

Étude micrographique de l'évolution diagenétique des roches du Houiller belge,

par J. SCHEERE.

TABLE DES MATIÈRES.

	Pages.
1. Introduction	296
1.1. Diagenèse.	
1.2. But et plan de l'étude.	
2. La silice	299
3. Les carbonates : sidérite, dolomite, calcite	301
4. La muscovite, la biotite et la chlorite	303
5. Les minéraux d'argile	305
5.1. L'illite	306
5.2. La kaolinite	306
a) Dans les grès.	
b) Dans les roches carbonatées.	
c) Dans les Tonstein.	
c ₁) La formation des cristaux de kaolinite.	
α) Les lamelles.	
β) Les vermicules.	
β ₁) A partir de lamelles.	
β ₂) A partir de phyllites.	
c ₂) Cristallisation de Graupen.	
α) Cristallisation vermiculaire.	
β) Cristallisation lamellaire.	
γ) Cristallisation diffuse.	
δ) Gonflement.	
c ₃) Cristallisation de la kaolinite de la masse de fond.	
5.3. Conclusion	313
6. L'apatite	314
7. Phénomènes de corrosion	315
7.1. Corrosion par les carbonates.	
7.2. Corrosion par la kaolinite.	
8. L'altération des feldspaths	317
9. La pyrite	318

	Pages.
10. Évolution diagenétique de quelques roches	319
10.1. Données récentes concernant la chimie et la géochimie de la silice	319
10.2. La chimie et la géochimie des carbonates	320
10.3. Deux essais d'évolution diagenétique	321
a) Les Grès de Neeroeteren.	
b) Les Tonstein.	
11. Conclusions	331
BIBLIOGRAPHIE	331

1. INTRODUCTION.

1.1. La diagenèse. — Au cours de ces dernières années nous avons eu l'occasion d'étudier sous le microscope un nombre considérable de roches houillères de Belgique. Pratiquement toutes montrent, à des stades divers, des modifications minéralogiques intervenues après le moment initial du dépôt : réactions mutuelles entre grains détritiques, réactions de ceux-ci avec la matière détritique ou chimique intergranulaire, modifications par recristallisation, néoformations, etc. C'est dire que toutes les roches étudiées ont subi une diagenèse plus ou moins fortement marquée.

Pour l'acception du terme diagenèse nous pouvons (raisonnablement) nous servir de la récente définition proposée par CORRENS (1950, p. 49) : « La diagenèse englobe toutes les modifications, à l'exception de celles résultant de l'altération météorologique actuelle, se produisant au sein d'un sédiment entre le moment du dépôt et celui de son métamorphisme ». Cette définition a le mérite de s'en tenir au sens premier, d'en préciser les limites et CORRENS (1950, p. 50) met en plus l'accent sur les processus physico-chimiques des modifications subies. Cette définition est suivie, à des détails près ⁽¹⁾, par la plupart des

⁽¹⁾ Les légères divergences d'opinion concernent : a) la métasomatose et b) l'altération météorologique actuelle.

Il est, à notre avis, souhaitable : a) d'inclure la métasomatose dans la diagenèse, l'étude devant établir s'il s'agit de métasomatose synsédimentaire (isochimique) ou postsédimentaire (allochimique); b) d'exclure l'altération météorologique actuelle.

auteurs de langue française, allemande et anglaise (J. JUNG, 1958, p. 56; P. URBAIN, 1959, p. 765; F. RINNE, 1950, p. 419; C. W. CORRENS, 1950, p. 49; F. H. HATCH, R. H. RASTALL, M. BLACK, 1952, p. 285; C. O. DUNBAR, J. RODGERS, 1957, p. 24; F. J. PETTIJOHN, 1957, p. 693; etc.).

Les auteurs soviétiques, par contre, ont une acception moins large de diagenèse et limitent celle-ci aux modifications intervenant entre le moment du dépôt et avant la lapidification complète de la roche (N. M. STRAKHOV, 1957, p. 11; L. B. RUCHIN, 1958, p. 226; etc.). Il semble bien que chez les auteurs américains TWENHOFEL (1932, p. 108) ait suggéré également de limiter la diagenèse à la cimentation de la roche.

Une récente publication de DAPPLES (1962) permet d'établir une comparaison entre les acceptions des auteurs soviétiques et des auteurs américains. C'est ce que nous avons fait dans le tableau ci-dessous :

RUCHIN (1958)	STRAKHOV (1957)	DAPPLES (1962)	État physique de la roche	
Syngénèse	→ Sédimentogénèse	→ Depositional	} d i a g e n e s i s	
Diagenèse	→ Diagenèse	→ Early burial		} Lithification sporadique
Épigenèse	→ Épigenèse	→ Deep burial		
	→ Métamorphisme primaire	→ Late burial or premetamorphic	} Lithifié	

1.2. But et plan de l'étude. — En première analyse les différents stades dans la diagenèse (s. l.) d'une roche sont le résultat de l'adaptation des minéraux primitivement déposés aux conditions physico-chimiques changeantes du milieu de dépôt d'abord, des milieux post-sédimentaires ensuite. Théoriquement, en dépouillant la roche de la suite de ces transformations, le résultat devrait correspondre au sédiment initial. Si en plus une chronologie relative des transformations aurait pu être établie, il serait possible de déterminer les conditions physico-chimiques des différents milieux post-sédimentaires et du milieu de sédimentation. Ce serait là un des buts principaux de cette étude, si toutefois l'expérience ne nous avait montré qu'il n'est pas possible de l'atteindre. En effet : a) peuvent être interprétées comme diagenétiques des transformations ou néo-

TABLEAU I.

**Les principales roches houillères
et leur composition minéralogique schématisée.**

D : dominant. M : moyen. A : accessoire. O : absent.

Minéraux	Roches argileuses		Roches siliceuses					Roches carbonatées
	Schistes	Tonstein	Grès	Grès ciment carbonaté	Quartzites	Phthanites	Conglomérats	
Quartz et Silice	M-A	A	D	D	D	D	D	A-M
Calcite	A	O	A	M	A	A	O	} D
Dolomite	A-M	O	A	M	A	A	A	
Sidérite	A-M	A	A	M	A	A	A	
Lamelles :								
{ Muscovite	A	A	A	A	A	A	A	} A
{ Biotite	A	A	A	A	A	A	A	
{ Chlorite	A	A	A	A	A	A	A	
Minéraux d'argile :								
{ Illite	M-D	A	A-M	A	A	A	A-M	} A
{ Kaolinite	M-A	D	A-M	A	A	A	A-M	
{ Chlorite	A	O	A	A	O	A	A	
Feldspaths	O	O-A	A-M	A	A-O	O	A	O
Apatite	A	A	A	A	O	O-A	O	A
Pyrite	A-M-D	A	A	A	A	A	A	A

formations antérieures au dépôt; b) les critères permettant d'établir une chronologie relative sont souvent minces; c) il n'est pas toujours possible, particulièrement pour les minéraux d'argile, de différencier la nature détritique ou chimique initiale d'un minéral.

Dans ce qui suit nous nous efforçons de définir les transformations diagenétiques en prenant comme point de départ

les minéraux; ensuite nous étudions les réactions mutuelles des minéraux entre eux. A l'aide de ces observations nous proposons, quand la chose est possible : *a*) une chronologie relative; *b*) une précision sur le stade physique meuble ou lithifié. Nous appliquons ensuite les observations faites aux Grès de Ngeroeteren (J. SCHEERE, 1962) et aux Tonstein (J. SCHEERE, 1958) afin de montrer dans quelle mesure on peut en préciser les conditions de dépôt.

Pour une compréhension meilleure de ce qui suit, nous avons résumé dans le tableau ci-avant les principales roches houillères et leur composition minéralogique moyenne.

2. LA SILICE.

La silice est présente dans pratiquement toutes les roches houillères et très souvent elle atteint un pourcentage élevé. Elle se présente sous forme de quartz détritique, de quartz de précipité chimique (d'accroissement et de cristallisation dans la masse de fond) et de minéraux du groupe de la calcédoine.

Nous étudions ici la silice dans les grès et les phtanites.

Dans les **grès**, il est connu depuis longtemps que le quartz secondaire forme des couronnes d'accroissement autour des grains détritiques de quartz, et que ce quartz d'accroissement est en continuité cristallographique avec le grain (Pl. I, fig. 1 et 3). Également bien connue est la tendance de ce quartz secondaire de former des faces cristallines. Il est évident que la détection d'une couronne d'accroissement est facilitée par les inclusions des grains originels, ou des impuretés concentrées le long de leurs bords [par exemple un chapelet de cristaux minuscules de carbonate (Pl. I, fig. 3)].

La silice secondaire peut encore cristalliser sous forme de quartz et former, au sein d'une masse de fond (minéraux d'argile, carbonates,...) des plages limpides monocristallines à contours généralement indistincts, ceux-ci résultant du refoulement des minéraux de la masse de fond. Dans ces plages, la silice peut cristalliser d'une façon zonaire : *a*) en prismes hexagonaux emboîtés (Pl. I, fig. 4); *b*) en anneaux ou demi-anneaux concentriques (Pl. I, fig. 2); *c*) en sphérolithes ou rosettes (Pl. II, fig. 1 et 2).

Dans d'autres cas les plages sont cryptocristallines (constituées d'une mosaïque de quartz dont les éléments sont de

l'ordre de 5μ), mais dans ces cas les minéraux de la masse de fond n'ont pas toujours été repoussés vers les bords et se trouvent emprisonnés dans le quartz cryptocristallin.

Dans les **phanites**, la silice est également présente dans les roches houillères sous un facies fibreux (calcédoine). Il s'agit manifestement de recristallisations (J. SCHEERE, 1962) à partir d'une silice quartzeuse cryptocristalline à amorphe ($1 \text{ à } 5 \mu$) constituant initialement des tests de radiolaires (brun jaunâtre avec l'analyseur enlevé, $n < n_{\text{quartz}}$; entre Nic. \times cryptocristallin 2μ). Il y a ici une variété impressionnante de recristallisations allant de la recristallisation en quartz de plages sub-circulaires micro-cristallines disposées au hasard, gagnant la totalité de la plage, ou se disposant en zones concentriques extérieures ou intérieures, à la recristallisation en calcédoine, où les fibres se groupent en houppes, en quart de rosettes, en demi-rosettes ou prennent la forme de sphérolites entières. Remarquable également est le nombre de combinaisons de ces différentes recristallisations entre elles au sein d'une même plage.

Le facies fibreux de la silice peut se rencontrer, mais à vrai dire rarement, autour de débris de matières organiques végétales : les fibres sont alors groupées perpendiculairement ou parallèlement aux parois des matières charbonneuses. La planche II ne fait qu'illustrer imparfaitement et incomplètement ces recristallisations.

Du point de vue sédimentologie, plusieurs enseignements sont à tirer des observations précédentes :

— Les couronnes d'accroissement sont manifestement, dans le cas des roches houillères, à attribuer à des cristallisations à partir de solutions (sédimentaires ou pénesédimentaires ?) remplissant les pores entre grains détritiques, et non à des remises en solution au contact des grains par pressions croissantes. La roche était encore meuble (early burial de DAPPLES, diagenèse de STRAKHOV).

— Les couronnes d'accroissement permettront l'établissement d'une chronologie relative (pré- ou postcouronne) de quelques phénomènes diagenétiques.

— Les grains de quartz, dépouillés de leurs couronnes d'accroissement, donneront les degrés d'arrondi et de sphéricité, de même que les dimensions réelles des grains au moment du dépôt.

— La cristallisation de la silice dans la masse de fond se produit à un moment difficile à préciser par observations en lames minces. Nous avons l'impression qu'elle est synchrone avec la formation de la couronne, mais elle pourrait être légèrement postérieure.

— Le cas des phtanites est troublant : la recristallisation des tests de radiolaires est en avance sur celle de la masse de fond (silice cryptocristalline, matière organique végétale finement divisée, minéraux d'argile, pas identifiables, de l'ordre du μ). Celle-ci a pu recristalliser mais très localement en plages microcristallines, repoussant ou englobant les matières charbonneuses mais englobant encore les minéraux d'argile.

On peut alors se demander s'il n'y a pas lieu d'envisager, d'une part, pour les grès, deux temps :

1° dépôt du sable (+ argiles + matières végétales);

2° dépôt de la couronne d'accroissement;

Bis enrichissement syn- ou pénétrant du milieu en solutions siliceuses; dépôt et cristallisation de la silice dans la masse de fond;

d'autre part, pour les phtanites, un seul temps : dépôt des tests de radiolaires (et al.) et de matières végétales et des minéraux d'argile et cristallisation à partir des eaux enfermées simultanément, la silice des tests de radiolaires (et al.) ayant une facilité de recristallisation plus grande (L. CAYEUX, 1931, p. 209) que celle de la masse de fond.

3. LES CARBONATES : SIDÉRITE, DOLOMITE, CALCITE.

Pratiquement dans toutes les roches houillères la sidérite est présente. D'après les analyses des sidérites la composition moyenne en est Ca : Mg : Fe : Mn = 0.9 : 1.0 : 8.0 : 0.1. Viennent ensuite dans l'ordre d'importance la dolomite (ankérite pour beaucoup d'auteurs) de composition moyenne (Ca : Mg : Fe : Mn = 5.5 : 3.2 : 1.2 : 0.1) et la calcite de composition moyenne (Ca : Mg : Fe : Mn = 9.1 : 0.2 : 0.7 : 0.0). De la kutnahorite et de la rhodochrosite ont été signalées (VAN TASSEL et SCHEERE, 1960, p. 266).

Les phénomènes diagenétiques décrits ci-après sont en général

indépendants de la nature minéralogique du carbonate. La nature de celui-ci sera mentionnée lorsque tel n'est pas le cas.

Le stade micrographique initial ⁽¹⁾ est une masse de fond cryptogrenue (1 à 5 μ , couleur brune en Nic. // et Nic. \times) (voir Pl. III, matière entre les sphérolithes de la fig. 3 et contre les sphérolithes de la fig. 2). Au sein de cette masse de fond peut naître une cristallisation se développant :

— Soit au hasard, en plages microcristallines (20 à 50 μ) généralement assez petites, ou en plages cristallines (> 50 μ), où le carbonate est souvent maclé ou montre des clivages rhomboédriques (Pl. XI, fig. 1 et 2). Les individus cristallins peuvent englober plusieurs grains de quartz (Pl. XI, fig. 4 et 6). Les plages cristallines sont limpides, et il y a refoulement des impuretés (minéraux d'argile, matières organiques végétales) vers les bords.

— Soit sous forme de sphérolithes contiguës ou séparées (Pl. III). Ces dernières formes diagenétiques se rencontrent le plus souvent (mais pas exclusivement) dans les intercalations à sidérite des couches de houille et ont déjà été décrites abondamment par nous (J. SCHEERE, 1955). La figure 3 de la planche III montre suffisamment que ces sphérolithes sont diagenétiques. (Les grains de quartz blancs ont été englobés au cours de la croissance.) A souligner que la partie centrale des sphérolithes est généralement restée cryptocristalline, possède une concentration de fine matière carbonneuse et qu'il y a refoulement des parties non carbonatées vers les bords (Pl. III).

— Soit sous forme de sphérolithes à structure concentrique et radiaire (oolithes de diagenèse) (Pl. III, fig. 1 et 2). La formation d'oolithes diagenétiques a été bien observée dans une série de lames minces. Ces oolithes de diagenèse résultent : a) de recristallisations d'intensité différente disposées en zones concentriques; b) du refoulement incomplet lors des recristallisations de matières charbonneuses dessinant des anneaux concentriques; c) des deux mécanismes se produisant simultanément.

A signaler qu'une recristallisation ultérieure peut envahir les sphérolithes et oolithes diagenétiques.

⁽¹⁾ Il est vraisemblable que c'est à quelques nuances près également le stade « sédimentologique » initial.

Du point de vue sédimentologie, ces diverses recristallisations, si nous prenons comme point de départ le stade micrographique cryptogrenu, se situent à des moments différents :

— Une première recristallisation avec concentration se produit au stade meuble de la roche (early burial de DAPPLES; diagenèse de STRAKHOV). Cette recristallisation avec concentration a pour effet la formation des nodules et concrétions (de sidérite principalement) de toutes sortes (J. SCHEERE, 1954, pp. 33 et 34).

— La formation des sphérolithes et oolithes post-sédimentaires se situe au même stade diagenétique, mais est postérieure à la recristallisation première.

— Une dernière cristallisation se situe probablement au stade lithifié généralisé (late burial; épigenèse). Nous verrons les critères plus loin, en exposant les interactions silice-carbonate (voir § 7.1). C'est à ce stade que se rattache la recristallisation des oolithes et sphérolithes mentionnée ci-dessus.

4. LA MUSCOVITE, LA BIOTITE ET LA CHLORITE SOUS FORME DE LAMELLES.

Parmi ces minéraux la muscovite est de loin le plus fréquent. La biotite ne se rencontre que très rarement et uniquement sous sa forme verte. La chlorite, par contre, s'observe à certains niveaux stratigraphiques (sommet du Westphalien B) ou dans certains bassins (Couchant de Mons) en quantités relativement grandes.

La muscovite se présente sous sa forme sédimentaire habituelle : lamelles détritiques à biréfringence à teintes vives du 2^e ordre, et dont la réfringence se situe entre 1.556 et 1.584.

Dans certaines conditions, cette muscovite s'altère en hydromuscovite (biréfringence jaune 2^e ordre, réfringence se situant entre 1.559 et 1.563) et celle-ci se transforme à son tour en kaolinite (biréfringence gris 1^{er} ordre, réfringence légèrement supérieure à celle du quartz). Cette transformation procède par feuillets séparés entre plans de clivage et s'accompagne d'une augmentation de volume (Pl. IV). Ces phénomènes de transformation seront repris plus loin (voir § 5.2).

La biotite n'apparaît que d'une façon sporadique dans quelques lames minces et toujours sous le même aspect à pléochroïsme vert selon *ng*, vert pâle à incolore selon *np*, à biréfringence de 2^e ordre et à réfringence se situant vers 1.608. Jusqu'ici nous n'avons pu observer des phénomènes francs de diagenèse la concernant. Il est probable que la biotite (s. s.) s'est altérée en hydrobiotite (mais cette transformation a pu se faire déjà avant le dépôt) et que celle-ci ou la biotite soit devenue de la chlorite.

La chlorite (biréfringence faible 1^{er} ordre : gris, bleu-violet, brun cuivré; réfringence \simeq 1.608; pléochroïsme vert foncé *ng*, vert pâle *np*) se présente généralement de deux façons bien distinctes : en **grandes lamelles** (0,1 à 0,5 mm) ou en pelotes de **fines phyllites** plus ou moins enchevêtrées, entre des grains détritiques de quartz; en fines phyllites (20 μ \times 2 μ) isolées ou groupées, mais bien alignées, emprisonnées dans des grains détritiques de quartz.

Les **grandes lamelles** ne sont pour ainsi dire jamais isolées. Elles sont en dépendance étroite avec la muscovite et, dans une moindre mesure, avec du quartz de néoformation et du carbonate. Les combinaisons les plus fréquentes sont : *a*) feuillets réguliers et alternés de muscovite et de chlorite appartenant à une même lamelle détritique; *b*) feuillets très irréguliers (ou plages) plus ou moins enchevêtrés de muscovite et de chlorite; *c*) id. et plages de quartz de néoformation ou de carbonate de recristallisation.

Les figures 1, 2 et 4 de la planche V illustrent cette façon d'être de la chlorite. Il est à remarquer que la pyrite peut être associée à ces manifestations. Elle se présente ici sous forme de poussière fine, répartie irrégulièrement ou localisée le long des clivages (Pl. V, fig. 2).

Les **fines lamelles** (20 μ de long, 2 μ de large) de chlorite font partie de la masse de fond. Ces pelotes de chlorite (et éventuellement d'autres phyllites de minéraux d'argile et du quartz de néoformation) semblent présenter des enchevêtrements inextricables. En vérité cet enchevêtrement est la résultante de l'orientation des parois des grains de quartz et l'implantation (ou croissance ?) des **fines phyllites** de chlorite perpendiculairement à ces parois en une sorte d'encroûtement (Pl. V, fig. 3). A remarquer qu'il y a toujours présence de quartz de néoformation

entre ces phyllites de la masse de fond, ce qui fait que les fines phyllites sont emprisonnées dans le quartz d'accroissement ou de néoformation.

Du point de vue sédimentologie retenons en premier lieu la transformation de la muscovite en hydromuscovite et kaolinite, accompagnée d'un gonflement; en deuxième lieu l'absence presque totale de renseignements concernant la biotite. La présence simultanée de chlorite et de muscovite dans les grandes lamelles détritiques, et précisément dans les roches où l'on trouve la biotite verte, avec la pyrite associée tendrait à nous faire supposer qu'il y a eu transformation de la biotite en muscovite, chlorite et éventuellement pyrite. Mais nous faisons remarquer que nous n'avons pas constaté ces passages et rien n'exclut donc la possibilité d'une origine détritique de la chlorite. En troisième lieu, notons que les pelotes de chlorite appartenant à la masse de fond résultent ou d'une néoformation ou d'une transformation. Le moment de cette néoformation ou transformation est difficile à préciser, mais il semble bien qu'on puisse le situer avant la formation de la couronne d'accroissement du quartz. Il est possible que cette chlorite se soit formée à partir de kaolinite (R. E. GRIM, 1953, p. 352; ECKHARDT, 1958, p. 470) ou à partir d'autres minéraux d'argile (R. SATYABATA et H. R. GAULT, 1961, p. 48) essentiellement par absorption de Fe, et celui-ci agissant comme catalyseur par l'adjonction de Mg.

5. LES MINÉRAUX D'ARGILE.

Il résulte des analyses röntgenographiques dont nous disposons que les minéraux d'argile entrant dans la composition des roches houillères sont : la kaolinite, l'illite (ou la muscovite), un minéral du genre « mixed layer » et la chlorite.

Au microscope nous reconnaissons souvent la kaolinite (généralement incolore, réfringence $\simeq 1,56$, supérieure à celle du quartz, biréfringence faible : gris 1^{er} ordre), l'illite (ou hydromuscovite) (incolore ou verdâtre, réfringence supérieure à celle de la kaolinite, biréfringence allant du jaune orange du 1^{er} ordre aux bleu et vert du 2^e ordre) et la chlorite (verdâtre, biréfringence supérieure à celle de la kaolinite, pléochroïque, biréfringence basse gris foncé, violette ou bleue). (La chlorite est probablement celle que nous avons reconnue au microscope et décrite ci-avant, et elle ne sera plus mentionnée ci-après.) Le

mixed layer a été observé pour une alternance de feuillets de kaolinite et de muscovite (hydromuscovite) uniquement lorsqu'il s'agissait de minéraux de dimensions supérieures à 100 μ . Nous en avons parlé ci-dessus (p. 303) et nous en reparlerons au § 5.2.

Les minéraux d'argile principaux sont l'illite (hydromuscovite et muscovite) et la kaolinite, dont nous décrirons les aspects ci-dessous.

5.1. L'illite (hydromuscovite et muscovite) est présente en phyllites de quelques μ de long et montre dans l'ensemble la même série de transformations que les grandes lamelles de muscovite détritique : muscovite \rightarrow hydromuscovite \rightarrow illite \rightarrow (avec gonflement) kaolinite. Mais cette série de transformations est plus difficile à établir au microscope par suite des dimensions trop petites des phyllites. Néanmoins, par similitude avec les grandes lamelles, nous croyons pouvoir conclure à la série de transformations allant de la muscovite vers la kaolinite.

Du point de vue sédimentologique nous croyons que cet ensemble de phyllites-muscovite-hydromuscovite-illite-kaolinite résulte d'une sédimentation détritique. Nous verrons plus loin (p. 313) que les néoformations totales ou partielles de phyllites kaoliniques sont contemporaines du dépôt (stade meuble).

5.2. La kaolinite, par contre, montre au sein du ciment des grès, dans les roches carbonatées et dans les Tonstein, une variété impressionnante de transformations diagenétiques (J. SCHEERE, 1958) et celles-ci s'avèrent relativement faciles à suivre. Nous les décrirons par catégorie de roches énumérées.

a) Dans les grès la kaolinite a initialement deux manières d'être : fines phyllites de quelques μ de longueur, dont nous avons suggéré ci-avant qu'il pourrait s'agir de néoformations à partir de phyllites d'illite; mosaïque cryptogrenue dont les éléments sont de l'ordre du micron ⁽¹⁾ (Pl. VI, fig. 1 et 4). C'est principalement au sein de cette mosaïque que se produisent les recristallisations les plus impressionnantes de la kaolinite :

— Formation de plages microcristallines, à enchevêtrements de courtes lamelles arquées (Pl. VI, fig. 1 et 2).

⁽¹⁾ Il faut remarquer que cette mosaïque cryptocristalline peut se rencontrer : *a)* dans les grains de kaolinite; *b)* dans la masse de fond de kaolinite. La kaolinite des grains ne donne pas lieu à des phénomènes de diagenèse.

— On assiste parfois à la naissance d'une lamelle plus longue, présentant alors une forme vermiculaire (arcs en sens inverse) (Pl. VI, fig. 3 et 4).

— Formation de rosettes, de demi-rosettes ou de quart-rosettes à structure radiaire très fine. Les rosettes entières sont souvent comparables à des sphérolites avec croix d'extinction (Pl. VI, fig. 1 et 2).

— Naissance de kaolinite fibreuse autour de grains de charbon ou de quartz, les fibres étant orientées perpendiculairement aux bords (Pl. VI, fig. 3).

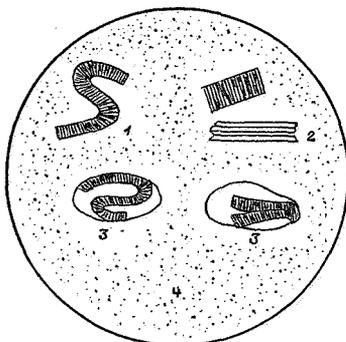


FIG. 1. — Représentation schématique d'un Tonstein.

1. Cristaux vermiculaires de kaolinite (Kristall).
2. Cristaux lamellaires de kaolinite (Kristall).
3. Grains (Graupen).
4. Masse de fond : kaolinite cryptocristalline.

b) Dans les roches carbonatées (sidérite), la kaolinite se trouve initialement sous la forme cryptogrenue décrite ci-dessus, et affecte la forme d'ensemble de sphérules (0,5 mm) (J. SCHEERE, 1959, p. 481; R. VAN TASSEL, 1955) dans une masse de fond de sidérite cryptogrenue (10 μ).

Ici on constate : *a*) une micro-recristallisation de la kaolinite en plages formant une mosaïque limpide à éléments de 20 à 30 μ , avec éventuellement l'apparition timide d'une texture vermiculaire dans ces plages. Cette micro-recristallisation peut s'étendre à la totalité de la sphérule; *b*) la formation diagénétique d'une structure concentrique (oolithes). (Dans cette for-

mation un rôle considérable est joué par le remplacement de la kaolinite par les carbonates; cette formation est traitée page 22 et illustrée à la planche XVII.)

c) Dans les Tonstein la kaolinite affecte quatre formes principales. Elle se présente (fig. 1) soit sous forme de cristaux vermiculaires (Kristall) (1) ou lamellaires (2), soit sous forme de grains (sphérules) subelliptiques (Graupen) (3), soit sous forme d'une masse de fond cryptocristalline (4).

Quand il y a prédominance des cristaux sur les Graupen, le Tonstein est dit être un Kristall-Tonstein (A. SCHÜLLER, 1951, p. 108); dans le cas inverse on parle d'un Graupen-Tonstein.

c₁) La formation des cristaux de kaolinite.

Les cristaux vermiculaires et lamellaires de kaolinite peuvent se former de plusieurs façons. Nous envisageons successivement la formation de lamelles et vermicules à l'état libre, ensuite leur cristallisation au sein des Graupen et, en dernier lieu, la cristallisation de la masse de fond.

Comme le montre la figure 1 les cristaux de kaolinite se présentent sous forme lamellaire ou vermiculaire. En règle générale les lamelles ont des plans de clivage parallèles à l'allongement, les vermicules des plans de clivage perpendiculaires à cet allongement.

Les lames minces ont montré les divers stades de la genèse de ces lamelles et vermicules.

α) Les lamelles. — Nous avons déjà signalé (J. SCHEERE, 1956 et 1958) la présence dans beaucoup de Tonstein de lamelles détritiques de muscovite, en proportions plus ou moins grandes. Nous avons déjà signalé les passages de la muscovite à l'hydromuscovite et à la kaolinite. Tous les stades intermédiaires entre les lamelles composées uniquement d'hydromuscovite (ou d'hydromuscovite et muscovite) et les lamelles composées entièrement de kaolinite sont présents dans les lames minces.

Comme le montrent la figure 2 et la planche VII, la kaolinisation procède par feuillets entre deux plans de clivage et la transformation muscovite-hydromuscovite-kaolinite s'accompagne d'une augmentation de volume, particulièrement bien visible où des grains, neutres (grains de quartz, de schiste, etc.),

constituent une résistance locale au gonflement. Il se forme des nœuds d'étranglement avec expansion et inflexion des lamelles (Pl VIII, fig. 1).

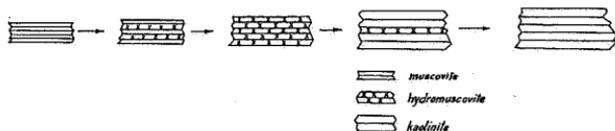


FIG. 2.

Par suite du gonflement des feuilletts, il arrive que ceux-ci s'écartent les uns des autres. L'espace entre ces feuilletts est occupé par la kaolinite cryptocristalline de la masse de fond et celle-ci, dans beaucoup de cas, cristallise en continuité optique avec les lamelles écartées (G. KULBICKI, 1957, p. 26) (fig. 3) (Pl. VIII, fig. 2).

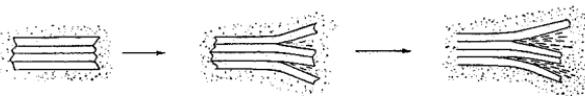


FIG. 3.

Par un mécanisme analogue la kaolinite cryptocristalline de la masse de fond peut cristalliser en continuité optique le long des bords des lamelles et provoquer l'accroissement latéral ou transversal de celles-ci (fig. 4) (Pl. VII; Pl. VIII, fig. 2).



FIG. 4.

β) Les vermicules.

β₁) Les vermicules peuvent prendre naissance à partir de lamelles de kaolinite ou de kaolinite-hydromuscovite. Comme nous l'avons signalé, par suite du gonflement de ces lamelles, des feuilletts peuvent se séparer partiellement. Dans cette ouver-

ture en coin pénètre la masse de fond kaolinique cryptocristalline; celle-ci cristallise en feuillets s'orientant parallèlement à la kaolinite ou à l'hydromuscovite des lamelles, accentuant de ce fait l'action de coin jouée par la masse de fond dans

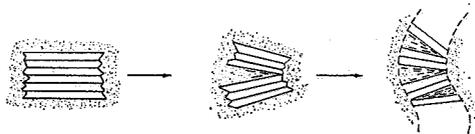


FIG. 5.

l'écartement des feuillets. Selon les emplacements des coins dans la lamelle, la forme vermiculaire se dessine de plus en plus. La longueur de ces vermicules dépasse rarement quatre fois la largeur (fig. 5).

Tout comme signalé déjà, il y a possibilité d'accroissement kaolinique aux extrémités des vermicules.

β_2) Ce même mode de vermiculation peut probablement se réaliser à partir de phyllites illitiques ou kaoliniques disséminées dans la masse de fond (Pl. X, fig. 1-4). Nous n'avons malheureusement pas une succession de stades montrant cette évolution en lames minces.

c_2) Cristallisation des Graupen.

Les Graupen sont ces « sphérules » de kaolinite cryptocristalline (avant transformations) de forme subelliptique généralement (le grand axe est parallèle à la stratification) (fig. 1) accolées les unes aux autres, ou séparées par une masse de fond kaolinique cryptocristalline ou par une substance organique d'origine végétale de couleur foncée : noire le plus souvent, non transparente; brune parfois, à transparence réduite; rouge rarement, et transparente. Les matières végétales montrent parfois une structure conservée (parenchyme de radicelles, spores) mais la plupart en sont dépourvues.

En nicols parallèles on peut remarquer que la substance kaolinique cryptocristalline (avant transformations diagenétiques) des Graupen est colorée par les substances organiques végétales en brun clair. Au fur et à mesure de la cristallisation

de la kaolinite, la teinte devient plus claire et souvent la kaolinite cristalline est parfaitement limpide (Pl. IX, fig. 1).

L'examen détaillé a montré que la kaolinite cryptocristalline des Graupen cristallise de diverses façons; on peut observer une cristallisation vermiculaire, lamellaire, diffuse ou fibreuse.

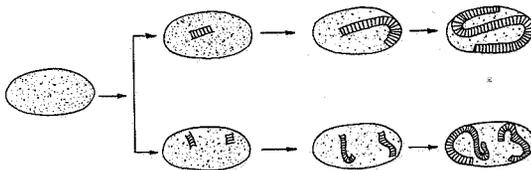


FIG. 6.

α) La cristallisation vermiculaire se présente sous deux formes : la kaolinite peut cristalliser en vermicule unique envahissant toute la superficie du Graupen, ou bien en plusieurs vermicules séparés. Le caractère vermiculaire est très prononcé : la longueur peut atteindre quinze à vingt fois la largeur (Pl. IX, fig. 1 et 4).

Les lames minces permettent de suivre toute la série des transformations.

Ces transformations sont schématisées par la figure 6.

β) La cristallisation lamellaire. — La figure 7 montre que les lamelles peuvent se former de la même façon que les vermicules. Les clivages sont ici perpendiculaires à l'allongement (Pl. IX, fig. 2).

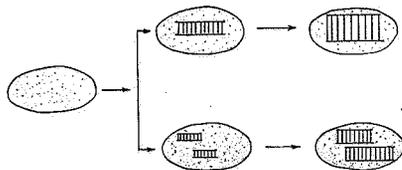


FIG. 7.

A remarquer que les lamelles peuvent, en cours de cristallisation, déborder des limites des Graupen, du moment que la masse de fond avoisinante est de la kaolinite cryptocristalline.

γ) La cristallisation diffuse. — Au sein des Graupen la cristallisation peut se faire d'une manière tout à fait diffuse. On peut assister :

— à la naissance simultanée de deux ou plusieurs vermicules ou lamelles dont les efforts de cristallisation semblent s'anéantir mutuellement (Pl. IX, fig. 3 et 4);

— à la naissance de rosettes ou demi-rosettes à structure radiaire très fine, qui s'interpénètrent et se contrarient mutuellement.

δ) La cristallisation de la kaolinite s'accompagne d'une augmentation de volume des Graupen. Au fur et à mesure de la cristallisation de la kaolinite, les Graupen perdent leurs contours réguliers. Ceux-ci présentent des renflements convexes vers l'extérieur, comme indiqué à la figure 4 de la planche IX et par la figure 8 a.

Ce gonflement se remarque en lame mince :

— Au contact d'un Graupen et de la masse de fond (Pl. IX, fig. 4).

— Au contact de deux Graupen, l'un cristallin, l'autre cryptocristallin. Celui-ci est repoussé par celui-là.

— Au contact d'un Graupen cristallin et d'un grain « neutre ». Celui-ci peut se faire envelopper (fig. 8 b) ou se faire briser (fig. 8 c).



FIG. 8.

c₃) Cristallisation de la kaolinite de la masse de fond.

Dans la masse de fond, la cristallisation kaolinique semble peu importante. Par endroits on trouve des phyllites en voie d'accroissement (Pl. X, fig. 1-4), des rosettes ou demi-rosettes de kaolinite qui se sont développées à partir d'une lamelle de kaolinite ou d'une phyllite d'illite (Pl. X, fig. 1 et 2). On peut

encore trouver des plages légèrement moins cryptocristallines que le restant. La cristallisation de la kaolinite de la masse de fond procède en somme de la même façon que celle décrite pour les vermicules et lamelles. Et celle-ci peut donner lieu à celle-là.

Néanmoins la cristallisation est parfois spectaculaire au contact de matières végétales. On voit alors autour du débris végétal une couronne de kaolinite limpide, fibreuse, les fibres implantées perpendiculairement à la surface végétale.

5.3. En conclusion du § 5 traitant principalement de l'illite et de la kaolinite, on constate, **tant pour les grès que pour les tonstein** (nous reprenons la kaolinite des roches carbonatées plus loin, pages 316 et 317) :

- a) les passages de l'illite à la kaolinite;
- b) la formation, par cristallisation de la kaolinite, de vermicules, de lamelles, de rosettes, de demi- ou quart de rosettes, d'une kaolinite fibreuse autour de matières végétales ou de grains détritiques. Toutes ces transformations diagenétiques s'accompagnent de gonflements plus ou moins considérables. Ces gonflements semblent pouvoir s'opérer assez librement. Nous pouvons en conclure que la **roche était encore meuble** au moment où ces phénomènes de diagenèse se produisent.

Il est très important de remarquer que la kaolinite cryptocristalline des **grains** détritiques ne subit aucune diagenèse.

Cette observation conduit à admettre :

- a) une source de kaolinite cryptocristalline;
- b) le transport de celle-ci soit sous forme de grains, accompagnés des grains de quartz et al., soit sous forme de solutions colloïdales ou gels, dans lesquelles les substances humiques jouent le rôle de colorant brun. Il apparaît ainsi que les « Graupen » ne sont pas des grains détritiques.

Et une dernière conclusion peut se dégager de la similitude des phénomènes de diagenèse de la kaolinite dans les grès à ciment de kaolinite et dans les Tonstein : le mode de formation de ces deux roches ne diffère guère.

6. L'APATITE.

L'apatite peut se présenter en grains détritiques. Ceux-ci sont assez rares et se rencontrent dans les grès (grains monocristaux ou à cloisons, de mêmes dimensions que les grains de quartz) et dans les Tonstein (grains monocristaux).

Mais il y a dans les lames minces de nombreux exemples de formation authigène d'apatite (s. l.) aux dépens de la kaolinite des Tonstein et des sidéroses où la kaolinite se présente sous forme de sphérules ou de plages.

Les caractéristiques microscopiques de cette apatite sont celles que R. VAN TASSEL (1955, p. 372) a signalées. Le minéral est incolore, à réfringence sensiblement supérieure à celle de la kaolinite ($n_o = 1.632$, n_e légèrement inférieur), à biréfringence très faible (teinte gris foncé du 1^{er} ordre), à extinction droite. Selon cet auteur il s'agirait d'une fluor- ou hydroxyl-apatite (1).

L'apatite de néoformation dans la kaolinite prend deux formes :

— Cristaux allongés (fusiformes et aciculaires) ou équidimensionnels disséminés dans la kaolinite cryptocristalline des Tonstein (Pl. VIII, fig. 1) et des sphérules de quelques sidéroses (Pl. XVII, fig. 1);

— Remplacement partiel ou total des lamelles et vermicules de kaolinite (Pl. XVI, fig. 3 et 4).

Cette apatite de remplacement est clairement de néoformation (1) et est le résultat de solutions. Il ne semble pas que ces solutions soient le fait de circulations dans des fissures ou des diaclases ultérieures au dépôt, mais bien qu'elles étaient penecontemporaines de la kaolinite. D'ailleurs différents auteurs (*in* R. E. GRIM, 1953, p. 158) ont montré que la fixation du phosphate sous forme insoluble peut être opérée par des minéraux d'argile pour un pH neutre. Quoique le pouvoir de fixation soit relativement petit, il semble que celui de la kaolinite soit le plus grand et qu'il augmente avec la diminution des dimensions des minéraux.

(1) T. DEANS (1938) signale pour le Carbonifère de Grande-Bretagne une apatite (francolite) de diagenèse dans des sphérules de kaolinite des sidéroses.

Quoique difficile à préciser, le moment des néoformations est post-vermiculation dans les Tonstein, post-cristallisation dans les sphérules de kaolinite, pré-corrosion par les carbonates, c'est-à-dire pour la roche un état physique intermédiaire entre meuble et lithifié, ou lithifié. (Nous avons situé [SCHEERE, 1958, p. 313] la formation des vermicules à l'état meuble ou au début de l'état consolidé.)

7. PHÉNOMÈNES DE CORROSION.

7.1. Corrosion par les carbonates. — Le pouvoir de corrosion des carbonates envers les grains détritiques de quartz et de feldspaths et envers les minéraux d'argile (particulièrement la kaolinite) est souvent d'une exceptionnelle vigueur. **Calcite, dolomite et sidérite corrodent intensivement des grains de quartz, de quartzite, de chert (phtanite), de feldspath, d'apatite et peuvent même se substituer entièrement à eux.** Les grains et plages de **kaolinite** connaissent le même sort. Cette diagenèse (quartz-carbonate) est connue (ALIMEN, 1944; M. T. HEALD, 1956, p. 22; A. G. KASSONSKAJA et V. D. CHOUIROV, 1957, pp. 269 et 270; J. T. GREENSMITH, 1957, p. 411; R. SIEVER, 1959, p. 69; E. C. DAPPLES, 1962; A. V. CAROZZI, 1960, p. 39; H. ESCII, 1962; et al.) quoique, à notre connaissance, elle n'ait pas encore été étudiée en Belgique. Nous-même l'avons signalée déjà à plusieurs reprises (J. SCHEERE, 1962, p. 236; R. VAN TASSEL et J. SCHEERE, 1960, p. 244).

Les grains corrodés de **quartz** (Pl. XI) montrent des contours crénelés, des côtés droits, des angles rentrants. Des grains presque entièrement corrodés montrent encore des îlots de quartz disséminés ayant même extinction. En présence de ces phénomènes, quelques grains de carbonate ayant mêmes dimensions que les grains de quartz pourraient être des grains de quartz ou de chert substitués entièrement.

Les preuves de ce remplacement sont précisément les critères énumérés — et particulièrement les îlots (Pl. XI, fig. 4; Pl. XII, fig. 2; Pl. XVI, fig. 1). Il arrive également que les inclusions primitivement dans le grain de quartz soient encore visibles dans la partie carbonatée ayant remplacé le grain.

Les grains de **quartzite** et de **chert** (phtanite) subissent la même corrosion. Les figures 1, 2 et 3 de la planche XII et la figure 2 de la planche II sont particulièrement illustratives à ce sujet.

Une chronologie relative pré- ou post-couronne d'accroissement est assez facile à établir : comme le carbonate remplace et la couronne d'accroissement et le grain originel, il y eut d'abord dépôt de silice autour des grains, ensuite corrosion (Pl. XI, fig. 6). Cette corrosion se fait donc au moment où la roche est consolidée.

Les **feldspaths** ont les mêmes caractéristiques de corrosion que celles présentées par le quartz (Pl. XI, fig. 5; Pl. XIII, fig. 1-5). Il semble qu'ils peuvent subir un « éclatement » le long des plans de clivage par suite de la force de cristallisation du carbonate de remplacement (voir § 8). Les planches XI, figure 5, XII, figures 1 et 5 et XVI, figure 1 montrent que cette corrosion se fait simultanément avec celle du quartz, c'est-à-dire au stade lithifié de la roche.

La **kaolinite** (dans une moindre mesure la muscovite et la chlorite, E. OELLE, 1962) également est substituée en tout ou en partie par les carbonates (sidérite principalement), et ceci par naissance, dans une kaolinite cryptocristalline ou microcristalline de cristaux de carbonate rhomboédriques, isolés ou groupés, soit de plages cristallines ou microcristallines (Pl. X, fig. 2), soit de sphérolites fibroradiés. La cristallisation du carbonate peut être puissante au point que celui-ci se substitue en grande partie (si pas en totalité) aux grains de kaolinite (Pl. XIV, fig. 1) ou aux Graupen des Tonstein (Pl. IX, fig. 1 et 2). La kaolinite cristalline des lamelles et vermicules des Tonstein peut être substituée également par le carbonate. Cette dernière substitution se fait de deux façons : en bloc pour une partie ou la totalité ou par petites plages cristallines criblant les lamelles le long des clivages. Ces petites plages finissent par se réunir et le carbonate peut remplacer également la lamelle ou le vermicule.

La corrosion de la kaolinite par la sidérite se produit d'une façon réellement spectaculaire dans les sidéroses à sphérules de kaolinite. La corrosion débute après une première cristallisation possible ⁽¹⁾ de la kaolinite qui, à ce stade, est encore cryptocristalline (10 à 20 μ), mais limpide, sous le microscope. Les lames minces permettent de suivre les différentes manières et les différentes étapes de la substitution.

La corrosion peut débiter : a) par un segment du bord extérieur et avancer par fronts successifs parallèles à eux-mêmes

(1) Voir plus loin pp. 326 et 328.

(Pl. XVII, fig. 1); *b*) par rhomboèdres ou plages de rhomboèdres naissant à l'intérieur de la sphérule (Pl. XVII, fig. 3); *c*) par le bord extérieur en entier et avancer vers le centre (Pl. XVII, fig. 2); *d*) par cristallisation d'une zone centrale et avance circulaire vers les bords; *e*) par cristallisation simultanée *c* et *d*. Les façons *c*, *d* et *e* peuvent produire des sphérules carbonatées à zones concentriques (Pl. XVII, fig. 4). Souvent, pour ces trois façons, il y a également refoulement des matières charbonneuses en zones concentriques, renforçant l'allure oolithique des sphérules substituées.

L'apatite peut également être corrodée par les carbonates (Pl. XVII, fig. 1 *a*).

7.2. Corrosion par la kaolinite. — Dans les Tonstein on peut observer la corrosion de grains de quartz par la kaolinite (Pl. XIV, fig. 2).

Signalons qu'on peut avoir la corrosion simultanée d'un grain de quartz par de la kaolinite cryptocristalline et par un carbonate cristallin (Pl. XIV, fig. 2).

Dans les grès, cette corrosion semble moins prononcée. Des grains détritiques de quartz peuvent montrer des bords rongés par de la kaolinite. Les feldspaths semblent plus sensibles à cette action corrosive de la kaolinite (Pl. XIII, fig. 3).

Une chronologie relative de cette corrosion par la kaolinite est plus difficile à établir car, dans ce cas-ci, nous ne sommes pas aidé par la couronne d'accroissement des grains de quartz. Il y a une interaction de la silice secondaire emprisonnant les phyllites ou plages argileuses, celle-ci recristallisant et pénétrant dans les grains originels : le mécanisme en est assez obscur et indéchiffrable sous le microscope. Néanmoins si nous la situons par rapport à la corrosion due aux carbonates, elle se produit avant, car nous signalons au § 7.1 la corrosion de la kaolinite par les carbonates.

8. L'ALTÉRATION DES FELDSPATHS.

Les feldspaths potassiques s'altèrent en kaolinite (Pl. XV, fig. 1). Cette altération est parfois presque totale, les contours et les clivages en étant les seuls témoins (Pl. XV, fig. 3). Les plagioclases s'altèrent en muscovite (lamelles de 30 à 50 μ , disposées au hasard), en illite (séricite ou hydromuscovite

disposées le long des clivages ou macles) ou/et en rhomboèdres de calcite (Pl. XV, fig. 2, 4 et 6). Ces derniers produits d'altération sont généralement disséminés sur toute la surface des grains, avec concentration plus marquée le long de clivages ou suivant la direction des macles. Le carbonate d'altération peut former une couronne extérieure (Pl. XV, fig. 5). Un quatrième produit d'altération se présentant en fine poussière le long des clivages n'a pu être déterminé (dimensions quelques microns, couleur brune à limpide, biréfringence gris à jaune du 1^{er} ordre, extinction droite, allongement positif).

En plus, les feldspaths sont parfois sujets à des déformations mécaniques assez spectaculaires dues à la compaction conjuguée avec l'altération et la corrosion (Pl. XVI, fig. 3).

Nous n'avons pas observé jusqu'ici, avec certitude, une néoformation de feldspaths.

En ce qui concerne les feldspaths, il y a donc lieu de signaler une dualité de diagenèse. Un feldspath peut être corrodé par la kaolinite ou par un carbonate (Pl. XIII); un feldspath peut, d'autre part, s'altérer en calcite ou kaolinite (Pl. XV). Il n'est d'ailleurs pas toujours facile de déterminer s'il s'agit de corrosion ou d'altération, car les phénomènes sont convergents. C'est ainsi que nous avons pu observer la corrosion d'orthose par une calcite procédant à partir de la masse de fond, par rhomboèdres se fixant le long des clivages. S'il peut s'agir de corrosion dans le cas d'une orthose, cette même observation pour un plagioclase n'a pas la même valeur : ici il peut s'agir d'altération et/ou de corrosion. Il s'agira probablement d'altération si le carbonate est absent dans toute la roche. Mais si le ciment est du carbonate, le diagnostic est moins certain, surtout si le phénomène est très local. Mais si la corrosion est générale, comme illustrée à la figure 1 de la planche XVI, il ne semble guère y avoir de doute sur la corrosion.

De même, la figure 1 de la planche XIII montre clairement la corrosion du feldspath par le carbonate de la masse de fond.

9. LA PYRITE.

La pyrite de néoformation et ses différentes manières de cristallisation (plages et cristaux idiomorphes) sont suffisamment connues, et les figures de la planche XVIII dispensent d'un long commentaire.

La pyrite au cours de sa cristallisation corrode pratiquement

tous les minéraux des roches houillères : quartz, feldspaths, carbonates, kaolinite, apatite. Seules semblent résister la muscovite et l'illite.

Le moment de la diagenèse est facile à déterminer : il s'agit d'une néoformation très tardive venant après toutes celles qui ont été traitées ci-devant : la roche est nettement lithifiée.

Si dans quelques cas, assez rares, on peut attribuer la pyrite à une circulation récente de solutions dans des joints et diaclases, il apparaît dans la plupart des cas que l'origine de la pyrite doit être cherchée dans des solutions sédimentaires ou synsédimentaires.

10. ÉVOLUTION DIAGÉNÉTIQUE DE QUELQUES ROCHES.

10.1. Données récentes concernant la chimie et la géochimie de la silice. — Avant d'aborder un essai d'évolution diagenétique de quelques roches du Houiller, nous croyons qu'il n'est pas inutile de grouper ici les données récentes concernant la chimie et la géochimie de la silice. Ces données sont expérimentales et dues aux travaux des chercheurs américains et japonais (*in* R. SIEVER, 1957; *in* K. B. KRAUSKOPF, 1959) dont les nombreux résultats, obtenus indépendamment, sont suffisamment concordants pour qu'elles puissent être considérées comme fondamentales et étendues aux problèmes géologiques.

Essentiellement les points suivants peuvent être cités (K. B. KRAUSKOPF, 1959, G. MILLOT, 1960; R. SIEVER, 1957) :

— La silice est plus soluble qu'on ne le croyait généralement : la silice amorphe est soluble à raison de 50-80 ppm à 0 °C, de 100-140 ppm à 25 °C, de 360-420 ppm à 100 °C. La solubilité du quartz, de la calcédoine et de l'opale est beaucoup plus faible. On peut admettre pour le quartz 6-14 ppm aux températures ordinaires (1).

— La silice dissoute se trouve en solution vraie sous forme de monomolécules de H_4SiO_4 ou $Si(OH)_4$.

— La solubilité de la silice est indépendante du pH, tant que celui-ci reste inférieur à 9 (2). Pour des $pH > 9$, la solu-

(1) Pour le quartz, la calcédoine et l'opale les mesures sont moins nombreuses que pour la silice amorphe.

(2) Traditionnellement on admettait, en géochimie et géologie, que la silice était insoluble pour des $pH < 4$, et devenait progressivement plus soluble pour des $pH > 4$ (B. MASON, 1952, p. 141).

bilité croît brusquement, la dissociation en ions de l'acide monosilicique ayant augmenté considérablement (fig. 9, p. 31).

— Si la proportion de silice dans la solution dépasse la concentration d'équilibre (100 à 140 ppm à 25 °C) et pour un $\text{pH} < 9$, les molécules H_4SiO_4 se polymérisent. La présence de ces polymères caractérise les solutions colloïdales de silice amorphe. Le mécanisme est réversible : si les solutions se diluent et que la teneur totale en silice devient inférieure à 100-140 ppm, la dépolymérisation mène à une solution vraie. *Ces équilibres sont lents à s'établir.*

— La solubilité de la silice n'est pas affectée par la présence d'ions dans l'eau. Le caractère marin ou non marin n'a donc pas d'influence. Seul l'ion Al^{3+} est capable de réduire la solubilité de la silice : 20 ppm de Al^{3+} peuvent la réduire à 15 ppm pour des pH de 8 à 9.

Les conséquences géochimiques et géologiques résultant de ces données sont importantes (R. SIEVER, 1957 et 1959; G. MILLOT, 1960) :

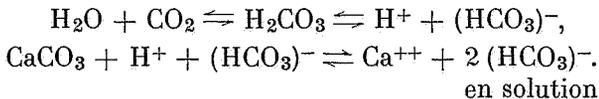
— Dans les eaux naturelles (à l'exception de quelques sources chaudes et de rares lacs très alcalins), l'état normal de la silice est la solution vraie. En effet, toutes les mesures récentes donnent des chiffres inférieurs à 100-140 ppm pour la teneur en silice des eaux des sols, des sources, des rivières, des lacs, des océans et des eaux enfermées dans les sédiments marins.

— Les variations de pH ne peuvent en aucun cas expliquer les néoformations siliceuses, pour autant que le pH reste inférieur à 9 (G. MILLOT, 1960, p. 132; R. SIEVER, 1959). Or il est peu probable qu'en géologie le pH dépasse 9 (R. SIEVER, 1959, p. 76).

— Une solution vraie naturelle peut être sous-saturée vis-à-vis de la silice amorphe, mais sursaturée vis-à-vis du quartz dès que les teneurs en silice dépassent 10-15 ppm. Dans ces cas, même si les réactions sont lentes, les solutions sont capables d'assurer la croissance des minéraux d'une façon directe (G. MILLOT, 1960, p. 132).

10.2. La chimie et la géochimie des carbonates. — Ci-dessous nous donnons quelques faits chimiques concernant le carbonate de calcium.

Il est connu depuis longtemps que la solubilité du carbonate de calcium est dépendante de la présence de CO₂. On admet le mécanisme suivant :



La solubilité est fonction de la température et de la pression de CO₂ en équilibre avec l'eau. Si pCO₂ augmente à température constante, la solubilité de CaCO₃ augmente.

Si pCO₂ reste constante, la solubilité de CaCO₃ augmente pour une température décroissante (en dessous de 120°).

La solubilité décroît avec augmentation du pH. Elle croît avec la présence d'autres substances dissoutes (K. RANKAMA et TH. G. SAHAMA, 1952).

L'extrapolation de ces données au passé géologique est très complexe (volume, composition, température des océans, composition de l'atmosphère, etc.).

Encore plus complexes et partant moins bien connues sont les relations entre les différents minéraux carbonatés, et les données actuelles ne fournissent pas une base d'interprétation (bibliographie *in* E. INGERSON, 1962).

10.3. Deux essais d'évolution diagenétique. — Nous présentons ci-après deux essais d'évolution diagenétique; pour ces essais nous avons choisi les Grès de Neeroeteren et les Tonstein.

Ce choix nous est dicté par plusieurs raisons, dont voici les principales :

— Les grès du Namurien et du Westphalien ne nous sont pas encore suffisamment connus ni dans leur succession stratigraphique, ni dans leur extension géographique pour en dégager un « type » général ou régional.

— Les roches carbonatées présentent des phénomènes minéralogiques, chimiques et géochimiques trop complexes dans le cadre de cette publication.

— Par contre, les Tonstein sont suffisamment connus stratigraphiquement et en étendue latérale.

— D'autre part, les Grès de Neeroeteren, localisés en Campine Orientale, ne seront probablement jamais connus ailleurs et nous ne pouvons espérer disposer de matériel supplémentaire.

A mesure que nos études le permettent, nous nous efforcerons de dégager pour les grès et les roches carbonatées une évolution diagenétique stratigraphique et régionale.

a) *Les Grès de Neeroeteren.* — Nous avons déjà publié une étude sur les Grès de Neeroeteren (J. SCHEERE, 1962). Ceux-ci appartiennent stratigraphiquement à la partie la plus élevée du Westphalien C connue jusqu'ici, et rencontrés par les sondages nos 113 et 117 exécutés en Campine orientale. Rappelons qu'il s'agit d'une puissante série (150 m au sondage n° 117) de grès à grain fin (0,25 mm) et de grès à grain grossier (0,50 mm), blanchâtres, feldspathiques, à ciment kaolinique, dont la composition minéralogique moyenne est la suivante :

Grains détritiques de	
Quartz (+ quartzite et chert) et de schiste kaolinique ...	59
Feldspaths (orthose, microcline et albite)	24
Lamelles de muscovite	2
Masse de fond : kaolinite cryptocristalline ..	13
Carbonate (dolomite principalement) et silice	2
Matières charbonneuses	—

100

Il faut noter l'importance de la kaolinite d'une part et des feldspaths d'autre part.

Soulignons d'emblée que la kaolinite des grains détritiques de schiste kaolinique ne subit aucune cristallisation (voir p. 313).

La kaolinite de la masse de fond connaît par contre les cristallisations énumérées et illustrées au § 5.2 a, c'est-à-dire la naissance de rosettes partielles ou entières, de lamelles et vermicules, et fibres orientées perpendiculairement aux grains de quartz.

La kaolinite corrode les grains de quartz en pénétrant dans les grains sous sa forme cryptocristalline.

On constate dans toutes les lames minces des lamelles de muscovite intactes et des passages de celle-ci à l'hydromuscovite et de celle-ci à la kaolinite. Cette transformation de la muscovite en kaolinite s'accompagne d'un gonflement des lamelles souvent prononcé. En outre, aux extrémités kaoliniques des lamelles la masse de fond kaolinique s'est recristallisée, en continuité optique avec les lamelles de kaolinite; c'est dire qu'il y a accroissement frontal, latéral et inter-lamellaire de la muscovite-kaolinite aux dépens de la masse de fond (Pl. V et VI).

Les feldspaths s'altèrent en kaolinite (Pl. XV, fig. 1).

D'autre part, les feldspaths sont corrodés par la kaolinite de la masse de fond (Pl. XIII, fig. 3). La figure 1 de la planche III (*in* J. SCHEERE, 1962) est suggestive à ce sujet. La kaolinite a remplacé de part en part la partie centrale du feldspath. Dans la kaolinite de remplacement on remarque encore les clivages du feldspath. Il s'agit manifestement d'une corrosion partant de la masse de fond, et non d'une altération.

La silice de la masse de fond n'a pas la même effervescence diagenétique que la kaolinite. Elle forme des auréoles d'accroissement de quartz autour des grains détritiques de quartz et soude occasionnellement des grains entre eux. Dépouillés des auréoles, il apparaît que les grains de quartz étaient arrondis à l'origine. La silice peut former des plages microcristallines au sein de la kaolinite, et de temps à autre on remarque qu'elle pénètre en coin entre les plans de clivage de la muscovite ou de l'hydromuscovite, accentuant la déformation en éventail de ces minéraux.

Le carbonate (dolomite et/ou calcite) est peu représenté dans les grès supérieurs du sondage 113. Il est plus fréquent dans la masse de fond des grès du sondage 117. Ce carbonate cryptocristallin, légèrement teinté de brun, en mélange intime avec la kaolinite de la masse de fond, peut cristalliser en plages limpides microcristallines à cristallines, en rhomboèdres parfaits. Enfin, le carbonate corrode les grains de quartz et de feldspath (Pl. XIII, fig. 3).

Une chronologie précise de cette diagenèse n'est pas aisée à établir.

L'évolution de la muscovite semble débiter immédiatement après le dépôt, et ne s'arrêter qu'à la lithification complète de la roche; celles de la kaolinite cryptocristalline de la masse de fond et de la silice semblent se produire avec un peu de retard sur la muscovite; toutefois la roche est meuble.

L'altération des feldspaths n'est pas nécessairement une altération post-sédimentaire. Elle peut être antérieure au dépôt.

La cristallisation du carbonate est postérieure à celle de la kaolinite et de la silice. Le sédiment est à l'état intermédiaire entre meuble et lithifié.

La corrosion des grains de quartz et de feldspaths (tant par kaolinite que par carbonate) est postérieure à cette cristallisation. Le sédiment est déjà à l'état lithifié.

Du point de vue sédimentologie, nous pouvons déduire de ces observations que le matériel sédimentaire se composait initialement d'un **sable** (fin, grossier, graveleux) **feldspathique** composé de grains arrondis (0,7 à 0,9) de quartz et de schiste kaolinique, de grains de feldspaths potassiques et calcosodiques, de lamelles de muscovite, de quelques phyllites de minéraux d'argile (kaolinite et illite). Entre les grains de ce sable feldspathique ont circulé des solutions vraies sursaturées vis-à-vis du quartz qui ont pu assurer la croissance des grains de quartz, et suffisamment riches en carbonate pour assurer le dépôt de celui-ci comme ciment.

La kaolinite était-elle déjà détritique sous son facies crypto-cristallin ou encore en solution colloïdale au moment du dépôt ou résulte-t-elle d'une décomposition *in situ* de feldspaths ? Il nous semble que la présence de grains de schiste kaolinique indique la présence antérieure de kaolinite et nous permette de la considérer comme étant en grande partie détritique crypto-cristalline (boue kaolinique plus matières charbonneuses et humiques). Elle résulterait de ce fait d'une décomposition antérieure au dépôt de feldspaths potassiques. Ceci permettrait de croire que l'altération constatée des feldspaths est probablement antérieure au dépôt également. A la kaolinite de la masse de fond se sont ajoutées des solutions humiques, la teintant de brun, et facilitant les recristallisations mentionnées.

Si d'autre part nous tenons compte des surfaces d'érosion, des galets roulés, des galets mous, des alternances grès-conglomérats-schistes straticulés (J. SCHEERE, 1958, fig. 2), des stratifications entrecroisées (J. SCHEERE, 1958, p. 218), des tiges flottées et des débris charbonneux assez volumineux qui indiquent un transport par eaux fluviales assez rapides, il nous semble que les solutions siliceuses et carbonatées ne sont que partiellement le fait de ces eaux de transport, mais peuvent également provenir d'eaux de percolation ou de nappes qui ont une origine (ou en tout cas un enrichissement en sels dissous) ultérieure mais proche du moment du dépôt.

Les relations mutuelles quartz-carbonate sont à déduire des données que nous avons résumées en 10.1 et 10.2, ainsi que du fait que les Grès de Neeroeteren sont d'origine fluviale.

La plupart des eaux de rivières actuelles contiennent en solution vraie plus de 10 ppm de SiO_2 (R. SIEVER, 1957, p. 832; K. RANKAMA et TH. G. SAHAMA, 1952, p. 572), c'est-à-dire qu'elles sont sursaturées vis-à-vis du quartz. Ces mêmes eaux

sont également riches en solutions carbonatées. Une moyenne recalculée (K. RANKAMA et TH. G. SAHAMA, 1952, tabl. 6.8) donnerait ~ 70 ppm de $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, c'est-à-dire dans des conditions de température normale (17°), sous-saturées pour des $\text{pH} < 7,5$, saturées et ensuite sursaturées pour des pH augmentant à partir de 7,5 (C. W. CORRENS, 1950, fig. 1, p. 51).

Pour expliquer le dépôt à partir de ces eaux ou des eaux qui en sont le résultat synsédimentaire (infiltration, eaux de nappes, etc.) circulant entre les grains de quartz, on peut faire appel aux variations de pH .

La figure 9 adaptée de C. W. CORRENS (1950, p. 51) et K. B. KRAUSKOPF (1959, p. 10) ⁽¹⁾ montre que les sections I

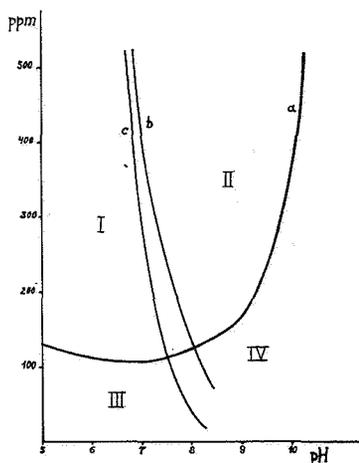


FIG. 9.

a : Silice dissoute (en ppm à température ordinaire).

b : Calcite dissoute (eau pure) (en ppm à température ordinaire).

c : Calcite dissoute (eau de mer) (en ppm à température ordinaire).

[D'après CORRENS (1950) et KRAUSKOPF (1959).]

et II sont favorables au dépôt de quartz. La croissance des grains de quartz est assurée; le carbonate reste en solution pour le secteur I. Le secteur II est favorable également au dépôt de calcite. La croissance des grains de quartz est assurée

(1) Faisons remarquer ici que la figure 9 donne la solubilité de la calcite et que dans nos roches il s'agit de dolomite. Le raisonnement suivi n'est donc valable qu'en tant qu'essai d'explication.

et simultanément il y a dépôt de carbonate. Ce cas a été observé dans les Grès de Neeroeteren (Pl. I, fig. 3) où le grain originel de quartz est séparé de la couronne d'accroissement par un fin chapelet de cristaux de carbonate. Dans ce cas il semble bien que l'activité bactérielle puisse libérer NH_3 en excès sur CO_2 et faire augmenter le pH (K. RANKAMA et TH. G. SAHAMA, 1952, p. 556).

Cette hypothèse — abstraction faite de la nature du carbonate — coïncide avec les conclusions tirées des observations faites au microscope : a) le milieu est sédimentaire ou synsédimentaire; b) la roche est meuble. Si en plus nous tenons compte du caractère lent du précipité de la silice, force nous est de conclure à des eaux synsédimentaires (nappe, infiltration lente, etc.).

On pourrait faire appel au secteur IV de la figure 9 pour expliquer la corrosion du quartz par le carbonate. Ici il faut faire remarquer que les observations microscopiques montrent une roche à l'état lithifié. On n'a pas d'observations concernant le pH des eaux éventuelles emprisonnées dans les pores mais il est probable que le pH est alcalin.

R. SIEVER (1959, pp. 76 et 77) tente une explication en faisant appel à la température. En supposant les eaux emprisonnées près de la saturation en CaCO_3 , et en supposant la pression partielle de CO_2 constante, si la température augmente par suite de l'enfouissement de plus en plus grand de la roche, la solubilité de la calcite décroît et celle du quartz augmente.

Cette hypothèse devrait évidemment encore expliquer la corrosion simultanée des feldspaths et de la kaolinite. Dans ce domaine, les données manquent totalement.

b) *Les Tonstein*. — La diagenèse des Tonstein a été traitée en détail au § 5.2 c. Il nous suffit donc d'en donner le schéma ci-après (p. 33).

Cette schématisation faite, il y a lieu de distinguer les types de Tonstein : les Kristall-Tonstein seront caractérisés par 1, 3, 4 et 5, tandis que les Graupen-Tonstein présenteront les phénomènes diagenétiques 2, 3, 4 et 5.

La chronologie de ces événements est relativement facile à saisir, à l'exception toutefois de celle des carbonates.

Toutes les formes de cristallisation de la kaolinite ont lieu lorsque la roche est encore à l'état meuble, de même que les passages de la muscovite à la kaolinite.

Schéma de la diagenèse des Tonstein.

1. Muscovite \rightarrow hydromuscovite \rightarrow kaolinite $\left\{ \begin{array}{l} \rightarrow \text{lamellaire} \\ \rightarrow ? \text{vermiculaire} \end{array} \right\} \left\{ \begin{array}{l} \text{néoformation} \\ \text{d'apatite} \end{array} \right. \rightarrow \text{corrosion} \begin{array}{c} \text{par} \\ \text{carbonate} \end{array} \rightarrow \text{néoformation} \begin{array}{c} \text{de} \\ \text{pyrite.} \end{array}$

2. Kaolinite cryptocristalline des Graupen \rightarrow kaolinite cristalline $\left\{ \begin{array}{l} \text{lamellaire.} \\ \text{vermiculaire,} \\ \text{diffuse.} \end{array} \right.$

3. Kaolinite cryptocristalline de la masse de fond \rightarrow plages de kaolinite cristalline \rightarrow apatite \rightarrow carbonate \rightarrow pyrite,
 \rightarrow rosettes ou 1/2 rosettes,
 \rightarrow ? vermicules,
 \rightarrow kaolinite fibreuse.

4. Kaolinite et illite phylliteuse de la masse de fond \rightarrow lamelles et ? vermicules de kaolinite.

5. Carbonate cryptocristallin \rightarrow cristallin : corrosion de $\left\{ \begin{array}{l} \text{kaolinite,} \\ \text{quartz.} \end{array} \right.$

6. Néoformation d'apatite \rightarrow corrosion de la kaolinite.

La cristallisation du carbonate (1^{er} temps) commence après la formation de cristaux lamellaires ou vermiculaires de la kaolinite, à un stade physique probablement intermédiaire entre l'état meuble et l'état lapidifié.

La corrosion du quartz et de la kaolinite par le carbonate est postérieure à la lithification (2^e temps).

Viennent ensuite la néoformation de l'apatite, et en dernier lieu celle de la pyrite.

Du point de vue sédimentologie, il y a lieu à nouveau de distinguer les deux types de Tonstein.

Les Kristall-Tonstein sont caractérisés au départ de la diagenèse observable au microscope, par un matériel sédimentaire composé d'une partie détritique importante :

- boues argileuses principalement kaoliniques abondantes,
- lamelles de muscovite et d'hydromuscovite,
- grains de quartz,
- matières organiques végétales (débris de tiges, pinnules, spores, etc.),

et d'une partie chimique peu importante :

- solutions de carbonate,
- solutions de phosphate,
- solutions humiques (et H₂S),
- solutions colloïdales kaoliniques.

Les Graupen-Tonstein sont caractérisés par une partie détritico-chimique importante :

- rares boues argileuses kaoliniques,
- rares à très rares grains de quartz,
- assez abondantes matières organiques

et d'une partie chimique importante, identique à celle donnée ci-dessus pour le Kristall-Tonstein, mais où les solutions kaoliniques jouent le rôle prépondérant. Ceci revient à dire que nous considérons les Graupen comme résultant de la cristallisation d'une solution ou d'un gel colloïdal (1).

(1) L'argument principal micrographique que nous invoquons en faveur de cette interprétation est l'imprégnation des Graupen, de même que la masse de fond, par les matières humiques. Dès que la kaolinite subit une recristallisation, elle devient limpide. Un deuxième argument est celui des grains kaoliniques (p. 313) (G. KULBICKI et G. MILLOT, 1960, p. 151).

Les dépôts sédimentaires, au départ de la diagenèse observable au microscope, des deux types de Tonstein sont donc différents en ce qui concerne la partie détritique. Pour les Kristall-Tonstein celle-ci ne diffère guère de celle ayant donné lieu aux roches houillères argileuses habituelles. Il est donc probable que les boues argileuses kaoliniques des Kristall-Tonstein étaient composées au moment du dépôt, d'illite et de kaolinite en proportions plus ou moins variables (voir p. 306) et qu'elles ont subi une kaolinisation presque totale par suite de l'acidité prononcée du milieu (tourbière à eaux douces). Les cristallisations vermiculaires et autres se sont produites assez rapidement après la kaolinisation d'après les mécanismes décrits aux pages 308, 309 et 310.

La partie détritique argileuse des Graupen-Tonstein est par contre pratiquement inexistante. Il faut en conclure qu'au moment de leur dépôt les conditions des bassins versants étaient différentes : le matériel de ceux-ci arrivait principalement — si pas exclusivement — sous forme de solutions dont la cristallisation a fourni les minéraux kaoliniques.

Ici également il semble bien que le milieu de sédimentation acide soit responsable de la kaolinite. Et dans les deux cas une longue période de stabilité tectonique est nécessaire pour qu'au même moment et sur des étendues latérales aussi considérables, cette kaolinisation puisse se faire (J. SCHEERE, 1958, p. 313).

Les cristallisations ultérieures des phosphates et des carbonates montrent une augmentation du pH au sein de la roche, mais ne fournissent pas d'indications au sujet du milieu de sédimentation, pas plus d'ailleurs que la cristallisation de la pyrite.

L'origine des boues et des solutions argileuses est, selon les auteurs, d'origine sédimentaire ou volcanique. Nous avons déjà conclu (J. SCHEERE, 1958) à une origine détritique pour les Tonstein des bassins houillers belges. Aux arguments énoncés s'ajoute le fait que la kaolinite des grès (masse de fond) peut présenter des cristallisations identiques (voir Pl. VI, VII et VIII) à celles de la kaolinite des Tonstein. Or nous ne croyons certainement pas pouvoir attribuer une origine volcanique aux grès houillers, ni même à leur masse de fond argileuse.

Diagenèse.

Antérieure au dépôt	Postérieure au dépôt	
	Pré-lithification (stade meuble)	Post-lithification (stade consolidé)
<p align="center">Quartzification</p> <p>—— ? —>></p> <p>—— Biotite —>—</p> <p>—— ? —>></p>	<p>Muscovite — hydromuscovite — kaolinite</p> <p>Muscovite + chlorite (+ pyrite ?)</p> <p>Kaolinite et ses cristallisations</p> <p>Chlorite de néoformation</p> <p>Feldspaths — altération</p>	<p>Néoformation apatite</p> <p>Cristallisation carbonates (2^e temps)</p> <p>Corrosion { quartz par carbonates feldspaths kaolinite (muscovite et chlorite)</p> <p>Néoformation de pyrite</p>

11. CONCLUSIONS.

D'après l'étude que nous présentons, il apparaît que la diagenèse a joué un rôle considérable au sein des roches houillères. Nous avons dit, en introduction, qu'en principe, il suffirait de dépouiller la roche telle qu'elle se présente actuellement de toutes les transformations diagenétiques subies pour connaître la roche au moment de son dépôt, et donc le milieu de sédimentation. Si ce principe est clair et simple, son application s'est heurtée à des difficultés insurmontables, comme en témoignent les hypothèses faites au sujet des Grès de Neroeteren et des Tonstein.

Les raisons en sont multiples :

- Il n'a pas été possible d'éliminer les minéraux néoformés avant le dépôt (altération des feldspaths, minéraux d'argile).
- Une chronologie relative des néoformations et transformations n'a pas été établie avec certitude (les transformations de la muscovite semblent débiter avant l'accroissement des grains de quartz et se terminer après).
- Toutefois il semble possible de dresser un inventaire des transformations et d'en situer le moment pré- ou postlithification. Ces observations sont groupées dans le tableau ci-avant. Il est sujet à des améliorations et nous espérons pouvoir les y apporter par les observations et critiques de nos collègues ainsi que par nos études ultérieures.

CENTRE NATIONAL DE GÉOLOGIE HOUILLÈRE.

BIBLIOGRAPHIE.

- ALIMEN, H., 1944, Roches gréseuses à ciment calcaire du Stampien. Étude pétrographique. (*Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 5^e série, vol. 44, pp. 307-329.)
- ALLEN, V. T., 1952, Petrographic relations in some typical bauxite and diasporic deposits. (*Bull. geol. Soc. Am.*, vol. 63, pp. 649-688.)
- CAROZZI, A. V., 1960, Microscopic sedimentary Petrography. John Wiley & Sons, New York and London.
- CAYEUX, L., 1929, Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Imprimerie Nationale, Paris.
- 1931, Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Imprimerie Nationale, Paris.

- CAYEUX, L., 1935, Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Masson & Cie, Paris.
- CORRENS, C. W., 1950, Zur Geochemie der Diagenese. (*Geoch. und Cosmochim. Acta*, vol. 1, pp. 49-54.)
- DAPPLES, E. C., 1962, Stages of diagenesis in the development of Sandstones. (*Bull. geol. Soc. Am.*, vol. 73, n° 8, pp. 913-934.)
- DEANS, T., 1934, The spherulitic Ironstones of West Yorkshire. (*Geol. Mag.*, vol. LXXI, pp. 49-65.)
- 1938, Francolite from sedimentary Ironstones of the Coal Measures. (*Miner. Mag.*, vol. XXV, pp. 135-139.)
- DUNBAR, C. O. and RODGERS, J., 1957, Principles of Stratigraphy. John Wiley & Sons, New York and London.
- ECKHARDT, F. J., 1958, Über Chlorite in Sedimenten. (*Geol. Jb.*, Hannover, Bd 75, S. 434-474.)
- ESCH, H., 1962, Zur Sedimentologie und Diagenese der Sandsteine und Schiefer-tone im Hangenden des Flözes P₂ (oberes Westfal B) in der Emscher-Mulde des Ruhrkarbons. (*Fortschr. Geol. Reinld. u. Westf.*, 3, 2, pp. 647-666.)
- GREENSMITH, J. T., 1957, Lithology, with particular reference to cementation, of Upper Carboniferous Sandstones in Northern Derbyshire, England. (*Journ. Sedim. Petr.*, vol. 57, n° 4, pp. 405-416.)
- GRIM, R. E., 1953, Clay Mineralogy. McGraw Hill, New York and London.
- HATCH, F. H., RASTALL, R. H. and BLACK, M., 1952, The Petrology of the sedimentary Rocks. Thomas Nurlly & Cy, London.
- HEALD, M. T., 1956, Cementation of Simpson and St-Peter Sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri. (*J. of Geology*, vol. 64, pp. 16-30.)
- INGERSON, E., 1962, Problems of the Geochemistry of sedimentary carbonate Rocks. (*Geoch. and Cosmochim. Acta*, vol. 26, pp. 815-847.)
- JUNG, J., 1958, Précis de Pétrographie. Masson & Cie, Paris.
- KASSONSKAJA, A. D. et CHOUROV, V. D., 1957, Essai d'analyse stadiale des roches terrigènes de la région géosynclinale. — Méthodes d'étude des roches sédimentaires. (*Ann. Serv. Inform. Géol. Bur. Recherches géol., géoph. et min.*, Paris, Traduction française [1958], pp. 267-283.)
- KRAUSKOPF, K. B., 1959, The geochemistry of silica in sedimentary environments. (*Soc. Econ. Paleont. and Miner. Tulsa*, Silica in Sediments, a Symposium, pp. 4-19.)
- KULBICKI, G., 1957, Constitution et genèse des sédiments argileux sidérolithiques et lacustres du Nord et du Nord-Est de l'Aquitaine. (*Sciences de la Terre*, t. IV [1956], nos 1 et 2, pp. 5-101.)
- KULBICKI, G. et MILLOT, G., 1960, L'évolution de la fraction argileuse des grès pétroliers cambro-siluriens du Sahara Central. (*Carte géol. Alsace-Lorraine*, pp. 147-156.)

- MASON, B., 1952, Principles of geochemistry. John Wiley & Sons, New York and London.)
- MILLOT, G., 1960, Silice, silex, silicifications et croissance des cristaux. (*Carte géol. Alsace-Lorraine*, pp. 129-146.)
- OELE, E., 1962, Diagenetic replacement of micas by carbonates. (*Leidse geol. Meded.*, vol. 26, pp. 115-120.)
- PETTLJOHN, F. J., 1957, Sedimentary Rocks. (2nd Ed.) Harper & Brothers, New York.
- RANKAMA, K. and SAHAMA, TH. G., 1952, Geochemistry. University Press, Chicago.
- RINNE, F., 1950, La science des roches. Librairie Lamarre, Paris. (Traduction L. Bertrand.)
- RUCHIN, L. B., 1958, Grundzüge der Lithologie. (*Akad. Verlag*, Berlin. [Traduction par A. Schüller.]
- SATYABVATA, R. and GAULT, H. R., 1961, Mineralogy of Jacksonburg (Middle Ordovician formation) in Eastern Pennsylvania and Western New Jersey. (*Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, vol. 45, n° 1, pp. 39-50.)
- SCHEEERE, J., 1954, Contribution à l'étude lithologique du terrain houiller de Belgique. Les roches stériles de la zone de Genk (Westphalien A supérieur) aux Charbonnages de Helchteren et Zolder (Campine). (*Vol. Jub. V. Van Straelen*, Bruxelles, vol. I, pp. 1-73, 22 fig., 9 pl.)
- 1955, Des intercalations à sphérolites dans les couches de houille. Modes d'occurrence et conditions de genèse. (*Publ. Ass. Étud. Paléont.*, Bruxelles, n° 21, pp. 345-356, 1 fig., 1 tabl., 2 pl.)
- 1956, Nouvelle contribution à l'étude des Tonstein du terrain houiller belge (avec une note palynologique de P. PIÉRART). (*Ibid.*, n° 26.)
- 1958, La pétrologie des Tonstein du Houiller belge. (*Bull. Soc. belge Géol., Pal. et Hydr.*, Bruxelles, t. LXVI, fasc. 3, pp. 300-316, 2 fig., 1 tabl., 1 pl.)
- 1959, La kaolinite du Houiller belge. (*Silicates industr.*, Bruxelles, t. XXIV, n° 10, pp. 475-483, 11 fig.)
- 1962, Contribution à la lithologie du Westphalien C supérieur de la Campine orientale (les sondages 110, 113, 117). (*Bull. Soc. belge Géol., Pal. et Hydr.*, Bruxelles, t. LXX, fasc. 2, pp. 214-238, 4 fig., 4 tabl., 4 pl.)
- SCHÜLLER, A., 1951, Zur Nomenklatur und Genese der Tonsteine. (*Neues Jahrb. Min., Monatsh.*, Stuttgart, Heft 5, S. 97-109.)
- SIEVER, R., 1957, The silica budget in the sedimentary cycle. (*Amer. Mineralogist*, vol. 42, pp. 821-841.)
- 1959, Petrology and geochemistry of silica cementation in some Pennsylvanian sandstones. (*Soc. Econ. Paleont. and Miner. Tulsa*, Silica in Sediments, a Symposium, pp. 55-79.)
- STRAKHOV, N. M., 1957, Stades de formation des roches sédimentaires. (*Ann. Serv. Inform. Géol. Bureau Recherches géol., géoph. et min.*, Paris, n° 35, Traduction française [1958], t. I, pp. 11-30.)

- TWENHOFEL, W. H., 1932, Treatise on sedimentation. (2nd Ed.) Williams & Wilkins Cy.
- URBAIN, P., 1959, La Terre. (*Encyclopédie de la Pléiade*, Paris.)
- VAN TASSEL, R., 1955, Étude pétrographique de quelques sidéroses à globules argileux du Westphalien belge. (*Publ. Ass. Étud. Paléont.*, Bruxelles, n° 21, pp. 361-379, 3 tabl., 2 pl.)
- VAN TASSEL, R. et SCHEERE, J., 1960, Contribution à la pétrologie des roches carbonatées du Westphalien belge. (*Bull. Soc. belge Géol., Pal. et Hydr.*, Bruxelles, t. LXIX, fasc. 2, pp. 234-276, 4 fig., 4 tabl.)

PLANCHE I

EXPLICATION DE LA PLANCHE I.

Quartz et Silice.

FIG. 1. — a = Nic. //; b = Nic. ×.

q = Grain de quartz arrondi avec couronne d'accroissement limpide à bords irréguliers.

c = Cristallisation en demi-rosette de la masse de fond siliceuse, qui garde son caractère « sale ».

p = Trois cubes de pyrite de néoformation.

Lame mince n° 2735 — 7/20-22.

FIG. 2. — Cristallisation en cercles concentriques de la silice de la masse de fond d'un grès.

Lame mince n° 1421 — Nic. ×.

FIG. 3. — Grain de quartz dont le contour initial est souligné par de petits cristaux de carbonate.

Couronne d'accroissement à faces cristallines.

Lame mince n° 2310 — 1/36 — Nic. ×.

FIG. 4. — Cristallisation en prismes emboîtés de la silice de la masse de fond d'un grès.

Lame mince n° 2030 — Nic. //.

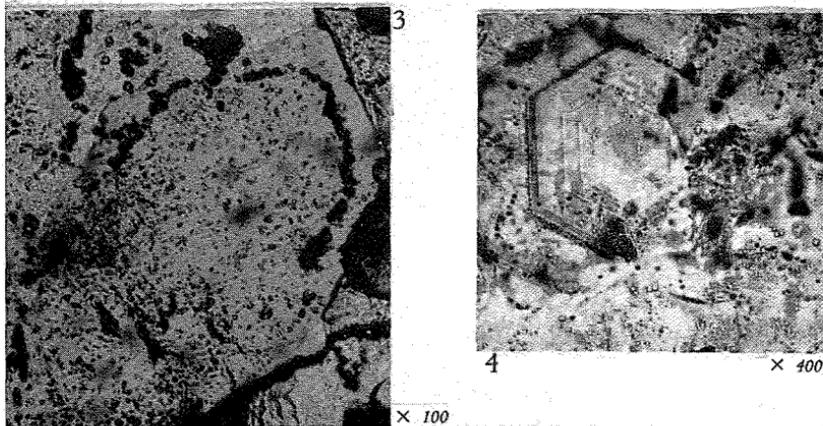
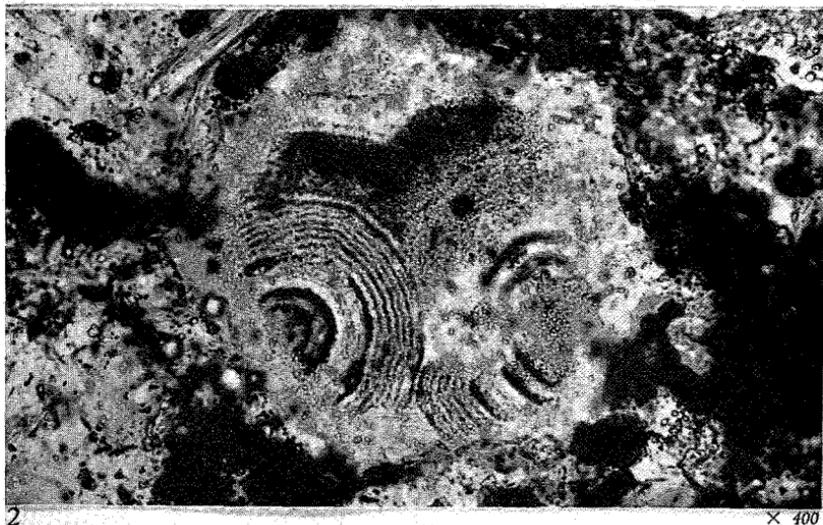
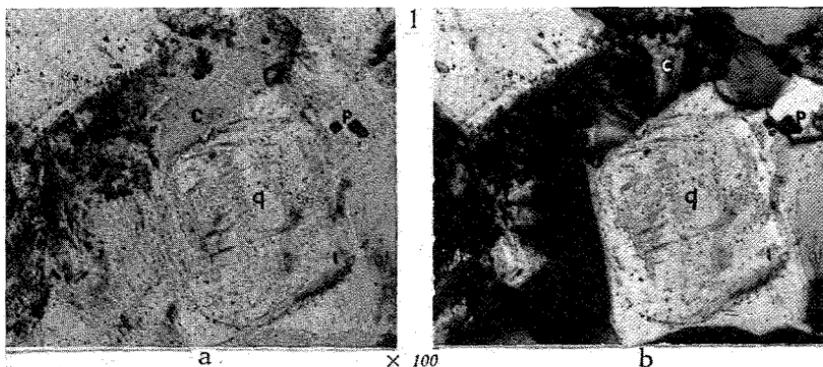


PLANCHE II

EXPLICATION DE LA PLANCHE II.

La silice des phtanites (cherts).

FIG. 1. — Cristallisation de silice cryptogrenue en demi-rosettes à structure concentrique.

Lame mince n° 2848 — 4/29 — Nic. ×.

FIG. 2. — Cristallisation de silice cryptogrenue en demi-oolithe.

Le grain noir (phtanite) est corrodé par le carbonate cristallin gris. La photo montre les bords SW et SE. Le bord N a été renforcé par nous.

Lame mince n° 2649 — 1/43 — Nic. ×.

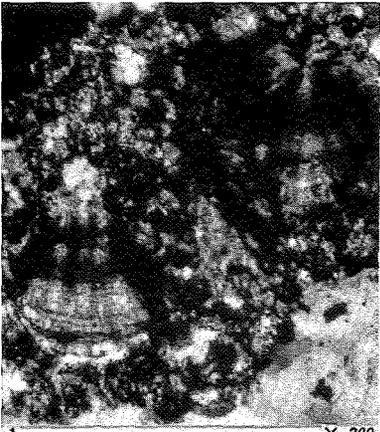
FIG. 3. — a = Nic. //; b = Nic. ×.

Cristallisation de silice cryptogrenue en demi-oolithe et en plages microcristallines.

Lame mince n° 2844 — 4/17.

FIG. 4. — Cristallisation de silice en fibres parallèles (p1) et perpendiculaires (p2) à une matière charbonneuse (noire).

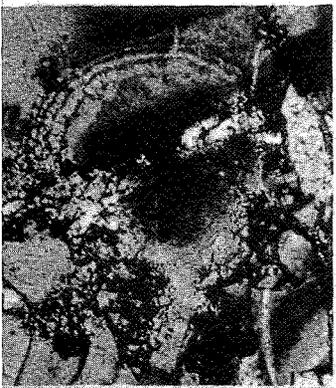
Lame mince n° 2861 — 4/45 — Nic. ×.



X 200

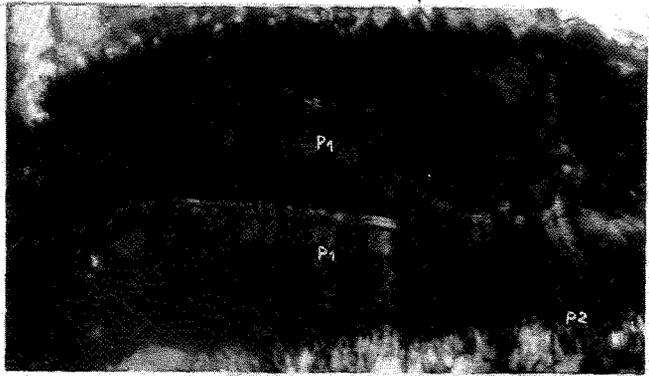
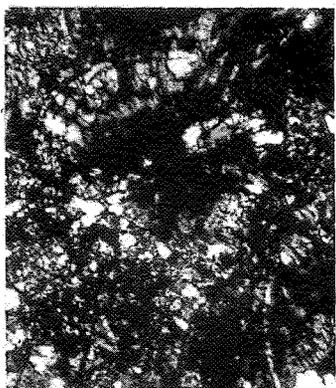


X 120



X 50

3



X 200

4

PLANCHE III

EXPLICATION DE LA PLANCHE III.

Cristallisation des carbonates.

FIG. 1. — a = Nic. //; b = Nic. ×.

Sphérolithes et oolithes diagénétiques de sidérite dans une masse de fond de kaolinite cryptocristalline.

A remarquer : a) la présence simultanée de sphérolithes sans noyau, avec noyau (sidérite cryptogrenue et matières végétales) et d'oolithes à structure concentrique et à croix noire; b) on peut observer la cristallisation microcristalline de la kaolinite par les plages plus claires en nicols //; k1 : kaolinite cryptocristalline; k2 : kaolinite microcristalline.

Lame mince n° 562 — 6/7.

FIG. 2. — a = Nic. //; b = Nic. ×.

Détail de la figure 1 montrant pour l'oolithe de droite :

a = un noyau en sidérite cryptogrenue en mélange avec une matière noire végétale,

b = une fine zone concentrique en carbonate microcristallin,

c = une fine zone concentrique noire,

d = une fine zone concentrique en carbonate microcristallin qui n'est terminée que pour le quartz SW,

e = une zone concentrique noire s'étendant un peu plus que d,

f = une zone plus puissante en carbonate cristallin, à moitié terminée,

g = une dernière enveloppe en carbonate cryptocristallin et fines matières noires

et pour la sphérolite de gauche, un noyau en kaolinite (k) cryptocristallin limpide, bordé d'une fine zone de sidérite (s) microcristalline.

Lame mince n° 562 — 6/13.

FIG. 3. — a = Nic. //; b = Nic. ×.

Même lame mince montrant en plus des grains de quartz détritique. Ces grains sont englobés par la croissance des sphérolithes et oolithes.

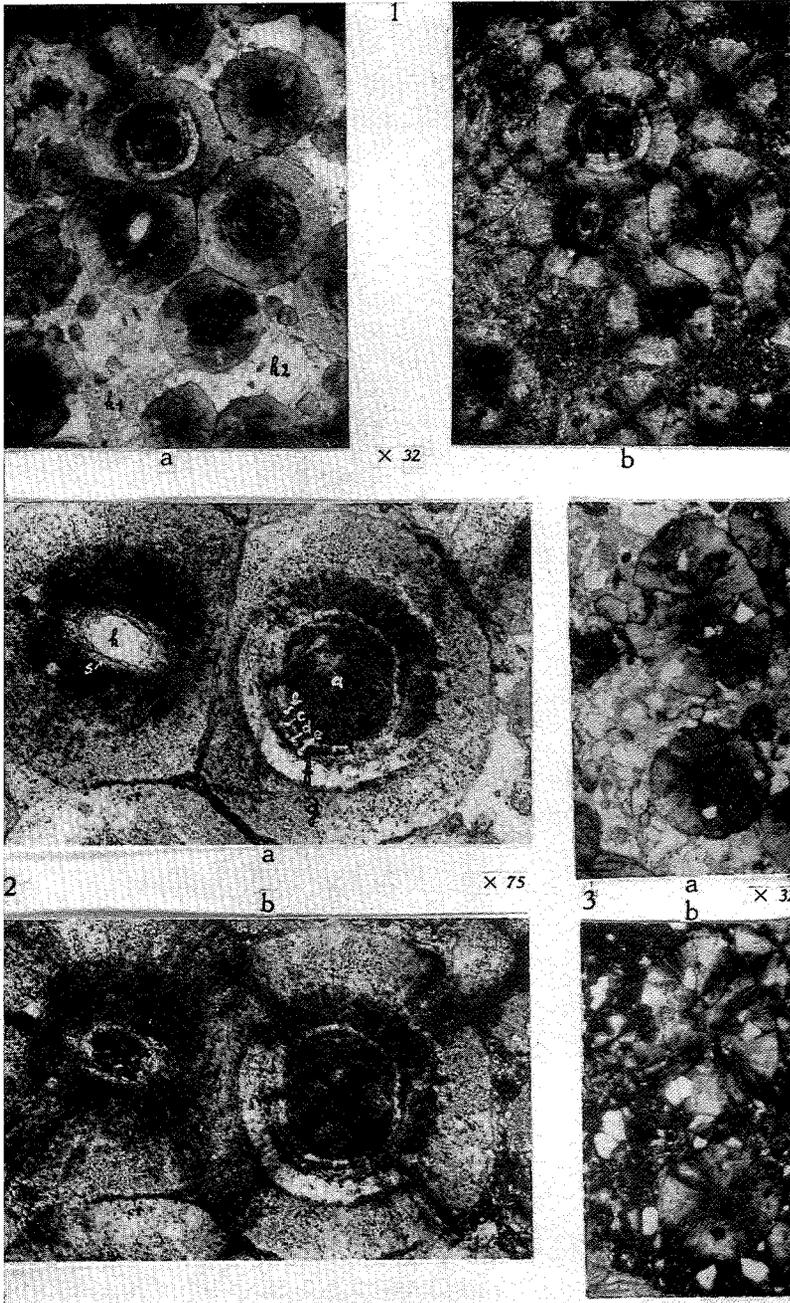


PLANCHE IV

EXPLICATION DE LA PLANCHE IV.

La muscovite.

FIG. 1. — Lamelle de muscovite passant latéralement à de l'hydromuscovite. Celle-ci passe à de la kaolinite cristalline. Ces phénomènes sont bien visibles à l'E de la lamelle, dont détail à la figure 2.

Lame mince n° 2110 — 3/37.

FIG. 2. — Détail de la figure 1.

Le bord plus clair de la lamelle est de l'hydromuscovite. On voit très bien les lamelles s'ouvrant par suite de la naissance de touffes de kaolinite. Cette cristallisation en rosettes s'est poursuivie dans la kaolinite qui à l'origine était crypto-cristalline. On voit encore celle-ci au N du coin N de la lamelle et au S du coin S'.

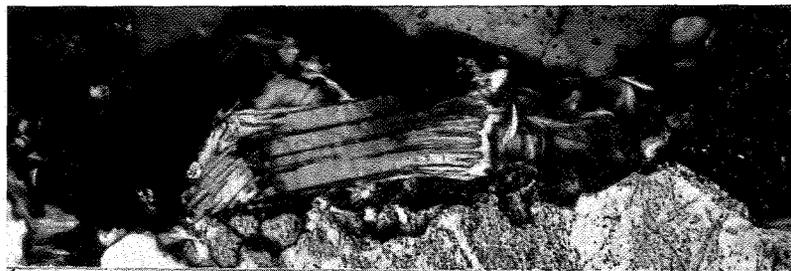
Lame mince n° 2110 — 3/39.

FIG. 3. — Hydromuscovite de néoformation aux deux extrémités de la lamelle de muscovite. Remarquer le gonflement de l'hydromuscovite.

Lame mince n° 2445 — 8/38.

FIG. 4. — Lamelle de muscovite (Mu) et kaolinite de recristallisation (k) à partir de la masse de fond cryptocristalline (kao).

Lame mince n° 2082 — 3/19.



1.

× 200



2.

× 560



3.

× 160



4.

× 200

PLANCHE V

EXPLICATION DE LA PLANCHE V.

La chlorite.

FIG. 1. — a = Nic. //; b = Nic. ×.

Entourant un grès de quartz (Q), lamelles de muscovite (Mu) à l'W et de chlorite (chlo) à l'E. Les deux se rejoignent vers le N. A remarquer l'effilochement de la partie N de la muscovite, qui devient de l'hydromuscovite. L'effilochement est le résultat du gonflement de l'hydromuscovite. A la pointe N de la muscovite se trouve une plage de kaolinite cryptocristalline indiquée par la flèche (fig. 1 b).

Lame mince n° 2495 — 6/61; 6/63.

FIG. 2. — Lamelles alternantes de chlorite à biréfringence brune (1^{er} ordre) et de chlorite à biréfringence bleu-violet et de quartz.

Pyrite en fine poussière allongée le long des clivages.

Les lamelles au NW pénètrent dans le grain de quartz.

Également pour la partie supérieure du SE.

Au SE inférieur la lamelle de chlorite est corrodée par le carbonate microcristallin. Celui-ci corrode également le quartz du coin SE.

Lame mince n° 2734 — 7/14 — Nic. //.

FIG. 3. — Grain de quartz Q1 entouré de phyllites de chlorite orientées perpendiculairement à ses bords. Entre les phyllites, de la silice d'accroissement.

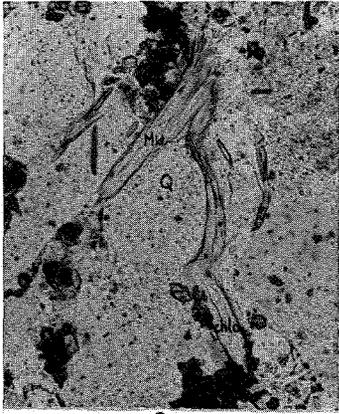
Les phyllites au SW sont emprisonnées dans la silice d'accroissement des deux grains Q1 et Q2. Le contour originel de Q2 est indiqué par les traits noirs interrompus. On voit au N du trait interrompu le trait rectiligne de la couronne d'accroissement de Q2.

Lame mince n° 2734 — 7/8.

FIG. 4. — Chlorite (sombre) et carbonate cristallin (clair) entre des grains de quartz Q. Le carbonate a cristallisé entre les clivages de la chlorite et en repousse les lamelles.

Par-ci par-là une fine lamelle de quartz (flèche), kaolinite en fibres orientées perpendiculairement aux bords d'un grain de quartz (k et flèche).

Lame mince n° 2482 — 2/54 — Nic. ×.



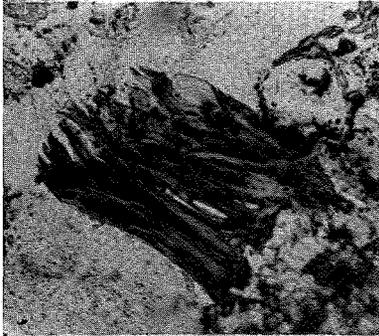
1



a

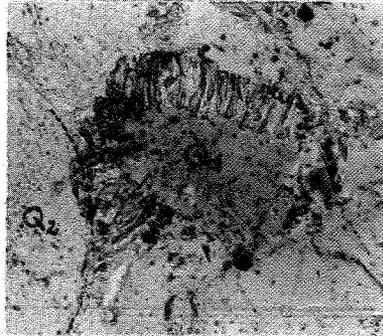
× 130

b



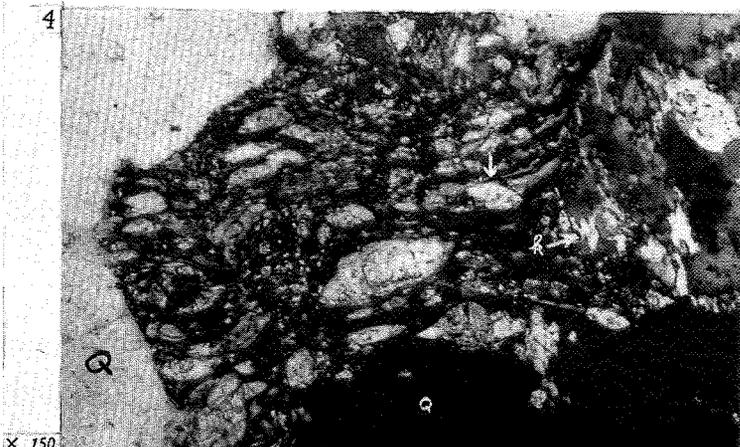
2

× 115



3

× 150



4

× 150

PLANCHE VI

EXPLICATION DE LA PLANCHE VI.

La kaolinite des grès.

FIG. 1. — Cristallisation en quart et demi-rosettes, en courtes lamelles arquées de la kaolinite au sein d'une mosaïque cryptocristalline encore visible au N et au S (indiquée par des flèches). Ici la kaolinite est la masse de fond d'un grès dont on voit les grains de quartz.

Lame mince n° 2086 — 3/25 — Nic. ×.

FIG. 2. — A l'W du grain de quartz (q), mêmes cristallisations que pour la figure 1. A l'E, lamelle de kaolinite dans laquelle au microscope on voit encore des feuillettes d'hydromuscovite (la photo ne montre pas la différence).

Lame mince n° 2110 — 3/33 — Nic. ×.

FIG. 3. — Cristallisation en lamelles vermiculaires de la kaolinite cryptocristalline de la masse de fond d'un grès. L'orientation des feuillettes est sensiblement perpendiculaire aux bords des grains de quartz.

Lame mince n° 2173 — 3/21 — Nic. ×.

FIG. 4. — Cristallisation vermiculaire de la kaolinite cryptocristalline (k) de la masse de fond d'un grès.

Lame mince n° 2080 — 3/23 — Nic. ×.

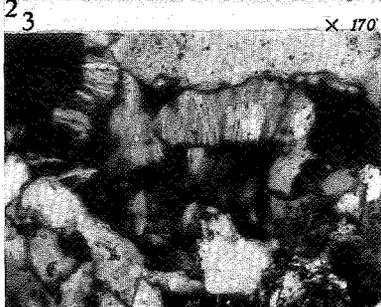
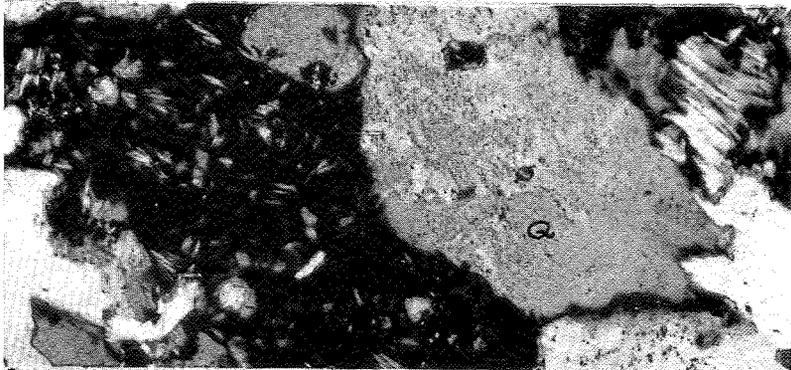


PLANCHE VII

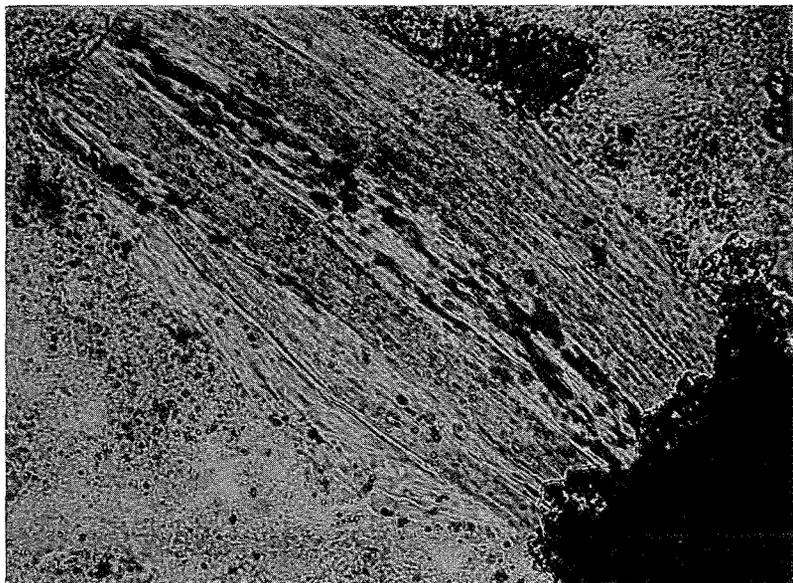
EXPLICATION DE LA PLANCHE VII.

La kaolinite des Tonstein (Kristall).

FIG. 1 et 2. — Nic. // et Nic. ×.

Masse de fond de kaolinite cryptocristalline (Cr).

- a = Lamelle d'hydromuscovite (Mu) et de kaolinite (K). A remarquer sur la photo en Nic. //, le long du côté SW, l'accroissement latéral kaolinique aux dépens de la masse de fond. Les parties sombres dans la bande K sont de fins cristaux de carbonate.
- b = Deux plages cryptocristallines de carbonate; celle du coin SE corrode nettement les lamelles d'hydromuscovite.
-



1

× 400

2



20 μ

PLANCHE VIII

EXPLICATION DE LA PLANCHE VIII.

La kaolinite des Tonstein (Kristall).

FIG. 1. — Masse de fond de kaolinite cryptocristalline.

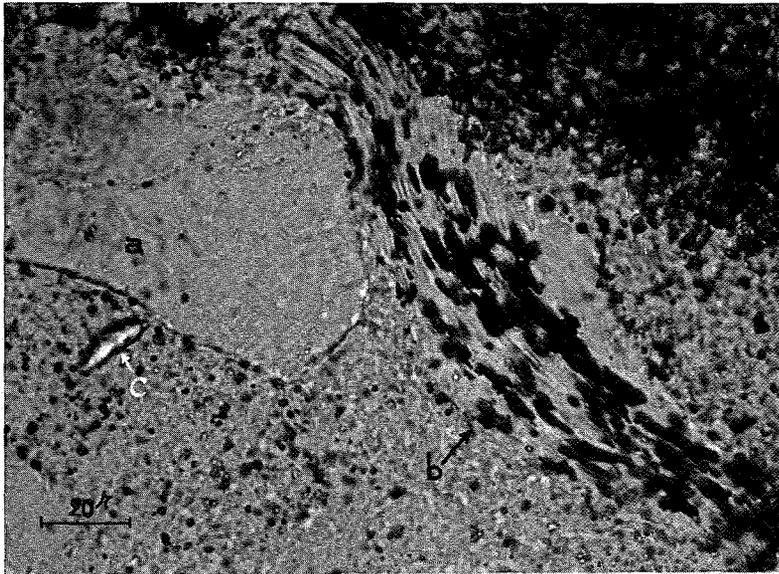
- a = Grain de kaolinite microcristalline (à remarquer que ce grain est plus limpide que la masse de fond).
- b = Lamelle de kaolinite formée à partir d'illite. Le gonflement a été partiellement freiné par le grain a.
- c = Cristal d'apatite prenant naissance dans la masse de fond kaolinique.

Lame mince n° 1847 — Nic. //.

FIG. 2. — Deux phyllites d'illite-kaolinite dans une masse de fond de kaolinite cryptocristalline.

La phyllite supérieure montre bien l'accroissement latéral kaolinique le long des deux grands côtés aux dépens de la masse de fond, et d'une façon saisissante l'inflexion des lamelles par suite de la cristallisation de la masse de fond le long du petit côté E.

Lame mince n° 1855 — Nic. //.



1

× 600

2

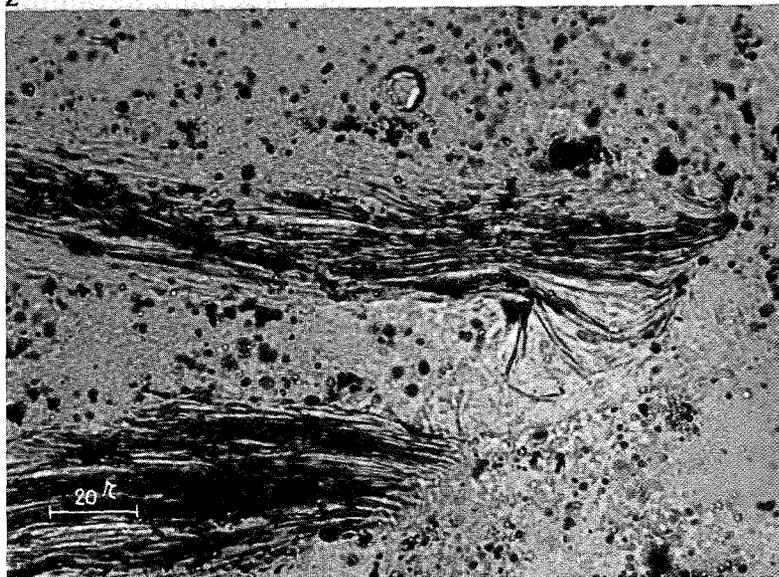


PLANCHE IX

EXPLICATION DE LA PLANCHE IX.

La kaolinite des Tonstein (Graupen).

FIG. 1. — a = Nic. //; b = Nic. ×.

« Graupen » de kaolinite, de dimensions diverses, dans une masse de fond kaolinique et charbonneuse.

La figure montre la différence entre un « Graupen » (a) non cristallisé et un « Graupen » (b) cristallisé en vermicules. A remarquer la cristallisation du carbonate (parties sombres dans b).

N.B. — La base du Tonstein est parallèle au côté gauche de la figure.

Lame mince n° 811 — 7/36.

FIG. 2. — Cristallisation lamellaire de la kaolinite d'un « Graupen ».

Clivages perpendiculaires à l'allongement. Le contour du « Graupen » est à peu près circulaire (tirets blancs faits par nous) et limité aux lamelles à gauche, à droite et en dessous. On distingue une partie du contour supérieur dont la couleur gris foncé contraste avec la couleur noire (charbonneuse) de la masse de fond.

Lame mince n° 799 — Nic. //.

FIG. 3. — Cristallisation diffuse de la kaolinite d'un « Graupen ».

Le trait délimitant le « Graupen » a été fait par nous.

Lame mince n° 578 — 7/30 — Nic. ×.

FIG. 4. — Cristallisation mi-circulaire et mi-diffuse de la kaolinite d'un « Graupen ».

Celui-ci est délimité par le trait noir (matière charbonneuse) visible surtout au N et à l'W. A remarquer que la cristallisation du grand vermicule a eu pour résultat un gonflement.

Lame mince n° 578 — 7/28 — Nic. ×.

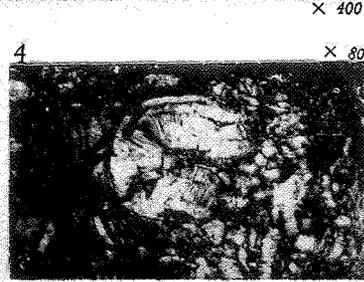
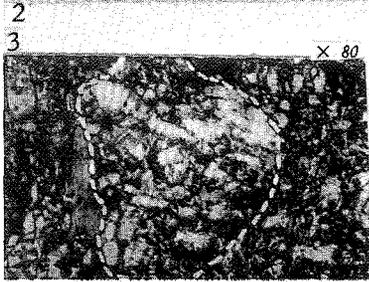
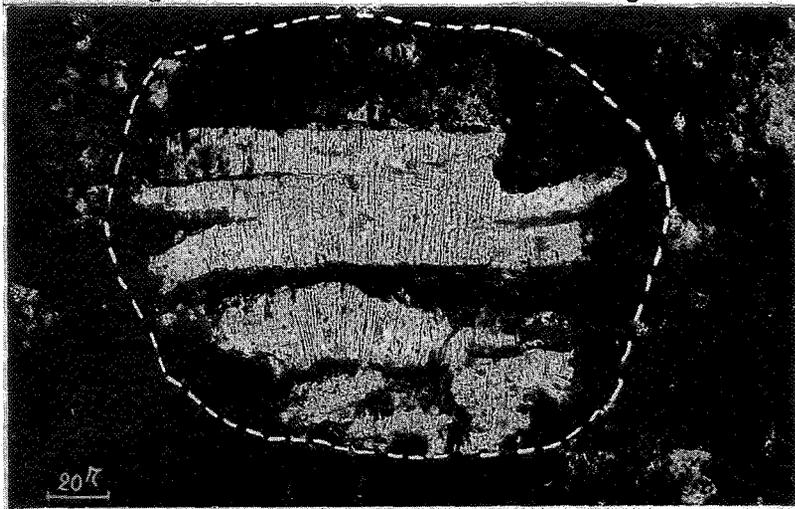
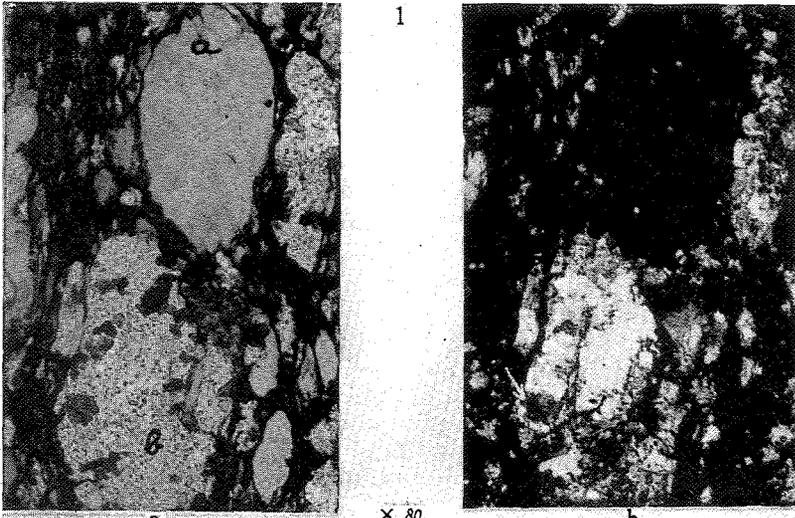


PLANCHE X

EXPLICATION DE LA PLANCHE X.

La kaolinite des Tonstein (masse de fond).

FIG. 1. — Cristallisation en demi-rosette (r) et en accroissement latéral et frontal (k) de la kaolinite cryptocristalline de la masse de fond d'un Tonstein.

Le gris clair pointillé : kaolinite cryptocristalline.

Les grains anguleux blancs : quartz.

Les plages foncées : carbonate microcristallin.

Lame mince n° 1847 — 8/60 — Nic. //.

FIG. 2. — a = Nic. //; b = Nic. ×.

Détail de la figure 1 montrant :

la kaolinite cryptocristalline k;

le départ de la cristallisation en demi-rosette r;

l'accroissement latéral et principalement frontal de la phyllite (flèches);

la corrosion de la rosette inférieure par le carbonate (côté E, plage blanche du Nic. ×).

FIG. 3. — Accroissement frontal (au NE et au SE) d'une lamelle de kaolinite aux dépens de la kaolinite cryptocristalline de la masse de fond. Les quatre phyllites à relief plus prononcé sont des phyllites d'illite.

Lame mince n° 1847 — 8/56 — Nic. ×.

FIG. 4. — Idem que figure 3. Il y a accroissement au NE. La plage entourée d'un trait est de la kaolinite en voie de cristallisation.

Lame mince n° 1795 — Nic. //.

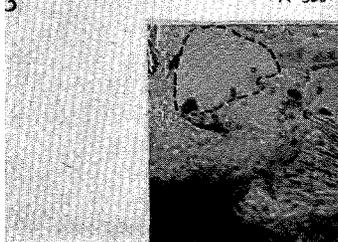
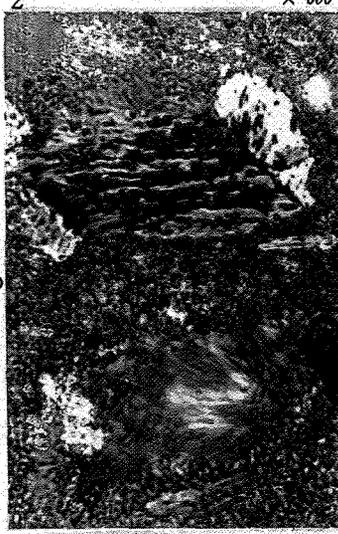
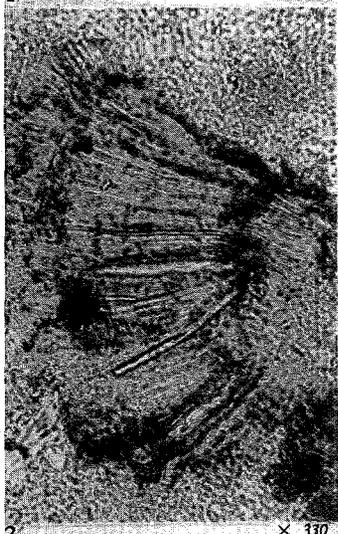
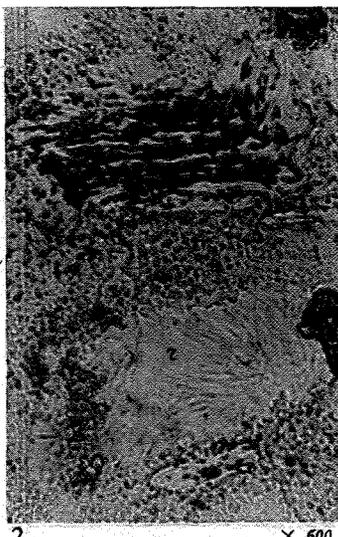
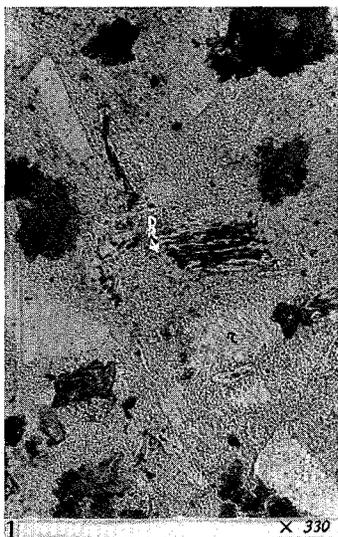


PLANCHE XI

EXPLICATION DE LA PLANCHE XI.

Corrosion par les carbonates.

FIG. 1. — Grain de quartz q corrodé extérieurement par de la calcite largement cristalline c. Dents de scie au SW; golfe au NE.

Lame mince n° 2649 — 1/45 — Nic. ×.

FIG. 2. — Grain de quartz avec golfe de corrosion par de la calcite largement cristalline. Le contour N et E du grain de quartz est renforcé en noir.

Même lame mince que figure 1 — Nic. ×.

FIG. 3. — Corrosion extérieure et intérieure d'un grain de quartz par de la dolomite microcristalline.

Lame mince n° 2301 — 1/38 — Nic. ×.

FIG. 4. — Du grain de quartz au milieu il ne reste que quelques îlots (en extinction sur la figure). Presque tout le grain a été remplacé par la calcite. Les contours noirs ont été tracés par nous.

Même lame mince que figures 1 et 2 — Nic. ×.

FIG. 5. — Corrosion simultanée d'un grain de quartz q et d'un grain de feldspath f par de la dolomite cristalline.

Lame mince n° 2230 — 1/16 — Nic. ×.

FIG. 6. — Corrosion d'un grain de quartz q par de la calcite maclée. La corrosion est post-couronne d'accroissement.

Lame mince n° 2645 — 2/8 — Nic. ×.

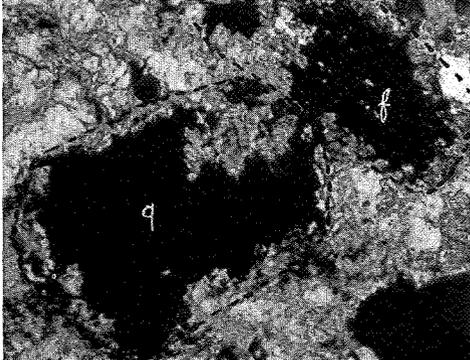
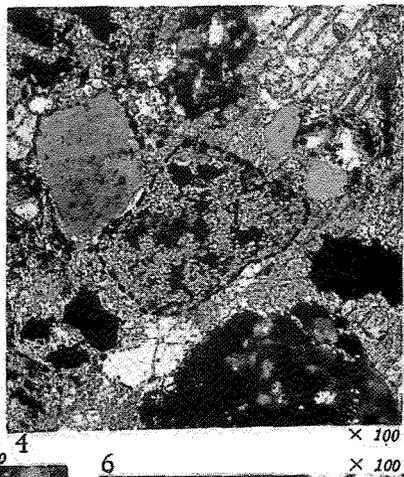
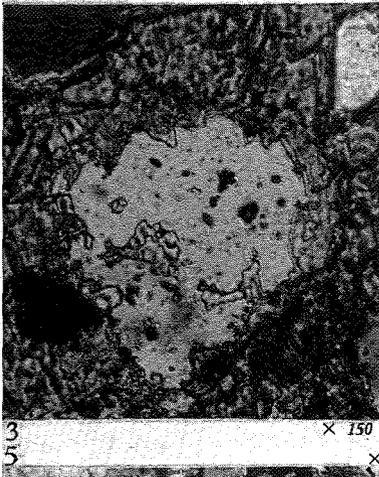
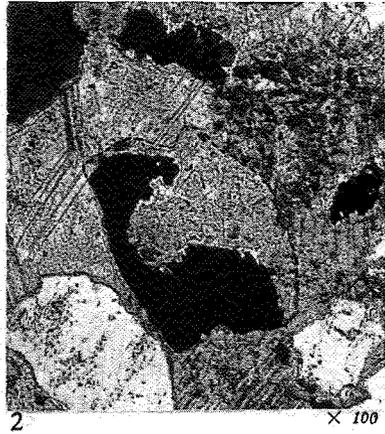
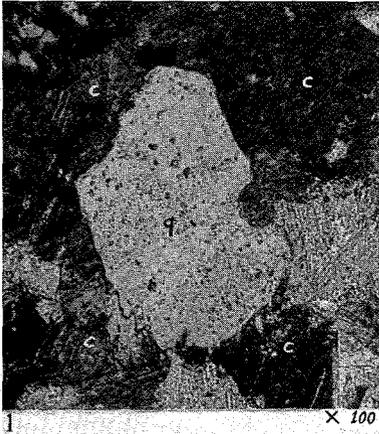


PLANCHE XII

EXPLICATION DE LA PLANCHE XII.

Corrosion par les carbonates.

FIG. 1. — a = Nic. //; b = Nic. ×.

Grain de chert (phtanite) corrodé aux bords par de la calcite largement cristalline. La calcite de remplacement est microcristalline.

Remarquer les golfes des bords W, N et S.

Lame mince n° 2649 — 1/50; 1/52.

FIG. 2. — Deux grains de chert (phtanite) c_1 et c_2 .

c_1 est partiellement corrodé par de la calcite largement cristalline; c_2 est presque totalement remplacé. La calcite de remplacement est microcristalline.

Lame mince n° 2649 — 1/54 — Nic. ×.

FIG. 3. — Grain de chert fibroradié limité par trait interrompu, corrodé par de la calcite cristalline c.

Lame mince n° 2649 — 1/12 — Nic. ×.

FIG. 4. — Carbonate (? calcite) de remplissage de vide intergranulaire v.

Lame mince n° 2110 — 1/12 — Nic. ×.

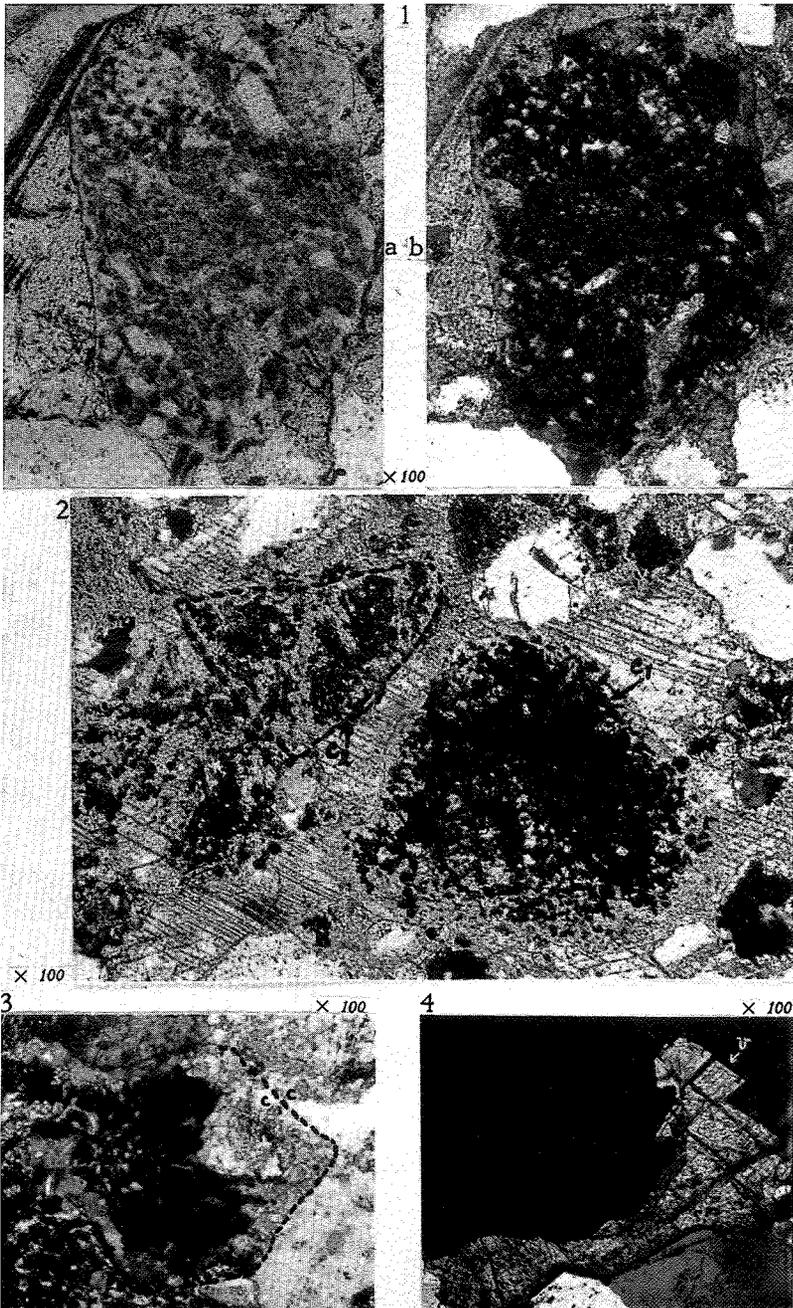


PLANCHE XIII

EXPLICATION DE LA PLANCHE XIII.

Corrosion par les carbonates.

FIG. 1. — Corrosion d'un feldspath (bords E et W en traits interrompus).

La corrosion procède par l'W et par l'E.

Une direction de clivage du carbonate c_1 correspond à une direction de clivage du feldspath. Le carbonate c_2 est orienté différemment.

A remarquer que le grain de quartzite au bord W de la photo est corrodé, de même que la pointe N du grain de chert coupé par le bord S.

Lame mince n° 2642 — 2/44 — Nic. ×.

FIG. 2. — Corrosion d'un feldspath non maclé par de la calcite maclée.

Le trait interrompu délimite la partie inférieure du feldspath.

Les îlots noirs à l'intérieur du trait sont les restes du feldspath mis en extinction entre Nic. ×.

Il faut remarquer qu'à l'E les macles de la calcite se continuent de part et d'autre du contour du feldspath.

Lame mince n° 2642 — 2/50 — Nic. ×.

FIG. 3. — Corrosion simultanée d'une orthose à clivages par *a*) de la calcite (blanche); *b*) de la kaolinite cryptocristalline (noire et marquée *k*).

Il faut remarquer que dans la kaolinite prennent naissance des rhomboèdres de calcite.

Lame mince n° 2112 — 2/18 — Nic. ×.

FIG. 4. — Corrosion d'un feldspath non maclé à clivages (partie sombre entre les traits blancs) par carbonate plus clair cristallin.

Lame mince n° 2483 — 2/36 — Nic. ×.

FIG. 5. — Corrosion d'un feldspath maclé par de la calcite cristalline (blanche).

A remarquer également que la calcite a corrodé les grains de quartz :

en arêtes droites pour les grains q_1 et q_2 ,

en angles rentrants pour le grain q_3 .

Lame mince n° 2642 — 2/58 — Nic. ×.

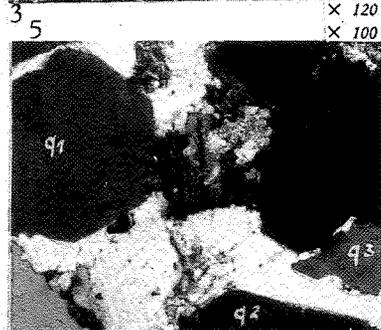
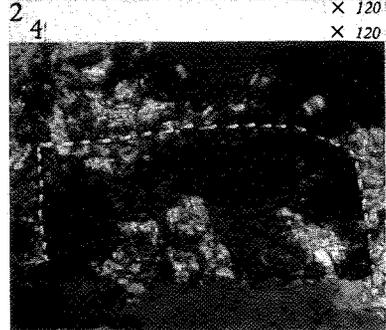
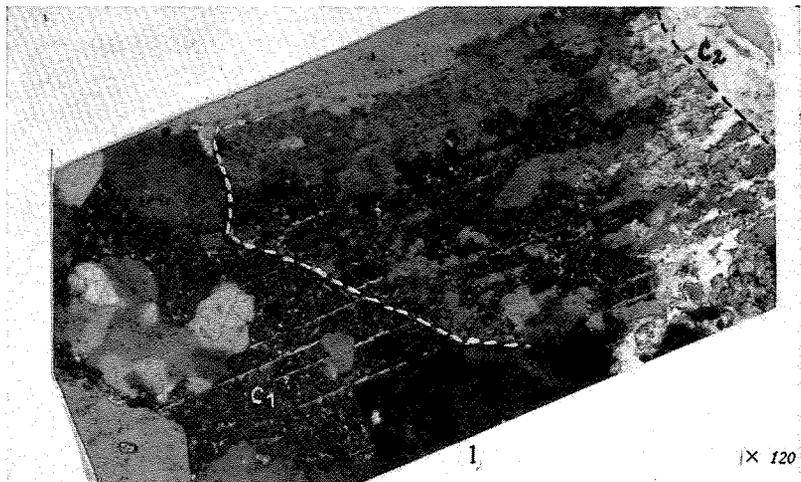


PLANCHE XIV

EXPLICATION DE LA PLANCHE XIV.

Corrosion par les carbonates et la kaolinite.

FIG. 1. — Masse de fond de kaolinite cryptocristalline et plages de carbonate.

- a = Grain de kaolinite microcristalline plus limpide que la masse de fond.
- b = Substitution presque complète de la kaolinite par du carbonate. Seul un îlot de kaolinite subsiste au centre à l'endroit du b. A remarquer que a et b ont mêmes dimensions.
- c = Lamelle de kaolinite formée à partir d'une phyllite d'illite. Le gonflement se remarque à droite. A gauche, il a été freiné par le grain b.

Lame mince n° 1855 — Nic. //.

FIG. 2. — Masse de fond de kaolinite cryptocristalline (k) et plages de carbonate microcristallin (c).

En diagonale, un grain de quartz dont la moitié inférieure et le sommet supérieur sont remplacés par du carbonate. Le long du côté supérieur, il y a également corrosion du quartz par la kaolinite de la masse de fond (flèche).

Lame mince n° 1858 — Nic. //.

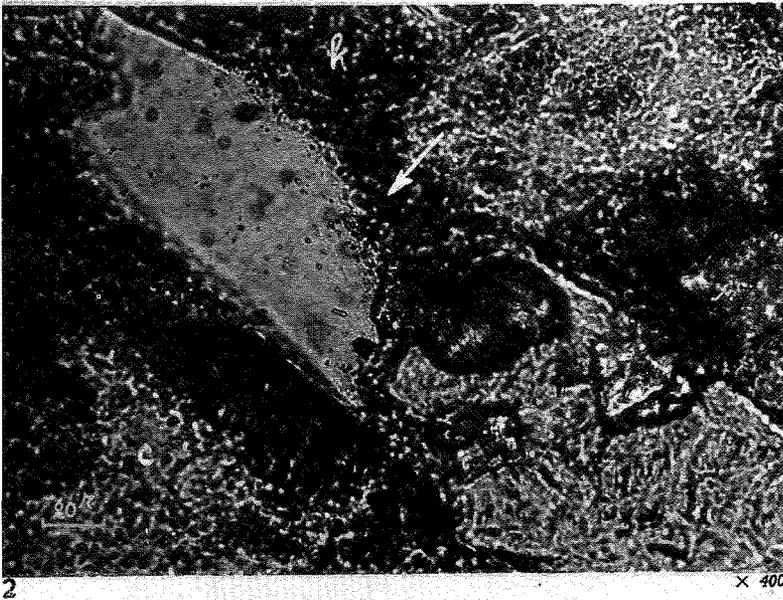
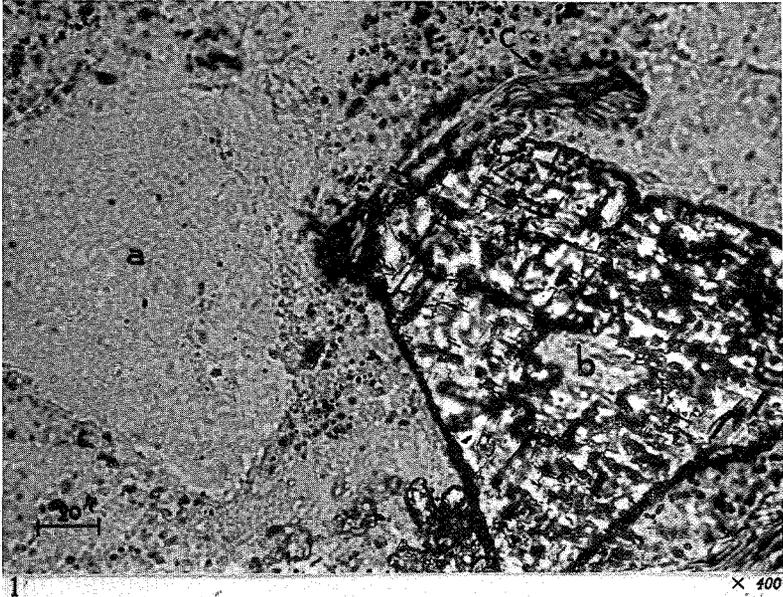


PLANCHE XV

EXPLICATION DE LA PLANCHE XV.

Altération des feldspaths.

FIG. 1. — Feldspath sans macles (à clivages) partiellement altéré en kaolinite cryptocristalline. Cette kaolinite (K) d'altération est différente de la kaolinite de la masse de fond.

Lame mince n° 2503 — 2/22 — Nic. ×.

FIG. 2. — Feldspath altéré presque entièrement en kaolinite et illite (muscovite). L'illite est alignée parallèlement aux macles.

Lame mince n° 2119 — 2/70 — Nic. ×.

FIG. 3. — Feldspath entièrement altéré en kaolinite. Seuls les plans de clivage (ou de macle) sont encore visibles (côtés N et E indiqués par traits interrompus).

Lame mince n° 2488 — 2/32 — Nic. ×.

FIG. 4. — Altération d'un feldspath à clivages en illite (muscovite), kaolinite et carbonate cryptogrenu.

Lame mince n° 2642 — 2/46 — Nic. ×.

FIG. 5. — Couronne d'altération de calcite cristalline d'un feldspath f sans macles (en extinction). Formation de rhomboèdres de calcite à l'intérieur du feldspath.

Lame mince n° 2490 — 2/28 — Nic. ×.

FIG. 6. — Altération d'un feldspath en carbonate (calcite probablement).

Lame mince n° 2734 — 7/12 — Nic. ×.

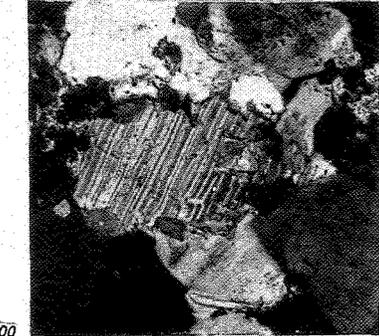
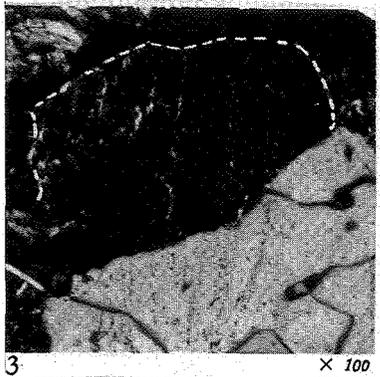


PLANCHE XVI

EXPLICATION DE LA PLANCHE XVI.

FIG. 1. — Corrosion généralisée par de la calcite cristalline c.

Du grain de quartz q délimité à gauche il ne reste que quelques flots sombres (de même orientation optique).

Du plagioclase de droite, il ne reste environ qu'un tiers formé par des flots de même orientation optique; il s'agit bien de corrosion.

A remarquer la corrosion du grain de quartzite dans le coin NE.

Lame mince n° 2649 — 1/20 — Nic. ×.

FIG. 2. — Néof ormation d'apatite sur un vermicule de kaolinite.

L'apatite est de couleur très claire; les flèches blanches l'indiquent.

Lame mince n° 3068 — 8/52 — Nic. //.

FIG. 3. — Déformation mécanique d'un feldspath.

Néof ormation de rhomboèdres de carbonate.

Lame mince n° 2488 — 1/34 — Nic. ×.

FIG. 4. — Vermicule de kaolinite dans un « Graupen ».

Substitution de la kaolinite entre clivages par de l'apatite (couleur très claire). La double flèche l'indique pour un endroit.

Lame mince n° 812 — Nic. //.

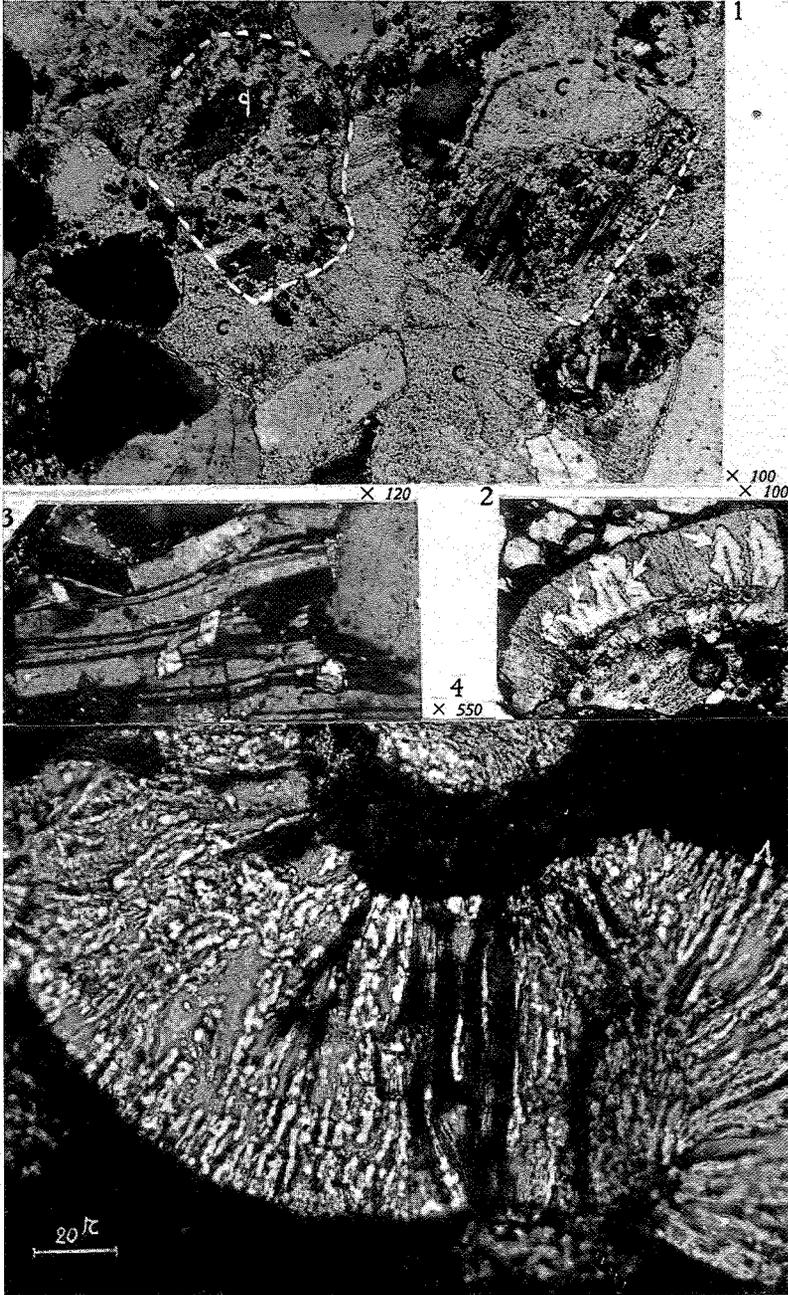


PLANCHE XVII

EXPLICATION DE LA PLANCHE XVII.

Toutes les figures proviennent de la lame mince n° 546;
toutes ont même agrandissement = $\times 80$; Nic. //.

FIG. 1. — a = Sphérule de kaolinite blanche, avec bâtonnets d'apatite légèrement plus foncés, dans sidérite cristalline foncée. Légère corrosion du bord S par la sidérite, indiquée par la flèche blanche.

A remarquer que la flèche montre l'apatite substituée par de la sidérite.

8/20.

b = Corrosion plus prononcée.

8/12.

c = Sphérule complètement transformée en sidérite.

8/6.

FIG. 2. — a = Légère corrosion par le bord extérieur de la sphérule.

8/12.

b = Corrosion plus prononcée.

8/10.

c = Substitution presque complète.

8/6

FIG. 3. — Substitution de la kaolinite par rhomboèdres de calcite.

8/2.

FIG. 4. — Substitution complète d'une sphérule par de la calcite dont la cristallisation différentielle a donné lieu à une amorce de texture concentrique.

8/28.

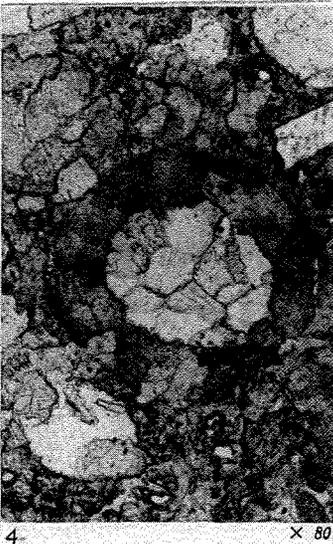
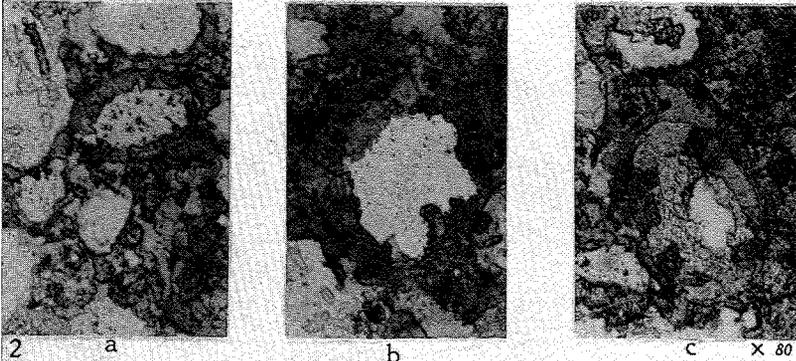
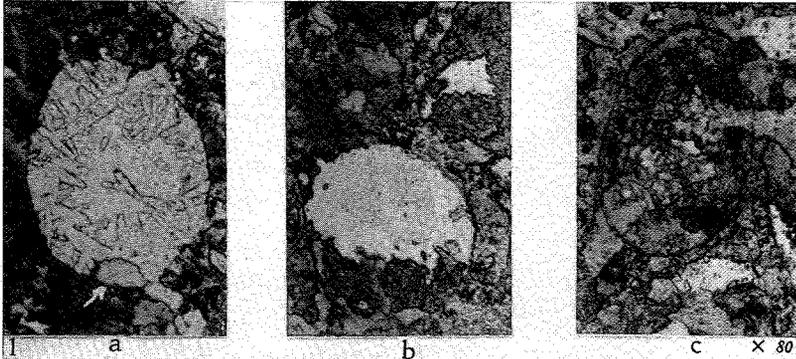


PLANCHE XVIII

EXPLICATION DE LA PLANCHE XVIII.

La pyrite.

FIG. 1. — Carbonate (sidérite) microcristallin remplacé par de la pyrite (noire).

Lame mince n° 2552 — 8/19 — Nic. //.

FIG. 2. — Dans la même lame que ci-dessus, remplacement de la kaolinite cryptocristalline (k) par de la pyrite (noire). Une partie de la sidérite (S) est remplacée également (flèche blanche).

Nic. ×.

FIG. 3. — a = Nic. //; b = Nic. +.

Pyrite (noire) remplaçant les grains de quartz et le ciment quartzeux d'un quartzite.

Lame mince n° 2315 — 8/3 — Nic. ×.

FIG. 4. — Sphérule de kaolinite cryptocristalline (k) remplacée par un cristal hexagonal de pyrite au centre et des amalgames de cubes au bord. Carbonate cryptocristallin (c).

Lame mince n° B 308 — 8/50 — Nic. //.

FIG. 5. — Quartz fibroradié remplacé par des cristaux de pyrite.

Lame mince n° 2848 — 4/17 — Nic. ×.

