

## L'authigenèse océanique de palygorskite par halmyrolyse de péridotites serpentinisées (Marge de Galice) : ses implications géodynamiques

Anne-Marie KARPOFF, Yves LAGABRIELLE, Gilbert BOILLLOT et Jacques GIRARDEAU

**Résumé** — Les péridotites serpentinisées qui affleurent au pied de la marge continentale de la Galice ont subi une altération sous-marine depuis la fin de l'Aptien; elles ont été transformées en palygorskite et smectites. La néogenèse de palygorskite est donc possible par halmyrolyse de matériel mantellique. De ce fait, la présence de palygorskite dans des sites particuliers de l'océan Atlantique pourrait être le marqueur de l'existence de pointements en ride du manteau.

### Authigenesis of palygorskite from halmyrolysis of serpentized peridotites (Galicia Bank): geodynamic significance

**Abstract** — Serpentized peridotites crop out at the western boundary of the Galicia margin and have been locally exposed to halmyrolysis since late Aptian times. They are transformed into palygorskite and smectites. Thus, the authigenesis of palygorskite may be the result of marine alteration of a mantellic parent material. Then, the occurrence of such a magnesian silicate in certain specific sites in the Atlantic Ocean could be an expression of the uplifting of deep mantellic rises.

**Abridged English Version** — The process of upwelling and outcropping of mantle bodies on sea floor has now been established ([1] to [4]). On the west Galicia margin (Fig. 1), at the boundary of the thinned continental and oceanic crusts (Fig. 2), a ridge of peridotites was uplifted and serpentized during rifting (140 to 110 M.a.) [4]. During the Galinaute cruise of the *Nautille* submersible, a site on the west flank of the so-called "Hill 5100" mount (Fig. 1) provided the *in situ* sampling of the altered facies of serpentized peridotites. The last stage of serpentization (350–55°C) of the foliated harzburgites and lherzolites is expressed by a low-temperature (10°C) calcite infilling fractures ([5], [6]).

The sample GAL. 86-04-01 is a decimetric, soft, clayey block. The salmon-colored matrix contains centimetric, reddish to yellowish brown patches or residual serpentinites [7]. Thin layers of oxides coat the surface exposed to sea water or surround the residual serpentines zones. The bulk facies consists of palygorskite, smectites, Al-serpentine, scarce pyroxene and quartz [8]. The later could form the tubes of burrowing organisms found at the surface. Oxyhydroxides are goethite and poorly-crystallized  $\text{MnO}_2$ . The clay fraction ( $< 2 \mu\text{m}$ ) consists of palygorskite (main reflexion peaks at 10.48 and 4.47 Å) and dioctaedral smectites. SEM and TEM observations establish the prevalence of the authigenic palygorskite as tangled long fibers or very skinny fibers in pores and cracks (*Pl.*). No genetic relationship between the palygorskite fibers and the flaky smectites was observed. Chemical compositions (Table) show greater Fe, Mn, Ni and Cr contents in the bulk facies, related to the residual phases and oxides [9]. The composition of the clay fraction is that of a marine palygorskite, with an  $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mg})$  ratio of 0.41 [10].

The formation and stability of palygorskite require high silica and magnesium activities and alkaline pH. In the pelagic realm, palygorskite could be detrital, diagenetic or hydrothermal. In diagenetic sediments, mainly siliceous, the associated phases are Mg-smectites and zeolites ([10], [11]). Hydrothermal Mg-silicates occur at mid-oceanic ridges and along transform faults within sedimentary layers or concretions containing smectites, clinoptilolite,

Note présentée par Georges MILLOT.

even dolomite and oxyhydroxides ([12] to [15]). Invoked temperatures are low, sometimes established by isotopes analyses below 70°C [16].

At Hill 5100, the palygorskite is not sedimentary and so, neither detrital nor diagenetic. The structure of the site exposed to sea water since Aptian times, the clayey facies with residual minerals argue in favor of a formation from the alteration of serpentized peridotites. This alteration could have occurred under hydrothermal or normal oceanic conditions (halmyrolysis). The facies is similar to those ascribed to hydrothermalism but differs in the lack of zeolites. The last hydrothermal event recorded by the serpentinites is expressed by a low-temperature calcite. Thus, it is not established that the palygorskite could be ascribed to the hydrothermal evolution. Palygorskite or sepiolite formation is possible under oceanic conditions ([13], [17]), but the minerals have always been considered to be precipitated from fluids. The textural relationship between the bed rock and the studied clay is obvious, and the latter could have originated from the halmyrolysis of the serpentinites by dissolution-reprecipitation processes.

The *in situ* halmyrolysis of serpentized peridotites from the Galicia margin defines a new process of authigenesis of the palygorskite in marine environment. This silicate as well as sepiolite may play an important role in the oceanic Mg cycle. Moreover, this example allows some other occurrences of palygorskite in the Atlantic Ocean to be reconsidered. For instance, peculiar palygorskite enrichments occurring in comparable sites could have been reworked from the halmyrolyzed facies of ultramafic bodies. Such mantellic structures could be more frequent than so far recovered. Furthermore, the prediction of Bonatti and Joensuu, followed by Bowles *et al.* ([13], [14]) setting up the authigenic Mg-silicates as sea floor expression of volcanic or tectonic active features could be extended to the uplifted mantellic rises.

---

1. INTRODUCTION. — Le manteau terrestre est une enveloppe mobile susceptible de gagner la surface lithosphérique. L'importance des processus de la mise à nu du manteau en contexte distensif d'ouverture océanique a été révélée récemment tant dans les chaînes anciennes [1] que dans les océans à l'axe de dorsale, dans les zones de fractures ([2], [3]) ainsi qu'au pied de marge continentale [4]. Au cours des Leg 103 d'ODP et campagne Galinaute du submersible *Nautilé* réalisés sur la marge de Galice (fig. 1), des péridotites serpentinisées ont été carottées et prélevées *in situ* [4]. Le modèle de la mise en place de la ride du manteau, entre croûtes océanique et continentale amincie (fig. 2), a été développé par Boillot et coll. [4]. La remontée des roches ultramafiques et leur serpentinitisation se sont effectuées lors du « rifting » de la marge, entre 140 et 110 M.a., avant l'ouverture océanique.

La plongée conduite sur le flanc ouest de la ride affleurante formant un petit relief isolé nommé Mont 5100 (fig. 1), a permis l'échantillonnage direct de lherzolite serpentinisée et altérée en une masse argileuse avec quelques îlots résiduels de phases primaires. Les analyses pétrologiques, minéralogiques et chimiques permettent de caractériser le faciès d'altération océanique de ces serpentinites.

2. ENVIRONNEMENT ET NATURE DE LA ROCHE MÈRE. — Au large de la Galice, la ride de péridotites est large d'environ 10 km et reconnue sur près de 100 km. Elle est couverte à la base de son flanc oriental par des sédiments syn-rift peu épais du Crétacé inférieur, absents sur le flanc ouest (fig. 2; [4]). En profondeur, les harzburgites et lherzolites foliées précocement, recoupées par des filons dioritiques, ayant subi une déformation ductile à

haute température pendant leur remontée [5]. Un dernier stade de la serpentinisation hydrothermale (de 350 à 55°C) est marqué par une fracturation intense avec des remplissages de calcite (10°C) [6]. La mise à l'affleurement des serpentinites, vers 110 M.a., est le dernier épisode de la structuration en ride lors de l'ouverture océanique. L'action de l'eau de mer sur ces roches s'est donc imposée depuis la fin de l'Aptien.

Au site de plongée 04 du *Nautilé* (42°0,07 N-12°53,45 W), les péridotites serpentinisées ont pu être observées et prélevées *in situ*; à l'affleurement, elles présentent la même foliation nette que les serpentinites décrites en carottage. L'échantillonnage effectué dans la masse a révélé leur quasi complète argilisation.

3. COMPOSITION DE L'ÉCHANTILLON GAL. 86-04-01. — L'échantillon étudié consiste en un large bloc décimétrique à aspect de glaise, souple sous la pression du doigt. Dans la masse beige rosé (7.5 YR 6/6 à 7/6, [7]), des îlots d'environ 1 cm et des très petits grains montrent des teintes allant du rouille franc (5 YR 5/8) au jaune ocre (10 YR 8/8 — 7/8), parfois au blanc verdâtre. Le plus souvent, les plus grands îlots sont entourés d'un liseré noir d'oxydes et leur centre montre une structure fine, feuilletée, rapportée à celle de serpentines résiduelles. Un saupoudrage d'oxydes noirs recouvre la face de l'échantillon exposée à l'eau de mer. Ce faciès correspond bien à celui de fragments prélevés lors d'un dragage antérieur [4].

La roche totale est un mélange de palygorskite, smectites, serpentine alumineuse, avec des pyroxènes et du quartz en traces [8]. Ce dernier peut constituer les tubes ou tests agglutinés d'organismes trouvés en surface taraudée d'échantillon [9]. Les oxydes superficiels ou entourant les plages de serpentines contiennent de la gauthite et des phases manganésifères mal cristallisées de type  $MnO_2$ . L'abondance de la halite traduit la forte imprégnation en eau de mer. La fraction argileuse ( $< 2 \mu m$ ) extraite de la matrice rosée est formée de palygorskite et smectites, avec encore quelques traces de serpentine. Les caractéristiques des minéraux argileux sont : pour la palygorskite, des pics principaux à 10,48 et 4,47 Å, et pour la smectite un pic majeur à 14-14,5 Å, se déplaçant à 17 Å lors de la glycolation et vers 9,9 Å au chauffage; la réflexion (060) située entre 1,49 et 1,50 Å en fait une smectite dioctaédrique [8].

Les observations en microscopie électronique confirment l'abondance de palygorskite néoformée. Un enchevêtrement de fibres souples compose la masse (pl., fig. 2) et des fils grêles (pl., fig. 1) se développent au niveau des pores ou petites fissures aux abords des îlots de serpentine. L'assemblage des particules de smectites et des longues fibres de palygorskite (pl., fig. 3) ne permet pas d'établir une quelconque filiation entre les deux phases.

Les compositions chimiques de la roche totale et de la fraction fine, diffèrent peu (tableau). Les teneurs en fer, manganèse, nickel et chrome sont plus élevées dans la roche totale. Le chrome a été localisé dans les îlots de serpentine. Les oxydes de manganèse pauvres en fer, confinés aux abords de ces plages, renferment du nickel. Le fer est parfois concentré dans de très petits grains sub-automorphes de magnétite [9]. La composition de la fraction fine est proche de celle d'une palygorskite marine, avec un rapport  $Al/Al + Fe + Mg$  de 0,41 [10].

4. GENÈSE DE PALYGORSKITE EN MILIEU OCÉANIQUE. — La formation et la stabilité de la palygorskite nécessitent un milieu où les activités de silice et de magnésium sont fortes, celle de l'aluminium faible, et un pH alcalin; les températures élevées sont aussi favorables. Dans les sédiments pélagiques, la palygorskite a l'une des trois origines suivantes : détritique, diagénétique, hydrothermale [10]. Ces deux dernières font appel à différents



processus de formation : soit par précipitation directe dans les sédiments à partir de solutions interstitielles ou hydrothermales, réagissant ou non avec le matériel encaissant; soit par transformation structurale d'un minéral précurseur, le plus souvent une smectite.

Les faciès pélagiques à palygorskite néoformée par diagenèse sont généralement associés à des séries carbonatées, siliceuses (cherts), phosphatées, et des niveaux volcanosédimentaires; palygorskite et smectites magnésiennes y sont souvent accompagnées de zéolites ([10], [11]). Palygorskite ou sépiolite sont très fréquentes dans les formations péri-océaniques du Crétacé supérieur, du Paléocène et de l'Éocène.

Les premiers exemples de genèse hydrothermale de palygorskite et sépiolite par précipitation, décrits en milieu océanique profond, sont liés aux environnements particuliers des dorsales actives et failles transformantes ([12] à [14]). Les argiles magnésiennes forment, dans les sédiments, des niveaux ou des agrégats dont les paragenèses sont proches de celles des faciès diagénétiques : clinoptilolite, smectites magnésiennes, quartz, parfois dolomite et oxydes ferro-manganésifères. Les sources de magnésium évoquées varient selon les auteurs : eau de mer, solutions issues de l'interaction eau de mer-fluides profonds-phases primaires magnésiennes, fluides hydrothermaux saturés. L'hypothèse de l'intervention de processus hydrothermaux ([13], [14]) est retenue à cause soit de la nature du soubassement (serpentinites) soit de sa structure (fractures). Des néogenèses similaires de palygorskite formant des cœurs de concrétions ou des horizons sédimentaires ont été citées en océans Atlantique et Pacifique [15] et dans des dolomies hydrothermales coiffant un dôme de péridotites serpentinisées en Mer Tyrrhénienne [16]. Dans tous ces cas, les températures impliquées sont supposées assez basses, parfois estimées par méthode isotopique inférieures à 70°C [16].

5. FORMATION DE LA PALYGORSKITE DU « MONT 5100 ». — La palygorskite du Mont 5100 n'est, de part le gîte même, ni sédimentaire ni de ce fait détritique. Les caractéristiques de l'affleurement, son exposition à l'action de l'eau de mer depuis l'Aptien terminal, la nature du faciès avec les reliquats de serpentinites, impliquent en toute logique une néoformation consécutive à l'altération des péridotites serpentinisées. Cette néoformation s'est réalisée soit précocement en régime hydrothermal, après la serpentinisation, soit dans les conditions normales du fond océanique (halmyrolyse).

— Le faciès macroscopique est assez comparable à ceux qui ont été antérieurement décrits et attribués à des phénomènes hydrothermaux ([12] à [15]). Cependant la paragenèse diffère par l'absence de zéolite. Le dernier événement hydrothermal enregistré par les serpentinites est de basse température (10°C) et correspond au remplissage de fractures par de la calcite [6]. La mise à l'affleurement est postérieure et, si les fluides connés résiduels pouvaient être marqués chimiquement par les derniers stades de la serpentinisation, leur température devait être basse. Ainsi, en l'absence de données isotopiques sur la phase argileuse, il n'est pas démontré que la palygorskite s'est formée en régime hydrothermal.

— La précipitation de palygorskite, possible en conditions océaniques ([13], [17]), était jusqu'à présent considérée comme se faisant à partir de solutions saturées et non comme produit d'altération *in situ* d'une roche mère, du fait de l'absence de critères texturaux. Dans le cas étudié, la relation entre roche initiale et argile magnésienne est étroite, et la genèse de la palygorskite peut résulter de processus de dissolution-précipitation lors de l'halmyrolyse des serpentinites. L'existence d'un éventuel minéral précurseur transformé n'est pas établie. La formation des smectites accompagnerait celle de palygorskite, en utilisant des éléments disponibles dans la chaîne des réactions dominées par les silicates

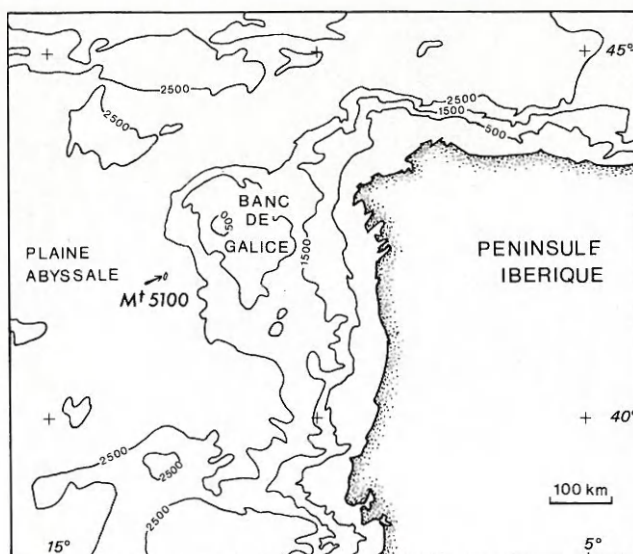


Fig. 1. — Localisation du site de prélèvement de l'échantillon GAL. 86-04-01 sur le flanc W du Mont 5100 (d'après Boillot et coll., 1986).

Fig. 1. — Location of the sampled diving site GAL. 86-04-01 at Hill 5100 (after Boillot et al., 1986).

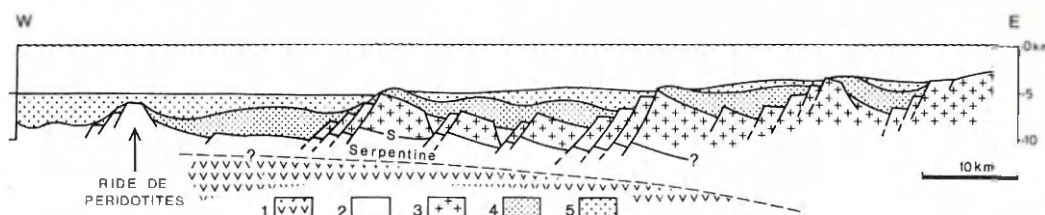


Fig. 2. — Coupe W-E de la marge occidentale de Galice, au Nord du Mont 5100 (d'après Féraud et coll., 1988); 1 = manteau supérieur; 2 = serpentinites (S); 3 = croûte continentale; 4 = sédiments syn-rift; 5 = sédiments post-rift.

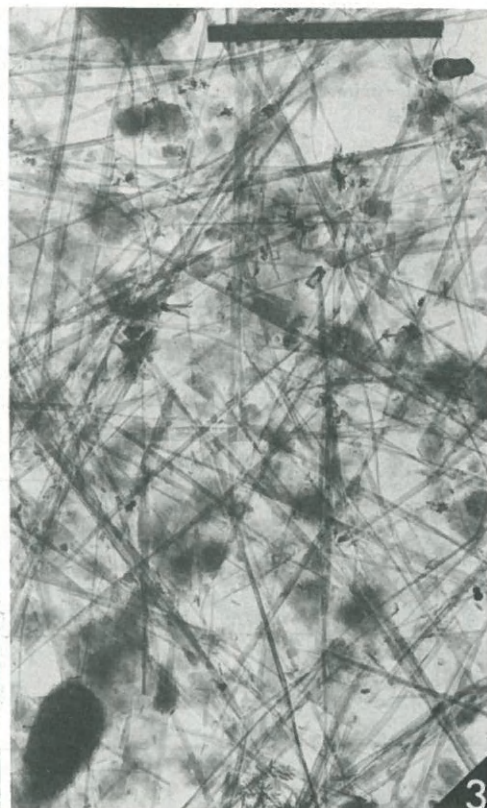
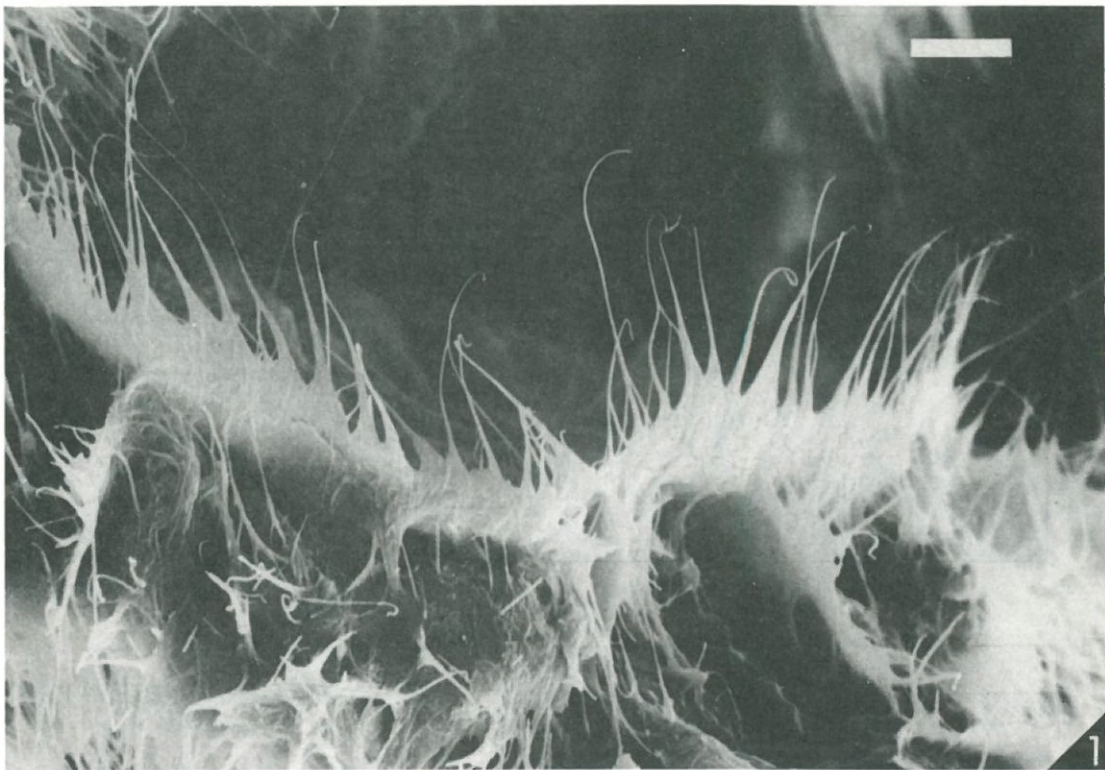
Fig. 2. — Cross-section of the Galicia Margin, north to the "Mount 5100" (after Féraud et al., 1988); 1 = upper mantle; 2 = serpentinites (S); 3 = continental basement; 4 = syn-rift deposits; 5 = post-rift sediments

TABLEAU

Composition chimique de la roche totale (R.T.) et de la fraction argileuse < 2 µm (F.F.);  
éléments majeurs en pour cent d'oxydes, éléments en traces (ppm).

Chemical composition of the bulk rock sample (R.T.) and extracted fine fraction (F.F.);  
major elements are given as oxides (weight in percent) and trace elements (ppm).

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Mn <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	TiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P.F.	Total
R.T.	47,5	13,8	6,90	1,7	11,8	1,13	0,62	2,49	3,28	10,75	99,97
F.F.	51,2	14,5	5,85	1,9	10,4	0,57	0,73	0,32	3,48	9,88	98,83
	Sr	Ba	V	Ni	Co	Cr	Zn	Cu	Zr		
R.T.	88	224	175	1438	124	1792	288	167	140		
F.F.	89	190	150	918	59	641	252	128	160		





## EXPLICATIONS DE LA PLANCHE II

Fig. 1. — Vue en microscopie électronique à balayage des fibres très effilées de palygorskite développées au niveau des pores; échelle = 2  $\mu\text{m}$ .

Fig. 1. — SEM microphotograph of the skinny long fibers of palygorskite growing around pores; scale bar = 2  $\mu\text{m}$ .

Fig. 2. — Enchevêtrement dense de fibres de palygorskite composant l'essentiel de la masse beige-rosé de l'échantillon GAL. 86-04-01 (MEB); échelle = 5  $\mu\text{m}$ .

Fig. 2. — Pinky light brown clayey matrix of the sample GAL. 86-04-01 made of tangled fibers of palygorskite (SEM microphotograph); scale bar = 5  $\mu\text{m}$ .

Fig. 3. — Fraction fine observée au microscope électronique à transmission: les nombreuses fibres de palygorskite n'ont pas de relation structurale avec les particules en flocon de smectites; quelques petits paquets épars de lattes très courtes peuvent correspondre aux serpentines; échelle = 2  $\mu\text{m}$ .

Fig. 3. — TEM microphotograph of the clay assemblage in the fine fraction: numerous long fibers of palygorskite and flaky particles of smectites with any structural relationship observed between the two phases; some small short laths are related to serpentine phases; scale bar = 2  $\mu\text{m}$ .

les plus magnésiens. Depuis les péridotites, les serpentinites, jusqu'au faciès à palygorskite, lors de réactions de plus en plus marquées par l'eau de mer et de basse température, du magnésium serait rendu au domaine océanique.

6. CONCLUSION ET IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES. — Le faciès d'altération sous-marine *in situ* ou halmyrolyse, non hydrothermale, des péridotites serpentinisées du Banc de Galice définit un cas nouveau de néoformation de palygorskite en milieu océanique, cas non encore décrit à notre connaissance. Ce silicate magnésien, tout comme la sépiolite, constituerait alors un maillon important dans le bilan et cycle océanique du magnésium et de la silice.

En outre, l'exemple du Mont 5100 permet d'envisager que certains autres cas de concentration de palygorskite en océan Atlantique puissent correspondre à des environnements structuraux similaires. En effet, des niveaux très tranchés et des concrétions riches en palygorskite erratiques dans les sédiments superficiels semblent fréquents ([14], [15]). Leur localisation n'est pas aléatoire; ils sont proches de fractures profondes ou remontées de la croûte océanique ou encore de « seamounts » de nature non encore établie, au large de la marge continentale est-atlantique. Ces accumulations de palygorskite résulteraient du remaniement ou de la dispersion par les courants de fond de gîtes constitués du faciès d'halmyrolyse de roches ultramafiques. Les remontées du manteau pourraient être alors plus fréquentes que celles que l'on décrit dans les océans actuels. La prédiction de Bonatti et Joensuu reprise par Bowles et coll. [14], faisant des silicates magnésiens néoformés des marqueurs, sur le plancher océanique, de zones tectoniques ou volcaniques actives — ou qui le furent — pourrait donc être ainsi étendue à ces structures en ride de roches ultramafiques.

Note remise le 9 janvier 1989, acceptée le 19 janvier 1989.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] Y. LAGABRIELLE, *Thèse Sc.*, U.B.O., Brest, 1987, 235 p.
- [2] E. BONATTI et P. R. HAMLYN, *The Oceanic Lithosphere, The Sea*, 7, 1981, p. 241-283.
- [3] T. JUTEAU, M. CANNAT et Y. LAGABRIELLE, *Proc. Init. Rpts (Part B)*, O.D.P., 109 (sous presse).
- [4] G. BOILLLOT, *La Recherche*, 18, 1987, 1294-1303; G. BOILLLOT, S. GRIMAUD et coll., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, 1980, p. 23-34; G. BOILLLOT, M. C. COMAS et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, série II, 1986, p. 1719-1724; G. BOILLLOT, M. RECQ et coll., *Tectonophysics*, 132, 1987, p. 335-342; G. BOILLLOT, E. L. WINTERER, et

coll., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, série II, 1985, p. 627-632; *Geotimes*, 31, 1, 1986, p. 15-17; *Proc. Init. Rpts (Part A)*, O.D.P., 103, 1987; *Proc. Init. Rpts (Part B)*, O.D.P., 103 (sous presse).

[5] G. FERAUD, J. GIRARDEAU et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, série II, 1988, p. 49-55.

[6] P. AGRINIER, C. MEVEL et J. GIRARDEAU, *Proc. Init. Rpts (Part B)*, O.D.P., 103 (sous presse).

[7] Munsell (R) Soil Color Charts, Édition 1975; couleur déterminée sur l'échantillon encore humide.

[8] Déterminations sur diffractogrammes aux rayons X de poudres non orientées et de pâtes < 2  $\mu\text{m}$  orientées.

[9] Observation au M.E.B. sur fragment; détection sur lame mince polie, par analyse au Tracor (R) couplé au M.E.B.

[10] M. KASTNER, *The Oceanic Lithosphere, The Sea*, 7, 1981, p. 915-980, et l'abondante bibliographie citée dans cette synthèse.

[11] G. MILLOT, *Géologie des Argiles*, Masson, Paris, 1964, 499 p.; R. A. COUTURE, *Chem. Geol.*, 19, 1977, p. 113-130; A. M. KARPOFF, M. HOFFERT et N. CLAUER, *Init. Rpts D.S.D.P.*, 62, 1981, p. 759-771; A. M. KARPOFF, M. BOURBON et coll., *Init. Rpts D.S.D.P.*, 80, 1984, p. 823-843.

[12] J. C. HATHAWAY et P. L. SACHS, *Amer. Miner.*, 50, 1965, p. 852-867.

[13] E. BONATTI et O. JOENSUU, *Amer. Miner.*, 53, 1968, p. 975-983.

[14] F. A. BOWLES, E. A. ANGINO et coll., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 11, 1971, p. 324-332.

[15] M. HOFFERT, C. LALOU et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 281, série D, 1975, p. 231-233; M. CHURCH et B. VELDE, *Chem. Geol.*, 25, 1979, p. 31-39; P. BONTE, C. LALOU et C. LATOUCHE, *J. geol. Soc. London*, 137, 1980, p. 373-377.

[16] J. A. MCKENZIE, A. ISERN et coll., *Proc. Init. Rpts. (Part B)*, O.D.P. (sous presse).

[17] E. BONATTI, E. CRAIG SIMMONS et coll., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 1983, p. 229-238.

A.-M. K. : Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface, L.P.-C.N.R.S.,  
1, rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex;

Y. L. : U.R.A.-C.N.R.S. n° 270, Géodynamique, Sophia-Antipolis, Université de Nice;  
U.B.O., G.I.S. Océanologie et Géodynamique, 6, avenue Le Gorgeu, 29287 Brest Cedex;

G. B. : Laboratoire de Géodynamique sous-marine du C.E.R.O.V., U.A.-C.N.R.S. n° 718,  
Université Pierre-et-Marie-Curie, B.P. n° 48, 06230 Villefranche-sur-Mer;

J. G. : Laboratoire de Pétrologie physique, Université de Paris-VII et I.P.G.P.,  
2, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05.