Beiträge zur Geologie der Schweiz

Geotechnische Serie

Lieferung XIII — Band 2

Die Eisen- und Manganerze der Schweiz

Herausgegeben von der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung der schweizerischen Erzlagerstätten und der Geotechnischen Kommission der Schweiz. Naturforchenden Gesellschaft, mit Subvention der Eidgenossenschaft.

Matériaux pour la Géologie de la Suisse

Série géotechnique

Livraison XIII — Vol. 2

Les minerais de fer et de manganèse de la Suisse

Publié par la Société d'études pour la mise en valeur des gisements métallifères suisses et la Commission géotechnique de la Société helvétique des Sciences naturelles, subventionné par la Confédération.

Etude pétrographique des Minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses

par

L. DÉVERIN

avec 5 figures dans le texte et 20 planches de microphotographies

En commission chez : Kümmerli & Frey A.-G., Berne

1945

Imprimerie Baud, Lausanne

Beiträge zur Geologie der Schweiz

Geotechnische Serie

Lieferung XIII — Band 2

Die Eisen- und Manganerze der Schweiz

Herausgegeben von der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung der schweizerischen Erzlagerstätten und der Geotechnischen Kommission der Schweiz. Naturforchenden Gesellschaft, mit Subvention der Eidgenossenschaft.

Matériaux pour la Géologie de la Suisse

Série géotechnique

Livraison XIII — Vol. 2

Les minerais de fer et de manganèse de la Suisse

Publié par la Société d'études pour la mise en valeur des gisements métallifères suisses et la Commission géotechnique de la Société helvétique des Sciences naturelles, subventionné par la Confédération.

Etude pétrographique des Minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses

par

L. DÉVERIN

avec 5 figures dans le texte et 20 planches de microphotographies

Imprimerie Baud, Lausanne
1945

TABLE DES MATIERES

Préfaces de la Société d'études et de la Commission géotechnique V

Avant-propos VII

CHAPITRE I. — *Minerais de fer dans les Alpes helvétiques.*
Notions sommaires : 1. sur leur composition 1
2. sur leur position géologique 2
Questions de terminologie 5

CHAPITRE II. — *Opinions diverses sur la genèse des minerais de fer oolithiques.* 7

CHAPITRE III. — *Considérations sur la formation des grains à écorces stratifiées.* 17
Formation des ovulites chamositiques dans le Dogger des Alpes suisses. 18

CHAPITRE IV. — *Le minerai de fer de Chamosentze en Valais.*
Situation. — Etat du gisement 23
Composition du minerai 24
Procédés d'étude applicables aux minerais chamositiques 27
La chamosite 29
Les ovulites 33
Les restes organiques 37
Les ciments 38
Liste bibliographique 40

CHAPITRE V. — *Les minerais de l'Erzegg et de la Planplatte* (limite des cantons de Berne et d'Unterwald) 41
1. Roches à grains oolithiques en chamosite de teinte claire disséminés dans une gangue peu différenciée 44
2. Roches composées essentiellement d'ovulites chamositiques et d'Echinodermes chloritisés 47
3. Roches composées en majeure partie d'ovulites chamositiques liés par un ciment peu abondant 51
4. Oolithes à ciments carbonatés contenant des grains où la chamosite est partiellement remplacée par des oxydes de fer 53
5. Minerais à ovulites hématisés et chargés de magnétite, pris dans des ciments chloriteux ou hématisés 57
Conclusions 59

CHAPITRE VI. — *Oolithes ferrugineuses du pays de Glaris.*
Stratigraphie du Dogger dans la région du Glärnisch 61
Les minerais de fer du Glärnisch 63
1. Roches à grains oolithiques en chamosite 64
Caractères généraux des sédiments 64
Débris fossiles 65
Grains oolithiques 65
Ciments 67
Consolidation des sédiments et transformations des roches 67

Migrations de la chamosite 71
2. Minerais riches en oxydes de fer 74
Résumé 77

CHAPITRE VII. — *Les minerais de fer de la Windgälle (Maderanertal, canton d'Uri).*
Die Eisenerzgewinnung an der Windgälle von W. STAUB 79
Die unteren Eisengruben 79
Die oberen Gruben 80
Der Bergbau 81
Les minerais. Généralités 82
1. Roches à grains oolithiques de forme elliptique, verts ou décolorés, nettement distincts de leur ciment calcaréo-dolomitique 83
Dolomitisation 83
Un cas spécial de déminéralisation des grains oolithiques 84
Production de la magnétite 85
2. Roches à grains oolithiques indistincts, riches en chamosite bien verte et partiellement remplacée par la magnétite ou la sidérite 87
Composition de la chamosite de la Windgälle 88
Cristaux de chamosite 89
Minéraux issus de la chamosite altérée 90
3. Minerais à grains oolithiques étirés et parfois complètement laminés 90
Reliques fossiles 91
Etirement des grains oolithiques 92
Destruction des grains oolithiques 93
Minerais oeillés 93
Gangues 94
Résumé 94
Liste bibliographique 96

CHAPITRE VIII. — *Les minerais de l'Urbachtal* (Oberland bernois) 97
Position et état du gisement 97
Etude micrographique des minerais 98
Différenciation des minerais sélectionnés 99
Perfection des grains oolithiques 100
Déformation des ovulites ; absence de la magnétite 100
Migrations de la chamosite 101
Composition des minerais de l'Urbachtal 102

CHAPITRE IX — *L'oolithe ferrugineuse de Roggenegg* (canton de Schwyz) . . . 104
Nature des roches 104
Organismes 104
Grains oolithiques 105
Ciments 105
Rôle de la chamosite 106
Evolution des grains oolithiques 108
Evolution des ciments 110
Sphérolites 111
Conclusions 114
Listes bibliographiques 4, 7, 40, 96, 97

PREFACE DE LA SOCIETE D'ETUDES

« Les minerais de fer et de manganèse de la Suisse (Die Eisen- und Manganerze der Schweiz)», tel est le titre sous lequel la Société d'études pour la mise en valeur des gisements métallifères suisses (Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Erzlagerstätten) publiait en 1923 les résultats de ses enquêtes et recherches sur les fers pisolithiques, les hématites, les sidérites et sur les minerais de manganèse de notre pays. Deux ans plus tard, il fut convenu avec la Commission géotechnique que cette publication et toutes les suivantes traitant du même sujet seraient réunies à la collection des « Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, — série géotechnique — (Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechnische Serie) », dont elles constitueraient la XIIIe livraison, la publication citée plus haut formant le volume premier de la dite livraison.

En 1932, un nouveau volume parut sous le titre « Die schweizerische Eisenerzeugung, ihre Geschichte und wirtschaftliche Bedeutung ». On lui assigna le numéro 3, parce qu'il résumait tous les renseignements acquis jusqu'à cette date sur la valeur économique des gisements considérés et sur les perspectives ouvertes à leur exploitation. On prévoyait alors qu'un volume portant le numéro 2 allait bientôt rassembler les résultats des recherches sur les magnétites, les minerais du Dogger et tous les autres gîtes de fer.

Diverses circonstances, en particulier le déchaînement de la deuxième guerre mondiale, retardèrent successivement la publication du volume attendu. D'autre part, des reprises d'exploitations provoquées par l'état de guerre fournirent des résultats dépassant ce que prévoyaient des mémoires en partie achevés ou prêts à être imprimés qui, de ce fait, réclamaient un remaniement au moins partiel. Il s'avéra, en outre, qu'un seul volume ne suffirait pas à contenir tous les documents dont on disposait et que toute cette matière devrait se répartir en plusieurs tomes à publier ultérieurement.

Comme le travail de M. le professeur Déverin est achevé depuis un certain temps et qu'il donne une vue d'ensemble sur les caractères pétrographiques des minerais du Dogger alpin, il fut décidé avec la Commission géotechnique de le publier aussi tôt que possible en un volume séparé portant le numéro 2 de la XIIIe livraison.

Le mémoire de M. le professeur Déverin apporte une contribution notable à la connaissance des minerais de fer de la Suisse. Nous saisissons l'occasion qui se présente à nous de le remercier chaudement de son travail. Quant aux opinions exprimées dans le texte et à la portée des figures qui l'accompagnent, toute responsabilité en est laissée à l'auteur.

Berne, octobre 1945.

Le Président : von Anacker.
Le Directeur : H. Fehlmann.

PREFACE DE LA COMMISSION GEOTECHNIQUE

De nombreuses années se sont écoulées depuis que M. le professeur L. Déverin entreprit, à la demande de la Commission géotechnique et de la Société d'études pour la mise en valeur des gisements métallifères suisses, l'examen pétrographique des minerais de fer oolithiques du Dogger alpin. Les résultats de ces recherches devaient, selon le projet conçu, trouver place dans une monographie d'ensemble des minerais oolithiques du Dogger. De 1935 à la fin de 1939, M. Déverin remit à la Commission géotechnique les chapitres successivement terminés. Forcée par les circonstances à ajourner l'achèvement et l'impression d'un volume traitant des minerais oolithiques considérés sous tous les rapports, et vu d'autre part que l'étude pétrographique accomplie par le prof. Déverin constitue en soi un tout bien délimité, la Commission géotechnique décida, d'accord avec la Société d'études, de la publier en un volume séparé, portant numéro 2 de la livraison XIIIe intitulée : « Les minerais de fer et de manganèse de la Suisse ».

Les opinions exprimées par l'auteur et la portée des figures jointes à son texte sont laissées à sa seule responsabilité.

Zürich, octobre 1945.

Pour la Commission géotechnique
de la S. H. S. N. :

Le Président : Prof. P. Niggli.
Le Secrétaire : Dr F. de Quervain.

AVANT-PROPOS

L'étude pétrographique des minerais de fer oolithiques du Dogger alpin fut une œuvre de longue haleine : il n'y a pas moins de 20 ans qu'elle fut entreprise à l'instigation de M. le Professeur P. Niggli, président de la Commission géotechnique de la S. H. S. N. Sans entrer dans le détail des circonstances qui en retardèrent l'achèvement, on peut dire qu'elles donnèrent à l'auteur le temps de faire plusieurs fois le tour de sa collection d'échantillons ; de la compléter ; de revoir à diverses reprises les notions suggérées par l'examen des préparations tirées de chaque gisement et de les refondre lorsqu'elles s'appliquaient mal aux autres ; de faire un choix sévère parmi les interprétations lentes à se faire jour, de façon à ne garder qu'un lot restreint d'hypothèses cohérentes qui, dûment contrôlées à l'exception d'une seule, se développèrent en concepts à ranger parmi ceux dont il faudra désormais tenir compte en pétrographie. Si, telle qu'elle est décrite ici, l'histoire de nos oolithes alpines souffre encore de lacunes, si elle mérite des critiques, elle reste certainement à l'abri du reproche qui l'accuserait d'être fondée sur des théories fabriquées hâtivement. Au surplus, si des doutes sur la réalité des faits allégués dans ce travail devaient subsister, vérification pourrait se faire sur la collection des préparations originales et des échantillons-témoins déposée au Laboratoire de minéralogie de l'Université de Lausanne.

Durant cette longue gestation, l'auteur a sollicité de divers côtés une aide qui lui fut accordée avec autant d'empressement que de bonne grâce. Il a contracté de ce fait de nombreuses dettes de reconnaissance. Parmi ceux qui ont droit à sa gratitude, il faut citer :

M. le Professeur P. Niggli, dont la bienveillance inlassable assura la continuité de l'œuvre qu'il avait inspirée ;

M. le Dr H. Fehlmann, ingénieur à Berne, qui mit à la disposition de l'auteur les analyses exécutées pour le compte de la Société d'études pour la mise en valeur des gisements métallifères suisses ;

M. le Professeur A. Jeannet, qui guida l'auteur dans ses premières excursions à la Windgälle et au Glärnisch, et qui lui révéla l'existence du gisement de Roggenegg ;

M. le Professeur N. Oulianoff, à qui l'on doit l'exécution des photographies illustrant le présent travail ;

M. le Professeur J. Jakob, qui se chargea d'analyser la chamosite de Chamosentze et de la Windgälle ;

M. le Dr E.-G. Bonnard, qui conduisit l'auteur au gîte de Chamosentze, situé dans le territoire dont il avait levé la carte géologique ;

M. le Dr W. Staub, qui écrivit une notice complétant le chapitre traitant des minerais de la Windgälle.

M. le Dr H. Suter, qui collabora aux recherches en cours sur les gisements de l'Erzegg et de la Planplatte.

Ce n'est pas seulement à ces confrères et amis heureusement vivants parmi nous que va notre reconnaissance, c'est aussi à la mémoire de maîtres et de collègues disparus.

Qu'un révérent hommage de gratitude s'adresse d'abord au souvenir de Lucien Cayeux, membre de l'Institut, jadis professeur au Collège de France. Pour justifier ce geste, il suffira de rappeler que c'est à un élève formé dans son laboratoire que le professeur P. Niggli jugea opportun de confier l'étude des minerais oolithiques de nos Alpes. Si ces recherches ont donné des résultats imprévus, pas toujours conformes aux règles qui devaient, semblait-il, s'appliquer à l'ensemble des minerais oolithiques, il n'en est pas moins certain que, faute de pouvoir s'étayer sur l'œuvre magistrale de Cayeux et puiser au trésor des observations accumulées par lui, la présente étude serait difficilement venue à maturité.

Un souvenir d'affectueux respect reste gravé dans la mémoire de quiconque visita les gisements de l'Erzegg et de la Planplatte en compagnie du professeur Paul Arbenz, qui connaissait à merveille les environs du Melchsee : combien la géologie de ces lieux devenait simple et attrayante sous la conduite d'un guide aussi sûr, aussi enjoué, et d'autant plus regretté !

A qui fallait-il s'adresser si ce n'est au vénéré prorecteur J. Oberholzer pour obtenir des renseignements de toute sorte sur le pays de Glaris ? Des échantillons de minerai, des dessins — dont l'un orne ce volume — il vous les procurait promptement et avec tant d'obligeance que le bénéficiaire en restait confus.

* * *

Il convient enfin de rappeler que ce n'est pas à la faveur d'appuis uniquement moraux que ce travail a pu s'achever. Les dépenses qu'il comportait ont été couvertes par des subventions de la Commission géotechnique, qui partage encore les frais d'impression avec la Société d'études pour la mise en valeur des gisements métallifères suisses. C'est donc à une large part de nos remerciements que ces 2 institutions peuvent prétendre. Il va sans dire que le solde de la dette de gratitude dont le compte vient d'être fait est payé de bon cœur.

Laboratoire de minéralogie et de pétrographie
Mai 1945. *de l'Université de Lausanne.*

L. Déverin.

CHAPITRE I. — INTRODUCTION

Minerais de fer oolithiques des Alpes helvétiques

Notions sommaires : I. *sur leur composition ;*
II. *sur leur position géologique.*

I. Les minerais étudiés ici sont des roches d'origine *sédimentaire* constituées en milieu *marin* comme le prouvent les nombreux restes fossiles d'animaux qu'elles renferment. Leur dépôt s'est accompli sous une eau peu profonde, sur un fond à déclivité accusée, fréquemment remanié par les courants et par l'agitation des vagues. L'altitude du fond recouvert par le dépôt était sujet à des oscillations, mais les contours de la côte voisine subissaient aussi des modifications fréquentes, tantôt par *transgression* de la mer sur le continent, tantôt par *régression.*

La reconstitution des conditions régnant sur l'emplacement de nos gisements de fer au moment de leur naissance est le résultat des observations faites tant sur le terrain par le géologue qu'au laboratoire par le pétrographe. L'emploi du microscope permet de reconnaître dans tous nos minerais des composants que l'on peut répartir en 3 groupes. Ce sont :

a) des *débris d'organismes marins :* articles de Crinoïdes, plaques et piquants d'Oursins, fragments de coquilles de Mollusques, spicules d'Eponges, etc. ;

b) des *grains oolithiques* de forme ellipsoïdale ou lenticulaire déjà distincts à l'œil nu et faits de couches concentriques de matière ferrugineuse enveloppant un *noyau* de nature variable : débris d'organismes plus ou moins minéralisés, fragment de minerai préexistant, etc. C'est à la présence de tels grains arrondis, comparables à des œufs minuscules que les roches qui en renferment doivent leur nom d'*oolithes.* La substance ferrugineuse la plus fréquente dans l'écorce des grains oviformes, et caractéristique des minerais restés francs d'altération depuis leur origine, est la *chamosite,* silicate ferro-magnésien dont la composition, d'ailleurs variable, s'exprime par des formules telles que

Al_2O_3 .	3(Fe, Mg) O .		2 SiO_2 .		3H_2O		(d'après Zalinski)
5 »	14 »		7 »		12 »		(d'après Jung et Köhler)
3 »	9 »		8 »		8 »		(d'après les analyses récentes
4 »	11 »		7 »		10 »		du Prof. J. Jakob)

c) le *ciment* ou *gangue* des composants *a)* et *b)* ; c'est le produit de la consolidation de la vase sous-marine où ceux-ci vinrent s'enfouir. Cette vase comprenait : 1° des détritus en général finement moulus, les uns inorganiques et siliceux, les autres d'origine organique et faits principalement de calcaire magnésien ; 2° de précipités issus de la réaction mutuelle des substances dissoutes ou dispersées dans l'eau de mer, avec intervention éventuelle de micro-organismes (bactéries et autres) vivant dans l'eau ou dans la vase.

Il y a de la chamosite ailleurs que dans les grains oolithiques : ce silicate imprègne souvent les organismes fossiles ainsi que la gangue du minerai. A sa composition prennent également part d'autres substances ferrifères : des sulfures, des carbonates et des oxydes hydratés ou non.

II. — *Situation géologique des minerais de fer oolithiques dans les Alpes suisses.*

Les minerais étudiés ici s'insèrent dans la tranche moyenne des terrains mésozoïques qui constituent le système jurassique. Cette tranche, dont l'épaisseur varie de 40 à 300 mètres, est celle que les géologues suisses désignent volontiers sous le nom de *Dogger*. La présence du fer qui y est disséminé se

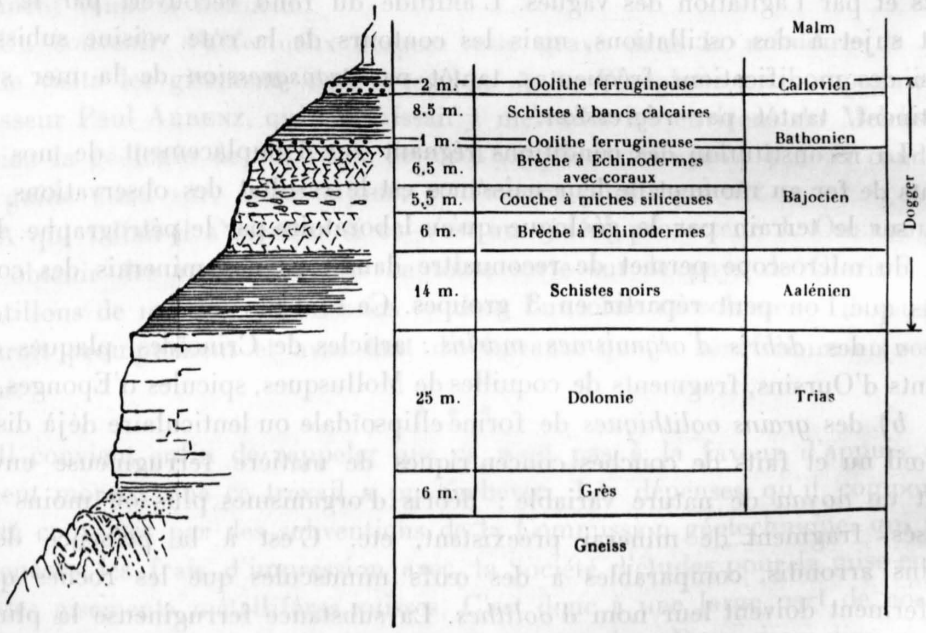


Fig. 1. — Profil du Dogger et du Trias à l'ouest de Matt dans l'Erstfeldertal, à la lisière nord du massif de l'Aar, d'après Aug. Tobler et Alb. Heim.

trahit par des teintes ocreuses justifiant l'appellation de « brauner Jura » appliqué naguère à cette formation. Les fossiles, et spécialement les Ammonites qui s'y rencontrent, permettent d'y distinguer 4 étages, qui sont, de haut en bas : le Callovien, le Bathonien, le Bajocien et l'Aalénien. Ces étages sont bien représentés dans le profil ci-contre (fig. 1), relevé près d'Erstfeld (canton d'Uri)

par Aug. Tobler et redessiné d'après Alb. Heim pour tenir compte des épaisseurs mesurées par Tobler. Ici comme ailleurs sur le pourtour des anciens massifs cristallins (massifs de l'Aar et du Mont-Blanc), le Dogger est *autochtone :* il est resté adhérent à son socle primitif par l'intermédiaire du Trias sur lequel il est en transgression ; la mer où se sont formés les dépôts du Jurassique moyen s'est donc étendue sur une surface non couverte au préalable par les sédiments liasiques sur lesquels le Dogger devrait normalement reposer. Il en est autrement dans les masses déplacées par les mouvements orogéniques alpins : dans ces nappes (= Decken) arrachées par charriage à leur substratum primitif, le Dogger succède généralement au Lias sans interruption, et les lacunes statigraphiques, lorsqu'il en existe, sont ailleurs.

L'épaisseur totale du Dogger dans le profil de la fig. 1 est de 43 m. Mais la puissance et la composition de ses assises varient d'un gisement à l'autre. Cela signifie que les conditions régnant dans le milieu marin où elles se sont déposées changeaient de place en place. Ainsi les 9 profils relevés par Tobler sur la bordure septentrionale du massif de l'Aar accusent des variations de 13 à 50 m. dans l'épaisseur du Dogger. MM. Collet et Paréjas l'ont trouvé réduit à 10 m. dans les parages de la Jungfrau. Des écarts plus amples encore ont été constatés dans les nappes glaronnaises. Toutes ces modifications sont relatées en détail dans des publications dont la liste est donnée plus loin.

La fig. 1 a été choisie pour illustrer 2 faits importants :

1° Les débris d'Echinodermes sont assez largement répandus dans le Dogger pour constituer la majeure partie des roches (dites brèches à Echinodermes) de certains étages.

2° Les oolithes ferrugineuses apparaissent à 2 niveaux du Jurassique moyen. L'une se situe à la base du Bathonien ; l'autre peut constituer à elle seule tout l'étage callovien.

Les termes par lesquels on désigne couramment l'oolithe bathonienne sont forgés de deux façons : le premier (Bifurcaten-Oolith) fait allusion à une particularité de la coquille des Ammonites de l'étage en question ; le second (Parkinsoni-Oolith) utilise le nom d'espèce de l'Ammonite caractéristique du niveau considéré. Quant à l'oolithe callovienne, son appellation favorite parmi les géologues suisses — (Blegi-Oolith) — s'inspire du fait qu'elle est bien développée à proximité de l'Oberblegi-See, qui se loge dans un contrefort au SE du Glärnisch.

Il est plutôt rare de voir les deux oolithes coexister dans un même profil. C'est là une des raisons pour lesquelles les géologues ont eu tant de peine à les distinguer. Encore n'y a-t-il pas toujours lieu de le faire ; un fait, déjà constaté par C. Moesch et vérifié depuis lors par MM. Collet et Paréjas le prouve: c'est que des fossiles bathoniens et calloviens gisent réunis dans l'oolithe exploitée jadis à la Stufensteinealp et au Mattenbach, au pied de la Jungfrau. Se trouve-t-on là en présence d'un cas exceptionnel de persistance du

régime oolithique du Bajocien au Callovien, ou bien devant un effet de remaniement par la mer d'un sédiment imparfaitement consolidé ?

C'était un régime vacillant que celui-là, encore inconnu dans nos mers actuelles, dont l'instabilité se trahit par l'inconstance des couches constituées pendant sa durée ; les conditions qu'il comportait, d'abord réalisées en quelques points immergés à proximité des côtes du continent bathonien, puis supprimées pour un temps, furent rétablies sur une grande échelle tout le long des rives battues et envahies par la mer callovienne. On constate, en effet, que l'oolithe de cet âge se développe sur un front bien plus étendu que son aînée ; on l'a suivie entre la Dent de Morcles et Chamosentze en passant par le cirque de Fully, puis à la lisière nord du massif de l'Aar à travers la Suisse centrale et jusqu'aux confins de la Suisse orientale. C'est dans cette région que la répartition des sédiments sur le fond de la mer à diverses époques a été étudiée avec grand soin par Arn. Heim ; il note que, en dépit de la persistance de l'oolithe callovienne, son épaisseur reste partout médiocre : elle oscille généralement entre 0,5 et 2 m. On peut ajouter qu'il en est de même dans les Alpes occidentales dont cet auteur ne parle pas : à Chamosentze, par exemple, on vérifie aisément que c'est moins par un renflement des bancs oolithiques que par un empilement de plis locaux qu'une puissance dépassant 10 m. est atteinte.

A l'encontre d'Arn. Heim, qui tient l'oolithe ferrugineuse pour un dépôt de mer profonde, nous y voyons un sédiment brassé bien des fois par les vagues avant son durcissement. La distribution des débris fossiles et des grains oolithiques dans leur gangue est loin de se montrer uniforme. A petite échelle déjà, on constate que les éléments enfouis dans la vase ont subi un triage mécanique : ils sont grossièrement classés par calibres, et les grains d'un même calibre ne constituent pas des lits d'épaisseur constante sur une grande étendue, mais bien plutôt des lentilles s'étendant horizontalement sur quelques centimètres ou quelques décimètres, rarement sur plusieurs mètres.

* * *

On s'est borné dans ce qui précède à définir succinctement les rapports des oolithes ferrugineuses avec les couches qui les enserrent, sans insister sur les variations de faciès et de puissance que celles-ci éprouvent d'un gisement à l'autre, pas plus que sur les arguments paléontologiques qui permettent de les dater. Le lecteur trouvera d'amples détails sur la stratigraphie du Dogger oolithique dans les ouvrages suivants, qui renferment de leur côté de nombreuses indications bibliographiques.

1. E.-G. Bonnard. Monographie géologique du massif du Haut de Cry. — *Matér. carte géol. Suisse*, nouv. sér., 57e livr. Berne 1926.
2. J. Cadisch. Geologie der Schweizeralpen. Zürich 1934.
3. L.-W. Collet et E. Paréjas. Géologie de la chaîne de la Jungfrau. — *Matér. carte géol. Suisse*, nouv. sér., 63e livr., Berne 1931.
4. Alb. Heim. Geologie der Schweiz. Bd. II, Lief. 4, Leipzig 1920.

5. Arn. Heim. Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe III. — *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F., 24. Lief., Berne 1916.
6. E. Kündig und F. de Quervain. Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz, mit Uebersichtskarte 1 : 600000. Bern 1941.
7. C. Moesch. Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen dem Reuss und Kiental. — *Beitr. geol. Karte Schweiz* 24, III. Abt., Bern 1894.
8. F. Müller. Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen. — *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F., 74. Lief., Bern 1938.
9. J. Oberholzer. Geologie der Glarneralpen. Textband und Atlas. — *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F., 28. Lief., Bern 1933.
10. C. Schmidt. Bericht über die Eisenvorräte der Schweiz. The iron ore resources of the world. XI. *Geol. Kongr. Stockholm* 1910, vol. I, p. 107.
11. W. Staub. Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. — *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F., 32. Lief. mit Spezial-Karte nº 62, Bern 1911.
12. A. Tobler. Ueber die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. — *Verhandl. naturf. Ges. Basel*, Bd. 12 (1897), S. 25-107.

* * *

A l'exception d'un seul (Roggenegg), tous les minerais étudiés ici proviennent de gisements où l'oolithe callovienne a été exploitée :

à Chamosentze près Chamoson, en Valais ;
à l'Erzegg et à la Planplatte, au NE de Meiringen (Oberland bernois) ;
à la Rothenfluh, dans l'Urbachtal (Oberland bernois) ;
aux abords de la Windgälle (canton d'Uri) ;
sur le pourtour du Glärnisch (canton de Glaris).

Le gisement de l'Erzhubel a été vainement cherché à l'endroit où le situent la carte de C. Schmidt et une autre plus récente (Nos 6 et 10 de la liste précédente). Sa position exacte a été repérée par Franz Müller (8) : dans les parages de Hohbühl et de Brächli, sur le flanc sud-ouest du Pfaffenkopf, et non pas au N d'Innertkirchen.

Des monographies détaillées des gîtes de Chamosentze et de l'Erzegg-Planplatte devant paraître ultérieurement, il n'y a pas lieu de donner ici sur leur position géologique des indications autres que celles qui sont strictement indispensables pour encadrer leur description pétrographique. Quant aux autres gisements énumérés plus haut, s'ils ont cessé d'intéresser le technicien, ils méritent encore de retenir l'attention de celui qui scrute l'origine des minerais de fer oolithiques. L'un d'eux, tout au moins, celui de la Windgälle, sera l'objet d'une description géologique de quelque étendue.

QUESTIONS DE TERMINOLOGIE

Plus d'un tiers de siècle s'est écoulé depuis que Kalkowski dénonçait les inconvénients de l'emploi du même mot — *oolithe* — pour désigner tantôt une roche renfermant des grains revêtus d'écorces stratifiées, tantôt l'un de ces grains. Il donnait à cet élément caractéristique de la roche qui le contient le nom d'*Ooid*. Adoptée d'emblée par les auteurs qui s'expriment en allemand,

la réforme proposée par Kalkowski n'a pas été accueillie partout avec la même faveur. Il en est résulté une grande confusion à laquelle il est urgent de mettre fin : si le disgracieux vocable *ooïde*, qui pèche contre les lois de l'euphonie, paraît rebutant, que la discrimination nécessaire soit faite à l'aide du terme *ovulite* forgé par Bucher pour désigner le même objet. Tel est l'usage qui sera de règle ici : on appellera *ovulite* ou *grain oolithique* la balle ellipsoïdale à écorce stratifiée qui est l'élément caractéristique des roches oolithiques.

Un autre redressement s'impose : il concerne l'emploi du mot *métasomatose*, qui signifie transposition matérielle (Verdrängung). Détourné par E. Haug (Traité de géologie, pp. 96, 177 et 369) de son sens étymologique qu'il a gardé en lithologie, ce terme fut dès lors appliqué par plusieurs savants de langue française à toutes sortes d'altérations subies par les roches dans la zone superficielle de l'écorce terrestre. Les lexiques sont là pour attester qu'il y a infraction aux règles d'une terminologie bien établie lorsqu'on invoque la métasomatose à propos de la décalcification superficielle d'un grès ou de la cimentation d'un conglomérat par de la calcite infiltrée. Il faut réserver le mot de métasomatose aux processus comportant un échange de la matière qui constitue un corps soumis à transformation contre d'autres substances venant remplacer la première.

CHAPITRE II

Opinions diverses sur la genèse des minerais de fer oolithiques

La genèse des oolithes ferrugineuses a été discutée et longuement débattue par plusieurs auteurs, surtout depuis le début de ce siècle. Le résultat de ces controverses est, en somme, peu satisfaisant. Le présent travail jettera-t-il quelque lumière sur les points restés obscurs ? Nous l'espérons.

Nous savons que nos observations ne portent que sur quelques points d'un territoire très restreint, que nos gisements suisses font modeste figure à côté des grands bassins miniers de France, d'Allemagne, d'Angleterre et d'Amérique. Quoique ne réunissant pas toute la collection des types connus, ils nous ont pourtant fourni des préparations assez nombreuses et assez variées pour nous permettre d'apprécier la portée des arguments échangés entre les savants étrangers qui ont étudié des minerais analogues aux nôtres et de choisir, parmi les interprétations souvent contradictoires des faits observés, celles qui semblent s'adapter le mieux à nos oolithes ferrugineuses. C'est pourquoi, avant d'aborder la description détaillée des gisements suisses, nous allons tâcher de faire l'inventaire des résultats acquis dans l'étude générale des minerais de fer oolithiques, et de tirer ensuite de notre fonds d'observations des arguments justifiant l'adoption, le rejet ou la modification d'opinions antérieurement exprimées.

Les travaux des auteurs qui ont traité de questions analogues à celles qui se sont posées à nous au cours de ce travail sont énumérées dans la liste suivante, forcément incomplète à cause de l'état des communications en Europe au moment (mai 1945) où nous y mettons la dernière main.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

13. J.-P. Arend. La genèse des oolithes. — *C. R. Acad. Sci.* 194 (1932), 736.
14. — La constitution des minerais oolithiques et ses rapports avec le faciès des couches. — *Ibid.* 194 (1932), 990.
15. — Le mode de formation des gisements oolithiques en Lorraine et au Luxembourg. *Ibid.*, p. 1172.
16. — Le mélange originel des minerais oolithiques lorraine-luxembourgeois. — *Ibid.* 195 (1932), 54.

17. R. van Aubel. La genèse des gîtes de fer sédimentaires. — *Rev. gén. Sci.* 38 (1927), 14.
18. F. Behrend und G. Berg. Chemische Geologie. Stuttgart 1927.
19. G. Berg. Ueber die Struktur und Entstehung des lothringischen Minetterze. — *Zeitsch. D. geol. Ges.* 73 (1921), 113.
20. — Die Entstehung der sedimentären Eisenerze. — *Geol. Rundschau* 15 (1924), 97.
21. — Oolith-Studien au deutschen Jura-Eisenerzen. — *Zeitsch. prakt.* Geol. 48 (1940), 143.
22. A. Bergeat. Das Meggener Kies-Schwerspatlager als Ausscheidung auf dem Grunde des mitteldevonischen Meeres. — *Zeitsch. prakt. Geol.* 22 (1914), 237.
23. K.-C. Berz. Ueber die Natur und Bildungsweise der marinen Eisensilikate, insbesondere der chamositischen Substanzen. — *Fortschr. Geol. u. Paläont.* 11 (1926).
24. Beyschlag, Krusch und Vogt. Die Eisenerzlager. Aus : *Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine,* Bd. II, 2. Stuttgart 1913.
25. J. Bichelonne et P. Angot. Pétrographie des minerais de fer de Lorraine. Le bassin ferrifère de Lorraine, publié par le Comité des Forges et des mines de fer de l'Est de la France. Nancy et Strasbourg 1939.
26. Bleicher. Sur la structure microscopique du minerai de fer oolithique de Lorraine. — *C. R. Acad. Sci.* 114 (1892), 590.
27. — Sur la structure microscopique des oolithes du bathonien et du bajocien de Lorraine. *Ibid., p.* 1138.
28. M. Boileau. L'enrichissement du minerai lorrain. — *Chimie et Industrie* 40 (1938), 107 T.
29. A. Bonte. Sur l'origine et la genèse du minerai de fer oxfordien de Neuvizy (Ardennes). — *C. R. Acad. Sci. Paris* 208, (1939), 452.
30. Bourgeat. Observations sur la structure de quelques dépôts ferrugineux des terrains secondaires. — *C. R. Acad. Sci.* 110 (1890), 1085.
31. R. Brinkmann. Die sedimentären Eisenerze des Generalgouvernements (Polen !). — *Zeitsch. prakt. Geol.* 49, (1941), 68.
32. W.-H. Bucher. On oölites and spherulites. — *Journ. Geol.* 26 (1918), 593.
33. E.-F. Burchard. The Clinton iron-ore deposits in Alabama. — *Bull. Amer. Inst. mining Engin.* 1908, 997.
34. L. Cayeux. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. — *Mém. carte géol. France,* Paris 1916.
35. — Les minerais de fer oolithique de France. I. Minerais de fer primaires. — II. Minerais de fer secondaires. *Etude gîtes minér. France,* Paris 1909 et 1922.
36. H.-L. Chhiber et L.-D. Stamp. Oolite, pisolite and torolite. — *Geol. Mag.* 1926, 96.
37. F.-W. Clarke et W.-C. Wheeler. The inorganic constituents of marine invertebrates. — *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper* 124, 1922.
38. F. Czermak. Zwei Eisenerzvorkommen marinsedimentärer Entstehung in Nord-Serbien. — *Zeitsch. prakt. Geol.* 33 (1925), 175.
39. L. Dangeard. Foraminifères enveloppant des oolithes et des pisolithes. — *Bull. soc. géol. Fr.* (4) 30, (1930), 173.
40. L. Déverin. Origine des ovulites chamositiques dans les minerais de fer oolithiques de la Suisse. Migrations de la chamosite. — *Actes Soc. helv. Sci. nat.* 119 (1938), 64. — *Bull. suisse minér. pétrogr.* 18 (1938), 672.
41. Id. Les minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses. *Bull. suisse minér.,* 20 (1940), 101. — *Matér. géol. Suisse, sér. géotechnique,* Bull. nº 8, Zürich 1940.
42. Id. Etude lithologique des roches crétacées des Alpes-Maritimes. *Bull. carte géol. France,* nº 150 (1923).
43. W.-T. Dörpinghaus. Eisenerzlagerstätten vom Chamosittypus bei San Miguel de las Duenas in der nordspanischen Provinz Leon. — *Arch. Lagerstättenforsch.* H. 16, Berlin 1914.

44. B. Doss. Ueber die Natur und Zusammensetzung des in den miocänen Tonen des Gouvernments Samara auftretenden Schwefeleisens. *N. Jb. f. Min.*, BB. 33 (1912), 662.

45. Id. Melnikowit, ein neues Eisenbisulfid, und seine Bedeutung für die Genesis des Kieslagerstätten. — *Zeitschr. prakt. Geol.* 20 (1912), 453.

46. W. von Engelhardt. Die Strukturen von Thuringit, Bavalit und Chamosit und ihre Stellung in der Chloritgruppe. — *Zeitsch. Kristallogr.* 104 (1942), 142.

47. F. Gaub. Die jurassischen Oolithe der schwäbischen Alb. — *Koken's geol. u. paläont. Abh.*, N. F. IX, 1, (1910).

48. Gmelin's Handbuch der anorganischen Chemie, 8. Aufl. Syst. Nr. 59, *Eisen*, Teil A 1, Berlin 1929.

49. F. Grout. The nature and origin of the Biwabik iron-bearing formation of the Mesabi Range, Minnesota. — *Econ. Geol.* 14 (1919), 452.

50. J.-W. Gruner. The origin of sedimentary iron formations : the Biwabik formation of the Mesabi Range. — *Econ. Geol.* 17 (1922), 407.

51. G. Gilbert. Oxidation and Enrichment at Ducktown, Tenn. — *Trans. Amer. Inst. Mining Engin.* 70 (1924), 998.

52. A. Hadding. Den Järnmalmförande Lagerserien i sydöstra Skane. *Sver. geol. Undersök.*, Ser. C, 376, Arsbok 27 (1933).

53. A.-F. Hallimond. Iron ores : bedded ores of England and Wales. — *Spec. Rep. miner. resources Great Britain* 29, London 1925.

54. Id. On the relation of chamosite and daphnite to the chlorite group. — *Miner. Magaz.* 25 (1939), 441.

55. H. Harassowitz. Das Vorkommen der Eisenoxyde in der Natur. — *Zeitsch. D. geol. Ges.* 83 (1931), 491.

56. Id. Anchimetamorphose, das Gebiet zwischen Oberflächen- und Tiefenumwandlung der Erde. — *Ber. Oberhess. Ges. Naturk.* 12 (1927), 9.

57. A. Hasebrink. Das Eisenerzvorkommen von Wabana (Neufundland). — *Glückauf* 62 (1926), 553.

58. J.-E. Hawley and A.-P. Beavan. Mineralogy and genesis of the Mayville iron ore of Wisconsin. — *Amer. Mineral.* 19 (1934), 493.

59. A.-O. Hayes. Wabana iron ore of Newfoundland. — *Canada Dept. Mines, Geol. Surv. Mem.* 78, (1915).

60. Id. Further studies on the origin of the Wabana iron ore of Newfoundland. — *Econ. Geol.* 24 (1929), 687.

61. C.-R. van Hise and K.-C. Leith. The geology of the Lake Superior region. — *Monogr. U. S. geol. Surv.* 52 (1911).

62. Holzner. (Nature du minerai calcique contenu dans les minerais de fer de Thuringe). — *Chemie der Erde* 10 (1936), 409.

63. K. Hummel. Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (= submarine Gesteinszersetzung). — *Geol. Rundschau* 13 (1922), 40 u. 97.

64. Id. Zur Frage der Entstehungsweise von Eisenoolithen und Roteisensteinen. — *Centralbl. Mineral.* 1924, 679.

65. Id. Grünerden Südtyrols und sonstige halmyrolytische Eisensilikate. *Chem. Erde* 6 (1931), 468.

66. H.-S. Jobbins. Oölitic pyrite, Wabana, Newfoundland. — *Econ. Geol.* 36 (1941), 108.

67. H. Jung und E. Köhler. Untersuchungen über den Thüringit von Schmiedefeld in Thüringen. — *Chem. Erde* 5 (1930), 183.

68. Id. Untersuchungen über den Chamosit von Schmiedefeld in Thüringen. — *Chem. Erde* 6 (1931), 275.

69. Kalkowsky. Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. — *Zeitsch. D. geol. Ges.* 1908, 68.

70. W. Kegel. Ueber oolithische Eisenerze im produktiven Karbon des Aachener und Erkelenzer Kohlenreviers. — *Jahrb. preuss. geol. Landesanst.* 44 (1923), 465.

71. Id. Zur Kenntnis der devonischen Eisenerzlager in der südlichen Lahnmulde. — *Zeitsch. prakt. Geol.* 31 (1923), 1, 20, 36.

72. W. Klüpfel. Beziehungen zwischen Tektonik, Sedimentation und Paläogeographie in der Wesererzformation des Ober-Oxford. — *Zeitsch. D. geol. Ges.* 78 (1926), 178.
73. E. Krenkel. Die Eisenerze Europas. *Naturwiss.* 14 (1926), 173.
74. A. Kumm. Ueber sekundäre Mineralbildungen im Brauneisenoolith des unteren Lias von Harzburg und ihre Bedeutung für die Oolithbildung. — *Centralbl. Mineral.* 1924, 166, 201.
75. Id. Ueber die Entstehungszeit der Eindrücke und ihre geologische Bedeutung unter besonderer Berücksichtigung oolitischer Gesteine. — *Geol. Rundsch.* 16 (1925), 178, 257.
76. Id. Zur Klassifikation und Terminologie der Sphärite. — *Zeitsch. D. geol. Ges.* 78 (1926), 1.
77. A. Lacroix. Sur la structure et les propriétés optiques de divers silicates compacts ou terreux. — *C. R. Acad. Sci.* 121 (1895).
78. Id. Minéralogie de la France et de ses colonies. Paris 1893-1913.
79. C.-K. Leith. The Mesabi iron-bearing district of Minnesota. — *Monogr. U. S. geol. Surv.* 43 (1903).
80. H. Leitmeyer. Entstehung der Oolithe (Minette). — Doelter's *Handb. der Mineralchemie* III, 2, 759.
81. W. Lindgren. Sedimentary iron ores in : *Mineral deposits*, 4th edit., New-York and London 1933.
82. M. Lugeon. Sur le Sidérolithique des Hautes Alpes calcaires. — *Bull. soc. vaud. sci. nat.* 51 (1917), 189.
83. C.-A. Merritt. Iron Ores of the Wichita Mountains, Oklahama. — *Econ. Geol.* 34 (1939), 268.
84. S. Meunier. Sur l'origine et le mode de formation du minerai de fer oolithique de Lorraine. — *C. R. Acad. Sci.* 132 (1901), 1008.
85. Id. Origine et mode de formation des minerais de fer oolithique. — *Ibid.* 142 (1906), 855.
86. E.-S. Moore and J.-E. Maynard. Solution, transportation and precipitation of iron and silica. — *Econ. Geol.* 24 (1924), 272, 365, 506.
87. J. Orcel. Recherches sur la composition chimique des chlorites. — *Bull. soc. franç. minéral.* 50 (1927), 74-448.
88. S. Palmqvist. Geochemical Studies on the Iron-bearing Liassic Series in Southern-Sweden. — *Meddel. Lunds geol--miner. Inst.*, nº 60, 1935.
89. W.-C. Phalen. Origin und occurrence of certain iron ores of northeastern Kentucky. *Econ. Geol.* 1 (1906), 660.
90. O. Pratje. Rezente marine Eisen-Ooide aus der Nordsee. — *Centralbl. Mineral.* 1930 B, 289.
91. W. Pulfrey. The iron-ore oolites and pisolites of North-Wales. — *Quart. J. geol. Soc.* 89 (1933), 401.
92. O.-M. Reis. Zur Geologie der Eisenoolitheführenden Eocänschichten am Kressenberg in Bayern. — *Geogn. Jahresh.* 10 (1897), 24.
93. A. Rivière. Données expérimentales sur les conditions physico-chimiques de la sédimentation ferrugineuse en milieu marin. — *C. R. Soc. géol. Fr.* 1942, 200.
94. V. Rodt. Das gelbe Eisenoxyhydrat und seine Beziehungen zu Rost und Eisenerzen. — *Naturwiss.* 18 (1930), 230.
95. Roschkowa et Soloviev. Zur Frage der Bildung der sphärolithischen und oolitischen Texturen. — *Ber. naturf. Ges. Moskau*, Geol. Abteil. 15 (4), 45 (1937), 48.
96. J.-J. Rutledge. The Clinton iron-ore deposits of Stone Valley, Huntington Co, Pa. — *Bull. Amer. Inst. Min. Eng.* 1908, 1059.
97. E.-A. Scheibe. Beiträge zur Kenntnis des Salzgitterer Eisenhorizonts und zur Oolithfrage. — *Glückauf* 59 (1923), 529, 556, 582, 606.
98. F. Schleh. Eine Studie über den Braun-Jura β im nordöstlichen Schwaben und seine Eisenoolithflöze. — *Abh. prakt. Geol.*, H. 11, Halle 1927.
99. C. Schmidt. Ueber die Mineralien des Eisenooliths an der Windgällen im Canton Uri. — *Zeitsch. Kryst.* 11 (1886), 597.

100. E. Schmidtill. Die oolithischen Eisenerze im Doggersandstein der fränkischen Alb. — *Arch. Eisenhüttenw.* 9 (1935), 1.

101. F. Schneiderhöhn. Mikroskopische Untersuchung des oolithischen Braunjuraerze von Wasseralfingen im Württemberg mit besonderer Berücksichtigung der Aufbereitungsmöglichkeit. — *Mitt. Kaiser Wilhelm Inst. Eisenforsch. Düsseldorf* 3 (1921), 9.

102. H. Schneiderhöhn. Aufbereitungsversuche mit oolithischen Eisenerzen bei Gutmadingen. — *Fortschr. Geol.*, H. 34, 147.

103. Id. (Oolithische Eisenerze). — Erzlagerstätten (Kurzvorlesungen). Jena 1944, S. 184-191.

104. C.-H. Smyth. On the genetic significance of ferrous silicates associated with the Clinton iron ores. — *N. Y. State Museum Bull.* 207-209 (1919), 175.

105. M. Solignac. Les caractères minéralogiques du minerai de fer du djebel el Ank (Tunisie méridionale). — *C. R. Acad. Sci.* 191 (1930), 107.

106. J. Stauffacher. Chamosit-Eisenglanz-Pisolith in der oberen Kreide (Seewerschichten) an der Dents du Midi (Wallis). — *Zeitsch. prakt. Geol.* 25 (1917), 87.

107. M. Teike. Die Eisenerze von Gutmadingen. — *Zeitsch. prakt. Geol.* 49 (1941), 63.

108. Vadasz. Oolithisches Roteisenerz in Aegypten. — *Centralbl. Mineral.* 1933 A, 161.

109. P.-A. Wagner. The Iron Deposits of the Union of South Africa. — *S. Africa Geol. Survey, Mem.* 26 (1928), 77-88.

110. van Werveke. Bemerkungen über die Zusammensetzung und Entstehung des lothringisch-luxemburgischen oolithischen Eisenerze. — *Zeitsch. prakt. Geol.* 9 (1901), 396. — *Ber. Versamm. oberrhein geol. Ver.* 1901.

111. J. Weigelt. Angewandte Geologie und Paläontologie der Flachseegesteine und das Erzlager von Salzgitter. — *Fortschr. Geol. u. Paläont.*, H. 4, (1923).

112. A. Wurm. Ueber Magneteisenerze im Lias von Bodenwöhr i. B. Ein Beitrag zur Bildungsgeschichte des Magneteisens. — *Geogn. Jahresh.* 37 (1924), 261.

113. E.-R. Zalinski. Untersuchungen über Thüringit und Chamosit aus Thüringen und Umgebung. — *N. Jahrb. Mineral.*, BB. 19 (1904), 40.

Addendum. — Citons encore les références suivantes à des articles tous parus dans un périodique (*Arch. f. Lagerstättenforsch* 75, 1942) que nous n'avons pu nous procurer :

H. Aldinger und M. Frank. Die oolithischen Eisenerze von Baden und Württemberg.

G. Berg, F. Dahlgrün und H.-J. Martini. Die Erze des böhmischen Untersilurs.

G. Berg und H. Karrenberg. Die oolithischen Eisenerze am Westrand der böhmischen Masse.

G. Berg, O. Seitz und R. Teichmüller. Die Eisenerze im Korallenoolith von Braunschweig.

F. Deubel. Die Erze des thüringischen Untersilurs.

L'origine du fer accumulé dans nos gisements n'est point mystérieuse : la croûte terrestre prise dans son ensemble en renferme à peu près 5 %. Partiellement libéré par la désagrégation superficielle des roches, il finit par être entraîné à la mer avec les eaux du ruissellement, en solution ou en suspension, ou encore retenu — adsorbé — dans les vases que les fleuves charrient. Il ressort des données géochimiques acquises que le fer mobilisé de cette manière suffit largement à constituer des gisements comparables aux plus riches que l'on connaisse. On peut y ajouter le fer extrait des roches qui se décomposent sous le couvert de l'eau de mer, par halmyrolyse [63] [1], et même, pour ne rien oublier, un peu de fer météorique, d'origine cosmique. Il est pour le

[1] Les numéros entre [ ] renvoient à la liste bibliographique, p. 7 et suivantes.

moins superflu d'évoquer le rôle qu'auraient pu jouer les éruptions sous-marines, les sources thermales livrant le fer à discrétion ; elles ne sont pas intervenues dans la genèse des oolithes alpines.

Les questions relatives à l'état du fer présent dans l'eau de mer se relient directement à celles que pose la naissance des oolithes ferrugineuses. Est-ce en solution vraie, à l'état d'ion simple ou complexe, ou bien à l'état colloïdal que le fer se trouve dans l'océan ? Dans l'embarras que suscite pareille question, on est en droit de se demander si elle est posée correctement, et si le rôle attribué aux colloïdes n'a pas été exagéré. Il l'est manifestement par ceux qui affirment la présence dans l'eau de mer de « sols » de silicate de fer, voire même de sols de magnétite! Pareille opinion n'est plus soutenable de nos jours: on sait [2] que la magnétite comme la chamosite sont des *combinaisons cristallines* qui se constituent de toutes pièces par l'acte à la fois physique et chimique de la cristallisation : opération qui est bien autre chose qu'une simple mise en ordre réticulaire de « molécules » prêtes à servir de matériaux de construction et qui attendraient dans le milieu ambiant leur tour de prendre place dans une rangée. La cristallisation n'emprunte au milieu où elle se produit rien qui mérite le nom de magnétite ou de chamosite avant d'être ionisé et dûment coordonné dans le réseau.

Dissous ou dispersé dans l'eau de mer, le fer finit par être précipité à l'état de sulfure, [44, 45], de silicate [23] ou encore d'oxyde hydraté ou non. Que le précipité formé puisse être amorphe, colloïdal si l'on veut, cela n'est pas douteux. Mais la fixation du fer peut aussi s'accomplir par un autre procédé : par incorporation à des combinaisons cristallines épigénisant des composants solides du sédiment auquel il se trouve mêlé. C'est à ce point du cycle évolutif du fer que les formations oolithiques prennent naissance.

De tous les auteurs qui se sont occupés de la genèse des minerais de fer oolithique, L. Cayeux est incontestablement celui qui a rassemblé le matériel d'étude le plus abondant et qui a relaté ses observations de la façon la plus détaillée. Aussi la plupart des travaux récents trahissent-ils le souci, avoué ou non, d'établir une comparaison avec les résultats acquis par ce savant, et si ses conclusions sont repoussées, le besoin de justifier l'opinion que l'on propose de substituer à la sienne.

Les oppositions faites à la doctrine de L. Cayeux s'expliquent de plusieurs manières :

1° Il y a, parmi les auteurs cités dans la liste bibliographique précédente, des gens qui ne l'ont manifestement pas lu : on prétend le réfuter sans même savoir comment épeler son nom ; ou bien on ose écrire que « les Français n'ont guère étudié les minerais lorrains sous le microscope avant d'édifier leurs théories ! »

[2] Voir P. Niggli. Bemerkungen zur Definition des Begriffes « Salz ». *Ciba Zeitschrift*, 8. Jahrg., Nummer 90, Basel 1943.

2° A côté de ces pécheurs par ignorance, il y a ceux qui ont mal lu les gros volumes écrits par L. Cayeux et qui, trompés par la terminologie qu'il emploie, se sont mépris sur la portée de ses allégations : tel auteur refuse, à bon droit, de voir dans une oolithe ferrugineuse le résultat de la métasomatose d'un calcaire oolithique. Or L. Cayeux, soutenant que les grains oolithiques sont soumis à une évolution minéralogique avant de prendre place dans le sédiment destiné à devenir minerai de fer, ne prétend pas que ce minerai soit le produit de l'épigénie d'un calcaire oolithique déjà lapidifié.

3° Il y a enfin ceux qui, mis en présence de types pétrographiques restés par chance en dehors du vaste champ exploré par L. Cayeux, y ont découvert des faits non remarqués avant eux. Nul ne leur contestera le droit de s'en prévaloir pour proposer des explications non prévues par leurs devanciers.

Essayons de résumer la doctrine de L. Cayeux en évitant autant que possible d'en altérer le sens [35].

La genèse des minerais oolithiques comporte des milieux de deux genres : l'un, où les matériaux ferrugineux autres que le ciment s'élaborent (fixation du fer et façonnage des produits de fixation) et l'autre, où ils se rassemblent. Le premier, le milieu générateur, est un domaine extrêmement complexe. C'est là que les grains oolithiques subissent toutes leurs transformations, généralement en plusieurs étapes.

Les substances qui prennent part à la composition des oolithes : — calcite, sidérite, chlorite, limonite, hématite et magnétite —, procèdent par épigénie les unes des autres dans l'ordre indiqué, qui est celui de l'évolution du fer aussi bien dans les grains oolithiques que dans les organismes qui leur font cortège et dans les ciments qui les rassemblent. Le lieu et le moment où ces transformations s'opèrent restent indéterminés, ainsi que leur mécanisme. Le micrographe se borne à en enregistrer les résultats. Le fait est que des grains oolithiques apportés on ne sait d'où sont enfouis dans un sédiment qui, ne partageant pas les propriétés du milieu générateur, paralyse leur évolution en se durcissant rapidement sur ses captures. La première étape s'achève donc par la formation d'une roche oolithique. La dislocation de cette roche, la dispersion de ses fragments fournit à la mer — milieu générateur dans une seconde phase d'évolution —, des noyaux qui, revêtus de nouvelles écorces concentriques, aboutiront à une seconde génération de grains oolithiques. Leur composition cessera encore de varier dès qu'elles s'enfonceront dans la vase d'un centre d'accumulation, le deuxième du cycle.

A moins que la nouvelle roche oolithique ainsi constituée ne subisse après son durcissement un démantèlement inaugurant un troisième cycle de transformations (qui n'est nullement exclu), elle demeurera sans modification notable jusqu'à ce que, devenue accessible à l'investigation du pétrographe, elle fournisse un échantillon où il reconnaîtra :

1° des ovulites à noyaux complexes dont la minéralisation est plus avancée que celle de leurs écorces ;

2° des débris organiques témoignant d'une histoire analogue à celle des corps précédents ;

3° un ciment dont l'évolution minéralogique est en retard sur celle des ovulites et des organismes.

Le résumé forcément incomplet qui précède renferme au moins les points principaux de la doctrine de L. Cayeux. Je répète « doctrine » en évitant de dire « théorie », car, réduisant au minimum la part de l'hypothèse, elle se borne à interpréter les faits mille fois observés et soigneusement contrôlés ; elle s'interdit, en particulier, de spéculer sur les processus inobservables, laisse son mystère au milieu générateur parce que « des 2 grandes phases de l'histoire des minerais, la dernière seule nous est accessible » [35, p. 937].

Il faut encore relever le fait que, pour L. Cayeux, « dans un minerai oolithique, il n'y a que la gangue qui ait été engendrée *in situ*. Les « oolithes » — ooïdes ! — ont été remaniés, les organismes ont été triturés et minéralisés avant d'être mis en place. En somme, tout minerai de fer oolithique est un ancien gravier » [35, p. 931].

Cette opinion de L. Cayeux est partagée par divers auteurs, bien qu'on ne la trouve pas toujours formulée nettement dans leurs travaux. L'un des plus explicites à cet égard est J. Weigelt [111], qui reconstitue de la manière la plus instructive les conditions géographiques et océanographiques qui ont déterminé la répartition des grains oolithiques dans le gisement de Salzgitter.

D'autres savants soutiennent, au contraire, un point de vue nettement opposé. Ce sont d'abord ceux qui nient que les ovulites aient été calcaires à l'origine et qui affirment que la chamosite fut la première substance à revêtir cette forme au cours de leur histoire. Presque tous s'accordent à voir dans la chamosite un composé colloïdal au moment de sa formation. A partir de là, les opinions divergent, car le domaine colloïdal se prête admirablement aux spéculations les moins contrôlables. Abstenons-nous de citer et de réfuter en détail ceux pour qui un gel colloïdal représente nécessairement une masse de consistance mucilagineuse et pour qui un ovulite chamositique n'est qu'une goutte gélatineuse durcie. A. Kumm les a déjà convaincus d'erreur [75].

Avant de quitter les apôtres les plus fervents des applications de la théorie colloïdale à la géologie, demandons qui, parmi les micrographes qui ont étudié sérieusement la chamosite des minerais de fer, se sent en état de répondre aux questions suivantes « à poser dans chaque cas » :

Quels sont les facteurs — physiques, chimiques et biologiques — qui ont déterminé la dispersion colloïdale ? Dans quel milieu celle-ci s'est-elle accomplie ? Quels facteurs ont produit la séparation du colloïde du milieu dispersif ? Lesquels ont rendu possible la suspension des sphérules en voie d'accroissement ? [32]

Il faut pourtant reconnaître que nombreux sont les savants qui, tenant la chamosite pour un gel, manient les colloïdes avec beaucoup de circonspection.

Ainsi A. Hallimond [53] recommande la prudence en des termes qui sont à retenir :

« Colloids are generally unstable, and for this reason alone the greatest care must be exercised in using the properties of colloids for the explanation of geological reactions, where the time assignable is long, and the solutions contain electrolytes as well as a variety of other substances ; conditions which all tend toward the attainment of true equilibrium. »

Behrend et Berg [18, 20] expliquent de façon satisfaisante le dépôt de la chamosite colloïdale en couches successives à la surface d'un noyau, ainsi que l'alternance des zones oxydées avec les strates silicatées. Pour K.-C. Berz [23] la chamosite ainsi déposée serait restée dans un état quasi amorphe ; sans doute estime-t-il que les effets d'anisotropie qu'elle présente (pléochroïsme, biréfringence) sont dûs à la répartition des tensions dans sa masse et que le silicate vert qui forme dans les minerais des agrégats de paillettes cristallines est une chlorite distincte de la chamosite.

Ayant admis que l'état chamositique est celui par lequel les ovulites débutent dans l'existence, plus d'un auteur, se rangeant à l'avis de L. Cayeux, leur assigne, dans la formation du minerai, un rôle ultérieur comparable à celui des sables et graviers apportés aux sédiments qui vont les recevoir [20, 53]. K. Hummel [64] ne les considère pas comme définitivement enlisées : il veut qu'elles retournent parfois flotter à la surface pendant que la vase qui leur servira de ciment reste au fond !

En face du groupe qui fait des ovulites de simples graviers se dressent les partisans plus ou moins déclarés de la genèse des oolithes *in situ* ou tout au moins de leur minéralisation dans le sédiment incomplètement consolidé. Cette opinion rallie les tendances les plus diverses : des théoriciens comme Arend [1] et Harassowitz [55] et des observateurs comme Pulfrey [91]. G. Berg [19] prétend que les noyaux d'ovulites encroûtés de limonite ne se revêtent d'une enveloppe silicatée qu'après enfouissement dans une masse formée de flocons silicatés.

Avant de prendre position dans le débat, cherchons sur quoi repose l'opposition faite au principe de l'évolution des ovulites à partir d'un état calcaire.

Comme on l'a indiqué plus haut, le désaccord entre L. Cayeux et les auteurs qui ne s'expriment pas en français est souvent purement verbal. On ne saurait en rendre responsables les lecteurs habitués à un langage où le terme d'oolithe désigne toujours une roche, et obligés de recourir à une critique de texte pour reconnaître que c'est le plus souvent d'un « ooïde » qu'il s'agit. Il est fort probable qu'une réforme de la nomenclature française supprimant l'amphibologie incriminée favoriserait l'adoption des vues de L. Cayeux par des savants mis en défiance contre une théorie qu'ils croient fondée sur la métasomatose des calcaires oolithiques.

Mais la querelle n'est pas une pure logomachie.

Gaub [47] est l'un des rares observateurs pour qui les ovulites ferrugineux ont été des formations calcaires à l'origine. Pour cet auteur et pour d'autres [39], il existe une relation étroite entre leur structure concentrique et la présence dans ces corps de Foraminifères encroûtants, les Ophtalmidies. Les deux questions sont restées liées dans l'esprit de certains commentateurs de Gaub [64, 98].

Les objections faites à l'évolution des ovulites à partir d'un primitif état calcaire sont très diverses :

C.-H. Smyth [104], sans nier la possibilité d'une telle évolution, ne croit pas qu'elle puisse s'opérer sur une grande échelle.

Pour Hallimond et pour Hayes [53, 59], la calcite renfermée dans les ovulites y remplit toujours l'office d'un minéral épigénique formé aux dépens de la chamosite.

O.-M. Reis [92] insiste sur l'absence d'ovulites restés calcaires dans les roches minéralisées ; il tient également compte de l'état des débris organiques, suivi en cela par Schleh [98].

K. Hummel [64] tire argument de l'inexistence des algues perforantes dans les oolithes silicatées.

Les adversaires les plus dangereux pour la théorie de L. Cayeux sont, semble-t-il, ceux qui incriminent l'exactitude de la série évolutive

calcite → sidérite → chlorite → limonite → hématite → magnétite.

Dédaignant les exceptions invoquées par L. Cayeux, qui admet dans quelques cas l'omission de certains termes (passage direct du stade calcaire à la forme hématisée [35, p. 923], et même la réversibilité accidentelle des réactions épigéniques [35, p. 431], ils [53, 104, 91] contestent le rôle prêté à la sidérite qui leur est toujours apparue, non comme un précurseur de la chamosite, mais comme un minéral tendant à détruire celle-ci. On va voir que les observations faites sur les minerais de Dogger alpin leur donnent raison.

CHAPITRE III.

Considérations sur la formation des grains à écorce stratifiée

Les grains oolithiques sont des sphérites composés d'un noyau de nature quelconque revêtu d'un cortex fait d'une substance différente ou identique dont les couches internes furent les premières à s'appliquer sur le nucléus. Cette notion génétique de succession suggérant un accroissement centrifuge non seulement n'est pas indispensable à la définition de l'ovulite [cf. 76], mais elle l'alourdit et la restreint de manière fâcheuse. Ce qui est essentiel, c'est l'existence d'une écorce stratifiée entourant un noyau, aussi petit que l'on voudra, de ses couches grossièrement concentriques.

Le mécanisme de la formation des ovulites calcaires est connu depuis longtemps ; il implique le tourbillonnement d'un noyau dans une eau incrustante. Jusqu'à une époque récente, on ignorait si des ovulites ferrugineux pouvaient prendre naissance en milieu marin par un processus analogue ; le doute est levé depuis 1930 : O. Pratje [90] a signalé la présence dans les parages d'Helgoland de grains de quartz encroûtés de couches concentriques de limonite alternant parfois avec des strates qui semblent être silicatées. Ce sont bien des ovulites ferrugineux qui se forment à notre époque dans la mer du Nord suivant un procédé conforme à la théorie de Behrend [18]. Il faudra en tenir compte désormais dans l'histoire des minerais oolithiques, et principalement de ceux qui sont associés à des couches gréseuses, comme ceux de Scanie, décrits par A. Hadding [52] et deux d'Egypte, signalés par Vadasz [108]. Hâtons-nous de dire que ce procédé de formation des grains oolithiques ne s'applique en aucune manière aux minerais du Dogger alpin. Le quartz détritique n'y forme JAMAIS le noyau des ovulites. Dans les rares cas où le quartz vient prendre place à l'intérieur de ces corpuscules, c'est au titre de minéral secondaire épigénique, dans des circonstances qui seront décrites en détail à propos du gisement de Roggenegg (Schwytz).

La formation d'ovulites composés d'oxyde de fer et de substances chloriteuses n'est pas limitée au domaine marin. Les couches lacustres d'âge barrémien [35] du bassin de Paris renferment des grains qui ne diffèrent des ovulites d'origine marine que par leur forme sphérique. Le milieu générateur n'est pas nécessairement un lac ou un marais : on observe dans les formations

sidérolithiques des ovulites silicatés fort semblables à ceux des minerais déposés dans la mer. Quelques exemplaires de ces sphérites se rencontrent dans le Sidérolithique de la Gadmer Fluh (Gental, Berne). Ils abondent dans le gisement du lac d'Anthémoz (Valais), décrit par CHAIX dans un volume précédent. C'est un véritable minerai à ovulites chamositiques qui s'est formé là. J. STAUFFACHER [106], réfuté d'ailleurs par M. LUGEON, [82], y a vu une formation marine. Et de fait, une coupe mince de ce minerai ressemble beaucoup à certaines préparations tirées du gisement authentiquement oolithique de Chamosentze.

La structure oolithique peut être réalisée par la pyrite. A vrai dire nous ne l'avons rencontrée qu'une seule fois sous cette forme dans les minerais du groupe qui nous occupe, précisément à l'Erzegg, où GAUB voulait voir des grains oolithiques ayant passé par le stade pyriteux. Si de tels grains sont « de simples curiosités » dans les calcaires à oolithes ferrugineuses de l'Oxfordien de Normandie [35], ils jouent un rôle assez important dans les gisements de Terre-Neuve décrits par A.-O. HAYES [59] et à Meggen, où la présence de sphérites pyriteux servait à BERGEAT [22] à étayer sa théorie de l'origine sédimentaire du gisement. Mais la présence d'éléments semblables dans les minerais de la Lahn étudiés par W. KEGEL [70] est pour le moins douteuse.

Ce n'est point seulement à titre de curiosité que nous rappelons que des sulfures autres que la pyrite peuvent affecter la forme de sphérites à structure concentrique très nette. C'est sous cette forme que la marcassite substituée à la pyrrhotine, que la chalcosine et la covelline qui épigénisent la marcassite, apparaissent dans les minerais de Ducktown (Tennessee, U. S. A.) [51]. La réalisation naturelle de telles formes géométriquement semblables aux ovulites des minerais de fer nous rappelle que le *développement d'un cortex stratifié autour d'un noyau ne s'accomplit pas nécessairement suivant le mode d'accrétion : il peut s'opérer de façon centripète à la faveur de l'épigénie progressive du noyau par la substance qui constitue l'enveloppe.*

On verra plus loin que le mécanisme invoqué ici a dû jouer un rôle important dans la formation des ovulites ferrugineux de nos minerais alpins.

Formation des ovulites chamositiques dans le Dogger des Alpes suisses

Les grains oolithiques essentiellement chamositiques dont le noyau est resté partiellement calcaire sont loin d'être des raretés dans le Dogger alpin. Sous quelles formes se présentent ces vestiges d'un état antérieur ? C'est parfois sous celle d'un amas de grains carbonatés, bien rarement réunis en une masse concrétionnée à structure vaguement oolithique. Dans la plupart des autres cas, la calcite nucléaire peut être attribuée sans ambiguité à des restes d'organismes calcaires, Crinoïdes le plus souvent, Mollusques et Foraminifères en d'autres occasions. Les noyaux organogènes se présentent sous des aspects variés, depuis

les plus manifestement distinctifs jusqu'aux plus effacés : plaques perforées à réseau anatomique conservé, parfois souligné par une touche de chamosite ou d'hématite, ou bien mis en relief par la chlorite ou la limonite qui remplit les mailles et les pores ; débris à structure partiellement effacée, mais montrant bien entre nicols croisés l'extinction franche des squelettes échinodermiques ; fragments à structure en partie détruite par recristallisation ou par l'épigénie chamositique ; plages d'un vert uniforme en lumière naturelle, mais révélant sous le nicol analyseur, la présence d'une fine inclusion lamellaire de calcite régulièrement ajourée ; mouches de calcite éparses jalonnant le contour d'un foraminifère fantômatique.

On sait que l'évolution minéralogique des organismes est calquée sur celle des ovulites [35]. Or les débris calcaires d'origine organique, les restes d'Echinodermes en particulier, qui accompagnent les grains oolithiques dans les gangues de nos minerais sont tellement abondants que, dans les parties stériles où ces grains sont clairsemés, la roche dégénère en calcaire zoogène dont les éléments sont tous plus ou moins contaminés par le silicate vert. La substitution de la chamosite au calcaire est ici un phénomène si général, qui s'exerce avec tant d'ampleur, que sa répétition impose à l'observateur la notion suivante : *nos minerais du Dogger alpin sont des calcaires à entroques minéralisés à des degrés divers.*

L'invasion chamositique, fatale aux Echinodermes, a fait également disparaître de nos roches d'innombrables débris de Mollusques, de Brachiopodes,, de Bryozoaires, d'Ostracodes, de Spongiaires, de Foraminifères et peut-être aussi d'Alcyonaires ; mais, pour des raisons de 2 ordres, leur effacement progressif par le minéral chloriteux est moins manifeste que celui des Echinodermes : 1° ces derniers sont plus abondants dans nos roches que ceux des autres invertébrés réunis ; 2° la structure histologique des squelettes d'Echinodermes est moins rapidement obscurcie par l'épigénie que celle des autres groupes. Aussi est-ce surtout des Crinoïdes et des Echinides qu'il sera question dans ce qui va suivre.

Une des raisons pour lesquelles le squelette des Echinodermes est éminemment sujet à la transformation en chamosite, c'est que ce silicate est ferro-*magnésien* et que l'armature inorganique de ces animaux est particulièrement riche en *magnésie*, comme l'ont montré les recherches de Clarke et Wheeler [37].

L'envahissement progressif d'un débris d'Echinoderme par la chamosite s'opère suivant l'un ou l'autre des procédés décrits plus haut à propos de l'évincement graduel de la calcite des noyaux oolithiques, ou bien par deux de ces modes opératoires travaillant simultanément à la destruction du même débris : remplissage des mailles du réseau calcaire, épigénie des trabécules du réseau lui-même, ennoyage et dissolution progressive. Il est plus rare de voir les protubérances d'une masse de chamosite mordre sur le contour d'un article d'encrine et empiéter sur lui par destruction immédiate et totale. L'épi-

génie éprouve des difficultés dans ses progrès lorsque les mailles du réseau squelettique sont remplies de calcite limpide ou lorsque le fragment fossile en voie de consommation est partiellement recristallisé.

Les effets morphologiques de l'épigénie des débris fossiles par la chamosite offrent de la variété : les grands articles d'encrines peuvent être morcelés et réduits à des îlots calcitiques imitant des sclérites d'Alcyonaires ou des spicules d'Eponges, par exemple, mais faciles à distinguer de ceux-ci en lumière polarisée ; ou bien le fragment d'échinoderme disparaît, remplacé par une plage verte où le nicol analyseur décèle parfois des résidus organogènes doués d'une biréfringence élevée ; ou encore — et c'est le cas le plus fréquemment observable — l'étendue de la calcite zoogène se réduit à une plage irrégulièrement teinte en vert et ceinte d'une zone marginale où le silicate domine ou bien règne seul.

L'épigénie silicatée des coquilles de Mollusques moins magnésiens que les Echinodermes, faites d'éléments (prismes, lamelles, fibres) plus différenciés que le squelette de ces derniers, est une affaire plus laborieuse : telle est sans doute la raison pour laquelle, dans les noyaux faits d'ovulites remaniés mais encore chamositiques, on distingue parfois des restes de Mollusques, tandis que l'on n'y reconnaît, pour ainsi dire, jamais de débris de Crinoïdes, à moins qu'ils ne soient hématisés. Les rostres de Bélemnites n'opposent pas de résistance sérieuse à l'invasion du silicate. Nous reparlerons en temps opportun de la chamositisation sélective d'une coquille de Mollusque.

Les plages chamositiques vaguement arrondies reconnaissables à l'aide du microscope pour des restes de Crinoïdes minéralisés ne se distinguent ni à l'œil nu ni à la loupe des ovulites véritables, pourvues d'un cortex stratifié. Aussi les a-t-on appelées « fausses oolithes » [35, p. 413]. Si tant est qu'il en existe des vraies et des fausses, comment appellera-t-on ces corps s'ils sont bordés d'un liséré de chamosite distinct de la masse enveloppée ? Et si le liséré est double ? Et si la multiplication des strates successives produit une enveloppe stratifiée? En fait, toutes ces formes de transition entre le débris d'Echinoderme typique en proie à l'épigénie silicatée d'une part, et l'ovulite chamositique parfait, ellipsoïdal, paré de tous ses attributs spécifiques d'autre part, se rencontrent dans notre Dogger alpin, à Chamosentze, à l'Erzegg et à la Windgälle.

On pressent la conclusion :

Il n'y a pas de différence essentielle entre les ovulites typiques et les grains appelés « oolithes fausses ». Toutes les formes de transition entre ces «grains» et les débris d'Echinodermes sont connues. Donc *nos minerais chamositiques ne sont pas autre chose que des calcaires échinodermiques où les débris fossiles ont été transformés en grains oolithiques.* Il se vérifie en outre que *la série des transformations que peut subir un sphérite oolithique commence par un terme calcaire ; mais le point de départ de ces transformations n'est pas un ovulite calcaire ; c'est,* selon une probabilité qui doit embrasser une bonne part

des cas possibles, *un fragment de calcaire magnésien organogène*, emprunté à un Echinoderme dans la majorité des cas.

On remarquera que le remplacement du calcaire par la chamosite dans l'article de Crinoïde oolithisé ne comporte pas de phase intermédiaire sauf exception : nous n'avons rencontré qu'un exemplaire d'ovulite à noyau de sidérite recouvert d'un cortex chamositique continu. La sidérite, dans les occasions pas très fréquentes où elle prend part à la constitution de nos sphérites, nous est toujours apparue dans le rôle d'un minéral destructeur des structures oolithiques réalisées par la chamosite. C'est également sous ce jour qu'elle s'est révélée à A. Hallimond [53]. L. Cayeux a, par ailleurs, constaté que « l'intervention de la sidérite seule est synonyme d'effacement de la microstructure de la totalité des organismes » [35, p. 914].

L'ovulite chamositique étant l'être parfait dont le débris organique était en quelque sorte la larve, on peut se demander où et dans quelles conditions la métamorphose s'est accomplie. En d'autres termes, on peut tenter de sonder un peu ce « milieu générateur » réputé inaccessible. Les minerais qui nous occupent pour le moment n'étant point gréseux et nos oolithes ne s'étant jamais formées autour de grains de quartz détritique, la trouvaille d'O. Pratje [90] dans la mer du Nord ne nous suggère rien d'applicable aux cas considérés. Mais le sédiment où les oolithes vont s'enfouir est comparable aux vases bleues (*blue muds*) des océans actuels : vase argilo-calcaire formée de détritus organiques et inorganiques si finement moulus qu'on les distingue à peine sous le microscope, pâte à laquelle s'incorporent des précipités microcristallins ou colloïdaux qui peuvent être carbonatés, silicatés, sulfurés, phosphatés, etc. Les Crinoïdes dont les articles viendront se perdre ici prospèrent loin de ce fond infect ; leurs débris ne viennent y tomber qu'aux époques où la mer est démontée, où le sédiment brassé trouble l'eau jusqu'à la surface. Pour rapide à l'échelle des temps géologiques que soit le durcissement des fonds où les « graviers » organogènes et oolithiques achèvent leurs pérégrinations, il n'immobilise pas ceux-ci dès leur premier contact avec le fond. D'ailleurs, si le sédiment durcit quelque part avec tant de promptitude qu'il devient comparable aux « hard grounds » du *Challenger* [35, p. 943], c'est dans le milieu générateur inobservable que cela se produit. Au contraire, dans le centre de réception où nous prélevons nos échantillons, tout indique que le matériel accessible à nos recherches a été remis en suspension maintes fois avant de trouver un repos définitif. Si c'est bien au cours de ces déplacements dans l'eau chargée de vase que les grains se revêtent de pellicules silicatées (ou hydroxydées si l'eau est fortement aérée), c'est que le milieu générateur s'étend jusqu'au fond de la mer dans le centre de réception.

L'équivalent des *chamosite mudstones* de Grande-Bretagne [91] est connu dans le Dogger alpin : dans certains minerais de Chamosentze et du pays de Glaris, ce ne sont pas seulement les grains oolithiques et les organismes qui sont imprégnés de chamosite, mais aussi leur ciment. Celui-ci peut être simple-

ment maculé par endroits, ou bien au contraire imbibé à tel point sur une étendue dépassant de beaucoup celle des coupes minces originaires que l'on distingue malaisément les ovulites de la masse qui les emprisonne. Les préparations les plus intéressantes sont celles qui montrent la limite qui sépare la roche exempte de chlorite des parties où celle-ci est si bien imprégnée de silicate vert que l'on croit — trop facilement ! — y voir l'image du sédiment primitif baignant dans une gelée colloïdale. Assurément, on peut s'y tromper : les bords de la lisière verte ont gardé l'allure d'un flux visqueux en train de se répandre ; le front de la vague envahissante présente localement une structure analogue à celle des écorces oolithiques ; c'est là ce que Kalkowsky désignait sous le nom de *stromatolithe* [69]. De telles formations ont été trouvées par W. Pulfrey au Pays de Galles dans des minerais de fer analogues aux nôtres sous bien des rapports [91].

Ne faut-il pas admettre, pour pareil milieu, tellement imprégné de chamosite que le contour des grains oolithiques s'y noie, que ce silicate a pris naissance dans le sédiment en place, mais avant sa consolidation ? — Avant d'admettre quoi que ce soit, il faut avoir scruté à fond les roches où pareil phénomène se manifeste. Il ne s'agit plus de peser des opinions contradictoires, mais de passer en revue une longue série d'observations, dont plusieurs ont révélé des faits nouveaux, difficilement comparables à ceux que l'on a constatés jusqu'ici dans les minerais de France et d'Allemagne.

CHAPITRE IV

Le minerai de fer de Chamosentze en Valais

Situation.

Le gisement de minerai de fer oolithique qui a donné son nom à la *chamosite* se trouve à une altitude voisine de 1900 m. sur les pentes méridionales du Zériet, sommité du massif de Haut de Cry. au pied duquel coule la Losentze. Ce cours d'eau débouche dans la vallée du Rhône près du village de Chamoson, bâti à quelque 6 km. au SE du gisement. Une distance de 1 km. à vol d'oiseau sépare celui-ci de l'alpage de Chamosentze situé sur l'autre rive de la Losentze en amont. Les auteurs désignent le gîte de fer tantôt sous ce nom local, tantôt sous celui de la commune (Chamoson) au territoire de laquelle il appartient.

Etat du gisement.

Le minerai constitue une masse semi-lenticulaire visible sur une longueur de 250 m. incluse dans les schistes calloviens ou oxfordiens. Le gisement se divise en 2 tronçons. La partie NW s'effile dans les schistes vers 1950 m. ; elle comprend 2 lames superposées séparées par une petite vire stérile. Ces lames sont confondues dans la partie SE ; infléchies sur elles-mêmes en plis dont on distingue les charnières anticlinales, elles atteignent ici une épaisseur totale de 12 m. et disparaissent brusquement sous les éboulis. La consistance du minerai varie avec son épaisseur : nettement stratifié au NW comme les schistes encaissants dont il n'est qu'une simple variété, il est plastique comme eux ; il prend part à leurs dislocations, dont on peut suivre le jeu compliqué sur les plans de faille mis à nu par des décrochements : plissotements, torsions, étirements dont les effets se retrouveront dans la microstructure de la roche. Progressivement modifiée par le pullulement des ovulites, celle-ci perd sa schistosité et se présente au SE sous l'aspect d'une masse compacte presque noire et apparemment dépourvue de stratification. Les blocs d'un tel minerai résistent longtemps au choc du marteau, puis se débitent soudain en fragments grossièrement parallélipipédiques limités par des diaclases enduites de limonite.

Composition du minerai.

La composition du minerai de Chamosentze ressort de 3 analyses que nous avons reconstituées d'après les notes manuscrites laissées par C. Schmidt (Archives de la Commission géotechnique).

	I	II	III
SiO_2	13,70	6,60	26,00
TiO_2	0,62	0,31	0,87
P_2O_5	1,75	1,21	1,34
Al_2O_3	9,04	5,27	14,50
Fe_2O_3	15,15	24,76	2,03
FeO	36,47	23,34	29,03
MgO	2,26	0,97	3,67
CaO	6,48	19,60	7,30
Na_2O	—	0,52	—
K_2O			
H_2O	6,31	4,27	9,68
CO_2	8,95	13,32	4,85
Totaux	100,73	100,17	99,27

Du résultat de ces analyses, l'auteur cité [10] déduisait la composition minéralogique moyenne du minerai (densité 3,6), en admettant, d'après les indications de Zalinski [113], que la chamosite eût pour composition : $2SiO_2 . Al_2O_3 . 3(Mg, Fe)O . 3H_2O$. Il obtenait le résultat suivant :

carbonate de calcium	10 %
» » fer	11 %
magnétite	14 %
chamosite	40 %
quartz	13 %
reste (limonite, phosphates, etc.)	12 %

Ce tableau donne une idée assez grossière de la composition des minerais de Chamosentze. L'étude micrographique que nous en avons faite, et qui a porté sur une vingtaine d'échantillons et une quarantaine de coupes minces, montre que la composition réelle diffère passablement de celle que suggèrent les spéculations chimiques.

1° Le carbonate de fer est loin d'y jouer le rôle que le calcul lui attribue ; il n'y figure jamais au titre de composant primitif, mais toujours comme produit d'épigénie :

a) en bordures souillées par la limonite autour des ovulites ;

b) dans les ovulites, sous la forme d'auréoles autour des grains de magnétite piqués dans la chamosite ;

c) dans le ciment carbonaté, principalement quand celui-ci est chargé de pyrite finement divisée ; alors la sidérite en petits rhomboèdres constitue sur de petites étendues, bien inférieures à celle d'une coupe mince de grandeur habituelle (3 à 4 cm²), la totalité du carbonate interstitiel.

2° La silice à l'état libre apparaît très rarement sous forme de quartz. Ce ne fut que réduit en mouture détritique impalpable que ce minéral prit place dans le sédiment aujourd'hui transformé en minerai. On peut concevoir qu'il y soit conservé comme tel, à un degré de division si poussé qu'il échappe à l'observation. Cette poussière fut résorbée en grande partie. En fait, les grains de grosseur appréciable qui se rencontrent ici et là sont presque tous des cristaux développés *in situ*, autrement dit du quartz authigène. La silice visible est généralement à l'état amorphe et hydraté : c'est une opale brunâtre qui imprègne par places le ciment calcaire des ovulites et qui l'épigénise partiellement. Mais ce que montre le microscope n'est qu'une faible partie de la silice libre ; c'est seulement par des opérations chimiques décrites plus loin que l'on se rend compte de l'abondance de l'opale.

3° La magnétite n'est pas un composant essentiel des minerais de Chamosentze. Elle ne figure pas dans ceux de la partie NW du gisement, dont la consistance est encore schisteuse et dont la chamosite est de couleur vert pâle. Elle apparaît, au contraire, dans les minerais de la partie SE, où la chamosite plus riche en fer prend une teinte plus vive. Sans hanter exclusivement les ovulites écrasés, elle est particulièrement abondante dans les zones de broyage où ces grains sont déformés, malaxés, déchiquetés. Elle procède des variétés de chamosite les plus riches en fer par décomposition de celles-ci sous l'influence de pressions élevées. Mais c'est à des gisements autres que celui de Chamosentze, spécialement à ceux de la Windgälle décrits plus loin, qu'il faudra demander la démonstration de ce fait. Comment le contrôler ? En vérifiant, par exemple, que les grains de magnétite, plus riches en fer que le silicate qui est censé le leur fournir, déminéralisent leur entourage. Or, dans les minerais de Chamosentze, aucune auréole décolorée n'est visible au contact des 2 minéraux ; la chamosite garde en bordure de la magnétite la même teinte et la même biréfringence qu'ailleurs. Il y a là une contre-indication embarrassante. D'autres que nous ont déjà hésité devant des difficultés analogues. L. Cayeux [115][1] a cru s'en tirer en admettant que, dans les minerais du bassin de Longwy-Briey, la magnétite s'est introduite dans les ovulites entre le moment où ils ont été morcelés et celui où ils ont été incorporés au sédiment. Pareille explication n'est pas valable pour les minerais de Chamosentze. La plus plausible est celle-ci : les pressions qui ont provoqué la formation de la magnétite ne sont pas tombées à zéro dès que ce spinelle eut cristallisé ; elles

[1] Liste bibliographique à la fin du chapitre.

se sont atténuées peu à peu, sans cesser d'exercer leurs effets sur la chamosite beaucoup plus plastique ; ainsi furent rompus les contacts entre les grains de magnétite et les placentas chloriteux d'où ils avaient tiré leur substance, et toute trace en fut effacée par les glissements survenus après coup dans la masse silicatée.

Une place à part est réservée plus loin aux commentaires relatifs à la chamosite.

Parmi les composants mineurs dont la présence est accusée par l'analyse, on trouve une quantité assez importante de P_2O_5. Et pourtant, au rebours de ce que Hawley et Beavan [58] ont constaté dans les minerais oolithiques du Wisconsin, il n'y a pas ici de minéral essentiellement phosphaté : le phosphore est diffus dans la roche. A plus forte raison ne rencontre-t-on pas de vanadate, malgré la présence du vanadium dont j'ai démontré l'existence dans la localité qui nous occupe [117].

Autre remarque concernant les analyses : le soufre n'a pas été dosé ; et cependant le minerai renferme de la pyrite FeS_2 en quantité appréciable visible sur la plupart des échantillons et dans beaucoup de coupes minces. Ce sulfure affecte diverses manières d'être :

a) en cristaux minuscules où domine la forme du dodécaèdre pentagonal ‹ 120 › ; *b)* en grains si fins que leur forme cesse d'être distincte et répandus alors comme une poussière pigmentaire dans le ciment calcaréo-argileux des ovulites ; *c)* en amas microgrenus occupant dans les coupes minces des surfaces atteignant plusieurs mm² et recelant parfois des débris organiques empâtés ; ailleurs, précipité moins abondamment autour des centres de décomposition organique, le sulfure de fer se borne à remplir coquilles et logettes d'animaux défunts.

Il faut encore signaler 2 minéraux qui se rencontrent en petite quantité dans les minerais de Chamosentze.

Le premier est amorphe. Il se présente généralement en grains ellipsoïdaux d'un gris clair ou jaunâtre, troublés par un pigment qui paraît brun par transmission et qui se concentre volontiers en plages polygonales évoquant l'image d'un parenchyme fossilisé. Ces grains renfermant souvent des débris carbonatés de même aspect que ceux des ciments silicifiés, on peut penser que ce sont des perles d'opale impure. Ils rappellent aussi les globules de colophanite et de phosphates analogues décrits par L. Cayeux [34]. Comme ceux-ci, ils peuvent présenter une différenciation en couches concentriques qui leur confère une allure oolithique ; leur apparence est alors singulièrement semblable à celle des squelettes siliceux obtenus par Bleicher, van Wervecke [26, 115] et d'autres, comme produits de la déminéralisation des ovulites ferrugineux au moyen des acides. Ces grains, extraits de la roche pulvérisée et tamisée, ont été soumis à diverses réactions microchimiques :

L'attaque par l'acide azotique fournit de la *silice* gélatineuse en abondance, et après dessiccation de la solution, de nombreux rhomboèdres de ni-

trate de *sodium* dont la nature a été contrôlée par des réactions appropriées. Les produits de la désagrégation renferment aussi de l'*aluminium* et du calcium. Il est douteux que ce dernier élément soit un constituant régulier du minéral en question, les inclusions calcaires y étant fréquentes, comme on vient de le voir. Il faut ajouter que la solution azotique donne un précipité avec le molybdate d'ammonium, mais il faut se garder d'en conclure que le grain soumis à l'épreuve soit phosphaté, et cela pour 2 raisons : 1° la solution neutralisée par l'ammoniaque ne réagit pas avec la mixture magnésienne ; 2° les précipités obtenus avec le molybdate d'ammonium sont, dans le cas présent, des silico-molybdates isomorphes des phospho-molybdates. Il convient d'être très prudent dans l'emploi du réactif molybdique et de s'assurer de l'absence de tous les éléments autres que le phosphore qui donnent avec lui des sels complexes avant de s'en servir pour déceler celui-ci. Il est probable que, faute d'avoir pris ces précautions, on a souvent cru trouver des phosphates dans des substances qui n'étaient que silicatées.

Le minéral en question est donc un silicate hydraté d'aluminium et de sodium ; sans doute est-il capable d'adsorber d'autres matières, des composés de calcium et de fer en particulier. Aussi son indice de réfraction n'est-il pas constant, tout en restant bas et voisin de celui du baume du Canada. Sa composition est analogue à celle de certaines zéolithes. Il constitue probablement un stade dans le développement de divers minéraux faisant partie des minerais de Chamosentze. C'est son instabilité même qui en fait un composé plutôt rare et certainement très disséminé dans les roches de ce gisement.

Le dernier minéral dont nous avons à parler est manifestement un des produits de la cristallisation du précédent: il s'agit de l'*albite* authigène que, à de très rares exceptions près, on n'arrive jamais à identifier dans les coupes minces du minerai. C'est dans les résidus « sableux » de la désagrégation de la roche traitée alternativement par des bases et par des acides que l'on trouve, à côté de beaux cristaux d'albite faciles à reconnaître, des agglomérations d'individus minuscules appartenant à la même espèce, et parfois des débris d'organismes (foraminifères, ostracodes, lamellibranches) épigénisés par ce feldspath.

Pour clore ce chapitre, marquons que nous n'avons jamais rencontré dans les minerais normaux, c'est-à-dire choisis aussi frais que possible, le stilpnomélane dont C. Schmidt signale la présence dans les fentes du minerai de Chamosentze [10].

Procédés d'étude applicables aux minerais chamositiques.

L'examen à l'aide du microscope polarisant des minerais réduits en coupes minces est certes un moyen d'investigation puissant. Toutefois il ne faut pas perdre de vue que sa portée est assez limitée : une coupe mince de grandeur moyenne ne met pas sous les yeux de l'observateur plus de 15 mm³ de

la roche. Pour peu que celle-ci ne soit pas très homogène, il arrive que 3 coupes tirées du même échantillon présentent des compositions très différentes. Pour parer à cet inconvénient, il faut, chaque fois que la chose est possible, dissocier la roche, en examiner les éléments triés au tamis ou par lévigation. En opérant sur une centaine de grammes, on arrive ainsi à passer en revue les constituants de 30 à 40 cm^3.

Le ciment des oolithes des minerais de Chamosentze étant en grande partie calcaire, on pouvait espérer que, par l'action d'acides dilués sur ces roches, il serait possible de les traiter comme d'autres sédiments carbonatés. Ces prévisions ne se sont pas réalisées : la roche débitée en fragments de 0,5 à 1 cm^3 fait effervescence avec l'acide ; le dégagement de gaz carbonique s'arrête bientôt sans que le minerai soit devenu friable, car il est imprégné de silice et de silicates. Si l'on recourt alors à une lessive de soude caustique pour éliminer au moins une partie de la silice mise à nu par l'acide, on constate que, parmi les fragments attaqués, quelques-uns sont très superficiellement ramollis et que seule une mince pellicule se détache par frottement. Le même traitement renouvelé 2 et 3 fois ne donne pas des résultats beaucoup plus décisifs, et chaque traitement corrode davantage les grains à examiner. Appliqué à du matériel concassé plus finement, il serait plus efficace, cela va sans dire ; mais, comme nous l'avons montré ailleurs [116], une préparation mécanique trop poussée risque de détruire la majeure partie des objets dont on se propose de reconstituer l'état au moment où le sédiment se déposait.

La pâte grenue qui se détache par frottement des fragments de roche attaqués n'a pas le caractère d'un sable qui renfermerait les éléments détritiques du sédiment formé dans la mer callovienne. Sa composition est, en effet, la suivante : des débris de roche empâtés de silice colloïdale ; des fragments d'ovulites parfois agglutinés par des minéraux secondaires (pyrite, chamosite) ou bien lardés de magnétite ; des grains détritiques de quartz, des paillettes de micas, parfois avec des débris de tourmaline ; des restes fossiles pétrifiés par la silice et souvent imprégnés de feldspath, de pyrite et de chlorite : spicules de spongiaires toujours présents, avec d'occasionnels fragments de bryozoaires, des foraminifères et des prismes de lamellibranches ; puis du quartz et du feldspath authigènes en jolis cristaux isolés ou bien réunis en glomérules et en géodes ; de la magnétite et de la pyrite ; enfin un mélange de minéraux finement divisés constituant une vase ordinairement ocreuse où scintillent parfois quelques paillettes d'oligiste.

En somme, la désagrégation du minerai ne fournit que peu de renseignements sur la nature du sédiment primitif, le résidu de cette opération étant constitué en majeure partie par des minéraux authigènes. En dresser un inventaire aboutissant à une statistique des grains classés par calibres reviendrait à aligner des chiffres dépourvus de signification. La méthode psammographique est donc inapplicable ici : il faut s'en tenir à l'étude des coupes minces.

La chamosite.

Berthier [114] qui étudia le gisement de Chamosentze au début du XIXe siècle, appelait à tort chamoisite la chlorite qui constitue près de la moitié du minerai. Un calcul commenté plus haut fournit le chiffre de 40 %, à condition d'attribuer à ce minéral la composition $2SiO_2 . (Al, Fe)_2O_3 . 3(Mg,Fe)O . 3H_2O$. Cette formule est celle d'une chamosite de Schmiedefeld en Thuringe [113]. Il importait que la composition du minéral patronymique de Chamosentze fût connue avec exactitude. C'est pourquoi l'échantillon le plus pur que nous ayons récolté sur place a été analysé à l'Institut minéralogique de l'Ecole polytechnique fédérale de Zürich par les soins de notre collègue, le professeur J. Jakob, que nous remercions ici d'avoir bien voulu se charger de cette opération délicate.

Avant d'en discuter les résultats, précisons les conditions de gisement du minéral analysé. La roche qui le contient se trouve dans la partie moyenne de la bande qui forme la partie NW du gisement. Suffisamment chargée de silicate de fer, elle a perdu toute consistance schisteuse et se présente sous l'aspect d'une masse compacte d'un vert très sombre dont la teinte est relevée par des traînées brun-rougeâtre aux endroits où les ovulites se raréfient ; ceux-ci sont d'ailleurs, si bien enrobés dans leur gangue qu'on les distingue à peine à l'œil nu ou même à la loupe. Sur la cassure de l'échantillon miroitent quelques taches spathiques de crinoïdes ; des sections de bélemnites se voient ici et là. Des fentes transversales à la stratification ont recueilli les sécrétions latérales de la roche ; ainsi se sont constitués des filons dont l'épaisseur atteint 5 cm. ; ils sont remplis d'un mélange de calcite blanche et de chamosite couleur d'olive dont la masse compacte devient fibreuse ou lamellaire par places. Aux endroits où les filons sont dégagés de la roche encaissante, la calcite a disparu par dissolution ; la chamosite a subsisté, gardant les empreintes des rhomboèdres carbonatés ; ces moules sont enduits de limonite. Ailleurs la calcite enlevée formait dans le silicate des lames, des veines et des poches ; après son départ, il reste une roche caverneuse semblable à une cargneule dont la cassure serait verte.

Une coupe mince pratiquée dans la roche saine à la limite d'un filon de chamosite offre sous le microscope le tableau suivant :

On se trouve en présence de ce qui fut une marne pyriteuse dont la partie calcaire était faite en bonne partie de débris organiques moulus. Elle était pauvre en éléments détritiques, représentés par de minces éclats de quartz très disséminés. Les restes organiques identifiables sont encore nombreux : articles de crinoïdes plus abondants que tous les autres ; rostres de bélemnites ; coquilles de lamellibranches généralement réduites à des lambeaux de leur couche fibreuse ou à des éléments épars de leur couche prismatique ; morceaux détachés de colonies de bryozoaires, loges de foraminifères, tests d'ostracodes, rares les uns et les autres. Les organismes fossiles et leur ciment constituent

moins de la moitié de la roche : les ovulites en forment la majeure partie. Ce sont des corps ellipsoïdaux dont la plus grande dimension ne dépasse guère 3/4 de millimètre ; ils sont faits d'une chlorite d'un vert pâle, peu pléochoïque, et qui semble homogène en lumière naturelle. Entre les nicols croisés se révèle une différenciation très nette : le noyau des ovulites est fait d'un agrégat de paillettes orientées en tous sens, tandis que l'écorce qui le recouvre se compose de couches fines superposées. La direction de l'indice de réfraction minimum y est partout normale à la surface de l'ovulite (pour autant que celui-ci soit régulier), de sorte que le lieu géométrique des lamelles éteintes entre les nicols croisés est jalonné par une croix noire.

Bien que les ovulites formés exclusivement de chamosite soient en majorité, ils ne l'emportent pas de beaucoup sur ceux qui renferment des inclusions. Si l'on met à part ceux qui sont salis par des traînées de pigment indéterminable, il reste tous ceux (un quart de l'ensemble à peu près) dont le noyau renferme du calcaire. En mainte occurrence l'inclusion carbonatée se réduit à quelques grains isolés, ou bien se présente en plages agglomérées dérivant d'un débris d'organisme méconnaissable ; mais bien souvent, c'est un fragment de grillage dont l'orientation optique uniforme trahit le Crinoïde ; beaucoup plus rare est le cas où le tissu non digéré appartient à un Ostracode, à un Foraminifère ou à un Bryozoaire. Les fragments d'Echinodermes les plus volumineux occupent parfois tout le noyau de l'ovulite dont l'écorce, souvent rudimentaire, cache mal la forme anguleuse.

En dehors des ovulites, les débris d'organismes sont sujets à diverses transformations : ils sont épigénisés par la chamosite, qui détruit généralement les structures histologiques ; par la silice, qui tend, au contraire, à les conserver. Ils recristallisent souvent en mosaïques de calcite claire.

Les métathèses qui tendent à évincer le calcaire des ovulites et des débris organiques — à moins que le carbonate ne se soit préalablement aggloméré en grains volumineux épurés par la cristallisation — s'étendent à toute la roche. Celle-ci est imprégnée de silice hydratée, opale brune où nagent des pellicules et des miettes carbonatées en voie de résorption. En plusieurs endroits, la roche a passé à l'état de silex, qui peut à son tour donner naissance à des plages de quartz authigène. Certains îlots ont résisté à l'invasion par la silice : les uns sont imprégnés de pyrite ; dans les autres, le ciment primitif a fait place à des pavages de sidérite en rhomboèdres imparfaits enfouis dans un pigment de pyrite déjà limonitisée.

Aux abords du filon, la roche est traversée par de minces lacets anastomosés faits de calcite grossièrement cristallisée. Ils isolent des plages imprégnées de chamosite. C'est sur une largeur de 2 à 3 mm. seulement que le passage de la roche au filon s'accomplit. La masse qui le remplit est un agrégat de chamosite pailletée veiné de calcite et parsemé d'aires irrégulières où le même carbonate s'est maintenu par cristallisation. Celui-ci est facile à éliminer : il suffit de traiter la masse concassée par un acide dilué ; le résidu ob-

tenu est de la chamosite aussi pure qu'on peut la désirer. C'est cette chlorite que J. Jakob a analysée. Le tableau suivant en donne la composition :

I. en proportions pondérales ;

II. en proportions moléculaires ;

de II se déduit le classement en cations (III a) et anions $O^{\cdot\cdot}$ (III b), qui se répartissent enfin suivant la formule constitutionnelle théorique $(Si,Al)_8O_{20}$ $(Mg,Al,Fe)_{12}(OH)_{16}$ légèrement modifiée.

Chamosite de Chamosentze. Analyse du prof. J. Jakob.

	%	II (mol.)		III a		III b	$(Si,Al)_8$	O_{20}	(Al,Mg, Fe.)	(OH)	O
SiO_2	30,07	501		Si	501	1002	501				
TiO_2	0,12	1		Ti	1	2	584		1		
Al_2O_3	17,26	169	192	Al	338	507	83		255		
Fe_2O_3	3,66	23		$Fe^{\cdot\cdot}$	46	69			46		
FeO	37,61	523		$Fe^{\cdot\cdot}$	523	523			523		
MnO	0,02	—	565								
MgO	1,69	42		Mg	42	42			42		
CaO	—										
Na_2O	0,44	7	8	Na	16	8			16		
K_2O	0,16	1		K							
H_2O (+ 200°)	9,01	500		H	1000	500				1000	
H_2O (—)	—										
Totaux	100,04					2653		1460		1000	193

Le tableau montre que la composition de cette chamosite est sensiblement différente de celle que C. Schmidt croyait pouvoir lui attribuer ; au lieu de la formule de Zalinski

1) $$2\,SiO_2 \,.\, (Al,Fe)_2O_3 \,.\, 3\,(Mg,Fe)\,O \,.\, 3\,H_2O$$

on trouve, d'après les chiffres de la colonne II :

2) $$8\,SiO_2 \,.\, 3(Al,Fe)_2O_3 \,.\, 9(Mg,Fe)\,O \,.\, 8\,H_2O.$$

La formule structurale théorique

3) $$(Si,Al)_8O_{20}(Mg,Al,Fe)_{12}(OH)_{16}$$

devient ici :

$$(Si_{6,9}Al_{1,1})\,O_{20} \left\{ \begin{matrix} Al_{3,5}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0,6}Fe^{\cdot\cdot}_{7,2}Mg_{0,6} \\ Na_{0,2} \end{matrix} \right\} (OH)_{13,7}O_{2,6}$$

La formule (2) qui ressort de l'analyse du prof. Jakob ne représente pas la composition de la chamosite typique de Chamosentze, mais bien celle d'une variété peu colorée et pauvre en fer, moins répandue dans ce gisement que les chlorites d'un vert plus vif et plus sombre qui constituent la majorité des

ovulites. On verra plus loin qu'il s'agit d'une chamosite apparemment exsudée par les grains oolithiques, et reconstituée par les réactions qui interviennent entre les produits d'altération de la chlorite primitive et le ciment des ovulites dont elle faisait partie.

Propriétés optiques.

La réfringence, la biréfringence et le pléochroïsme varient avec la teneur en fer, c'est-à-dire avec l'intensité de la teinte moyenne du minéral, qui s'étend du vert très pâle légèrement bleuté jusqu'au vert d'herbe bien vif. Les occasions où l'on peut vérifier que la chamosite est quasi hexagonale sont très rares : il faut pour cela que des lames de cette chlorite se soient développées dans une gangue de calcite grossièrement cristallisée. Quand ces lames dégénèrent en aiguilles, leur allongement est optiquement positif. La dissolution de la gangue calcaire laisse parfois des empilements vermiculés de lamelles à contour hexagonal d'un diamètre voisin de 0,015 millimètre. Des 2 indices (n_g et n_m) contenus dans le plan de clivage de ces lamelles, l'un est à peu près égal à 1,63 (tétrabrométhane), l'autre lui est légèrement inférieur. L'indice n_p est sensiblement perpendiculaire au clivage ; les feuillets qu'il débite montrent en lumière convergente une croix noire floue qui se disloque à peine quand on fait tourner la platine : l'angle des axes optiques est donc très faible ou nul. La biréfringence est basse : on trouve des chiffres variant de 0,008 à 0,014, dont l'incertitude tient à la difficulté qu'on éprouve à mesurer l'épaisseur de lames aussi petites. Les variétés de chlorite plus vertes que la précédente, analysée par J. Jakob, ont une réfringence moyenne nettement supérieure à 1,63. Les paillettes dont se compose généralement le noyau des ovulites forment un agrégat trop confus pour se prêter à des mesures ; le cortex est fait de lamelles dont le plan est tangent à la surface de l'ovulite. Quand leur pléochoïsme est perceptible, on constate que l'absorption est maxima pour les vibrations parallèles à n_g, minima pour celles qui sont parallèles à n_p.

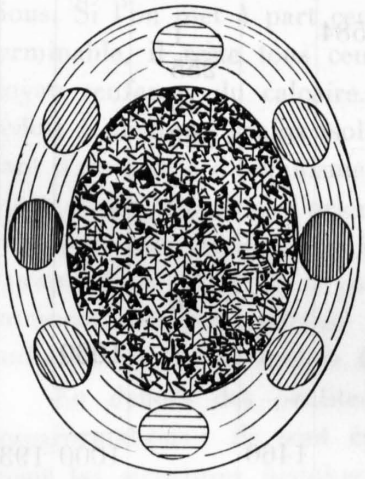


Fig. 2. — Coupe schématique d'un ovulite de chamosite.
Au centre, le noyau fait d'un agrégat de paillettes et revêtu d'une écorce stratifiée, L'orientation optique des lamelles qui la composent est indiqué suivant les conventions habituelles, par des ellipses. Les hachures marquent le caractère du pléochroïsme : elles sont d'autant plus serrées que la teinte est plus foncée ; celle-ci varie, par exemple, du vert vif (verticalement) au jaune-verdâtre clair (horizontalement).

* * *

La description sommaire de la roche d'où fut extraite la chamosite analysée par J. Jakob est loin de donner une idée de la variété de composition et d'aspect que présentent les minerais de Chamosentze. Il serait fastidieux, d'au-

tre part, de décrire toutes les préparations qui en furent tirées ; c'est pourquoi nous nous bornerons à examiner successivement les principales manières d'être

1° des ovulites ;

2° des restes organiques ;

3° de leurs ciments.

Les ovulites.

Les ovulites réguliers sont des corps à sections elliptiques où le rapport du grand au petit axe est ordinairement compris entre 4/3 et 3/2. Le grand axe dépasse rarement 1,5 mm. ; il se réduit à 0,15 mm. dans les grains les plus petits. Quand les grains oolithiques sont abondants, leur calibre est assez uniforme. Dans les minerais pauvres dont ils constituent à peu près la moitié, leur taille varie beaucoup, par exemple : du simple au quintuple en dimensions linéaires, soit de 1 à 125 en volume. Il est facile de prévoir que les plus petits ont alors plus de chances d'être homogènes que les gros, et c'est bien ce que l'observation confirme.

Le principal constituant des ovulites est la chamosite : la proportion de grains à structure concentrique qui empruntent à cette chlorite moins du quart de leur substance est certainement inférieure à 1 %. La couleur des grains normaux varie du vert bleuté très pâle au vert végétal le plus intense ; les plus colorés prennent volontiers une légère nuance brune ; ils sont ordinairement chargés de magnétite.

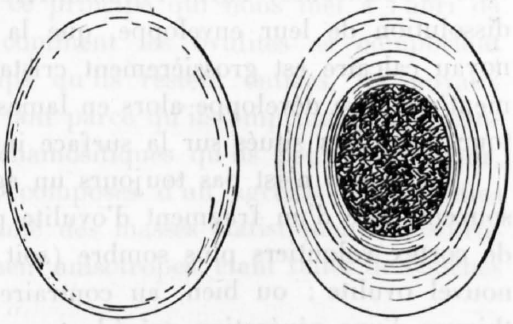


Fig. 3. — Différenciation apparente et réelle de l'écorce et du noyau.

A gauche : ovulite en lumière naturelle.
A droite : *le même* entre les nicols croisés.

L'écorce stratifiée des ovulites chloriteux se distingue généralement du noyau au premier coup d'œil. Cette différenciation est peu apparente dans les ovulites de couleur atténuée éclairés par la lumière naturelle ; elle ne se révèle parfois qu'entre les nicols croisés. Il arrive même que la limite de la zone corticale, marquée sous l'éclairage ordinaire par une légère variation de teinte ou par un peu de pigment, ne coïncide pas avec celle que fait découvrir l'emploi du nicol analyseur (fig. 3).

Le noyau est, en règle générale, de teinte plus claire que l'écorce qui le recouvre. Il renferme très souvent des inclusions carbonatées dont l'origine ne se devine pas quand il s'agit de grains isolés ou d'un amas de cristaux formés sur l'emplacement d'un débris calcaire dont la structure et le contour primitifs sont réduits à d'insignifiants vestiges. Mais, dans des cas suffisamment nombreux, il est facile de se rendre compte que l'inclusion est un reste d'orga-

nisme calcaire et que celui-ci se réclame ordinairement des Crinoïdes. Le volume qu'il occupe est en raison inverse du développement du cortex qui ceint le noyau. Comme nous l'avons indiqué dans le chapitre précédent (p. 19), il est aisé de reconstituer toute la série morphologique et évolutive des épigénies qui transforment progressivement un article de crinoïde en ovulite chloriteux. La substitution du silicate ferro-magnésien au calcaire échinodermique, précédée d'une imprégnation de tous ses pores par la matière verte, s'effectue le plus souvent avec destruction de sa configuration histologique. Cependant, il arrive que la chamosite substituée aux trabécules calcaires soit teintée autrement que celle qui remplit les pores du squelette. Alors le noyau de l'ovulite reproduit en vert clair et foncé l'image exacte du tissu zoogène : la réalité de l'épigénie est confirmée par une pseudomorphose (voir Pl. II, fig. 1).

Les inclusions calcaires dans le noyau peuvent être les restes d'animaux autres que des Echinodermes : Lamellibranches, rarement représentés par des fragments de coquilles d'une authenticité indiscutable, et auxquels il faut probablement attribuer bon nombre de débris dont l'origine n'est plus évidente ; tests d'Ostracodes; enfin Foraminifères réduits dans certains cas aux résidus de dissolution de leur enveloppe, que la chamosite refuse d'absorber. Lorsque le noyau calcaire est grossièrement cristallisé, la chamosite s'y substitue difficilement : elle se développe alors en lames ou en aiguilles disposées en éventail autour de points situés sur la surface interne de l'écorce.

Le noyau n'est pas toujours un agrégat chloriteux : la masse centrale est souvent faite d'un fragment d'ovulite plus ancien parfois réduit à un segment de cortex volontiers plus sombre (soit en vert, soit en brun) que l'écorce du nouvel ovulite ; ou bien, au contraire,c'est une agglomération de grains oolithiques d'une génération précédente qui a trouvé abri sous l'enveloppe stratifiée.

Les ovulites sont souvent *déformés*. Les causes de leurs mutilations sont diverses :

1° Infiltration de carbonates dont la cristallisation sépare les strates de l'écorce et les dissocie en segments ;

2° contraction irrégulière avec production de fentes radiales divisant le grain en secteurs à strates *concaves* et discordantes de l'un à l'autre. Ces failles affectent surtout les ovulites dont l'écorce très épaisse laisse peu de place au noyau, qui garde volontiers des traces de structures rappelant les coquilles de mollusques. Les noyaux renfermant des restes de crinoïdes semblent préserver leurs enveloppes de tels accidents. Cette immunité tient peut-être au fait que l'épigénie par la chamosite de squelettes échinodermiques contenant de la magnésie comporte une contraction moindre que le remplacement de l'aragonite des coquilles de mollusques par le silicate ferro-magnésien, opération qui implique l'élimination de toute la substance du noyau primitif. Cette explication conserve, jusqu'à nouvel avis, un caractère purement hypothétique ; les observations faites sur les minerais de Chamosentze l'ont suggérée sans fournir la vérification qu'elle réclame.

3° Dislocations postérieures à la diagenèse du sédiment, affectant donc une roche déjà solidifiée : plissements, glissements, torsions, étirements, failles, dont les effets sont plus apparents dans les ovulites que dans tout autre élément du minerai, tant à cause de leur structure et de leur consistance qu'en raison de l'anéantissement de leur symétrie auquel l'observateur est très sensible. Celui-ci est alors tenté de se faire une idée exagérée de la plasticité des grains oolithiques et de la comparer à celle d'une pâte visqueuse. Il convient de soumettre cette notion à une critique serrée.

Les déformations de la roche se traduisent principalement par un étirement des ovulites. Dans les minerais pas trop schisteux et encore bien stratifiés où ils sont disposés par lits, on verra certains d'entre eux façonnés en lentilles, tandis que d'autres, restés elliptiques, seront, par exemple, 2 fois plus longs que larges. Mais les grands axes des ellipses ne sont pas dans le plan de stratification ; ils ne sont pas non plus orientés dans un plan de schistosité, car ils n'appartiennent pas à des solides idéaux placés dans un champ de forces uniforme, mais bien à des corps aussi dépourvus d'homogénéité que le milieu où ils sont plongés. A la lumière de ce principe qui nous met à l'abri de conceptions trop théoriques, observons comment les ovulites se comportent pendant les déformations. Aussi longtemps qu'ils restent entiers, les noyaux résistent mieux que les écorces, non pas tant parce qu'ils empruntent une consistance plus ferme aux inclusions non chamositiques qu'ils peuvent contenir, mais surtout et généralement parce que, composés d'un agrégat de paillettes orientées en tous sens, ils réagissent comme des masses statistiquement isotropes, tandis que les écorces sont éminemment anisotropes, étant faites de couches aptes à glisser les unes sur les autres.

La distension des ovulites n'est pas illimitée : sous des efforts accrus et répartis de façon non uniforme, le grain éclate souvent et son contenu se répand dans le milieu ambiant et s'y infiltre à l'instar d'un mucilage. L'illusion de coulée est particulièrement forte devant le spectacle qu'offre une marmelade d'ovulites éventrés et broyés, dont les lambeaux corticaux ont l'air de flotter dans une gelée. L'emploi des nicols croisés dissipe cette illusion : c'est un agrégat de paillettes elles-mêmes composées d'éléments submicroscopiques mobiles par glissement. Quant aux corrosions, aux infiltrations subtiles, aux épigénies qui s'observent à leur contact avec les corps voisins, tout cela s'explique, (sans qu'il soit nécessaire d'invoquer des migrations de colloïdes), par l'intervention des solutions salines qui circulent dans la roche et qui sont les agents ordinaires des métathèses intrarocheuses.

Ce qui précède amène à poser la question de savoir si la chamosite a passé à un moment quelconque par l'état de gelée et si les ovulites ont jamais été des balles molles. Ce que nous avons dit plus haut (p. 19) et dans le présent chapitre au sujet du développement de la chamosite épigénique nous astreint à répondre négativement. Divers faits d'observation tirés du gisement de Chamosentze justifient le rejet de l'hypothèse incriminée :

1° Les ovulites mutilés qui accompagnent souvent les grains complets et réguliers et qui servent souvent de noyaux aux concrétions de la génération la plus récente sont des ellipsoïdes brisés, écornés à la manière des corps solides qui éclatent sous un choc.

2° Dans les minerais où les ovulites sont tellement abondants, qu'ils se touchent, ils gardent leur forme ellipsoïdale au lieu de se déformer réciproquement comme l'auraient fait des corps mous serrés les uns contre les autres et comme le font les cellules des parenchymes végétaux, par exemple, à qui leur compression réciproque impose des formes polyédriques.

3° Les ovulites contigus sont parfois coalescents. On a voulu voir dans ce fait une preuve de la consistance gélatineuse des écorces au moment où elles prirent contact. A moins que cet attouchement n'ait provoqué une solidification subite immobilisant complètement les corps accolés — ce qui est invraisemblable — on conçoit mal comment l'ajustement d'une écorce à sa conjointe s'est réalisé sans faire naître le moindre bourrelet, la moindre ride dans le voisinage de la commissure, où les épidermes des corps jumelés viennent converger par 2 surfaces lisses et de courbure uniformément atténuée. Notre explication est différente ; elle se fonde sur le fait que les ovulites coalescents se rencontrent dans les minerais où la formation de ces grains n'a pas absorbé toute la chamosite disponible : leur ciment calcaire en contient aussi. Il y a parfois continuité de celui-ci à l'ovulite, dont la surface externe s'efface sur une partie de son contour et semble se dissoudre dans la masse ambiante. D'autre part, on voit parfois dans le ciment une zone riche en chamosite prise entre 2 massifs en voie de cristallisation acquérir, par compression entre eux et par apport de substance refoulée en dehors d'eux, une structure stratifiée semblable en tous points à celle des écorces oolithiques. Dans plusieurs des cas observés, la zone chamositique était annulaire ; elle séparait un îlot de ciment siliceux évoluant vers l'état de quartzite d'un entourage calcaire en train de se transformer en mosaïque de calcite : le terme final de ces phénomènes concourants, c'est la production d'une balle à noyau quartzitique recouvert d'une enveloppe de chamosite régulièrement stratifiée. Or les ovulites à écorces chamositiques superficiellement coalescentes s'observent toujours dans un ciment calcitique largement recristallisé : ce sont des corps dont le développement s'est achevé *in situ* par les processus qui viennent d'être décrits.

Les minerais de Chamosentze contiennent, à côté des grains oolithiques à noyaux chloriteux, une faible minorité de formations analogues abritant sous une écorce de chamosite une masse ovoïde optiquement isotrope. Le pigment qui les trouble ordinairement y dessine souvent des taches polygonales ou bien se dispose en traînées accusant une structure concentrique. Des perles semblables non revêtues d'écorce sont éparses dans la roche : on en compte une vingtaine au maximum par coupe mince de format courant. On a vu (p. 27) que leur composition est celle d'un silicate alumino-sodique. Habillées ou non d'un cortex chloriteux, ces concrétions renferment souvent des inclusions : c'est tan-

tôt de la chamosite qui peut en occuper le centre, ou bien s'insérer en un point quelconque sous la forme de paillettes, ou encore dessiner des strates qui soulignent la structure oolithique du grain, ou enfin, à l'état diffus, le colorer tout entier sans lui conférer une biréfringence notable ; tantôt c'est du calcaire dont on peut parfois démontrer l'origine organique : lamellibranche plus souvent que crinoïde.

Le silicate alumino-sodique en question constitue un stade transitoire dans la transformation d'un débris de calcaire zoogène en ovulite chloriteux ; phase caractérisée par l'élimination du carbonate et la fixation de la silice, précédant l'absorption du fer et de la magnésie ; étape non obligatoire dans l'évolution des débris organiques et peut-être réservée à ceux d'entre eux qui renferment peu de magnésie ; les taches polygonales de pigment évoquent l'image des prismes d'inocérames. Peut-être ce minéral amorphe est-il moins rare qu'il ne semble au premier abord, mais souvent dissimulé par la chamosite qui le colore. En fait, il constitue dans certains minerais de Chamosentze les noyaux des seuls ovulites qui aient gardé une forme régulière, les autres étant étirés, écrasés, éventrés. Il entre dans la composition de ceux dont la structure est la plus compliquée. La photographie d'un de ceux-là se trouve dans la planche II (fig. 2).

Il reste à parler des transformations que peuvent subir les ovulites chloriteux. L'essentiel a déjà été dit au sujet de la naissance de la magnétite aux dépens de la chamosite. C'est vraisemblablement à ce spinelle en voie de développement qu'il faut identifier le pigment de certains cortex dont il accuse ou rehausse bien la structure stratifiée. La magnétite épigénique peut à son tour s'altérer en limonite, ou bien passer à l'état de carbonate, sidérite ou ankérite, dont le développement marche de pair avec l'évidement des octaèdres de magnétite et leur réduction en squelettes.

La pyrite ne joue pas dans la formation des ovulites le rôle que Gaub [47] et d'autres lui ont attribué. Sans doute voit-on ici et là des ovulites partiellement ou totalement envahis par la pyrite et même auréolés de chamosite. Quand cette pyrite s'oxyde, elle entraîne l'altération de la chamosite, qui brunit. Aucun minerai de Chamosentze ne montre la série génétique.

pyrite → limonite → chamosite.

Les ovulites limonitisés partiellement ou en bloc sont des raretés dans les minerais frais. Ceux qui ont ainsi dégénéré sont ordinairement disloqués par la cristallisation de la calcite infiltrée.

Restes organiques.

Les débris d'organismes reconnaissables dans les minerais de Chamosentze sont tous d'origine animale ; les végétaux n'y ont laissé aucune trace. Leur abondance est en raison inverse de celle des grains oolithiques. Les plus importants sont les *Crinoïdes* auxquels il faut attribuer certainement les $^{9}/_{10}$ du

calcaire zoogène de ce gisement. Les fragments de leurs squelettes sont toujours profondément usés. Ils figurent dans toutes les coupes minces, soit « en liberté », soit inclus dans les ovulites, et généralement dans l'une et l'autre condition. Dans les deux cas ils tendent à disparaître devant la chamosite qui les épigénise après les avoir imprégnés, détruisant les plaquettes perforées comme à l'emporte-pièce. A la chamositisation peut succéder l'épigénie par la magnétite. Toute autre métathèse est une rareté : la silicification a été notée une seule fois ; la pyritisation est plus fréquente ; suivie ou non d'oxydation, elle préserve la configuration histologique des Crinoïdes de l'effacement par la chamosite, de sorte que leur grillage caractéristique se profile dans les noyaux de nombreux ovulites.

Le groupe des Echinodermes est encore représenté par quelques piquants d'*Oursins*, trop rares pour que l'on puisse dire s'ils partagent régulièrement ou non le sort des Crinoïdes.

Les *Mollusques* viennent au second rang, qui est assez modeste. Si les rostres de bélemnites occupent parfois beaucoup de place dans un échantillon, ils sont moins répandus que les restes de lamellibranches. La couche fibreuse des coquilles, imprégnée par la chamosite, perd rapidement sa physionomie histologique ; la couche prismatique garde plus longtemps la sienne, surtout lorsque la silice est la substance fossilisante. Il est probable que bien des fragments de molluques s'imprègnent de silicate alumino-sodique (pp. 27 et 37) avant d'être chamositisés.

Les dépouilles de *Foraminifères* de petite taille et à test mince durent abonder dans le sédiment originel si l'on en juge par la fréquence des frustules conservées par la silice. D'autres restent visibles dans les noyaux d'ovulites ou bien dans des amas de pyrite intacte ou limonitisée.

Les *Spongiaires* ont vraisemblablement laissé dans le sédiment une foule de spicules dont la silice fut remplacée de bonne heure par la calcite ; il en est qui échappèrent à l'épigénie carbonatée et qui s'extrayent à l'aide des acides des ciments pas trop silicifiés. Quelques-uns ont été chloritisés.

Les autres groupes zoologiques ne sont représentés dans nos minerais que par des débris très clairsemés : rameaux de *Bryozoaires* silicifiés dont les loges sont remplies de pyrite ou de chamosite ; *Ostracodes* dont les carapaces bourrées de chamosite ou de pyrite peuvent être elles-mêmes silicifiées ou chloritisées, et parfois conservées dans les ovulites; enfin *Brachiopodes*, dont les tests perforés s'imbibent de la chamosite qui ne tardera pas à les assimiler.

Ciments.

La masse argilo-calcaire riche en organismes finement moulus qui englobait restes fossiles et ovulites n'a conservé sa composition minéralogique primitive qu'en de rares endroits. On l'observe là sous l'aspect d'un sédiment mal lité dont la stratification entrecroisée décèle l'agitation du fond sur lequel il

s'est déposé ; la présence de longues traînées de pyrite indique, en outre, un milieu réducteur riche en matières organiques. Partout ailleurs le dépôt est envahi par la silice colloïdale, qui laisse encore transparaître son identité, et par la chamosite, qui la masque complètement.

L'origine de tant de silice reste incertaine. Dans les roches sédimentaires ordinaires, il n'est généralement pas difficile de déceler les spongiaires qui l'ont fixée dans leurs spicules rapidement dissous après leur mort. La quantité d'opale présente dans les minerais de Chamosentze semble hors de proportion avec le petit nombre des spicules dont la présence est constatée. On peut difficilement se contenter des explications offertes par W.-A. Tarr [121] ; elles sont en contradiction flagrante avec les résultats des recherches grâce auxquelles l'origine des silex d'Europe est sortie du mystère, de sorte que l'incertitude nous semble préférable à l'évidence proposée par l'auteur américain.

Comme tous les systèmes matériels, les ciments de nos minerais évoluent vers un état d'énergie potentielle minima. Aussi leurs composants principaux — carbonates, silice colloïdale et chamosite — tendent-ils à se séparer les uns des autres par cristallisation.

Le carbonate le plus abondant, celui de calcium, réalise sa forme la plus stable en constituant des mosaïques de *calcite* à grands éléments entraînant la disparition de tous les restes organiques contenus dans le ciment. La *dolomite* s'individualise localement en rhomboèdres plongés dans une gangue salie par la limonite, ou bien elle forme de petits amas microgrenus. La *sidérite* se développe en rhomboèdres de petite taille et limités par des faces courbes au sein des ciments chargés de pyrite pigmentaire.

La présence d'impuretés dans les ciments carbonatés en retarde la cristallisation ; de la répartition et de la nature des masses en présence dépend l'allure que prend ce phénomène. L'énumération de tous les cas observés serait aussi inutile que fastidieuse ; nous n'en citerons que deux, bien différents et assez fréquents l'un et l'autre.

1° Les impuretés sont trop disséminées pour enrayer la cristallisation de la calcite. Elles sont alors refoulées à la périphérie de la masse épurée. Si la matière expulsée est de la chamosite, la compression qu'elle subit lui donne parfois la structure d'un cortex oolithique, comme on l'a indiqué plus haut (p. 36) par anticipation. Dans d'autres circonstances, la chlorite isolée entre des blocs de calcite authigène cristallise à son tour en longues aiguilles groupées en faisceaux ou en lamelles disposées en éventail.

2° Les impuretés accumulées en certains endroits paralysent la cristallisation de la calcite. Les déjections du carbonate épuré s'amassent autour de l'îlot de résistance, qui prend l'aspect d'un galet et en imite l'allure avec d'autant plus de perfection que les différenciations partielles dont il est le siège exagèrent le contraste qui l'oppose à la mosaïque qui l'enserre. La nature de ces *faux galets* se trahit par divers indices : leur volume est souvent supérieur de beaucoup à celui des ovulites qu'ils accompagnent ; ils sont fréquemment

isolés au milieu du ciment au lieu de s'agréger aux essaims de grains oolithiques de même taille qu'eux ; leurs contours ne sont pas ceux qui conviennent à des corps façonnés par l'usure : ils présentent des indentations, des golfes et des fjords que le ciment recristallisé remplit complètement ; leur ceinture de détritus s'interrompt parfois pour livrer passage à une bande de transition du ciment au faux galet. Quant au contenu de ces formations mimétiques, il est de la plus grande variété : tout ce que la roche renferme de non calcaire peut s'y trouver réuni et subir là une recristallisation partielle et retardée.

Le *quartz*, soit en cristaux isolés couvrant en section une surface de l'ordre du mm², soit en individus beaucoup plus petits réunis en mosaïques quartzitiques, est le terme final de l'évolution de la silice dans nos minerais. On n'y trouve pas de silex du genre calcédoine associant les formes fibreuses de la silice cristallisée à des résidus amorphes.

Lorsque la *chamosite* domine dans les ciments en voie de recristallisation, elle se comporte comme dans les filons décrits précédemment (p. 29): elle remplit tout l'espace disponible d'un agrégat désordonné de paillettes minuscules, dont la monotonie est rompue ici et là par des marqueteries de calcite maclée suivant b^1 « 110 » et par des agglomérations de quartz volontiers encroûtées de pyrite. Au voisinage immédiat des ovulites, la chamosite renonce parfois à la forme pailletée pour prendre celle de lamelles ondulées. Enfin cette chlorite, isolée en perles dans la silice amorphe ou non, y cristallise en sphérolithes.

Cette évolution des minerais de Chamosentze vers l'état de roches holocristallines est loin d'être achevée ; elle ne l'est jamais (en dehors des filons) que sur de très petits espaces, de l'ordre de quelques cm³, par exemple.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE (suite).

114. Berthier. Sur la nature du minerai de fer magnétique de Chamoison (Valais). *Ann. des Mines* 5 (1820), 395.

115. L. Cayeux. Les minerais de fer magnétique du bassin de Longwy-Briey. — *C. R. Acad. Sci.* 172 (1921), 1513.

116. L. Déverin. L'étude lithologique des roches sédimentaires. — *Bull. suisse minéral. et pétrogr.* 4 (1924), 29.

117. Idem. Sur la présence du vanadium dans les roches sédimentaires de la Suisse. *Actes Soc. helv. Sci. nat.* 1932, 353.

118. H. Gerlach. Die Bergwerke des Kantons Wallis. — Galerini, Sion 1873.

119. P. Niggli. Stereochimie der Kristallverbindungen XI. — *Zeitsch. Kristallogr.* 86 (1933), 121.

120. L. Pauling. The structure of the chlorites. — *Proc. nat. Acad. Sci.* 16 (1930), 578.

121. H. Schardt. Die geologischen Verhältnisse der Eisenerzlager von Chamosentze. (Rapport d'expertise dactylographié) Veytaux 1901.

122. C. Schmidt. Montanindustrie (Erze). — *Handwörterb. schweiz. Volkswirtschaft.* Bern 1907.

123. Idem. Die Erzbergwerke im Wallis. *Zeitschr. prakt. Geol.* 1903, 205.

124. W.-A. Tarr. The Origin of Chert and Flint. — *Univ. Missouri Studies* I (1926), IV-46 pp., 10 pl.

Voir aussi les articles 1, 6, 10, 26, 27, 46, 47, 58, 67, 87 et 110 des listes précédentes (pp. 4 et 8).

CHAPITRE V

Les minerais de l'Erzegg et de la Planplatte

(limite des cantons de Berne et d'Unterwald)

Les minerais que j'ai récoltés dans l'espace de 3 km. qui sépare le signal de l'Erzegg (2177 m.) de l'ancienne exploitation (Erzgrube) de la Planplatte, d'abord sous l'experte et bienveillante direction du prof. P. Arbenz, puis en compagnie du Dr Hans Suter, constituent une collection d'aspect beaucoup plus varié que les roches analogues recueillies à Chamosentze. Les raisons de cette différence sont à chercher dans la plus grande étendue des affleurements, dans la facilité avec laquelle on y accède, et dans les commodités que procurent au collectionneur les couloirs taillés dans la roche ferrugineuse, ainsi que les dépôts de minerai entassé à proximité des anciennes galeries par les mineurs d'autrefois. Dans les réserves amassées par eux à la Planplatte se trouvent à foison de belles dalles de minerai noir gorgé d'ovulites et sonores sous le marteau, tandis que les schistes sombres de la combe qui descend à l'E. du Balmeregghorn vers la Schweife de l'Erzegg sont de consistance plus molle ; les grains oolithiques, plus disséminés, s'aperçoivent à peine sur leurs surfaces ondulées. Les calcaires à entroques parsemés d'ovulites noirs ou bruns, et qui passent par de nombreuses variétés aux durs bétons où les grains ferrugineux sont presque contigus, se récoltent sur les pentes qui dominent Baumgarten et jusqu'au signal qui les couronne. Là, sur les surfaces verticales taillées par la nature ou par la main de l'homme, on remarque combien irrégulière est la distribution des grains oolithiques : ils sont entassés dans la roche en lits d'épaisseur si inconstante que l'on cherche en vain à en évaluer la puissance moyenne : ce sera, par exemple, une couche épaisse de 5 cm. qui tombe à zéro sur un parcours horizontal de 1 m. pour se renfler 2 m. plus loin en lentille d'une puissance atteignant le dm., puis se disperse en une nuée de grains allant rejoindre les lits supérieurs également irréguliers. Cette disposition évoque l'image d'une sédimentation constamment interrompue par les vagues et les courants marins. Combien de fois, de centaines de fois, ces grains oolithiques n'ont-ils pas été remis en suspension dans l'eau avant d'être immobilisés dans le sédiment définitivement durci ?

L'espoir d'une reprise de l'exploitation des gisements d'Erzegg-Planplatte a été caressé à plus d'une reprise au cours du dernier demi-siècle. Aussi la com-

position chimique de leurs minerais a-t-elle été bien étudiée. Les résultats de 12 analyses que nous donnons ci-dessous sont tirés des papiers laissés par le prof. C. Schmidt aux archives de la Commission géotechnique de la Société helvétique des Sciences naturelles ; ils portent la mention : Originalanalysen et sont datées de 1919. D'autres analyses ont été exécutées plus récemment pour le compte de la Société d'études minières (Studiengesellscheft für die Nutzbarmachung der schweizerischen Erzlagerstätten) ; son président, M. H. Fehlmann, a bien voulu nous en communiquer les résultats ; nous l'en remercions vivement, tout en lui laissant le privilège de les publier en temps opportun.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	37,76	16,45	21,20	14,50	21,06	11,75	34,25	46,20	13,00	15,45	10,30	15,63
Al_2O_3	6,42	6,49	3,32	16,28	13,39	4,50	11,94	14,07	3,52	6,99	0,73	7,92
Fe_2O_3	13,09	24,91	2,84	8,84	12,38	10,13	3,21	1,46	2,28	5,27	0,41	16,21
FeO	27,18	33,98	23,34	34,41	34,41	35,01	30,65	23,49	7,66	35,37	3,79	32,82
P_2O_5	—	3,74	16,87	6,30	0,85	8,97	2,55	1,75	36,05	6,52	45,30	6,33
CaO	2,49	2,31	3,25	1,85	2,81	2,84	3,24	2,68	1,59	3,49	1,13	2,62
MgO	2,35	0,56	0,87	0,84	0,65	0,31	0,48	1,00	0,17	0,60	0,05	0,25
TiO_2	0,31	—	2,46	2,44	—	1,92	1,92	0,31	—	0,64	—	1,55
S	—	—	0,11	—	—	0,24	0,40	0,28	0,44	0,44	—	0,17
CO_2	5,07	4,20	19,30	7,40	4,25	17,05	2,60	0,45	32,10	18,08	36,65	8,33
H_2O	6,22	6,46	5,99	6,45	9,68	7,04	8,65	8,25	1,25	6,15	1,47	7,82
	100,89	99,10	99,57	99,31	99,48	99,56	99,89	99,94	98,06	99,00	99,83	99,55
Fe	30,31	43,86	20,14	32,95	35,42	34,42	26,09	19,28	7,55	31,20	3,23	36,87
p.spéc.	2,95	3,27	3,05	3,29	3,03	3,32	2,99	2,91	2,76	3,19	2,71	3,24

1. Chamosit-Oolith mit Echinodermen. 1. Lager W. unter Punkt 2176, Erzegg.
2. Kalkiger Brauneisenoolith mit Echinodermen. 2. Lager W. vom Punkt 2176.
3. Eisenschüssiger chloritischer Kalk mit viel Quarz und Echinodermen. 2. Lager W. vom Punkt 2176.
4. Brauneisen- und Chamositoolith mit Echinodermen. Alter Ausbau mit Sprenglöchern. Oestl. Hälfte des Hauptlagers Erzegg.
5. Chamosit-Oolith mit Roteisen und Echinodermen. Alte Grube, westl. Hälfte des Hauptlagers Erzegg.
6. Kalkiger Brauneisen- und Chamositoolith mit Echinodermen. Abhang unter Punkt 2176 gegen Baumgartenalp.
7. Chloritischer Chamositoolith. Alte Grube im Hauptlager östl. des Balmeregghorns.
8. Chloritischer Chamositoolith. Nördl. unter Gipfel des Balmeregghorns.
9. Eisenschüssiger quarzhaltiger Kalkstein. Oestl. der Erzgrube Planplatten, unteres Lager.
10. Chamositoolith mit Echinodermen, von daselbst.
11. Eisenschüssiger quarzhaltiger Echinodermenkalk, von daselbst.
12. Kalkhaltiger Chamosit- Magnetit- Oolith mit Echinodermen. Westl. Teil der Erzgrube auf Planplatten.

On a reproduit textuellement les définitions données par C. Schmidt des roches analysées, ainsi que les indications relatives à leur provenance.

On peut calculer, comme C. Schmidt l'a fait, la composition minéralogique idéale de chacune des roches analysées. On trouvera ainsi que, dans les 8 premières, la teneur en carbonates (CO_3Ca, CO_3Fe) varie de 6 à 46 % ; pour la magnétite des chiffres compris entre 4 et 36 % ; pour la chamosite, entre 17 et 62 % et pour la silice libre une proportion dépassant 30 %. Parmi les hypothèses qui sont à la base de tels calculs, la plus risquée est celle qui attribue à la chamosite la composition $2SiO_2 . Al_2O_3 . 3(Mg, Fe) O . 3H_2O$.

Ce que vaut cette formule et avec quelle circonspection il faut s'en servir, l'étude des minerais de Chamosentze nous l'a déjà appris. Ces réserves paraîtraient sûrement plus pertinentes si elles pouvaient s'appuyer sur une analyse de chamosite de l'Erzegg. Malheureusement aucun échantillon ne fournit cette chlorite isolée dans une gangue carbonatée d'où l'on puisse l'extraire en quantité suffisante.

La désagrégation des minerais de l'Erzegg par les acides dilués ne réussit que sur certains échantillons finement pulvérisés, parce que tous sont imprégnés de silice et de silicates. Nous avons déjà expliqué pourquoi la trituration d'une roche dont on veut connaître la composition minéralogique est une opération à éviter. Il est inutile d'y revenir. Si imparfaite qu'elle soit, la dissociation partielle par l'acide fournit parfois des renseignements utiles : elle extrait d'une centaine de grammes de roche plus de minéraux et d'organismes siliceux qu'on n'en découvre dans l'étendue d'une coupe mince. Parmi les minéraux isolés, les plus intéressants sont évidemment ceux qui ont cristallisé *in situ* : feldspaths authigènes, magnétite, pyrite, quartz secondaire. L'abondance de ce dernier va souvent de pair avec celle des spicules d'éponges et des Foraminifères silicifiés. On est alors prévenu de ce que réserve l'examen sous le microscope.

Les échantillons soumis à l'analyse chimique et ceux que l'on a étudiés au microscope ont été prélevés sur le terrain à plusieurs années d'intervalle et par des collectionneurs différents : c'est en vain qu'on a tenté de faire correspondre un type pétrographique à chacune des analyses reproduites plus haut. Pour rendre compte des observations faites sur les minerais examinés en évitant autant que possible les redites fastidieuses, il est commode de les répartir en 5 groupes :

I. Roches à grains oolithiques en chamosite de teinte claire disséminés dans des ciments peu différenciés.

II. Roches composées essentiellement d'ovulites chamositiques et d'Echinodermes chloritisés.

III. Roches composées en majeure partie d'ovulites chamositiques liés par un ciment peu abondant.

IV. Oolithes à ciments carbonatés contenant des grains où la chamosite est partiellement remplacée par des oxydes de fer.

V. Minerais à ovulites hématisés et chargés de magnétite, pris dans des ciments chloriteux ou hématisés.

Cette classification est, avant tout, pratique ; elle ne repose pas sur un principe unique ; elle s'inspire principalement de l'apparence des roches vues sous le microscope avec un faible grossissement. Impuissant à rendre compte de tous les modes de filiation, l'ordre où les catégories établies sont rangées correspond pourtant, en gros, à des degrés successifs de l'évolution des sédiments sur le fond de la mer, d'abord meubles, puis durcis, avant et après leur exondation.

Les différences de composition et d'aspect des minerais, la répartition capricieuse des grains oolithiques, laissent prévoir des variations considérables dans l'allure des phénomènes qui s'y accomplissent en des points très rapprochés. Le passage d'un type pétrographique à l'autre pourra donc être très brusque : deux d'entre eux se trouveront fréquemment réunis dans le même échantillon, et même dans le cadre d'une préparation microscopique de format courant.

I. — *Roches à grains oolithiques en chamosite de teinte claire disséminés dans des ciments peu différenciés.*

Les carbonates finement granulés, qui sont les éléments les plus apparents des *ciments*, sont empruntés en grande partie à des organismes moulus dont les fragments encore identifiables sont nombreux dans ces roches. Un pigment « argileux » répand dans leur masse un trouble léger, tandis que la *pyrite*, plus apparente encore que très divisée, l'obscurcit par places au point de le rendre opaque. Ce sulfure s'agglomère localement en plages massives. Sa présence témoigne en faveur de l'abondance de la matière organique, qui va de pair avec la prédominance du calcaire zoogène dans le ciment. Un peu de quartz détritique se trouve en petits éclats rassemblés par les remous au voisinage des grains oolithiques. La roche est donc loin d'être homogène ; le microscope y montre en détail ce que l'on a déjà remarqué à l'œil nu : ovulites disposés par couches et par traînées, laissant des espaces occupés uniquement par le ciment.

Or ces roches si richement carbonatées sont à peine attaquables par les acides. C'est qu'elles sont imprégnées de substances diverses : avec l'argile et la pyrite, il y a de la silice visible en quelques endroits sous la forme de petites concrétions d'opale brune. Ce n'est pas tout : les ovulites imparfaits et les nombreux organismes chamositisés offrent des contours qui manquent souvent de netteté ; ils semblent se fondre dans le ciment ; aux endroits où celui-ci est le plus clair et le plus mince, on voit ses grains carbonatés séparés par une matière verdâtre, peu biréfringente ou isotrope : le *ciment est imprégné de chamosite* ou d'une matière siliceuse très analogue à la chamosite.

Fragments d'organismes. Ils sont rarement exempts d'épigénie chloriteuse. Les débris de Crinoïdes et les piquants d'Oursins sont les plus abondants de beaucoup. Les Mollusques sont représentés par quelques restes encore reconnaissables. La forme des loges de Bryozoaires et celle des Foraminifères ne reste guère conservée qu'à l'état de moulage (chamosite, pyrite, opale), à moins que leurs parois ne se silicifient. Les spicules de Spongiaires calcifiés se distinguent mal dans les ciments ; restés siliceux, ils subsistent parfois à l'état de pseudomorphoses quartzeuses.

Grains oolithiques. L'envahissement des débris de Crinoïdes par la chamosite se fait ordinairement par un processus déjà décrit : remplissage des mailles du réseau par la matière verte, puis fusion des mailles contiguës par résorption des cloisons et trabécules épigénisés à leur tour. Le produit d'une telle transformation, c'est un corps chloriteux à contours plus ou moins arrondis, souvent revêtu d'une écorce stratifiée et réalisant la forme oolithique d'autant mieux que la transmutation est plus profonde. La diffusion des solutions qui la produisent devient plus lente à mesure que l'écorce s'épaissit ; elle perd sa sensibilité aux alternances de calme et d'agitation qui ballottent le grain dans la mer ; la chlorite épigénique cesse de s'orienter en couches tangentielles ; les derniers résidus de calcaire sont remplacés par des agrégats de paillettes non orientées. Il résulte de là que l'ovulite parfait du type le plus répandu dans nos roches se présentera sous l'aspect suivant : cortex stratifié coloré en vert cendré, doué de pléochroïsme, recouvrant un *noyau de teinte plus claire.* Le contraste entre les deux colorations devient plus vif lorsque la chamosite de l'écorce commence à s'altérer ; un léger voile de limonite le brunit alors, avant même que le calcaire ait fini de se résorber dans le noyau.

Les termes de passage entre Crinoïdes et ovulites chamositiques ont certainement été vus par Gaub sans retenir beaucoup son attention. Quelques-unes des photographies jointes à son mémoire (p. 9, art. 47) sont à citer parmi les documents les plus probants à l'appui de notre théorie, celle de la *genèse des grains oolithiques par métasomatose.*

On rencontre un grand nombre de sphérites dont le noyau est fait d'un fragment de cortex détaché d'un ovulite plus ancien. Il en est d'autres, non moins fréquents, qui abritent sous leur écorce des ovulites de petite taille agglomérés par du ciment légèrement chloritisé avec tous ses accessoires, y compris les petits éclats de quartz détritique. Or ces masses nucléaires simples ou complexes ne sont généralement pas plus riches en fer que leurs enveloppes. Sous le couvert de celles-ci, elles subissent des transformations du même genre que celles des restes organiques soumis à la chloritisation progressive. Leur assimilation est difficilement complète à cause des résidus que laisse la digestion des ciments. Nos minerais d'Erzegg ne sont donc pas, comme certains minerais de France, des dépôts dont la consolidation et les transformations ultérieures ont été si rapides que les noyaux empruntés à la formation même

accusent une évolution plus avancée que celle de la roche qui les renferme.

Le développement d'un grain oolithique peut aussi prendre pour centre un nucléus de matière isotrope comme on en rencontre parfois à l'état libre. Ces noyaux de silicate dont les minerais de Chamosentze nous ont révélé la nature (p. 26) acquièrent peu à peu en adsorbant du fer qui les verdit, cristallinité, biréfringence et structure stratifiée. Comme ils sont souvent fendillés dès le début, les grains oolithiques qui en proviennent gardent la trace de ces fêlures, qu'il ne faut pas confondre avec les fissures des ovulites ratatinés qui seront étudiées plus loin.

On trouve parfois dans les écorces oolithiques bien stratifiées des inclusions en lunules allongées tangentiellement. Faut-il y voir des vestiges de Foraminifères encroûtants du groupe des Ophtalmidies ? Ces cavités s'alignent souvent sans interruption ; elles dessinent des « entre-deux » de forme fantaisiste, de sorte qu'il nous semble difficile de trouver là autre chose que des inclusions fortuites de ciment.

L'étude micrographique des minerais fournit l'occasion d'observer une foule de détails qu'il serait oiseux de relater ici, pour autant qu'ils demeurent de simples curiosités que nous ne savons pas interpréter. D'autres, en revanche, apportent des confirmations inattendues à des démonstrations restées incomplètes. Ainsi un ovulite chloriteux incrusté dans une coquille de Mollusque ne signifierait pas grand'chose si l'on ne remarquait que son noyau, imparfaitement chamositisé, est bordé de calcite claire s'éteignant entre nicols croisés en même temps que les éléments prismatiques de la coquille, et que le cortex incomplet s'arrête à leur niveau. Alors il faut bien admettre que cette formation, greffée sur une coquille déjà immobilisée dans le sédiment, est de nature épigénique. La substitution progressive de la chamosite au calcaire a donc fait naître un ovulite *in situ*.

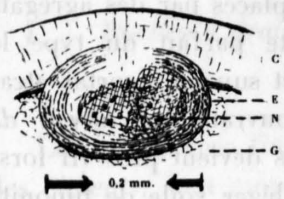


FIG. 4. — *Grain oolithique greffé sur une coquille.*

C : coquille. — E : écorce en chamosite stratifiée. — N : noyau avec calcite orientée sur celle de la coquille et chamosite imprégnant des débris organiques. — G : gangue ou ciment.

Les mélanges des carbonates, de silice, de silicates ferro-magnésiens et de pyrite décrits plus haut étaient stables au contact de l'eau d'une certaine mer; ils cessèrent de l'être dès que le jeu de la sédimentation les eut soustraits aux conditions superficielles ; ils devinrent le siège de transpositions dont les plus marquantes sont : cristallisation du carbonate de calcium en mosaïques calcitiques claires ; ailleurs, développement de rhomboèdres de dolomite dans un ciment encore sombre ; ailleurs encore, quand la pyrite est mise à contribution, recristallisation de tout le ciment à l'état de sidérite en petits rhomboèdres à faces courbes. Les mosaïques claires n'empruntent pas toute leur matière au ciment primitif : les auréoles de calcite radiée dont s'entourent quelques ovulites sont faits de matière véritablement excrétée par elles et qui

n'est pas autre chose que le carbonate chassé de leurs noyaux par le fer et autres éléments nécessaires à la synthèse de la chamosite.

Le quartz secondaire apparaît dans certains ciments en grains dont la forme n'a rien de rhomboédrique ; leur taille dépasse de beaucoup celle des fines esquilles détritiques qui servent d'amorce à leur développement.

II. — *Roches composées essentiellement d'ovulites chamositiques et d'Echinodermes chloritisés.*

Les roches groupées sous ce titre nécessairement abrégé sont celles où les débris d'Echinodermes restés calcaires ou épigénisés par la chamosite occupent le plus de place ; ils s'y associent à des grains oolithiques n'ayant pas dépassé le stade chloriteux. Le calcaire visiblement zoogène et la chamosite en sont donc les deux composants essentiels ; l'un est d'autant plus abondant que l'autre l'est moins. Les types extrêmes de la série sont :

d'une part, la brèche échinodermique où les ovulites, de la plus grande rareté, n'apparaissent que sous une forme très rudimentaire ; où la chamosite, trop disséminée pour en former, ne constitue que des taches éparses dans les débris organiques qu'elle épigénise ; ces taches, agrégats de paillettes d'un vert pâle, polarisent à peine et ne montrent pas de pléochroïsme appréciable ;

d'autre part, le minerai d'un vert brunâtre dont la chamosite est le composant presque unique, à coup sûr largement dominant ; non seulement elle y constitue la totalité des grains oolithiques, mais elle imprègne encore l'espace restreint que ceux-ci laissent aux débris de Crinoïdes et au ciment.

Dans les types intermédiaires, l'envahissement progressif des roches par la chamosite marche de pair avec l'extension de la structure oolithique et avec la régression corrélative des débris d'Echinodermes. Ce n'est point seulement affaire d'espace disponible où les débris organiques occuperaient une place d'autant plus modeste que les grains oolithiques réclameraient un volume plus considérable ; c'est littéralement *au détriment* de ceux-là que ceux-ci se développent ; la multiplication des grains oolithiques est la *conséquence* d'une substitution progressive de la chamosite aux tissus calcifiés.

La règle de proportionnalité inverse entre l'abondance des grains oolithiques et celles des débris d'Echinodermes ne saurait être rigoureusement suivie dans des échantillons prélevés en des endroits différents. Il y a d'autres raisons à cela ; en voici quelques-unes :

1°. Les Echinodermes sont les représentants les plus importants de la faune fossile, mais non les seuls ;

2°. les squelettes organiques ne se prêtent pas avec une égale facilité à la transformation en silicate vert; il en est qui, même chloritisés, gardent longtemps leur structure histologique ; d'autres, plus réfractaires à l'invasion par la chamosite, perdent leur physionomie caractéristique dès que celle-ci leur impose sa présence ;

3° les corps susceptibles de prendre forme de grains oolithiques par chloritisation ne sont pas uniquement des débris organiques ; on retrouve ici des noyaux d'origines aussi diverses que dans le chapitre précédent ;

4°. le développement de la chamosite a pour concurrents d'autres phénomènes métathétiques : silicification, pyritisation, etc.

Il résulte de là que tout débris organique enfoui dans le sédiment n'était pas destiné à devenir grain oolithique et que, réciproquement, il n'y a pas lieu de voir un ovulite avorté dans n'importe quel fragment squelettique partiellement chamositisé.

Les remarques précédentes résument un grand nombre d'observations qui ne font que confirmer ce que l'on a déjà pu voir ailleurs ; il n'y a pas lieu d'y revenir. Reste à signaler ce que les roches de la présente catégorie offrent de particulier.

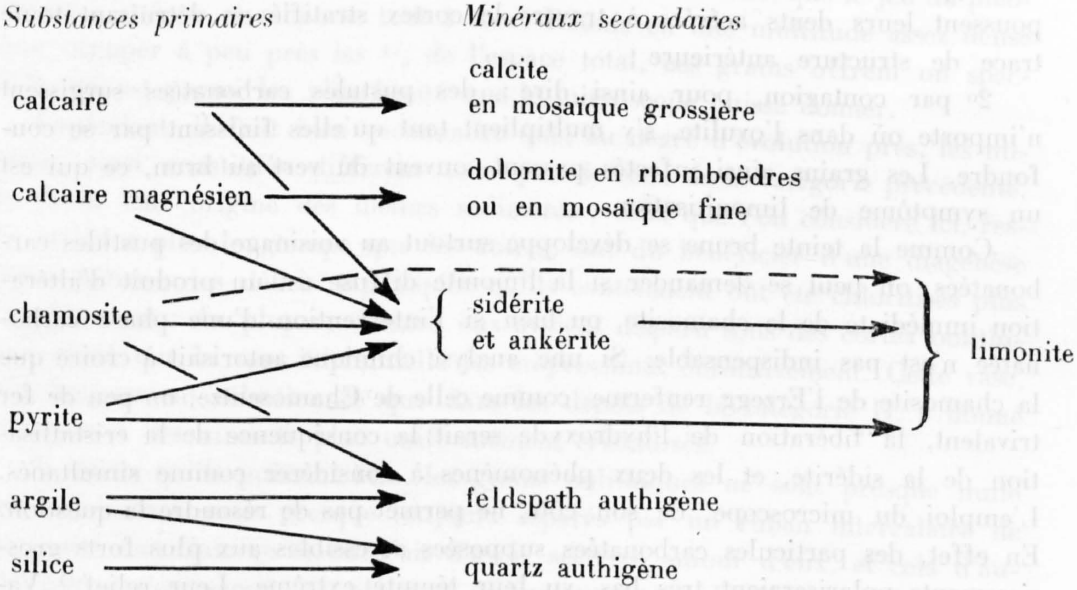
Restes organiques. Aux débris d'Echinodermes toujours prépondérants se mêlent des dépouilles de Lamellibranches, de Spongiaires, de Bryozoaires et de Foraminifères. Cette énumération ne conduit pas à la reconstitution d'une faune : nos sédiments, empoisonnés de sulfures, n'étaient que des cimetières et non pas des milieux biologiques. Aussi l'association de rares valves d'Ostracodes, de fragments de Bélemnites et de Lithothamnies aux débris d'animaux d'animaux habituels n'est-elle pas l'indice d'un mode de formation particulier aux roches étudiées dans ce chapitre. L'apport de calcaire sécrété par des Crustacés, par des Céphalopodes et par des Algues ne fournit que plus de variété au sédiment déjà très hétérogène. Il en résulte pour celui-ci une aptitude moindre à se prêter à une évolution minéralogique uniforme.

Le premier acte de cette évolution auquel nous assistons ici est celui de la fixation du fer, qui atteindra ailleurs sa concentration maxima. La chlorite qui se développe aux dépens du calcaire zoogène est d'un vert très atténué ; sa biréfringence ne se révèle que par les teintes de polarisation les plus basses ; son pléochroïsme ne devient sensible que dans les cortex oolithiques les plus épais et les mieux stratifiés. Les verts pâles sont remplacés localement par des teintes plus accusées : par des tons brunâtres et troubles qui dénoncent un début d'altération de la chamosite en limonite, à l'exclusion des verts profonds propres aux chlorites des minerais plus riches en fer.

Les corps oolithiques qui n'ont pas dépassé le stade chamositique sont très sensibles aux déformations. Or ils sont très abondants dans les roches du groupe considéré. D'autre part, les ciments qui les emprisonnent, trop peu abondants et trop hétérogènes pour constituer des masses fermes, n'ont opposé qu'une résistance médiocre aux efforts de dislocation. C'est donc ici que les effets des plissements subis par les roches de l'Erzegg et de la Planplatte se manifestent dans toute leur ampleur. Ils ne diffèrent, d'ailleurs, par aucun caractère essentiel de ceux qui s'observent à Chamosentze, ce qui nous dispense d'insister davantage.

L'évolution des ovulites après le stade chamositique participe de phénomènes variés qui se déroulent dans leur gangue et qui s'y amorcent souvent avant de gagner les corps inclus. C'est pourquoi, avant d'achever ce qui reste à dire des grains oolithiques, nous trouverons avantage à porter notre attention sur les ciments.

Ciments. — Les ovulites et les gros débris organiques chloritisés ou non laissent fort peu de place aux ciments, dont la composition est sensiblement la même que dans les roches du chapitre précédent : calcaire moulu avec un peu d'argile, de quartz détritique et de pyrite et imprégnations irrégulières de silice et de chamosite. Ces deux dernières substances constituent par endroits des taches d'où les carbonates sont à peu près bannis : pâtés de chamosite résolus par le microscope en agrégats de paillettes piqués de grains de pyrite ; flaques d'opale brune ou verdâtre où subsistent des Foraminifères à test quartzifié et autres débris de la microfaune masqués ailleurs par l'abondance du calcaire. Des métathèses aussi fréquentes que variées se produisent dans ce mélange. On peut s'en faire une idée en examinant le petit tableau que voici :



Les composants du ciment primitif (première colonne) forment des mélanges dont la composition change d'un endroit à l'autre. Il n'est pas inutile de rappeler quelques-unes des conditions auxquelles sont soumis les échanges qui s'opèrent entre eux ; en première ligne intervient l'abondance de chacun d'eux, puis son état de division en même temps que sa solubilité : de là dépend la concentration des solutions qui servent d'intermédiaires, puis la nature des produits issus des réactions entrées en jeu. Parmi les causes qui déterminent le faciès des cristaux authigènes, on doit ranger, à la suite de celles qui viennent d'être énumérées, aussi bien l'influence des produits gardés en solution (Lösungsgenossen !) que celle des substances qui, restées solides, n'ont

pas pris part à la réaction, car c'est leur perméabilité qui règle l'afflux des solutions nourricières et l'évacuation des eaux résiduaires.

Si malaisée que soit l'application de ces notions à tous les cas concrets, il faut en tenter l'essai chaque fois que faire se peut ; un tel effort comporte un choix préalable des faits significatifs parmi la multitude des aspects observés et conduit souvent à une explication au moins partielle. Ainsi on comprend aisément pourquoi la *sidérite* et l'*ankérite*, au lieu de constituer comme la calcite des mosaïques de grains grossiers dans les ciments des roches considérées, s'y rencontrent plutôt en rhomboèdres isolés dans une gangue trouble ; ces cristaux sont visiblement préservés de toute altération par la présence de pyrite disséminée autour d'eux, à défaut de quoi on ne les rencontrera guère sans une pellicule de limonite trahissant un début d'oxydation.

La sidérite figure aussi dans les grains oolithiques au titre de minéral secondaire épigénisant la chamosite. L'invasion du grain peut se faire de plusieurs façons ; deux d'entre elles s'observent dans les roches de la présente catégorie :

1° par morsure brutale : des cristaux carbonatés enracinés dans le ciment poussent leurs dents acérées à travers le cortex stratifié en détruisant toute trace de structure antérieure ;

2° par contagion, pour ainsi dire : des pustules carbonatées surgissent n'importe où dans l'ovulite, s'y multiplient tant qu'elles finissent par se confondre. Les grains ainsi infectés passent souvent du vert au brun, ce qui est un symptôme de limonitisation.

Comme la teinte brune se développe surtout au voisinage des pustules carbonatées, on peut se demander si la limonite diffuse est un produit d'altération immédiate de la chamosite, ou bien si l'intervention d'une phase carbonatée n'est pas indispensable. Si une analyse chimique autorisait à croire que la chamosite de l'Erzegg renferme, comme celle de Chamosentze, un peu de fer trivalent, la libération de l'hydroxyde serait la conséquence de la cristallisation de la sidérite, et les deux phénomènes à considérer comme simultanés. L'emploi du microscope, de son côté, ne permet pas de résoudre la question. En effet, des particules carbonatées supposées accessibles aux plus forts grossissements polariseraient très bas, vu leur ténuité extrême. Leur relief ? Variable comme leur orientation. Visibles peut-être dans un milieu dont l'indice de réfraction serait uniforme, elles resteraient indistinctes dans une masse chloriteuse où chaque détail de structure n'est que la marque d'un défaut d'homogénéité.

L'apparition de la sidérite et de la limonite diffuse dans les grains oolithiques a souvent pour conséquence une déformation de ces corps ellipsoïdaux, et parfois aussi une exsudation de chamosite. Cette remarque faite en passant suffira pour le moment, un commentaire détaillé lui étant réservé plus loin, à propos de minerais où les ovulites qui ont dépassé le stade chloriteux sont, non plus la minorité, mais le modèle courant.

Les restes organiques fortement imprégnés de chamosite sont sujets à la sidéritisation tout comme les ovulites chloriteux. Puisque le développement de la sidérite ne va pas sans une destruction de tout ce qui l'a précédée à la place qu'elle occupe, il serait imprudent d'affirmer qu'il ne s'opère qu'aux dépens de débris préalablement chamositisés. Quelques observations semblent indiquer qu'un fragment de squelette calcaire imprégné de pyrite peut donner naissance à la sidérite. Mais c'est un fait bien établi que, lorsqu'il existe une relation génétique entre la sidérite et la chamosite, le silicate précède toujours le carbonate.

III. — *Roches composées en majeure partie d'ovulites chamositiques liés par un ciment peu abondant.*

C'est dans les roches de cette catégorie que la structure oolithique atteint sa plus haute perfection : grains nettement ellipsoïdaux pourvus d'une écorce épaisse et bien stratifiée faite de chamosite d'un vert franc, que le jeu du pléochroïsme atténue et rehausse tout à tour. Réunis en une multitude assez dense pour occuper à peu près les $^4/_5$ de l'espace total, ces grains offrent un spectacle qui est parmi les plus beaux que le microscope puisse donner.

Cependant, il faut bien reconnaître que, au degré d'évolution près, les minerais ainsi constitués diffèrent assez peu de ceux de la catégorie précédente. Ils tirent leur origine des mêmes sédiments ; ceux que l'on considère ici, restés meubles plus longtemps que les autres, ont dû bénéficier d'une diagenèse moins hâtive ; les débris organiques qu'ils contenaient ont été chloritisés plus complètement ; la plupart d'entre eux avaient disparu sous des cortex oolithiques avant que la vase interstitielle les emprisonnât définitivement. Cette vase, plus longuement sélectionnée que dans les dépôts de la catégorie II, a donné naissance à des ciments plus uniformément cristallisés.

Si serrés qu'ils puissent être, les grains oolithiques ne sont presque nulle part en contact, mais presque toujours séparés par un ruban intercalaire de chamosite vert clair qu'ils ont l'air d'avoir sécrétée autour d'eux, et cela d'autant plus qu'en pareil cas, ils sont ordinairement quelque peu ratatinés. Ce premier signe de décrépitude ne se manifeste généralement pas sans qu'une teinte brune remplace le beau vert de la chlorite interne et que des mouches de sidérite se mettent à pulluler dans sa masse.

Fréquents sont les grains oolithiques dont le centre, plus sombre que l'enveloppe, est occupé par des débris d'écorces stratifiées et d'organismes fortement minéralisés, empruntés de toute évidence à des formations plus évoluées. Ici se présente le cas devenu classique à la suite des études de M. L. Cayeux sur les minerais de France [35]. Les nôtres offrent aussi des exemples de ces ovulites fragmentaires, frappés d'un arrêt de développement pour avoir été extraits du milieu générateur. Voici le plus curieux : il s'agit de 2 petits ovulites farcis d'hématite brune et passablement écornés, retenus prisonniers dans

la cavité gastrique d'une Eponge en compagnie de plusieurs Foraminifères ; de la prison subséquemment envahie par la chamosite, il reste une enceinte marquée par des alignements de spicules calcifiés. Les 2 grains séquestrés, privés de communication avec la mer libre, ont manqué l'occasion de se vêtir d'écorces nouvelles.

En résumé : il existe dans le gisement de l'Erzegg-Planplatte des ovulites formés en 2 temps.

Et pourtant les grains dont le noyau est plus clair que l'écorce qui les recouvre sont de beaucoup les plus nombreux. La différence tient souvent, il est vrai, à la présence de limonite pigmentaire dans le cortex, plus exposé que son contenu à s'altérer ; mais elle est imputable principalement à une chloritisation moins dense du noyau, et quelquefois inachevée : les minuscules paillettes de chamosite n'ont pas remplacé partout les débris calcaires de tout genre dont les pareils sont énumérés dans un chapitre antérieur (p. 34). De telles inclusions sont, d'ailleurs, aussi rares que peu apparentes ; faute d'y regarder de très près, on les prend facilement pour des défauts accidentels dont la belle majorité des grains oolithiques « parfaits » est exempte.

Peu abondants, les ciments : ils ne couvrent guère plus du cinquième de la surface des préparations. Leur haute cristallinité, leur nature variable d'un point à l'autre empêchent d'y retrouver facilement l'image de la vase primitive ; à la faveur d'une lévigation prolongée, celle-ci a subi un triage complété par un tamisage à travers les interstices des grains oolithiques déjà tassés sur le fond de la mer. Les endroits où ces grains sont largement épars sont ceux où la physionomie première du dépôt se conserve le mieux. En effet, c'est dans ces espaces libres que l'on peut observer :

1°) du ciment calcaire imprégné de chamosite très diffuse, où de petits rhomboèdres de sidérite, après avoir consommé une faible partie du carbonate disponible, ont été arrêtés dans leur développement par un abondant pigment argilo-pyriteux ; on y reconnaît de nombreux débris d'Echinodermes et de Spongiaires, associés à d'autres qu'on ne peut attribuer aux Mollusques sans faire des réserves ;

2°) des aires envahies par une opale brune *ou verdâtre* dans laquelle on distingue des restes d'animaux, — les mêmes que tout à l'heure —, avec des Foraminifères à tests silicifiés, et en outre quelques grains oolithiques d'un vert fortement décoloré. Ce détail est à retenir pour l'usage qui en sera fait plus tard.

Ailleurs, c'est-à-dire dans les lacunes ménagées entre les grains oolithiques des essaims les plus serrés, le ciment est fait soit de sidérite limpide en grains composant une mosaïque grossière, soit d'un agrégat désordonné de chamosite pailletée changée par places en hématite opaque piquée de magnétite.

IV. — *Oolithes à ciments carbonatés contenant des grains où la chamosite est partiellement remplacée par des oxydes de fer.*

Dans la catégorie ainsi définie se rangent les minerais les plus communs à l'Erzegg-Planplatte, qui ne diffèrent d'ailleurs de ceux des chapitres précédents par aucune qualité essentielle. Le contraste qui oppose les ovulites translucides de couleur verte aux grains bruns et noirs en même temps qu'opaques tient seulement à un degré d'évolution plus avancé chez ces derniers. Le passage des unes aux autres s'observe fréquemment dans des échantillons pas plus grands que la main ; dans certaines préparations microscopiques de format ordinaire, il s'effectue par une zone de transition large de quelques millimètres seulement. La transformation du type chamositique en type hématisé est un phénomène superficiel qui s'est accompli dans le minerai solide, après son émersion et sous l'influence des eaux d'infiltration. Si profondément hématisés, si lourdement chargés de magnétite que soient les grains oolithiques, ils ont tous passé par le stade chamositique.

Les *grains oolithiques*, très apparents en coupe mince dans leurs gangues claires, forment une fraction de la roche qui ne diffère jamais beaucoup de $^2/_3$. Leur plus grande dimension dépasse rarement 1 mm. Ceux, encore nombreux, qui n'ont pas dépassé le stade chamositique sont faits de chlorites diversement ferrugineuses et colorées de toutes les teintes échelonnées entre l'aigue-marine pâle et le brun verdâtre en passant par le vert végétal le plus vigoureux. Leur transformation en granules imprégnés d'oxydes de fer comporte des péripéties variées. D'une manière générale et sauf exception, les plus pâles sont prédisposés à l'invasion par la sidérite ; leur altération en limonite provoque une contraction qui se traduit par un ratatinement des écorces. Par contre, les plus ferrugineux, d'un vert profond qui tourne au brun au début de la limonitisation, sont ceux où la magnétite épigénique se développe avec prédilection.

La teinte des ovulites chloriteux est rarement uniforme du centre à la périphérie. En général, les écorces sont plus sombres que les noyaux qu'elles recouvrent. Les grains constitués par encroûtement d'un débris oolithique préexistant, plus fortement minéralisé que le cortex qui l'enveloppe, se trouvent disséminés dans nos minerais, mais ils sont en minorité. En peu de mots, les noyaux allothigènes représentent l'exception ; la règle, c'est le noyau authigène nourri d'un fragment squelettique ou d'un glomérule de ciment pouvant englober des grains oolithiques rudimentaires. Son envahissement progressif et centripète par la chamosite donne forcément naissance à une écorce plus fortement chloritisée que ledit noyau.

Ces faits ont déjà été constatés dans les minerais des catégories précédentes. Encore discernables quoique moins patents dans ceux qui nous occupent, ils devaient être rappelés une dernière fois afin de marquer :

a) la communauté d'origine de tous les minerais de l'Erzegg-Planplatte ;

b) la pluralité des modes de formation des grains oolithiques.

La magnétite qui naît dans les ovulites par altération de la chamosite se développe surtout à la périphérie de ceux-ci, aux dépens de la chlorite fortement ferrugineuse de la zone corticale. Quand elle apparaît également au centre, on remarque souvent que c'est sur l'emplacement d'un fragment d'ovulite allothigène. Dans ce cas, il subsiste entre la bande de magnétite coronaire et le cœur minéralisé de même un ruban annulaire composé de paillettes chamositiques orientées au hasard.

Le développement de la magnétite semble s'être accompli d'un seul coup ; on n'en connaît ni les prodromes ni la phase embryonnaire; elle apparaît brusquement en garnitures denses faites d'octaèdres atteignant quelquefois 0,025 millimètre entre pointes opposées. La structure des grains oolithiques devenus complètement opaques par substitution des oxydes de fer à la chamosite s'observent facilement à la faveur d'un éclairage intense par la face supérieure de la préparation. On constate alors que la disposition en couches concentriques reste conservée si c'est une hématite, brune ou rouge, qui est le produit de la métasomatose ; il y a en quelque sorte pseudomorphose. La magnétite, par contre, détruit toute apparence de stratification.

D'autres faits concernant les transformations des grains oolithiques intéressent également la gangue qui les entoure. Il faut donc en renvoyer l'examen après l'étude des ciments.

Des *débris organiques* assez nombreux en général accompagnent les grains oolithiques ; rares sont les coupes où le microscope ne découvre aucun reste fossile autre que les vestiges, parfois bien vagues, enfermés sous les écorces stratifiées. Ces restes d'animaux ne sont pas très morcelés ; leurs dimensions sont du même ordre de grandeur que celles des grains oolithiques. On verra tout à l'heure, à la description des ciments, pourquoi les fragments les plus petits et les organismes les plus frêles ont disparu.

Ce sont toujours les Echinodermes qui fournissent le plus gros contingent. Epigénisés par la chamosite ou simplement imprégnés de cette substance qui garnit leurs mailles, ils conservent longtemps leur physionomie propre au milieu des ciments défigurés par la cristallisation. La limonite et l'hématite substituées à la chamosite les sauvent également de la destruction. Mais que cette chlorite donne prise à une prolifération de sidérite, ou bien qu'elle s'altère en magnétite, c'est alors pour le délicat réseau ou l'élégant piquant d'Oursin la disparition certaine à brève échéance. Les débris d'Echinodermes restés calcaires et légèrement poudrés de limonite qui leur confère une teinte roussâtre doivent aussi leur conservation à la chamosite, l'hydroxyde de fer diffus n'étant qu'un produit d'altération du silicate qui imprégnait le lambeau organique. Une telle affirmation n'a rien de téméraire quand elle s'applique à des fossiles retenant encore un peu de chamosite inaltérée, ou bien lorsque ceux-ci présentent des entailles rondes comme celles que laisse une chloritisation massive

découpant dans le réseau des trous d'aspect bien caractéristique (cf. p. 19 et p. 38).

Des Lamellibranches, il reste parfois quelques éléments de la couche prismatique et, plus souvent, de grands fragments de coquilles où des algues ou champignons perforants ont laissé des traces profondes de leurs déprédations ; les galeries sinueuses, parfois dichotomes, creusées par ces microorganismes sont remplies de limonite et faciles à distinguer des canalicules du test des Brachiopodes que l'on rencontre parfois dans les mêmes minerais. Les coquilles envahies par les saprophytes sont souvent imprégnées de chamosite qui agit à la manière d'un antiseptique : les perforations s'arrêtent au contact du silicate vert. Cependant, on observe en quelques endroits des plages saturées de chlorite effaçant toute structure antérieure à l'exception des traces accusant le passage d'organismes perforants ; l'emplacement de telles plages vertes est évidemment celui de coquilles de Mollusques chamositisées après avoir été infestées par les saprophytes.

Des Foraminifères, il ne subsiste guère que des moulages en limonite ; des Bryozoaires, quelques loges remplies de la même substance ou bien fourrées de magnétite et encore reconnaissables de ce fait, même lorsque les parois sont mangées par la sidérite.

Les *ciments* des roches considérées ici sont, par définition, carbonatés : c'est généralement de la calcite largement recristallisée en mosaïque ; la sidérite s'y associe, la remplace même totalement dans certains minerais où les grains oolithiques sont très serrés.

Il est rare que la cristallisation se soit accomplie uniformément dans toute l'étendue d'une préparation (4 cm² environ) ; gênée ou même paralysée en certains points par des imprégnations d'opale, de chamosite, ou par la présence d'argile pyriteuse, elle a épargné le ciment primitif, qui se révèle semblable à celui des roches décrites dans les 3 chapitres précédents : mouture grossière de débris zoogènes avec les détritus inorganiques et les produits diagénétiques habituels. Il résulte de là que les ciments largement cristallisés occupent dans nos minerais une place plus grande que la masse interstitielle des dépôts moins évolués, car ils comprennent non seulement la substance héritée de celle-ci, mais encore celle d'une foule de petits débris zoogènes que leur structure ou leur forme faisait distinguer ailleurs de la pâte qui les moulait. N'ont gardé leur individualité que les fragments de squelettes ou de coquilles particulièrement massifs ou suffisamment imprégnés de chamosite ou de silice.

Les spicules de Spongiaires épigénisés par les carbonates sont parmi les premiers à disparaître lors de la cristallisation des ciments. Aussi a-t-on souvent de la peine à s'expliquer la provenance du quartz authigène disséminé dans les gangues carbonatées. C'est en telle occasion que leur dissolution par les acides dilués peut rendre de grands services (p. 43) en permettant de retrouver intacts quelques-uns des organismes pourvoyeurs de silice.

Certaines conditions de pression, de température et de concentration ont présidé à la cristallisation des ciments et à l'ajustement de leurs relations avec les grains oolithiques. Dès que ces conditions se modifient, l'équilibre est rompu et les échanges recommencent entre les ciments et les corps oolithiques ou non qu'ils renferment. En particulier, les eaux superficielles qui s'infiltrent dans les sédiments consolidés, puis plissés et exondés, changent l'ordre matériel qui s'était établi au contact de l'eau de mer. Parmi les phénomènes qui résultent de cette adaptation aux conditions régnant sur terre ferme, l'un des plus curieux, et qui ne semble pas avoir été remarqué jusqu'ici, c'est la *migration de la chamosite*. Ce silicate, qui semblait fixé dans les ovulites et dans les fossiles pour y subir une décomposition inévitable, se dérobe devant l'irruption de la sidérite et de la magnétite dans les corps chloritisés ; ceux-ci ont l'air de la sécréter dans la gangue qui les enserre. L'étude des roches des catégories précédentes laissait déjà soupçonner ce phénomène, mais un doute subsistait. L'incertitude tenait à la moindre cristallinité de l'ambiance ; on y observait des liens de continuité entre les écorces oolithiques et la chlorite mêlée au ciment. Ici le doute n'est plus permis: trop nette est la limite entre le grain oolithique brunissant et la mosaïque carbonatée qui l'entoure ; le cortex ferrugigineux s'auréole bel et bien de chlorite excrétée. Qu'on ne se laisse pourtant pas leurrer par les apparences : il ne s'agit pas d'une exsudation de matière colloïdale, mais d'une *formation synantétique* empruntant ses éléments par voie de solution au corps ferrugineux et encore silicaté d'une part, et à sa gangue d'autre part. D'ailleurs cette auréole est cristallisée ; elle peut même être différenciée en chlorite pailletée à l'intérieur, et du côté ciment, en chamosite stratifiée par pression contre celui-ci et de ce fait plus verte et déjà pléochroïque. Le système formé par le grain malade et son auréole synantétique occupe évidemment plus de place que le grain primitif ; cela compense en quelque mesure l'extension des ciments signalée plus haut.

Le destin des débris d'animaux étant soumis aux mêmes lois que l'évolution des grains oolithiques [35], on ne s'étonnera pas d'observer les mêmes phénomènes au contact des ciments de calcite ou de sidérite et des débris de Crinoïdes chargés de magnétite épigénisant la chamosite dont ils étaient imbibés. Une dernière occasion s'offre alors aux fragments d'Echinodermes de s'enfermer sous une écorce chloriteuse ; elle est, il faut l'avouer, rarement utilisée.

Quand l'ovulite empiète sur le ciment en s'entourant d'une couronne chamositique, c'est en sacrifiant de sa propre substance. Cette diminution provoque dans son sein une porosité dont le ciment profite pour prendre sa revanche: des carbonates s'infiltrent dans les lacunes, y forment des dépôts en forme de lunules qui, en cristallisant, disloquent les couches de l'écorce et finissent par faire éclater l'ovulite.

Enfin, une chamosite dont l'origine est difficile à établir et qui semble avoir appartenu au ciment trouve un ultime refuge dans les fentes de la roche, entre des cristaux de calcite qui lui laissent peu de place, mais mettent en évidence sa structure lamellaire.

V. — *Minerais à ovulites hématisés et chargés de magnétite, pris dans des ciments chloriteux ou hématisés.*

La définition placée en tête de ce paragraphe englobe tous les minerais non encore examinés. Ce sont les plus riches, les plus denses, ceux dont l'aspect est le plus sombre à cause du développement des oxydes de fer qui tendent à supplanter la chamosite. Ils constituent un groupe à part seulement parce que les phénomènes résultant de l'adaptation de ces sédiments au domaine de la terre ferme ont réalisé ici leur effet maximum. Maximum relatif, d'ailleurs : le prélèvement sur le terrain des échantillons examinés a interrompu une évolution encore en cours ; les coupes minces qui en sont tirées ne montrent jamais des grains oolithiques uniformément opaques, ni des gangues totalement obscurcies.

Parmi les *grains oolithiques*, les plus intéressants ne sont pas ceux qui, parvenus au terme de leurs transformations, ne laissent voir que magnétite et hématite, mais bien ceux qui, arrêtés à un stade quelconque de leur évolution à partir de l'ovulite entièrement chamositique, permettent d'en récapituler toutes les phases. Le nombre de ces types témoins croît naturellement avec celui des transformations survenues dans les roches. La plupart d'entre eux ont été décrits dans les chapitres précédents. Il est inutile d'y revenir ; mais il faut noter que la place occupée par eux dans les minerais n'est pas nécessairement moindre que celle qu'y prennent les types qui vont réclamer notre attention à cause de leur état de décrépitude plus avancé.

De tous les ovulites partiellement obscurcis par les oxydes de fer, les plus fréquents sont, encore ici, ceux dont l'écorce est plus fortement minéralisée que le cœur ; celui-ci peut même avoir gardé dans toute sa fraîcheur la chamosite en paillettes des premiers âges. Mais les noyaux colorés en vert clair réservent des surprises; il ne faut pas négliger de les soumettre tous à l'épreuve des nicols croisés, surtout lorsqu'ils sont ceints de couronnes de magnétite. On constate alors que plusieurs d'entre eux sont dépourvus de biréfringence ; la substance dont ils sont faits n'est plus que de l'opale colorée en vert par du fer peut-être à l'état de chamosite dissoute dans la silice. La coloration de certains ciments opalisés laissait prévoir la possibilité de telles dissolutions (p. 44).

L'apparition dans la chamosite de la sidérite en mouches ou en pustules est suivie, à échéance plus ou moins longue, d'un développement d'hématite ou de magnétite. Cette dernière ne remplace pas nécessairement la sidérite : elle lui succède simplement, et si régulièrement dans quelques échantillons que la magnétite ne s'y montre que dans les ovulites mouchetés. Les piqûres de sidérite s'alignent parfois le long de certaines strates des cortex oolithiques ; en s'y multipliant, elles s'établissent sur la position conquise pendant que l'hématite ou la magnétite envahit les niveaux voisins. Ainsi naissent des ovulites dont l'écorce comprend des lits alternativement carbonatés et chargés de magné-

tite ou restés chloriteux. De telles structures ont été interprétées de diverses manières. On a voulu y voir l'effet d'une croissance de l'ovulite dans des eaux de composition variable ; suivant d'autres suggestions, les couches carbonatées n'auraient pas représenté autre chose que les restes d'un grain calcaire à l'origine. On sait maintenant ce qu'il en faut penser : dans les minerais considérés ici, la structure des cortex à couches composées alternativement de sidérite et d'oxydes de fer est le résultat d'une épigénie différentielle ; cette transformation peut avoir respecté des strates chloriteuses.

Les raisons d'une telle sélection ne sont pas évidentes. Il ne faut pourtant pas en exagérer le mystère. Si surprenants au premier abord qu'en soient les effets, ils ne sont pas plus compliqués que ceux qui se réalisent sur une échelle plus grande dans les gîtes métasomatiques de zinc et de plomb, par exemple. Ici comme là, la minéralisation met en évidence, dans le milieu où la substitution s'opère, des variations de l'état de pureté ou d'agrégation que sa stratification laissait à peine prévoir.

On signalait précédemment (p. 51) la contraction éprouvée par certains ovulites quand leur chlorite devait rapidement céder la place à ses succédanés ordinaires, ainsi que l'exsudation apparente de chamosite qui se produisait en même temps. Ce phénomène se manifeste dans toute son ampleur dans les minerais les plus évolués : sur de grandes surfaces, on ne voit qu'ovulites recroquevillés baignant dans la chamosite secondaire ; telle fut la contraction subie que certaines d'entre elles ressemblent aussi peu à l'ellipsoïde chloriteux de leur jeunesse qu'un raisin sec à la baie succulente qui pend à la treille.

Quand les grains oolithiques sont espacés dans un ciment encore partiellement calcaire, les auréoles chamositiques qui s'élargissent autour d'eux se gênent mutuellement dans leur expansion ; la surface où elles se rencontrent est parfois marquée par l'orientation tangentielle des lamelles chloriteuses, de de sorte que la zone frontière prend une structure stratifiée.

L'exsudation de la chamosite dans le ciment n'est pas toujours la dernière réaction de l'ovulite en voie d'altération sur le milieu qui l'entoure. L'hématite et la magnétite qui s'y développent peuvent mettre à contribution les premiers usurpateurs du fonds, sidérite et ankérite : on voit alors un halo de carbonates s'insérer entre les ruines du grain oolithique et son auréole de chamosite. Ainsi la place du grain disparu reste marquée dans la roche par une sorte de fantôme beaucoup plus grand que lui-même et dont la forme rappelle la sienne : masse ovoïde de cristaux carbonatés rayonnant autour d'un noyau de magnétite ou d'hématite et ceinte d'une enveloppe de chamosite. L'altération de celle-ci est une éventualité à prévoir ; si l'Erzegg n'en offre pas d'exemple, il pourra s'en rencontrer dans des gisements où la migration du fer a comporté plus d'aventures.

Le peu qui reste des squelettes fossiles doit sa conservation à la chamosite restée telle quelle ou, plus souvent, remplacée par l'hématite. Ce qui en a été dit au chapitre précédent n'exigerait, pour s'appliquer exactement ici, que des modifications de détail sur lesquelles il est superflu d'insister.

Ciments. — Les oxydes de fer répandus parfois à haute dose dans les ciments sont des produits de l'altération de la chamosite. Celle qui en faisait partie dès l'origine donne naissance à des plages obscures percées de fenêtres occupées par des carbonates. La décomposition de la chlorite « sécrétée » par les ovulites ratatinés donne des voiles plus uniformes et moins compacts. Les taches les plus opaques sont suspectes de receler soit des organismes, soit des grains oolithiques ; la preuve peut en être faite quand elles ne sont pas trop chargées de magnétite.

CONCLUSIONS

La matière qui constitue les minerais de l'Erzegg-Planplatte et de Chamosentze s'accumula sur un fond de mer à une profondeur où l'agitation des flots troublait la sédimentation, remettant en suspension le dépôt à plusieurs reprises avant qu'il se consolidât. Ce que les courants entraînaient vers le bassin d'accumulation se composait de débris organiques, surtout d'articles de Crinoïdes à tous les degrés de fragmentation, et de vase fine chargée d'oxyde de fer qui provenait du continent. Le fer apporté de la terre ferme se fixa dans le sédiment principalement sous forme de chamosite et accessoirement comme sulfure devenu pyrite plus tard. Les supports de cette fixation furent en première ligne les détritus zoogènes ; échangeant une partie de leur calcaire contre un silicate de fer, ils cédèrent beaucoup de chaux à l'eau de mer, qui l'emporta. Qu'il en soit résulté pour le dépôt un enrichissement en fer, cela est incontestable dès que l'épigénie du calcaire par la chamosite est démontrée. D'autre part, la vase fine apportée du continent, à laquelle nous attribuons volontiers de rôle de véhicule du fer, devait se déposer ailleurs, dans un milieu plus calme. Avant d'être dispersée, n'avait-elle pas flotté longtemps dans une eau chargée de produits de putréfaction dont l'abondance devait être en rapport avec celle des squelettes enfouis dans le sédiment ? N'est-il pas vraisemblable qu'elle ait abandonné à ce bain une partie de son fer ?

Si cette question comporte une réponse affirmative, la concentration du fer dans les minerais serait due, non à des apports d'une richesse exceptionnelle, mais à l'élimination, par voie de dissolution, du calcaire mobilisé, et par voie de lévigation, à celle de l'« argile » terrigène.

Quoi qu'il en soit, la substitution progressive d'un silicate de fer au calcaire des débris organiques, accomplie dans une masse soumise à des brassages fréquents eut pour effet de transformer bon nombre d'entre eux en grains oolithiques. La stratification des écorces qui s'épaississaient autour d'eux est l'expression des péripéties de leur développement dans un milieu où sédimentation et diagenèse n'étaient pas des phénomènes successifs, mais contemporains et alternant à de brefs intervalles. La chamosite dès son apparition constituait des paillettes cristallines ; aussi les ovulites formés par elle restaient-ils fragiles : leurs fragments pouvaient servir de noyaux à des grains oolithiques plus jeunes.

Jusqu'ici l'histoire des minerais ne comporte donc ni intervention d'ovulites calcaires, ni encroûtement de grains de quartz par la limonite, ni précipitation de magnétite ou de silicate vert en globules gélatineux.

La consolidation qui résulte de la cristallisation des gangues sélectionnées par des lévigations répétées finit par soustraire le sédiment à l'action de l'eau de mer. Dans la roche désormais constituée, des minéraux plus stables que la chamosite : — sidérite, magnétite et autres oxydes de fer —, se développèrent à ses dépens ; différée par des circonstances passagères et par des incidents locaux, sa régression s'accentua après le plissement des couches dont elle faisait partie. Sa disparition se consomme de nos jours dans les minerais mis à nu par l'érosion sur les crêtes élevées des Alpes.

Les observations faites sur les minerais de l'Erzegg-Planplatte et de Chamosentze confirment sur bien des points les déductions tirées par M. L. Cayeux de l'étude des minerais de France. Il s'avère, en particulier, que la matière qui prit la forme de grains oolithiques commença par être de nature calcaire ; il suffit de préciser : empruntée à des restes d'animaux calcaires. De cette notion se déduit alors, comme un corollaire, une autre proposition établie par le même savant : l'évolution minéralogique des débris organiques est calquée sur celle des grains oolithiques. Quant à l'ordre dans lequel apparaissent les substances qui prennent successivement la place du calcaire, il est tel, dans nos gisements suisses, que la chlorite précède toujours la sidérite.

CHAPITRE VI

Oolithes ferrugineuses du pays de Glaris

Stratigraphie du Dogger dans la région du Glärnisch, d'après J. Oberholzer [9].

Le Dogger du pays de Glaris comprend une série de couches offrant les unes et les autres des caractères lithologiques bien marqués. On y distingue de bas en haut :

1. *Aalénien. a)* Schistes argileux noirs (Opalinus-Schiefer) très pauvres en fossiles, souvent un peu grumeleux, semés de paillettes micacées et séparés par de fines lames gréseuses.

   b) Grès ferrugineux (Eisensandstein) d'un brun ordinairement sombre, dont les lits parfois très nets peuvent alterner avec des assises de schiste noir ou des intercalations de brèche échinodermique.
2. *Bajocien.* Brèche à échinodermes d'un gris foncé, à patine brunâtre, grossièrement spathique à l'ordinaire.
3. *Callovien.* Oolithe ferrugineuse (Blegi-Oolith). C'est un calcaire généralement roux, gris ou verdâtre par places, farci d'ovulites en hématite ou en chamosite.

En divers endroits, la brèche à Echinodermes passe par le bas au grès ferrugineux dont l'âge aalénien est certain, tandis que, vers le haut, elle est localement recouverte par un banc fossilifère renfermant une faune encore bajocienne. L'étage bathonien semble donc manquer complètement dans la région glaronnaise : l'oolithe callovienne repose en transgression sur le Bajocien.

La puissance des étages aalénien et bajocien varie beaucoup d'une localité à l'autre. On se bornera à considérer ici leur développement dans la région du Glärnisch, où le Dogger prend part à la constitution de 3 unités tectoniques superposées, qui sont, de bas en haut :

la nappe de Glaris (Glarnerdecke)
la nappe du Mürtschenstock (Mürtschendecke)
la nappe de l'Axenberg (Axendecke)

Dans la nappe inférieure, la base schisteuse du Dogger n'est pas visible partout. Elle supporte 5 à 25 m. de grès ferrugineux dont les bancs sont séparés par des lits schisteux, puis la brèche à Echinodermes, épaisse de 6 à 8 mètres seulement, enfin l'oolithe callovienne dont la puissance est voisine de 1 m.

Le Dogger de la Mürtschendecke repose sur un socle épais de 3 m. fait de grès ferrugineux en bancs minces. Les schistes qui les surmontent ont une douzaine de mètres d'épaisseur ; des lits gréseux s'intercalent entre leurs assises supérieures. Le contact avec la brèche à Echinodermes qui les recouvre n'est pas normal : il se fait par une surface de décollement plongeant vers l'intérieur de la montagne, sous laquelle les schistes sont froissés. L'oolithe ferrugineuse n'a guère que 0,5 m. d'épaisseur ; elle n'est pas homogène : des masses lenticulaires de calcaire gris sont noyées dans sa pâte rougeâtre. D'ailleurs la limite qui la sépare de son support n'est pas franche partout : des traînées oolithiques se prolongent dans la brèche encrinitique.

Cet aspect du Dogger se modifie rapidement vers le Sud. A la Guppenalp, sur les pentes qui dominent Schwanden à l'Ouest, l'épaisseur des couches aaléniennes se réduit à 2-3 m. par écrasement, celle de la brèche à entroques tombant à 5 et même 3 m. un peu plus loin. Il faut remarquer que, dans ces parages, ladite brèche se charge fortement de composés ferrugineux. Quant à l'oolithe callovienne, dont l'épaisseur courante ne dépasse guère 0,3 m., c'est moins par renflement que par l'effet de plis locaux qu'elle montre sur les pentes de la Guppenalp une section large de 2,5 à 4 m. Aussi est-ce là qu'elle fut exploitée comme minerai de fer au XVIe siècle, de 1530 à 1581 environ; on voit encore les entrées de 2 galeries de mine s'ouvrant à quelque 100 m. du chalet de Mittelguppen, du côté sud.

C'est dans la nappe de l'Axenberg que le Dogger atteint son développement maximum, qui va de pair avec une variété lithologique plus accusée. Les parois nord du Glärnisch, dont le pied est baigné par le Klöntalersee, montrent, à proximité du monument érigé à la mémoire de C. Gessner le profil suivant qu'illustre la fig. 5, dessinée par J. Oberholzer.

2. Calcaire à entroques sableux et micacé d'un rouge foncé, avec des lits de grès ferrugineux . . . . . 10 m.
3. Brèche à Echinodermes de couleur rouge, à patine brune, en bancs minces parsemés d'ovulites limonitiques, de grains de quartz et de paillettes de mica . . . . . 60 m.
4. Brèche à Echinodermes grossière, en bancs épais . . . . . 55 m.
5. Brèche à Echinodermes d'un gris bleuâtre foncé . . . . . 65-70 m.

Eo. Oolithe ferrugineuse à ciment calcaire d'un rouge foncé, gris ou verdâtre dans les parties où les ovulites sont clairsemés . 0,6-0,9 m.

Des travaux miniers furent entrepris en ces lieux de 1571 à la fin du XVIe siècle à l'intention de tirer du fer non pas de l'oolithe, bien pauvre et fort mince à cet endroit, mais plutôt de la brèche à Echinodermes (3) lourdement chargée de limonite. On constate, en effet, qu'une sorte de niche large de 20 m. et profonde de 10 m. a été taillée sur une hauteur de 25 m. dans l'épaisseur des couches à entroques, tandis que l'on ne découvre aucune excavation dans l'oolithe.

Le Dogger de la même nappe se suit sur le flanc est du Glärnisch et au delà. C'est sur ce tracé que se trouve la localité classique d'Oberblegi, où l'oolithe callovienne, riche en fossiles, mesure tout au plus 1 m. d'épaisseur.

LES MINERAIS DE FER DU GLAERNISCH

Les résultats de l'étude pétrographique d'un gisement peuvent être très différents suivant que l'enquête porte uniquement sur les minerais exploitables ou bien qu'elle englobe aussi les roches trop pauvres pour mériter ce nom. Les oolithes ferrugineuses du Glärnisch sont fort instructives à cet égard. Dans la collection réunie en vue de nos recherches, il y a de beaux exemplaires que M. le Dr J. Oberholzer prit la peine de prélever lui-même dans les bancs mis à nu par les anciennes exploitations ; il y a aussi des échantillons de valeur moindre au point de vue technique : récoltés au Bärentritt, à la

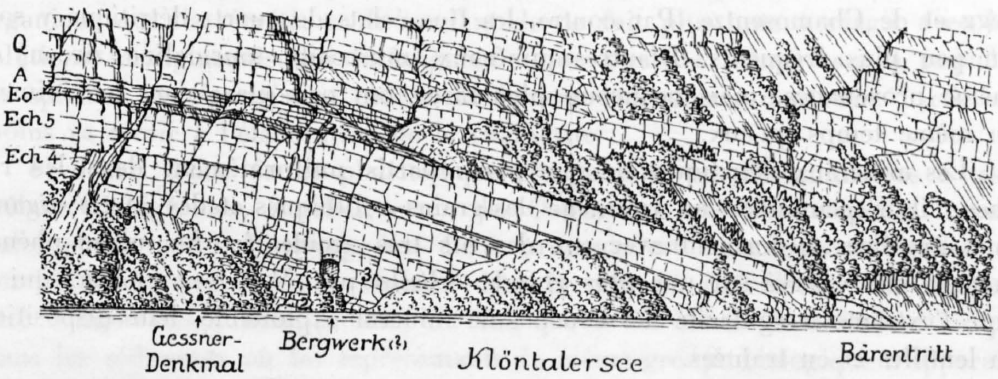


Fig. 5. — *La région du Klöntal où le fer fut exploité au XVIe siècle.*
Ech, 2-5 : Brèche à Echinodermes (Bajocien) ; Eo : oolithe ferrugineuse (Callovien) ; A : Schiltkalk (Argovien) ; Q : Quintnerkalk (Séquanien-Kimméridgien).

Guppenalp, aux Heuberge et sur les pentes qui dominent le lac d'Oberblegi, ils ont été choisis moins pour leur richesse en fer qu'à cause de la netteté de leurs grains oolithiques.

Or les minerais du type riche sont plus chargés de limonite qu'aucun de ceux des gisements précédemment étudiés. On peut croire à les examiner, même sous le microscope, se trouver en présence de formations essentiellement différentes de celles-là ; seule une longue pratique permet d'en établir la parenté. C'est aux minerais pauvres, moins éprouvés par les transformations de surface qu'il faut s'adresser pour saisir les analogies qui relient les roches oolithiques du pays de Glaris à celles de l'Erzegg et de Chamosentze. Aussi l'étude qui va suivre se divise-t-elle en 2 chapitres :

I. Roches à grains oolithiques en chamosite.

II. Minerais riches en oxydes de fer.

1. — *Roches à grains oolithiques en chamosite.*

Caractères généraux des sédiments.

Il s'agit ici de roches essentiellement calcaires, les grains oolithiques ne prenant jamais une part prépondérante à leur constitution : c'est à peine si, dans les essaims les plus denses, où le nombre des individus dépasse rarement quelques dizaines, ils occupent plus du tiers de l'espace disponible. Le calcaire est emprunté en grande partie à des squelettes d'animaux dont les plus importants sont des Echinodermes. Leurs débris sont parfois si abondants que le dépôt prend le caractère d'une brèche zoogène. Ils sont ordinairement très morcelés. Certaines préparations permettent de suivre les progrès de leur trituration jusqu'à la mouture fine qui constitue la gangue la plus commune des ovulites et des débris organiques. Cette gangue est généralement plus claire, c'est-à-dire moins chargée d'argile pyriteuse que dans les roches de l'Erzegg et de Chamosentze. Par contre, les fins éclats de quartz détritique y sont un peu plus fréquents. D'autres minéraux (muscovite, tourmaline, zircon) de même provenance, mais beaucoup plus rares, ont pris place dans le sédiment en même temps qu'eux.

Les minéraux détritiques ne sont pas répartis uniformément dans les roches : ils s'accumulent au voisinage des grains oolithiques et des débris organiques grossiers et forment avec eux des lits très accidentés. Le même phénomène a été observé sur une plus grande échelle par M. Oberholzer, qui a noté l'extrême irrégularité des couches de minerai exploitable, leur disposition en lentilles et en traînées.

La conclusion qui s'impose est que les dépôts oolithiques du Glärnisch ont pris naissance dans des conditions peu différentes de celles qui régnaient dans les parages de l'Erzegg : mer agitée remaniant fréquemment les sédiments accumulés sur son fond ; brassage à effets multiples : haute sélection par lévigation de la vase fine qui constituera la gangue des grains oolithiques, renouvellement périodique du contact des débris organiques avec l'eau de mer chargée de fer, imprégnation et déplacement progressif du calcaire par la chamosite.

Comment expliquer l'amoindrissement du rôle, si important à l'Erzegg, que ce silicate tient ici ? Il ne peut être question d'une diminution des apports continentaux, vu que l'on constate une augmentation des minéraux détritiques. Puisque l'on est réduit à des hypothèses, il faut donner la préférence à celle qui s'inspire le mieux des particularités des sédiments considérés. Or la pyrite qu'ils renferment est très localisée, et non diffuse dans leurs ciments ; d'autre part, les débris de Crinoïdes qui s'y trouvent portent souvent les traces d'une longue usure. Dès lors, il semble probable que les débris d'animaux, déjà fortement décharnés, n'aient apporté au bassin d'accumulation que peu de matière putréfiable. Pour reprendre un essai d'explication proposé dans un chapitre précédent, (p. 59), si l'extraction du fer de la vase terrigène par l'eau

de mer dépend des produits de putréfaction qu'elle contient, cette opération a dû être poussée moins loin ici qu'à l'Erzegg ; ses résidus argileux imparfaitement épuisés ont été dispersés par les courants sans avoir laissé dans le bassin du Glärnisch autant de complexes organo-ferriques qu'ils en auraient cédé à un bain plus souillé.

Débris fossiles. — Il y a lieu de les séparer en 2 catégories :

a) fragments de Crinoïdes et d'Oursins, de Lamellibranches, de Brachiopodes et de Bryozoaires représentant, avec les spicules de Spongiaires, les restes d'une faune qui prospérait à l'écart de la fosse commune qui reçut leurs dépouilles. C'est moins un intérêt biologique qui pousse à les identifier que le besoin de vérifier que la qualité de la masse soumise à la diagenèse était sensiblement la même au Glärnisch qu'à l'Erzegg et à Chamosentze. On reconnaît bien à l'énumération qui vient d'être faite que, là ou ici, c'est partout le même calcaire, dont la perméabilité s'accroît avec la décomposition de la matière organique qui l'a sécrété, en le rendant de ce fait plus apte à réagir avec les solutions ferrugineuses qui le baignent ; que c'est la même vase à laquelle les spicules de Spongiaires cèdent facilement leur silice, dont une partie au moins va servir à l'élaboration de la chamosite.

b) débris d'une faune planctonique comprenant des Foraminifères à tests frêles (Globigérines, Rotalies, etc.), des Ostracodes, des Céphalopodes minuscules et de petits Gastéropodes. Leur présence est certainement l'indice de conditions un peu spéciales régnant dans la mer du Glärnisch ; elle ne peut être complètement indépendante du fait que le fer est moins abondant ici que dans les sédiments où les représentants du même groupe biologique n'apparaissent qu'à titre purement accidentel. On conçoit bien qu'une telle faune ne prospérait que dans des eaux non troublées par des apports de vase continentale. Mais était-elle indigène, ou bien ne s'agit-il que de coquilles flottées ? Voilà des questions auxquelles l'examen de dépôts dépourvus de toute stratification régulière ne saurait fournir de réponse, de sorte que la corrélation soupçonnée n'est pas vérifiable.

Ni la conservation des débris fossiles par diverses substances, ni leur évolution minéralogique ne diffèrent ici de ce que l'on a vu ailleurs. Les détails dignes de mention se trouveront plus loin avec l'étude des transformations des roches du Glärnisch considérées dans leur ensemble.

Grains oolithiques.

La chamosite dont les grains oolithiques sont formés est, à l'état frais, d'un vert d'intensité variable ; les teintes pâles sont les plus ordinaires, tandis que le beau vert végétal est assez rare ; il semble réservé, sans que l'on puisse expliquer cette préférence, aux grains de petite taille (0,5 mm. environ). Ils sont d'ailleurs mal calibrés en général : on trouve fréquemment réunis dans une même préparation des grains dont la plus grande dimension varie de 0,2 à 1

millimètre. Ce maximum peut atteindre 1,5 mm. ; il s'abaisse à 0,15 mm. dans les plus menus. Le rapport du diamètre minimum au plus grand ne diffère pas beaucoup de $^2/_3$ dans la plupart des cas ; il peut atteindre la valeur $^1/_2$ dans certaines variétés à cortex finement stratifié dont la forme oblongue ne semble pas être le résultat d'un étirement ou d'un laminage. Enfin l'épaisseur du cortex est extrêmement variable ; sa stratification est souvent nette jusqu'à la profondeur d'un demi-rayon ; c'est bien rarement qu'on peut la suivre jusqu'au voisinage du centre ; alors l'agrégat de paillettes chloriteuses qui forment le noyau occupe un volume inférieur à 1 % de celui du grain oolithique.

Des faits observés à l'Erzegg et à Chamosentze on a conclu que la plupart des grains oolithiques devaient leur naissance au remplacement progressif du calcaire par la chamosite dans les débris d'animaux. Ces grains sont trop clairsemés dans les roches du Glärnisch pour que leur étude suggère des interprétations susceptibles d'être pareillement généralisées ; ce n'est point à eux que l'on demandera des démonstrations assez serrées pour convaincre un incrédule. Mais ils sont pourtant assez nombreux et assez divers en leurs manières d'être pour permettre un contrôle sévère des observations faites ailleurs. On les a scrutés soigneusement afin d'en tirer des arguments pour ou contre la théorie qui leur attribue une origine métasomatique. Cet examen n'ayant fourni que des confirmations, il ne reste plus qu'à en résumer les résultats :

1° De toutes les substances qui prennent part à la constitution de nos roches, la chamosite est la première à revêtir la forme oolithique.

2° Aucun ovulite ne s'est développé par encroûtement d'un grain de quartz détritique.

3° Certains grains oolithiques ont pour noyau un débris d'ovulite d'une génération antérieure. La discontinuité entre les deux temps de formation est rarement telle que l'évolution minéralogique du corps nucléaire soit notablement plus avancée que celle de l'écorce ; elle n'est ordinairement marquée que par la discordance des strates corticales sur celles du fragment englobé, lequel n'est jamais complété ni réparé par l'apport de chamosite nouvelle.

4° Parmi les grains oolithiques qui n'ont pas dépassé le stade chamositique, les plus abondants de beaucoup sont ceux dont l'écorce stratifiée recouvre un noyau chloriteux composé de paillettes orientées au hasard et renfermant souvent des débris d'organismes calcaires (Echinodermes, Foraminifères, etc.) incomplètement digérés, ou bien des parcelles de ciment imparfaitement remplacé par la chamosite, surtout si des esquilles de quartz détritique y sont incluses.

Si c'est au détriment des débris d'animaux calcaires que les grains oolithiques se développent, ils doivent être d'autant plus abondants que les organismes fossiles le sont moins. C'est bien ce que l'observation semble confirmer. Mais on sait ce que valent les statistiques établies sur de petits échantillons prélevés dans des couches où la stratification est brouillée autant qu'ici. Il convient, en pareil cas, d'invoquer le témoignage d'un géologue averti, non pré-

venu des idées tendancieuses que nourrit son collaborateur, le pétrographe. Or si l'on consulte J. Oberholzer [9], on apprend qu'il a observé en plusieurs occasions combien la limite entre la brèche à Echinodermes et la «Blegioolith» était indécise ; que d'après ses constatations, des transitions graduelles relient ces deux formations. Les débris de Crinoïdes rougeâtres qu'il a vus dans une zone de passage de l'une à l'autre doivent leur coloration à un pigment limonitique, produit d'altération de la chamosite qui les imprégnait, qui les a corrodés et s'est décomposée avant d'avoir réussi à les digérer complètement. Nombreux sont les fragments analogues aux précédents que l'œil ne distingue plus sous les écorces de silicate épigénique qui les ont recouverts.

Ciments.

Le calcaire zoogène finement trituré qui constitue la plus grande partie des ciments est aussi apte que celui qui subsiste dans les squelettes moins morcelés et que celui qui se résorbe sous les écorces oolithiques à fixer le fer et la silice du milieu ambiant. C'est pourquoi la plupart des ciments sont imprégnés de chamosite épigénique. Peu ferrugineuse, donc peu colorée, elle n'y est pas très visible. On est toujours porté à sous-estimer la part qu'elle prend à leur composition; on s'en rend compte à la difficulté que l'on éprouve à désagréger les roches par les acides dilués. Les couleurs que ce silicate prend par altération le mettent aussi en évidence.

Bien que les roches du Glärnisch, coupées par des diaclases nombreuses, aient subi des déformations mécaniques, la texture de leurs ciments et leur abondance sont telles qu'ils ont généralement préservé de l'écrasement les grains oolithiques qui s'y trouvent enfermés. Les marmelades de grains chloriteux énucléées comme on en rencontre à l'Erzegg et à Chamosentze sont inconnues dans les roches étudiées ici.

Consolidation des sédiments et transformations des roches.

La diagenèse des sédiments du Glärnisch et les transformations qui ont amené les roches à l'état où nous les trouvons aujourd'hui se sont accomplies à peu près de la même façon qu'à l'Erzegg et à Chamosentze. Il est donc inutile de relater toutes les observations faites ici. On se contentera de rappeler les grands traits de l'évolution commune à tous ces gisements, en n'insistant que sur les particularités de l'histoire locale.

La substitution de la chamosite au calcaire ne suffit pas à consolider le dépôt. Celui-ci ne prend consistance de masse rocheuse qu'après cristallisation de la vase qui deviendra la gangue des ovulites et des débris de squelettes conservés. Au lieu de donner naissance, comme à l'Erzegg, à des mosaïques de gros grains carbonatés, cette opération n'a produit ici, à quelques exceptions près, que des ciments finement granulés. Les raisons de cette différence nous échappent ; il faut se borner à noter que les grands individus de calcite ne se

développent que dans les amas de coquilles grossièrement concassées ou sur l'emplacement de débris organiques peu morcelés.

L'apparition de la *dolomite* semble dater d'une époque postérieure à la consolidation du dépôt ; c'est dans les ciments où les débris d'animaux sont clairsemés qu'elle se montre en rhomboèdres, bientôt paralysés dans leur développement par la chamosite et autres résidus inassimilables. Ainsi la dolomite trouve rarement l'occasion d'étendre sa domination sur de grands espaces ; quand elle y parvient, toute trace de structure antérieure disparaît devant elle.

Ce qui précède s'applique également aux carbonates qui renferment du fer ; ils tiennent dans nos roches une place bien plus importante que la dolomite. La part qui revient aux *ankérites* est sans doute considérable, mais difficile à distinguer de celle qu'il faut attribuer à la *sidérite* ; le nom de ce dernier minéral sera souvent employé dans ce qui va suivre pour désigner l'un quelconque des « spaths brunissants ».

Si l'on est loin de connaître les conditions physiques présidant à l'ordre nouveau qui s'établit après lapidification du sédiment parmi les substances dont il est formé, on peut cependant tirer parti d'une notion implicitement contenue dans ce qui précède : la roche consolidée est un système à peu près fermé aux influences extérieures. Les réactions ne s'y accomplissent plus en présence d'une eau possédant un pouvoir dissolvant pratiquement illimité, mais par l'intermédiaire de solutions saturées circulant lentement; leurs produits les plus solubles ne sont pas éliminés ; s'accumulant sur place, ils tendent à s'opposer à la continuation des phénomènes qui leur ont donné naissance. En somme, depuis le moment où le sédiment se lapidifie jusqu'à celui où, émergé, il devient accessible aux eaux d'infiltration, la roche reste le domaine des réactions réversibles.

Ces remarques permettent de découvrir un principe directeur dans la foule des faits observés, où l'on risque de se perdre. L'histoire de nos roches dans son antiquité et dans son moyen-âge se ramène en grande partie à celle des compétitions de la silice et de l'acide carbonique. Sur le fond de la mer, la chamosite se substituait aux carbonates du sédiment encore meuble parce que l'évacuation de l'acide carbonique était chose facile ; dans le dépôt mué en roche, les carbonates reprennent leurs droits : la sidérite tend à chasser partout la chamosite des positions qu'elle avait conquises.

C'est autour des points de grande concentration de la chamosite, c'est-à-dire autour des grains oolithiques qu'il est le plus facile de suivre les péripéties du remplacement de cette chlorite par le carbonate ferreux. Il peut s'opérer de diverses manières qui dépendent aussi bien de la structure du grain que de l'état du ciment environnant. C'est ordinairement par le bord de l'écorce que commence l'empiètement de la sidérite sur le silicate ; les exceptions concernent surtout les grains qui ont pour noyau un fragment d'ovulite préexistant. Si la progression du carbonate est rapide, l'ovulite est bientôt transformé

en un agrégat grossier de grains clairs et fortement biréfringents. Ralentis dans leur avance par la résistance de certaines strates du cortex, les cristaux rhomboédriques les dépriment parfois au lieu de les digérer. Si l'invasion s'est faite par encerclement, le noyau de résistance encore épargné peut avoir acquis sous la pression exercée par lui une biréfringence exceptionnellement élevée ; dans d'autres cas, au contraire, il a perdu tant de matière dans la lutte qu'il est réduit à un rognon d'opale verdâtre dépourvu de toute biréfringence. Les couches des écorces oolithiques opposant à l'invasion des résistances inégales, les plus épaisses et les mieux stratifiées ne tolèrent qu'une métasomatose sélective qui produit des sphérites où les lits carbonatés alternent plus ou moins régulièrement avec les lits chloriteux que l'épigénie a respectés.

Si l'édifice oolithique est ruiné par la sidérite, toute la substance qu'il contenait n'a pas été consommée par l'intrus : la silice déplacée et le fer non carbonaté se répandent dans le ciment environnant et, par réaction avec celui-ci, reconstituent une chlorite cristallisée en paillettes de teinte claire. Moins apparent qu'à l'Erzegg, où les auréoles synantétiques formées par cette chamosite régénérée tranchaient sur les mosaïques calcaires largement cristallisées, ce phénomène s'est également produit dans les roches du Glärnisch, et son importance n'y est pas moindre, comme on le verra tout à l'heure. Il faut noter que les grains oolithiques brisés, les « ovulites allothigènes », réagissent avec le ciment aussi bien que ceux qui sont entiers et qu'ils s'entourent aussi de halos de chamosite régénérée. Il sa sans dire qu'il en est de même pour les débris fossiles chloritisés.

Quant aux ovulites ratatinés si fréquents à l'Erzegg, c'est en vain qu'on les cherche ici. On y trouve bien des grains déformés par altération ; la sidérite y a proliféré de telle sorte que les cristaux carbonatés font saillie sous la pellicule verdâtre qui est le dernier reste du cortex : on dirait un sac de serpillière bourré de gros morceaux de bois.

Est-il certain que la sidérite ne puisse pas succéder directement au calcaire, sans intervention de la chamosite ? Cette question ne se pose qu'en de très rares occasions. Ce sera, par exemple, à propos d'un grain oolithique dont le noyau, très volumineux, est formé d'un cristal unique de carbonate ferreux et qui rappelle, par son extinction subite entre les nicols croisés, l'allure des débris de Crinoïdes. Ou bien ce sera devant des débris d'Echinodermes grignotés par la sidérite ; quand celle-ci empiète sur une calcite incolore, le passage direct d'un carbonate à l'autre reste probable ; mais dès que le fossile attaqué est poudré de limonite, ou que ses bords sont découpés par des entailles rondes (cf. p. 55), il y a lieu de soupçonner que la chamosite qui laisse de telles traces a servi de substratum au carbonate ferreux.

L'apparition de la *limonite* suit de près celle de la sidérite ; eu égard à la présence de fer trivalent dans la chlorite dont ces deux minéraux prennent la place, ils doivent se différencier simultanément. Mais à s'en tenir aux apparences, le plus souvent, l'hydroxyde de fer paraît ne succéder à la chamosite que

par l'intermédiaire de ce carbonate. Mais il est des cas où la phase carbonatée semble omise ; ils ont été discutés précédemment (p. 50). De toute façon, la limonite commence par mettre en évidence la chamosite qu'elle épigénise et qui sans elle risquerait de passer inaperçue (p. 67). Il ne faut pas considérer toute limonite comme produit d'une altération consommée *in situ*. Ainsi les débris rouillés qui forment les noyaux de certains ovulites sont les témoins d'un cycle évolutif antérieur au dépôt des couches qui les contiennent. D'autre part, la teinte légèrement jaunâtre qui distingue de leurs voisins plus verts certains lits des cortex oolithiques les mieux stratifiés est parfois l'effet d'un pigment limonitique peut-être primitif que la chamosite naissante n'a pu assimiler.

La *silice* en circulation dans les roches du Glärnisch provient soit de spicules d'Eponges dont l'emplacement est marqué en de nombreux endroits par de grossières pseudomorphoses en calcite, soit de la chamosite détruite par la sidérite. Au lieu de former, comme dans les minerais de l'Erzegg, des amas amorphes ou cristallins de plusieurs centaines de mm^3, elle profite des facilités de diffusion que lui procure la granulation plus fine des roches d'ici, et va chercher les éclats épars de quartz détritique pour édifier autour d'eux des cristaux authigènes. Les remous qui ont trié le sédiment encore meuble ayant rassemblé les débris de quartz clastique à proximité des traînées de grains oolithiques, il s'ensuit que ces cristaux développés *in situ* pullulent surtout dans les parages où abondent les ovulites verts. Ils ne se contentent pas des relations de voisinage : ils s'accroissent souvent à leurs dépens. Quelques cristaux parasites se profilant, au hasard des coupes minces, sur le centre des grains oolithiques, ils ont l'air de leur servir de noyaux. En y regardant de près, on voit que les strates chamositiques sont interrompues par les pointes du quartz au lieu de les épouser, ce qui confirme un principe déjà établi (pp. 17 et 25).

Pour définir complètement le rôle du quartz authigène, il faut ajouter qu'il pourvoit à la conservation de quelques spicules d'Eponges, de tests de Foraminifères et de rares débris de Bryozoaires.

Les *feldspaths authigènes* qui abondent dans certains échantillons se voient épars dans leurs ciments ; ils forment parfois des bordures aux cristaux de pyrite Ceux que l'on arrive à isoler au moyen des acides dilués s'identifient à l'orthose.

La *pyrite* est peu répandue dans les roches du Glärnisch. Quand elle apparaît, c'est en petits groupes de gros cristaux à contours rectangulaires. Dans un cas seulement, on a pu y reconnaître la forme du dodécaèdre pentagonal. Il s'agit évidemment de cristaux authigènes qui empruntent leur fer indifféremment au ciment, aux organismes minéralisés ou aux grains oolithiques, en les découpant comme à l'emporte-pièce. Il n'y a pas contact direct entre le cube sulfuré et sa victime ; c'est donc par l'intermédiaire d'une solution que s'opère le nourrissage de l'un au détriment de l'autre. Les substances inutili-

sées à cet effet cristallisent parfois autour de la pyrite : ainsi se forment des auréoles de chamosite pâle ou de feldspath parfois doublées par des halos de carbonates.

Migrations de la chamosite.

Tout ce qui précède laissait croire que la chamosite régénérée, issue de la réaction des matières exsudées par les grains oolithiques en voie d'altération avec le ciment environnant, demeurait à proximité des grains décomposés. Cela reste vrai pour une partie des roches du Glärnisch, mais d'autres fournissent des préparations littéralement submergées dans un silicate vert qui semble s'y répandre en vagues et en coulées [1]. Les migrations de la chamosite atteignent ici une ampleur que les gisements précédents ne laissaient pas soupçonner. L'interprétation à donner d'un tel phénomène constitue la plus grande difficulté rencontrée dans l'étude des roches qui nous occupent.

Les auteurs qui ont observé des faits analogues n'ont pas échappé à l'impression de se trouver devant des sédiments où la chamosite s'était précipitée et répandue à l'état de gelée fluide. Faut-il reconnaître dans les roches du Glärnisch les équivalents des « mudstones » d'Angleterre décrits par Hallimond [53] ? — Incontestablement. — Est-il opportun d'accepter l'hypothèse d'un dépôt gélatineux de silicate sur le fond de la mer ? — En aucune façon. D'abord, cette hypothèse implique une contradiction avec tout ce qui, dans les pages précédentes, a rendu plus que vraisemblable la genèse des grains oolithiques par métasomatose du calcaire zoogène ; en second lieu, nos roches fournissent tous les arguments nécessaires pour la réfuter.

La notion de chamosite colloïdale repose sur une illusion. Illusion excusable tant l'aspect de coulée est bien imité, mais illusion comparable à celle que l'on peut créer en laissant diffuser un sel de plomb ou d'argent, par exemple, dans de la gélatine bichromatée: quelques-uns des précipités obtenus semblent avoir coulé ; ils sont pourtant composés de grains cristallins formés sur place. Les observations suivantes prouvent que les seuls liquides qui aient jamais pris part à la progression de ces flots de silicate vert dans les roches furent les solutions aqueuses qui en transportaient les ingrédients.

1° Une gelée assez épaisse pour ne pas se perdre dans le sédiment par diffusion capillaire, pour garder des formes de gouttes, de flaques avec des sinuosités, des langues et des pseudopodes, aurait dû posséder une tension superficielle très élevée. Or les corps étrangers en contact avec la surface libre du flot vert n'en modifient jamais la courbure : pas de dépression à l'endroit où ils pénètrent ; pas de ménisque autour des grains partiellement immergés.

[1] Il s'agit de préparations *microscopiques* qui ne représentent nullement l'état moyen de la roche d'où elles sont tirées. En réalité, on aurait de la peine à se procurer un échantillon de format ordinaire (0,25 dm³) qui soit pris tout entier dans une « coulée ».

2° Singulier fluide que celui dont les gouttes sont moins épaisses au milieu que sur les bords ! C'est, en effet, ce que l'on observe dans les petites aires tachées de vert dont le contour se ferme dans le cadre des préparations examinées : la densité d'imprégnation s'accroît en raison directe de la distance au centre et atteint son maximum à la périphérie. Il en est de même dans les prétendues flaques de dimensions plus grandes dont on ne voit que les marges : en s'éloignant du front de la vague envahissante, on trouve une roche dont le ciment est pareil à tous ceux qui renferment un peu de chamosite diffuse.

3° Les surfaces des prétendues flaques de gelée verte ne sont pas parallèles à la stratification. Leur feint écoulement, quand on peut en déterminer la direction, semble préférer les voies transversales ; il se fait de préférence le long des diaclases de la roche ; il progresse le long des fissures qui recoupent débris organiques et grains oolithiques et y constitue des remplissages de chlorite.

4° Les fragments de coquilles de grandes dimensions posées à plat dans le sédiment font l'office de barrages sur le trajet des « coulées » aussi longtemps qu'elles résistent à l'action corrosive du silicate ; dès que celui-ci s'est frayé par digestion un passage à travers l'obstacle, il s'épanche en hernie au delà de l'issue libératrice (cf. la microphotographie Pl. XI, fig. 1.).

5° La migration du silicate vert est un phénomène strictement superficiel; il s'observe dans les échantillons recueillis immédiatement sous la croûte qui sépare la roche à peu près saine soit de l'atmosphère, soit de sa couverture de terre végétale.

Il n'y a donc pas lieu d'invoquer une imaginaire fluidité du silicate vert pour expliquer ses migrations ; son écoulement est une fiction du même ordre que l'apparente exsudation qui crée autour des grains oolithiques altérés des auréoles de chamosite régénérée ; on sait que ce sont des formations synantétiques (p. 56).

Examinons de plus près les conditions dans lesquelles le phénomène se produit.

Après leur exondation, les oolithes ferrugineuses ne constituent plus des systèmes fermés : de la surface d'érosion affluent des quantités illimitées d'eau chargée d'acide carbonique qui, s'emparant d'une partie des bases jusqu'alors fixées par la silice, déplacent celle-ci, la concentrent tellement sur certains points que le ciment s'y imprègne de silicates nouveaux. Le lieu de ces points est une surface qui présente l'aspect d'un flot vert déferlant dans le sens d'infiltration des eaux carbonatées. La crête de cette vague est en réalité le front de l'onde de propagation d'une réaction chimique.

Quelques commentaires sont nécessaires pour justifier ce qui précède.

L'emploi systématique qui vient d'être fait du terme « silicate vert » tient à ce que la chamosite n'est pas seule en cause. Elle est associée à un excès de silice tel qu'en certains endroits le fer dilué ne colore plus qu'en vert très

pâle la masse apparemment gélatineuse ; la biréfringence qui subsiste appartient aux paillettes de chlorite disséminées en elle comme des cristaux dans leur eau-mère. Les observations faites à l'Erzegg révélaient quelque chose d'analogue : on y a vu des flaques d'opale teintées de vert par la chamosite dissoute (p. 49). Les grains oolithiques immergés dans la matière verte douée de propriétés optiques proches des leurs s'y distinguent à peine. Mieux encore : ils s'y *décolorent* quand le silice s'y trouve en excès. Ce fait constitue un argument de plus contre l'hypothèse d'une précipitation de silicate en gelée dans le dépôt primitif : les grains oolithiques auraient dû tirer aliment de cette substance plus riche en ingrédients chloritogènes que le sédiment pris dans son ensemble. Comme, au contraire, ils s'appauvrissent à son contact, c'est que le silicate ne constitue plus dans le système considéré qu'une phase fugitive en régression devant les carbonates. Parmi ces derniers, en effet, ceux qui n'ont pas disparu au passage de l'onde silicatée sont en pleine prospérité derrière elle : les gros débris d'organismes calcaires isolés dans des plages de chamosite pailletée sont en train de recristalliser ; la vase calcaire qui remplit les coquilles de Gastéropodes et de Foraminifères s'y transforme en mosaïque de grains limpides ; les cristaux de calcite en voie d'expansion refoulent la chamosite apparemment infiltrée, épigénique en réalité.

Tels étant les phénomènes observés derrière le front de l'onde verte, examinons ceux qui se produisent devant la vague envahissante, à proximité immédiate de celle-ci, et qui sont la contre-partie des premiers. Dans cette région, la silice refoulée par l'acide carbonique bénéficie d'une concentration très forte, et toutes les réactions y tournent à son avantage. A l'approche du flot, les ciments calcaires chargés de limonite commencent par se décolorer ; puis ils se dissolvent à son contact, comme ils le faisaient dans les taches d'opale des roches de l'Erzegg et de Chamosentze (p. 30 et 52). A une profondeur de l'ordre du millimètre qui varie avec le dosage de la silice dans le flot envahissant et avec la composition du ciment résorbé, apparaissent les lamelles de chlorite parallèles au plan tangent au front de l'onde ; leur multiplication donne naissance à une formation stratifiée comparable à un cortex oolithique ou, si l'on préfère, à une enveloppe de stromatolithe. Sous cette écorce, la silice non encore fixée se trouve en présence d'une proportion plus forte de bases carbonatées. La chamosite y est soumise à des conditions de développement comparables à celles qui règnent dans les noyaux oolithiques encore calcaires : elle s'y dépose, comme on vient de le voir, en paillettes orientées au hasard.

La zone envahie par le silicate vert se déplace avec une vitesse qui dépend de l'allure à laquelle circulent les eaux infiltrées. Il y aurait intérêt à examiner l'état dans lequel l'invasion a laissé la roche après son passage. Il faut avouer que ce côté de l'enquête pétrographique a été négligé. Peut-être les considérations suivantes, où deux alternatives sont envisagées, tiendront-elles lieu d'excuses.

1° La zone imprégnée de silicate ambulant n'est séparée de la surface du sol que par une croûte d'altération épaisse au plus de quelques centimètres. C'est cette carapace poreuse, souvent salie de poussière et de terre végétale, d'où les grains oolithiques ont disparu, qu'il faudrait étudier. Tous ceux qui ont éprouvé combien médiocre est l'attrait offert par les coupes minces qu'on en peut tirer jugeront équitablement l'habitude prise par le pétrographe d'en débarrasser ordinairement l'échantillon choisi sur le terrain.

2° Ou bien la roche oolithique est recouverte d'autres couches calcaires. Les carbonates dont l'afflux provoque les migrations du silicate vert ne sont plus ceux que mobilise la désagrégation superficielle ; ils sont empruntés au toit de la roche oolithique ; ils en obstruent les pores, en garnissent toutes les fentes. Ainsi se constituent des masses de calcite saccharoïde où s'intercalent parfois des amas de chamosite grossièrement cristallisée, faciles à extraire et se prêtant bien à l'analyse chimique. Pareille occasion ne s'est pas rencontrée au Glärnisch, mais bien à Chamosentze (p. 30). Si l'on n'en a pas fait état plus tôt, c'est que l'origine de formations semblables ne trouve son explication que dans les faits observés dans le pays de Glaris.

Il reste à considérer le cas où, pour des raisons que la cristallisation du quartz authigène explique en partie, le flot de chamosite cesse de progresser. Alors il ne charrie plus de silice en excès : la chamosite cristallisée et généralement stratifiée se trouve en contact immédiat avec le ciment indemne ; des mouches de sidérite, bientôt accompagnée de limonite, ne tardent pas à se développer à ses dépens, et la roche devient un minerai analogue à ceux du chapitre suivant.

2. — *Minerais riches en oxydes de fer.*

L'embarras que l'on éprouve au premier abord à remonter à l'origine des minerais chargés de limonite et d'hématite disparaît si l'on en renvoie l'examen après celui des roches où l'on peut suivre les transformations de la chamosite et de ses produits épigéniques. Le spectacle qu'ils offrent se reconnaît alors sans peine comme une reproduction en brun ou en noir des formes auxquelles les chlorites prêtaient ailleurs leurs teintes vertes. Il s'agit, en somme, de sédiments de même nature que ceux des gisements étudiés dans les chapitres précédents ; il n'y subsiste de la chamosite primitive que des résidus minimes, mais non pas insignifiants ; une évolution poussée à un degré dont les autres gisements alpins ne nous avaient pas encore fourni d'exemple lui a substitué presque partout des minerais riches en oxydes de fer et partiellement opaques.

Des restes de la chamosite primitive se trouvent conservés :

1° dans quelques grains oolithiques, où elle a pris une teinte brunâtre ;

2° dans les organismes fossiles, soit comme matière de remplissage des loges de Bryozoaires et des mailles du squelette des Echinodermes, soit au titre

de minéral épigénique découpant les débris de Crinoïdes et imprégnant les coquilles de Mollusques ;

3° dans les ciments, sous la forme de petits agrégats pailletés.

Il y a, en outre, de la chamosite reconstituée dans les bordures synantétiques formées au contact des grains oolithiques et organismes minéralisés et de leurs gangues ; on en trouve aussi dans les rares endroits où la silice a pu se concentrer au voisinage de composés ferrugineux à l'abri des eaux d'infiltration carbonatées, par exemple dans les grains oolithiques à noyaux hématisés qui donnent asile à du quartz authigène.

Ici intervient un nouvel épisode dans les aventures de la chamosite. Primitive ou régénérée, elle se transforme souvent en *stilpnomélane* ; ses lamelles ondulées et vivement pléochroïques (du jaune vif suivant n_m au brun sombre suivant n_g) alternent avec celles de la chlorite dont elles procèdent.

Les minerais qui nous occupent sont encore des roches constituées en grande partie par des débris d'Encrines plus ou moins triturés ; la mouture fine en fournit le ciment, qui peut avoir pris par cristallisation l'aspect d'une mosaïque calcitique; plus souvent il a gardé la texture pulvérulente, sans doute grâce à la chamosite diffuse qui l'imprégnait. On peut juger de l'abondance de ce silicate à celle de la limonite qui l'a remplacé : c'est un pigment tantôt si clairsemé qu'il colore à peine le ciment, tantôt si dense qu'il l'obscurcit complètement. En suivant les traînées de limonite dans le sens de la pigmentation croissante, on arrive parfois à des régions où des vagues de compacité maxima se succèdent à intervalles serrés ; au delà, le ciment est pauvre en fer. On reconnaît là l'image des flots de chamosite ambulante décrits dans les pages qui précèdent ; la reconstitution est facile quand un peu de chlorite a échappé à l'hématisation.

Les débris d'*organismes fossiles* n'offrent, ni dans les groupes zoologiques qu'ils représentent, ni dans leurs modes de conservation, rien d'essentiellement différent de ce qui a été vu ailleurs Ce sont toujours les Echinodermes qui viennent en première ligne, suivis des Bryozoaires, des Lamellibranches et des Spongiaires. Une énumération complète doit faire état des Foraminifères, des Ostracodes, des Gastéropodes, et même de petits Céphalopodes, sous la réserve qu'il ne s'agit que de quelques individus isolés.

Les galeries creusées dans certaines coquilles par les saprophytes térébrants ne sont visibles que remplies d'oxyde de fer. Elles subsistent même dans les tissus dont la structure histologique est oblitérée. On aurait tort d'attribuer aux Mollusques tout fragment calcaire criblé de telles perforations, car les Thallophytes en question ne dédaignaient pas les tests de Brachiopodes à défaut de leur pâture favorite.

On rencontre au Glärnisch des minerais à peu près dépourvus de grains oolithiques, où les débris fossiles (Crinoïdes et Bryozoaires principalement) ont absorbé presque tout l'oxyde de fer disponible, lequel n'est d'ailleurs pas abondant. La chamosite qu'il remplace n'y a guère entravé la cristallisation de la

calcite, de sorte que ciment et organismes calcaires non minéralisés ont fait place à un pavage grossier de grains carbonatés. Les cristaux de quartz authigène insérés dans cet assemblage attestent que le fer retenu par les fossiles avait commencé par se fixer sur eux à l'état de silicate. Les formations de ce genre sont les équivalents de certains minerais encrinitiques de France et des « fossil ores » des auteurs américains. Ce sont des produits de l'évolution de roches chamositiques auxquelles tout un chapitre (p. 47) a été consacré dans l'étude du gisement de l'Erzegg.

Les *grains oolithiques* devenus opaques par substitution complète de l'hématite rouge ou brune, ou même de la magnétite, à la chamosite ne sont guère plus nombreux que ceux qui n'ont pas atteint ce terme de leurs transformations. Il faut dire tout de suite que, parmi ceux-ci, les grains à noyaux moins minéralisés que leurs enveloppes sont en majorité, comme partout ailleurs. L'inventaire que l'on pourrait dresser de leurs modes de constitution très divers n'offrirait d'intérêt que si l'énumération dans un certain ordre de toutes leurs manières d'être servait à reconstituer les phases d'une histoire tout entière dirigée vers un but final. Mais ce n'est point ainsi que les choses se sont passées : les témoins d'une succession d'événements aboutissant à l'hématisation complète sont mêlés à des types aberrants qui se sont, pour ainsi dire, fourvoyés dans leur évolution et qui ont perdu toute chance de revenir à l'état d'ovulites ferrugineux. Cette remarque s'applique particulièrement aux grains dont la chamosite nucléaire a été remplacée soit par le quartz, soit par une substance fortement siliceuse ; tel est, comme on le sait déjà (p. 57), le sort de certains grains chloriteux cernés par la sidérite, qui ne laisse de l'aréole centrale qu'une masse d'opale colorée en vert clair par un peu de fer.

En se bornant à noter ce qui, dans les ovulites, rappelle les principales dates de leur histoire antérieure, on ne peut manquer de réserver une mention au type archaïque, à noyau resté calcaire, où l'on reconnaît parfois un débris de Crinoïde. Quand c'est la sidérite qui occupe le milieu du grain oolithique, elle laisse rarement subsister des vestiges de la matière qu'elle y a remplacée, mais les effets des contributions en fer qu'elle a prélevées sur son entourage sont encore visibles : l'écorce est souvent ratatinée. Elle ne l'est pas quand le même carbonate alterne avec la limonite dans ses feuillets superposés. La stratification du cortex est encore mieux marquée quand, la sidérite ne s'en mêlant pas, le silicate resté chamositique ou transformé en stilpnomélane partage avec un oxyde de fer la possession alternative des anneaux concentriques.

Il n'y a plus de cortex ni de noyau à distinguer dans les grains oolithiques tombés entièrement au pouvoir de la sidérite. En cas d'investissement coronaire, il est souvent manifeste que le carbonate parasite tire aliment aussi bien du grain attaqué que du mélange de calcaire et de limonite qui en constitue la gangue : le pigment ferrugineux se résorbe alors dans toute la sphère drainée à son profit, et l'ovulite apparaît cerné d'une auréole clarifiée par déminéralisation.

Ce qui manque à ce tableau, ce sont les enseignes de la silice chassée du grain primitivement chloriteux par l'invasion de la sidérite. Elles deviennent très apparentes dans les halos de chamosite synantétique qui prennent naissance à l'extérieur des ceintures de sidérite. Que cette chamosite reconstituée s'altère à son tour, et l'on pourra voir, disposées en zones concentriques dans l'aire d'influence d'un grain oolithique détruit, toutes les substances qui ont joué un rôle dans son existence : magnétite, opale ou quartz avec inclusions chloriteuses, hématite compacte, sidérite pailletée d'oligiste, lamelles mêlées de chamosite et de stilpnomélane, limonite et calcite grenue. Pour interpréter les formations aussi compliquées, il faut, comme cela était prévu (p. 58), se référer aux observations faites sur des minerais moins évolués que ceux du Glärnisch. Pareillement, pour reconnaître des ovulites broyés dans les silhouettes bizarres qui se profilent en bordure de quelques agglomérations d'hématite, il faut avoir vu auparavant les grains chamositiques éventrés et déchiquetés des gisements de l'Erzegg et de Chamosentze (p. 35 et 48).

Résumé.

Comme les minerais de l'Erzegg et de Chamosentze, les roches ferrugineuses du Glärnisch sont des dépôts formés en grande partie de débris d'Echinodermes plus ou moins triturés. La substitution diagénétique de silicate chloriteux au calcaire et la formation de grains oolithiques qui en est le complément n'ont pas atteint ici la même ampleur que dans les gisements de la Suisse centrale et occidentale. La raison de ce fait n'est pas à chercher dans une diminution des apports continentaux, mais probablement dans la composition de l'eau du bassin de réception : pauvre en matières organiques, elle n'aurait extrait de l'argile terrigène qu'une faible portion du fer qu'elle portait.

Les propriétés telles que l'abondance et la structure des ciments, ou la basse teneur en fer, ont imposé une certaine allure aux transformations éprouvées par les sédiments du Glärnisch après leur consolidation, mais sans modifier les lignes directrices de l'évolution minéralogique que suivent tous les mélanges analogues de chamosite et de carbonates. Cette évolution s'accomplit en deux temps :

a) *avant l'émersion :* confinée avec des carbonates dans un milieu fermé aux échanges avec l'extérieur, la chamosite née dans la mer libre réagit avec eux sans que les produits de la réaction puissent s'éliminer : il y a production de sidérite et libération de silice, dont l'union avec les bases du ciment régénère une chlorite plus pauvre en fer que la chamosite primitive ; en même temps apparaissent des oxydes de fer (III) hydratés ou non ; il est vraisemblable que leur éclosion est favorisée par l'élévation de température qui suit l'enfouissement des sédiments dans les géosynclinaux.

b) *après l'émersion :* accessible à la circulation des eaux infiltrées, la roche est drainée par des solutions carbonatées sans cesse renouvelées qui vien-

nent de la surface d'érosion ou des couches carbonatées qui la surmontent. Ces conditions entraînent la destruction de la chamosite qu'elle renfermait encore, non pas d'un seul coup, mais par étapes progressives, car la silice mise en liberté, ou plutôt en fuite, réagit dans chacun de ses déplacements vers le bas avec le ciment calcaire en reconstituant de la chlorite, de sorte qu'un flot de silicate vert semble envahir la roche encore intacte. C'est de cette apparence qu'est sortie la légende d'une chamosite précipitée dans le ciment primitif à l'état de gelée colloïdale.

On connaît au moins un des phénomènes qui tendent à mettre fin à la régénération indéfinie de la chamosite ambulante : c'est la cristallisation du quartz authigène qui, en retirant la silice de la circulation, favorise la dissociation des composés du fer dissous et la précipitation de celui-ci à l'état d'oxydes ferriques.

L'achèvement des réactions déterminées par les conditions qui règnent dans la zone d'infiltration des eaux superficielles transforme les roches considérées en un mélange de carbonates et de quartz cristallisés imprégné de limonite et d'hématite, d'autant plus vite qu'elles sont plus fissurées. De tels accidents étant fréquents dans les roches du Glärnisch, certaines d'entre elles sont arrivées bien près de ce terme de leur évolution, mais les plus altérées ont conservé assez de témoins de leurs états antérieurs pour que l'on puisse affirmer que toutes ont commencé par être des sédiments encrinitiques à grains oolithiques chloriteux.

CHAPITRE VII

Les minerais de fer de la Windgälle

(Maderanertal, canton d'Uri)

Introduction. — La région située au Nord du Maderanertal a été étudiée par W. Staub [11], qui en a levé la carte géologique. Tout désigné pour renseigner la Commission géotechnique sur les gisements de fer de la Windgälle, ce géologue lui a fait à ce sujet un rapport, d'où les pages suivantes sont extraites.

Die Eisenerzgewinnung an der Windgälle.

Der Eisenoolith des Callovien ist im Osten und Südosten der kleinen Windgälle an zwei Stellen gewonnen worden, die beide in der Gemeinde Silenen liegen, zu der auch Amsteg gehört. Die *unteren* Eisengruben waren in dem den Gneisen der rechten Maderanertalseite normal aufgelagerten Doggerschichten im Hintergrund der Alp Oberkäsern bei ca. 2000 m. ü. M. angelegt, die *oberen* Gruben, im Dogger des verkehrten Mittelschenkels der Windgällenfalte im Kessel zwischen der kleinen Windgälle und dem Schwarzstöckli unterhalb des untern Furkeli bei 2572 m. (Siegfriedblatt : Altdorf nº 403.)

Die stärkste Bergbautätigkeit, deren Beginn um 1400 angenommen wird, setzte ein 1576, als die Landsgemeinde von Uri dem aus Livland stammenden Hauptmann Hans-Jakob Madran das Recht für den Bergbau übertrug. Von dieser Familie erhielt später das Maderanertal seinen Namen. Die alte Benennung lautet Kerschelertal, der Bach heisst heute noch Kerstelenbach.

Die unteren Eisengruben.

Sie liegen im Hintergrund über dem Kessel der Alp Oberkäsern (1948 m. ü. M.) nördlich über der Golzeren-Alp.Im Hintergrund des Alpbodens erhebt sich zunächst eine ca. 30 m. hohe Wand aus schwach injizierten Gneisen über der wir ein Doggerprofil treffen, ähnlich wie es 1911 vom benachbarten «Ribiboden» hoch über Silenen im Reusstal beschrieben worden ist. Wir treffen hier folgende Schichtglieder :

7. Kalkschiefer des unteren Malm.
6. Gelbgefleckter Schiltkalk, ca. 1 m. Argovien.
5. Eisenoolith, 3 m. Callovien.

4. Weiche glänzende sandige Tonschiefer mit härteren Bänken, stellenweise reich am Belemniten, ca 15-20 m., Bathonien (Parkinsonischiefer).
4a Untere eisenschüssige Oolithbank (Bifurcatenoolith), 0,5-1 m.
3. Bankige Echinodermenbreccie, 15-20 m. Bajocien.
2. Makro-Oolithenschicht an der Basis der Echinodermenbreccie, 50 cm.
2. Aufbereitungsschicht, 20 cm.
0. Injectionsgneis.

Die Eisen-Oolithschichten des Callovien sind nicht gleichmässig erzführend. Ueber den Bathonienschiefern liegen zunächst 1,5 m. mächtig braun anwitternde Kalkbänke mit Eisenrogen; dann folgt 1,3-1,5 m. die eigentlich erzreiche Schicht mit schwarzvioletter bis dunkelgrüner Farbe. Sie wird nach oben durch eine dünne Schieferlage und eine an Belemniten reiche Kalkbank mit Eisenoolithkörnern von wenigen Centimetern Dicke abgeschlossen. Ueber dem Callovienoolith folgt zahnförmig in die Kalkbank eingreifend der gelb geflecke Schiltkalk. Da am «Ribiboden» sich noch Oxfordschiefer in 60-70 cm. Mächtigkeit nachweisen lassen, so zeigen die Verhältnisse hier aufs neue, dass der untere Malm (Argovien) transgressiv die Unterlage überdeckt.

Als Erzschicht wurde nur die schwarz-violette Bank des Callovien gebrochen, was sich noch heute an verschiedenen Schürftellen, Schürflöchern, wie an den Schutthaufen ersehen lässt. Die Schicht wurde in der Streichrichtung abgebaut, nirgends aber drang man tief in den Berg hinein.

Die oberen Gruben.

Von der Windgällenklubhütte des A. A. C. Z. können sie auf dem schmalen Pfad über die « Wideregg » an der Aufstiegroute zur kleinen Windgälle erreicht werden. Die hauptsächlichsten alten Schürfstellen liegen unterhalb des untern Furkeli, am Moränenrand des kleinen Lokalgletschers bei 2572 m. Unverkittetes Mauerwerk und Erzhaufen zeigen noch heute die Schürfstellen an, welche sich wohl einst bis zum unteren Furkeli hingezogen haben. Das untere Furkeli verdankt seine Entstehung einer tektonischen Komplikation in Form einer Fältelung und Zerknitterung des Mittelschenkels der Windgällenfalte. Verglichen mit den unteren Eisengruben ändert sich des stratigraphische Profil insofern, als sich zwischen den Porphyr (an Stelle des Gneis) und den Dogger eine Aufbereitungs- und Conglomeratschicht einstellt aus stark gepressten Porphyrgeröllen. Sie ist wenige Meter mächtig und entspricht den Eisensandsteinschichten des Doggers (Aalénien). Die dem Bathonien entsprechenden Schichten treten sehr reduziert auf und keilen schliesslich gegen Osten ganz auf. Zwischen dem Callovienoolith und dem untern Malm schiebt sich ein Erosionsrest von kalkigen Oxfordschiefern ein, die am obern Furkeli und am Gwasmet mit ca. 1 m. Mächtigkeit nachweisbar sind und dort eine Ammonitenfauna geliefert haben mit Individuen bis zu 40 cm.Durchmessern. Im untern Malm eingelagert treffen wir auch hier wie am obern Furkeli gelb anwitternde Dolomitbänke. Besonders der untere Teil der Echinodermenbreccien, der Eisenoolith des

Callovien, wie auch der untere Malm zeigen stellenweise Einschlüsse von Porphyrgeröllen. Schliesslich sei noch erwähnt, dass bei den obern Eisengruben wie am untern Furkeli schwarze karbonische Schiefer mit eckigen Porphyrbrocken auftreten.

Dieses stratigraphische Profil ist deshalb im Einzelnen erwähnt worden, weil hier eine Uebergangsausbildung vorliegt zwischen einer nordwestlichen Facies des Doggers im Reusstal und einer südöstlichen Facies, die wir erstmals besonders am Hüfigletscher vorfinden. Hier stellen sich unter der Echinodermenbreccie des Doggers, 20 m. mächtig, der Eisensandstein und die Opalinusschiefer ein und schliesslich der Triasdolomit. Das Bathonien dagegen fehlt vollständig. Von allen Schichten dieses Doggerprofils ist der Callovieneisenoolith dasjenige, das am unverändertsten und beständigsten über diesen Rücken wegzieht. Im Einzelnen können wir bei den obern Eisengruben im Callovien in umgekehrter Eisengruben folgende Schichten unterscheiden :

e. eisenärmere, braun anwitternde Kalkbank, ca. 1 m.
d. schwarz-violette Erzschicht, 1,60 m.
c. dünne rötliche Bank mit herausgewitterten Eisenrogen, 30 cm.
b. dunkelgrüne Eisenoolithschicht, 10 cm.
a. gelb angewitterte Kalkbank mit Eisenrogen, Belemniten und Porphyrgeröllen, 40 cm.

Gelbliche Schiefer, Oxford ? 40 cm.
Gefleckter Schiltkalk, Argovien, ca. 1 m.
Schiefriger Malm, Streichen N 15-20 E, Fallen 25°.

Die Schichtfolge des Callovien umfasst auch hier ca. 3 m. Doch sind einzelne Bänke viel stärker laminiert, was wohl auf die oben erwähnte Teilfältelung zurückzuführen ist. Von dieser Stelle hebt Alb. Heim [4] (S. 99-100) hervor, dass « die Eisenooide zu grünen dünnen, elliptisch gestreckten, 1-3 mm. lange Schüppchen in dunkel-violetter schiefriger Grundmasse geworden sind. Das ganze Gestein flimmert von winzigen, prachtvoll ausgebildeten Magnetitoktaëderchen ». Es ist diejenige Stelle aus unseren Schweizeralpen, von der die erste Beschreibung einer Ummineralisation eines Gesteins durch einseitig gerichteten Druck herrührt, (Umwandlung des Hämatitooide in Magnetit). Der Callovien-Oolith des Reusstales und die Oolithbänke am Hüfigletscher übersteigen nie die Mächtigkeit von 3-4,3 m. ;die Annahme von Alb. Heim einer 3-4 mal grösseren normalen Mächtigkeit dieser Schicht ist irrtümlich. Von den oberen Eisengruben und benachbarten Stellen stammen Fossilien aus dem Eisenoolith, die das Callovienalter belegen.

Der Bergbau.

Die eben erwähnten Stellen der oberen Eisengruben lieferten des Haupterz der Windgällengegend [132]. Dieses wurde von hier auf Tannästen in Tierhäuten zu Tal gebracht, streckenweise aber auch wie der Name Kehlen-Stäfeli hinter der Golzenalp zeigt, heruntergerollt. Zu den Zeiten der Maderan befand

sich oberhalb Bristen im Maderanertal am Kerstelenbach in den « Obermatten» die Schmelzanlage mit Schmelzofen, Kohlhütten, «Buche» und Wasserleite. Ueberreste eines Ofens sind noch gut erhalten. Ein zweiter soll in ca 50 m. Entfernung gestanden haben. Der Eisenhammer aber mit der Hammerschmiede, der Zeugschmiede und den Einrichtungen und Werkzeugen, wie sie die Läuterer, Nagler, Kugelgiesser gebrauchten, befanden sich in Amsteg. Von Bristen nach Amsteg führt noch heute die « Eisenkehle », jetzt als ein Holzzug, damals zum Heruntergleiten des geschmolzenen Eisens benutzt wurde.

Was die Dauer des Erzbergbaues anbelangt, treten nach dem Tode des Peter Maderan, 1631, Mitglieder des urnischen Geschlechtes der Epp bis 1719 als Bergherren auf, von welcher Zeit an die Bergbautätigkeit nicht mehr rentiert haben muss. Wohl ging das Bergrecht noch in verschiedene Hände über, doch kam es im Maderanertal nicht wieder zu einer grösseren Abbautätigkeit. 1759 hatte die Eisengewinnung für den Staat keine Bedeutung mehr, und das Eisengraben wurde frei gegeben. Ein Hochwasser zerstörte 1762 das Walzwerk zu Amsteg. Nach H. Walter war dieses Werk seiner günstigen Verkehrslage wegen das am längsten und am erfolgreichst betriebenen der Innerschweiz.

W. Staub.

LES MINERAIS DE LA WINDGAELLE

Généralités.

Les caractères pétrographiques des minerais de fer de la Windgälle sont connus depuis longtemps dans leurs traits essentiels. Les auteurs qui les ont étudiés, Albert Heim et Carl Schmidt, en particulier, considéraient le développement de la magnétite dans ces roches comme un effet probable du laminage qu'elles ont subi. On verra dans les pages suivantes que les deux phénomènes sont, en effet, étroitement liés l'un à l'autre, et que les échantillons où ils se manifestent constituent souvent des objets de démonstration admirables.

Cependant les minerais oolithiques du Maderanertal ne sont pas tous des roches étirées et chargées de magnétite : circonstance éminemment favorable au pétrographe et qui lui fournit l'occasion d'observer, dans les exemplaires où ces caractères sont à peine indiqués, les premiers symptômes d'une transformation encore mal connue ; de comparer ceux où le phénomène s'accentue à ceux qui, à l'Erzegg et à Chamosentze, ont éprouvé un sort semblable.

On sait, d'autre part, que les minerais chamositiques de la Windgälle appartiennent à deux niveaux stratigraphiques. Pouvait-on attendre des résultats intéressants d'une confrontation de l'oolithe bathonienne avec l'oolithe callovienne ? Pour qu'une comparaison fût possible et fructueuse, il aurait fallu emprunter des échantillons dans le même état de conservation à chacun des deux niveaux. Or ceux-ci sont loin d'être partout également accessibles. Les exemplaires bathoniens dont la fraîcheur est satisfaisante ne se recueillent qu'au pied du Schwarzstöckli ; mais ils ont subi là des déformations dont on n'a

pas rencontré les pareilles ailleurs. Par suite, les caractères particuliers aux minerais de la localité indiquée ne doivent pas être retenus comme propres à l'oolithe bathonienne, mais sont à considérer comme ceux qui prendrait toute oolithe chamositique soumise à certaines conditions tectoniques.

Il résulte de là qu'il faut faire abstraction des principes stratigraphiques pour ranger les minerais de la Windgälle dans un ordre permettant de passer en revue leurs diverses manières d'être. Ce qui les distingue principalement les uns des autres, c'est l'intensité des déformations subies par les grains oolithiques primitivement ellipsoïdaux, et accessoirement les modifications minéralogiques survenues dans la masse des roches soumises à des compressions et à des étirements. C'est l'échelle des transformations mécaniques qui fournira la classification la plus commode, sinon la plus rationnelle. On distinguera donc :

1. des roches à grains oolithiques de forme elliptique, verts ou décolorés, nettement distincts de leur ciment calcaréo-dolomitique à grain fin ;

2. des roches à grains oolithiques indistincts, riches en chamosite bien verte et partiellement remplacée par de la magnétite ou de la sidérite ;

3. des minerais à grains oolithiques étirés et parfois complètement laminés.

1. *Roches à grains oolithiques de forme elliptique, verts ou décolorés, nettement distincts de leur ciment calcaréo-dolomitique.*

Ce signalement s'applique principalement aux roches des parages de Ribiboden, qui n'ont vraisemblablement jamais été exploitées, vu que la majeure partie du fer se trouve concentrée dans les grains oolithiques eux-mêmes passablement clairsemés. Quelques-unes d'entre elles ont une composition minéralogique réduite à une simplicité extrême ; elles sont faites d'un ciment carbonaté uniformément microgrenu, enserrant des grains oolithiques dont la chamosite est d'un beau vert herbeux au maximum d'adsorption ; à cause du pléochroïsme, la teinte n'est pas uniforme dans toute l'étendue des enclos elliptiques, mais elle est plus sombre dans les secteurs où les lamelles chloriteuses sont parallèles au plan principal du polariseur : effet d'autant plus accusé que les cortex sont plus épais et plus nettement stratifiés. Les noyaux sont des agrégats peu volumineux de chamosite en paillettes désordonnées recélant de loin en loin quelque mesquin résidu de carbonate poussiéreux, à moins qu'il ne soit remplacé par un cristal de calcite limpide, maclée ou non ; de toute façon, il est rare d'y reconnaître une structure organique.

Dolomitisation.

Instruit par les observations faites à l'Erzegg, à Chamosentze et au Glärnisch à ne voir dans les oolithes chamositiques que des faciès spéciaux des calcaires à entroques, on pressent d'emblée qu'une constitution pareillement simplifiée, ne pouvant être celle du sédiment primitif, est imputable à l'entrée en jeu d'un phénomène qui ne jouait dans les gisements précités qu'un rôle très effacé. Présomption justifiée, en effet : c'est à la suite d'une dolomitisation

poussée à fond qu'ont disparu les débris d'Echinodermes qui n'avaient pas trouvé abri sous des écorces oolithiques. Dans les roches de la même catégorie dont le ciment n'est pas homogène, l'œuvre destructrice est encore gênée par divers obstacles : détritus inorganiques, argileux ou autres, masses imprégnées de chamosite ou de pyrite ; gros fossiles inclus dans la mouture d'organismes. La dolomite y cristallise en rhomboèdres assez grossiers (0,03 mm. de diamètre), groupés en essaims parmi lesquels subsistent de nombreux débris de Crinoïdes avec des restes de Spongiaires et de Mollusques. Mais dans un milieu de composition plus uniforme, la dolomitisation est plus insinuante : le carbonate calcaréo-magnésien s'y développe en grains plus fins. Les fragments organiques qui lui opposent le plus de résistance sont ceux qui proviennent de la couche fibreuse des coquilles de Mollusques, tandis que les squelettes d'Echinodermes, plus riches en magnésie, sont rapidement assimilés.

La dolomitisation des ciments implique l'incorporation à ceux-ci d'une dose de magnésie que les débris d'Echinodermes sont incapables de fournir. L'appoint indispensable est tiré des produits de décomposition de la chamosite à proximité de la surface du sol. Les gisements comme ceux du Glärnisch, où pareille destruction s'opère sur une grande échelle, laissent bien voir ce que deviennent la silice et le fer libérés, mais sans donner d'indication sur le remploi de la magnésie rendue à la circulation. On sait maintenant à quoi elle peut être utilisée.

Un cas spécial de déminéralisation des grains oolithiques.

Certaines roches de Ribiboden montrent, dispersés dans un ciment fait d'organismes moulus avec un peu d'argile, des ovulites qui, sur l'un des bords de la préparation, se signalent par leur épais cortex d'un vert éclatant, tandis que, sur l'autre bord, ils sont gris comme le ciment qui les enserre et se distinguent à peine de lui ; dans l'intervalle une décoloration progressive marque le passage d'un type extrême à l'autre. Les ovulites pourvus d'une écorce de chamosite fraîche sont rarement chloriteux jusqu'au centre. La plupart d'entre eux sont dotés d'un noyau volumineux constitué en grande partie par des carbonates : débris d'organismes (Crinoïdes, prismes de Mollusques), glomérules de ciment lié par de la chamosite ou par de l'oxyde de fer et englobant parfois un débris d'oolithe préformée. Le départ du fer fait pâlir la teinte du cortex, qui passe du vert au jaune fade, puis au gris ; les noyaux chloriteux se dégradent de la même façon, mais avec un certain retard. Les ellipsoïdes verdoyants de naguère se réduisent ainsi, — ordinairement sans éprouver de contraction —, à des sortes de fantômes siliceux dépourvus de biréfringence, semblables en tout point aux « squelettes » que l'on obtient en traitant par l'acide chlorhydrique des grains oolithiques frais.

Déminéralisé en présence d'un noyau carbonaté de masse importante, un cortex peut lui céder le fer nécessaire à sa transformation en sidérite dont les gros cristaux provoquent alors, — exceptionnellement, comme on vient de le

voir —, une défiguration de l'ellipsoïde. Mais, en règle générale, le fer perdu par les ovulites est absorbé par le ciment ambiant, où la plus grande partie se fixé à l'état de sidérite avant d'être limonitisé. Le reste peut servir, suivant une recette connue, à l'élaboration de chamosite secondaire. Le silicate reconstitué ne s'étale plus, comme à l'Erzegg par exemple, en larges auréoles apparemment exsudées par les grains oolithiques ratatinés (voir p. 58) ; les bordures synantétiques sont réduites ici à de minces lisérés ourlant l'ovulite nourricier, ou à d'infimes vaguelettes en forme de lunules séparées de lui par une fraction de millimètre.

A quoi tient l'allure singulière de cette déminéralisation ? La diffusion dans la roche des produits de décomposition de la chamosite est évidemment l'indice d'une circulation facile des eaux d'imbibition, possible seulement dans un *ciment poreux*. Constamment renouvelées au contact des grains oolithiques, les solutions qui les baignent n'y atteignent pas les hautes concentrations basiques sans doute nécessaires à la mise en mouvement de la silice et favorables à l'hydrolyse des composés ferrugineux, donc à la production de précipités qui colmateraient le ciment.

L'intérêt que suscite une espèce de déminéralisation qui ne laisse derrière elle que des fantômes d'ovulites ne doit pas faire illusion sur son importance : ce phénomène est exceptionnel à la Windgälle. On a vu qu'il n'excluait pas les migrations apparentes de la chamosite reconstituée, qui se manifestent non seulement à la périphérie des grains oolithiques, mais aussi sur le pourtour des îlots de dolomitisation et aux abords des filonnets de calcite.

Il convient de noter encore que, pour rare qu'il soit, le cas de l'ovulite ratatiné par perte de substance se rencontre également ici, en donnant lieu à la remarque suivante : les plissotements d'une écorce oolithique en passe d'altération provoquent volontiers le décollement des strates qui la constituent ; dans ces vides en forme de ménisques s'infiltrent diverses matières : calcite, pyrite, oxydes de fer. Les cavités ainsi garnies font figure d'Ophtalmidies, fausses bien entendu. Mais on ne peut nier la présence d'Ophtalmidies véritables. Il faut considérer comme telles les petits kystes planconvexes insérés dans l'épaisseur des cortex autrement exempts de décollements ; formations d'ailleurs trop accidentelles pour qu'on puisse y voir un facteur important de la croissance des ovulites étudiés dans ce chapitre.

Production de la magnétite.

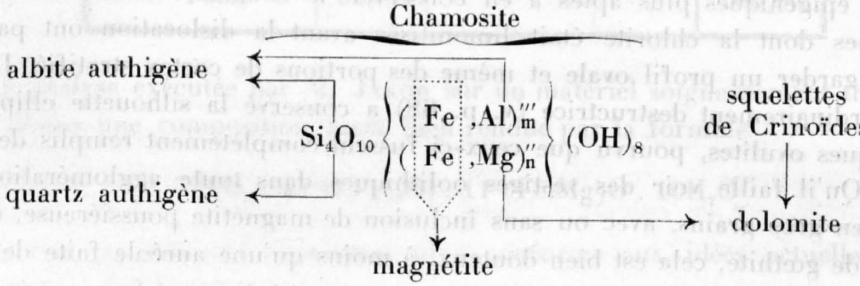
Le développement que prend la magnétite dans les roches oolithiques dont les grains sont écrasés est un fait bien connu et que la suite illustrera de plusieurs exemples. Cependant la déformation des ellipsoïdes chloriteux et la naissance du spinelle ferro-ferrique sont deux phénomènes qui, pour être corrélatifs, ne vont pas exactement de pair. Cette restriction s'inspire des observations faites sur certains minerais de Ribiboden. La magnétite y apparaît en semis très parcimonieusement répandus dans le ciment dolomitique d'une ro-

che où abondent les ovulites régulièrement ellipsoïdaux dont l'excentricité n'est guère moindre que $^2/_3$. Ces ellipsoïdes normaux sont pourvus d'écorces épaisses et bien stratifiées ; construits jusqu'au centre d'un chlorite d'un vert un peu pâle, un peu cendré, ils sont généralement exempts de magnétite. Et pourtant la roche a subi des déformations : on en mesure les effets le long des filonnets calcitiques, assez rares, qui coupent la roche et les grains oolithiques placés sur leur parcours ; ceux-ci sont rompus par cisaillement, les tronçons n'étant plus en regard l'un de l'autre. Aux endroits où les failles se ramifient naissent des brèches de friction semées de lambeaux d'ovulites. C'est de préférence dans ces lambeaux, dans ces grains cisaillés que la magnétite se développe. Elle apparaît aussi dans les ovulites moins maltraités, à peu près intacts en apparence, mais toujours aux places où une légère discontinuité a ménagé la possibilité d'une friction : à la limite d'une écorce et d'un noyau imparfaitement chloritisé, ou bien autour d'un débris d'ovulite préformé faisant office de noyau.

La conclusion qui paraît s'imposer, c'est qu'une pression uniformément répartie, hydrostatique pour ainsi dire, est impuissante à provoquer seule la décomposition de la chamosite avec production de magnétite. Puisque ce résultat ne s'obtient qu'au prix d'une friction forcément accompagnée d'une élévation de température, ce second facteur est probablement nécessaire pour rompre l'équilibre ancien et pour *amorcer* la cristallisation de la magnétite. En effet, les octaèdres de ce spinelle ne se développent pas d'un seul coup : on les voit grandir aux dépens de lames de chamosite ordinairement découpées exactement à leur calibre ; parfois aussi l'entaille s'élargit un peu pour faire place à un minéral intermédiaire entre la chamosite et la chlorite : ce peut être un mica, ou peut-être aussi de la chalcodite. Bref, si, comme cela semble probable, la chaleur née d'un frottement favorise l'éclosion d'un germe de magnétite, celui-ci n'a pas besoin pour grandir que l'accident qui l'a engendré se renouvelle ; la répétition risquerait plutôt de lui nuire en le séparant du débris de chlorite nourricière.

La roche dont la composition vient d'être discutée voisine avec des échantillons plus riches en magnétite. Ici encore, c'est moins au détriment des grains oolithiques — pourtant légèrement étirés — qu'aux dépens de leur ciment que ce minéral se développe. Ce ciment, moins homogène que le précédent, contient de la chamosite interstitielle qui fait les frais de tous les frottements à prévoir entre les grains dolomitiques lorsque la roche se déforme ; elle est donc toute désignée pour servir de pâture à la magnétite épigénique. La chlorite qui imprègne les débris de Crinoïdes est également mise à contribution. Enfin les grains oolithiques eux-mêmes ne sont pas à l'abri de tout prélèvement au profit du minéral envahissant qui adhère à leurs flancs, découpant dans leur contour de capricieuses dentelles. Il n'est pas douteux que, au moment où la roche fut plissée, ces grains de chamosite se soient déplacés tant soit peu par rapport à leur gangue et que la magnétite soit née à la faveur des frictions qui en sont résultées.

On ne saurait donner une idée un peu complète des métathèses survenues dans les roches considérées sans faire état de la présence du *quartz* dans leurs ciments dolomitiques. Ce minéral s'y montre en petites plages irrégulières dont l'origine n'est pas évidente quand on les examine en coupe mince. La désagrégation de la roche par l'acide chlorhydrique, suivie au besoin d'une fusion du résidu avec du sulfate monopotassique, met en liberté des agglomérations de cristaux ornés de bourgeons et de prolongements comme n'en peuvent pas porter des fragments détritiques : il s'agit de *quartz* essentiellement *authigène*. Quelques cristaux d'*albite* de même origine se voient ici et là dans certaines coupes minces. Dès lors on est renseigné sur le sort réservé aux produits issus de la décomposition de la chamosite : son fer est converti en magnétite, sa magnésie, employée à la dolomitisation des ciments ; son alumine entrant dans la composition des feldspaths formés *in situ*, la silice en excès cristallise sous forme de quartz. Toute la discussion précédente se résume en un petit tableau :



2. *Roches à grains oolithiques indistincts, riches en chamosite bien verte et partiellement remplacée par la magnétite ou la sidérite.*

L'examen au microscope des roches groupées sous ce titre soulève de nombreuses difficultés d'interprétation dont le détail ne saurait trouver place ici. Qu'il suffise de savoir que, d'approximation en approximation, les problèmes posés fournissent un système de solutions compatibles entre elles, d'où sont tirées les conclusions que voici.

Avant d'avoir pris le pli des efforts orogéniques, les roches tant calloviennes que bathoniennes que nous considérons étaient, par leur composition comme par leur structure, strictement comparables à celles qui se trouvent décrites au chapitre précédent : ovulites chamositiques bien verts en majorité, avec quelques autres envahis par la sidérite ou brunis par la limonite ; débris organiques partiellement chloritisés, et dont l'état de conservation variait avec le degré de dolomitisation du ciment encaissant.

Diverses circonstances ont contribué à détruire l'aspect primitif de ces roches.

1° Les efforts qu'elles ont subi n'étaient point de ceux qui produisent de simples étirements ou des compressions parallèles à un plan fixe : ils étaient

compliqués de torsions qui sont marquées dans les macles de la calcite ; obliques aux lits des sédiments, ils ont provoqué des failles avec cisaillements dont on a déjà apprécié certains effets mineurs (p. 86). Dans un tel champ de forces, les éléments chloriteux des cortex oolithiques ont perdu leur ordonnance de plans tangents à un ellipsoïde ; orientés en tous sens, ils ne constituent plus qu'un agrégat confus, de sorte que les moins défigurés parmi les ovulites chamositiques se trouvent réduits à l'état de galettes à profil quelconque ; dans quelques-unes d'entre elles, un amas de paillettes grossières persiste à marquer l'emplacement du noyau ; le croisement des nicols fait encore apparaître une vague croix noire dans son voisinage. Ailleurs, ce ne sont que lambeaux et plages floues.

2° Les déformations mécaniques ont porté sur des roches où les eaux d'infiltration avaient déjà remis en mouvement les carbonates et provoqué par contre-coup les migrations de la chamosite. Trop plastique pour assurer le maintien des formes primitives, celle-ci avait localement cédé la place à des produits épigéniques plus aptes à en conserver le souvenir. Ainsi les grains oolithiques dont la chlorite était limonitisée avant la dislocation ont parfois réussi à garder un profil ovale et même des portions de cortex stratifié. La sidérite, ordinairement destructrice (v. p. 68) a conservé la silhouette elliptique de quelques ovulites, pourvu que ceux-ci fussent complètement remplis de carbonate. Qu'il faille voir des vestiges oolithiques dans toute agglomération de sidérite en gros grains, avec ou sans inclusion de magnétite poussiéreuse, d'oligiste ou de gœthite, cela est bien douteux, à moins qu'une auréole faite de chamosite ou de ses substituts ne permette une reconstitution conforme aux faits observés ailleurs (p. 76).

3° La magnétite a proliféré au détriment de la chamosite sous toutes ses formes et à toutes les étapes de ses migrations : chamosite des ovulites et de leurs auréoles synantétiques, chamosite imprégnant le ciment des roches ou infiltrée dans les alvéoles des squelettes d'Echinodermes. Le minéral épigénique apparaît en grains de tout calibre, depuis les grands octaèdres mesurant 0,5 millimètre entre pointes extrêmes jusqu'à la poussière qui marque encore la stratification des restes de grains oolithiques ratatinés.

Composition de la chamosite de la Windgälle.

Ici comme à Chamosentze, on trouve dans certaines roches des fissures larges de plusieurs centimètres remplies par des mélanges de calcite et de chamosite faciles à séparer. Cette chamosite a été analysée à l'Ecole polytechnique de Zürich par M. le Prof. J. Jakob. Les résultats de cette opération sont consignés dans les 3 premières colonnes du tableau suivant (I : proportions centésimales; II et III : proportions moléculaires). On y a joint pour comparaison les données d'une analyse publiée en 1886 par C. Schmidt et qui concerne également la chamosite de la Windgälle ; les chiffres portés dans la colonne IV sont ceux, ramenés au total de 100, que l'auteur cité déduisait des résultats bruts

après soustraction des impuretés (carbonates, magnétite titanifère) estimées à 5,73 %.

	I	II	III	IV
SiO_2	22,43	374	∾ 7	24,84
TiO_2	0,19	3		—
Al_2O_3	14,27	140	215 ∾ 4	19,66
Fe_2O_3	11,98	75		
FeO	37,63	523	609 ∾ 11	37,57
MnO	0,02	—		—
MgO	3,42	86		4,65
CaO	0,00	—		0,57
Na_2O	0,22	4		—
K_2O	0,04			—
(>200°) H_2O	9,70	540	∾ 10	12,71
(<200°) H_2O	0,00			
Total	99,90			100,00

L'analyse exécutée par M. Jakob sur un matériel soigneusement trié et purifié donne une composition assez bien rendue par la formule

$$7\,SiO_2 \,.\, 4\,(Al,Fe)_2O_3 \,.\, 11\,(Fe,Mg)O \,.\, 10H_2O$$

ou, si l'on préfère une expression plus conforme aux idées actuelles sur la constitution des chlorites :

$$(Si_{5,2}Al_{2,8})\,O_{20} \left\{ \begin{matrix} (Fe,Al,Ti)_{3,4} \\ (Fe,Mg)_{8,6} \end{matrix} \right\} (OH,O)_{16}$$

ou encore, en arrondissant davantage :

$$(Si_2Al)_8O_{60}\,[M_2'''\,M_5'']_5\,(OH)_{48}$$

C. Schmidt, accordant probablement peu de confiance à une formule qui aurait attribué du calcium à la chamosite, se borne à remarquer que son analyse donne approximativement (en molécules) :

$$(Mg,Fe,Ca)\,O : Al_2O_3 = 2 : 1 \text{ et } SiO_2 : H_2O = 2 : 3$$

ce qui fait valoir l'affinité du minéral en question avec les chlorites du groupe thuringite-cronstedtite.

Cristaux de chamosite.

La chamosite isolée d'une gangue de calcite par dissolution de celle-ci dans un acide se présente quelquefois en lamelles constituant des empilements vermiculés dont le diamètre ne dépasse guère 0,018 mm. ; éminemment pléo-

chroïques, ils virent du vert-jaune clair au vert très sombre quand le plan des lames devient parallèle à la section principale du polarisateur ; il n'est pas possible d'obtenir une image nette en lumière convergente des lamelles séparées par clivage, leur diamètre étant trop faible. Par contre, on trouve dans les coupes minces tirées de certains échantillons des sortes de géodes recélant de beaux octaèdres de magnétite associés à de la chamosite en grosses lames. On peut vérifier sur celles-ci que le plan des axes optiques est perpendiculaire au clivage parfait (001), qui contient la bissectrice n_g : que les vibrations lumineuses normales au clivage et parallèles à n_p sont absorbées au minimum, produisant une teinte jaune-verdâtre qui descend au vert-brun sombre quand les vibrations sont parallèles à n_m. Perpendiculairement au clivage, la lumière convergente fait voir entre nicols croisés une croix noire très floue qui ne se disloque pas quand on fait tourner la préparation. Les lames de chlorite développées simultanément dans la même géode sont parfois groupées de façon telle que deux d'entre elles sont symétriquement placées par rapport à un plan de macle(hOl) qui fait un angle de 36° avec la trace des clivages.

Minéraux issus de la chamosite altérée.

On a vu précédemment (p. 87) que les cristaux de magnétite, de dolomite et de quartz formés *in situ* s'élaboraient aux frais de la chamosite devenue instable ; l'utilisation de l'alumine libérée se révélait par la présence d'un peu d'albite. Ici, l'apparition fréquente de *feldspaths authigènes* justifie pleinement ce qui vient d'être dit à ce sujet. Ces minéraux, mêlés à des compagnons de la même génération (quartz, chlorite, muscovite), hantent les lacunes qui séparent les masses de magnétite des grandes plages de chamosite. On les trouve aussi implantés dans des fossiles, dans des fragments de Bélemnites, par exemple.

Les roches considérées ici renferment peu de dolomite typique; mais elles ne sont pas dépourvues d'autres minéraux nourris de la magnésie empruntée à la chamosite décomposée : c'est d'abord la chlorite de seconde venue ; ce sont ensuite les carbonates sans doute ankéritiques qui, sous la forme de grains minuscules auréolés de limonite, sont semés un peu partout.

Les figures 1, 2 et 3 de la planche XIV, avec le commentaire qui les accompagne, dispensent de plus longues explications.

3. — *Minerais à grains oolithiques étirés et parfois complètement laminés.*

Des roches décrites dans le chapitre précédent aux minerais éminemment schisteux dont l'étude reste à faire, les dissemblances sont grandes. Et pourtant l'histoire des unes ne comporte pas d'événement auquel les autres n'aient participé. Mais c'est sous des incidences différentes et dans des milieux où la chamosite n'était pas répartie de la même manière que les agents du métamor-

phisme sont intervenus. De là provient le contraste qui oppose les unes aux autres : dans les premières, l'aspect tourmenté des structures ravagées par des efforts appliqués à les bouleverser ; dans les seconds, l'empreinte des mêmes forces employées à confirmer l'ordre établi et à en accuser les caractères.

L'allure que devaient prendre les minerais en question s'ébaucha de bonne heure : c'étaient à l'origine des sédiments aussi largement pourvus de chamosite que ceux de la catégorie précédente, mais où les grains oolithiques, triés par lévigation sous-marine, s'étaient déposés en lits réguliers séparés par des couches de mouture organique, leur future gangue. La sélection, bien entendu, n'était pas poussée à l'extrême. Il n'en est pas moins vrai que ces sédiments consolidés se composaient de lames alternativement riches et pauvres en matière plastique. Pris dans un ensemble de terrains soumis au plissement, ils n'ont éprouvé en certains endroits actuellement mis à nu par l'érosion que des efforts de traction et de compression orientés de telle sorte que *la schistosité* acquise sous cette contrainte *coïncide sensiblement avec la stratification*. Dans ces conditions, les grains oolithiques ont été simplement étirés, le plus souvent suivant leur grand axe : cette disposition facilite singulièrement l'interprétation des faits observés et permet de suivre pas à pas la déformation des ovulites jusqu'à leur distension en rubans.

Ce sont surtout les sédiments calloviens exploités jadis comme minerais de fer jusqu'à l'altitude de 2570 m. (Obere Eisengrube) qui ont bénéficié de ce traitement de choix. Leur structure schisteuse est rehaussée par l'accumulation de la magnétite en lits séparés par des strates où dominent les minéraux siliceux et carbonatés, de sorte qu'ils se débitent aisément en dalles sombres de 2 à 3 cm. d'épaisseur fournissant des échantillons de première qualité.

Les métathèses minérales accomplies dans des roches ainsi façonnées sont ordinairement plus faciles à suivre dans leurs diverses manifestations que celles qui s'accomplissent dans des milieux moins bien ordonnés. C'est là qu'on a trouvé la clé de certaines explications déjà fournies par anticipation, ce qui nous dispensera d'y revenir. Il s'agit toujours de modulations sur ce thème principal : décomposition de la chamosite en milieu carbonaté avec production de magnétite ; reconstitution éventuelle de chlorite synantétique ; utilisation des résidus pour la synthèse de feldspaths authigènes accompagnés de quartz. Ce schéma laisse encore assez de jeu aux variations locales pour qu'il vaille la peine d'en décrire au moins les aspects les plus caractéristiques.

Reliques fossiles.

Oblitérés par les cristallisations qui ont précédé et suivi la déformation mécanique des roches, la plupart des restes organiques ont disparu. On n'en trouve pas trace dans certains échantillons. Les animaux dont les vestiges sont les moins rares sont les Crinoïdes: encore ne sont-ils représentés que par quelques mailles de réseau squelettique conservées par un oxyde de fer épigénique ou infiltré. On a déjà noté (p. 84) que certains débris de Bivalves restent long-

temps reconnaissables. Quelques moulages de petits Gastéropodes et de Foraminifères se profilent dans les ciments incomplètement recristallisés. Les loges de Bryozoaires et les rostres de Bélemnites s'incrustent volontiers de feldspath.

Etirement des grains oolithiques.

Les déformations les moins graves des grains oolithiques sont surtout sensibles dans les roches imparfaitement stratifiées où ces corps elliptiques sont semés un peu au hasard, avec leurs grands axes légèrement obliques au plan de stratification. Flexibles grâce à leur structure, les cortex chloriteux cèdent aisément à l'effort qui modifie l'orientation de leur plus grand diamètre. Par contre, les noyaux restés partiellement calcaires se montrent plus résistants. On peut en dire autant de ceux dont la chamosite en agrégats confus remplit tout le volume et de ceux où les succédanés habituels de ce silicate ont pris place. Ainsi l'ovulite adapté tant bien que mal aux conditions imposées est souvent un être difforme, rendu bossu par la masse nucléaire déjetée à moins que, restée centrale, celle-ci n'allonge sa forme ovale par le travers du diamètre maximum de l'écorce. A ce degré de déformation, le cortex éclairé par l'intermédiaire du polariseur montre encore des teintes d'absorption variables d'un azimut à l'autre, et entre nicols croisés, une croix noire à branches floues généralement obliques l'une sur l'autre.

Parmi les noyaux dépourvus de plasticité, il faut citer ceux, malheureusement bien rares, qui sont faits du silicate alumineux grisâtre déjà rencontré dans d'autres oolithes (pp. 37 et 46). Ordinairement isotrope et d'aspect semblable à celui de certaines noséanes, ce minéral acquiert ici par compression une certaine biréfringence en même temps qu'un faible pléochroïsme bleuâtre; légèrement voilé de chlorite pigmentaire à laquelle il passe par des gradations très subtiles, il peut donner lieu à de singulières méprises.

A un degré de déformation plus avancé, les grains oolithiques ont pris l'aspect de lentilles dont la longueur vaut de 4 à 6 fois l'épaisseur. Les lamelles de chamosite qui en sont les éléments sont orientées à peu près dans le même sens ; leur parallélisme n'est pas assez rigoureux pour donner lieu à une extinction simultanée entre nicols croisés, mais suffisamment approché pour que, éclairées par un seul nicol, toutes présentent à la fois la même teinte d'absorption, sauf parfois au centre des plages vertes. Cette restriction concerne les paillettes nucléaires, que nulle contrainte n'a pu décider à se mettre en rangs et auxquelles se mêlent encore des résidus calcaires. Les lentilles chamositiques tendent d'ailleurs et réussissent quelquefois à expulser latéralement les gros noyaux non chloriteux trop résistants, notamment quand ce sont des glomérules de sidérite : comme les lamelles silicatées glissent sur eux dans la direction d'étirement, les corps étrangers se trouvent bientôt à découvert d'un côté, puis exclus du milieu feuilleté dont ils troublaient l'ordonnance.

Le pigment obscur des lentilles chloriteuses partiellement altérées dessine parfois des lignes sinueuses mettant en évidence des plissements dysharmoni-

ques survenus dans le cortex avant son étirement ; il s'agit vraisemblablement de grains déjà ratatinés avant cet événement. Quand les traînées pigmentaires s'épaississent en zones intercalaires isolant un noyau clair d'une ceinture également verdoyante, il y a bien des chances pour que celle-ci doive s'identifier à une auréole de chamosite exsudée (v. p. 56).

Ce qui a été dit plus haut (p. 88) de l'imparfaite concordance entre la contrainte mécanique imposée aux roches et la prolifération de la magnétite reste vrai pour les minerais laminés au plus haut degré. Il en est qui n'ont gardé que de rares lentilles chloriteuses dans une masse fortement assombrie par l'oxyde de fer, tandis que d'autres, où tout ce qui est chamosite est réduit à l'état de ruban à pléochroïsme uniforme, n'ont engendré des octaèdres de spinelle noir qu'en petit nombre.

Le même échantillon réunit souvent des lits à fuseaux chloriteux et des strates à ovulites chargées de produits épigéniques, ordinairement avec de la magnétite en quantité plus forte ; quelques millimètres de ciment suffisent à établir la démarcation. Dans ce cas comme dans celui, plus rare, où les ovulites inégalement conservés appartiennent au même lit, les raisons de la différenciation sont communément imputables à une évolution minéralogique antérieure à l'étirement de la roche ; il n'y a pas de doute à ce sujet lorsque les seuls grains où la structure oolithique soit préservée sont ceux où la chlorite a été remplacée par une matière moins plastique, limonite ou hématite. Pourtant l'oblitération complète de la structure primitive dans les lentilles chamositiques n'est pas une règle absolue : il y a peut-être encore une chance sur six d'y retrouver quelque vestige de noyau.

Destruction des grains oolithiques. — Minerais œillés.

Certains minerais ont connu des épreuves pires que l'écrasement par laminage : des tensions différentielles en ont décollé les strates, qui ont dérâpé sur leurs voisines en broyant à peu près tout ce qui restait coincé entre les masses disjointes. Plus d'un lit jonché de grains oolithiques chloriteux a dû disparaître dans pareille aventure (cf. p. 88) : en effet, les joints cicatriciels qui suivent de près le plan de schistosité sont parfois jalonnés par des chapelets de magnétite en gros octaèdres, auxquels adhère de loin en loin un lambeau de chlorite, éventuellement par l'intermédiaire d'une lamelle de mica blanc.

Cependant le broyage n'a pu venir à bout de toute résistance : il s'est révélé impuissant devant certains nodules consolidés par l'association du quartz à la calcite grenue, dans laquelle se découvrent à l'occasion des débris de Crinoïdes miraculeusement préservés. Entre toutes les textures semblables à celle des minerais façonnés de la sorte, celle des gneiss œillés est la première qui s'impose au souvenir.

Gangues.

La composition minéralogique de la plupart des gangues a subi des modifications profondes depuis l'origine. Il y a cependant des exceptions. Elles concernent des roches où les effets de la contrainte mécanique ont été amortis par ceux d'un phénomène parasite antécédent. Ce sont celles où la chamosite a subi une altération précoce, où la limonite délayée autour des foyers de décomposition a si bien imperméabilisé les ciments que ceux-ci sont restés calcaires en grande partie : en pareil cas, c'est bien de la calcite, recristallisée complètement ou non, qui bouche tous les interstices entre les masses ferrugineuses, et les restes de Crinoïdes hématisés n'y sont pas extrêmement rares.

Ces réserves faites, on peut revenir à la lignée des minerais où la magnétite procède directement de la chamosite. Ici la décalcification est de règle ; la dolomite elle-même est en régression. Une nouvelle génération de carbonates, nourris du fer non absorbé par la magnétite et des restes de l'ancien ciment, y jouit d'une prospérité passagère : les grains de sidérite ou d'ankérite pullulent dans un fond siliceux où le quartz dispute la place à l'albite. Tel est l'aspect que présente, dans la phase de plus haut développement des carbonates ferreux, la gangue stratifiée interposée qui sépare les lits chargés de magnétite et de fuseaux chloriteux. A un stade ultérieur, les grains de sidérite sont cernés ou voilés de limonite. Au delà, par un nouveau revers de fortune, c'est au tour des oxydes ocreux d'avoir à faire des concessions au profit de l'hématite rouge, tandis que le feldspath commence à ronger les dernières lentilles de chamosite.

De minerai plus avancé dans la voie du métamorphisme, on n'en connaît pas encore dans la région ; si l'on en découvre, il faudra parler des itabirites de la Windgälle.

Résumé.

De tous les sédiments oolithiques des Alpes suisses, les minerais de la Windgälle sont ceux qui se prêtent le mieux à l'étude de ce double effet des forces orogéniques : déformation des ovulites chloriteux à l'origine et remplacement de leur chamosite par la magnétite.

Si l'on veut suivre pas à pas les progrès de cette métamorphose et le développement de ses conséquences sans avoir à tenir compte de circonstances qui en ont troublé ou interrompu le cours, il faut commencer par faire une sélection et mettre à part 2 catégories de roches :

a) celles qu'une décomposition prématurée de la chamosite imprégna de limonite avant l'intervention des contraintes mécaniques ;

b) celles dont les grains oolithiques sont réduits à l'état de fantômes siliceux pour avoir cédé leur fer et leur magnésie au ciment poreux qui les entoure.

La première catégorie est comparable à une classe de retardés : l'accès aux degrés élevés du métamorphisme ne leur est pas interdit, mais seulement

différé ; ils y parviendront par des voies détournées. La seconde catégorie ne comprend que des types aberrants pour qui toute chance de reprendre rang parmi les minerais de fer est définitivement perdue.

Cette élimination faite, il reste à considérer des minerais de choix constituant une série évolutive qui commence aux calcaires à entroques chargés de grains oolithiques chloriteux pour aboutir à des arkoses schisteuses alourdies de magnétite qui confinent aux itabirites. La transformation s'opère au prix de métathèses dont voici les grandes lignes :

La magnétite procède de la chamosite sans phase intermédiaire. Une pression élevée est la condition nécessaire à pareille transformation. Reste à savoir si elle est suffisante ; de toute façon la dégradation est singulièrement facilitée aux endroits où la chlorite est finement divisée, où ses lamelles ont été dissociées par attrition. C'est pourquoi la magnétite apparaît d'abord dans le ciment des grains oolithiques et en bordure de ceux-ci. La magnésie libérée dolomitise les gangues calcaires, tandis que la silice mise en disponibilité cristallise en quartz. Les feldspaths authigènes ne tardent pas à naître à leur tour lorsqu'une plus forte consommation de chamosite rend à la circulation alumine et alcalis en quantité suffisante. Par suite, le ciment se décalcifie ; le fer qui s'y fixe contribue au développement de minéraux du groupe sidérite-ankérite. Les carbonates eux-mêmes finissent par céder le pas à la limonite qui, dans les minerais les plus évolués de la Windgälle, est partiellement remplacée par de l'hématite rouge.

La magnétite n'est pas le seul minéral affecté à la destruction de la chamosite. La sidérite y contribue aussi. Son implantation dans les grains oolithiques provoque la naissance à leur périphérie de bourrelets de chamosite apparemment exsudée. Les déformations de la roche masquent en partie, sans les dissimuler complètement, les migrations de cette chlorite de seconde génération. On en recueille des échantillons particulièrement purs dans les formations filoniennes qui comblent les fissures des minerais bathoniens. Une analyse récente lui assigne pour formule approchée

$$(Si_2Al)_8O_{60} \left\{ \begin{matrix} (Fe,Al,Ti)_{10} \\ (Mg,Fe)_{25} \end{matrix} \right\} (OH)_{48}$$

abstraction faite d'une petite quantité d'alcalis.

L'histoire des déformations mécaniques s'abrège difficilement. C'est aux microphotographies des planches XIV et XV qu'il en faut demander le résumé.

Remarque finale.

Le fait que la magnétite se nourrit de préférence de la chamosite éparse dans les gangues carbonatées avant de s'attaquer à celle des ovulites apporte quelque restriction à un principe établi par L. Cayeux : « L'évolution minéralogique des ciments est en retard sur celle des grains oolithiques ». C'est pour-

tant de ce principe que s'est inspiré l'exposé qu'on vient de lire. On y a présenté les changements survenus dans la composition des gangues comme la conséquence de l'altération des ovulites. Il y a bien entre les deux processus une relation de cause à effet. Mais qu'on ne s'y laisse pas tromper : c'est bel et bien dans le ciment qu'il faut chercher l'origine de toute modification échéant dans les sédiments consolidés. L'altération de la chamosite révélée par le microscope n'est, à tout prendre, qu'un symptôme, l'expression de son instabilité au contact des solutions qui imprègnent la gangue et dont la concentration décisive dépend des emprunts faits à celle-ci (cf. p. 85). Il est légitime de prendre ce phénomène, qui est le premier à se manifester dans les minerais de la Windgälle, comme point de départ de leur évolution, en évitant de lui attribuer le rôle d'un facteur qui la détermine.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE (suite).

125. A.-C. Hayes. Secondary Magnetite in sedimentary Iron ores. — *Econ. Geol.* 36 (1941), 108.

126. Alb. Heim. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung, im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. 2 Bde u. 1 Atlas, Basel 1878.

127. Idem. Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. — Beitr. geol. Karte des Schweiz, 25. Lief. Bern 1891.

128. Albr. Müller. Ueber die Eisensteinlager am Fuss der Windgälle. — *Verh. naturf. Ges. Basel* 4 (1867), 762-765.

129. C. Schmidt. Geologisch-petrographische Mittheilungen über einige Porphyre der Centralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. — *Neues Jahrb. f. Miner.*, Beil. Bd. 4 (1886), 391-401.

130. Idem. Ueber die Mineralien des Eisenooliths an der Windgällen im Kanton Uri. — *Zeitsch. Kryst.* XI (1886), 597.

131. Idem. Ueber die Natur des sogenannten Chamoisites in alpinen Eisenoolithen. — *Beitr. geol. Karte Schweiz*, Lief. XXV, Anhang (1891), S. 97.

132. H. Walter. Bergbau und Bergbauversuche in den Fünf Orten. III. Teil. *Geschichtsfreund. Mitt. histor. Vereins der fünf Orte*, Bd. 80, Stans 1925.

CHAPITRE VIII

Les minerais de l'Urbachtal

(Oberland bernois)

Le petit gisement de minerai de fer de l'Urbachtal n'a été jusqu'ici l'objet d'aucune monographie. Les renseignements qui le concernent ne sont jamais fournis qu'incidemment dans des publications de portée plus générale ; la liste en est, d'ailleurs, fort courte :

H. Büeler-de Florin. Schweizer Erz-Bergbau. Ueber die Bedeutung der Fortschritte im Berg-Hüttenwesen für die schweizerischen Erzlagerstätten. 62 S. Frankfurt a. M. 1906.

F. Müller. (Réf. nº 8, p. 5).

J.-Rob. Müller-Landsmann. Das Eisenbergwerk im Oberhasle, Kanton Bern (Schweiz). 103 S. Zürich 1900.

K. Rohr. Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs. — *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N. F., 57. Lief. I. Abt., Bern 1926.

C. Schmidt. (Réf. nº 10, p. 5 et nº 122, p. 40).

A. Wencelius. Eisen-und Manganerzgruben der Schweiz. — *Berg- u. Hüttenm. Zeitg.* 62 (1903), S. 541-5 u. 629-31 ; 63 (1904), 205-7.

Position et état du gisement.

L'endroit où le minerai de fer fut exploité est désigné dans l'atlas topographique de la Suisse (feuille 393, Meiringen) sous le nom de Rothenfluh ; les gens du pays l'appellent plutôt Rothe Wand. Il est situé sur la rive gauche de l'Urbachwasser, à 1 km. au SW d'Innertkirchen.

C'est probablement au début du XVIIIe siècle que remontent les travaux miniers entrepris dans la localité. On dut alors fonder de grandes espérances sur le gisement entamé, car en 1728, on monta à proximité une usine pour le traitement des minerais, quitte à reconnaître en 1736 qu'il valait mieux remettre en état les anciennes installations de Mühlethal délaissées dans l'intervalle. Depuis lors, le gisement de la Rothenfluh ne s'est pas relevé du discrédit où il était tombé, car il a échappé à l'enquête que le professeur Struve de Lausanne fit en 1786 sur les minerais de fer de la région.

L'ancienne exploitation a creusé une niche large d'une centaine de mètres au pied des falaises de Malm (Jurassique supérieur) qui dominent la plaine d'alluvions du torrent voisin. A l'abri de cette niche, des gradins sont taillés dans

les terrains qui forment la base de l'escarpement, de façon à dégager aussi bien le Callovien productif que son toit stérile. Les couches oolithiques atteignent ici une épaisseur de 3 m., donc supérieure à la moyenne de 1,6 m. indiquée par K. Rohr. Leur courbure est très appréciable : elles dessinent une voûte qui semble très tendue parce qu'on n'en voit que le sommet. Leur consistance est plus tendre et plus schisteuse que celle des roches entre lesquelles elles sont intercalées. Les bancs les mieux pourvus d'ovulites ferrugineux ne présentent pas une richesse comparable à celle que déploient les assises de même âge à l'Erzegg et à la Planplatte. Leur fissilité, leur friabilité rendent difficile le prélèvement d'un échantillon compact propre à l'obtention de coupes minces.

L'oolithe s'applique sans transition sur un substratum de calcaires échinodermiques de couleur sombre. Vers le haut apparaissent des nids de fossiles (Ammonites, Bélemnites) ; le minerai s'appauvrit par insertion répétée de schistes stériles. Une couche verte de chamosite exudée (cf. p. 29 et p. 74) épaisse de 3 cm. environ en marque généralement la limite supérieure. Par endroits, cependant, la veine verte est encore surmontée par l'oolithe en dernière récurrence.

Du côté nord de l'excavation, on constate aussi un amoindrissement de la valeur du minerai : l'oolithe s'y perd par dilution dans du terrain improductif plutôt qu'elle ne s'écrase.

Les anciens mineurs ont visiblement tenté de pousser l'exploitation en profondeur en taillant des galeries à travers bancs perpendiculaires aux gradins, mais les boyaux ainsi pratiqués s'arrêtent en cul-de-sac devant la roche stérile à 2 ou 3 m. de profondeur.

ETUDE MICROGRAPHIQUE DES MINERAIS

L'analyse microscopique d'une douzaine de coupes minces, confirmant les données géologiques et les présomptions des mineurs d'autrefois, montre que les minerais oolithiques de l'Urbachtal sont de même nature, sinon de même qualité, que ceux de l'Erzegg et de la Planplatte.

1° Il s'agit de roches constituant un simple faciès de variation des calcaires à entroques sur lesquels elles reposent. Le passage du calcaire zoogène proprement dit au minerai typique correspond à un apport croissant dans le bassin d'accumulation de fins détritus d'origine continentale, dont l'excès devait mettre fin à la formation oolithique. Celle-ci n'a duré qu'autant que les conditions de sédimentation (cf. p. 59 et 77) permirent au fer extrait de la vase en suspension dans l'eau de mer de se fixer par voie épigénique sur les débris organiques (principalement des squelettes d'Echinodermes morcelés ou moulus), tout en empêchant cette vase déminéralisée de se déposer sur place.

2° Dans les minerais les moins modifiés depuis leur dépôt, la majeure partie du fer est concentrée dans les grains oolithiques, essentiellement construits en chamosite. Tous les autres composés du fer (sidérite, hématite, limonite) sont des produits d'altération de ce silicate primordial, y compris la faible quantité

qui est restée éparpillée dans les ciments sans s'agréger en granules. La pyrite ne joue ici qu'un rôle négligeable.

3° L'instabilité de la chamosite soustraite aux conditions qui régnaient dans le milieu générateur se manifeste dans la plupart des ovulites. Pourtant sa destruction n'est ni globale ni complète ; elle se fait en plusieurs étapes. Le remplacement du silicate ferro-magnésien par des carbonates et par des oxydes de fer comporte une perte de substance, d'où contraction de l'ellipsoïde altéré se traduisant fréquemment par le ratatinement de son écorce. Les produits exsudés par le grain en proie à la décomposition sont encore ferrugineux ; par réaction avec le ciment, ils régénèrent de la chamosite déjà qualifiée de synantétique (p. 56).

4° L'influence qu'exercent sur leur entourage les masses chloriteuses en voie de dégradation se fait sentir bien au delà de leur voisinage immédiat : elle s'étend à toute leur gangue. La *dolomitisation* qui l'envahit presque partout en détruisant les fossiles qu'elle contenait est la manifestation la plus évidente de l'utilisation des déchets : c'est le résultat de la diffusion dans la roche de la magnésie soustraite aux ovulites décomposés (cf. p. 84). Autres épigones, les cristaux authigènes de quartz et de feldspath disséminés ici et là sont nourris de silice et d'alumine provenant de la même source.

D'après ce qui précède, si les minerais de l'Urbachtal répondent à un signalement distinctif, leur fiche d'identité ne portera mention d'aucune marque d'évolution singulière, ne fera état d'aucun caractère qui ne s'applique à l'un ou à l'autre de leurs congénères. Ils n'en diffèrent que par le dosage de la part qu'ont prise au façonnage de leur physionomie les agents ordinairement employés à pareille œuvre. Ne réclamant aucune explication nouvelle, les particularités dont l'exposé reste à faire vont donc pouvoir se résumer assez brièvement.

Différenciation des sédiments sélectionnés.

Les sédiments considérés ici sont de ceux où le triage mécanique a été poussé très loin à l'époque de leur dépôt, de sorte que, sauf perturbation imputable à des remous, les ovulites s'entassent à certains niveaux séparés par des lits à ciment d'où tout ce qui n'est pas mouture fine est à peu près banni. Cette sélection primitive a favorisé dans une large mesure les différenciations ultérieures : l'évolution minéralogique se fait plus rapidement dans les agglomérations d'ovulites qu'aux endroits où leur densité de répartition est faible. Dans les premières, le ciment peut être totalement dolomitisé, réduit à un pavage de rhomboèdres jointoyés par de l'hématite, avec des ovulites complètement obscurcis par un oxyde de fer, tandis que, à quelques millimètres plus haut ou plus bas, des grains oolithiques restés chamositiques seront épars dans une masse carbonatée imparfaitement recristallisée où se distingueront encore des débris de Crinoïdes, de Bivalves et même de Foraminifères.

Perfection des grains oolithiques.

Les ovulites restés bien verts englobent souvent sous une enveloppe commune deux ou plusieurs grains semblables ; autrement la stratification du cortex s'étend jusqu'au centre. La formation des grains oolithiques en cet endroit fut donc une opération lente, souvent interrompue, mais poussée à fond : les débris d'Echinodermes et les glomérules de ciment épigénisés par la chamosite ont été totalement résorbés. Le fait que le cœur des grains est moins coloré, moins chargé de fer que leur écorce est le seul indice d'un développement par chloritisation centripéte ; encore faut-il que le noyau digéré n'ait pas été emprunté aux témoins d'une génération oolithique antérieure leurs fragments manquant souvent de fraîcheur.

Déformation des ovulites. — Absence de magnétite.

Les grains oolithiques demeurés à l'état chamositique gardent mieux que les autres la marque des déformations mécaniques survenues pendant les temps orogéniques. La présence de noyaux peu plastiques inassimilés (débris d'écorces oolithiques anciennes) ou incomplètement chloritisés (cf. p. 35 et 92) se traduit par des effets décrits en détail à propos des minerais de la Windgälle. A la différence de ce que l'on observe là-haut, les grains oolithiques, pour étirés qu'ils soient fréquemment, — et parfois même jusqu'à expulsion de leurs noyaux (cf. p. 92), — ne sont jamais complètement laminés. Aussi bien la compression qu'ils ont subie n'a-t-elle pas franchi la valeur critique qui détermine l'apparition de la magnétite. En effet, ce minéral n'entre pas dans la composition des minerais opaques qui se substituent à la chamosite dans les minerais altérés. Il est facile de s'en assurer en traitant par un acide quelques grammes de roche finement pulvérisée ; le résidu délayé dans l'eau est observé sous le microscope pendant que l'on agite un aimant à proximité. Sur des milliers de grains ainsi passés en revue, 3 ou 4 seulement donnèrent des signes d'agitation à l'approche de l'aimant ; l'épreuve fut pareillement négative pour tous les échantillons examinés.

Aucune espèce minérale bien définie ne se distingue dans ces masses épigéniques sans magnétite ; elles s'apparentent à l'hématite par la couleur rouge de leur poussière et par l'éclat submétallique de leurs parcelles les plus denses, que la lumière incidente fait miroiter parmi les croûtes brunes qui les ternissent ; leurs bords les plus amincis n'offrent jamais la moindre transparence trahissant la présence d'un minéral identifiable à l'oligiste ou à la goethite. On se trouve en présence de mélanges où des oxydes de fer plus ou moins hydratés s'allient à des quantités notables de silice et d'alumine. En effet, traités alternativement par l'acide chlorhydrique et par le sulfate monopotassique fondu, ces composés finissent par laisser un squelette translucide fait de coques siliceuses emboîtées ; la solution que fournit le flux sulfaté repris par l'eau dépose parfois des cristaux d'alun, donnant ainsi une indication sur laquelle on reviendra plus tard.

Malgré l'immixtion de substances diverses, l'oxyde ferrique est encore prépondérant dans ces succédanés opaques de la chamosite ; c'est pourquoi ils sont désignés dans ce chapitre par le vocable hématite, ce terme employé sans qualificatif gardant une imprécision assez convenable en l'occurrence.

Migrations de la chamosite.

En se reconstituant partiellement à quelque distance des foyers où sa destruction s'opère, la chamosite semble accomplir des migrations, moins amples ici qu'au Glärnisch, par exemple, mais encore notables. Comme il s'agit d'un phénomène sans doute observable dans la plupart des minerais à grains chamositiques en passe d'altération, mais dont l'interprétation a été suggérée pour la première fois par l'étude des minerais alpins, il ne sera pas superflu d'insister sur quelques-unes de ses manifestations locales.

La forme en fuseau est celle que prennent par étirement suivant leur grand axe les ovulites homogènes ; autrement, le modelage des granules chloriteux produit des figures semblables à des poires ou à des larmes. C'est là le cas ordinaire. Ce qui l'est beaucoup moins, ce sont les ovulites *renflés aux deux extrémités*. Comme on les trouve constamment associés à des grains fuselés pour la plupart, il faut écarter l'idée d'un refoulement de matière qui, déprimant leur centre, aurait été compensé par un gonflement de leurs bords. On ne peut voir dans ces expansions marginales autre chose que des sécrétions de chamosite synantétique (v. p. 56). Elles ne se rencontrent, en effet, qu'en lisière des masses chloriteuses en voie d'altération. Epanouies tout le long de leur pourtour au contact d'un ciment de composition uniforme, elles deviennent les auréoles déjà décrites à propos des minerais de l'Erzegg. Leur développement peut indifféremment suivre ou précéder les déformations orogéniques. Dans la seconde alternative, on verra les protubérances de ce genre s'étirer en queues, et même en rubans imitant les grains oolithiques laminés de la Windgälle.

Ces prolongements postiches établissent entre les ovulites primitivement isolés des contacts d'autant plus nombreux que la décomposition de la chamosite originelle est poussée plus loin. Ainsi se constituent les ébauches d'où sortiront, après départ de magnésie et de silice, les masses d'hématite continues que l'on rencontre dans les minerais les plus évolués : sortes d'éponges ferrugineuses dont les pores sont remplis de dolomite cristallisée. Parvenues à cet état, les agglomérations oolithiques les plus denses gardent quand même de petites réserves de chamosite ; c'est naturellement dans les noyaux des ovulites hématisés que la chlorite a subsisté ; elle s'y est maintenue dans un état de fraîcheur tel qu'on peut la croire entretenue par sécrétion interne des masses qui l'emprisonnent tout en la soustrayant à la loi commune ; aussi, lorsqu'elle est appelée à disparaître à son tour, ne cède-t-elle la place qu'à des minéraux de choix, par exemple à l'albite.

Composition des minerais de l'Urbachtal.

La composition chimique des minerais de l'Urbachtal est établie par 2 analyses concordantes (à 0,4 % près) exécutées en 1899 au laboratoire pour l'essai des matériaux de l'Ecole polytechnique de Zürich. Il suffit donc de reproduire la moyenne de leurs résultats, qui figure dans la colonne I du tableau ci-dessous. Le calcul de la composition minéralogique tel qu'il a été conduit par C. Schmidt (colonne II), ne tient pas compte de toutes les données de la première colonne ; mais ce sont bien celles-là qu'il utilise, car le chiffre indiqué pour la teneur en fer, 34,12 %, est tiré du bulletin d'analyse.

I. Moyenne de 2 analyses			II. Composition minéralogique calculée par C. Schmidt	
SiO_2	15,85 %			
Fe_2O_3	40,48 %	d'où Fe 28,34 %		
FeO	7,25 %	d'où Fe 5,78 %		
Al_2O_3	10,15	34,12 %	$CaCO_3$	16 %
CaO	8,25		$FeCO_3$	1 %
MgO	3,45		hématite	41 %
P_2O_5	1,19		chamosite	27 %
SO_3	1,05		argile	11 %
CO_2	6,82		quartz	4 %
H_2O	3,44		teneur en fer	34,12 %
alcalis (par différ.)	2,07			
	100,00			

Les chiffres de la première colonne appellent peu de remarques. Notons seulement que l'analyse microscopique n'a révélé la présence d'aucun minéral spécifiquement phosphaté, pas plus que celle de sulfate individualisé dans le corps de la roche. Par contre, les efflorescences sulfatées sont abondantes à la surface de certains lits situés vers la base de la formation oolithique.

La seconde colonne mérite des commentaires plus copieux.

D'abord, il n'y a pas à la Rote Wand de roche assez altérée pour renfermer 41 % d'hématite dont le ciment ne soit pas, du même coup, dolomitisé en bonne partie. Fautif en ce qui concerne la dolomite, le petit tableau de C. Schmidt ne manque pas de faire état de CO_3Fe, présent dans les grains carbonatés de haute réfringence disséminés ici et là : mouches accusant la décrépitude des ovulites brunissants ; rhomboèdres auréolés d'ocre, parasites des parcelles de chamosite isolées dans les ciments encore calcaires.

La quantité de quartz calculée correspond sensiblement aux données fournies par l'examen des coupes minces. Dans ces préparations, les grains de quartz ne montrent rien qui dénonce leur provenance ; leur répartition préférée parmi les débris les plus grossiers semble plaider en faveur d'une origine détritique;

mais, isolés de leur gangue à l'aide d'un acide, ils révèlent tant de protubérances bourgeonnantes que leur développement *in situ* ne fait aucun doute.

Il est imprudent d'attribuer 11 % d'argile au minerai sous le prétexte que le calcul permet d'extraire des résultats de l'analyse chimique la même proportion de silicate hypothétique $3SiO_2 . Al_2O_3 . H_2O$, car le ciment cristallin des minerais chargés d'hématite, — dolomitique, comme on vient de le remarquer, — est très limpide. Les éléments de cette argile doivent donc être incorporés aux masses ferrugineuses, et siliceuses effectivement, qui obscurcissent les ovulites altérés.

Tant de réajustements nécessaires pour adapter les résultats du calcul à ceux de l'observation laissent peu de probabilité à la formule $2 SiO_2 . Al_2O_3 . 3 (Mg,Fe) O . 3H_2O$ imputées à la chamosite dans des spéculations dont on peut clore ici le commentaire.

CHAPITRE IX

L'oolithe ferrugineuse de Roggenegg près Ober-Iberg

(canton de Schwyz)

Le petit gisement de Roggenegg semble ne plus contenir de minerai de fer exploitable. Le peu qui en reste se trouve associé au calcaire à entroques d'âge probablement liasique qui constitue une petite klippe découverte par le prof. A. Jeannet dans le Wildflysch sur lequel repose le Roggenstock. Décrivant le gisement de façon très concise dans le *Guide géologique de la Suisse* (Fasc. X, p. 752), ce savant néglige de relever la présence du minerai de fer ; il en aurait parlé si celui-ci avait gardé la moindre valeur économique.

L'investigation pétrographique de l'oolithe de Roggenegg offre un avantage précieux : celui de fournir un contrôle des notions suggérées par l'étude des minerais du Dogger alpin. En effet, si l'interprétation qui a été donnée des phénomènes présidant à leur évolution est correcte, ce sont les mêmes dont on doit retrouver ici les effets poussés plus près de leur aboutissement. C'est bien ce que nous avons la satisfaction de constater : toutes les opérations géochimiques dont le microscope montre ici les résultats sont de celles que les chapitres précédents ont rendues familières, et si quelque aspect surprenant par sa nouveauté s'y manifeste,une analyse patiente finit ordinairement par y discerner les effets accumulés de processus reconnus isolément ailleurs, et dont le concours était à prévoir.

Nature des roches.

On se trouve en présence de sédiments essentiellement calcaires formés en majeure partie de débris d'organismes. Leurs fragments les moins morcelés témoignent du développement, à proximité du bassin de dépôt, d'une faune très prospère dont le caractère dominant tient à la prépondérance des Echinodermes.

Organismes.

Les plus abondants de beaucoup étaient des *Crinoïdes*, accompagnés de quelques *Echinides*, dont les piquants sont passablement fréquents. Leurs débris se rencontrent à tous les degrés de morcellement, qui n'est pas toujours le résultat d'une fragmentation ou d'une usure mécanique, mais souvent aussi l'effet d'une dissolution, d'une corrosion ou d'une cristallisation. Nombreux sont les

articles d'Encrines dont les bords sont découpés en dentelle, ceux dont le réseau calcitique est troué d'entailles rondes ; pareilles mutilations sont les marques indéniables d'une chamosite épigénique, dont il ne subsiste ordinairement que des produits d'altération ferrugineux. La présence de débris échinodermiques dans les noyaux des grains oolithiques n'est pas exceptionnelle.

Après les Echinodermes, les *Mollusques* sont les organismes les plus répandus : débris de *Lamellibranches* souvent minés par des Algues perforantes, fragments de valves fibreux ou lamelleux, prismes d'Inocérames isolés ou encore réunis en paquets ; petits *Gastéropodes* dont la coquille a généralement perdu sa structure, et reconnaissables seulement au profil de leurs moules calcitiques ; les petits *Céphalopodes* ont laissé des moulages semblables, pas toujours faciles à distinguer des précédents ; de la même classe, et de loin en loin, un rostre de Bélemnite.

Les autres groupes animaux sont pauvrement représentés. Assez répandus, les *Foraminifères* pluriloculaires et à tests minces ne sont jamais abondants. Les *Spongiaires* n'ont laissé dans le dépôt que peu de spicules qui n'aient été dissous ou défigurés par le quartz épigénique. Des *Bryozoaires*, il reste quelques loges dont certaines ont servi de noyaux à des formations oolithiques. Les valves d'*Ostracodes* et les vertèbres de *Poissons* sont des raretés.

Grains oolithiques.

Aussi nombreux dans certains échantillons que les débris organiques épargnés par la chloritisation, les grains oolithiques ont, pour la plupart, éprouvé après l'émersion de la roche des transformations multiples qui seront étudiées plus loin. Les ovulites à cortex chamositiques sont toutefois assez nombreux pour que l'on soit en droit d'affirmer que les corps de cette catégorie sont exactement comparables à ceux du Dogger alpin. Ces ovulites primitivement chloriteux, formés avant la consolidation du sédiment qui les engloba, sont à séparer nettement de sphérites morphologiquement semblables fréquents dans les roches de Roggenegg ; ceux-ci se distinguent des premiers par leur structure radiée ; on reconnaitra bientôt qu'ils n'ont rien à voir avec la formation oolithique proprement dite, et qu'ils doivent leur origine à la cristallisation des carbonates de la roche consolidée et émergée.

Ciments.

Les sédiments de Roggenegg ne sont pas homogènes ; les lits vaseux alternent avec les lits grenus ; leurs strates se renflent et s'amincissent tout à tour sur une étendue de quelques centimètres carrés, indiquant que le dépôt fut remis en suspension dans l'eau plusieurs fois avant de trouver son assiette définitive. La différenciation est poussée si loin que 3 coupes minces tirées du même échantillon peuvent présenter des aspects très différents : un observateur non prévenu les croirait empruntés à 3 roches distinctes.

La gangue qui enserre ovulites et débris fossiles est formée pour les trois quarts au moins de calcaire organogène finement trituré. Elle a gardé intacte cette structure microgrenue un peu partout ; en quelques endroits seulement une cristallisation très tardive a remplacé la pâte fine par une mosaïque grossière de grains carbonatés. La question se pose de savoir pourquoi cette cristallisation ne s'est pas étendue à tous les ciments de même nature : quel est le facteur d'inhibition qui a paralysé le remaniement des carbonates ? L'étude des coupes minces sous le microscope ne fournit qu'une réponse partielle à pareille question : les ciments considérés sont imprégnés de matières ferrugineuses qui les teintent en jaune vif ou verdâtre ; leur coloration passe au brun quand les pigments sont plus condensés ou plus profondément altérés, et l'on arrive progressivement à des gangues totalement obscurcies par la limonite. Un examen plus serré montre que les traînées limonitiques les plus denses sont localement ourlées de chamosite.

D'autre part, ces ciments si riches en carbonates sont difficilement attaqués par les acides. Les roches simplement concassées en menus morceaux ne se désagrègent qu'imparfaitement à leur contact. Les résidus de dissolution, débarrassés des vases par lévigation, ne sont nullement assimilables à des sables : à défaut presque complet de minéraux détritiques, ils se composent essentiellement de fossiles silicifiés, de fragments d'ovulites, de parcelles de roche non désagrégée et de minéraux authigènes (du quartz principalement).

Rôle de la chamosite.

Les apports directs de la terre ferme aux sédiments considérés ici leur furent fournis sous la forme d'une « argile » lourdement ferrugineuse et si finement triturée que les grains minéraux identifiables sous le microscope n'y étaient pas représentés. La vase à laquelle ces boues terrigènes s'incorporaient lentement n'était point une simple suspension de calcaire magnésien dans l'eau de mer : le mélange renfermait aussi les produits de la désintégration des parties charnues des animaux énumérés plus haut. On sait que, parmi les dérivés putrides des matières protéiques, il en est plusieurs qui se prêtent à la constitution de complexes organo-ferriques ou ferreux ; il est probable que la silice aussi bien que le fer est apte à entrer dans des combinaisons du même genre, et que de tels complexes doivent jouer le rôle d'intermédiaires dans la formation de la chamosite.

Ce silicate n'occupe plus dans les roches de Roggenegg la place qu'il avait conquise dans le sédiment primitif. Les produits de sa décomposition y sont, par contre, largement répandus, au moins dans les échantillons mis à nu à la surface du sol, les seuls qui nous soient accessibles. L'identification de ces produits à des dérivés de la chamosite ne s'impose pas à qui les examine sans s'être entraîné au préalable à suivre leur filiation dans les oolithes d'une interprétation moins difficile. Mais le lecteur arrivé aux dernières pages de ce mémoire sait à quoi s'en tenir : on le dispensera donc de suivre avec l'auteur

la trame des inductions remontant des effets aux causes, et l'on suivra simplement le fil des déductions à tirer des états de faits analogues à ceux des chapitres précédents.

Le développement de silicates chloriteux dans les sédiments de Roggenegg domine toute leur histoire :

1° en se fixant sur les débris d'Echinodermes brassés dans le dépôt encore meuble, la chamosite donna naissance à des *grains oolithiques* dont la présence confère aux roches qui nous occupent leur caractère morphologique le plus apparent ;

2° en se substituant aux parcelles calcaréo-magnésiennes finement moulues, le même silicate contribua à les agglomérer ; en d'autres termes, faisans office de liant dans le *ciment* qui emprisonne ovulites et autres débris fossiles, il devint un des principaux agents de la consolidation du sédiment ;

3° le ciment ainsi silicaté n'est que très médiocrement perméable ; les solutions qui y sont retenues n'y cèderont la place que difficilement aux eaux météoriques qui chercheront à pénétrer dans la roche mise à nu par l'érosion. Cela revient à dire, en langage chimique, que les équilibres entre phases coexistantes ne se modifieront qu'avec une lenteur extrême, et en langage lithologique, que l'évolution de la roche vers l'état de calcaire cristallin imprégné de limonite subira de ce fait des retards considérables, et même des arrêts réservant au pétrographe la chance de retrouver, aux endroits où les transformations furent interrompues, des témoins des états antérieurs. Obstacle à l'infiltration des eaux venues de la surface du sol, la chamosite s'altère cependant à leur contact ; l'évacuation des solutions chargées des produits de sa décomposition est d'autant plus malaisée que ceux-ci sont plus abondants ; leur stase est attestée par le développement que prennent en certains endroits (voir Pl. XIX) les cristaux de quartz authigène nourris de la silice soutirée à la chlorite. D'autre part, une solution dont la concentration en fer, en magnésie et en silice est suffisamment élevée cesse d'attaquer la chamosite, mais devient corrosive à l'égard du carbonate calcaréo-magnésien : la limite entre le domaine drainé par les eaux superficielles et celui qui n'a pas encore subi leur atteinte sera donc marqué, dans une roche où la diffusion des solutions est suffisamment lente, par une frange de chlorite dont l'apparence est celle d'un flot gélatineux reculant devant l'invasion des eaux superficielles ; il s'agit en réalité d'un liséré continuellement régénéré dans le sens de la progression des eaux infiltrées. L'épaisseur de ce bourrelet mobile n'atteint guère que 0,1 mm. dans les roches de Roggenegg, tandis que la zone noyée dans la « chamosite en migration » s'étendait fréquemment sur plusieurs millimètres dans les minerais du Glärnisch.

En résumé, les roches de Roggenegg, procédant de sédiments imprégnés de chamosite, doivent être le siège de processus évolutifs variés, mais connexes, et affectant à la fois les grains oolithiques, les débris d'organismes fossiles et le ciment qui les renferme. Il s'agit maintenant de passer en revue les états successifs revêtus par les divers constituants de ces roches.

Evolution des grains oolithiques.

Les transformations éprouvées par les ovulites dépendent dans une large mesure de leur distribution dans le sédiment : les grains isolés dans un ciment imperméable et finement moulu n'ont pas évolué à la même allure que ceux qui gisaient côte à côte avec leurs semblables dans des lots fortement tassés ne laissant au ciment qu'une place restreinte ; la présence dans les mêmes lits de coquilles calcaires grossièrement concassées comporte encore d'autres modalités d'échanges matériels entre l'ovulite et le milieu où il est placé. De là résulte une étonnante variété dans la composition minéralogique des grains transformés. Leur rattachement à une souche unique, celle de l'ovulite chloriteux, est une affaire souvent délicate dont on aurait de la peine à se tirer sans puiser au répertoire des faits analogues consignés dans les chapitres précédents.

L'ovulite ancestral du type chloriteux ne s'est conservé qu'à un petit nombre d'exemplaires. Qu'il procède lui-même d'articles de Crinoïdes ou de glomérules de ciment envahis par la chamosite épigénique, c'est ce que le présent mémoire a déjà démontré trop expressément pour qu'il soit opportun d'insister davantage. Au surplus, les preuves déjà produites seraient-elles insuffisantes que le gisement de Roggenegg en fournirait de nouvelles : n'y trouve-t-on pas, en effet, conservé sous des écorces chloriteuses régulièrement stratifiées, des fragments d'Encrines dont le réseau histologique doit au silicate ferrique qui l'imprègne d'avoir gardé toute sa netteté (Pl. XX, fig. 2) ? Ailleurs des débris d'Echinodermes moins bien chloritisés dissimulent mal leurs contours restés anguleux sous des cortex rudimentaires : ce sont les « fausses oolithes » de certains auteurs, que nous tenons pour d'authentiques ovulites demeurés aux premiers stades de leurs transformations.

La chamosite des écorces stratifiées est dégénérée : elle ne les pare plus du coloris de l'herbe fraîche, mais d'un vert dégradé jusqu'au gris et au brun par les pigments ferrugineux disséminés. Sa biréfringence, fort atténuée, suffit pourtant à faire naître une croix noire dans certains cortex examinés entre les nicols croisés ; ailleurs un réactif optique sensible (lame de gypse) est nécessaire pour la mettre en évidence.

L'altération de la chlorite primitive donne naissance à des minéraux épigéniques qui se répartissent en 3 groupes :

a) des carbonates rhomboédriques de la série ankérite-sidérite ;

b) du quartz ;

c) des oxydes de fer mal caractérisés qu'il est commode d'appeler limonite.

La carbonatation des bases soustraites au silicate ferro-magnésien est le processus déterminant, qui s'exprime morphologiquement par un empiètement de la sidérite et de ses homologues rhomboédriques sur l'emplacement des grains oolithiques. L'allure de l'invasion dépend du degré de perméabilité du milieu ambiant ; il en est de même de la place qu'occupera la silice mise en

liberté sous forme de quartz. Les ovulites chloriteux isolés dans un ciment particulièrement fin se ratatinent parfois sous les morsures de la sidérite, tandis que la silice mobilisée, réagissant sur le ciment qui enserre le grain attaqué, lui fait une auréole de chamosite reconstituée dont la limpidité et la teinte d'aigue-marine s'opposent aux tons grisâtres de la chamosite primitive en voie de disparition. Vu la rareté de celle-ci dans les roches de Roggenegg, les ovulites recoquevillés et ceints de chamosite synantétique sont loin d'y être aussi communs qu'à l'Erzegg, par exemple, mais il importait de signaler leur existence pour marquer la ressemblance des deux gisements.

A l'ordinaire, les carbonates épigéniques remplissent tout l'espace jadis réservé à la chlorite, ne laissant rien subsister qui rappelle la structure oolithique du grain envahi, dont le profil seul est conservé. Si l'ovulite reposait dans une gangue de carbonate grossièrement granulé, le carbonate épigénique est de qualité uniforme ; dans un ciment plus compact, au contraire, la masse ovoïde substituée à la chlorite garde une disposition vaguement zonée, avec la sidérite au centre, entouré d'ankérites de plus en plus dolomitiques vers la périphérie.

Quelques exemples, qu'il serait aisé de multiplier davantage, donneront une idée de la variété des types observés :

1° ovulite à noyau calcaire formé d'un débris de Crinoïde ou de Lamellibranche, revêtu d'une enveloppe d'épichamosite grisâtre dont les feuillets sont séparés par des intercalations carbonatées ; en dehors, une ceinture de sidérite recouverte d'une pellicule de chamosite synantétique vert clair ;

2° ovulite à noyau calcaire imprégné de limonite renfermant quelques mailles, colorées en jaune vif, du réseau d'un Echinoderme ; écorce faite de sidérite en grains grossièrement assemblés retenant des lambeaux d'épichamosite grisâtre, qui est remplacée presque partout par des traînées de limonite brune ;

3° ovulite à noyau chamositique piqué de grains carbonatés ; zone interne de sidérite imprégnée de limonite brune ; zone moyenne de sidérite jaune clair ; carapace superficielle d'ankérite incolore ;

4° ovoïde de sidérite jaunâtre en grains amoncelés autour d'un glomérule radié de quartz authigène qui pousse des dentelures entre les masses carbonatées ; écorce brune de limonite stratifiée, légèrement débordée par une auréole d'ankérite limpide ;

5° ovulite à noyau de quartz entouré d'une zone de sidérite jaune clair qu'enveloppe une écorce parfaitement stratifiée faite d'épichamosite gris verdâtre ;

6° ovoïde à centre de sidérite jaune entourée de zones ankéritiques de moins en moins colorées vers les bords, et se confondant dans certains secteurs avec la mosaïque de grains carbonatés qui constituent la gangue ;

7° même type avec noyau de quartz authigène ;

8° même type limonitisé ;

9° ovoïde de limonite agglomérée autour d'un noyau de quartz authigène ;

10° ovulite de limonite bien stratifiée en lits ondulés.

Evolution des ciments.

Les ciments ont gardé leur aspect primitif de pâte calcaire uniformément microgrenue aux endroits où une lévigation sous-marine poussée assez loin avait exclu les gros débris organiques de leur mouture fine. Le silicate qui les imprègne et qui les a maintenus dans cet état est peu apparent ; sa présence se trahit par l'apparition en quelques points des produits de sa dissociation : — mouches de quartz piquées ici et là, taches ou traînées de limonite, — mais elle se révèle surtout par la résistance que ces gangues, moins riches en calcaire que le microscope ne le laisse croire, opposent à la dissolution dans l'acide chlorhydrique.

Chargés de fragments de coquilles et de squelettes échinodermiques prompts à recristalliser, les ciments partagent le sort de ceux-ci et s'incorporent aux mosaïques de gros grains carbonatés dont l'extension tend à détruire tout vestige de structure préexistante. Ces mosaïques ne sont jamais de facture uniforme sur une grande étendue ; entre leurs « pavés » légèrement disjoints apparaissent les résidus de la cristallisation du carbonate impur avec les dérivés du silicate qui l'imprégnait : déchets argileux plus ou moins chargés de limonite, chamosite régénérée en paillettes d'un vert pâle. Ailleurs la régularité des éléments calcitiques ou dolomitiques à contour polygonal s'interrompra devant des glomérules de grains plus réfringents, moins limpides et d'un aspect moins géométrique, qui ne sont autres que des ovulites sidéritisés. Le doute que peut soulever un tel diagnostic disparaît lorsque le glomérule est ceint d'un anneau de limonite, dernier vestige d'une écorce chloriteuse ou d'une auréole de chamosite exsudée (Cf.pp. 58 et 69).

Certaines préparations tirées de l'oolithe de Roggenegg montrent de grandes aires circonscrites par d'épais bourrelets de limonite où, dans un ciment finement granulé et fréquemment obscurci par des pigments ferrugineux, des cristaux de quartz se sont développés par vingtaines, voire par centaines (Pl. XIX, fig. 1 et 2). Dégagés de leur gangue, ces cristaux laissent voir des formes simples : les rhomboèdres ‹ 100 › et ‹ $22\bar{1}$ › sensiblement de même importance, sont parfois accompagnés de formes prismatiques ‹ $2\bar{1}\bar{1}$ › qui ne contribuent que dans une faible mesure à l'allongement des polyèdres. Ceux-ci n'ont pas atteint leur taille actuelle en une seule poussée : ils sont zonés, les arrêts d'accroissement étant marqués par des pellicules de limonite. Leur silice est certainement empruntée à une chamosite préexistante, dont quelques résidus se retrouvent au voisinage du quartz soit sous la forme de chlorite rajeunie par cristallisation en paillettes vert clair, soit à l'état de muscovite. Qu'une partie de cette chamosite antécédente ait appartenu à des grains oolithiques, cela résulte d'observations faites à Roggenegg même (p. 107) comme au Glärnisch

(Pl. X, fig. 1), mais il n'est guère douteux que bon nombre de cristaux de quartz procèdent du silicate diffus dans le sédiment. En effet, si l'on examine de près la barrière limonitique qui ceint l'enclos où sont parqués les quartz authigènes, on la voit fréquemment doublée à l'extérieur par une frange ondulée de chlorite pâle et limpide. Qui hésitera à reconnaître là les vagues de chamosite « en migration » dont les minerais du Glärnisch (Pl. XI) et d'ailleurs ont fourni tant d'exemples ?

Faux galets. — Réduites à des proportions plus modestes (1 mm², par exemple) que celles des grands enclos quartzifères qui viennent d'être décrits, les aires de concentration de la chamosite diffuse prennent parfois un aspect si différent de celui de la roche qui les entoure qu'on peut les prendre pour des galets introduits dans le sédiment ;c'est que, paralysés dans leur évolution par le silicate qui les imprègne, isolés de leur entourage par un bourrelet de chamosite qui peut être complètement limonitisée, ils font figure de corps étrangers dans un milieu où la cristallisation des carbonates est très avancée. On peut hésiter sur la nature de ces faux galets s'ils ne renferment ni quartz authigène, ni débris fossiles, ni vestiges oolithiques semblables à ceux de la roche environnante, et si, en outre, le liséré de chamosite reconstituée à leur périphérie a avorté ou dégénéré ; mais la réunion de tant de caractères négatifs est heureusement exceptionnelle. On peut donc affirmer que nul fragment rocheux arraché à la côte n'est venu s'enfouir dans les vases de Roggenegg ; si tel avait été le cas, on y trouverait aussi des minéraux détritiques en abondance, ce qui serait précisément le contraire de ce que l'on a constaté (p. 106).

Sphérolites.

Des globules formés de fibres carbonatées rayonnant autour d'un centre se sont développés en grand nombre dans l'oolithe de Roggenegg. Au nom usuel de sphérolites qui leur est communément donné, il y aurait peut-être lieu de préférer le terme plus expressif d'*actinosphérites*. Ils doivent leur naissance à un processus tout différent de celui qui a engendré les grains oolithiques : tandis que ceux-ci sont issus de la substitution progressivement *centripète* de la chamosite au calcaire encrinitique, avec production de zones concentriques, les actinosphérites se sont accrus par voie *centrifuge* aux dépens d'une masse chargée d'impuretés entravant sa cristallisation. Ce phénomène tardif dans l'histoire de la roche, et de beaucoup postérieur à sa consolidation, est comparable en tout point à la dévitrification des verres artificiels et naturels (obsidiennes), où les cristaux gênés dans leur croissance se groupent également en sphérolithes. Dans nos roches, l'agent d'inhibition était moins la matière argileuse mêlée au calcaire que le silicate chloriteux qui l'imprégnait. Le développement des actinosphérites est donc encore un effet de la diffusion de la chamosite dans les ciments, une conséquence de plus à joindre à la liste de celles qui ont été énumérées plus haut, et que l'étude des gisements de l'Erzegg, Chamosentze et autres ne laissait pas prévoir.

La taille des actinosphérites est du même ordre de grandeur que celle des grains oolithiques, mais généralement plus petite. Ceux-ci mesurent en moyenne 0,3 mm. sur 0,4 mm., atteignant exceptionnellement 0,37 mm. sur 0,74 mm., tandis que le diamètre des globules radiés se tient ordinairement entre 0,18 et 0,36 mm. Leur forme serait exactement sphérique s'ils s'étaient développés en milieu parfaitement isotrope ; en réalité, assez rares sont ceux dont tous les diamètres sont rigoureusement égaux : leur surface se déprime parfois à proximité des corps voisins sans qu'il y ait contact, car ils sont assez disséminés pour qu'il n'y ait pas de concurrence entre leurs « espaces vitaux ».

Le carbonate dont se nourrissent les fibres rayonnantes est toujours riche en fer ; sa teinte oscille entre le brun pâle et le jaune vif ; sa composition varie souvent du centre à la périphérie, et parfois de façon telle que le globule présente des zones d'accroissement. Au demeurant, l'aptitude de la sidérite à constituer des sphérolites est chose notoire : les sphérosidérites des terrains houillers de France, d'Allemagne et de Grande-Bretagne en sont les exemples les plus connus.

Il faut, pour donner naissance à un actinosphérite, un milieu carbonaté suffisamment homogène. Cette condition est satisfaite :

1° dans les *grains oolithiques* pourvus d'une écorce rudimentaire ou incomplète, et particulièrement dans ceux où pareille écorce recouvre un volumineux noyau emprunté au ciment (cf. pp. 45 et 84), ou bien dans les ovulites colorés en brun par la limonite imprégnant une masse qui n'est plus une chlorite, détruite en même temps que la structure lamellaire qui la caractérise ;

2° dans les ciments microgrenus.

1. *Actinosphérites parasites de grains oolithiques.* — Leur développement aux dépens de leur hôte dépend évidemment du degré d'évolution de celui-ci, et ce que le parasite en a épargné varie beaucoup dans sa constitution. Le processus n'est, d'ailleurs, pas indépendant de l'état du ciment, qui peut, selon l'occurrence, enrayer sa propagation ou bien, au contraire, se laisser gagner à son tour par la cristallisation amorcée dans le sphérolite. La description brève de quelques types donnera une idée de la diversité des agrégats de ce genre.

a) Le noyau sphérolithique est fait de carbonate coloré en jaune passant extérieurement à la sidérite brune, que revêt une cuticule stratifiée d'épichamosite gris-verdâtre.

b) Les fibres centrales rayonnent autour d'une parcelle de chamosite grisâtre ; la zone circumnucléaire, de sidérite brune moins nettement radiée, s'étend jusqu'à la périphérie, où elle entre en contact avec le ciment sans intercalation chloriteuse.

c) Le sphérolithe central est entouré d'une zone limonitique nettement stratifiée sur son bord externe.

d) Autour du noyau constitué par un petit sphérolite trouble s'étale une zone claire de sidérite limpide grossièrement radiée, ceinte à son tour d'une écorce de limonite bien stratifiée.

e) Le petit actinosphérite trouble qui occupe le centre est entouré de limonite granulée, sur laquelle repose une écorce d'épichamosite gris-verdâtre, mordue extérieurement par des cristaux de sidérite enracinés dans le ciment.

f) Ovulite coloré en brun par la limonite diffuse, ulcéré dans son écorce par la sidérite grenue ; près du centre, où nulle stratification n'est visible, se développe un actinosphérite bien régulier.

2. *Sphérolites nourris aux frais du ciment.* — La naissance d'un sphérolithe au sein du ciment peut être l'effet d'une simple ségrégation des composants de ce mélange : des résidus chloriteux s'accumulent alors au centre autour duquel rayonnent les cristaux fibreux. Mais le plus souvent leur développement exige la décomposition du silicate diffus dans le ciment, donc la mise en liberté de sa silice. Aussi est-ce ordinairement autour d'un cristal de *quartz authigène* que divergent les aiguilles ankéritiques. La largeur de la couronne qu'elles forment autour du quartz central reste inférieure au diamètre de celui-ci quand le substratum livre la silice plus généreusement que le fer transformable en carbonate. Tel est le cas dans les ciments où le silicate diffus s'est altéré avant la naissance des sphérolithes ; la silice libérée par sa décomposition y devient immédiatement disponible, tandis que le fer hydroxydé ne l'est plus ; le sphérolithe qui prend naissance dans de telles conditions se réduit à son noyau de quartz, ou peu s'en faut, tant rudimentaire est l'auréole que forment les grains ankéritiques groupés autour de lui. Il résulte de là que, suivant l'état du silicate répandu dans le ciment, on y verra éclore diverses concrétions intermédiaires entre le cristal de quartz authigène isolé dans sa gangue et le sphérolithe à large couronne sidéritique centrée sur un noyau de quartz. Ce dernier type n'atteint la perfection que dans les milieux qui lui fournissent simultanément le fer et la silice nécessaires à son développement. c'est-à-dire quand il procède directement du silicate diffus dans la roche.

Les actinosphérites qui tirent leur substance de ciments où le carbonate est en large excès ne renferment pas de quartz. Leur cristallisation s'amorce sur un débris d'organisme calcaire, par exemple sur un élément prismatique tiré de la coquille d'un Inocérame, ou bien sur un grain oolithique chargé de limonite épigénique. Mais dans la majorité des cas, le noyau reste invisible, soit à cause de sa petitesse, soit parce que les sections des sphérolites observés sont rarement diamétrales. Des actinosphérites de belle venue se rencontrent notamment dans les coquilles de Gastéropodes, dont le remplissage est fait d'un ciment particulièrement fin.

Les sphérolithes de sidérite atteignent rarement une grande taille sans que la régularité de leur structure en souffre. Il ne saurait en être autrement,

car le silicate auquel ils empruntent le fer et dont la concentration dans le ciment ambiant détermine l'allure de leur croissance s'épuise autour d'eux avec une rapidité qui croît avec leur diamètre. C'est donc par des carbonates de moins en moins ferreux, en cristaux de moins en moins aciculaires, que les gros sphérolithes compléteront leurs couronnes extérieures. L'orientation radiale des grains surajoutés se perd à mesure que grandit la distance qui les sépare du centre, et leur assemblage dégénère en mosaïque confuse de gros polyèdres limpides où la calcite prédomine.

Les remaniements structuraux qui transforment les ciments calcaires en agrégats grossièrement cristallisés ne respectent pas plus l'intégrité des sphérolithes que celle des organismes fossiles. Les préparations tirées de certains échantillons permettent de prendre sur le vif ces crises d'évolution lithologique et de constater combien précaire devient alors la conservation des actinosphérites. Ils semblent fondre au contact des grains de calcite en pleine croissance : du côté exposé à l'invasion cristalline, leurs fibres peuvent être digérées jusqu'à la racine, alors qu'à l'opposé la sidérite défend encore l'hémisphère intact de ses aiguilles hérissées. Quant à la chamosite semée autour des sphérolites attaqués, est-ce le produit d'une dernière union du fer soustrait à la sidérite avec la silice mobilisée en même temps que lui, ou bien s'agit-il simplement de paillettes chloriteuses libérées par la cristallisation de la gangue calcaire qui les encroûtait ? Une décision entre ces deux hypothèses ne saurait être fournie que par l'examen de nombreux cas analogues, malheureusement fort rares. On peut seulement dire que la seconde supposition n'exclut pas la première, rendue plausible par les observations faites sur la chamosite « en migration » (pp. 56 et 71).

CONCLUSION

L'étude pétrographique de l'oolithe de Roggenegg n'a révélé, — à part le développement des sphérosidérites, — aucun phénomène qui n'ait pris part à l'évolution des minerais précédemment décrits, aucun fait qui ne justifie l'interprétation qui a été donnée des processus mis en œuvre dans ceux-là.

Partout on se trouve en présence de sédiments calcaires constitués principalement par des débris de Crinoïdes. La transformation en grains oolithiques de leurs fragments les plus volumineux n'est que la manifestation la plus apparente de la substitution de la chamosite au carbonate sécrété par ces organismes. La mouture fine qui sert de gangue aux ovulites a partagé le sort des débris plus grossiers. C'est précisément au silicate épigénique qui l'imprègne que revient, d'abord un rôle important dans la consolidation du sédiment, ensuite le choix du régime imposé aux eaux météoriques qui s'infiltreront dans la roche émergée. C'est, en effet, de l'abondance et de la répartition de ce silicate diffus que dépend la circulation des solutions qui altèrent la chamosite. Ses dérivés: — sidérite, quartz, chlorite régénérée, — constitueront des cristaux

groupés ou disséminés en raison de la concentration des eaux-mères et de l'état des corps qu'elles baignent. C'est de la diffusion de ce même silicate que relève, en fin de compte, l'allure que prend l'évolution de la roche, dont le terme est toujours le même, quels que soient les avatars de la chamosite avant sa décomposition totale.

De tous les minerais étudiés antérieurement, ce sont ceux du Glärnisch qui montrent le plus d'analogie avec les roches de Roggenegg, et ceux de la Windgälle qui offrent le contraste le plus accusé. Dans le gisement uranais la décomposition de la chamosite s'opère dans des conditions de pression particulières et s'accomplit sans diversion : la magnésie et la silice libérées se fixent sur le ciment pour le dolomitiser et l'imprégner de quartz diffus, tandis que les oxydes de fer cristallisent en magnétite. Au Glärnisch comme à Roggenegg ce spinelle fait défaut : les produits d'altération de la chamosite primitive circulent péniblement dans des ciments partiellement imperméabilisés ; la silice s'immobilise en certains endroits sous la forme de grands cristaux de quartz ; ailleurs il y a régénération de chamosite, qui prend ainsi des airs de silicate nomade fuyant les lieux dont le climat risquerait de lui être fatal.

Le développement du quartz authigène aux dépens de la silice fixée dans le sédiment primitif à l'état de chlorite a pris à Roggenegg une importance inégalée dans les gisements analogues. Il y forme des lits irréguliers, des lentilles et des nids où l'on est tenté de voir des amas de sable dont les grains détritiques auraient recouvré leurs formes cristallines par accroissement secondaire. La structure zonée des cristaux, leurs inclusions ferrugineuses, favorisent cette illusion. L'auteur de ces lignes s'y est trompé longtemps ; il n'est revenu de son erreur qu'après avoir recommencé à plusieurs reprises l'étude comparative des gisements de Roggenegg, du Glärnisch et d'ailleurs. C'est pourquoi il tient à mettre en garde les pétrographes et les stratigraphes contre les conclusions hâtives que pourrait suggérer la présence, dans une série sédimentaire calcaire ou marneuse, de lits apparemment gréseux. Toute irrégularité de ces lits : — leur interruption, leur renflement en lentilles, — doit éveiller le doute et faire sentir le besoin d'un examen au microscope.

MINERAIS DE CHAMOSENTZE

PLANCHE I

MINERAIS DE CHAMOSENTZE

Planche I

Fig. 1 (2506 *a*). — Minerai à ovulites de teinte claire, faits de chamosite peu différenciée et renfermant souvent des débris de Crinoïdes non résorbés. Dans la partie supérieure de la figure, c'est de la calcite largement cristallisée qui constitue la gangue, tandis que, dans la partie inférieure, les grains oolithiques sont pris dans une masse finement granulée de sidérite obscurcie par un pigment argilo-ferrugineux. — *Lumière naturelle. Grossissement : 16.*

a, a) Ovulites imparfaits ayant pour noyaux de gros débris de Crinoïdes restés calcitiques, mal enrobés dans la chamosite qui les épigénise.

b, b) Ovulites renfermant des résidus de calcaire organogène.

c) Ovulite à résidu calcaire résorbé à peu près totalement et contenant un grain de quartz authigène.

d) Ovulite entièrement chloritisé, chargé de pigment qui conserve la disposition des canalicules d'un Echinoderme résorbé.

e) Ovulite parfait à écorce stratifiée recouvrant un noyau de chamosite en agrégat.

f) Ovulite dont le cortex stratifié recouvre un noyau fait d'un glomérule de ciment argilo-calcaire imprégné de chamosite.

g) Centre de développement du quartz authigène aux dépens du ciment localement imprégné de chamosite.

Fig. 2 (2502). — Minerai à ovulites chamositiques d'un vert jaunissant renfermant de nombreux restes de Crinoïdes. Aux endroits où elle n'est pas trop chargée de pigment, en *c)* par exemple, la gangue se compose de calcaire organogène finement morcelé mêlé à des grains de limonite cimentés par une masse finement grenue imprégnée de chamosite ; ailleurs elle se charge de sidérite en partie masquée par la pyrite finement divisée ou agglomérée en plages massives (*p*). Du quartz (*q*) se substitue localement à la chamosite diffuse dans la gangue. — *Lumière naturelle. Grossissement : 17.*

a) Débris de Crinoïde avec tache de chamosite épigénique.

b) Débris de Crinoïde morcelé par la chamosite épigénique et déjà recouvert d'une écorce oolithique.

d, d) Ovulites ayant pour noyaux des débris calcaires de Crinoïdes incomplètement résorbés.

Fig. 3 (2509). — Minerai à grains oolithiques pauvres en chamosite pris dans une gangue primitivement calcaire et remplacée à peu près partout par de la chlorite en agrégat confus. — *Lumière naturelle. Grossissement : 17.*

a, a) Ovulites faits de silicate uniréfringent à peine chloritisé.

b) Ovulite entièrement chloritisé, à écorce stratifiée recouvrant un noyau composé de paillettes chamositiques réunies en agrégat désordonné.

c) Débris de Crinoïde revêtu d'une écorce rudimentaire de chamosite épigénique.

p) Pyrite.

d) Gangue chloritisée.

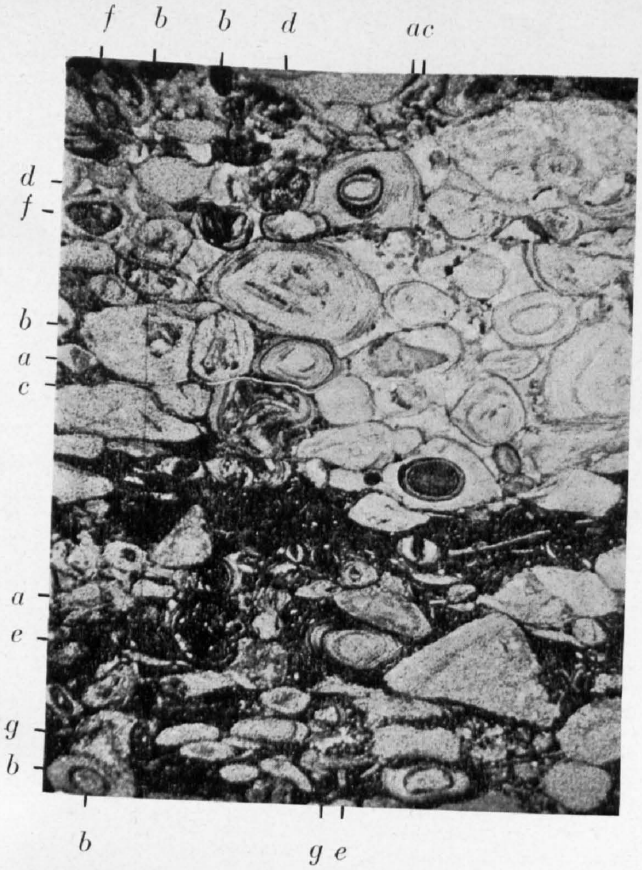


FIG. 1.

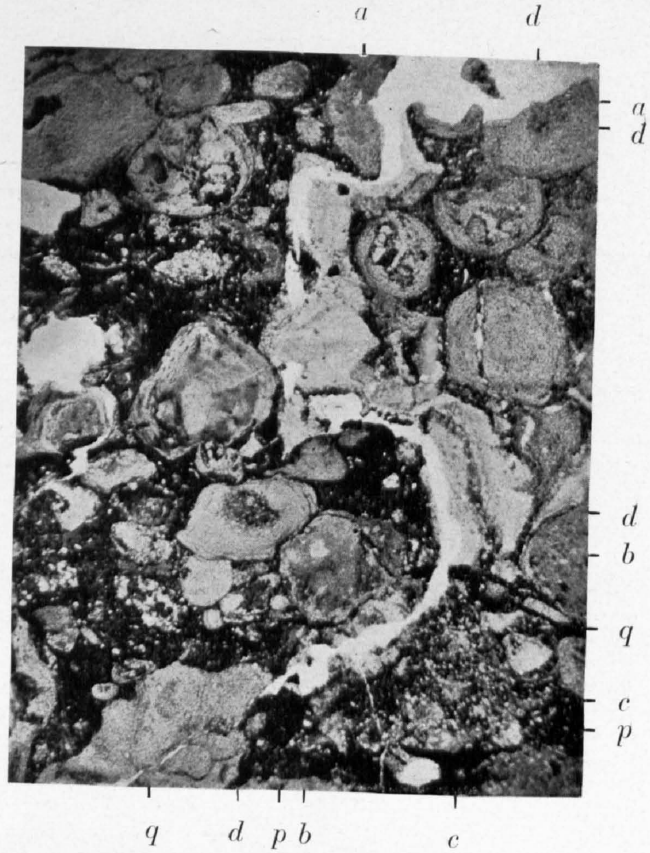


FIG. 2.

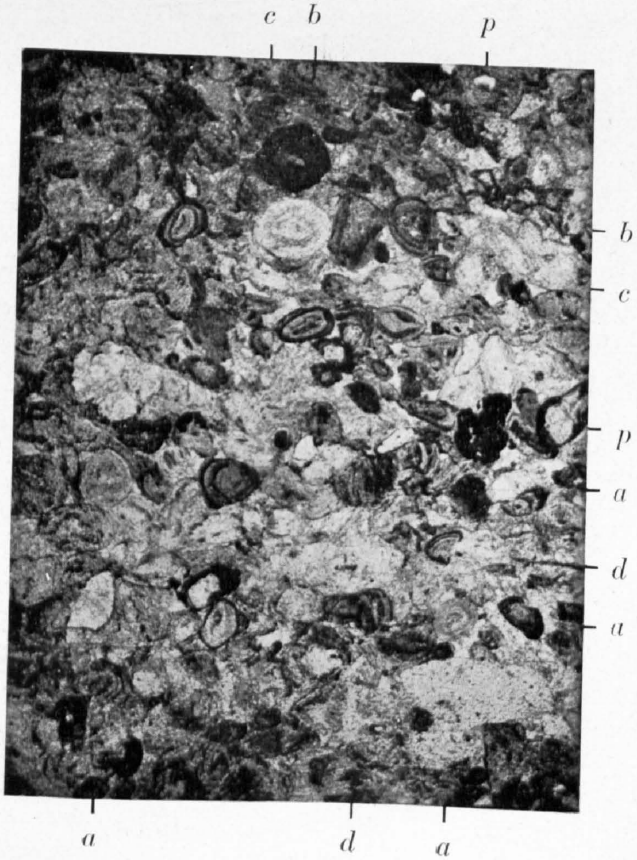


FIG. 3.

MINERAIS DE CHAMOSENTZE

PLANCHE II

MINERAIS DE CHAMOSENTZE

Planche II

Fig. 1 (3507). — Ovulite chamositique formé par épigénie chloriteuse d'un débris d'Echinoderme. Le réseau histologique est encore très apparent, bien que le calcaire y soit remplacé par de la chlorite claire, à l'exception de quelques résidus. — *Lumière naturelle. Grossissement : 94.*

a) Débris de squelette d'Echinoderme remplacé par de la chlorite claire en agrégat.
b) Résidu calcaire du squelette épigénisé.
c) Cortex du grain oolithique fait de chamosite stratifiée.
d) Gangue de sidérite obscurcie par un pigment de limonite.
e, e) Débris organiques transformés en agrégats de chamosite.

Fig. 2 (2513). — Ovulite à structure complexe. — *Lumière naturelle. Grossissement : 97.*

a) Noyau silicaté uniréfringent avec quelques paillettes de chlorite faiblement biréfringente.
b) Double anneau de limonite formant la zone cicummédullaire.
c) Zone silicatée uniréfringente, teintée en brun clair par de la limonite diffuse qui se condense en anneau vers le bord de la zone.
d) Zone chamositique interne, faite de chlorite vert sombre.
e) Zone chamositique externe, faite de chlorite plus claire et plus biréfringente, avec grains de magnétite épigénique.
f) Chamosite interstitielle en agrégat.
g) Débris organique encore calcitique.
h, h) Grains oolithiques écrasés, avec magnétite épigénique.

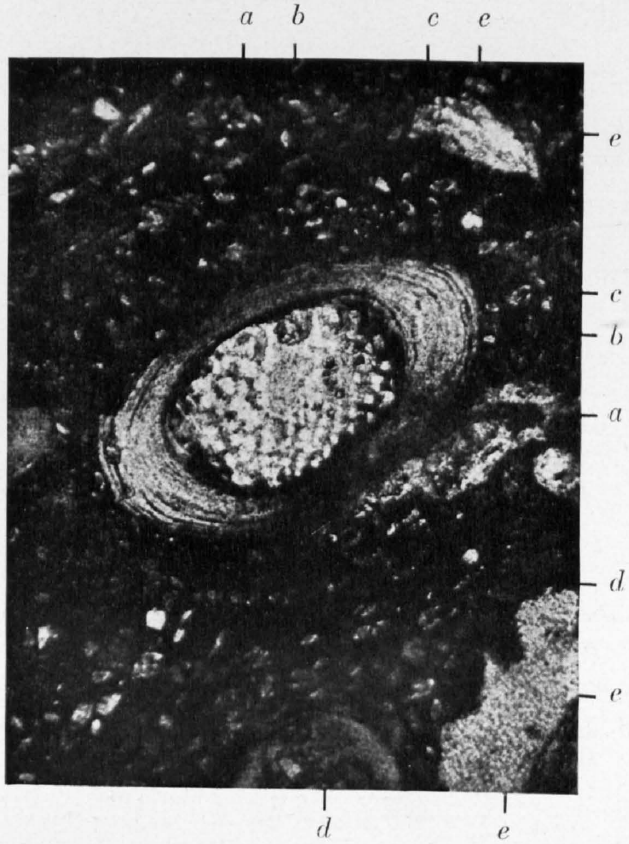


FIG. 1.

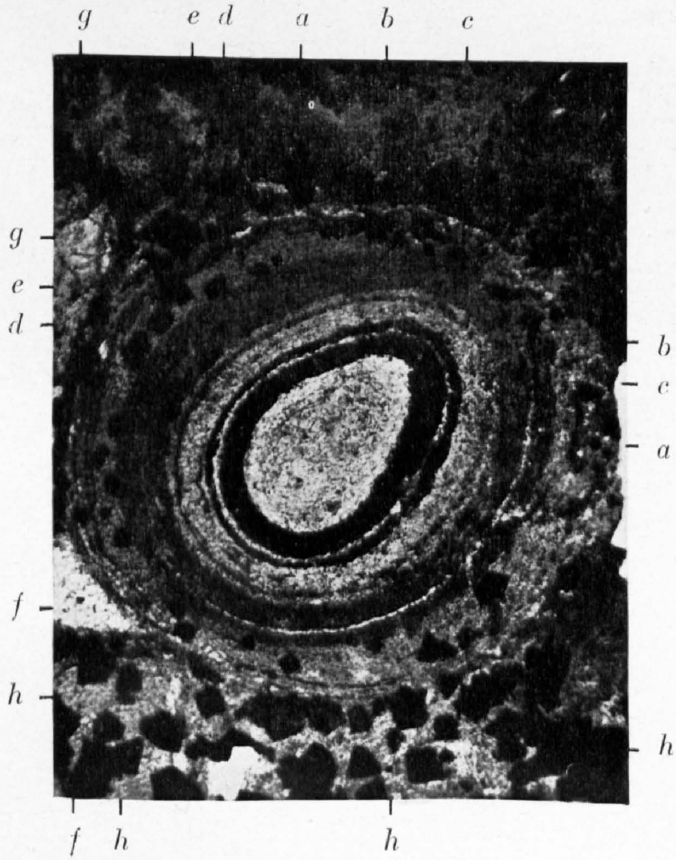


FIG. 2.

MINERAIS DE CHAMOSENTZE

PLANCHE III

MINERAIS DE CHAMOSENTZE

Planche III

Fig. 1 (2508). — Minerai à grains oolithiques chloriteux chargés de magnétite et renfermant encore des débris d'Encrines non résorbés. — *Lumière naturelle. Grossissement : 21.*

a) Gros article de Crinoïde corrodé par la chlorite en agrégat (taches claires) ou en lamelles (houppes sombres) et revêtu d'une écorce chamositique rudimentaire.

b) Ovulite ayant pour noyau un débris d'Encrine transformé en chamosite.

c) Ovulite à nucléus silicaté uniréfringent entouré d'un cortex de chamosite verte chargée de magnétite.

d) Gros ovulite à cortex chamositique chargé de magnétite enveloppant un noyau renfermant les restes calcaires d'un article de Crinoïde.

e) Masse pyriteuse contenant une houppe de chlorite.

f) Gangue de calcite largement cristallisée.

Fig. 2 (2510). — Minerai à ovulites chloriteux chargés de magnétite partiellement limonitisée avec gangue de calcite largement cristallisée. — *Lumière naturelle. Grossissement : 18.*

a, a) Ovulites ayant pour noyaux des articles d'Encrines corrodés par la chamosite en agrégats (taches calcaires).

b) Ovulite à cortex épais recouvrant un noyau de calcaire organogène incomplètement résorbé.

Fig. 3 (2514). — Minerai à ovulites chloriteux chargés de magnétite, avec nombreux débris de calcaire organogène imprégné de chamosite. — *Lumière nat. Grossissement : 14.*

a, a) Ovulites silicatés uniréfringents, exempts de chlorite.

b) Ovulite rudimentaire à noyau calcaire.

c) Piquant d'Oursin imprégné de chamosite partiellement remplacée à son tour par de la magnétite.

d) Résidu du ciment primitif déjà imprégné de chamosite, mais renfermant encore de nombreux débris d'organismes calcaires (taches claires).

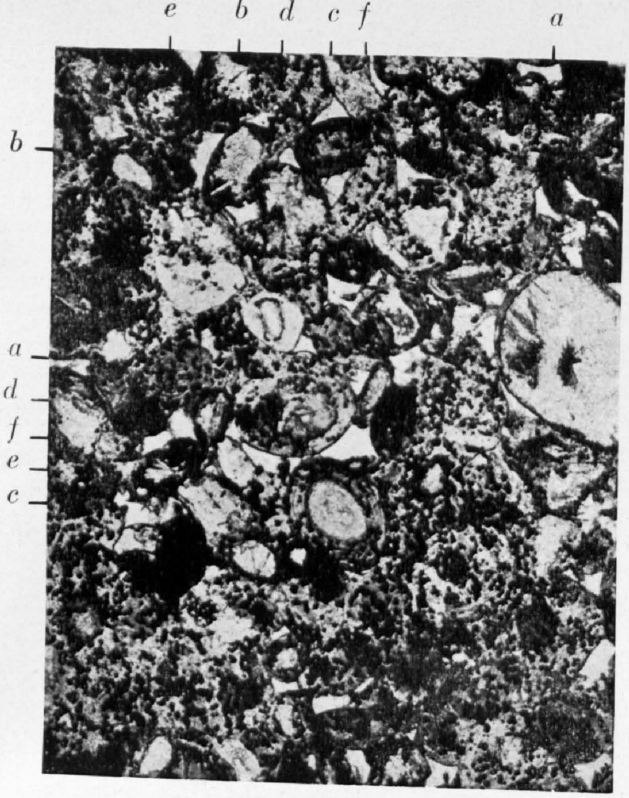


Fig. 1.

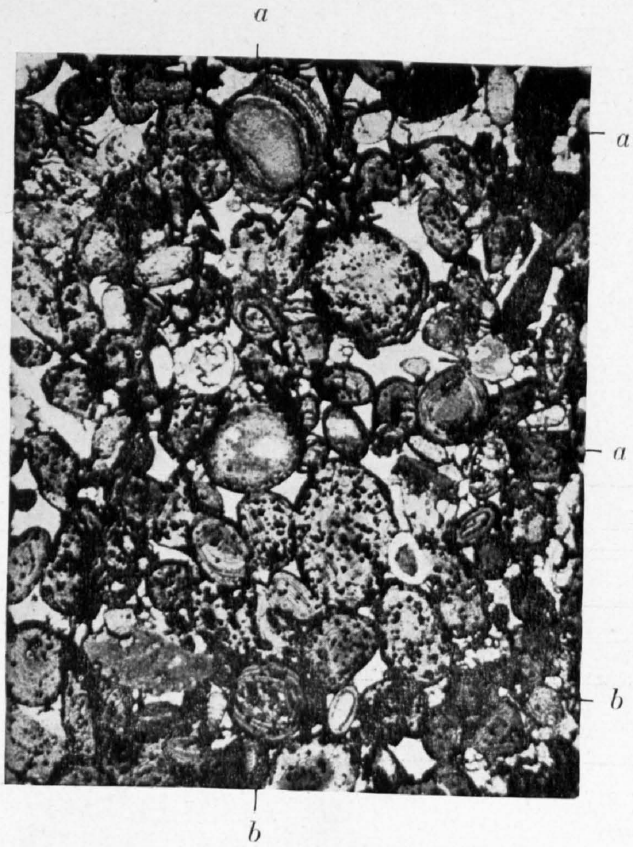


Fig. 2.

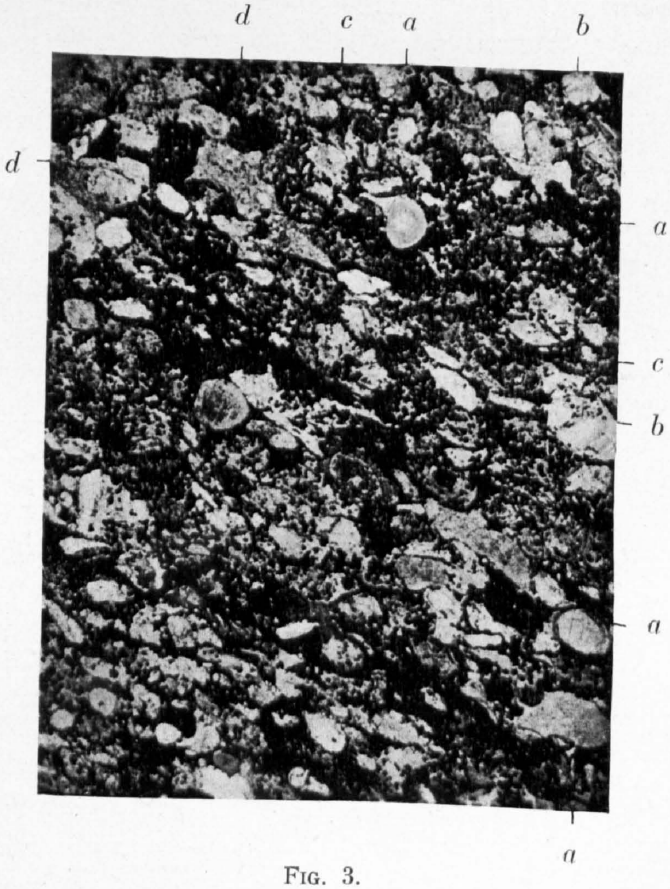


Fig. 3.

MINERAIS DE L'ERZEGG ET DE LA PLANPLATTE

PLANCHE IV

MINERAIS DE L'ERZEGG ET DE LA PLANPLATTE

Planche IV

Fig. 1 (2528). — Minerais à grains oolithiques réguliers, faits de chamosite vert pâle, pris dans une gangue microgrenue de sidérite obscurcie par un pigment pyriteux. Les points blancs sont des grains de quartz détritique ; ils peuvent se trouver inclus dans les ovulites, mais ce ne sont point eux qui en constituent les noyaux. — *Lumière naturelle. Grossissement : 13,5.*

a, a) Débris calcaires d'Echinodermes.
b) Débris d'Echinodermes chloritisés.
c) Ovulite avec inclusions de quartz détritique.

Fig. 2 (D 237). — Minerai à grains oolithiques légèrement étirés, faits de chamosite vert pâle. La gangue de sidérite obscurcie par la pyrite (à droite en bas) fait place vers le haut à un ciment riche en calcite qui recristallise au contact des ovulites. — *Lumière naturelle. Grossissement: 13,5.*

a, a) Lunules de calcite recristallisée au contact des ovulites, avec lisérés de chamosite à l'extérieur.
b) Ovulite avec grains de calcaire résiduel autour du noyau.
c) Quartz authigène dans le ciment.
d) Quartz authigène dans un grain oolithique.

Fig. 3 (2517 *b*). — Minerai à grains oolithiques de chamosite vert pâle inclus dans une gangue de calcaire organogène finement broyé et commençant à recristalliser. — *Lumière naturelle. Grossissement: 18.*

a) Spicule d'éponge fossilisé par le quartz.
b) Ovulite avec tache de calcaire non résorbé dans le noyau.

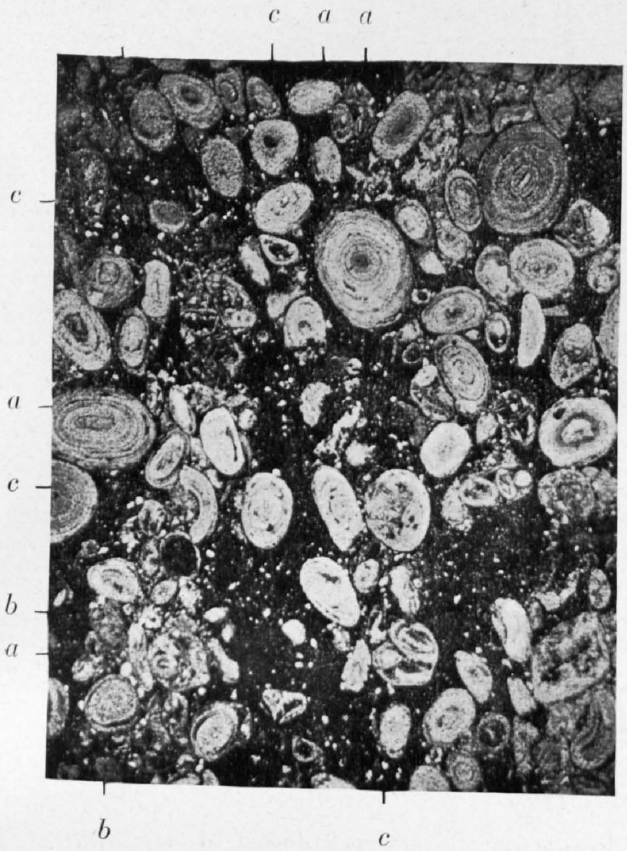


FIG. 1.

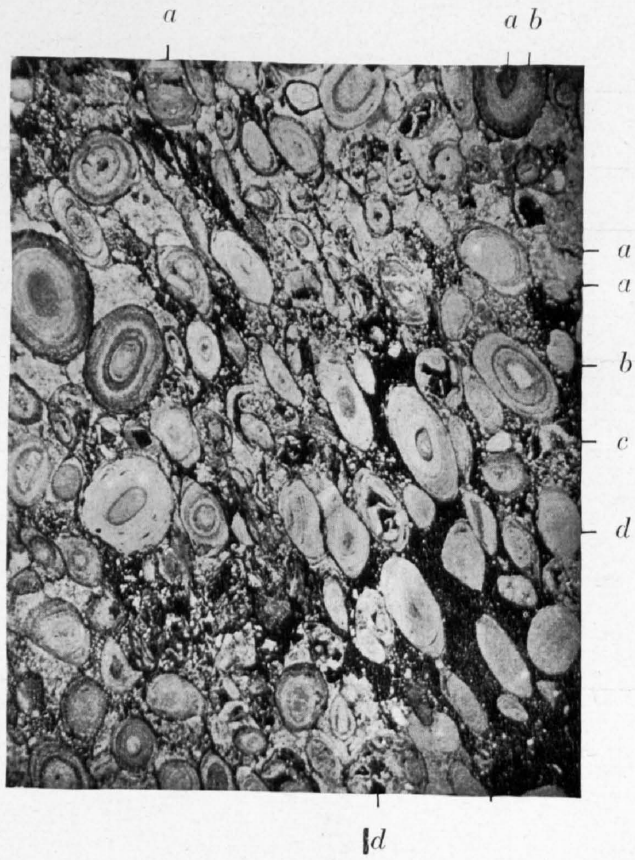


FIG. 2.

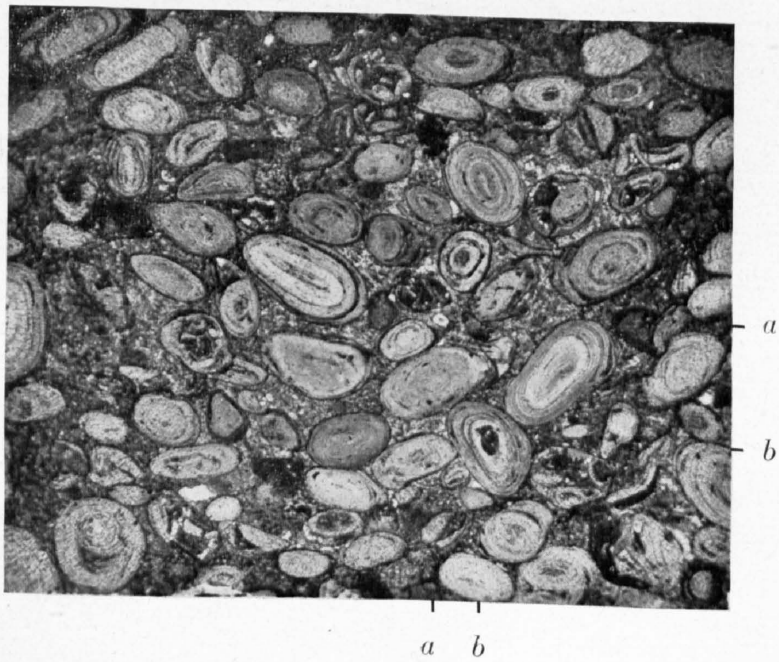


FIG. 3.

MINERAIS DE L'ERZEGG ET DE LA PLANPLATTE

PLANCHE V

MINERAIS DE L'ERZEGG ET DE LA PLANPLATTE

Planche V

Fig. 1 (2516). — Minerai à gangue calcitique largement cristallisée renfermant des ovulites encore chamositiques (en haut) à côté d'autres obscurcis par des oxydes de fer épigéniques (hématite, magnétite, limonite). — *Lumière naturelle. Grossissement : 16.*

a, a, a) Ovulites renfermant des inclusions de deux sortes :
1° dans le noyau, des résidus du calcaire primitif incomplètement résorbé ;
2° dans l'écorce, des mouches de sidérite épigénique troublée par de la limonite.

b) Ovulite chargé de grains de magnétite.

Fig. 2 (2527 *c*). — Minerai à ovulites chloriteux chargés de magnétite, inclus dans une gangue de calcite recristallisée. La chamosite diffuse dans le ciment primitif subsiste par endroits sous forme de taches moulées sur les grains carbonatés, mais la limonite issue de son altération est beaucoup plus répandue. — *Lumière naturelle.* — *Grossissement : 16.*

a) Ciment de calcite avec plages de chamosite (en gris clair).

b) Débris de Crinoïdes chamositisés contigus à une plage de calcite (en blanc).

c) Gangue de carbonates recristallisés obscurcie par la chamosite limonitisée.

Fig. 3 (2648). — Minerai à grains oolithiques comprimés et ratatinés, faits de chamosite partiellement limonitisée. La gangue calcaire est remplacée presque partout par de la chamosite en agrégat, apparemment exsudée par les grains oolithiques. — *Lumière naturelle. Grossissement : 17.*

a) Reste de gangue calcaire avec bordure de chamosite en agrégat.

b) Gangue chamositique.

c) Crinoïde chloritisé.

d) Ovulite avec résidu nucléaire du calcaire primitif.

e) Ovulite moucheté de sidérite épigénique.

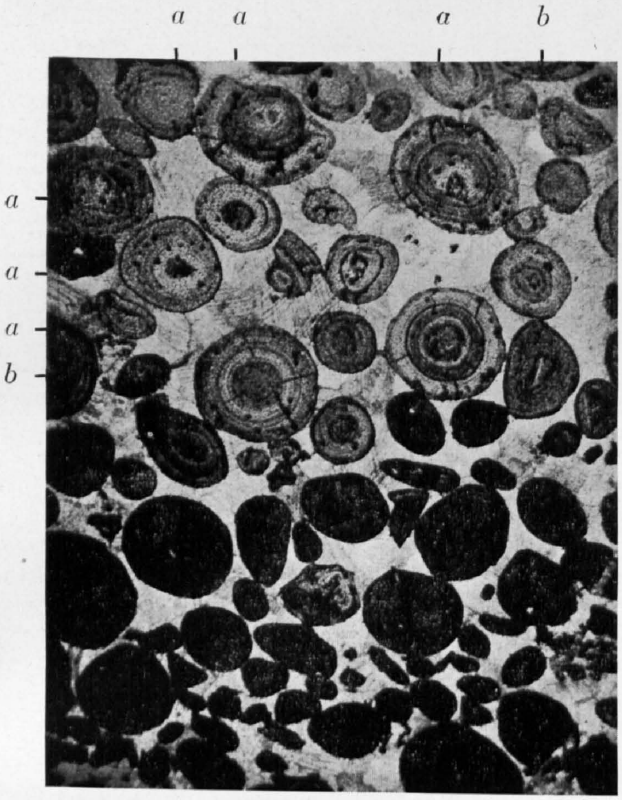


FIG. 1.

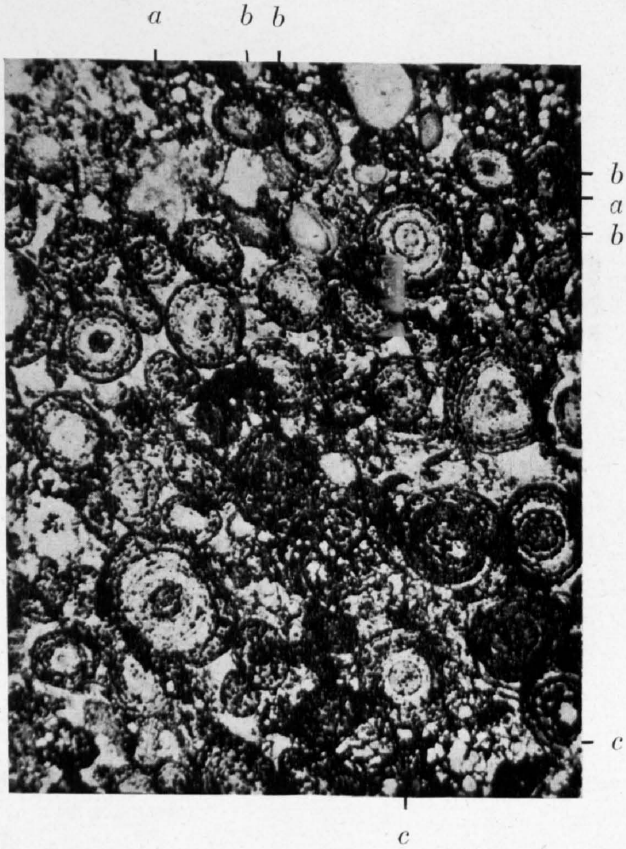


FIG. 2.

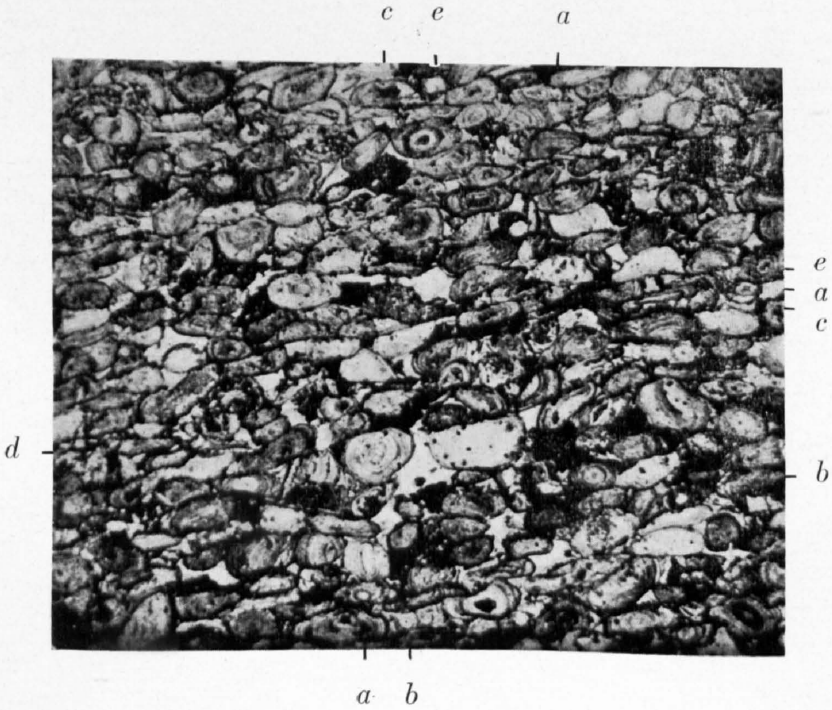


FIG. 3.

MINERAIS DE L'ERZEGG ET DE LA PLANPLATTE

PLANCHE VI

MINERAIS DE L'ERZEGG ET DE LA PLANPLATTE

Planche VI

Fig. 1 (D 235 *a*). — Minerai à ovulites étirés et ratatinés faits de chamosite vert brunâtre avec nombreux restes de Crinoïdes chloritisés. La gangue calcaire primitive est totalement remplacée par de la chamosite apparemment exsudée par les ovulites contractés. Les taches blanches sont des plages de quartz authigène issu de cette chlorite épigénétique. — *Lumière naturelle. Grossissement : 13,5.*

cr) Restes de Crinoïdes.

Fig. 2 (2522). — Minerai où la chlorite oolithique est remplacée presque entièrement par des oxydes de fer (hématite, magnétite) et dont la gangue calcaire n'a subsisté qu'en quelques points devant l'invasion de la chamosite apparemment exsudée par les ovulites altérés. — *Lumière naturelle. Grossissement : 20,5.*

a) Ilot de gangue calcaire cerné par la chamosite épigénique (liséré clair).

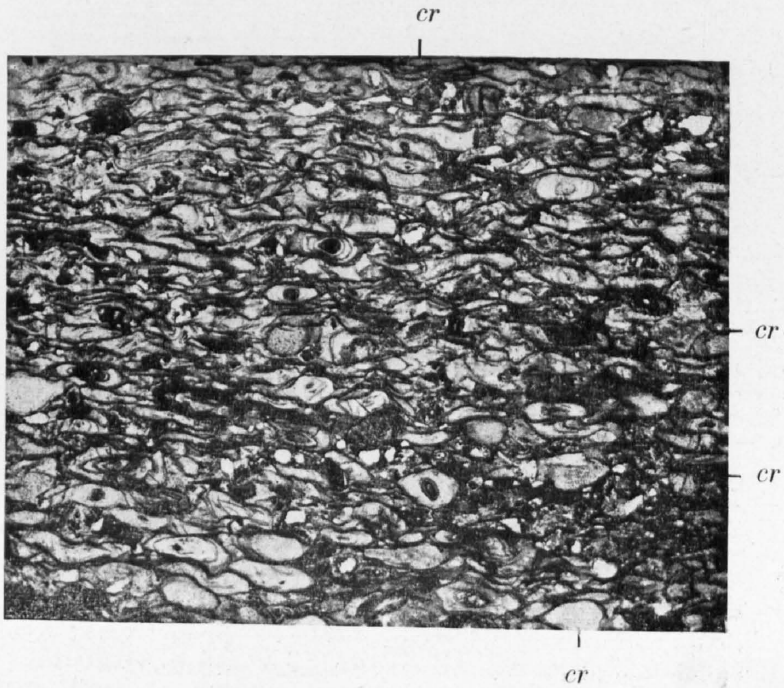


FIG. 1.

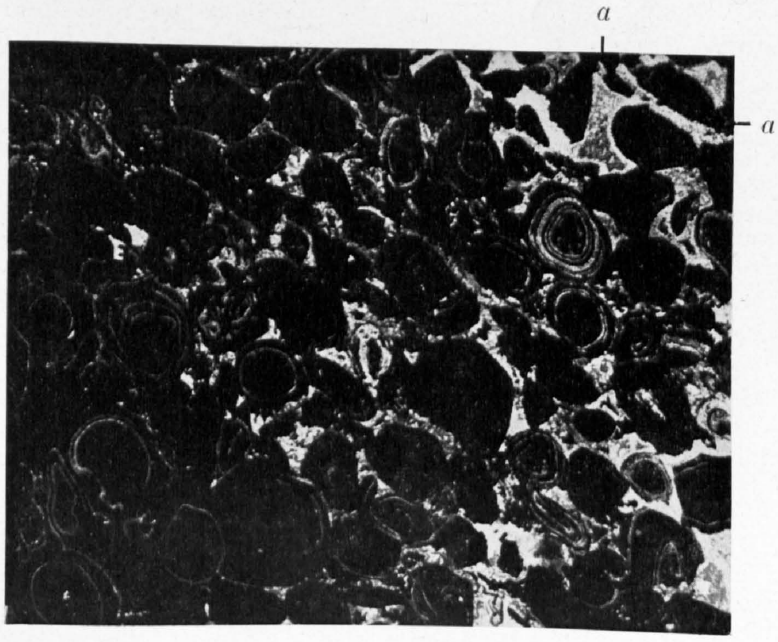


FIG. 2.

MINERAIS DE L'ERZEGG ET DE LA PLANPLATTE

PLANCHE VII

MINERAIS DE L'ERZEGG ET DE LA PLANPLATTE

Planche VII

Fig. 1 (2523 *b*). — Minerai à ovulites chloriteux ratatinés, séparés seulement par de minces cloisons de chamosite exsudée. La stratification de leurs écorces est mise en évidence par les oxydes de fer épigéniques. Il ne reste du calcaire primitif que des vestiges isolés dans la gangue et dans de rares débris organiques. — *Lumière naturelle. Grossissement : 14.*

a) Résidu de gangue calcitique.
b) Débris de Crinoïde resté partiellement calcaire.
c) Ovulite chloriteux piqué de sidérite épigénique.

Fig. 2 (2530). — Minerai à ovulites hématisés et ratatinés, pris dans une gangue chamositique apparemment exsudée par eux. — *Lumière naturelle. Grossissement : 17.*

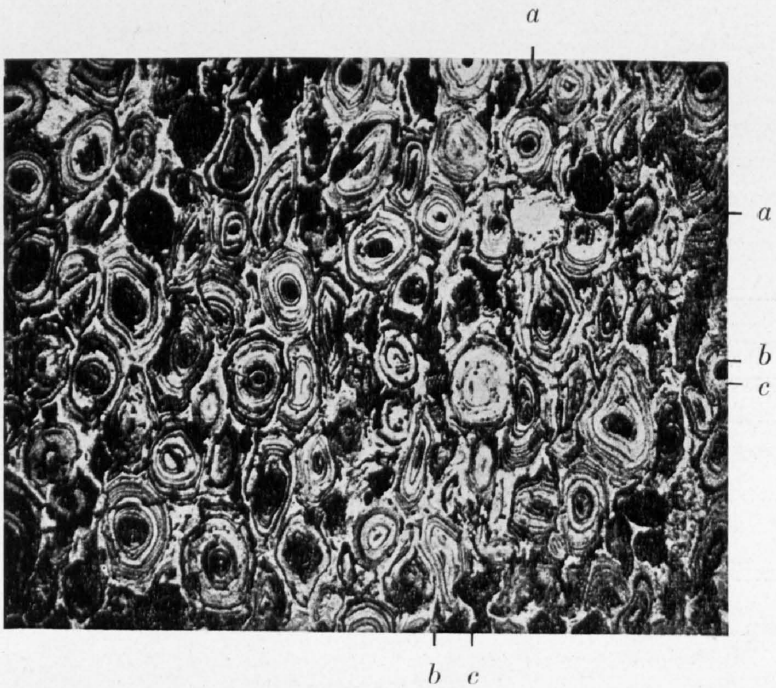


FIG. 1.

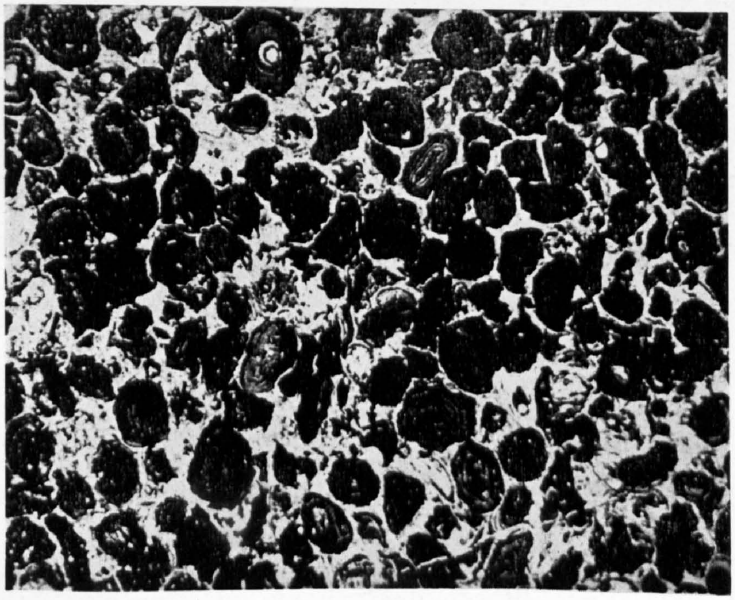


FIG. 2.

MINERAIS DU GLAERNISCH

PLANCHE VIII

MINERAIS DU GLAERNISCH

Planche VIII

Fig. 1 (2614 *c*). — Minerai à ovulites chamositiques et limonitisés (à gauche), contenus dans une gangue calcaire riche en débris organiques. — *Lumière naturelle. Grossissement : 19,5.*

a, a, a) Débris de Crinoïdes plus ou moins limonitisés.
b) Débris de Crinoïde où la limonite remplace la chamosite qui a corrodé le réseau histologique.
c) Ovulite chamositique piqué de mouches de sidérite.
d) Ovulite chamositique avec bordure et veine de sidérite.
e) Ovulite chamositique envahi par la limonite succédant à la sidérite.
f) Vague de chamosite avec grosses plages de pyrite (en noir).

Fig. 2 (2613 *a*). — Calcaire à entroques avec ovulites chamositiques sidéritisés. — *Lumière naturelle. Grossissement: 11,5.*

a, a) Débris de Crinoïdes.
b) Quartz authigène.
c) Ovulite à noyau chamositique entouré d'un cortex de sidérite.
d) Ovulite sidéritique avec résidu chamositique nucléaire.
e) Ovulite totalement sidéritisé.

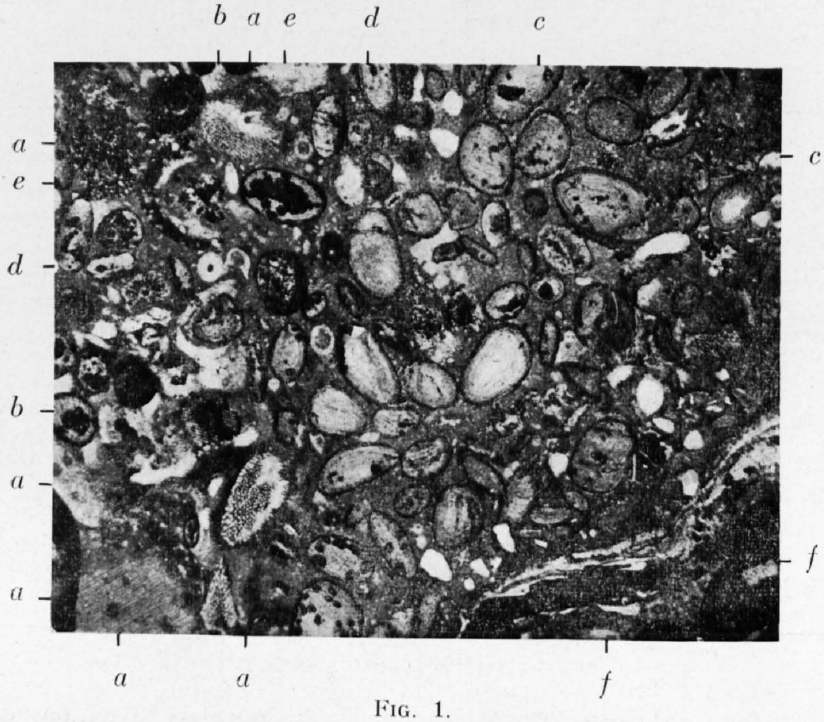


FIG. 1.

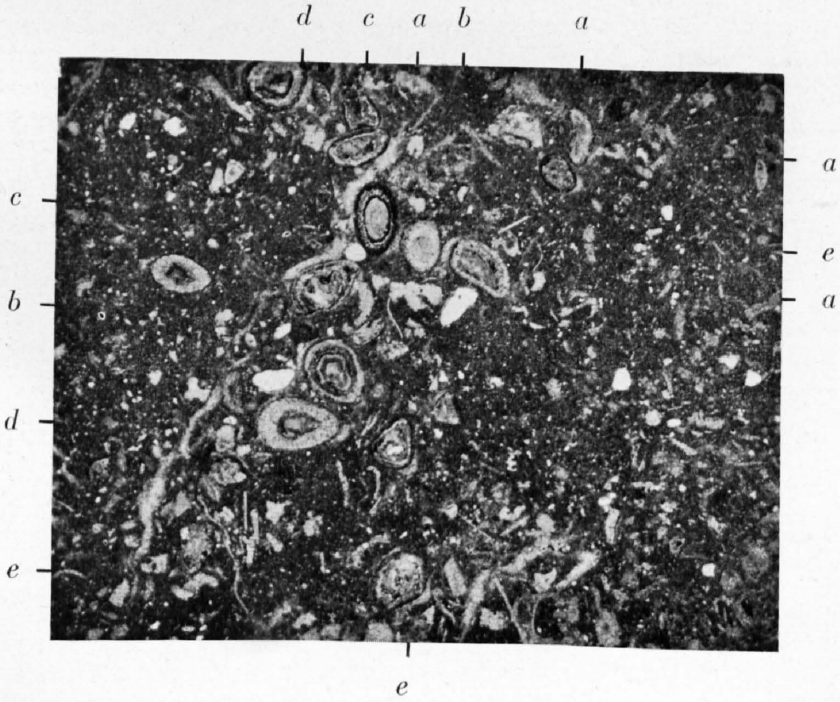


FIG. 2.

MINERAIS DU GLAERNISCH

PLANCHE IX

MINERAIS DU GLAERNISCH

Planche IX

Fig. 1 (2610 *a*). — Ovulite sidéritisé dans un calcaire à Entroques en voie de cristallisation. — *Lumière naturelle. Grossissement : 96,5.*

L'enveloppe de l'ovulite est de la sidérite grossièrement cristallisée qui a détruit tout vestige de structure oolithique. Celle-ci est encore visible dans la zone sous-jacente, composée de chamosite brunie par altération. Le nucléus est fait de silicate vert clair renfermant des gouttelettes et des traînées d'opale présentant quelques paillettes biréfringentes (apparition de quartz).

Fig. 2 (2613 *a*). — Ovulite à cortex sidéritisé dont le noyau renferme un débris de Crinoïde encore imprégné de chamosite. A gauche, 2 plages de quartz authigène (en blanc). *Lumière naturelle. Grossissement : 96,5.*

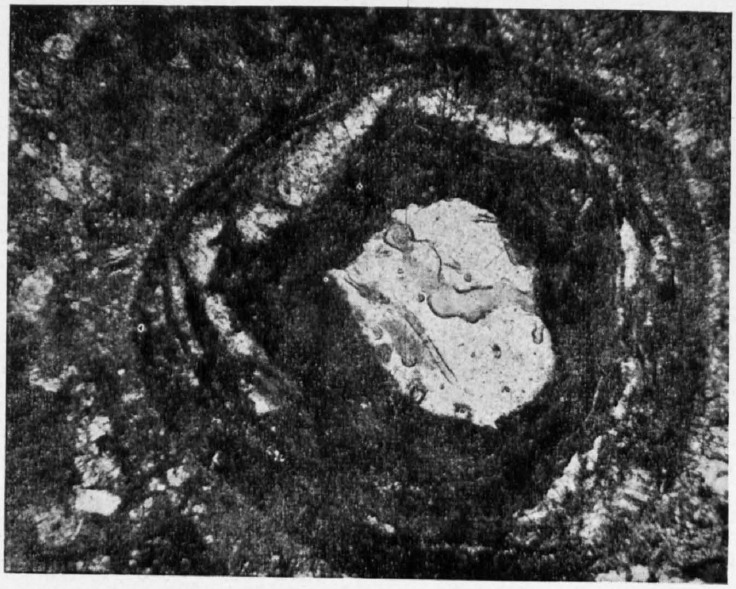


FIG. 1.

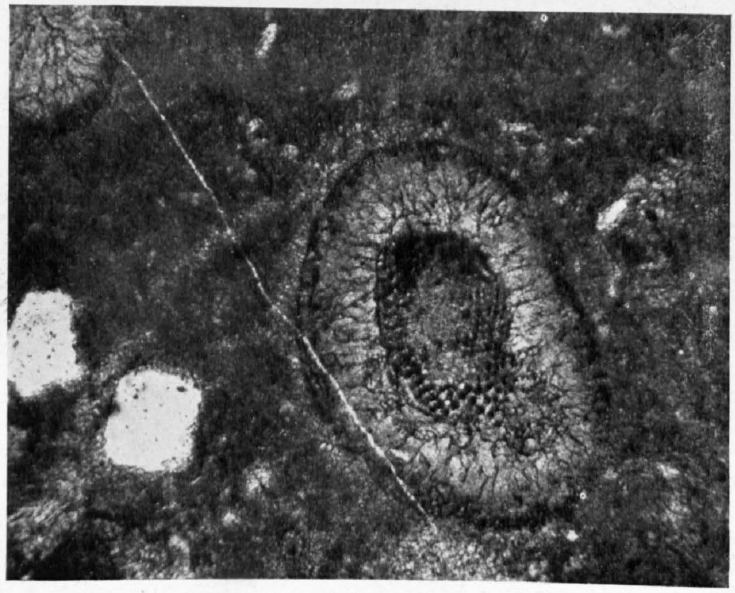


FIG. 2.

MINERAIS DU GLAERNISCH

PLANCHE X

MINERAIS DU GLAERNISCH

Planche X

Fig. 1 (2614 *c*). — Minerai à ovulites chloriteux envahi par la pyrite (plages noires) et par le quartz authigène. Un liseré de chamosite sépare ce centre de cristallisation des régions périphériques où la chamosite diffuse dans la roche n'est pas encore altérée. — *Lumière naturelle. Grossissement : 12,5.*

a) Grain de quartz parasite d'un ovulite chloriteux.
b) Pyrite empiétant à la fois sur le quartz authigène et sur les ovulites chloriteux.

Fig. 2 (2612 *a*). — Cristaux de pyrite développés aux dépens d'un ovulite chamositique dont ils mordent les strates corticales. — *Lumière naturelle. Grossissement : 99.*

Fig. 3 (2613 *d*). — Cristal de pyrite nourri aux dépens de 2 ovulites chamositiques attaqués d'autre part par la sidérite (en bordure) et par la limonite (ovales noirs) qui succède à la sidérite. Au contact entre le cristal de pyrite et l'un des ovulites, on distingue une zone de chlorite décolorée. — *Lumière naturelle. Grossissement : 83.*

FIG. 1.

FIG. 2.

FIG. 3.

MINERAIS DU GLAERNISCH

PLANCHE XI

MINERAIS DU GLAERNISCH

Planche XI

Fig. 1 (2614 *b*). — Vague de chamosite en migration se frayant un chemin à travers une coquille de Lamellibranche qu'elle a percée par dissolution. — *Lumière naturelle. Grossissement : 19,5.*

Fig. 2 (2613 *b*). — Migrations de la chamosite. A gauche, région envahie par la chamosite. A droite, vague de chamosite vert sombre. Au centre (en blanc) : agrégat de chamosite en paillettes avec un ovulite déchloritisé. Dans les aires ovales de couleur sombre et au bas de la figure : ciment calcaire encore épargné par l'invasion chamositique ; on y distingue des restes organiques et un ovulite chloriteux. — *Lumière naturelle. Grossissement : 13,5.*

Fig. 3 (2613 *b*). — Autre aspect de la chamosite en migration. Cristallisée en paillettes grossières, elle apparaît sur la photographie en blanc, — en gris clair quand l'agrégat est formé d'écailles plus ténues. En gris sombre et en noir : ciment argilo-calcaire avec grains oolithiques chloriteux et débris organiques. A gauche et en haut, ovulites chloriteux pris dans la vague de chamosite épigénétique qui leur emprunte le fer, la silice et la magnésie nécessaires à son expansion. — *Lum. natur. Grossissement : 13,5.*

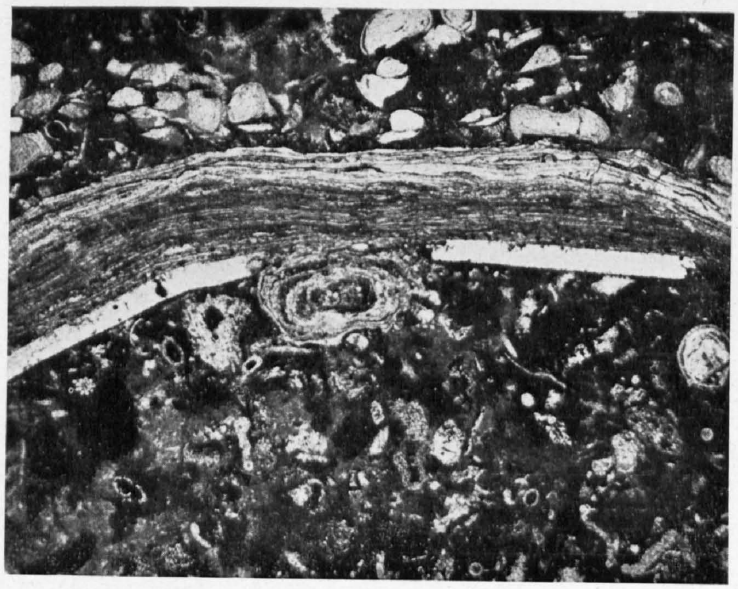


Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

MINERAIS DU GLAERNISCH

PLANCHE XII

MINERAIS DU GLAERNISCH

Planche XII

Fig. 1 (3303). — Minerai limonitisé de la Guppenalp. La limonite qui obscurcit ovulites et ciment a remplacé la chamosite oolithique aussi bien que la chlorite diffuse dans la gangue. — *Lumière naturelle. Grossissement : 13,5.*

a) Ovulite dont les strates corticales (en sidérite) sont ratatinées et dont l'auréole de chamosite synantétique reste marquée par la limonite.

Fig. 2 (3304). — Minerai de la Guppenalp à grains oolithiques limonitisés, ainsi que leur gangue de débris organiques calcaires (Crinoïdes principalement). L'ovulite qui occupe le centre de la figure a gardé des restes de calcaire ; le remplacement par la sidérite (colorée en jaune) de sa chlorite corticale a donné naissance, à sa périphérie, à une auréole de chamosite synantétique, présentement remplacée par de la limonite opaque. — *Lumière naturelle. Grossissement : 84.*

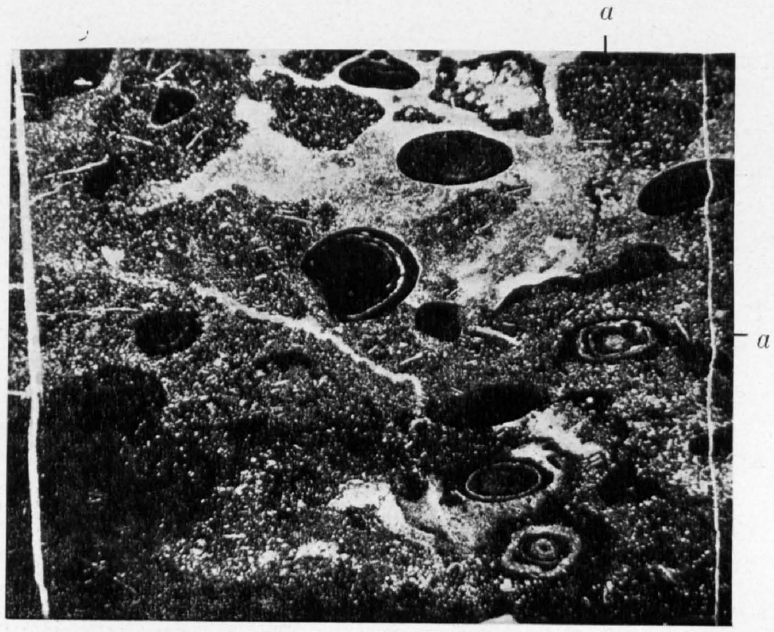


FIG. 1.

FIG. 2.

MINERAIS DE LA WINDGAELLE

PLANCHE XIII

MINERAIS DE LA WINDGAELLE

Planche XIII

Fig. 1 (2713). — Minerai à grains oolithiques en chamosite vert-clair disséminés dans une gangue dolomitique parsemée de magnétite. — *Lumière naturelle. Grossissement: 16.*

a) Un ovulite à noyau resté calcaire.

Fig. 2 (2714 *b*). — Minerai à grains oolithiques en chamosite vert-clair, légèrement étirés, bordés de magnétite et pris dans un ciment calcaire partiellement dolomitisé. — *Lumière naturelle. Grossissement : 13,5.*

a) Ovulite à noyau calcaire imprégné de chamosite.
b) Ovulite à nucléus de sidérite incrusté de magnétite.

Fig. 3. (2719). — Grains oolithiques d'un vert vif étirés en fuseaux engagés dans un ciment carbonaté envahi par le quartz (à gauche et à droite). La strate qui occupe le milieu de la figure est chargée de magnétite. — *Lumière naturelle. Grossissement : 14.*

a) Un cristal de magnétite enchâssé dans un ovulite étiré.

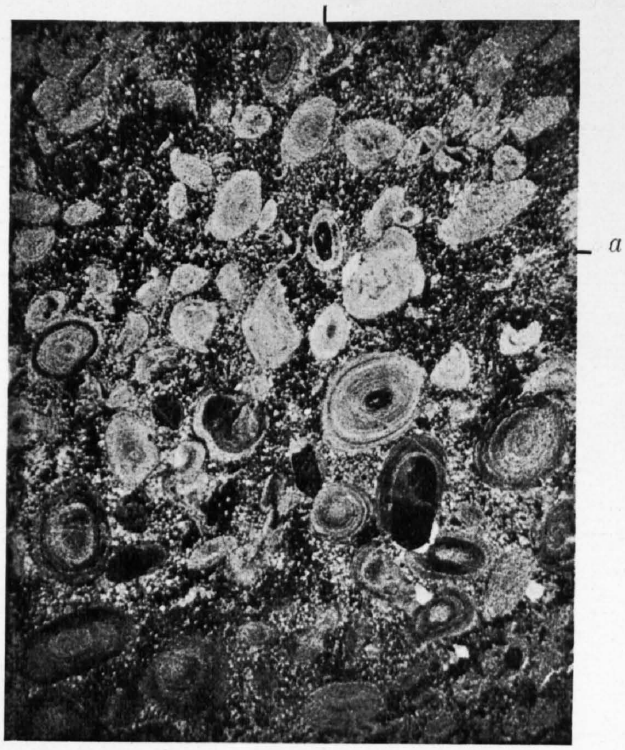


FIG. 1.

FIG. 2.

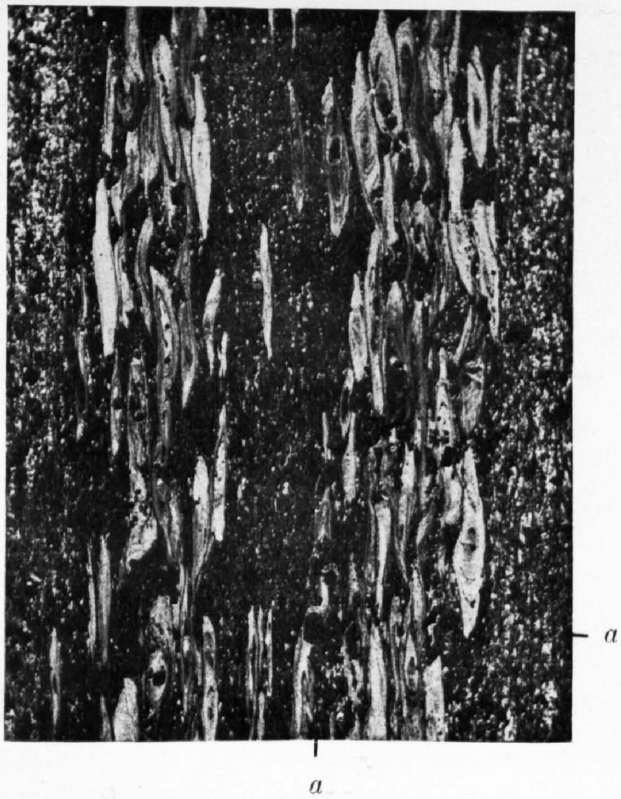


FIG. 3.

MINERAIS DE LA WINDGAELLE

Planche XIV

MINERAIS DE LA WINDGAELLE

Planche XIV

Fig. 1. (2718). — Minerai à ovulites chloriteux dans une gangue faite d'organismes calcaires broyés. D'un beau vert dans la partie supérieure de la figure, les cortex oolithiques sont d'autant plus pâles qu'ils se rapprochent davantage du bord inférieur, où le fer soustrait aux ovulites se retrouve diffus dans le ciment sous la forme d'une traînée sombre de limonite. Les noyaux oolithiques sont tous plus ou moins calcaires ; ils procèdent tantôt de fragments organogènes, tantôt de glomérules de ciment, ou bien encore de débris corticaux d'ovulites antérieurement constitués. — *Lumière naturelle. Grossissement : 13,5.*

a) Ovulite contenant un débris calcaire de Crinoïde.
b) Ovulite à noyau calcaire stratifié renfermant un débris organique également calcaire.
c) Ovulite à noyau calcaire stratifié renfermant un débris organique chloritisé.
d) Ovulite à noyau de calcite limpide largement cristallisée.
e) Ovulite à noyau emprunté au ciment, avec un grain de calcite limpide.
f) Ovulite à noyau emprunté au ciment, avec un débris organique chloritisé.

Fig. 2 (2714). — Calcaire à ovulites chamositiques faiblement déformés, noyés dans une gangue faite d'organismes moulus, partiellement dolomitisée et parsemée de magnétite. — *Lumière naturelle. Grossissement : 13,5.*

a) Ovulite à noyau silicaté non chamositique, résistant à la déformation.
b) Ovulite étiré, bordé de magnétite épigénique.
c) Ovulite à noyau incomplètement décalcifié.
d) Débris d'Echinoderme.
e) Gangue chargée de grains dolomitiques.

Fig. 3 (2623 *a*). — Minerai à grains oolithiques peu distincts, privés de leur structure concentrique par déformation. La gangue interstitielle est soit de la calcite recristallisée (incolore, sans relief), soit de la sidérite mêlée à de la limonite. Le tout est parsemé de magnétite (en cristaux noirs) mordant sur les aires occupées par la chamosite. La partie inférieure de la figure représente le bord d'une fissure remplie de calcite (en blanc) et de chamosite émigrée du minerai (en gris). — *Lumière natur. Grossissement : 13,5.*

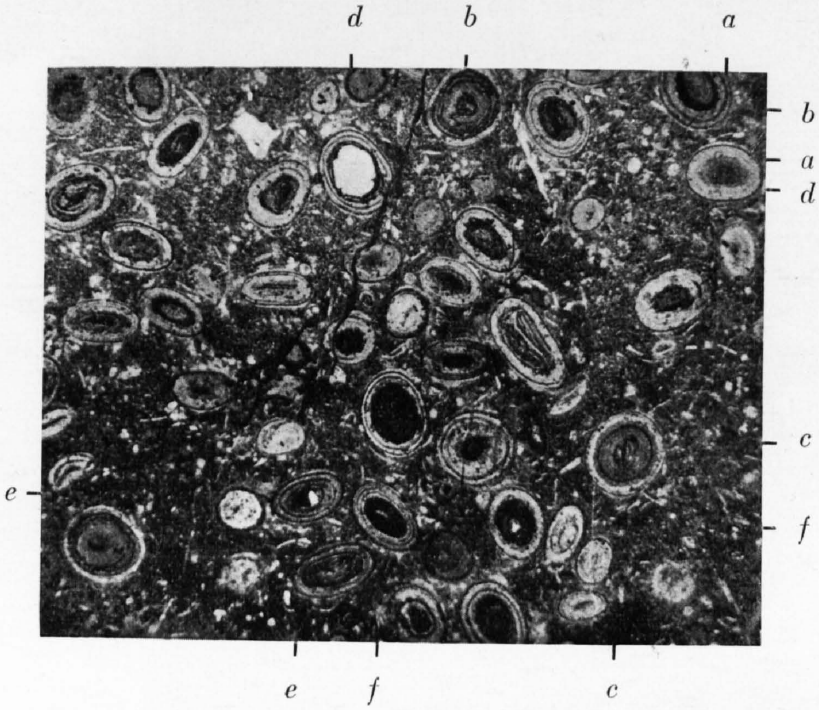


FIG. 1.

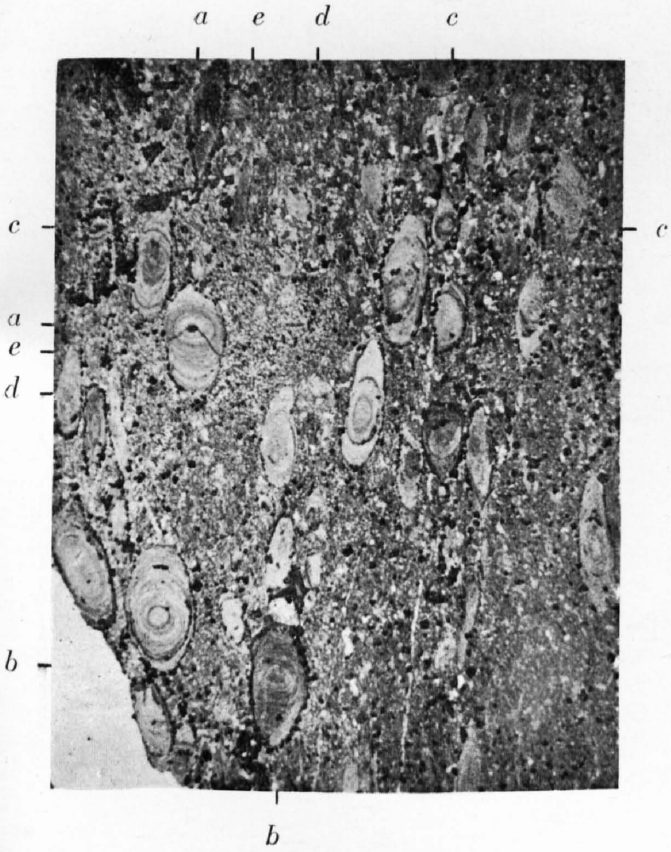


FIG. 2.

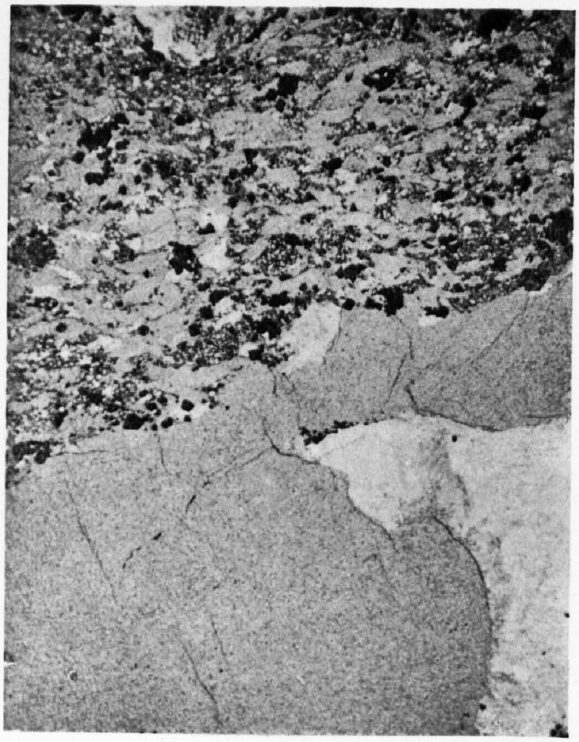


FIG. 3.

MINERAIS DE LA WINDGAELLE

PLANCHE XV

MINERAIS DE LA WINDGAELLE

Planche XV

Fig. 1 (2629 *a*). — Minerai chamositique chargé de magnétite. Les grains oolithiques ont disparu, l'étirement de la roche ayant effacé presque partout leur structure concentrique. La gangue occupe peu de place : c'est un mélange finement grenu de sidérite et de limonite avec un peu de quartz par endroits. — *Lumière rouge. Grossissement : 15.*

a) Reste de grain oolithique.
b) Gros cristal de magnétite séparé par un liséré incolore de la chamosite (en gris) d'où il a tiré son fer.
c) Gangue de sidérite noyée dans la limonite, avec plage de quartz authigène (en blanc).

Fig. 2 (2626 *b*). — Minerai à grains oolithiques étirés, encore chamositiques et nettement visibles dans la partie gauche de la figure, tandis qu'à droite la plupart d'entre eux sont devenus opaques par hématisation. La gangue est carbonatée, mais obscurcie par des oxydes de fer (magnétite, hématite et limonite) épigénisant la chamosite qui l'imprégnait. — *Lumière naturelle. Grossissement : 15.*

a) Ovulite étiré ayant pour noyau un débris d'écorce oolithique.

Fig. 3 (2626 *a*). — Minerai à grains oolithiques étirés, avec structure concentrique encore nette dans ceux où la chamosite n'est pas obscurcie par l'hématite. Gangue carbonatée chargée d'oxydes de fer (magnétite, hématite) ; on y distingue ici et là des débris d'Echinodermes. — *Lumière naturelle. Grossissement : 15.*

a) Grain oolithique en chamosite, mordu par un cristal de magnétite.
b) Grain oolithique fait de chamosite en voie d'altération, à l'exception du noyau, où se conserve une chamosite claire en paillettes agglomérées.
c, d) Débris d'Echinodermes.

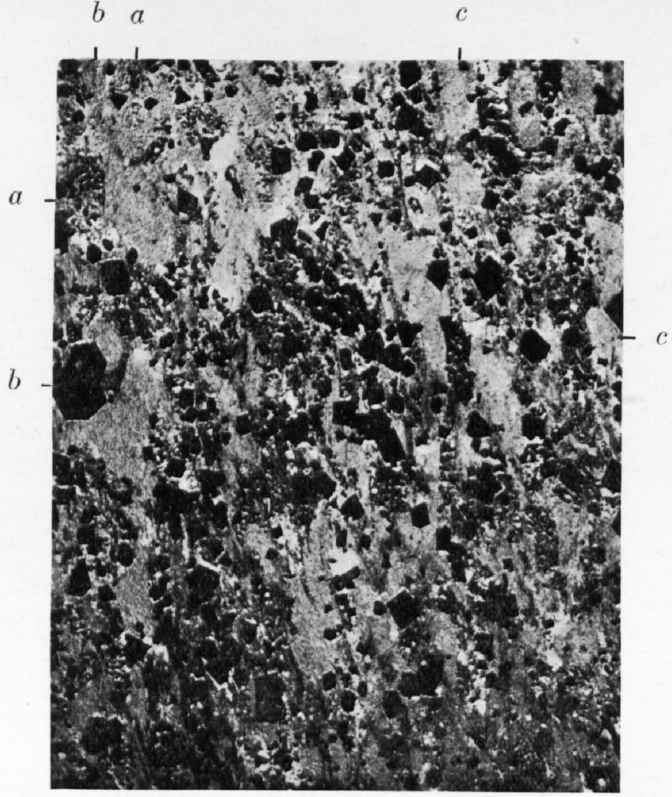


FIG. 1.

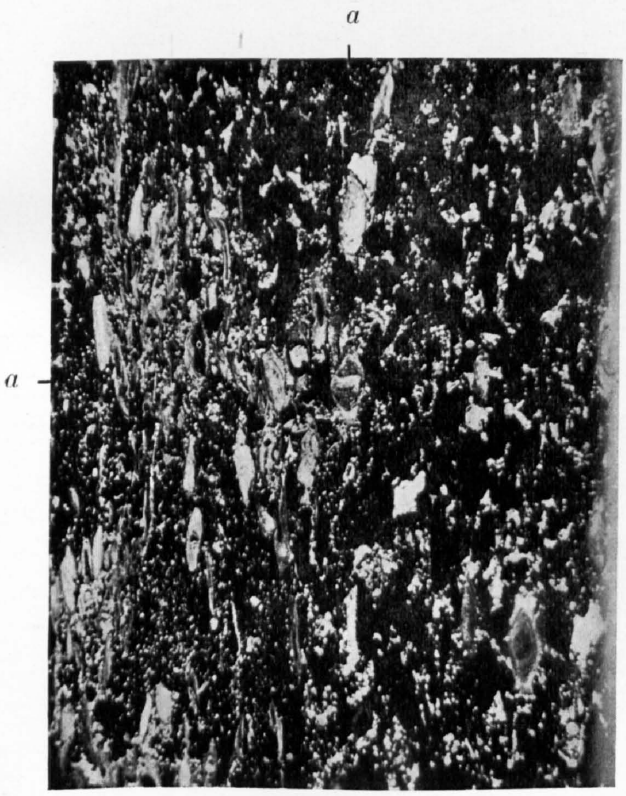


FIG. 2.

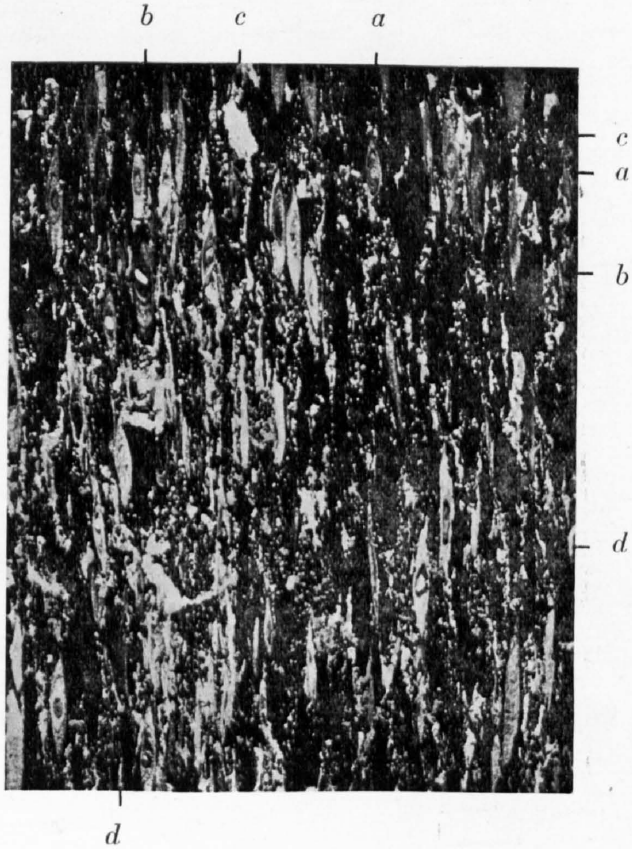


FIG. 3.

MINERAIS DE L'URBACHTAL

Planche XVI

MINERAIS DE L'URBACHTAL

Planche XVI

Fig. 1 (2701). — Calcaire dolomitique parsemé d'ovulites en chamosite d'un vert jaunâtre pâle. Ces corps ont fréquemment pour noyaux des débris oolithiques d'une génération antérieure, mais nombreux aussi sont ceux dont le noyau renferme des résidus de carbonate grenu. La gangue calcaire est remplacée en maint endroit par de la dolomite en grains grossiers. — *Lumière rouge. Grossissement : 13,5.*

a) Ovulite incomplet à noyau carbonaté.
b) Grains de quartz authigène à contours lobés.
c) Gangue dolomitisée, obscurcie par la limonite.

Fig. 2 (2705 *a*). — Minerai à gangue dolomitique grenue et chargée d'hématite contenant des grains oolithiques où la chamosite est partiellement remplacée par l'hématite ; leurs auréoles sombres sont faites des produits d'altération de la chamosite exsudée. — *Lumière nat. Grossissement : 17.*

a, a) Débris d'Echinodermes hématisés.

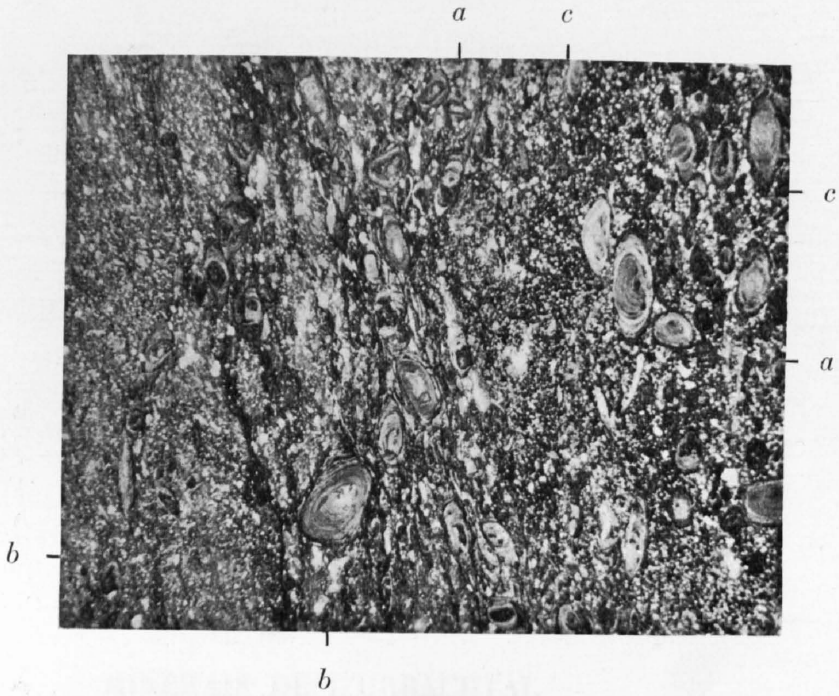


FIG. 1.

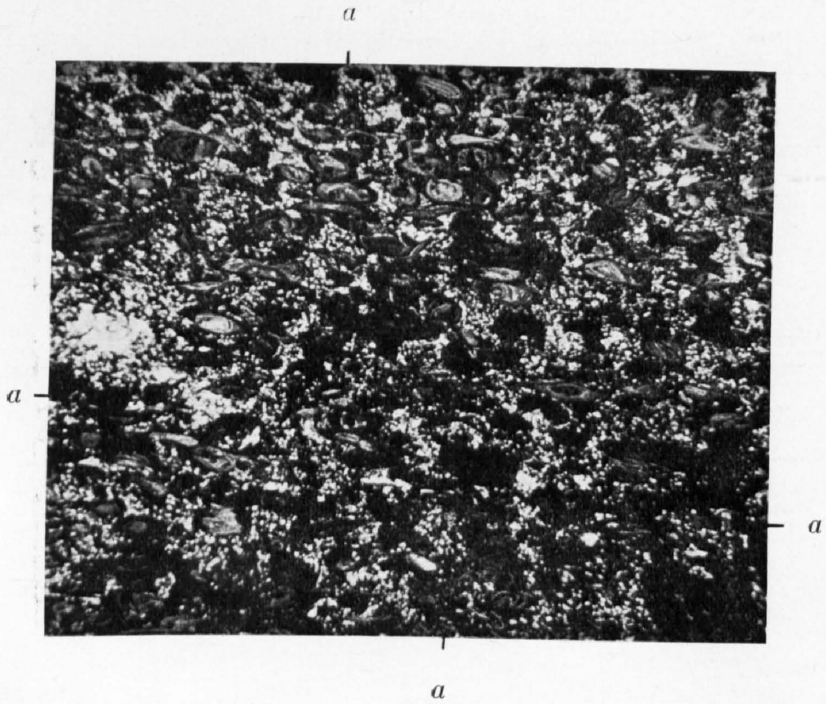


FIG. 2.

MINERAIS DE L'URBACHTAL

PLANCHE XVII

MINERAIS DE L'URBACHTAL

Planche XVII

Fig. 1 (2706). — Minerai à gangue calcaire formée en grande partie de débris organiques, et dolomitisée en raison de l'altération de la chamosite oolithique qu'elle renfermait. Les ovulites obscurcis par les oxydes de fer (hématite, limonite) libérés au cours de cette décomposition n'ont conservé que peu de chlorite. Une partie de celle-ci a provisoirement échappé à la destruction en constituant autour des ovulites des bourrelets de chamosite synantétique qui, altérés à leur tour, ceignent les ovulites d'une zone sombre dépassant souvent de beaucoup la périphérie du corps chamositique primitif. — *Lumière naturelle. Grossissement : 13,5.*

a) Ovulite ceint d'une auréole complète de chamosite synantétique altérée.

b, c) Ovulites à auréoles synantétiques incomplètes.

d) Ilot dolomitique chargé de limonite.

Fig. 2 (2710 *a*). — Minerai à gangue dolomitique renfermant des ovulites hématisés à peu près complètement, ainsi que leurs auréoles de chamosite apparemment exsudée. — *Lumière naturelle. Grossissement : 13,5.*

a, b) Noyaux d'ovulites restés chloriteux.

c) Ovulite encore chloriteux noyé dans son auréole de chamosite synantétique transformée en hématite.

d) Protubérance de chamosite claire (en blanc) apparemment exsudée par l'ovulite attenant.

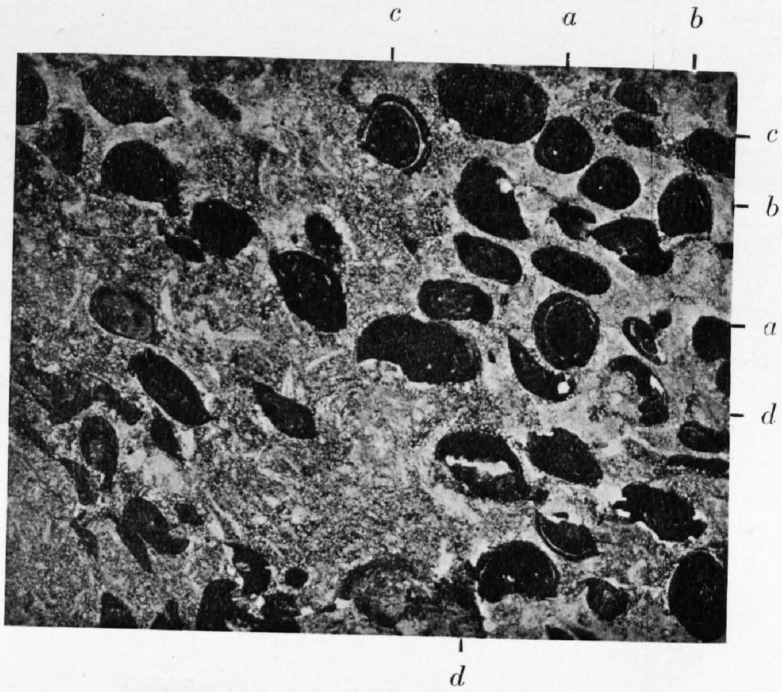


FIG. 1.

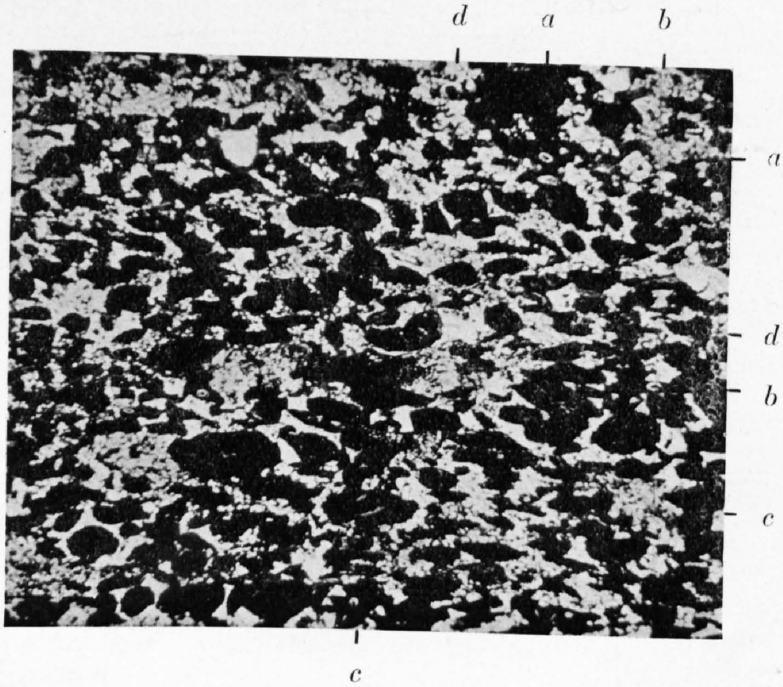


FIG. 2.

MINERAIS DE ROGGENEGG

PLANCHE XVIII

MINERAIS DE ROGGENEGG

Planche XVIII

Fig. 1 (2602). — Calcaire à Entroques avec ovulites ferrugineux à divers stades de leur évolution. La gangue est carbonatée dans la partie supérieure de la figure ; dans la partie inférieure, elle est chargée de limonite, produit de l'altération d'une chamosite en migration dans la roche. — *Lumière naturelle. Grossissement : 20.*

a, a) Débris de Crinoïdes.
b) Ovulite dont le noyau est resté calcaire sous une enveloppe de limonite.
c) Ovulite à centre carbonaté (sidérite incolore ou jaunie), pourvu d'un cortex stratifié de chamosite brunie.
d) Ovulite en chamosite obscurcie par un pigment pyriteux, avec pellicule de sidérite.
e) Ovulite de sidérite, avec bordure limonitique à gauche.
f) Ovulite à cortex limonitique recouvrant un noyau envahi par le quartz authigène (en blanc) substitué au calcaire microgrenu.

Fig. 2 (2603). — Calcaire à Entroques avec ovulites ferrugineux. — *Lumière naturelle. Grossissement : 18,5.*

a, a) Débris de Crinoïdes.
b) Foraminifère.
c, c) Ovulites à noyaux carbonatés revêtus de cortex en sidérite associées à la limonite.
d) Ovulite ayant pour noyau un débris de Crinoïde (en blanc) entouré d'une écorce partiellement sidéritique avec restes de chamosite stratifiée.
e) Ovulite en chamosite d'un vert brunâtre sombre avec bordure de sidérite grenue.
f) Prismes d'Inocérame en paquet.
g) Sphérolite calcaire authigène.

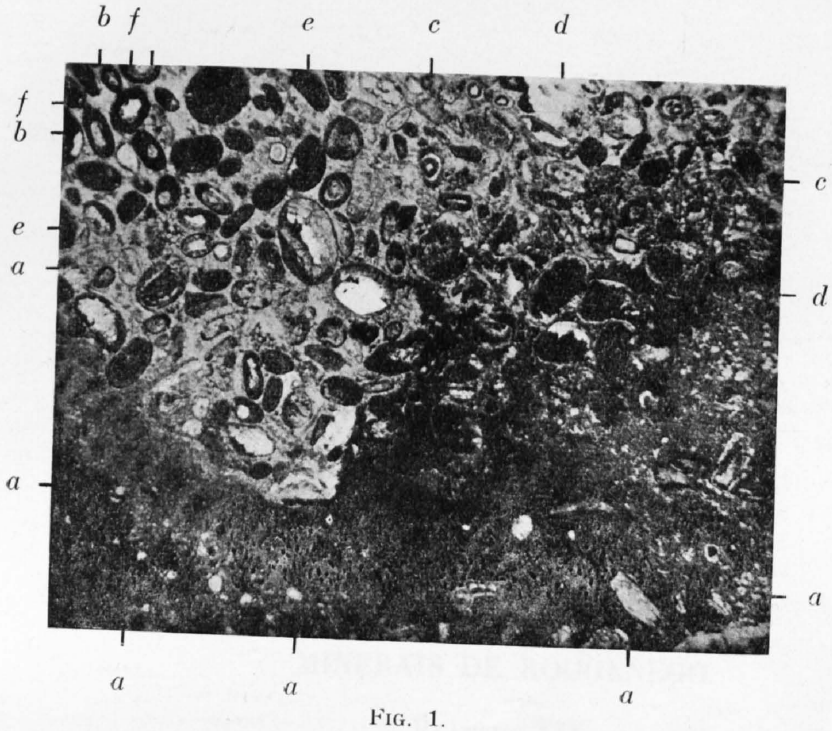


FIG. 1.

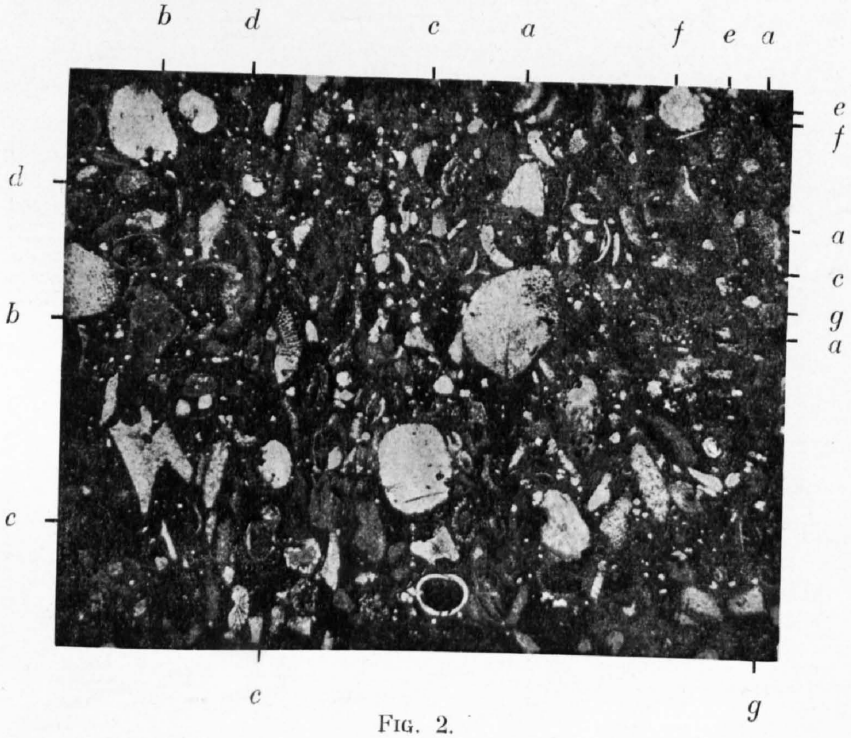


FIG. 2.

MINERAIS DE ROGGENEGG

PLANCHE XIX

MINERAIS DE ROGGENEGG

Planche XIX

Fig. 1 (2604 *a*). — Multiplication du quartz authigène dans une aire ceinte d'un bourrelet de chamosite migratrice, au sein d'un calcaire à entroques parsemé d'ovulites ankéritisés. — *Lumière naturelle. Grossissement : 15.*

a, a) Débris de Crinoïdes.
b, b') Bourrelet de chamosite vert clair ceignant l'aire sombre chargée de quartz (cristaux blancs).
c) Veinule de chamosite.
d) Amas de cristaux authigènes de quartz mêlés à des paillettes de chamosite.
e) Paillette de chamosite.
f, f) Ovulites ankéritisés.

Fig. 2 (2605 *c*). — Pullulement du quartz authigène dans un amas de grains oolithiques actuellement limonitisés. Un bourrelet sombre de chamosite incomplètement limonitisée sépare l'aire quartzifère du calcaire à Entroques qui la renferme, et dans lequel la place des grains oolithiques disparus n'est marquée que par des glomérules d'ankérite. — *Lumière naturelle. Grossissement : 15.*

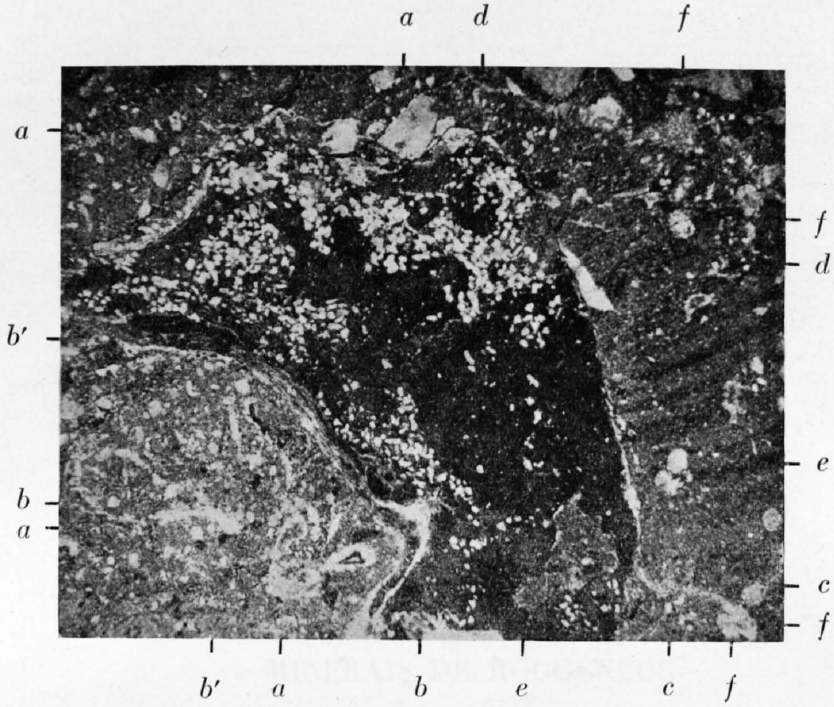


FIG. 1.

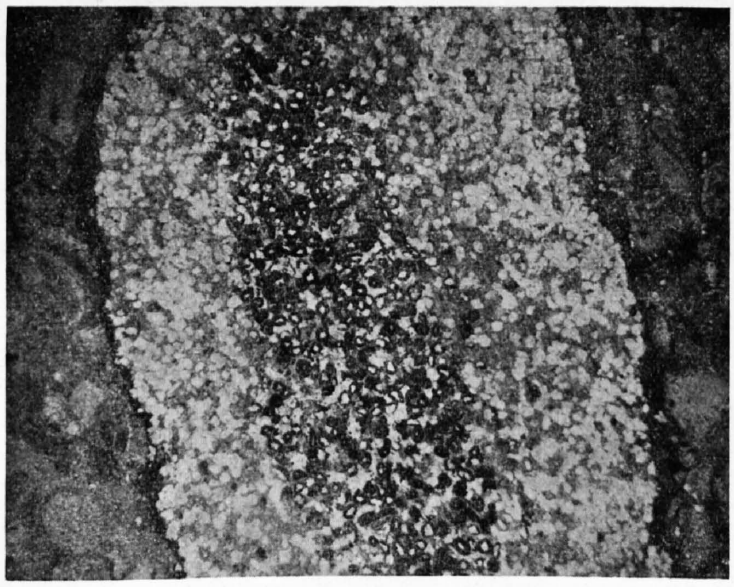


FIG. 2.

MINERAIS DE ROGGENEGG

PLANCHE XX

MINERAIS DE ROGGENEGG

Planche XX

Fig. 1 (2604 *a*). — Calcaire à ovulites ankéritisés. Les aires sombres sont occupées par une pâte de calcaire microgrenu imprégné de chamosite conservant les caractères du sédiment primitif. — *Lumière naturelle. Grossissement : 15.*

a) Réserve de ciment microgrenu imprégné de chamosite.
b) Veine de chamosite vert clair secrétée à sa périphérie.
c) Ilot de ciment primitif envahi par le quartz authigène (grains blancs) avec bourrelets de chamosite périphériques.
d, d') Ovulites ankéritisés avec pellicule de chamosite vert clair.

Fig. 2 (2602). — Reste de Crinoïde teinté de limonite, conservé dans le noyau, — fait d'une plage de calcite optiquement homogène —, d'un ovulite resté chloriteux. Quoique brunie par altération, la chamosite de l'écorce est restée pléochroïque et faiblement biréfringente; elle garde la structure oolithique. La gangue est faite de grains de calcite avec inclusions de limonite reliés par un ciment également limonitique ; elle est envahie en divers points par le quartz authigène. — *Lumière naturelle. Grossissement : 87.*

a, a') Centres de développement du quartz authigène.

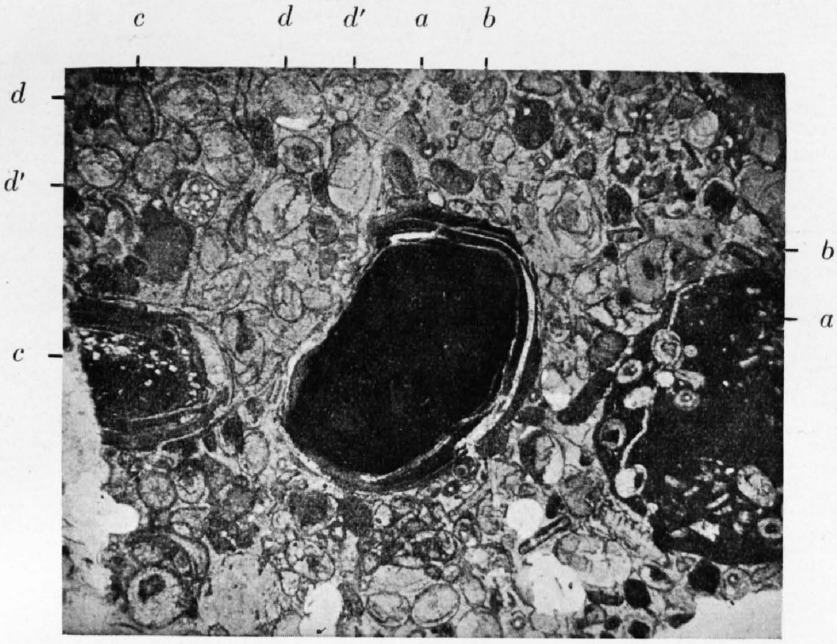


FIG. 1.

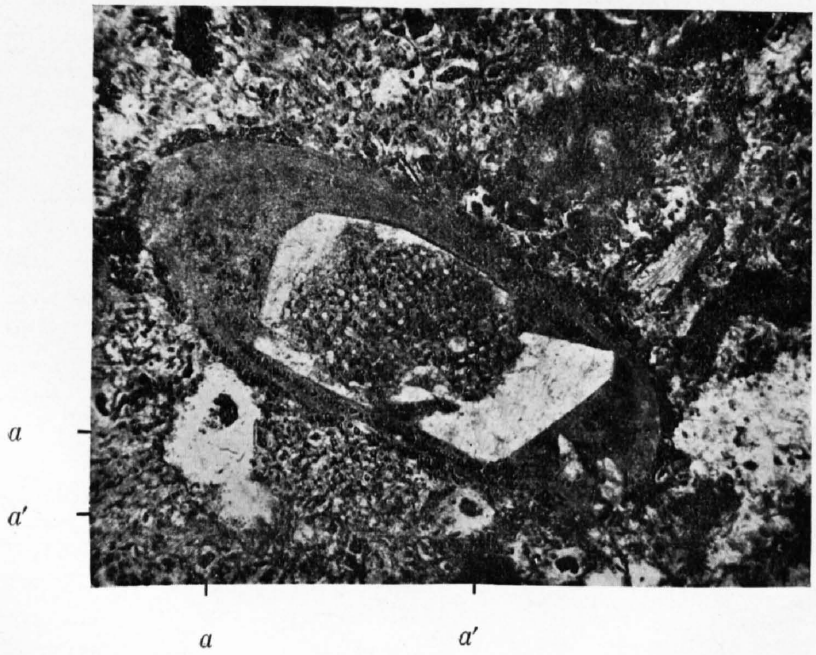


FIG. 2.