

# SILICITES LITÉES DE BLATON (BELGIQUE) ET DE L'INZECCA (CORSE). COMPARAISON ET CONSIDÉRATIONS.

J. SCHEERE et E. LAURENT(\*)

Ecole royale militaire

**RÉSUMÉ** L'étude comparative de deux types de silicites (radiolarites) litées, dont les milieux de sédimentation sont nettement opposés, fait apparaître de grandes similitudes et des différences mineures.

Les conditions actuelles pour l'accumulation de débris d'organismes siliceux en milieu marin sont intimement liées à un upwelling. Il en était de même pour les silicites anciennes. L'opale biogénique et la silice dissoute des eaux interstitielles évoluent par diagenèse vers le quartz.

Les silicites du type Blaton sont formées en eaux marines peu profondes, au stade final de l'évolution d'un géosynclinal, par upwelling résultant de l'action de vents, tandis que les silicites type Inzecca, sont formées par upwelling dû à la circulation de masses d'eaux profondes. Ces silicites sont transportées par une plaque tectonique et constituent avec celle-ci un ensemble ophiolitique. A l'endroit où la plaque s'enfonce dans le manteau, se produit la première manifestation géosynclinale.

**ABSTRACT** A comparative study of two types of bedded silicites (radiolarites) with opposing depositional environment shows considerable analogies and minor differences.

Present-day accumulation of marine siliceous organisms is strongly dependant upon upwelling. This should apply to older silicites as well. The biogenic opal and the dissolved silica of the interstitial waters become quartz through diagenesis. The Blaton-silicites originated in a shallow sea during the final stage of the evolution of a geosyncline, through upwelling due to wind action. The Inzecca-silicites were originated by the upwelling of deep ocean currents. They were transported by sea-floor expansion, and constitute with the tectonic plate a complete ophiolite-suite. The consuming plate is the start of geosyncline activity.

## 1. INTRODUCTION.

Au cours d'une étude des silicites litées de Blaton, Hainaut, (FIEGE, SCHEERE, VAN TASSEL 1967), le présent auteur a eu l'occasion d'échantillonner en Corse une série de roches similaires. Ces dernières étant associées à des épanchements volcaniques (ophiolites), les premières ne l'étant pas, et les controverses au sujet de leur origine — volcanique ou pas — étant nombreuses, il était intéressant d'établir une comparaison entre les deux.

Du point de vue de la terminologie, il importe de signaler qu'il existe en langue française et allemande un nombre considérable de termes pour désigner les roches siliceuses non détritiques alors que paradoxalement il n'y a pas de terme d'ensemble. (1) Il arrive fréquemment que différents auteurs emploient un même terme pour désigner des roches différentes, ou qu'une même roche soit désignée par des noms différents. FIEGE, SCHEERE et VAN TASSEL (1967) confrontés

(\*) Ont collaboré aux levés de terrain en Corse  
M.M. HERBOSCH, A. et VERTOMMEN, J.

(1) JUNG (1963, p. 123) englobe lydienes, jaspes, phtanites dans une catégorie: les silicoïdes.

avec cette confusion ont adopté le terme *SILICITE* proposé par TEODOROVITCH (1958, p. 6) pour désigner les roches sédimentaires constituées principalement de silice libre (quartz) ou hydratée (opale), compte non tenu du quartz détritique. Ce terme a le mérite d'éliminer toute ambiguïté pour le géologue de terrain, qui pourra distinguer des silicites litées (bedded cherts) et des silicites noduleuses (nodular cherts). Les examens micrographique, roentgenographique et chimique permettent une détermination qualitative et quantitative des différents constituants minéralogiques, ainsi que, si possible celle des fossiles. A l'aide de ces données, la roche est déterminée, et une classification plus poussée avec nomenclature des subdivisions telle celle de TEODOROVITCH (1958) peut être employée, mais elle s'avère compliquée.

## 2. LES SILICITES LITÉES DE BLATON (BELGIQUE).

FIEGE, SCHEERE et VAN TASSEL (1967) ont décrit et analysé d'une façon détaillée la coupe de la tranchée creusée à travers le Mont des Groseilliers à Blaton. Cette coupe a permis de suivre, entre les calcaires du Viséen supérieur et les schistes, grès et la première veine de houille du Namurien inférieur une puissante (~ 110 m) succession de silicites. (1)

Le passage des calcaires viséens aux silicites se fait progressivement, sur environ 25 m; les calcaires se chargent d'abord de quartz cryptogrenu, ensuite les silicites en bancs alternent avec les calcaires, et finalement il n'y a plus que des silicites.

Vers le sommet, le passage des silicites aux roches 'normales' du Namurien se fait par disparition progressive, sur une quarantaine de mètres, de la silice cryptogrenue, par augmentation du quartz détritique, de la fraction argileuse et/ou carbonatée.

Les silicites se présentent en bancs réguliers,

de 2 à 60 cm, en alternance avec des silicites argileuses en bancs plus minces. L'ensemble des roches est de couleur gris foncé à noire. Quelques bancs présentent une straticulation fine (mm), alternativement claire et foncée. La couleur foncée est le fait du carbone d'origine organique, celui-ci pouvant atteindre jusque 5 % en poids de la roche (SCHEERE et VAN TASSEL, 1967 p. 764).

L'ensemble des silicites comprend des bancs (4 à 10 cm) de *phosphorites* (SCHEERE et VAN TASSEL, 1969).

Des concrétions de silice, de pyrite, d'*apatite* et de *crandallite* (celle-ci est secondaire) sont présentes.

Au microscope, les silicites se caractérisent essentiellement par du quartz cryptogrenu (2  $\mu$ ) teinté par des matières carbonées. En proportions variables d'une silicite à l'autre, on note: 1) des sphérules limpides, de dimensions variant entre 70 et 270  $\mu$ , composées de quartz cryptogrenu (3  $\mu$ ), microgrenu (20  $\mu$ ) à cristallin (50  $\mu$ ) et parfois fibroradié; 2) des spicules ('bagues') en quartz cryptogrenu à cristallin, de longueur variant entre 50 et 250  $\mu$ ; 3) de rares à très rares grains de quartz (10 à 20  $\mu$ ); 4) de rares phyllites de muscovite-illite; 5) des grains, amas et trainées carbonées noires ou brunes; 6) en outre dans beaucoup de silicites la pyrite est présente, en plus ou moins grande quantité.

— Les concrétions à apatite de la série des silicites montrent des *tests de radiolaires bien conservés*, ainsi que des débris de tests et des spicules (épines) (SCHEERE et VAN TASSEL, 1969). Ces tests et spicules ont mêmes dimensions et formes que les sphérules et spicules des silicites. Celles-ci peuvent être considérées comme des tests et spicules de radiolaires dont la structure organique a été totalement ou partiellement oblitérée par diagenèse.

Les silicites de Blaton résultent essentiellement d'un dépôt de radiolaires. On peut donc, après analyse, les qualifier de radiolarites.

(1) L'extension latérale de ces silicites est considérable. On les trouve à l'Est à Ronet et Lovegnée (et peut-être Visé), au Sud à Bioul, ainsi que dans la vallée du Piéton; plus à l'Ouest

elles ont été décrites par CHALARD (1960) dans le bassin houiller du Nord de la France. En ce qui concerne la Belgique, leur puissance diminue d'Ouest en Est.

Il est à noter que les silicites argileuses sont relativement pauvres en radiolaires.

Les analyses chimiques pour Blaton sont nombreuses et ont été publiées en détail (VAN TASSEL, p. 41 in FIEGE, 1967). Nous y reviendrons au sujet des analyses chimiques de l'Inzecca.

### 3. LES RADIOLARITES DE L'INZECCA (CORSE).

La Corse géologique peut se diviser en deux grands ensembles (fig. 1a) :

— les massifs cristallins essentiellement granitiques, d'âge paléozoïque, occupant au SW, en surface environ les deux tiers de l'île;

— les 'schistes lustrés' constituant la partie NE. L'âge de cet ensemble varie, selon les auteurs, du Paléozoïque (LAPADU-HARGUES et MAISONNEUVE, 1963) au Tertiaire (ROUTHIER, 1968).

Les 'schistes lustrés' forment un ensemble légèrement métamorphique constitué par des séricitoschistes principalement, ainsi que par des bancs de calcaire et de quartzite. Un complexe ophiolitique ('roches vertes') y est interstratifié. Le tout est fortement plissé et faillé. Au sommet du complexe ophiolitique se trouvent des bancs de silicites rouges, dont la vallée du Fium Orbo offre au défilé de l'Inzecca un très bel affleurement. Celui-ci constitue une gorge profonde traversant d'E en W la partie supérieure du complexe ophiolitique, c'est-à-dire les pillow-lavas<sup>(1)</sup> (fig. 1b et 1c). La fig. 1b donne le schéma structural d'après les photos aériennes. Les pillows sont abondants. Ils sont plus ou moins aplatis, grands de quelques décimètres, de couleur vert assez clair. D'E en W, c'est-à-dire de bas en haut, on peut y suivre une évolution : à la borne km 10,3 ils sont homogènes, sans cassure radiale et sans croûte. Aux environs de la borne km 9,9 ils sont fissurés et présentent

une peau épaisse de 2 à 3 cm, d'un vert plus sombre que la partie centrale. Les espaces entre pillows sont remplis de roches vertes et rouges. A quelque 50 m du contact silicites-pillows il y a, sur 3 m, des passées de silicites (3 à 4 cm) rouges. Plus vers l'amont, où la route s'incurve vers le NW et prend donc une direction parallèle aux grands axes des pillows, leur disposition n'est plus nette, et la roche verte, fragmentée, prend l'aspect d'une brèche avec inclusions rouges.

Le contact entre ces pillow-lavas à aspect de brèche et silicites est net. Celles-ci forment un ensemble de bancs à stratification régulière, puissant d'environ 18 m, et d'une couleur rouge caractéristique. De la base vers le sommet, on peut distinguer :

1) sur environ 16 m : des silicites finement litées (10 à 15 cm) alternant avec des lits minces (mm à cm) de silicites argileuses.

2) sur environ 2 m : des silicites en lits de 1 à 2 cm, alternant avec des lits minces (cm) de silicites argileuses. Sur toute la hauteur il y a d'assez nombreuses straticules (1 à 5 mm) et lentilles (cm) foncées d'hématite. Des enduits de pyrolusite sont assez nombreux vers la base.

Au toit de ce complexe, les 'schistes lustrés' débütent par un banc de calcaire (0,60 m).

L'étude en lame mince montre que les silicites sont essentiellement composées de quartz. Celui-ci forme la masse de fond de presque toutes les roches sous forme cryptogrenue (3 à 10  $\mu$ ). Le quartz est également le constituant des nombreuses plages limpides, subcirculaires à ellipsoïdales, bien délimitées, dont les dimensions (diamètre ou plus grand axe) varient entre 100 et 300  $\mu$ . Pour la plupart de ces plages le quartz est microcristallin (25  $\mu$ ) à cristallin (70  $\mu$ ). Pour quelques très rares plages, le quartz est fibreux. Quelques-unes de celles-ci montrent une structure organique réticulée, ou sont pourvues d'épines, (Pl. I, fig. 1) et il est dès lors quasi certain que toutes ces plages représentent des radiolaires recristallisés<sup>(1)</sup>.

(<sup>1</sup>) Les roches du complexe ophiolitique ont été étudiées en détail. On trouvera une bibliographie détaillée dans ROUTHIER (1968).

(<sup>1</sup>) JODOT (1933) avait déjà signalé la présence de nombreux radiolaires.

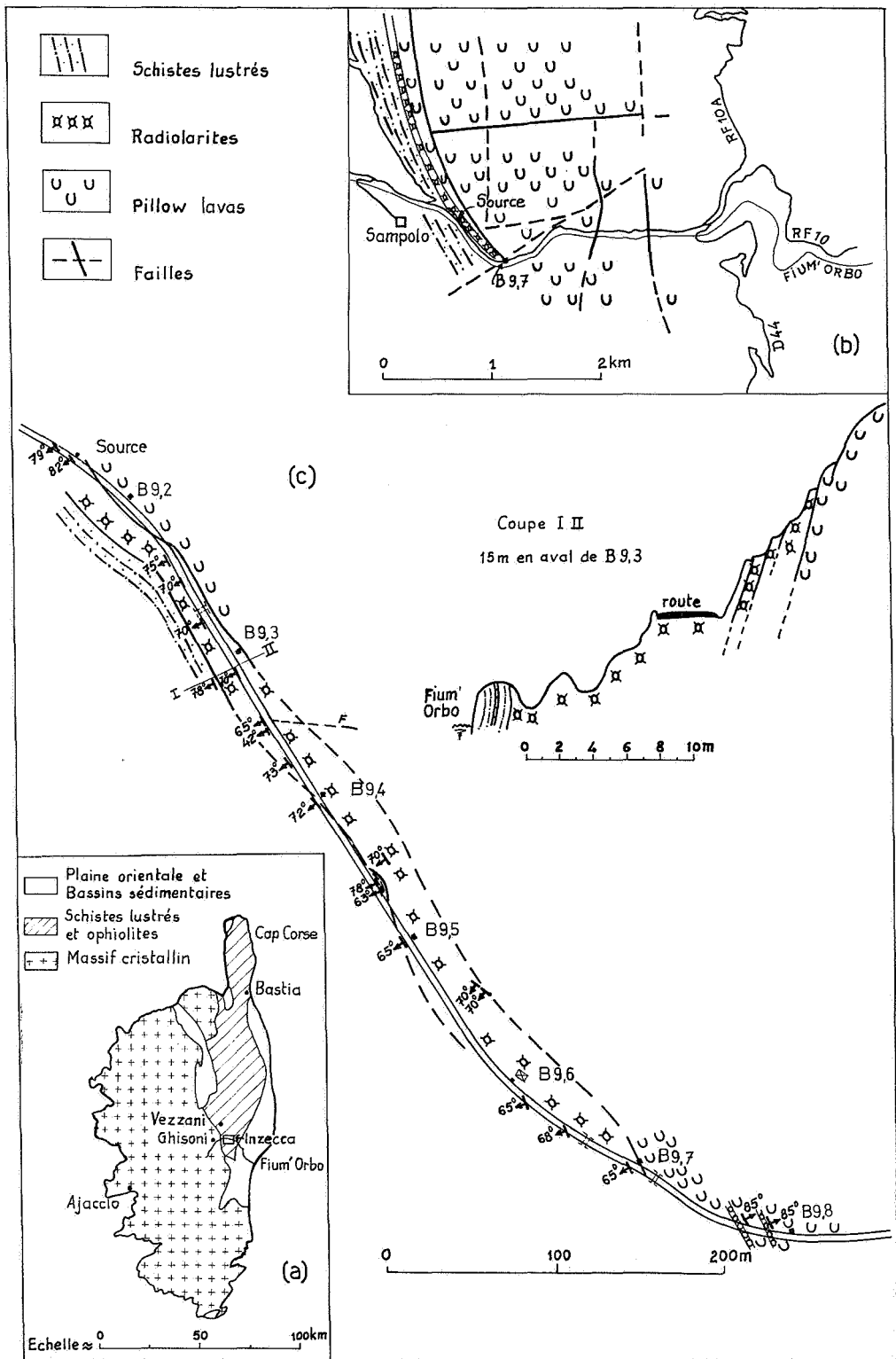


Fig. 1

Ces silicites sont donc effectivement des *radiolarites*.

Pour quelques silicites vers la base et le milieu de la stampe, le quartz de la masse de fond n'est plus cryptogrenu, mais microcristallin (30 à 50  $\mu$ ). Ce sont de véritables microquartzites. On ne peut que soupçonner les radiolaires là où la trame est plus limpide, ou plus cristalline (60 à 70  $\mu$ ).

Le microscope montre également que les silicites argileuses du sommet sont caractérisées par une microstratification (mm) de silicites (quartz crypto, radiolaires rares et muscovite). En réflexion, aux plus forts grossissements, on distingue de nombreuses 'baguettes' subrectangulaires (20  $\times$  60  $\mu$ ) qui sont probablement des débris de spicules. (Pl. I, fig. 2)

Dans la masse de fond, on peut observer des phyllites de muscovite (15 à 20  $\mu$ ) dont l'orientation est sensiblement celle de la stratification, ainsi que de très rares traînées de chlorite, celle-ci montrant des phyllites de 40  $\mu$  environ.

sections cristallines subhexagonales (40 à 60  $\mu$ ); 4) former des straticules (0,5 mm à 1 cm) ou des lentilles compactes.

La calcite est présente un peu partout sous forme de plages microcristallines ou de cristaux rhomboédriques (60  $\times$  120  $\mu$ ). Quelques rares cristaux d'albite (70  $\mu$ ) ont été observés. La calcite remplace souvent le quartz et l'albite.

Nous avons trouvé le long de la route une silicite à straticule (1 cm) de braunite: 3 (Mn, Fe)<sub>2</sub> O<sub>3</sub>. Mn SiO<sub>3</sub>. Nous n'avons malheureusement pas pu la localiser dans la coupe, mais il est probable qu'elle se situe vers la base de celle-ci (à environ 3 m du contact pillows-silicites), où se remarquent des enduits de pyrolusite.

En réflexion, la teinte est gris légèrement brun, avec faible pléochroïsme et anisotropie. Quelques rares cristaux sont automorphes (octaèdres). La braunite se substitue au quartz d'un radiolaire (Pl. I, fig. 3 et 4).

Les radiogrammes ont donné les raies suivantes, comparables en tous points à celles

Braunite n° 223 du Peacock Atlas		Braunite de l'Inzecca	
d	I	d	I
3.49 Å	3	3.49 Å	2
2.72	10	2.71	10
2.35	4	2.36	2
2.14	5	2.13	5
1.656	7	1.66	6
1.420	4	1.422	2

L'hématite est responsable de la pigmentation rouge des roches. Elle peut être: 1) finement dispersée dans l'ensemble de la masse de fond; 2) souligner d'un mince liséré noir ou rouge les radiolaires ou former au sein de la masse de fond des dessins en mailles irrégulières (2 à 3 mm); 3) concentrée en plages diffuses, avec présence de cristaux à

de la braunite (n° 223) du Peacock Atlas. (Berry and Thompson, 1962).

Le banc de cipolin par lequel débute les schistes lustrés montre au microscope de la calcite (60 %) microcristalline (10 à 50  $\mu$ ), de l'albite (20 %) en cristaux de 60 à 80  $\mu$ , et du quartz (20 %) microcristallin (30 à 70  $\mu$ ).

La diffractométrie des silicites de l'Inzecca montre toujours les réflexions nettes du quartz et de l'illite (muscovite) bien cristallisée et souvent celles de la calcite. Quelques diagrammes montrent la chlorite et l'albite. Une hématite bien ou/et mal cristallisée est constamment présente.

Les analyses chimiques (1) sont groupées graphiquement à la fig. 2. Elles se rapportent à la silice totale, déterminée par colorimétrie et gravimétrie, à l'alumine déterminée par colorimétrie, au résidu après attaque par HCl 4n à chaud. Le fer, calculé comme Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, a été dosé, d'une part sous forme de Fe total après fusion au Na<sub>2</sub>O<sub>2</sub> ou Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, d'autre part sous forme de Fe soluble dans HCl 4n à chaud.

Pour la représentation graphique des analyses, la somme des fractions SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et soluble a été ramenée à 100. La fraction Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> a été mise en évidence à la droite du graphique, car le Fe insoluble n'a pas été déterminé pour tous les échantillons. Il va de soi que le Fe soluble appartient à la fraction soluble.

L'analyse Sp à la base représente une moyenne de 14 laves spilitiques (PETERLONGO, 1967; Annexes). L'analyse S1 au sommet est une analyse de 'schiste lustré' (COUTURIE, 1965). Pour ces deux analyses, seuls SiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ont été représentés.

Les analyses 27 et 28 sont celles d'inclusions rouges dans les laves spilitiques échantillonnées près de Sermano. Elles se rapprochent plus des laves que des silicites (2). L'analyse 31 est la silicite de Sermano immédiatement au-dessus de la lave à inclusions rouges.

Les analyses à partir de 17 à la base jusque 4 au sommet sont les silicites de l'Inzecca. On remarquera que la teneur en % de SiO<sub>2</sub>

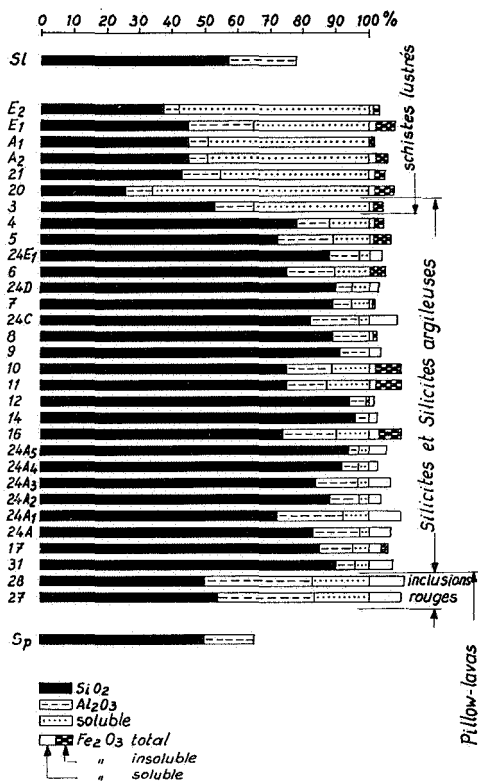


Fig. 2

varie entre 72 et 94, que la teneur en Fe est relativement importante, et qu'en règle générale celle-ci a une tendance à être maximum pour les silicites argileuses et minimum pour les silicites.

L'analyse 3 est celle d'une roche rouge, à quartz microcristallin, à muscovite et chlorite et à calcite, avec de très rares radiolaires et qui annonce le passage aux schistes lustrés dont les analyses 20, 21, A<sub>2</sub>, A<sub>1</sub>, E<sub>1</sub>, E<sub>2</sub> et S1 constituent quelques exemples.

#### 4. COMPARAISON DES ANALYSES CHIMIQUES DE L'INZECCA ET DE BLATON.

Les analyses chimiques des silicites de Blaton et de la Corse montrent une très grande similitude des % de SiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Le % de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> des silicites corses (hématite)

(1) Exécutées au laboratoire de Minéralogie et de Pétrographie de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, sous la direction de R. VAN TASSEL. Nous l'en remercions vivement.

(2) Elles ont d'ailleurs, en lame mince, l'aspect typique des spilites et sont composées principalement d'albite.

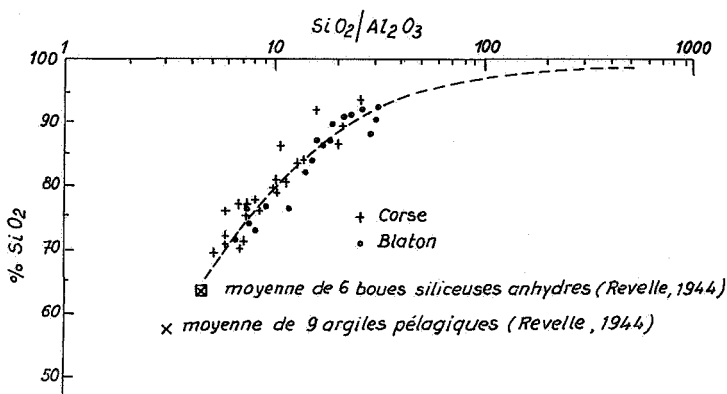


Fig. 3

est nettement supérieur à celui des silicites de Blaton (pyrite). Le C organique, absent en Corse, est bien représenté à Blaton.

L'analogie entre les deux séries de roches est frappante en comparant la relation entre  $\text{SiO}_2$  et le rapport  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ . Pour les deux séries

de silicites, (fig. 3) les points coïncident sensiblement avec une courbe théorique obtenue en additionnant  $\text{SiO}_2$  à une boue siliceuse dont la composition représente la moyenne des six boues analysées par REVELLE (in CRESSMAN, 1962, p. T 9).

Il est intéressant de noter que tant pour les radiolarites et les diatomites la relation entre  $\text{SiO}_2$  et  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  est traduite par la courbe de la fig. 3. Il n'en va pas de même pour les spongolites et les silicites noduleuses (CRESSMAN, 1962, p. T 8).

Pour la moyenne des six boues siliceuses de la fig. 3, le rapport  $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$  est 0.44; pour les silicites représentées la moyenne des rapports  $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$  est de 0.71 pour celles de l'Inzecca et de 0.39 pour celles de Blaton.

## 5. L'ORIGINE DES SILICITES LITÉES

Quoiqu'il s'agisse de radiolarites dans les deux cas étudiés, nous croyons que les con-

clusions qui résultent du résumé de nos connaissances actuelles en ce qui concerne la silice pourront s'appliquer à toutes les silicites marines litées et particulièrement aux diatomites. Elles s'appliquent aux silicites sans organismes décelables au microscope, pourvu que leur âge soit post-Cambrien.

Pour toutes ces roches il s'agit d'expliquer l'accumulation considérable <sup>(1)</sup> de silice sous forme de squelettes et de leurs débris enrobés dans une masse de fond généralement cryptocristalline; la proportion de ces deux constituants pouvant varier largement.

### 5.1. Les données récentes concernant la solubilité de la silice.

Elles peuvent se résumer comme suit (KRAUSKOPF 1959, pp. 17-18 et bibliographie):

1. — La solubilité de la silice amorphe dans l'eau pure, saumâtre ou marine atteint 50 à 80 ppm à 0°, 100 à 140 ppm à 25°, 360 à 420 ppm à 100°. Cette silice dissoute est en

<sup>(1)</sup> La partie supérieure de la 'Monterey Formation' (Miocène) de Californie est constituée par une diatomite marine dont la puissance atteint 350 m; au total les diatomites de cette même formation atteignent des milliers de mètres de puissance (BRAMLETTE, 1946).

solution vraie sous forme de monomères  $H_4SiO_4$  (1).

2. — La solubilité de la silice est pratiquement indépendante du *pH*, tant que celui-ci est inférieur à 9, c'est-à-dire pour tous les milieux sédimentaires. Pour des *pH* supérieurs à 9, la solubilité croît rapidement.

3. — Les formes cristallines de la silice ont des solubilités d'autant plus faibles que leur organisation cristalline est meilleure. Pour le quartz, la solubilité se situe entre 6 à 15 ppm à température ordinaire, soit 10x moins que 1.

4. — Pour une solution sursaturée (ppm > 140; 25 °C; *pH* < 9), l'excès de silice passe en suspension sous forme colloïdale (polymères de  $H_4SiO_4$ ). Le mécanisme est réversible. Ces équilibres ne s'établissant que lentement à température ordinaire, il se peut qu'une solution sursaturée ne contienne pas de forme colloïdale alors qu'une solution sous-saturée pourra en contenir.

5. — La solubilité de la silice est influencée par la présence d'ions. Elle est réduite par la présence de l'ion  $Al^{3+}$  et par celle de  $Mg^{2+}$  (WEY et SIFFERT, 1961; SIFFERT, 1962). Elle croît avec la présence de l'ion  $Fe^{3+}$ .

## 5.2. Les formes actuelles de la silice.

— Sa distribution dans les océans.

La géologie et la géochimie marines ont progressé considérablement et les observations récentes sont susceptibles de modifier nos conceptions géologiques traditionnelles.

Les eaux des rivières contiennent en solution de 25 à 35 ppm de  $SiO_2$ . Or, la quantité de  $SiO_2$  dissoute dans les océans est à peine de 0,5 ppm en surface; elle augmente avec la profondeur pour atteindre une concentration moyenne d'environ 6 ppm. La composition stationnaire en silice des eaux océaniques est due principalement (2), si pas uniquement,

(STRAKHOV, 1967, p. 25) à la fixation de la silice par des organismes sécrétant des tests siliceux. Les résultats des travaux océanographiques russes récents publiés par BOGOYAVLENSKY (1967) et LISITSYN et al. (1967) confirment la thèse de STRAKHOV. Ces auteurs ont pu mettre en évidence que la silice se manifeste dans les eaux océaniques uniquement sous deux formes: en solution vraie et en suspension solide. L'étude au microscope polarisant et au microscope électronique, les analyses chimiques et röntgenographiques d'un nombre considérable d'échantillons de la suspension solide prélevée à toutes les profondeurs (jusque 10.000 m) et en différentes zones climatiques ont montré que l'entièreté de la fraction siliceuse solide était constituée de tests (entiers ou en débris) de diatomées principalement (plus de 70 %), de radiolaires et de silicoflagellés, et très rarement de spicules d'éponges benthiques. Aucun échantillon n'a révélé la présence d'une solution colloïdale, même pas ceux prélevés à proximité de foyers volcaniques actifs. Le microscope électronique montre que les fractions fines, inférieures à 1  $\mu$ , sont composées de débris de tests (LISITSYN et al., 1967, fig. 7;

---

quelconques en suspension solide ou colloïdale, ou il peut se produire une réaction de la silice soluble avec des électrolytes. Toutefois, selon ces auteurs (p. 35), le problème n'est pas résolu.

Les observations faites par BIEN et al. au delta du Mississippi ne sont pas en concordance avec les observations de STEFANSSON et RICHARDS (1963) à l'embouchure de la rivière Columbia, ni avec celles de SCHINK (1967) en Méditerranée. Ces auteurs concluent que seule l'extraction biologique est active.

LISITSYN et al. (1967, p. 616) rejettent les conclusions de BIEN et al., sur base d'observations des fractions subcolloïdales et colloïdales au microscope électronique.

D'autres auteurs (MCKENZIE et GARRELS, 1965) observent que des minéraux des argiles peuvent enrichir l'eau en  $SiO_2$ . Mais ces mêmes auteurs (1966) proposent des néoformations d'argiles pour disposer de  $SiO_2$  et  $HCO_3^-$  des eaux marines.

(1) L'acide silicique  $H_4SiO_4$  est un acide tellement faible qu'on peut parler de silice ( $SiO_2$ ).

(2) Selon BIEN et al. (1959) la silice soluble peut être adsorbée par des particules minérales



p. 269). Cette fraction <sup>(1)</sup> est un des derniers stades de la dissolution complète de tests entiers de diatomées et de radiolaires. La dissolution des tests ne commence qu'après la mort des organismes (LEWIN, 1961; GRILL et RICHARDS, 1964). Cette dégradation par dissolution peut être suivie tout le long d'un profil vertical. Elle est la plus intensive entre 0 et 100 m, pour diminuer ensuite avec la profondeur. Les diatomées, dont la silice est peu cristalline ou dont le squelette est fin <sup>(2)</sup> disparaissent en cours de trajet. Ce qui a comme résultat que les tests ou débris grossiers s'accumulant sur le fond constituent un sédiment non représentatif des espèces présentes dans la zone de photosynthèse <sup>(3)</sup>.

En ce qui concerne les radiolaires, d'une part, leurs tests, plus grands et plus massifs, sont moins solubles, et d'autre part, à l'opposé des diatomées qui ne peuvent vivre que dans la zone de photosynthèse, on peut les rencontrer à des profondeurs plus grandes. Ceci peut expliquer leur état de conservation souvent parfait dans les boues du fond, et il semble probable que le sédiment soit représentatif des espèces présentes.

Pour qu'il y ait sédiment siliceux, il faut qu'il y ait accumulation régulière et constante de squelettes siliceux, et il faut aussi que cette fraction siliceuse soit relativement importante par rapport à la fraction argileuse et/ou carbonatée qui s'accumule simultanément. Ceci exige une zone à haute productivité

planctonique en surface. maintenue telle dans le temps. La production abondante de silice amorphe ne pourra se réaliser que par un apport régulier dans la zone de surface de silice en solution, et surtout de matières nutritives, azotées et phosphatées principalement. Les éléments nutritifs sont généralement concentrés en profondeur par les processus marins, et sont ramenés en surface par 'upwelling' (montée de masses d'eau). Les zones à upwelling sont celles à haute productivité planctonique et à accumulation.

Le phénomène d'upwelling est régi par la dynamique interne des masses d'eau, et il ne peut avoir que deux causes: des variations de la densité des eaux dans le temps ou l'action des vents.

Les variations dans le temps de la densité, résultant de variations de salinité ou/et de température ont comme effet une mise en circulation dans les trois dimensions de masses d'eaux océaniques <sup>(1)</sup>. Les trois grandes zones actuelles de prolifération intensive de plancton siliceux (et d'accumulation de restes et débris), c'est-à-dire l'Antarctique, le Pacifique N et le Pacifique équatorial sont essentiellement dues à la circulation de masses d'eau en profondeur et leur upwelling en ces endroits privilégiés (BOGOYAVLENSKIY 1967, pp. 148-149) (LISITSYN et al., 1967, p. 617). L'upwelling résultant des vents est classique (SVERDRUP et al., 1942, p. 501) et se manifeste surtout le long des côtes occidentales des continents ou des grandes îles. La direction du vent y est telle que l'eau de surface est écartée de la côte et celle-ci est remplacée par une masse d'eau plus profonde venant du large. Cet upwelling local ne fait remonter que les eaux situées à des profondeurs n'excédant pas 200 à 300 m, mais à condition de ne pas être

<sup>(1)</sup> 'colloïdale' au sens chimique: la fraction des particules fines pouvant passer à travers un filtre à membrane; après chauffage avec de la soude cette fraction est déterminée comme de l'acide silicique dissous.

<sup>(2)</sup> La taille des diatomées varie entre 10 et 50  $\mu$  mm. L'épaisseur des tests peut varier entre 0,2 et 0,5  $\mu$ . Une partie des diatomées est utilisée par le zooplancton comme nourriture. La taille des radiolaires varie entre 50 et 500  $\mu$ . En moyenne, le poids d'un radiolaire égale celui de 50 diatomées.

<sup>(3)</sup> 1/3 à 1/5 des espèces initialement présentes arrivent sur le fond (LISITSYN, et al., 1967 p. 607)

<sup>(1)</sup> Une 'masse d'eau' est caractérisée par un diagramme T S (température/salinité). Quand deux masses d'eau différentes sont en présence, l'une d'elles s'enfonce le long de la surface de contact; il y a 'convergence'. L'inverse de la convergence est la 'divergence' (GUILCHER, 1965, pp. 144-145). L'upwelling est associé à la divergence.

accidentel ni trop brusque (LISITSYN et al., 1967), il aura toujours comme effet un accroissement en surface de sels dissous et de matières nutritives <sup>(1)</sup> (CALVERT, 1966; SMAYDA, 1966-67, pp. 366-367; SVERDRUP et al., 1942, p. 785; LISITSYN et al., 1967, p. 619).

Il importe de se rendre compte que les zones de production et d'accumulation de silice amorphe sont souvent à des milliers de kilomètres des aires d'approvisionnement en silice dissoute. Quelle que soit son origine (continent, activités volcaniques, altération sous-marine...), la silice dissoute a été dépersonnalisée dans les eaux océaniques (LISITSYN et al., 1967, p. 619).

Il importe également de mentionner une observation de BOGOYAVLENSKIY (1967, p. 148). Cet auteur n'a jamais observé un enrichissement en silice dissoute des eaux profondes en contact avec le fond, même là où il y avait contact avec des sédiments riches en silice amorphe. Ce même auteur (pp. 150-151) insiste sur le fait qu'il n'y a pas de relation entre le volcanisme sous-marin et l'accumulation de silice amorphe.

### 5.3. La silice des eaux interstitielles des sédiments actuels.

Il résulte des travaux d'EMERY et RITTENBERG (1952) et de SIEVER et al. (1965) que les concentrations en silice dissoute des eaux interstitielles des sédiments du fond sont généralement supérieures à celles des eaux

(1) Un des exemples les plus frappants est celui du golfe de Californie (CALVERT 1966) où la sédimentation de silice amorphe (diatomées) est  $100 \times$  supérieure à la quantité de silice amenée par les cours d'eau, par suite de l'apport de silice dissoute et de matières nutritives par upwelling d'eaux plus profondes venant du large.

ROTSCHI et JARRIGE (1968) citent le cas d'un upwelling renforcé par augmentation de la force de l'alizé à l'équateur. La teneur en surface de phosphates et nitrates avait augmenté considérablement.

marines surincombantes. D'après SIEVER et al. (1965, pp. 70-71) ces concentrations varient entre 3 et 81 ppm, mais la plupart sont comprises entre 20 et 50 ppm. Il semble qu'il y ait une légère augmentation avec la profondeur, mais la règle n'est pas absolue. Cet accroissement en  $\text{SiO}_2$  est dû à la dissolution de tests d'organismes siliceux. Lorsque les eaux surincombantes sont pauvres en organismes siliceux, la concentration des eaux interstitielles en silice est basse.

Des résultats récents de WOLLAST (1967, p. 11 et Tableau I, 2) concernant la silice dans l'Escaut maritime (eaux salines) confirment ces données. Les teneurs en  $\text{SiO}_2$  dissoute sont plus élevées dans les eaux interstitielles que dans celles du fleuve, où les diatomées sont nombreuses. A Zandvliet, un échantillonnage donne 12 ppm pour l'eau de fond surincombante, 14 ppm au niveau du fond, et ensuite pour des profondeurs augmentant de 10 en 10 cm, les concentrations en ppm vont de 14 à 28 (15 prélèvements sur 1,50 m), la plupart toutefois localisées entre 20 et 22.

### 5.4. Les étapes de la transformation de la silice amorphe du plancton siliceux.

a) — La silice précipitée organiquement a les propriétés d'un gel (SCHWAB et WAHL, 1956, p. 513). Elle est strictement *amorphe*.

Au sein de cette silice (ou opale) amorphe s'ébauche une structure désordonnée d' $\alpha$ -cristobalite (FLORKE, 1955, p. 221) dans laquelle les tétraèdres  $\text{SiO}_4$  s'ordonnent en plan avec empilement des plans selon la séquence A B C (réseau cubique de la cristobalite) et la séquence A B (réseau hexagonal de la tridymite).

Aux basses  $t^\circ$  et en présence d'ions étrangers (Al, Ca, Mg, Na, K, OH) l'interstratification des types A B C et A B se fait le plus souvent au hasard bien que quelquefois l'interstratification soit régulière (avec apparition de polytypes). Souvent dans l'opale la séquence A B C est dominante (opale-cristobalite). Mais lorsque le degré de désordre

est plus marqué, le diagramme röntgenographique devient diffus et des raies de diffraction de l' $\alpha$ -tridymite apparaissent (opale-tridymite, FLORKE, 1955; SWINEFORD et FRANKS, 1959; MITCHELL, 1967).

Il est évident que si un cristal grandit à partir d'une opale à cristobalite et tridymite qui inclut des cations étrangers, il n'aura pas la structure du quartz (MILLOT, 1964, p. 336).

Une cristallisation plus poussée de l'opale-cristobalite conduira à la cristobalite, ensuite aux variétés fibreuses du quartz ainsi qu'au quartz.

L'évolution de la *silice amorphe* vers le quartz est un processus lent, mais le temps seul n'est pas en cause. BRAMLETTE (1946, p. 54) met en évidence l'influence de la compaction et des déformations tectoniques. Selon BARDOSSY et al. (1969, p. 586) non seulement la pression, mais également la température interviennent. De ces trois facteurs la pression est considérée comme le plus important.

Une généralisation en fonction du temps est néanmoins possible.

Les tests des diatomées et radiolaires actuels sont en silice amorphe (SIEVER et SCOTT, 1963, p. 580). Nous avons pu le vérifier pour les diatomées de la Mer du Nord <sup>(1)</sup> Une analyse chimique <sup>(2)</sup> donne une perte au feu de 29,6 % et laisse un résidu blanc, qui donne 69,9 % SiO<sub>2</sub> calculé sur la prise initiale. L'examen röntgenographique montre qu'il s'agit bien de silice strictement amorphe. L'indice au microscope de cette opale est  $\sim 1,434$ .

Les diatomées récentes dont les tests et leurs débris se trouvent dans les boues de l'Escaut, montrent, d'après l'examen röntgenographique, une opale-tridymite à très bas degré de cristallinité. Les raies enregistrées sont 3,33 (10), 3,72 (3), 4,12 (10) et 4,42 (7) (les chiffres entre parenthèses sont les intensités estimées). La première raie, très faible, est celle du quartz ce qui montre déjà un début

d'organisation. Les trois suivantes, également très faibles, sont celles de l'opale-tridymite.

Les diatomées du *Pliocène* du Kansas(USA) sont composées d'une opale-tridymite, à très bas degré de cristallinité (SWINEFORD et FRANKS, 1959, p. 118).

Les diatomites *miocènes* de la Monterey Formation du Colorado (USA) sont constituées d'une opale-cristobalite désordonnée (HOSS, 1957, p. 83).

Les radiolarites *mésozoïques* (Bajocien) des Monts Bakony (Hongrie) contiennent jusqu'à 64 % de cristobalite totale (opale-cristobalite +  $\alpha$ -cristobalite). Tous les échantillons contiennent du quartz (calcédoine). La proportion quartz: cristobalite est de 1 : 5 (BARDOSSY et al., 1969) et  $\alpha$ -cristobalite : opale-cristobalite de 1 : 1.

Ces mêmes auteurs (p. 585) ont établi la suite des étapes de transformation pour radiolarites comme suit: silice amorphe  $\rightarrow$  opale-cristobalite  $\rightarrow$   $\alpha$ -cristobalite (lussatite)  $\rightarrow$  calcédoine  $\rightarrow$  quartz.

Une donnée quantitative intéressante est donnée pour les silex *crétacés* du Danemark (JENSEN et al., 1957). La quantité de silice cryptocristalline (opale-tridymite et opale-cristobalite) des différents échantillons croît lorsque la quantité de quartz diminue. La taille des cristallites de quartz varie de 300 à 600 Å.

Les radiolarites du *Culm* et du *Silurien*, ainsi que les radiolarites de l'*Algonkien* d'Allemagne montrent du quartz bien cristallisé (HOSS, 1957, pp. 82-83) et il y a absence de silice amorphe ou d'opale désordonnée.

Les radiolarites du passage *Viséen-Namurien* de la Belgique sont à quartz bien cristallisé (SCHEERE et VAN TASSEL, 1967).

Les radiolarites de l'*Inzecca*, d'âge paléozoïque ou tertiaire, sont à quartz bien cristallisé. Qu'elles soient d'âge tertiaire ou paléozoïque, il est évident que le métamorphisme a joué un rôle dans leur évolution.

Nous pouvons proposer l'évolution suivante: silice amorphe  $\rightarrow$  opale-tridymite  $\rightarrow$  opale-cristobalite  $\rightarrow$  cristobalite  $\rightarrow$  calcédoine (quartz)  $\rightarrow$  quartz.

b) — Un deuxième type d'évolution se produit simultanément avec celui qui précède.

(1) Mises à notre disposition par Mr VAN MEEL, de l'I.R. Sci. Nat. Belgique.

(2) Analyse n° 1755 de Mr VAN TASSEL, de l'I.R. Sci. Nat. Belgique.

On sait que l'opale des diatomées est plus facilement dissoute que celle des radiolaires, et celle-ci l'est davantage que celle des spongiaires. Dans un même groupe, certaines espèces ont des tests qui s'avèrent plus faciles à dissoudre que d'autres. Au sein des accumulations de tests siliceux, un certain nombre d'entre eux ou tous, peuvent se dissoudre; la teneur en silice des eaux interstitielles atteint la sursaturation, et un précipité d'opale abiogénique peut avoir lieu. Ce premier stade de diagenèse peut alors être suivi par les mêmes stades que ci-dessus en ce qui concerne les recristallisations. Il est à remarquer que le sédiment ainsi formé sera plus riche en silice que la boue siliceuse initiale. La fig. 3 illustre ceci clairement.

### 5.5. L'origine des silicites litées anciennes.

L'analyse d'une très abondante littérature concernant l'origine des silicites litées anciennes permet de dégager trois grandes tendances; elles résultent:

i) soit de la silicification (métasomatose)

- de calcaires, dolomies ou grès par une silice syngénétique ou épigénétique;
- ii) soit d'un précipité chimique primaire;
- iii) soit de la consolidation d'une vase à tests (entiers ou débris) siliceux.

Pour ces diverses hypothèses appel a été fait par beaucoup d'auteurs au volcanisme pour expliquer un enrichissement direct (émanations gazeuses et/ou aqueuses) et/ou indirect (altération des produits volcaniques solides) des eaux en silice.

GOLDSTEIN et HENDRICKS (1953, p. 438) citent les hypothèses successives émises au sujet de la novaculite (silicite) de l'Arkansas (USA) d'âge dévonien-mississippien à partir de 1868 jusqu'en 1937. Elles sont reprises ci-dessous et complétées par nous après 1937. Toutes les hypothèses y sont présentes.

i) Il est difficile d'admettre que des ensembles souvent puissants <sup>(1)</sup> alternant régulièrement avec des silicites argileuses (Blaton,

<sup>(1)</sup> 300 m de diatomite se trouvent au sommet de la Monterey-formation (Miocène) de Californie (U S A).

D. D. OWEN (1868)

J. C. BRANNER (1888)

T. B. COMSTOCK (1888)

L. S. GRISWOLD (1892)

F. RUTLEY (1894)

G. J. HINDE (1894)

O. A. DERBY (1898)

W. H. WEED (1902)

C. R. VAN HISE (1904)

C. L. BAKER (1918)

C. W. HONESS (1923)

H. D. MISER et A. H. PURDUE (1929)

T. A. HENDRICKS et al (1937)

A. GOLDSTEIN et A. H. HENDRICKS (1953)

A. GOLDSTEIN (1959)

Grès métamorphisé.

Chert métamorphisé.

Précipité à partir d'eaux chaudes.

Grès à grain fin.

Silicification d'une dolomie ou d'un calcaire dolomitique.

Origine organique.

Silicification d'un calcaire.

Précipité chimique en eaux profondes.

Sédiment organique recristallisé.

Chert métamorphisé.

En partie, cendres volcaniques dévitrifiées et silicifiées, mais principalement un précipité chimique.

Précipité chimique.

Un dépôt initialement siliceux dû au moins en partie à des organismes siliceux.

Par altération sous-marine prolongée, des cendres volcaniques ont été transformées en opale.

Des radiolaires et spongiaires ont pu se multiplier dans le milieu aqueux riche en silice et leurs squelettes sont conservés dans le sédiment.

Idem.

Inzecca...) et s'étendant latéralement sur des distances souvent considérables <sup>(1)</sup> puissent résulter d'une silicification (combien homogène!) de calcaires, de dolomies ou de grès. En 1929 CAYEUX écrit (p. 370): « quoi qu'il en soit, il ne peut être question de faire appel à une source de silice étrangère à la vase (à radiolaires) elle-même » et (p. 375) « ... l'intercalation des phtanites dans les schistes, qui est la règle, rendant impossible toute introduction de silice 'per descensum' » et on pourrait ajouter « per ascensum ». GOLDSTEIN et HENDRICKS (1953, p. 439) développent les arguments d'ensemble en défaveur d'une silicification. A notre connaissance, aucun critère de remplacement d'un calcaire par la silice n'a été signalé ni par BELLIERE (1925) pour les silicites namuriennes, ni par JODOT (1933) pour les radiolarites de l'Inzecca. SCHEERE et VAN TASSEL (1967, p. 77.) ont par contre attiré l'attention sur le remplacement du quartz par la calcite et la dolomite. Pour les silicites de l'Inzecca, la calcite remplace également le quartz.

Ce qui précède n'exclut pas l'existence de silicifications. Elles sont au contraire nombreuses et souvent spectaculaires.

ii) Nous avons vu que les eaux océaniques actuelles sont nettement sous-saturées en silice par suite de l'activité prépondérante, si pas exclusive, du plancton siliceux. Nous pouvons donc éliminer, à moins de conditions tout à fait exceptionnelles <sup>(2)</sup> la possibilité d'un précipité chimique actuel.

Mais il n'en était probablement pas ainsi au Précambrien. Les radiolaires (et spongiaires) ne sont connus que depuis la fin du Précambrien, et les diatomées apparaissent au début du Mésozoïque. Il n'est pas exclu qu'au cours du Précambrien les eaux océaniques aient pu (localement) être saturées, et même sursaturées en SiO<sub>2</sub>, et dans ces conditions un précipité chimique a pu avoir lieu (SIEVER

1957, p. 838; STRAKHOV 1967, p. 25). Cette manière de voir est mise explicitement en évidence par KALEDA (1956) qui situe une première période de l'histoire géologique de la silice allant jusqu'au Cambrien inférieur. <sup>(1)</sup>

La silice des 'banded iron formations' <sup>(2)</sup> d'âge précambrien, est interprétée par la plupart des auteurs comme étant d'origine chimique (localisations et bibliographie *in* JONES 1963).

iii) Avec l'apparition, à la fin du Précambrien, des radiolaires (et spongiaires) et plus tard des diatomées, débute l'adsorption biologique de la silice et très probablement (STRAKHOV 1967, p. 26) la nette sous-saturation en SiO<sub>2</sub> des océans, de même que la seule précipitation biogénique de celle-ci. Les accumulations siliceuses se font dans les conditions régissant les accumulations actuelles c'est-à-dire apport régulier de silice et de matières nutritives en surface par upwelling.

Beaucoup d'auteurs (TALIAFERRO 1933; BRAMLETTE 1946 ...), constatant l'association fréquente de silicites litées avec des produits de volcanisme, ont attribué à celui-ci le rôle prépondérant pour l'approvisionnement en silice du plancton, et admettent même un précipité chimique pour la silice de la masse de fond enrobant les tests des radiolaires et diatomées.

STRAKHOV (1967, p. 26) fait remarquer que la concentration en silice des eaux marines dans ces conditions aurait dû être de 50 à 300 fois supérieure à celle des eaux actuelles pour permettre simultanément un précipité chimique et un précipité biogénique, celui-ci abaissant nécessairement la concentration de saturation pour permettre celui-là. Les travaux de BOGOYAVLENSKIY (1967) et LISITSYN et al. (1967) ont d'ailleurs montré que les zones d'accumulation de silice amorphe ne coïncident avec les zones de volcanisme actif

<sup>(1)</sup> Plus de 150 km pour les silicites de Bleton (Belgique).

<sup>(2)</sup> Telles celles décrites par PETERSON et von der BURCH (1965), ainsi que, par exemple, le dépôt de silice des sources chaudes.

<sup>(1)</sup> L. CAYEUX (1929, p. 375) d'après ses observations au microscope, avait déjà conclu à une différence entre les phtanites précambriennes et les phtanites à radiolaires.

<sup>(2)</sup> Alternance de lits de silicites (cherts) et de lits ferrugineux (oxydes, carbonates, silicites).

que là où il y a superposition de volcanisme et d'upwelling. Cette coïncidence actuelle est fortuite.

RIEDEL (1959, p. 89) combat fort judicieusement le rôle attribué au volcanisme. Il invoque la nécessité d'un upwelling tant pour les mers profondes que pour les mers côtières ou fermées.

Remarquons enfin qu'il y a beaucoup de silicites anciennes qui ne sont pas associées au volcanisme, et beaucoup de produits du volcanisme non accompagnés de silicites.

L'origine des silicites litées anciennes, compte tenu des conditions d'accumulation actuelles, peut se résumer comme suit:

— Aux temps précambriens (et base du Cambrien), un précipité chimique était possible.

— Avec l'apparition des radiolaires, des spongiaires et des diatomées, elles résultent de l'accumulation des tests (entiers ou débris) de ceux-ci. Pour qu'il y ait accumulation régulière et puissante, le plancton siliceux doit proliférer dans le temps, et pour cela il faut un apport régulier de silice en solution, ainsi que des matières nutritives. Cet apport se fait par upwelling de masses d'eau profondes. Pour que le sédiment ainsi formé puisse donner lieu à une silicite, il faut que la fraction siliceuse soit prépondérante par rapport à une fraction carbonatée éventuelle ou/et à une fraction détritique. Des dissolutions ultérieures des tests peuvent saturer les eaux interstitielles, entraînant la formation d'un ciment d'opale. L'opale évolue par diagenèse vers le quartz.

## 6. LES SILICITES DE BLATON ET DE L'INZECCA.

La comparaison des silicites de Blaton à celles de l'Inzecca fait apparaître des analogies et des différences frappantes.

Elles ont en commun:

- un litage parfait, marqué par l'alternance de silicites et de silicites argileuses;
- le quartz comme minéral essentiel, tant comme composant microcristallin à cris-

tallin des tests de radiolaires que comme composant cryptocristallin de la masse de fond;

— l'illite-muscovite comme minéral principal de la fraction argileuse;

— l'absence quasi totale de quartz détritique.

Il s'agit, dans les deux cas, de sédiments marins résultant d'une accumulation de tests et débris de tests de radiolaires ainsi que d'une fraction moins importante de minéraux des argiles du groupe de l'illite. Rappelons la courbe de la fig. 3 montrant la similitude des vases siliceuses actuelles et celles de Blaton et de l'Inzecca.

Les silicites de Blaton ont en propre:

- un pourcentage assez élevé (jusqu'à 5 %) de carbone organique, responsable de la couleur noire des roches;
- la présence dans toutes de pyrite;
- la présence de phosphorites (carbonate-apatite) en bancs et nodules;
- le passage vers la base à des calcaires (calcite) et vers le sommet à des argilites, grès (avec présence de dolomite, calcaire, sidérite) et à une veine de houille.

Les silicites de l'Inzecca ont en propre:

- la présence dans toutes d'hématite responsable de la couleur rouge des roches;
- la présence accessoire mais assez régulière de chlorite;
- la présence de composés de Mn (braunite et pyrolusite).
- le contact à la base, avec un complexe ophiolitique puissant, et le passage vers le sommet à des calcaires et schistes métamorphiques.

Ces différences permettent de préciser davantage les milieux marins dans lesquels ces silicites ont pris naissance. Pour celles de Blaton les conditions sont plutôt réductrices (pyrite, carbone organique, apatite). Les eaux sont relativement peu profondes. En effet, il y a d'une part passage vers le haut à une veinette de houille et d'autre part la présence de phosphorites (BUSHINSKI 1964; EMMERY 1960).

KAZAKHOV (1937) fut le premier à lier la formation de phosphorites marines à des zones d'upwelling. MCKELVEY et al. (1953) ont pu expliquer de cette façon la formation

des phosphorites permienes du NW des U S A. MCKELVEY (1963) a montré que les phosphorites récentes se forment en climat chaud, entre les latitudes 40° N et 40° S, et principalement le long des côtes W des continents, caractérisées par un upwelling. Cette distribution géographique est également celle des phosphorites néogènes (Miocène-Pliocène). Il est hautement intéressant de constater que les phosphorites miocènes de la Monterey Formation, faisant partie d'un ensemble puissant de diatomées (BRAMLETTE 1946) sont interprétées comme formées en bordure de continent, dans des zones à upwelling océanique qui sont restées telles jusqu'au moment actuel (MCKELVEY 1963). Pour les phosphorites pré-néogènes, SHELDON (1964), tenant compte de la position de l'axe géomagnétique des pôles à l'époque considérée, a pu vérifier que les conditions actuelles de latitude étaient valables pour les dépôts anciens. (1)

Très significatif est le fait de la convergence silicites: upwelling et phosphorites: upwelling *le long des côtes*. La localisation géographique correspond donc à celle signalée plus haut.

Le cadre général du dépôt des silicites de Blaton est celui d'une mer bordant un continent, relativement peu profonde, à sédimentation biogénique siliceuse résultant d'un apport régulier par upwelling de matières nutritives. La fraction détritique est peu importante et limitée aux argiles. Il n'y a pas de volcanisme. On peut situer ce cadre au cours de l'évolution d'une avant-fosse dans la période tardigéosynclinale.

Il n'en va pas de même pour les silicites de l'Inzecca. L'élément dominant en vue de leur interprétation réside dans la présence, à leur base, d'un puissant complexe ophi-

olitique interstratifié dans les schistes lustrés. L'existence de ce complexe ophiolitique a été mise en évidence par GUILLOU, PRIMEL et ROUTHIER (1962) qui ont établi (p. 60) au Cap Corse, la succession du haut vers le bas comme suit: radiolarites, prasinites (anciens basaltes et dolérites) avec pillow-lavas, prasinites, euphotides (anciens gabbros), serpentines (anciennes péridotites).

Le problème extrêmement vaste des ophiolites ne sera traité ici qu'en fonction de la présence habituelle de radiolarites au toit des pillow-lavas. (1)

Jusqu'il y a peu existait un accord assez général, mais non unanime sur le fait que l'épanchement des basaltes et pillow-lavas s'était produit en milieu marin et à grande profondeur, et qu'il constituait une des premières manifestations eugéosynclinales lié à des fractures du bord interne. (2)

ROUTHIER (1946) a proposé le terme «volcano-pluton sous-marin» pour le massif de l'Inzecca, et a établi un lien génétique direct entre les radiolarites et les ophiolites: l'eau de mer enrichie en silice par exhalaisons gazeuses, par les sources chaudes sous-marines et par l'altération des silicates des laves a donné lieu à la prolifération des radiolaires et à l'accumulation de leurs tests. Ce sont les arguments, à des nuances près, de tous les auteurs liant les silicites au volcanisme.

Or, l'observation a montré que cette relation est purement fortuite. Il ne pourrait y avoir accumulation de silice organique à moins d'un upwelling provoqué par des courants de convection résultant d'une distribution de zones plus chaudes et de zones plus froides tant dans le sens vertical que dans le sens horizontal. Encore faudrait-il que cet upwel-

(1) Au Carbonifère, la Belgique est située entre 10° et 15° latitude N, et le plan de l'équateur est incliné sensiblement vers le NW par rapport à l'actuel. L'ensemble des bassins houillers présente la disposition continent à l'W, océan à l'E, et il est situé géographiquement dans la zone des paleo-alizés renforcés éventuellement par la force de Coriolis.

(1) Pour un aperçu des problèmes posés par les ophiolites, qui sont un des traits caractéristiques de l'orogénèse alpine, quoique présentes également dans d'autres systèmes d'orogènes, le lecteur consultera e.a. KUNDIG (1956), BRUNN (1960), AUBOUIN (1965), THAYER (1967) et BELOSTOTSKIY et al. (1970).

(2) En dehors de ces ophiolites eugéosynclinales, il en existe qui sont sans rapport avec l'évolution géosynclinale. DUBERTRET (1954).

ling apporte en surface et suffisamment longtemps des matières nutritives. Il semblerait donc qu'un épanchement puissant de laves basiques et ultrabasiques sur place ne puisse résoudre la présence de radiolarites. L'hypothèse pluto-volcanique ne convient donc pas.

Au cours des cinq dernières années la théorie de l'expansion des fonds océaniques et de la « tectonique des plaques » (MORGAN, 1968; ISACKS et al., 1968) est devenu un puissant instrument de travail pour l'interprétation des orogènes (HAMILTON, 1968; DEWEY, 1969; DEWEY and BIRD, 1970; BIRD and DEWEY, 1970; ...) Dans l'optique d'une plaque de lithosphère en accroissement à partir d'une dorsale, le complexe ophiolitique: pillow-lavas, brèches volcaniques, roches basiques et ultrabasiques, avec intrusions en forme de dykes est « préfabriqué » aux dorsales et poussé, à la vitesse de l'expansion, vers les limites des plaques où celles-ci seront consommées dans le manteau. Ceci explique que les ophiolites des systèmes d'orogène ont été mises en place sous forme solide et à froid. Ceci explique également la possibilité d'une sédimentation pélagique entre les flancs de la dorsale et la zone où la plaque s'enfonce. Cette sédimentation en mer profonde (3000 à 5000 m) consistera normalement en minéraux des argiles (illite le plus souvent), en silice et en carbonates biogènes, et sera caractérisée par une forte teneur en Fe oxydé et une teneur relative en Mn. (SHEPARD, 1963, p. 406). Dans le cas où la silice biogène est prépondérante (upwelling) une silicite sera formée. Cette silicite sera constituée de radiolaires principalement, car les tests des diatomées auront été dissous au cours du long trajet de descente. Elle sera transportée au toit des pillow-lavas vers la fosse en marge des continents ou d'îles en guirlande, et elle partagera le sort des pillow-lavas — basaltes — gabbros — péridotites de la lithosphère consommée. L'interprétation des silicites, dans le cadre de la tectonique des plaques est d'une parfaite logique.

En ce qui concerne la Corse des schistes lustrés si le complexe ophiolitique est considéré comme ayant appartenu à une plaque de lithosphère en expansion vers l'W et s'en-

fonçant sous la bordure E (DEWEY and BIRD, 1970, fig. 14 et fig. 8) de la Corse granitique (à l'Inzecca les schistes lustrés plongent vers l'W, presque verticalement, sous le granite) le style tectonique (dislocations, décollements, laminages, écaillés, plissements, plissotements, mylonitisation, « refoulements violents ») avec déversement général vers l'E se conçoit bien. Il en va de même pour le métamorphisme régional affectant les ophiolites et les schistes lustrés. L'association des minéraux métamorphiques albite, lawsonite, pumpellyite glaucophane d'une part, albite, épidote, chlorite, actinote d'autre part (NETELBEEK, 1951, PETERLONGO, 1967; LACHARPAGNE, 1970) sont caractéristiques d'un métamorphisme *haute pression-basse température* se situant à la limite du glaucophane-lawsonite-schist facies et du green-schist facies (FYFE and TURNER, 1966, p. 361). Ce métamorphisme se conçoit bien pour une plaque en voie d'enfoncement dans le manteau mais ne se conçoit pas pour un épanchement basique et ultrabasique sur place.

## 7. CONCLUSIONS

La comparaison détaillée des roches siliceuses de Blaton et de l'Inzecca a fait apparaître deux types de radiolarites qui ont en commun des radiolaires, du quartz non détritique et des minéraux des argiles. Le rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  de ces roches varie de façon identique pour ces deux types et correspond aux variations du même rapport établi pour les radiolarites actuelles (fig. 3).

Elles diffèrent essentiellement par les formes minérales sous lesquelles se présentent le Fe, l'abondance relative de Mn, P et C organique, par la couleur dominante d'ensemble et par les roches qui y sont associées.

Le tableau ci-après résume ces différences.

Quant à l'origine en général des silicites, il est probable que les silicites pré-cambriennes des « banded-iron formations » connues dans toutes les parties du monde, résultent d'un dépôt chimique de silice. Mais avec l'apparition d'organismes siliceux, un précipité



	Fe	Mn	P	C	Couleur	Roches encaissantes
Blaton	FeS <sub>2</sub> (Fe:1.30)	— (Mn:0.035)	présent (P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> :0.33)	présent	noire	Houille Grès roches carbonatées Schistes R ----- R Calcaires
Inzecca	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Fe:2.12)	présent (Mn:0.28)	— (P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> :0.05)	—	rouge	Grès Schistes Calcaires R ----- R Ophiolites
Les chiffres entre parenthèses sont des % moyens de 83 analyses de phanites (~ Blaton) et de 48 analyses de Jaspes (~ Inzecca) faites par KHVOROVA (1968, p. 106).						

chimique devient impossible, et les silicites résultent de l'accumulation des tests de ces organismes, et leur évolution ultérieure est régie par la diagenèse.

La localisation actuelle de l'accumulation de la silice organique (tant flore que faune) est en relation étroite avec une fertilisation régulière et constante des eaux en surface par l'upwelling assurant la montée des eaux profondes riches en matières nutritives. Il n'y a aucune relation entre la localisation de l'accumulation siliceuse organique et le volcanisme. (1)

(1) Il est possible que dans les mers fermées, peu profondes, ou dans les lacs, la silice dissoute puisse atteindre des concentrations relativement importantes si une ou des sources volcaniques sont à proximité. Le cas se produit actuellement en Islande et en Auvergne. Le peu de profondeur de ces derniers lacs n'appelle pas un apport par upwelling. C'est d'ailleurs généralement vers le printemps que les diatomées se développent dans ces lacs. Les rivières ont à ce moment un débit plus grand et l'arrivée brutale de ces eaux provoque la montée des eaux et des boues du fond, qui se sont enrichies en sels nutritifs pendant l'hiver.

Les deux types de silicites étudiés peuvent être mis en relation avec des upwelling différents.

Les silicites de l'Inzecca résultent de la circulation de masses d'eau en profondeur tels ceux de l'Antarctique et du Pacifique. L'upwelling se situe au droit d'une plaque tectonique entre une dorsale en expansion et une marge où elle s'enfonce dans le manteau. Les silicites se trouvent ainsi au toit des pillow-lavas, sont transportées et s'enfoncent solidairement avec l'ensemble ophiolitique. Ceci constituera une des premières manifestations géosynclinales.

Les silicites de Blaton, avec phosphorites en lits et en nodules, avec calcaires à la base, et roches argileuses, carbonatées (calcite, dolomite, sidérite), sableuses avec veines de houille au sommet, ont été formées à faible profondeur, en période tardigéosynclinale, caractérisée par des avant-fosses, par un upwelling résultant de l'action de vents venant du continent conjugués éventuellement avec la force de Coriolis, tels ceux existant actuellement le long de la côte de Californie.

Les deux types étudiés, traités comme exemples, peuvent être étendus aux silicites connues dans beaucoup de parties du monde.

Aux silicites de l'Inzecca correspondent les radiolarites rouges (jaspes, radiolarian cherts ...) de la ceinture mésogéenne (la Tethys) d'âge jurassique, crétacique et tertiaire inférieur, s'étendant de l'Europe du Sud-Ouest à la Malaisie (GRUNAU, 1965, Pl. I), ainsi que les jaspes du Dévonien de l'Oural.

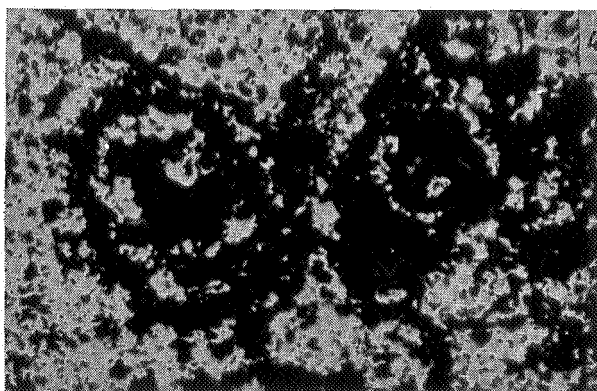
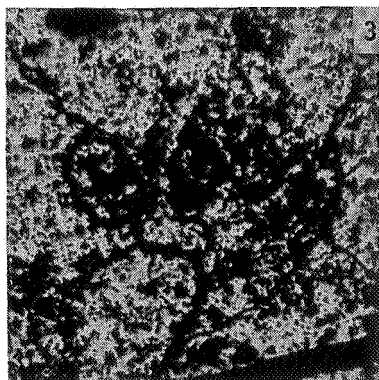
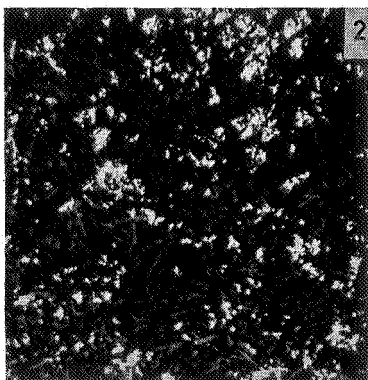
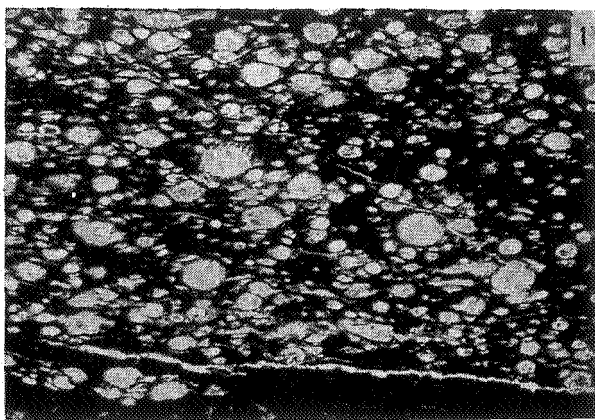
Aux radiolarites de Blaton correspondent les silicites (lydites, phtanites, radiolarian cherts, Kieselschiefer) d'âge carbonifère et silurien.

Le présent travail n'a pas traité des silicites à diatomées. Les conditions de leur accumulation dans les océans actuels sont sensible-

ment les mêmes que pour les radiolaires. Il est probable que les diatomites anciennes, qui ne sont jamais associées aux ophiolites, ont été formées dans des conditions de profondeur analogues à celles des silicites de Blaton. Il ne s'agit pas nécessairement du stade final de l'évolution d'un géosynclinal: beaucoup se sont formées en conditions de plateforme, mais entre l'évolution d'une avant-fosse avant l'ultime période de plissement géosynclinal et une plateforme soumise à des mouvements verticaux, les différences, du point de vue sédimentation, ne sont pas grandes.

## BIBLIOGRAPHIE

- AUBOUIN, J., 1965. Géosynclines. Developments in Geotectonics 1, Elsevier.
- BARDOSSY, G., KONDA, I., RAPP-SHIK, S. and TOLNAY, V., 1969. Cristobalite in Bat-Kellovay Radiolarites of the Bakony Mountains. Problems of Geochemistry. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.
- BELLIERE, M., 1925. Contribution à l'étude lithologique de l'Assise de Chokier. Congrès géol. intern. 1922, XIIIe Session, Liège, Vaillant-Carmanne.
- BELOSTOTSKIY, I. and KOLBANTSEV, G., 1970. The problem of ophiolites of the Dinarids. Int. Geology Review, vol. 12, n° 4, pp. 358-369.
- BERRY, L.G. and THOMPSON, R.M., 1962. X-Ray powder data for Ore Minerals: The Peacock Atlas. Geol. Soc. Am., Memoir 85.
- BIEN, G. S., CONTOIS, D. E., THOMAS, W. H., 1959. Removal of soluble Silica. Soc. Ec. Pal. and Min., Spec. Publ. n° 7, pp. 20-35.
- BIRD, J. M. and DEWEY, J. F., 1970. Lithosphere Plate-Continental Margin tectonics and the evolution of the Appalachian Orogen. Geol. Soc. Am. Bull., V. 81, pp. 1031-1060.
- BOGOYAVLENSKIY, A. N., 1967. Distribution and migration of dissolved silica in Oceans. Int. Geology Review, vol. 9, n° 2, pp. 133-153.
- BRAMLETTE, M. N., 1946. The Monterey Formation of California and the origin of its siliceous rocks. U. S. geol. Survey Prof. Paper 212, 57 p.
- BRUNN, J. H., 1960. Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., Vol III, pp. 115-132.
- BUSHINSKI, G. I., 1964. On Shallow water origin of phosphate sediments. Developments in Sedimentology, vol. 1, pp. 62-70.
- CALVERT, S. E., 1966. Accumulation of Diatomaceous Silica in the Sediments of the Gulf of California. Bull. geol. Soc. Amer., vol. 77, n° 6, pp. 569-596.
- CAYEUX, L., 1929. Les roches sédimentaires de France. Imprimerie Nationale, Paris.
- CHALARD, J., 1960. Contribution à l'Etude du Namurien du Bassin Houiller du Nord de la France. Et. Geol. Atlas Topo. souterraine. Valenciennes.
- COUTURIE, J. P., 1965. Etude géologique de la série des schistes lustrés de la vallée du Tavignano (Corse). Thèse 3e Cycle Fac. Sci. Clermont-Ferrand.
- CRESSMAN, E. R., 1962. Non detrital Siliceous Sediments. Data of Geochemistry. Geol. Surv. Prof. Paper 440-T, pp. T 1-23.
- DEWEY, J. F., 1969. Evolution of the Appalachian-Caledonian Orogen. Nature, Vol. 22, pp. 124-129.
- DEWEY, J. F. and BIRD, J. M. 1970. Mountain Belts and the new Global Tectonics. Journ. Geophys. Res., 75, n° 14, pp. 2625-2647.



#### Radiolarites de l'Inzecca.

1. Lumière transmise — L.P.. Radiolaires dont quelques-uns à spicules ou à structure reticulée (40 ×).
2. Lumière réfléchie — L.P.. Braunite (couleur blanche) dispersée dans radiolarite, Spicules en quartz (couleur grise) de radiolaires (63 ×).
3. Lumière réfléchie — L.P.. Radiolaires minéralisés en braunite (couleur blanche). (63 ×)
4. Lumière réfléchie — L.P.. Detail de 3 (120 ×)

- EMERY, K. O., et RITTENBERG, S. C., 1952. Early diagenesis of California Basin Sediments. *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.* vol. 40, pp. 189-204.
- EMERY, K. O., 1960. The sea of Southern California. Wiley, New-York, pp. 68-73.
- FIGE, K., SCHEERE, J. et VAN TASSEL, R., 1967. Die stratinomische und petrologische Entwicklung des oberen Visé und untersten Namur im Kanal-Einschnitt des Mont des Grosseilliers bei Bleton (Hennegau), Belgien. *Cpte Rendu 6<sup>e</sup> Congrès int. Strat. Geol. Carbonif.*, Sheffield 1967, Vol. II, 1970, pp. 755-770.
- FIGE, K., 1967. Tranchée du Canal Nimy-Antoing. Prof. Paper Serv. Geol. Belgique n° 14.
- FLORKE, O. W., 1955. Zur Frage des 'Hoch'-Cristobalit in Opalen, Bentoniten und Gläsern. *Neues Jb. Min.*, Heft 10, pp. 217-223.
- FYFE, W. S. and TURNER, F. J., 1966. Reappraisal of the metamorphic Facies concept. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 12, pp. 354-364.
- GOLDSTEIN, A., 1959. Cherts and Novaculites of Ouachita facies. *Silica in Sediments. Soc. Econ. Paleont. and Mineral, Spec. Publ. n°7*, pp. 135-149.
- GOLDSTEIN, A. and HENDRICKS, T. A., 1953. Siliceous Sediments of Ouachita facies in Oklahoma. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 64, pp. 421-442.
- GRILL, E. V. and RICHARDS, F. A., 1964. Nutrient regeneration from phytoplankton decomposing in Seawater. *Journ. Mar. Res.*, vol. 22, pp. 51-69.
- GRUNAU, H. R., 1965. Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. *Eclogae Geologicae Helv.*, vol. 58/2, pp. 157-208.
- GUILCHER, A., 1965. *Précis d'Hydrologie*. Masson, Paris.
- GUILLOU, J. J., PRIMEL, L. et ROUTHIER, P., 1962. Existence d'un complexe ophiolitique sous-marin dans le cap Corse; sa structure plissée. *Rev. géogr. physique et Géol. dyn.*, vol. V, fasc. 1, pp. 29-35.
- HOSS, H., 1957. Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kieselschiefer. *Beitr. Min. u. Petr.*, Bd 6, pp. 59-88.
- ISACKS, B., OLIVER, J., and SYKES, L. R., 1968. Seismology and the new global tectonics. *Journ. Geophys. Res.*, Vol. 73, pp. 5855-5900.
- JENSEN, A. T., WOHLK, C. J., DRENCK, K. and ANDERSEN, E., 1957. A classification of Danish flints etc. based on X-ray diffractometry. *Danish. Nat. Inst. Bldg., Res. Comm. Alkali Reactions Concrete, Progr. Rept.*, D(1) .pp. 1-37.
- JODOT, P., 1933. Notes de pétrographie sédimentaire sur la Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5e série, t. III, pp. 767-778.
- JONES, O. A., 1963. The bedded chert, banded iron-formation problem. *Journ. geol. Soc. Australia*, vol. 10, pp. 209-222.
- JUNG, J., 1963. *Précis de Pétrographie*. Masson et Cie, Paris.
- KALEDA, G. A., 1956. The periodization of the geologic history of Silica. *Mineralogical Chemistry, Abstracts* 13561.
- KAZAKHOV, A. V., 1937. The phosphorite facies and the genesis of phosphorites in geological investigations of agricultural ares. *Sci. Inst. Ferlitzers and Insecto-Fungicides. Trans.* 142, pp. 95-113.
- KETCHUM, B. H., 1951. Plancton Algae and their biological Significance. *in Manual of Phycology*, Waltham USA, pp. 335-346.
- KHVOROVA, I. V., 1968. Geosynclinal Siliceous Rocks and some problems of their origin. *XXIII International Geological Congress, vol. 8*, pp. 105-112.
- KRAUSKOPF, K. B., 1959. The geochemistry of Silica in sedimentary environments. *Silica in Sediments. Symposium. Soc. Econ. Paleont. and Mineral, Spec. Publ. n° 7*, pp. 4-19.
- KUNDIG, E., 1956. The Position in time and space of the ophiolites with relation to orogenic meramorphism. *Geol. Mijnb.*, vol. 18, pp. 106-114.
- LACHARPAGNE, J. C., 1970. La série ophiolitique, les schistes lustrés et le métamorphisme à glaucophane dans la vallée d'Alesani (Corse). Thèse, Fac. Sci. Univ. Clermont.
- LAPADU-HARGUES, P. et MAISONNEUVE, J., 1963. L'âge des schistes lustrés de la Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7e série, t. V, pp. 1012-1028.
- LEWIN, J. C., 1961. The dissolution of Silica from diatom walls. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, vol. 21, pp. 182-198.
- LISITSYN, A. P., BELYAYEV, YU. L., BOGDANOV, YU. A. and BOGOYAVLENSKIY, A. N., 1967. Distribution relationships and forms of silicon suspended in waters of World Ocean. *Int. geol. Review*, vol. 9, n° 3, pp. 253-274; n° 4, pp. 604-623.
- MCKELVEY, V. F., 1963. Successful new techniques in prospecting for phosphate deposits. *Science, Technology and Development. United States Papers prepared for the United Nations Conference*, vol. 11, pp. 163-172.
- MCKELVEY, V. E., SWANSON, R. W. and SHELDON, R. P., 1953. The Permian phosphate deposits of western United States. *Internat. geol. Congr. 19 th, Comptes rendus Sec. 11, part 11*, pp. 45-64.
- MCKENZIE, F. T. and GARRELS, R. M., 1965.

- Silicates: reactivity with Sea-Water. *Science*, vol. 150, pp. 57-58.
- McKENZIE, F. T. and GARRELS, R. M., 1966. Silica-bicarbonate balance in the Ocean and early diagenesis. *Journ. Sed. Petrology*, vol. 36, n° 4, pp. 1075-1084.
- MAISONNEUVE, J., 1960. Etude géologique sur le Sud de la Corse (Région comprise entre Ajaccio et Porto-Vecchio). Thèses Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand.
- MILLOT, G., 1964. Géologie des Argiles. Masson et cie, Paris, pp. 1-499.
- MITCHELL, R. S., 1967. Tridymite pseudomorphs after wood in Virginian Lower Cretaceous sediments. *Science*, 158, pp. 905-906.
- MORGAN, J., 1968. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *Jour. Geophys. Res.*, Vol. 73, pp. 1959-1982.
- NETELBEEK, T. A., 1951. Géologie et Pétrologie de la région entre Vezzani et Lugo di Nazza (Corse). *Geol. Inst. Med. Nederland*, n° 182.
- OKAMOTO, G., OKURA, T., GOTO, K., 1957. Properties of Silica in Water. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 12, pp. 123-132.
- PETERLONGO, J. M., 1967. Les ophiolites et le métamorphisme à glaucophane dans le massif de l'Inzecca et la région de Vezzani (Corse). Thèses Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand.
- PETERSON, M. N. A. et von der BORCH, C. C., 1965. Chert: Modern inorganic deposition in a carbonate-precipitation locality. *Science*, vol. 149, n° 3691, pp. 1501-1503.
- RIEDEL, W. R., 1959. Siliceous organic remains in pelagic sediments. Silica in Sediments — A Symposium. *Soc. Econ. Paleont. and Mineral. Spec. Publ.* n° 7, pp. 80-91.
- ROTSCHI, H. et JARRIGE, F., 1968. Sur le renforcement d'un upwelling équatorial. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, Série Océanogr., vol. VI, n° 3-4.
- ROUTHIER, P., 1946. Volcano-plutons sous-marins du cortège ophiolitique. *Cr. Ac. Sci.*, vol. 222, p. 192.
- ROUTHIER, P., 1968. Sur les relations entre Corse « hercynienne » et Corse « alpine ». *Bull. Soc. géol. France*, 7e série, t. X, pp. 13-35.
- SCHEERE, J. et VAN TASSEL, R., 1967. Etude pétrologique in Fiege et al., 1967, pp. 764-770.
- SCHEERE, J. et VAN TASSEL, R., 1969. Phosphorites du passage Viséen-Namurien à Blaton, province de Hainaut, et à Warnant, province de Namur. *Bull. Soc. belge de Géologie*. T. LXXVII, fasc. 2 et 3, pp. 245-262.
- SCHINK, D. R., 1967. Budget for dissolved Silica in the Mediterranean Sea. *Geoch. et Cosmoch. Acta*; vol. 31, pp. 987-999.
- SCHWAB, G. M. und WAHL, B., 1956. Beiträge zur Struktur der organischen Kieselsäure. *Naturwiss.*, 513.
- SHELDON, R. P. 1964. Paleolatitudinal and Paleogeographic distribution of Phosphorite. *Geol. Surv. Research* 1964. pp. 106-113.
- SHEPARD, F. P., 1963. *Submarine Geology*. Harper and Row, New York, 557 p.
- SIEVER, R., 1957. The Silica budget in the Sedimentary cycle. *Am. Mineralogist*, vol. 42, pp. 821-841.
- SIEVER, R. and SCOTT, R. A., 1963. Organic Geochemistry of Silica. *Organic Geochemistry*, Pergamon Press, Chap. 14, pp. 579-595.
- SIEVER, R., BECK, K. C., BERNER, R. A., 1965. Composition of interstitial waters of modern Sediments. *Journ. of Geology*, n° 73, pp. 39-73.
- SIFFERT, B., 1962. Quelques réactions de la silice en solution. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lor.*, n° 21.
- SMAYDA, T. H., 1966/67. A quantitative analysis of the Phytoplankton of the Gulf of Panama. University of Rhode Island, Collected reprints, vol. 5, pp. 281-540.
- STEFANSON, U., and RICHARDS, F.A., 1963. Processes contributing to the Nutrient distributions of the Columbia River and Strait of Juan de Fuca. *Limnology and Oceanography*, Vol. 4, pp. 394-410.
- STRAKHOV, N. M., 1967. Some aspects of geochemistry of silica. *Intern. geol. Rev.*, vol. 9, n° 1, pp. 25-27.
- SVERDRUP, H. V., JOHNSON, M. W., FLEMING, R. H., 1942. *The Oceans. Their physics, chemistry and general biology*. Prentice Hall, New-York.
- SWINEFORD, A. and FRANKS, P. C., 1959. Opal in the Ogallala Formation in Kansas. *Soc. Econ. Paleont. and Mineral. Special Public.*, n° 7.
- TALIAFERRO, N. L., 1933. The relation of volcanism to diatomaceous and associated siliceous sediments. *Calif. Univ., Dep. Geol. Sci. Bull.*, vol. 23, n° 1, pp. 1-56.
- TEODOROVITCH, G. I., 1958. Classification des roches silico-carbonato-argileuses. *Ann. Serv. Inform. B.R.G.G.M.*, n° 33, pp. 6-11.
- THAYER, T. P., 1967. Chemical and Structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in Alpine intrusive complexes. *in Ultramafic and related rocks*, ed. P. J. Wyllie. Wiley, New-York, p. 222.
- VUAGNAT, M., 1954. Le rôle des coulées volcaniques sous-marines dans les chaînes de Monta-

gnes. Congrès géol.intern. Alger, Comptes rendus de la 19e ses., Section XV, fasc. XVII, pp. 53-59.

WEY, R. et SIFFERT, B., 1961. Réactions de la silice monomoléculaire en solution avec les ions  $Al^{3+}$  et  $Mg^{2+}$ . Coll. Inter. C. N. R. S., vol. 105, pp. 11-23.

WOLLAST, R., 1967. Contribution à l'étude de l'envasement de l'Escaut. Rapport n° 4. U. L. B., pp. 1-30.

Communication présentée le 15 décembre 1970.