynamique polymorphe; mais voir dans l'un la cause de l'autre équivaudrait à réduire tout métamorphisme à une action de contact parce qu'il est favorisé par l'augmentation de température avec la profondeur et que cette augmentation de température est le fait des masses internes chaudes du globe.

Rechercher l'agent actif des transformations minéralogiques dans les minéralisateurs diffusés par le soubassement magmatique du géosynclinal est également une erreur. Cette action se développe sur une grande échelle dans les gneiss d'injection qui auréolent les batholites profonds, mais elle ne peut guère intervenir dans l'évolution des roches de faible profondeur, où ni la température ni la porosité ne facilitent la pénétration des fluides. L'étude de ces roches apporte au contraire des arguments en faveur d'une limitation très étroite des échanges.

L'action des veines et filons de la région de Bastogne peut être délimitée très nettement. Ce ne sont pas les canaux, par l'intermédiaire desquels les minéralisateurs auraient pu être diffusés.

BIBLIOGRAPHIE

1° *Roches à ouralite et roches maclifères.*

1. E. DUPONT, Sur l'existence de roches maclifères dans le terrain dévonien inférieur de l'Ardenne belge. (*Bull. Acad. roy. des Sciences*, t. IX, 1885, p. 110.)
2. A. RENARD, Sur la présence de la zoïsite et de la diallage dans les roches métamorphiques de l'Ardenne. (*Bull. Soc. belge de Géologie*, t. XI, 1897, p. 136.)
3. C. KLEMENT, Sur la diallage ouralitisée de l'Ardenne. (*Idem*, p. 150.)
4. A. WICHMANN, Sur l'ouralite de l'Ardenne. (*Idem*, p. 155.)
5. X. STAINIER, Sur le mode de gisement et l'origine des roches métamorphiques de la région de Bastogne. (*Mém. in-4° de l'Acad. roy. des Sciences de Belgique*, t. I, 1907.)

2° *Divers.*

6. X. STAINIER, in LOHEST, STAINIER et FOURMARIER. C. R. de la Session extraordinaire de la Société géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 35, 1908, p. B 351; *Bull. Soc. belge de Géologie*, t. XXII, 1908, p. 433.)
 7. X. STAINIER, Le métamorphisme des régions de Bastogne et de Vielsalm. (*Bull. Soc. belge de Géologie*, t. XL, 1930, p. 112.)
 8. F. CORIN, Contribution à l'étude pétrographique des filons de la région de Bastogne. (*Bull. Acad. roy. des Sciences de Belgique*, 5^e série, t. XVI, n° 2, p. 130, 1930.)
 9. — Etude des auréoles pléochroïques de quelques chlorites. (*Ann. Soc. scientif. de Bruxelles*, t. L, série B, 1^{re} partie, p. 64, 1930.)
 10. — Le métamorphisme de l'Ardenné. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 54, p. 92, 1931.)
-



FIG. 1.

Bloc de poudingue gedinnien métamorphique à magnétite de Provedroux, en grandeur naturelle.

Pâte d'arkose blanchâtre où sont disséminés de petits octaèdres de magnétite.

A) Sous le millet, grand cailloux allongé de schiste quartzeux gris pâle, dont la bordure est criblée d'octaèdres de magnétite; quelques octaèdres de magnétite existent aussi dans la masse du caillou.

B) Environ au cinquième de la hauteur, à partir du dessus, vers la droite de la photographie, petit galet de quartzite blanc criblé de magnétite.

(C) A la bordure inférieure, schiste gris criblé de magnétite.

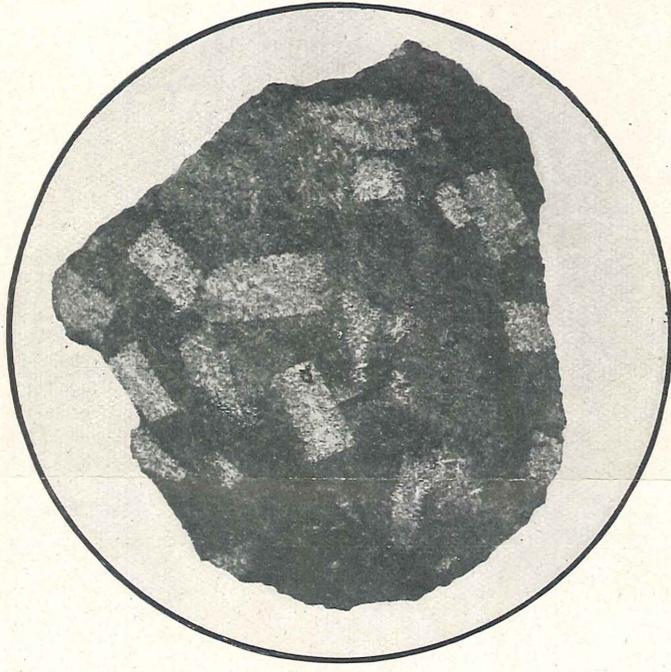


FIG. 2.

Photographie d'un échantillon de roche maclifère de Libramont, montrant la disposition des porphyroblastes. Environ grandeur naturelle (95/100). La constitution fibreuse des pseudomorphoses est nettement visible. Plusieurs grands prismes montrent des traces d'une structure en sablier, particulièrement nettes sur le porphyroblaste qui se trouve un peu à gauche du centre de la photographie et qui est marqué de la lettre *a*. Cette disposition est probablement un reste de la structure analogue de la chiasstolite originelle. L'examen microscopique montre que cette disposition n'est plus soulignée, dans la pseudomorphose, que par un liséré de pigment carbonneux et une déviation des fibres d'amphibole.

Cristaux de Malachite du Katanga.

par V. BILLIET.

J'ai eu l'occasion dans ces derniers temps de réunir quelques cristaux de malachite provenant de deux gisements différents, situés au Katanga : la mine de l'Étoile du Congo et la mine de Kipushi.

La malachite de l'Étoile du Congo se présente sous la forme mamelonnée bien connue; les cristaux sont rares et ne se rencontrent que dans quelques géodes et dans quelques fissures.

Dans les échantillons provenant de la mine de Kipushi les cristaux de malachite sont implantés dans des géodes de cuprite.

Des cristaux de malachite du Katanga ont été décrits par Cesàro ⁽¹⁾, Dürrfeld ⁽²⁾, Buttgenbach ⁽³⁾. Ces auteurs ont tous adopté la forme primitive de Des Cloizeaux ⁽⁴⁾. Nous avons rapporté les indices aux axes cristallographiques de Lang ($a : b : c = 0,7823 : 1 : 0,4036$; $\beta = 91^{\circ}3'$). Dans le système de Des Cloizeaux on assigne à la face de clivage les indices (001), tandis que dans le système de Lang cette face porte les indices (101). On passe des indices de Lang (h, k, l) aux indices de Des Cloizeaux (h', k', l') par les formules

$$\begin{array}{ll} h' = h - l & h = h' + l' \\ k' = k & k = k' \\ l' = l & l = l' \end{array}$$

Nous avons mesuré nos cristaux au moyen du goniomètre à deux cercles.

(1) G. CESARO, Contribution à l'étude de quelques minéraux. (*Bull. Acad. roy. de Belg.*, n° 12, 1904.)

(2) DÜRRFELD, Mitteilungen aus dem mineralogischen Institut der Universität Strassburg. — Malachit von Katanga, Deutsch-Ost-Afrika. (*Zeitschrift für Kryst.*, 50, p. 582.)

(3) BUTTGENBACH, *Description des minéraux du Congo Belge* (5^e mém.). Bruxelles, Hayez, 1921, p. 10.

(4) $a : b : c = 0,8809 : 1 : 0,4012$. $\beta = 61^{\circ}50'$.

I. — MINE DE L'ÉTOILE DU CONGO.

Les cristaux provenant de cette mine peuvent être rapportés à l'un des types suivants :

1^{er} type : Cristaux allongés suivant l'axe c. — La plupart de ces cristaux sont non maclés et présentent les formes $\{100\}$, $\{010\}$, $\{110\}$, $\{101\}$, $\{10\bar{1}\}$. Les plus longs atteignent 2 millimètres.

L'habitus représenté par la figure 1 est le plus fréquent. Mais on trouve également des cristaux aplatis suivant l'axe *b* (fig. 2).

Nous avons aussi trouvé quelques cristaux maclés suivant le plan (100) et limités par les formes $\{010\}$, $\{100\}$, $\{110\}$, (fig. 3).

2^e type : Cristaux aplatis suivant l'axe c. — Ces cristaux ont au maximum 2 millimètres de la plus grande dimension. Ils sont le plus souvent maclés.

Dans la plupart de ces macles la surface d'accolement coïncide avec le plan de macle (100) (fig. 4). Elles portent les faces $\{100\}$, $\{010\}$, $\{110\}$, $\{101\}$, $\{10\bar{1}\}$ et $\{1\bar{3}4\}$.

Mais nous avons aussi trouvé plusieurs macles par pénétration, dont la figure 5 représente successivement les projections orthogonales sur (010), sur un plan perpendiculaire à la zone [001] et le dessin en perspective. Toutes ces macles ont ceci de caractéristique : l'un des individus est toujours plus grand que l'autre et les deux individus sont parfaitement idiomorphes; le plus petit, qui porte les faces (101), ($\bar{1}45$), ($\bar{1}4\bar{5}$), ($3\bar{2}\bar{3}$) et ($3\bar{2}\bar{3}$), apparaît comme une excroissance du plus grand, qui est limité supérieurement et inférieurement par toutes les faces des formes $\{101\}$, $\{\bar{1}45\}$, et $\{3\bar{2}\bar{3}\}$.

Faisons remarquer que la forme $\{\bar{1}45\}$ — dont les indices sont $\{\bar{6}45\}$ quand on adopte les axes cristallographiques de Des Cloizeaux — a été signalée pour la première fois par Dürrfeld. Elle est en zone avec les faces (110) et ($\bar{1}01$). Les valeurs théoriques de ses coordonnées sphériques sont

$$\varphi = -14^{\circ}44'$$

$$\rho = 18^{\circ}27'$$

Quant aux cristaux non maclés qui appartiennent au deuxième type, nous avons trouvé deux habitus différents.

Le premier est représenté par la figure 6 et présente les formes $\{101\}$, $\{100\}$, $\{110\}$, $\{010\}$, $\{1\bar{0}1\}$, $\{1\bar{1}3\}$.

Le second a l'aspect d'une bipyramide (fig. 7) et porte seulement le pinacoïde $\{100\}$ et les deux prismes $\{3\bar{2}3\}$ et $\{156\}$, dont le second n'a pas encore été signalé jusqu'à présent. La face (156) est en zone avec les faces (110) et (101). Les valeurs calculées de ses coordonnées sphériques sont

$$\varphi = 17^{\circ}14' \qquad \rho = 19^{\circ}24'$$

Nous avons mesuré trois cristaux de cette espèce et nous avons trouvé :

	φ	ρ
(156)	$17^{\circ}20'$	$19^{\circ}26'$
	$17^{\circ}17'$	$19^{\circ}20'$
	$17^{\circ}11'$	$19^{\circ}19'$
(156)	$17^{\circ}19'$	$19^{\circ}17'$
	$17^{\circ}17'$	$19^{\circ}28'$
	$17^{\circ}13'$	$19^{\circ}18'$

II. — MINE DE KIPUSHI.

Tous les cristaux provenant de cette mine et que nous avons étudiés sont implantés dans des géodes de cuprite. Ils ont tous un aspect très simple et sont limités par les formes $\{101\}$ et $\{110\}$.

Les cristaux maclés ont l'habitus aciculaire. Leur longueur maxima est de 3 millimètres (fig. 8). Quant aux cristaux non maclés, ils semblent à première vue limités par les formes $\{101\}$, $\{010\}$ et $\{100\}$ et aplatis suivant l'axe b . Mais les mesures montrent que les quatre faces de la zone [001] appartiennent au prisme $\{110\}$, dont deux faces parallèles sont très développées par rapport aux deux autres (fig. 9).

NOTE SUR LA MACLE DE LA MALACHITE.

Le plan (100) est presque normal à l'arête [100], avec laquelle il fait un angle de $91^{\circ}3'$. C'est cette pseudo-normalité qui détermine la macle de la malachite. L'obliquité de la macle, c'est-à-dire l'angle entre la normale à la face (100) et l'arête [100], est donc de $1^{\circ}3'$. Nous ne connaissons pas le réseau de la mala-

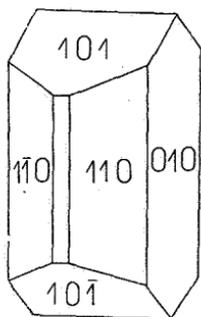


FIG. 1.

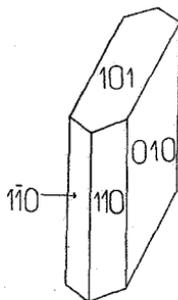


FIG. 2.

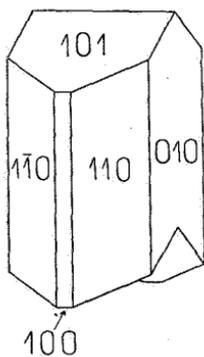


FIG. 3.

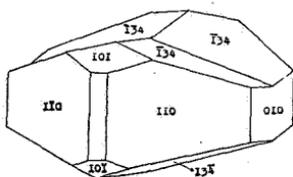


FIG. 4.

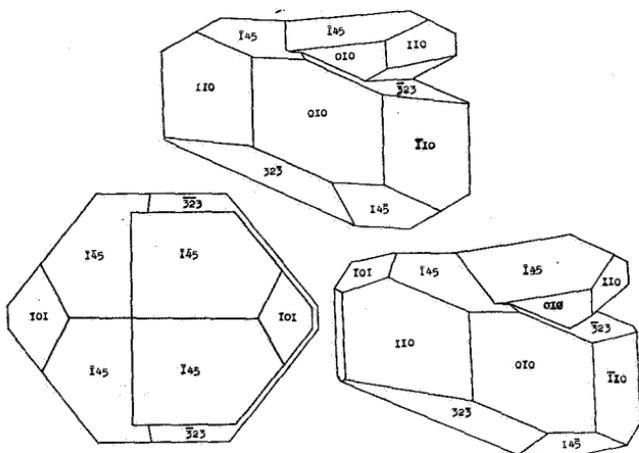


FIG. 5.

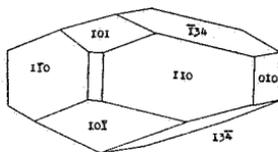
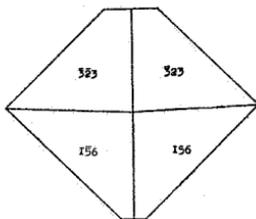
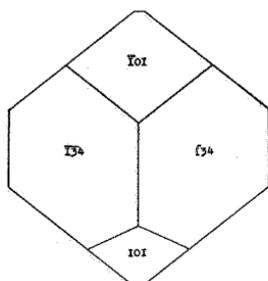


FIG. 6.

FIG. 7.

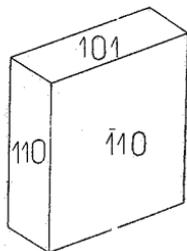
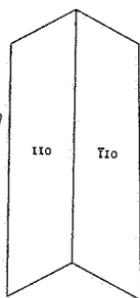
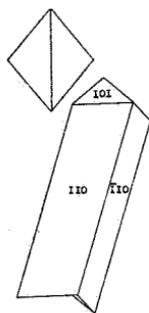


FIG. 8.

FIG. 9.

chite; la maille simple ou multiple qui, par sa pseudo-symétrie, détermine la macle nous est inconnue. Nous ne pouvons donc pas déterminer l'indice de la macle.

Rappelons à ce sujet qu'on peut gravement se tromper en déduisant le réseau d'un cristal de ses constantes géométriques. C'est pourtant ce qu'a fait M. G. Cesàro ⁽¹⁾ lorsqu'il a tenté d'expliquer la macle de la malachite par la forme de la maille du réseau. Cette explication suppose d'ailleurs que la face (001) est normale à l'arête [001], ce qui est inexact, puisque la face (001) et l'arête [001] font un angle de $91^{\circ}3'$.

Étant donné que la macle de la malachite est due à la pseudonormalité de la face (100) et de l'arête [100], deux macles correspondantes sont possibles : une macle ayant pour plan de macle (100) et une autre ayant pour axe de macle la rangée [100]. Nous croyons que la macle décrite par M. G. Cesàro avec plan d'accroissement à peu près horizontal appartient à la deuxième espèce.

(1) Voir *Bull. de la Société française de Minéralogie*, 1886, t. IX, p. 227.

**Sur les minéraux uranifères (pechblende,
ianthinite, kasolite, etc.) découverts à Wölsendorf (Bavière),
et sur un nouveau minéral d'uranium,**

par A. SCHOEP et A. SCHOLZ.

Il y a quelques années l'un de nous (Schoep) a présenté, dans une séance de la Société belge de Géologie, les premiers minéraux uranifères nouveaux de la mine de Shinkolobwe, au Katanga. Depuis lors, la liste des espèces qui constituent la paragenèse de ce gisement s'est allongée; on y distingue :

Uraninite (pechblende), quartz, linnéite, or, becquerelite, schoepite, ianthinite, fourmarierite, curite, soddyite, kasolite, sklodowskite, torbernite, dewindtite, dumontite, renardite, parsonsite, wulfénite, monazite, magnésite.

Un nouveau gîte de ces minéraux, ou, plus exactement, de quelques-uns d'entre eux, vient d'être découvert à Wölsendorf, bien connu des minéralogistes par son gîte de fluorite noire (violet foncé), dont les propriétés ont donné lieu à beaucoup de recherches intéressantes.

Wölsendorf est situé à environ 5 kilomètres au Sud de Naaburg. Wölsendorf et Naaburg sont situés sur la rivière Naab, affluent de gauche du Danube. Naaburg se trouve sur la voie ferrée qui va de Regensburg à Hof, et se trouve à 58 kilomètres au Nord de Regensburg.

On trouve cette fluorite noire dans plusieurs filons et veines, traversant le granite, et répartis radialement autour du Wölsenberg.

Quelques-uns de ces filons ont été ou sont encore exploités actuellement pour la fluorite que l'on emploie dans l'industrie métallurgique. On trouvera une description très complète de ce gîte, tant au point de vue minéralogique que géologique, dans un travail du D^r Drechsler ⁽¹⁾.

(1) D^r DRECHSLER, Zur Mineralführung und Chemie der Oberpfälzer Flussspatgänge. (*Bericht des naturwissenschaftlichen Vereines zu Regensburg*. XVIII Heft, 1924, S. I.)

En dehors de la fluorite noire on trouve dans ces filons plusieurs autres minéraux dont la liste figure dans le mémoire que nous venons de citer. La présence de certains minéraux uranifères tels que la pechblende, l'uranotile, l'uranocircite et la torbernite y a été signalée depuis longtemps dans une des exploitations des environs de Wölsendorf, notamment dans la Staatsbruch. Mais récemment on a découvert quelques-uns des minéraux radifères typiques de Shinkolobwe, non seulement dans la Staatsbruch, mais aussi dans une autre mine, la Pfeiffer-Bruch ou Fischer-Bruch, où l'on n'avait encore jamais signalé la présence d'un minéral uranifère. L'intérêt de cette découverte paraît n'être, pour le moment, que d'ordre purement scientifique, et c'est à cet égard seulement que nous tenons à la signaler.

Ces minéraux d'uranium ont été découverts dans les parties les plus profondes des mines en question, où ils tapissent les parois de cavités et de veines dans de la fluorite, de couleur violette si foncée qu'elle en paraît noire. Cette fluorite, raclée avec un couteau, dégage une odeur prononcée qui est due à du fluor; les ouvriers ont souvent été incommodés par le gaz qui se dégage en quantité relativement grande lors de l'abatage du minéral.

Les trente-deux spécimens recueillis par l'un de nous (Scholz) sont surtout composés de cette fluorite noire sur laquelle tranchent les couleurs orange et jaune des minéraux d'uranium. Nous décrirons ici quelques-uns des spécimens qui nous paraissent les plus intéressants.

Échantillon n° 2. — Fluorite noire recouverte de cristaux noirs, brillants, d'ianthinite, avec dewindtite et veinules remplies de quartz, galène, anglésite et fourmarierite.

Les cristaux d'ianthinite ont un autre habitus que ceux de Shinkolobwe; dans ce gîte on ne les trouve qu'en cristaux aciculaires; à Wölsendorf ces cristaux sont trapus. Les cristaux de fourmarierite se présentent ici avec deux couleurs différentes : il en est de rouge orange, comme à Shinkolobwe, et de bruns que nous observons pour la première fois; cette couleur ne peut être imputée à des inclusions; les cristaux sont parfaitement limpides.

Échantillon n° 3. — Torbernite, dewindtite et parsonsite sur cristaux de quartz rouge (à hématite) dans des cavités de fluorite noire.

On observe ici les mêmes inclusions dans les cristaux de parsonsite que celles décrites dans les cristaux de parsonsite du Katanga, mais en moins grande quantité; les cristaux restent microscopiques mais plus nets.

Échantillon n° 4. — Kasolite et barytite. Les cristaux de barytite sont colorés en jaune et pléochroïques.

Échantillon n° 7. — Longs cristaux prismatiques d'anglésite avec fourmarierite, dewindtite et ianthinite sur fluorite noire.

Échantillon n° 19. — Cristaux d'uranotile, dans des cavités de la fluorite noire. Ces cavités se sont visiblement formées par dissolution de la fluorite; quelques-unes sont simplement tapissées de petits cristaux de quartz.

Échantillon n° 9. — Pechblende massive (uraninite) montrant cette teinte un peu grise et verdâtre que l'on observe pour ce minéral au Katanga, et que nous attribuons ici aussi à la présence de cristaux d'ianthinite qui s'y trouvent; ces cristaux sont d'ailleurs visibles à l'œil nu; cette pechblende renferme aussi des cristaux de schoepite; elle est de plus entourée d'une croûte constituée essentiellement de schoepite et de becquerelite intimement mélangées et légèrement altérées par place. Cet échantillon est particulièrement intéressant par la grande similitude qu'il offre avec des pièces recueillies à Shinkolobwe, moins la fluorite qui n'a pas été trouvée au Katanga; l'élément fluor est représenté à Shinkolobwe par quelques rares achroïtes dans de la magnésie ou de la dolomie.

Il serait hasardeux de vouloir essayer d'établir un ordre de succession dans la cristallisation de ces minéraux d'après ce qu'on peut observer sur cet échantillon, car d'après l'échantillon n° 18, dont la description suit, il faudrait conclure à un tout autre ordre dans la cristallisation.

Échantillon n° 18. — Masse de pechblende devenant gris verdâtre par exposition à l'air (phénomène connu pour la pechblende du Katanga et attribué à l'ianthinite) avec cristaux de schoepite et cristaux fibro-radiés de becquerelite. La pechblende et la fluorite ont visiblement cristallisé ensemble.

Nous arrêterons ici cette description de quelques-uns des échantillons recueillis à Wölsendorf; les autres n'en sont que des variantes.

Il convient avant tout de signaler un nouveau gîte pour quelques-uns des minéraux d'uranium qui n'avaient jusqu'ici

été trouvés qu'au Katanga. Ces minéraux sont : l'*ianthinite*, la *kasolite*, la *parsonsite*, la *dewindtite*, la *fourmarierite*, la *becquerelite* et la *schoepite*.

Il est à noter que la curite relativement abondante à Shinkolobwe n'a pas été trouvée jusqu'ici à Wölsendorf. Par contre l'*ianthinite* et la *fourmarierite*, qui sont de grande rareté à Shinkolobwe, sont ici aussi abondantes que la *dewindtite*, par exemple.

La paragenèse de Wölsendorf comprend encore la pyromorphite, l'anglésite et la wulfénite; ce dernier minéral a aussi été rencontré à Shinkolobwe.

Telle que nous la donnons ici, elle est peut-être bien incomplète, car on semble en être à peine au début des découvertes

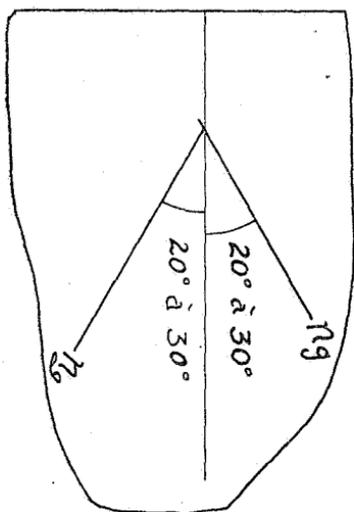


FIG. 1a.

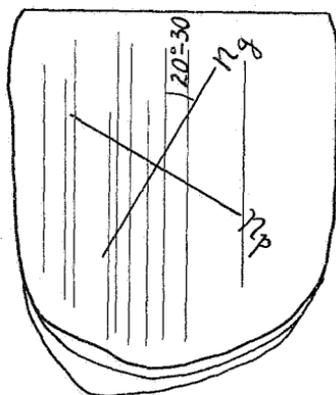


FIG. 1b.

minéralogiques dans ce nouveau gîte. Mais dès à présent cette paragenèse paraît bien être d'origine hydrothermale. L'un de nous (Schoep) a déjà émis cette hypothèse au sujet des minéraux uranifères du Katanga, mais avec des arguments certes moins convaincants que ceux que nous possédons à Wölsendorf. Ici, en effet, les minéraux d'uranium sont tous associés à la fluorite, dont l'origine pneumatolytique n'est pas douteuse.

On signale aussi à Wölsendorf la présence de linnéite; si cela se confirmait la paragenèse en deviendrait plus intéressante

encore, par une ressemblance plus grande qu'elle offrirait ainsi avec celle de Shinkolobwe. La linnéite est en effet un minéral rare.

Nouveau minéral. — En terminant cette note nous tenons à signaler plus particulièrement l'échantillon n° 20, sur lequel nous avons trouvé un minéral que nous n'avons pu rapporter à aucun minéral connu. Nous n'avons pu l'observer jusqu'ici que sous la forme de cristaux microscopiques disséminés dans nos préparations en petite quantité; leur couleur jaune par transparence nous fait supposer qu'il s'agit d'un minéral d'uranium, comme les minéraux auxquels il est associé. Nous pensons bien qu'il s'agit d'une espèce nouvelle comme le montrent ses constantes physiques; cependant, en l'absence de toutes données sur sa composition chimique, nous préférons attendre qu'un peu plus du minéral soit à notre disposition pour nous prononcer définitivement, et lui donner un nom. Nous donnons de toute façon, et dès à présent, les caractères de ce minéral :

Cristaux microscopiques jaunes, translucides, paraissant donner un clivage facile suivant une face à travers laquelle on observe une bissectrice aiguë; l'angle des axes optiques est relativement petit. La bissectrice aiguë est à peu près perpendiculaire au clivage. Le signe optique est négatif.

On mesure dans la lamelle deux indices de réfraction :

$$ng = 1,69$$

$$np = 1,68$$

Entre nicols croisés et en lumière blanche, les cristaux donnent une couleur de biréfringence bleue anormale et une mauvaise extinction; celle-ci s'obtient pour un angle de 20 à 30° que fait la direction de *ng* avec un système de stries parallèles que l'on observe sur les lames de clivage (fig. 1 *b*).

Les cristaux sont souvent maclés. L'extinction dans les cristaux maclés est de 20 à 30° mesurés entre la trace du plan de macle et la direction de *ng* (fig. 1 *a*).