

Les phosphorites de la marge Nord de l'Espagne. Étude géologique et pétrographique

Phosphorites
Marge continentale
Géologie
Pétrographie
Espagne
Phosphorites

Continental margin
Geology
Petrography
Spain

M. Lamboy ^a, J. Lucas ^b

^a Laboratoire de Géologie de l'Université de Rouen, 76130 Mont-Saint-Aignan, France.
Adresse actuelle : Faculté des Sciences et Techniques, Sfax, Tunisie.

^b Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface (C.N.R.S.). Laboratoire de Géologie de l'Université Louis-Pasteur, 67000 Strasbourg, France.

Reçu le 5/1/79, révisé le 20/2/79, accepté le 1/3/79

RÉSUMÉ

Des phosphorites ont été récoltées sur la marge continentale au nord de l'Espagne, à une profondeur comprise entre 300 et 1 000 m, associées souvent à des sédiments meubles glauconieux. Ce sont des « galets », croûtes, moules internes, nodules de formes variées. Deux ensembles peuvent être distingués. Dans les roches sédimentaires phosphatisées, le phosphate a remplacé le carbonate. Les nodules glauconieux et phosphatés correspondent à la phosphatation du sédiment meuble, exclusivement au sein de volumes confinés souvent limités par des voiles biologiques : les cellules de phosphatation. Chacun de ces nodules apparaît comme une somme de cellules de phosphatation. Ce phénomène de phosphatation, discontinu dans l'espace et le temps a dû commencer au Miocène et est prouvé au Quaternaire.

Oceanol. Acta, 1979, 2, 3, 325-337.

ABSTRACT

Phosphorites from the continental margin off northern Spain.
Geological and petrological study.

At Cape Ortegal, phosphorites are situated on the continental margin near the shelf edge; samples were dredged at depths between 300 and 1,000 m. At Le Danois Bank, phosphorites lie at the top and on the upper parts of the bank flanks at similar depths.

Phosphorites occur in the form of "pebbles", crusts or internal moulds, but principally as nodules in a variety of more or less conglomeratic forms. At Cape Ortegal, many of these phosphorites are very rich in glauconite grains and resemble the facies from the Agulhas Bank of South Africa which were described by Parker (1975) as "glauconitic" and "glauco-conglomeratic" facies. At Le Danois Bank, the samples are extremely ferruginous.

Petrological investigation reveals that phosphorites constitute a highly complicated and lithologically diversified group. In sedimentary phosphatized rocks (outcrops and fragments that are free in the sediment or incorporated in conglomerates), phosphatization reflects the replacement of calcium carbonate by apatite in rock which has already been lithified. In the glauconitic phosphatized nodules, apatite is located in phosphatized elements and in the cement. The phosphatized elements are either initially calcareous elements (rock fragments, bioclasts, tests, fine matrix, calcium residues of glauconite grains), or elements associated with organic matter (organic films, borings, burrows, coprolites). There is no indication that the phosphatic cement has replaced a previous cement. Except for the phosphate, the composition of these nodules is identical with that of the surrounding loose sediment. Phosphatization is observed in the interior of semi-confined volumes which are called "phosphatization cells". Polyphased sedimentation and cementation are responsible for the great variety

noted in the form and structure of these nodules, each of the latter being the sum of several phosphatization cells. Many later modifications affect each consolidated nodule (corrosion, fissuration, borings, encrustings, coatings, infillings), providing it with an individuality which is due to its complex genesis. As far as age is concerned, it would appear that phosphorite began to form during the Miocene; further phosphatization is proved to date from the quaternary. On the scale of individual nodules, phosphatization is discontinuous in time and space. No fundamental difference exists between the phosphorites of Le Danois Bank and those of the North-West margin off Spain. Certain petrological differences would appear to be due to the composition and the thickness of the soft sedimentary overburden in which the nodules have formed: at Cape Ortegal this sediment is rich in quartz and glauconite grains; on Le Danois Bank, fine, glauconite-poor sediments prevail, with a lower rate of sedimentation and more important stromatolitic covering. Other petrological differences, such as ferruginization and manganese encrustings found at Le Danois Bank, may be due to particular local physicochemical conditions.

Oceanol. Acta., 1979, 2, 3, 325-337.

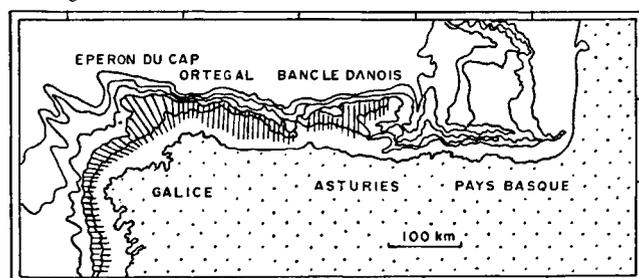
Le problème de la genèse du phosphate n'est pas nouveau et il serait fastidieux de citer la liste de ceux qui depuis Kazakov (1937) et Cayeux (1939) l'ont abordé. Si les phosphorites des marges continentales sont connues depuis longtemps, ce n'est qu'assez récemment que leur étude a été entreprise; elle l'a été avec vivacité, puisque l'excellente mise au point bibliographique de Le Lann (1972) ne contient pas moins de 263 références. Ces phosphates en mer ont été plus ou moins complètement étudiés et souvent seulement signalés par la reconnaissance de galets ou d'encroûtements phosphatés au hasard des dragages comme c'est le cas de la région que nous nous proposons d'étudier. En effet, si en 1908 Collet signale la présence de phosphorites dans les échantillons dragués par le NO « Challenger » sur les côtes atlantiques de l'Espagne, il ne semble pas que ces roches aient fait auparavant l'objet d'une étude particulière puisque les résultats scientifiques de l'expédition du « challenger » publiés par Murray et Renard en 1891 n'en font pas mention. C'est seulement au cours de ces dernières années que de nouveaux prélèvements ont été effectués au cours de missions réalisées par les Universités de Rennes (banc Le Danois) et de Rouen (nord-ouest de l'Espagne) dans le cadre de l'étude géologique des marges nord et ouest espagnoles; en outre, pour les deux zones, nous avons bénéficié des échantillons recueillis par le NO « Thalassa » lors de missions biologiques organisées par le Muséum d'Histoire Naturelle et le Laboratoire Maritime de Roscoff.

Les échantillons étudiés proviennent tous de la marge

Figure 1

Localisation des zones étudiées. La surface hachurée correspond à la zone étudiée.

Location map of areas investigated. Shading indicates areas investigated.



nord-ouest ibérique. Un premier ensemble a été recueilli sur le plateau continental et le haut de la pente entre le cap Penas (6°W) et la frontière portugaise; un second ensemble provient du banc Le Danois (4°30'-5°10'W) (fig. 1). Les prélèvements ont été réalisés à l'aide de dragues (drague Rallier du Baty, drague Boillot), quelquefois avec une benne à sédiments (benne CREO) ou un carottier à roches (carottiers à poids type Stetson et type CNEXO). Il faut souligner que les phosphorites ont été récoltées au cours de missions à objectifs très différents: cartographie des sédiments, recherche de la roche en place pour l'étalonnage stratigraphique des profils sismiques, inventaire de la faune fixée sur substrat rocheux. Aucune mission n'a donc été spécialement consacrée à la recherche systématique et à l'étude spécifique des phosphorites. Ces remarques sur la méthodologie des prélèvements devront être prises en compte lors de l'évaluation de la taille des éléments phosphatés, de leur répartition et de leur fréquence.

PRÉSENTATION DES PHOSPHORITES

Rappelons que d'après Le Lann (1972), Parker et Siesser (1972) et Parker (1975) le terme phosphorite signifie roche phosphatée, alors que pour Bushinsky (1969) il implique une teneur supérieure à 50% d'apatite. Cayeux (1950) pour sa part, appelait ainsi les phosphates concrétionnés d'origine continentale. Les phosphorites se présentent en blocs lithifiés; elles sont prélevées en mélange avec le sédiment ou avec d'autres fragments de roche, plus rarement à l'état isolé. Leur poids varie de quelques grammes à plusieurs kilogrammes, les dimensions maximales étant fonction des engins de prélèvement utilisés. Nous n'avons jamais observé dans les sédiments de grains phosphatés ni de particules enrichies en phosphore.

L'aspect des phosphorites prélevées

Aspect général

La majorité des roches phosphatées se reconnaissent à certains caractères externes: leur *teinte* est généralement grisâtre; les nuances sont cependant nombreuses, un même échantillon pouvant montrer des plages brunâtres dues à des oxydes de fer et d'autres verdâtres

dues à la glauconie; leur *surface* possède un aspect patiné, parfois franchement luisant, qui fait ressortir les nombreuses nuances colorées; les *encroûtements* par des organismes benthiques récents sont fréquents : brachiopodes, bryozoaires, spongiaires, serpulidés; les tests peuvent être blancs et non phosphatés, mais on trouve également des tests ou des fragments de tests glauconitisés ou phosphatisés.

Cependant, certaines phosphorites ne sont pas directement repérables : quelques fragments de roche de teinte claire, sans patine, se sont révélés à l'analyse chimique riches en phosphate, alors que ni leur aspect macroscopique ni leur allure en plaque mince ne laissaient présumer de leur composition (Lucas *et al.*, 1978).

Forme

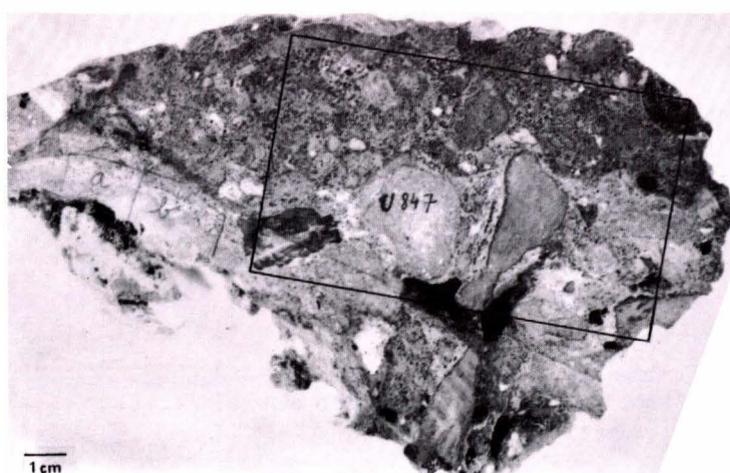
Quatre catégories peuvent être distinguées.

- *Les galets* sont des éléments émoussés, parfois presque ovoïdes dont la forme a été obtenue par usure. Leur diamètre va de 1 à 40 cm. Certains, notamment les plus gros, montrent seulement des plages phosphatées entre lesquelles on reconnaît l'origine magmatique ou métamorphique du reste de la roche.
- *Les moules internes de macrofossiles* sont des remplissages de tests de mollusques, d'échinodermes, de polypiers isolés ou coloniaux; les moules sont plus ou moins complets, mais le moulage est toujours précis; dans de rares cas, des fragments de tests sont encore adhérents.
- *Les nodules* sont des éléments de forme noueuse; ils peuvent être aplatis ou globulaires, mamelonnés ou très contournés et présentant alors de profondes cavités irrégulières souvent tapissées d'organismes fixés. Leur taille observée varie entre 5 et 30 cm. Leur forme n'est pas due à l'usure.
- *Les croûtes*, contrairement aux trois catégories précédentes, possèdent une seule face dont l'aspect est patiné. En de rares endroits, le carottier a découpé un fragment unique composé d'une croûte phosphatée, épaisse de

Figure 2 (Cap Ortégal, n° 739)

Section de nodule conglomératique. Vers le haut : glauconite phosphatée bioturbée renfermant des fossiles; vers le bas, conglomérat caverneux. Noter la limite irrégulière entre la glauconite et le conglomérat.

Section of conglomeratic nodule. Upper part: glauconitic bioturbated phosphorite including fossils; at the bottom, cavernous conglomerate. Note the irregular division between the glauconitic phosphorite and the conglomerate.



0,5 à 3 cm et d'un substrat pétrographiquement différent considéré comme un affleurement des séries sous-jacentes; il est toutefois impossible de faire la différence avec un fragment provenant d'un très gros bloc.

Aspect de la cassure

La cassure des phosphorites permet une approche de leur nature pétrographique et de leur constitution dont les caractères externes ne rendent pas souvent compte. Ces caractères internes conduisent à envisager trois types principaux.

- *Les roches phosphatisées* correspondent à des roches consolidées pour lesquelles la phosphatisation, c'est-à-dire l'apparition de phosphate, est intervenue secondairement. On rencontre ainsi du phosphate dans les fissures de roches cristallines et de roches métamorphiques, dans la masse de roches sédimentaires, en particulier calcaires et grès à ciment calcaire.
- *Les glauconites phosphatées*. Bien que pondéralement le phosphate soit plus important que la glauconie, les grains verts constituent l'élément le plus facilement repérable, d'où le nom choisi. Ce sont des roches à grain fin : les plus gros éléments figurés appartiennent à la classe granulométrique des arénites. Les grains verts sont plus ou moins nombreux et fins; leur répartition dans la roche est homogène ou hétérogène. De petits grains de quartz, des bioclastes et quelques foraminifères planctoniques sont associés aux grains verts; le ciment confère au fond la roche une teinte grise quand il est seulement phosphaté, brune lorsqu'il est phosphaté et ferrugineux, verdâtre aux endroits où il est phosphaté et glauconieux. Les traces de bioturbation sont très fréquentes.
- *Les conglomérats* sont des roches phosphatées à grain grossier, renfermant des éléments lithoclastiques appartenant à la classe des rudites; chaque élément, considéré seul, est le plus souvent formé d'une roche phosphatisée; ces éléments, souvent hétérométriques, peuvent être tantôt anguleux (brèches phosphatées) tantôt plus

Figure 3 [Banc Le Danois n° 318 (1)]

Section de conglomérat complexe, à éléments de micrite phosphatisée et ferruginisée, cimentés par une glauconite et une micrite grise à foraminifères planctoniques. Traces de manganèse en imprégnation.

Complex conglomerate section, showing phosphatized and ferruginous micrite elements cemented by glauconitic phosphorite and grey micrite with planctonic foraminifers. Traces of impregnated manganese.



ou moins roulés (poudingues phosphatés). A ces éléments lithoclastiques s'ajoutent souvent des galets de glauconitite phosphatée, anciens galets de boue très faiblement remaniés. Entre ces éléments, la gangue de la roche est une glauconitite phosphatée fréquemment bioturbée.

Relations entre forme et pétrographie

Les roches phosphatisées se rencontrent dans les galets, dont elles forment alors l'essentiel, à l'état de fragments dans les nodules, ou recouvertes par les croûtes phosphatées. Les glauconitites phosphatées forment beaucoup de nodules qui sont alors compacts, peu contournés, de taille inférieure à celle d'un poing. Les moules internes de macrofossiles et les croûtes sont tous constitués de glauconitite phosphatée. Les conglomérats sont des nodules renfermant des galets et des moules internes cimentés par une glauconitite phosphatée. Leur forme extérieure est d'autant plus noueuse qu'ils sont riches en galets.

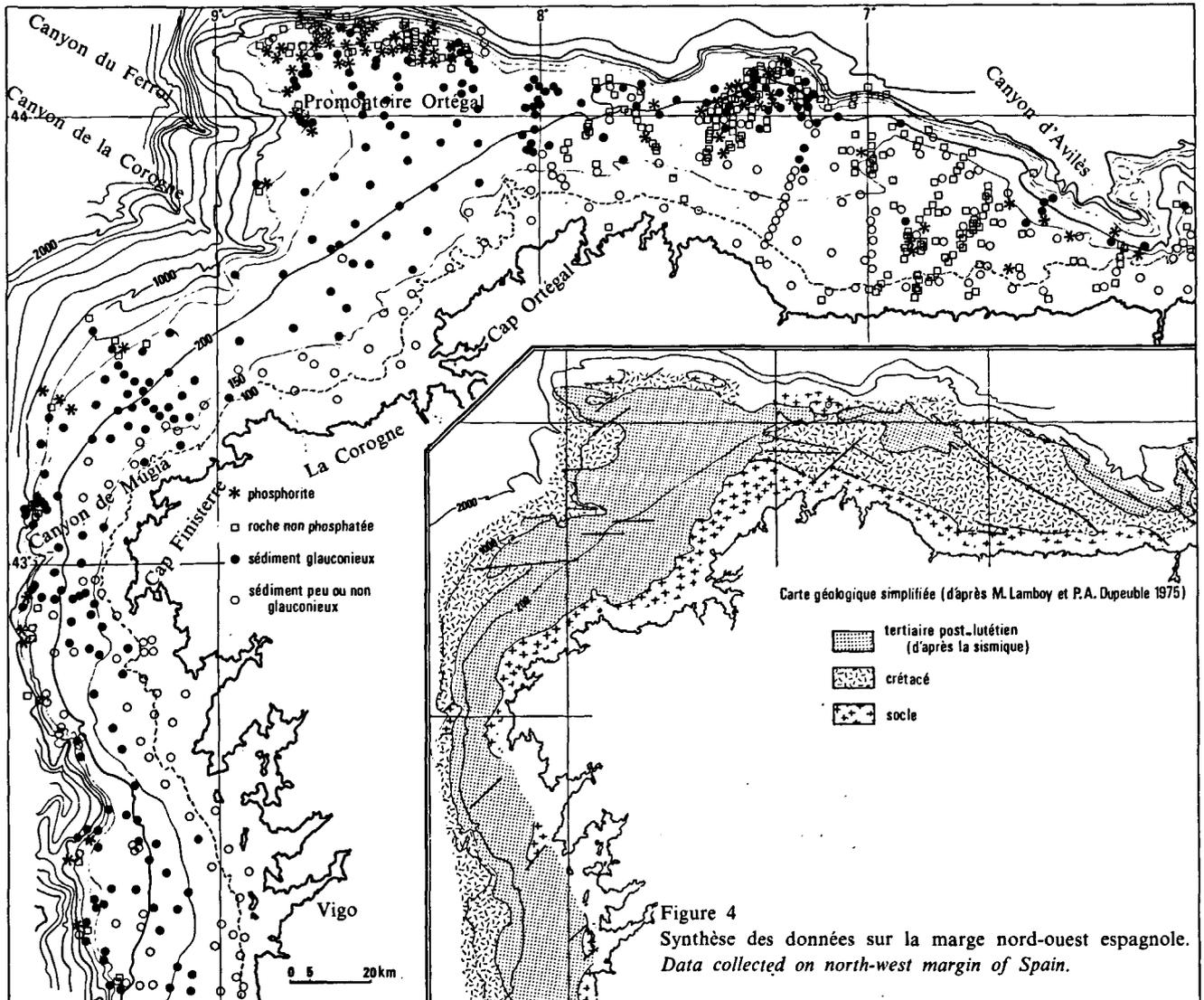
Comparaison entre les phosphorites des deux zones

Les formes des phosphorites prélevées sur le banc le Danois et sur la marge plus à l'ouest sont les mêmes. Sur le banc Le Danois, la teinte externe est souvent plus brune à cause d'une ferruginisation plus intense,

voir localement noire à cause de dépôts de manganèse. La cassure confirme la teinte brune dominante due à des oxydes de fer; ces derniers peuvent constituer de véritables croûtes ferrugineuses, situées à la périphérie ou l'intérieur des nodules, non déformées ou reprises à l'état de fragments. Si la teneur en oxyde de fer est plus importante dans les phosphorites du banc Le Danois, la glauconie y est par contre beaucoup moins abondante. Les analyses chimiques ont confirmé l'identité du minéral apatite dans les deux zones et l'abondance des oxydes de fer au banc Le Danois (Lucas *et al.* 1977, 1978). Nous n'avons pas encore trouvé sur le banc Le Danois les roches phosphatisées de teinte claire et sans patine.

Les phosphorites de la marge nord-ouest espagnole et du banc Le Danois se présentent sous forme de galets, de croûtes, de moules internes et surtout de nodules. Sur le plan morphologique, les catégories ne sont pas tranchées : les galets libres sont comparables à ceux inclus dans les conglomérats et visibles à la périphérie de certains nodules. Sur le plan pétrographique, une continuité existe également entre les divers types de phosphorites.

Cependant, les phosphorites de la marge nord-ouest sont pauvres en oxydes de fer et très riches en glauconie à l'inverse de celles du banc Le Danois. De plus des



phosphorites de teinte claire et sans patine, c'est-à-dire non reconnaissables à première vue, ont été prélevées uniquement sur la marge ouest.

LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE MEUBLE

La couverture sédimentaire meuble de la marge nord-ouest a fait l'objet d'études très détaillées (Lamboy, 1976, 1977). Sur la partie externe du plateau et le haut de la pente, tant au nord qu'à l'ouest, la couverture sédimentaire meuble est généralement peu épaisse (inférieure à 1 m) et elle est parfois absente. Lorsqu'il est continu, le tapis sédimentaire est homogène et constitué par des sables vaseux glauconieux (fig. 4). Au voisinage des fonds rocheux, il se charge en éléments graveleux et en fragments de roches.

La fraction pélitique varie de 0 à 80 %. Sur la partie externe du plateau et le haut de la pente, la proportion de pélites croît en général comme la profondeur. La teneur en carbonate de la fraction pélitique varie de 2 à 68 %; cette variation est indépendante de la teneur en pélite du sédiment mais suit d'assez près la quantité de carbonate contenue dans la fraction sablo-graveleuse. La composition minéralogique des argiles de la fraction fine est remarquablement constante : on note essentiellement des phyllites micacées, avec en moindre abondance, des chlorites et de la kaolinite (Lamboy, Odin, 1974, 1975).

La fraction sablo-graveleuse est constituée de trois stocks minéralogiques : siliceux, carbonaté, glauconieux. *Le stock « siliceux »*, c'est-à-dire ni carbonaté, ni attiré par l'aimant, comprend trois populations granulométriques : sables moyens grossiers (modes de 0,5 à 2 mm), sables fins (modes de 0,4 à 0,2 mm), sablons (0,2 à 0,065 mm). Les aires de répartition de ces populations peuvent se recouper; le stock siliceux du sédiment étant alors bimodal ou trimodal. *Le stock carbonaté* est constitué par des fragments coquilliers résultant d'une production autochtone et par des tests de foraminifères particulièrement abondants sur le haut de la pente. La teneur en carbonate de la fraction sableuse ne dépasse pas 20 % sur le milieu du plateau mais souvent elle atteint presque 50 % sur le bord externe et le haut de la pente. *Le stock glauconieux* est constitué de grains verts dont le mode varie de 0,6 à 0,18 mm. Ces grains sont extrêmement répandus sur la moitié externe du plateau et le haut de la pente (fig. 2); ils peuvent y constituer jusqu'à 67 % du sédiment. De nombreuses études tant qualitatives que quantitatives effectuées sur ces matériaux ont montré que ces grains verts provenaient, pour l'essentiel, de la glauconitisation de débris coquilliers (Lamboy, 1967, 1968, 1975 a et b, 1976; Lamboy et Odin, 1974, 1975; Odin et Lamboy, 1975). Minéralogiquement, il s'agit d'une néoformation de smectites ferrifères suivie d'une évolution de ces smectites en glauconite ouverte puis fermée, accompagnée de recristallisations; ce processus nécessite l'élimination progressive du carbonate de calcium.

Chronologiquement, l'élaboration de la couverture sédimentaire du plateau galicéen peut se résumer ainsi (Lamboy, 1976, 1977) :

1. Mise en place de sédiments sableux lors d'une régression du niveau marin.
2. Remontée du niveau marin; compte tenu de leur taille, les sables ne seront plus déplacés.
3. Production d'un stock calcaire bioclastique évoluant sur place.
4. Genèse des glauconies à partir des fragments coquilliers mis en place lors de la transgression et après celle-ci.
5. Apport pélitique; bioturbation.

Un jalon de chronologie absolue existe; l'analyse isotopique de deux glauconies prélevées vers 180 m montre que les granules ne sont pas hérités et que l'âge réel de la glauconitisation est inférieur ou égal à 6 MA, ce qui correspond à la fin du Miocène (Odin, 1975; Lamboy, Odin, 1975). Ainsi, les sédiments du plateau pourraient s'être formés pour l'essentiel lors de la transgression du Pliocène inférieur mise en évidence sur le plateau continental basque (Durand, 1974). Toutefois, les sédiments situés sur le haut de la pente pourraient être plus anciens.

Nous ne possédons aucune donnée concernant les sédiments meubles du banc Le Danois.

Sur la marge nord-ouest, les sédiments meubles et les glauconitites phosphatées présentent donc des analogies au point de vue de la composition minéralogique de leurs éléments figurés et de la bioturbation qui les affecte. Cependant, il faut souligner qu'aucun des sédiments meubles analysés ne renferme de phosphate (Lucas et al. 1978).

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES PHOSPHORITES

Nous envisagerons successivement deux groupes de phosphorites : les *roches phosphatisées*, dans lesquelles la phosphatisation est manifestement intervenue au sein d'un élément préalablement lithifié, et les *phosphorites contenant de la glauconie en grains*, quelle que soit l'abondance des grains verts, pour lesquelles la phosphatisation apparaît de prime abord beaucoup plus complexe. Dans les deux cas le minéral phosphate est une apatite carbonatée et fluorée décrite antérieurement par Lucas et al. (1978).

Les roches phosphatisées

Les roches magmatiques et métamorphiques

Tous les fragments de roches magmatiques et métamorphiques phosphatisés montrent à leur surface un vernis phosphaté, brunâtre, caractéristique. Certains fragments montrent des fentes millimétriques remplies par une micrite phosphatée contenant de fins éléments détritiques, des grains verts, des bioclastes, des foraminifères : il s'agit d'un remplissage sédimentaire secondairement phosphatisé, remplissage et phosphatisation ayant été parfois effectués chacun en plusieurs temps. Un chevelu de microfissures phosphatées peut prolonger le réseau de fentes, s'insinuant à l'intérieur des cristaux de la roche, notamment des plagioclases.

Le plus souvent, les traces de phosphatisation sont limitées à la périphérie du caillou, dans une zone d'altération, ou selon une patine. La surface des fragments peut aussi être recouverte d'un film phosphaté ou d'une pellicule sédimentaire phosphatée.

La phosphatisation des fragments de roche cristallines apparaît donc comme un phénomène centripète, s'appliquant essentiellement à leur partie externe et limitée en profondeur par la porosité primaire et secondaire du substrat.

Les roches sédimentaires

Roches à grain grossier

Lorsque des fragments de telles roches sont phosphatisés, qu'ils soient libres ou inclus dans les conglomérats, ils possèdent une surface de teinte grisâtre ou brunâtre et une patine bien développée.

Il est en général possible de suivre la phosphatisation en plaque mince surtout lorsque un peu d'oxyde de fer est intimement mêlé au phosphate; par contre, lorsque la ferruginisation est très poussée, comme au banc Le Danois, il est impossible de reconnaître optiquement la présence de phosphate. Dans le cas de grès, les bioclastes et les feldspaths altérés peuvent être phosphatisés mais non les grains de quartz; le ciment carbonaté est généralement phosphatisé dans toute l'épaisseur du fragment mais parfois un gradient centripète est visible. Les fragments de roches calcaires sont intensément phosphatisés, en général dans toute leur épaisseur sur la marge nord-ouest, parfois à leur seule périphérie sur le banc Le Danois. Sur la marge nord-ouest, les fragments carbonatés présentent souvent une glauconitisation périphérique centripète antérieure à leur phosphatisation.

Roches à grain fin

Lorsque le grain de la roche est fin (calcaires micritiques, calcaires fins argileux) la phosphatisation est diffuse et souvent délicate à reconnaître en plaque mince. A cette catégorie appartiennent des fragments de roche très riches en phosphate à partir desquels il a été possible de caractériser une fluorapatite carbonatée à 6% de CO₂ et 4% de F (Lucas *et al.*, 1978). Pour certains de ces fragments, la microfaune permet d'affirmer qu'il s'agit de roches anciennes, le plus souvent d'âge crétacé, qui ont été phosphatisées et dont le microfaciès est semblable à celui des roches non phosphatisées de même âge recueillies dans la même zone. Mais, pour d'autres fragments, l'absence de microfaune ne permet de dater ni la roche ni la phosphatisation.

*La phosphatisation des roches sédimentaires correspond pour l'essentiel à un remplacement du carbonate par le phosphate. Ce résultat d'observation a été confirmé et précisé par les analyses chimiques: le phosphate est essentiellement formé à partir de calcite initiale (Lucas *et al.*, 1978).*

Les phosphorites renfermant de la glauconie en grains

Ce sont les phosphorites les plus nombreuses. Elles

peuvent renfermer des éléments lithoclastiques plus ou moins gros et anguleux (conglomérats), mais elles contiennent toujours des éléments de la taille des sables et en particulier des grains de glauconie. Dans les phosphorites de la marge nord-ouest, la quantité de grains verts est toujours importante (glauconitites phosphatées) alors qu'elle est parfois minime dans celles du banc Le Danois.

Les éléments constitutifs et les textures

Les éléments lithoclastiques phosphatisés des conglomérats

Ils ont été étudiés précédemment en temps que roches phosphatisées. Ces fragments sont généralement datés du Crétacé, de l'Eocène supérieur, de l'Eocène supérieur-Oligocène. Vers l'ouest, aucun fragment de roche aquitainienne n'a été trouvé dans les conglomérats contrairement au banc Le Danois.

Les macrofossiles

Les restes de Vertébrés, dents de squalidés et fragments d'os, libres ou inclus dans les nodules sont toujours conservés. Des tests d'Invertébrés sont présents à la périphérie ou au sein des nodules; des moules internes phosphatés se trouvent à la périphérie des nodules ou sont disséminés au sein du sédiment meuble. Dans le cas des moulages, la phosphatisation du remplissage s'est arrêtée au niveau de la coquille, laquelle a été secondairement dissoute. Dans le cas de tests inclus dans la roche, les tests calcitiques de bivalves et d'oursins sont conservés ou phosphatisés, les tests aragonitiques (coelentérés, gastropodes, céphalopodes) sont dissous et recristallisés en calcite ou remplacés par de la glauconie ou des oxydes de fer.

Sur la marge nord-ouest, trois dragages ont fourni des restes assez bien conservés. Dans le premier, on trouve trois moules internes indéterminables de gastropodes, deux polypiérites isolés, deux dents d'*Oxyrhina* sp. et deux dents de *Carcharodon* sp. La faunule présente un cachet miocène. Le second dragage renferme une association voisine de coelentérés et de gastropodes dont un *Xenophora*. Le troisième contient une faune plus riche: coelentérés, bivalves, gastropodes (*Comus*, *Xenophora*), oursins (trois individus du genre *Echinolampas*); un fragment de moule interne de nautilidé, *Aturia aturi*, dont le néotype provient du Burdigalien de Saint-Paul-Les-Dax dans le Bassin d'Aquitaine, leur est associé. Cette association faunique est représentative du Miocène inférieur (Aquitainien-Burdigalien). Il faut souligner l'analogie frappante entre la faune associée aux phosphorites nord-espagnoles et celle décrite par Houghton (1956) pour les phosphorites de l'Agulhas Bank.

Les éléments de la taille des arénites

Toutes les phosphorites de ce type renferment une fraction détritique siliceuse fine, quelques bioclastes, des foraminifères surtout planctoniques et des grains de glauconie plus ou moins nombreux. Bien que des comparaisons chiffrées n'aient pas été établies, il faut souligner l'analogie avec la couverture sédimentaire meuble. De plus, parmi les roches non phosphatées, la présence de

gros grains de glauconie est exceptionnelle : seuls quelques calcaires miocènes ou miopliocènes en contiennent. Enfin, il n'y a pas de sédiment consolidé qui ne soit phosphaté. Au sein des nodules, les quartz ne sont pas phosphatisés, les feldspaths altérés le sont parfois, les bioclastes carbonatés et les tests de foraminifères le sont souvent.

Les grains de glauconie, particulièrement abondants dans les phosphorites de la marge nord-ouest, sont formés de glauconite bien cristallisée et riche en potassium (Lamboy, Odin, 1975). En lame mince, de nombreux grains présentent des plages vert jaunâtre dues à une phosphatisation secondaire, fonction de la porosité et de la teneur en calcium résiduel. En effet, la forme et la localisation des plages phosphatisées sont comparables à celles de la glauconie vert bleuté des grains à cortex du sédiment meuble (Lamboy, 1976). Dans ces derniers, les différenciations internes s'expliquent par une évolution de débris coquilliers où la phosphatisation conserve, comme l'avait fait la glauconitisation, la structure du grain primitif. D'après les photographies publiées par Murray et Renard (1891), Collet (1908), et Parker (1975), les grains de glauconie des phosphorites de l'Agulhas Bank seraient eux aussi phosphatisés, ce qui confirmerait les observations de Cayeux (1950). Dans les phosphorites du banc Le Danois, les grains de glauconie, beaucoup moins nombreux, présentent deux teintes. D'une part une teinte brun foncé, peut-être due à une concentration de fer oxydé; d'autre part une teinte vert très pâle, le liant phosphaté devenant plus brun à la périphérie de ces grains.

Les pellets phosphatés sont souvent abondants. Certains, de par leur taille, leur forme, leur répartition, correspondent à des coprolites : ils ne présentent aucun gradient de phosphatisation et leur teneur en phosphore est identique à celle du ciment avoisinant. Les grains de phosphate sont extrêmement rares.

Dans la microfaune, les foraminifères sont souvent peu abondants; les planctoniques dominent, leur taille étant souvent très réduite. Leur détermination spécifique en plaque mince est très délicate, comme c'est le cas pour tous les planctoniques tertiaires. Cependant, un fait capital est certain : dans plusieurs nodules, la présence de *Globorotalia truncatulinoides* au sein de plages phosphatées prouve une phosphatisation au Pléistocène voire à l'Holocène.

Les éléments de la matrice fine

Les éléments de la matrice fine du sédiment originel, impossibles à distinguer en lame mince du ciment proprement dit, n'apportent aucun renseignement sur l'âge des phosphorites (Lamboy, 1976). L'existence d'une boue carbonatée est cependant révélée au MEB par l'observation de nombreux coccolithes dont certains paraissent avoir été phosphatisés.

Le ciment et les textures

Sur la marge nord-ouest, le phosphate est assez souvent associé à une glauconie pigmentaire; sur le banc Le Danois, il est généralement de teinte brun foncé du fait de la présence d'oxyde de fer en qualité importante. De manière générale, il est très difficile de différencier la matrice fine du ciment, le phosphate de la

glauconie pigmentaire et des oxydes de fer. Les études à la microsonde ne révèlent aucun gradient (Lamboy, 1976). La comparaison entre les sections polies de nodules et la tranche des carottes de sédiments voisins montre des proportions d'arénites voisines et des variations texturales assez comparables. La texture des phosphorites, c'est-à-dire les relations et les proportions relatives entre les éléments figurés et l'ensemble matriciel, peut se ramener à deux types principaux, selon les critères proposés par Scolari et Lille (1973).

- Texture jointive : les grains, quartz et glauconie en général, sont en contact par points, l'espace intergranulaire étant partiellement rempli par du phosphate de couleur jaune, limpide, dont la lumière analysée fait ressortir la faible biréfringence et la disposition fibroradiée dans les auréoles successives. Cette texture jointive a surtout été observée dans les glauconitites phosphatées de la marge nord-ouest espagnole. La microsonde montre une répartition homogène du phosphore et du calcium dans les auréoles (Lamboy, 1976); au MEB, la cassure de ces enveloppes présente une succession de minces films concentriques dans lesquels aucune trace de matrice fine n'est visible ni aucun indice de remplacement d'éléments préexistants. Ces observations ont conduit Lamboy (1976) à envisager dans ce cas une précipitation directe du phosphate, alors que Parker (1975), pour des textures semblables des phosphorites de la marge sud-africaine, invoque la substitution du phosphate à une calcite fibreuse préalable.

- Textures réticulée et empâtée : des éléments figurés ne sont pas au contact; ils sont séparés par un liant phosphaté plus ou moins important, qui apparaît comme une micrite jaunâtre à brunâtre, sub-isotrope, assimilable à la collophanite.

La nature et la quantité des fragments lithiques, des macrofossiles, des foraminifères, des arénites, ainsi que l'arrangement entre les éléments figurés sont comparables dans les phosphorites glauconieuses et dans le sédiment meuble. Par contre, hormis la présence du phosphate, ces phosphorites glauconieuses n'ont rien de commun avec les roches phosphatisées; de plus, une étude géochimique a montré un comportement particulier de chacun des deux groupes de phosphorites lors de la phosphatisation (Lucas et al., 1978). L'étude pétrographique des constituants montre clairement le remplacement fréquent de la calcite par l'apatite; hormis le cas des textures jointives ou le ciment phosphaté pourrait résulter d'une précipitation directe, la formation du phosphate à partir d'une calcite initiale apparaît comme le mécanisme principal. Les analyses chimiques aboutissent aux mêmes conclusions en précisant les mécanismes géochimiques (Lucas et al., 1978).

Les structures sédimentaires particulières

Si la composition lithologique et les textures des phosphorites à grains de glauconie varient peu, la disposition des éléments au sein du nodule est réalisée selon des structures extrêmement variées dans le détail. Nous envisagerons les principales, d'abord celles essentiellement internes, puis celles en liaison avec la forme même des nodules et les irrégularités de leur surface.

Les structures sédimentaires internes

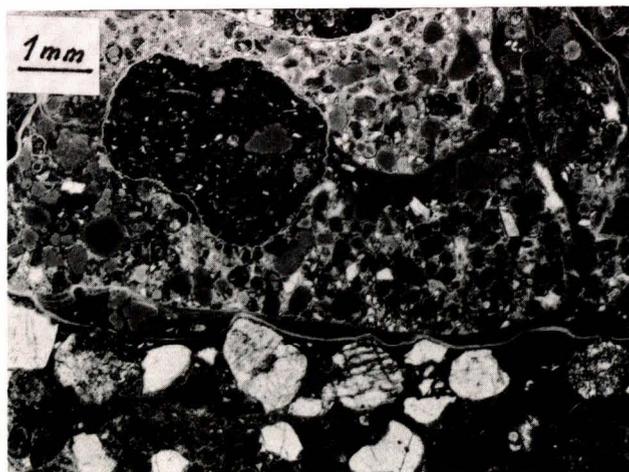
- Les discontinuités sédimentaires : les phosphates glauconieux ne sont jamais lités. Certains gros nodules montrent en section la juxtaposition d'une arénite phosphatée à un conglomérat. La limite entre les deux ensembles est irrégulière, les gros éléments du conglomérat étant souvent en saillie; elle est aussi plus ou moins nette suivant la texture, la granulométrie et la nature des éléments figurés de part et d'autre; elle n'est parfois décelable que par la couleur et l'aspect du liant phosphaté. Certains autres nodules montrent des amas lenticulaires empilés de glauconitite phosphatée, chaque lentille étant différente de la suivante dans sa texture ou son liant phosphaté. A la surface de galets de roches phosphatisées libres dans le sédiment, des loupes de phosphate glauconieux sont en relief ou au contraire comblent des dépressions; elles correspondent parfois à des empilements de lentilles discontinues. De semblables loupes discontinues existent autour des éléments grossiers des conglomérats : dans ce cas, ce n'est pas le fragment de roche seul qui s'est trouvé inclus, mais le fragment entouré de ses enveloppes. Ces discontinuités sédimentaires sont souvent soulignées par des pellicules phosphatées d'épaisseur variable; épaisses, elles sont feuilletées, se dichotomisent en isolant alors une lentille de sédiment, sont ancrées sur les grains de quartz et de glauconie, piègent des éléments détritiques (fig. 5).

Des restes d'organismes encroûtants ont été isolés à partir de ces pellicules feuilletées : elles correspondent donc à des arrêts de sédimentation. D'autres caractéristiques laissent à penser que ces pellicules sont d'anciens voiles biologiques qui stabilisaient le sédiment encore meuble. Fréquemment, ces anciens voiles sont comparables dans leur morphologie et leur structure

Figure 5 (Cap Ortégal n° 700)

Section de nodule. Discontinuités sédimentaires soulignées par d'anciens voiles biologiques et limitant des cellules de phosphatation. Au tiers inférieur, noter le feuilletage de la pellicule, son ancrage sur les quartz, le piégeage de petits bioclastes et grains de glauconie.

Section of nodule. Sedimentary discontinuities emphasized by ancient biological films and limiting phosphatization cells. In the lower third, note the layered film which is anchored to the quartz grains and encloses small bioclasts and glauconite grains.



aux stromatolithes océaniques d'origine bactérienne décrits par Monty (1973). Les discontinuités sédimentaires sont visibles dans beaucoup de nodules des deux zones. Les voiles stromatolithiques sont particulièrement développés dans les phosphorites du banc Le Danois, où ils sont souvent ferruginisés; ils forment parfois de véritables stromatolithes.

- Les remaniements biologiques et mécaniques : les traces de fouissage, d'anciennes galeries ou d'anciens terriers sont abondants, surtout dans les glauconitites phosphatées vers le promontoire Ortégal. D'anciens petits galets de boue remaniés sont également présents.

Les discontinuités sédimentaires, les remaniements biologiques et mécaniques sont intervenus au sein du sédiment encore meuble. Les différences chimiques dans le liant phosphaté à leur niveau montrent que, en plus du rôle mécanique de fixation de sédiment, ces limites ont joué un rôle actif dans la phosphatation : ces limites ont isolé des cellules de phosphatation (Lamboy, 1976), semi-confinées par rapport au reste du sédiment meuble et au sein desquelles la phosphatation a pu intervenir.

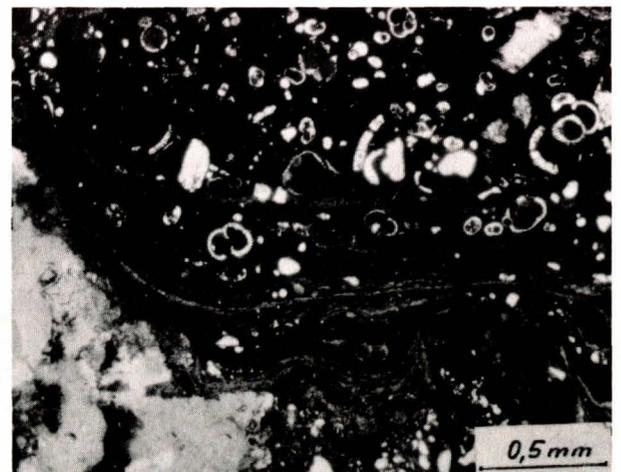
- La fissuration interne : des fissures recoupent les éléments figurés et les cellules de phosphatation. Elles peuvent être remplies par du sédiment secondairement phosphaté, du phosphate limpide, de la calcite, des oxydes de fer, de la silice. Plusieurs fissurations et colmatages successifs ont été observés. Ces fissures seraient dues à la réduction de volume intervenant lors de l'apparition de l'apatite aux dépens de la calcite (Lucas *et al.*, 1978).

- La ferruginisation : une imprégnation ferrugineuse centripète postérieure à la phosphatation a été observée dans les nodules des deux zones. Mais les échantillons récoltés sur le banc Le Danois sont remarquables par leur teinte brune qui dénote leur richesse en fer. Plusieurs

Figure 6 (Banc Le Danois, n° X 349)

Section de nodule. Nombreux voiles stromatolithiques ferruginisés localisés dans une dépression au fond de laquelle se trouvait une perforation colmatée. Noter l'abondance relative de la microfaune planctonique.

Section of nodule. Numerous stromatolithic ferruginous coverings are located in a depression at the bottom of which is found a filled-in boring. Note the relative abundance of planktonic microfauna.



types de ferruginisations sont décelables : au niveau du ciment des fragments de roche, au niveau du liant phosphaté des conglomérats, au niveau de croûtes ferrugineuses homogènes situées soit à la périphérie des nodules soit à l'intérieur, et alors intercalées dans la masse ou remaniées à l'état de fragments. Ces ferruginisations ont dû survenir en plusieurs phases; il est pour l'instant prématuré d'en retracer l'histoire et de la lier à celle du phosphate.

Les structures sédimentaires en liaison avec la périphérie du nodule

- Abrasion mécanique des nodules : sur la partie interne du plateau à l'est du cap Ortégal, quelques nodules ont été transformés en galets par usure, vraisemblablement lors des régressions quaternaires (Lamboy, 1976).

- Corrosion biologique : les nodules présentent des traces de taraudages imputables généralement à des mollusques lithodomes, quelques fois à des éponges.

- Encroûtements et remplissages : des pellicules et des encroûtements feuilletés, phosphatés ou ferrugineux, existent à la surface de certains nodules recouvrant de petites loupes de sédiment phosphatisé. De la même manière, des organismes encroûtants, bryozoaires et serpulidés surtout, piègent du sédiment; mais dans ce cas le test des organismes n'est pas toujours phosphaté et les grains du sédiment ne sont pas cimentés. Les remplissages des cavités naturelles et ceux des perforations intervenues à un stade lithifié du nodule montrent des exemples particulièrement clairs de voiles biologiques et sédimentation polyphasée ainsi que de cellules de phosphatisation. Parfois, au centre du remplissage, la phosphatisation est incomplète et une calcite microsparitique est présente. Certains remplissages sont constitués par une boue grise à nombreux foraminifères planctoniques dans laquelle la glauconie est très rare, voire totalement absente; dans un échantillon du banc Le Danois, cette boue à foraminifères surmonte une boue à ptéropodes. Les boues grises sont en général non phosphatisées; cependant, lorsque la périphérie est conservée, on observe les traces d'une phosphatisation centripète.

Quelques nodules du banc Le Danois portent un revêtement externe noirâtre, traçant, contenant des oxydes de manganèse. Des inclusions dendritiques ou punctiformes de ces mêmes oxydes sont également visibles en plaque mince; l'imprégnation affecte aussi les boues grises à foraminifères planctoniques.

Les phosphorites forment un ensemble lithologiquement diversifié et complexe. Si l'on excepte les fragments de roches métamorphiques et magmatiques, pour lesquels la phosphatisation apparaît essentiellement liée à l'altération et à la porosité, deux ensembles pétrographiques apparaissent.

- Les roches sédimentaires phosphatisées pour lesquelles la phosphatisation correspond essentiellement à un remplacement du carbonate par le phosphate; ce remplacement étant survenu bien après la lithification, sur le fond de la mer, affectant les fragments anguleux, ceux roulés et les têtes de roches en place;

- Les phosphorites renfermant de la glauconie en grains. *Le phosphate est localisé dans des éléments phosphatisés et dans le ciment. Les éléments phosphatisés sont soit des éléments préalablement carbonatés (fragments de roches, bioclastes, tests divers, matrice fine, résidu carbonaté des glauconies) soit des éléments associés à la matière organique (voiles biologiques, perforations, terriers, coprolites). En ce qui concerne le ciment phosphaté, il n'existe aucun indice de substitution à un ciment préalable. L'étude pétrographique souligne la grande analogie avec le sédiment environnant; elle montre aussi que la phosphatisation est intervenue au sein de volumes limités et semi-confinés du sédiment : les cellules de phosphatisation. Les voiles biologiques et les remaniements localisés interviennent pour fixer une certaine quantité de sédiment meuble et pour réaliser son confinement permettant ainsi la phosphatisation. La multiplicité de forme des nodules est due à ces sédimentation et cimentation polyphasées : chaque nodule est une somme de cellules de phosphatisation. De plus, de nombreuses retouches vont affecter chaque nodule consolidé—corrosion, fissuration, perforations, encroûtements, enduits, remplissages—et lui donner une personnalité liée à sa complexité génétique.*

Les résultats d'analyses chimiques (Lucas et al., 1978) ont permis de vérifier la réalité de ces cellules de phosphatisation et de l'étendre aux cas des roches sédimentaires phosphatisées; ces mêmes analyses ont également montré que le phosphate des nodules glauconieux est lui aussi essentiellement formé à partir de calcite initiale.

Ainsi les études pétrographique et chimique s'accordent à expliquer à la fois la similitude des processus et la complexité pétrographique des phosphorites.

ÉTUDE DES PHOSPHORITES DANS LEUR GISEMENT

Relations avec la bathymétrie

La marge nord-ouest

Le plateau continental possède une largeur maximale de 70 km environ au niveau du promontoire Ortégal, vaste éperon sous-marin terminant la péninsule vers le nord-ouest. Vers le sud, le plateau se rétrécit en même temps que l'accore, c'est-à-dire la rupture de pente manquant la fin du plateau, remonte de -400 à -200 m; la pente continentale est forte, entaillée par les canyons de la Corogne, du Ferrol et de Mugia (Vanney, 1972). Sur cette façade ouest, les phosphorites ont toujours été prélevées à une profondeur supérieure à 300 m; de plus, leur répartition semble indépendante de la morphologie (fig. 2).

A l'est du promontoire Ortégal, le plateau se rétrécit en même temps que l'accore remonte jusque vers -150 m devant le cap Penas. La pente continentale est particulièrement abrupte sur la façade nord; le canyon d'Avilès l'entaille fortement, la tête de la vallée recoupant le plateau lui-même. Sur cette façade nord, les phosphorites sont présentes sur le plateau lui-même (fig. 2); cependant, celles prélevées sur la partie interne

du plateau ont été secondairement roulées et ne sont pas en place.

Le banc Le Danois

Le banc Le Danois est la partie externe du plateau marginal asturien. Allongé selon une direction sensiblement est-ouest et encadré par l'isobathe de 1 000 m, il ressort remarquablement sur la carte bathymétrique, à environ 80 km au nord de Ribadesella, entre 4°30' et 5°10'W. Une gouttière dont la profondeur dépasse peu les 1 000 m le sépare du plateau continental proprement dit. Il culmine à - 500 m et domine vers le nord une pente continentale extrêmement raide (30 %) qui se raccorde brutalement à la plaine abyssale, à plus de 4 000 m. La forme même du banc et les pentes fortes qui l'entourent suggèrent une origine tectonique assez récente. Les phosphorites ont été draguées en de très nombreux endroits sur le sommet et le haut des flancs du banc Le Danois.

Relations avec la courantologie

La marge nord-ouest

Sur la façade ouest, une veine d'eau méditerranéenne, venant de Gibraltar et repérable à sa salinité supérieure à 36 ‰, se déplace vers le nord à une vitesse d'environ 0,1 nœud (Lacombe, 1961), à une profondeur comprise entre 700 et 1 200 m. Cette veine, qui peut se diviser, se déplace le long de la pente, parfois « collée » à cette pente et pénètre dans le golfe de Gascogne (Madelain, 1972). Au-dessus de cette veine, l'eau superficielle serait animée d'un contre-courant dirigé vers le sud (Madelain, 1967); ce dernier courant serait responsable de la remontée des isohalines le long de la pente, et surtout de la remontée d'eaux profondes froides (upwelling) (Madelain, 1967). Il faut noter que, par sa situation, le promontoire Ortégal constitue un obstacle à la pénétration de cette veine d'eau méditerranéenne dans le golfe et que le niveau d'énergie hydraulique doit être plus élevé sur le fond au niveau de ce promontoire. Les photographies sous-marines effectuées dans cette zone confirment l'existence de courants ascendants mais aussi descendants le long de la partie supérieure de la pente (Lamboy, 1976).

Des courants existent donc au niveau du fond mais leurs relations avec les phosphorites sont actuellement impossibles à préciser.

Le banc Le Danois

Les données dont on dispose concernant le déplacement des masses d'eau au niveau de la marge nord espagnole sont assez imprécises, surtout lorsque l'on considère les mouvements de l'eau juste au-dessus du fond. A l'ouest de la Manche, la dérive du Gulf Stream se sépare en deux branches : l'une remonte le long de la côte d'Irlande vers le nord, l'autre pénètre dans le golfe le long des côtes françaises puis chemine en direction du sud, puis de l'ouest, le long de la marge espagnole.

Si le phénomène d'upwelling n'a pas encore été mis en évidence sur les côtes nord de l'Espagne, il n'en demeure pas moins que certaines conditions y sont favorables, plus particulièrement au niveau du banc Le Danois où un effet de haut-fond doit exister. Là encore, une corrélation entre les remontées d'eaux profondes et la présence de phosphorites, souvent invoquée pour d'autres gisements phosphatés actuels ou fossiles, ne peut être précisée davantage.

Relations avec le substratum géologique

L'histoire géologique de la marge nord-ouest espagnole et du banc Le Danois est assez bien connue. Alors qu'à terre la Galice et les Asturies correspondent à une partie de la chaîne hercynienne ibérique, le plateau continental et le haut de la pente sont formés de terrains crétacés et tertiaires ainsi que de petits pointements de socle (Dupeuble et Lamboy, 1969; Boillot *et al.*, 1971 *b*, 1973, 1974, 1975; Lamboy et Dupeuble, 1971, 1975). Le socle affleure au nord du Cap Ortégal et dans l'axe du banc Le Danois; il y renferme des roches de faciès granulite de pression intermédiaire associé à des métamorphites de degré bas à moyen : cette association assez énigmatique (Boillot *et al.*, 1976) est très différente de celles observées à terre. La présence sur le banc Le Danois de micrites à calpionelles (Boillot *et al.*, 1971 *a*) prouve l'existence, dès le Tithonique, d'une mer ouverte communiquant largement avec la mésogée. La sédimentation marine se poursuit au Crétacé; au Crétacé supérieur, le dépôt de flyschs traduit des effondrements sur le plateau nord dus à une distension mésocrétacée bien connue dans les Pyrénées, le bassin d'Aquitaine et les chaînes cantabriques, distension correspondant à une phase d'ouverture du golfe de Gascogne.

Un bouleversement intervient à l'Eocène moyen. Alors que des mouvements verticaux semblent seuls intervenir sur la façade ouest, une compression plisse vigoureusement les séries de la marge septentrionale, soulevant au niveau de l'actuel plateau et du banc Le Danois des flyschs crétacés déposés sur la pente et le glacis. Après une période d'érosion à l'air libre, la mer transgresse au Lutétien supérieur sur le plateau continental déjà morphologiquement ébauché. Des effondrements se produisent à l'Oligocène supérieur; une période d'érosion intervient sans doute alors, pendant laquelle débute une évolution morphologique qui aboutira aux vallées sous-marines de la façade atlantique.

La transgression aquitanienne a laissé peu de traces sur la façade ouest alors que l'Aquitainien néritique est abondant sur le banc Le Danois. Une phase finitertiaire affecte le Miocène vers le canyon d'Avilès et sur le banc Le Danois; failles et décrochements sont à l'origine des canyons de Lastres et de Llanes. L'affaissement du banc Le Danois, suivant des fractures est-ouest, est sans doute assez récent, ce qui explique le contrôle structural de la morphologie.

La distribution géographique des phosphorites est indépendante de l'âge et de la nature pétrographique des couches géologiques du substratum ainsi que des structures. Ceci est particulièrement net au niveau du pro-

montoire Ortégual où l'on trouve des phosphorites au niveau du socle et de sa couverture secondaire et tertiaire. Cette disposition évoque la surface d'érosion postérieure aux mouvements qui ont affecté les couches d'âge éocène supérieur-oligocène : les phosphorites sont postérieures à une surface d'érosion néogène. Par contre, les relations entre les affleurements aquitaniens et les phosphorites sont difficiles à établir : il est en particulier délicat de préciser si la surface d'érosion supportant les phosphorites est d'âge anté ou post Aquitaniens.

Relations avec la couverture sédimentaire meuble

Les principales caractéristiques des sédiments du plateau à l'ouest du cap Penas, la seule zone où nous possédons des informations, ont été précédemment données.

Les phosphorites sont le plus souvent prélevées en même temps que du sable vaseux glauconieux; mais à aucun endroit la présence des phosphorites n'est systématique. Quoique difficile à préciser, la distribution des différents types de phosphorites en fonction de la nature et de l'épaisseur de la couverture sédimentaire meuble mérite d'être esquissée.

- *Les fragments de roche* pour lesquels l'analyse chimique montre seule qu'ils sont phosphatés correspondent à la « roche en place »; ils ont été arrachés dans les zones quasiment dépourvues de sédiments meubles.

- *Les galets* de roches phosphatisées et les nodules conglomératiques sont le plus souvent associés. Ils sont essentiellement localisés aux endroits où la roche est sub-affleurante ou affleurante : dans ce cas, la pétrographie des fragments phosphatisés — libres ou inclus — reflète celle des niveaux sous-jacents. Cependant, en quelques points, la distribution et l'aspect usé des éléments lithoclastiques suggèrent qu'un transport a précédé leur phosphatisation.

- *Les moules internes* de macrofossiles sont souvent associés aux « galets » de roches phosphatisées et aux nodules conglomératiques.

- *Les nodules* de glauconite phosphatée représentent la forme la plus ubiquiste des phosphorites; ils semblent seuls présents lorsque la couverture sédimentaire est épaisse.

Cette distribution accentue les analogies déjà soulignées entre les phosphorites glauconieuses et le sédiment meuble; elle confirme l'origine de ce type de phosphorite à partir de cellules de phosphatisation dont le confinement permet la phosphatisation à leur seul endroit; bien que formée dans la mer, l'apatite ne naît pas dans les conditions de concentration géochimique du milieu marin (Lucas et al., 1978).

Sur la marge ouest, nous avons envisagé un âge pliocène pour les sédiments du plateau au dessus de - 200 m; aucun argument ne permet de corrélérer chronologiquement les sédiments du plateau et ceux du haut de la pente auxquels sont associées les phosphorites.

L'indépendance entre la distribution des phosphorites et les couches géologiques du substratum, les analogies entre les phosphorites glauconieuses et le sédiment meuble ainsi que la genèse des nodules à partir de ce sédiment, prouvent que la phosphatisation est intervenue suffisamment récemment pour que l'on puisse essayer de relier le phénomène et les conditions océanographiques actuelles. La présence d'un support poreux suffisamment confiné est absolument nécessaire : fragment de roche poreux, volume de sédiment meuble confiné au sein d'une cellule de phosphatisation. Cette condition préalable a été démontrée dans le cas du grain de glauconie (Odin, 1975).

La quantité de carbonate de calcium au sein de ce milieu restreint apparaît comme un facteur limitant absolu (Lucas et al., 1978) : les sédiments s'enrichissent en carbonate vers l'extérieur du plateau et les phosphorites n'apparaîtraient que lorsqu'une teneur minimale serait atteinte.

L'apport du phosphore, sa fixation par activité biologique et sa vitesse de concentration par l'intermédiaire de la matière organique seraient essentiellement contrôlés par les remontées d'eaux froides le long de la pente; ce second facteur limitant (Lucas et al., 1978) intervient également dans la localisation des phosphorites.

CONCLUSIONS

Les phosphorites de la marge nord-espagnole présentent de grandes ressemblances avec celles de l'Agulhas Bank d'Afrique du Sud étudiées par Cayeux (1934), Haughton (1956), Parker et Siesser (1972), Parker (1975); les ressemblances portent sur la répartition, la nature pétrographique, la macrofaune associée, l'environnement sédimentaire meuble, la minéralogie des apatites.

L'étude pétrographique des phosphorites jointe à l'étude géologique du gisement ainsi qu'aux résultats apportés par de nombreuses analyses minéralogiques et chimiques (Lucas *et al.*, 1978), permet de retracer l'histoire et les modalités de l'élaboration du gisement nord-espagnol de phosphorites sous-marines. Au début du Néogène, le plateau continental et le haut de la pente, déjà morphologiquement ébauchés au Lutétien, sont affectés par une nouvelle phase tectonique et soumis à une érosion. Une transgression survient à l'Aquitaniens; il est difficile de préciser si les phosphorites reposent sur la surface d'érosion anté-aquitaniens ou sur une autre surface qui serait alors très légèrement plus jeune. Une transgression remanie au Miocène inférieur des fragments de roches plus anciennes; des restes de Vertébrés et des tests d'Invertébrés se mêlent alors à ces gros fragments de roche; immédiatement après la transgression, un sédiment sableux se met en place dont la grande majorité des éléments carbonatés vont être glauconitisés; cette transgression a dû recouvrir l'ensemble du plateau.

Au niveau du haut de la pente actuelle se trouve alors un sédiment sablo-vaseux glauconieux qui diminue d'épaisseur à l'approche des affleurements sous-marins de roche en même temps qu'il s'enrichit en fragments issus précédemment de ces affleurements.

Vers la surface de ce sédiment bioturbé, les anciens tests d'invertébrés, des voiles biologiques, des discontinuités sédimentaires, isolent des volumes confinés de sédiment : les cellules de phosphatisation, dont un test d'oursin, rempli de sable vaseux donne une très bonne image. Les fragments de roche poreux, la partie superficielle des affleurements rocheux constituent également des milieux confinés, un même fragment pouvant correspondre à plusieurs cellules de porosité différente. Au sein de ces cellules, lorsque la teneur en carbonate est suffisante et en fonction de l'apport et de la fixation du phosphore par l'intermédiaire de la matière organique, la phosphatisation intervient; alors que, dans le sédiment meuble avoisinant, le confinement des grains poreux de la taille des sables est insuffisant et l'apatite n'y germe pas. A la surface de ces cellules initiales phosphatisées, d'autres cellules pourront s'individualiser en englobant un nouveau volume de sédiment avoisinant, puis se phosphatiser : ainsi naît et croît un nodule, qui pourra subir de nombreuses retouches et acquérir une « personnalité » lithologique.

Le caractère discontinu et polyphasé de la phosphatisation rend très difficile sa datation : elle a pu débiter au Miocène, une phosphatisation est prouvée au Pleistocène voire à l'Holocène dans certains nodules. Il n'a pas été possible de déterminer une incidence sur la phosphatisation de la régression de la fin du Miocène ni de la transgression pliocène au moment de laquelle se sont mis en place les supports des grains de glauconie des sédiments du plateau (Lamboy, 1977); la reprise en galets de phosphorites sur le plateau interne entre les caps Penas et Ortégal pourrait dater de cette époque.

Il n'existe pas d'opposition fondamentale entre les phosphorites du banc Le Danois et celles de la marge nord-ouest espagnole. Certaines différences pétrographiques semblent dues à la composition et à l'importance de la couverture sédimentaire meuble au sein de laquelle se sont élaborés les nodules : vers le promontoire Ortégal, sédiment riche en quartz et en glauconie, sur le banc Le Danois, prédominance de sédiments fins pauvres en glauconie, avec un taux de sédimentation plus faible et des tapis stromatolithiques plus importants. D'autres différences comme la ferruginisation et la fixation de manganèse pourraient être dues à des conditions physicochimiques particulières au banc Le Danois, liées à la genèse du banc lui-même.

Remerciements

Le Centre National pour l'Exploitation des Océans (CNEXO) a bien voulu subventionner notre travail sur les phosphorites marines. Il nous est agréable de remercier le CNEXO sans l'aide duquel ce travail n'aurait pas vu le jour. Notre reconnaissance s'adresse aussi à MM. G. Boillot de l'Université Pierre-et-Marie-Curie (Paris), F. Le Lann du BRGM qui ont bien voulu nous confier les échantillons du banc Le Danois, et M. Rioult, CNRS, Université de Caen, P.-A. Dupeuble, Université de Rouen, qui ont déterminé faune et microfaune et nous ont aidé par de nombreuses et fructueuses discussions.

RÉFÉRENCES

- Boillot G. *et al.*, 1976. Notice explicative de la carte géologique du plateau continental du golfe de Gascogne à 1/1 000 000, Paris, BRGM et CNEXO édit.
- Boillot G., Dupeuble P. A., Durand-Delga M., d'Ozouville L., 1971 a. Age minimal de l'Atlantique Nord d'après la découverte de calcaire tithonique à calpionnelles dans le golfe de Gascogne, *C. R. Acad. Sci., Ser. D*, 273, 671-674.
- Boillot G., Dupeuble P. A., Hennequin-Marchand I., Lamboy M., Lepretre J. P., 1973. Carte géologique du plateau continental nord-espagnol entre le canyon de cap Breton et le canyon d'Avilès, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7^e sér., 15, 3-4, 367-381.
- Boillot G., Dupeuble P. A., Hennequin-Marchand I., Lamboy M., Lepretre J. P., Musellec P., 1974. Le rôle des décrochements tardi-hercyniens dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons, sous-marins à l'ouest et au nord de la péninsule ibérique, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 16, 1, 75-85.
- Boillot G., Dupeuble P. A., Lamboy M., d'Ozouville L., Sibuet J. C., 1971 b. Structure géologique de la marge continentale au nord de l'Espagne (entre 4° et 9°W), in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, p. V. 6-1 à V. 6-52, Technip, Paris.
- Boillot G., Dupeuble P. A., Musellec P., 1975. Carte géologique du plateau continental nord-portugais au nord du cap Carvoeiro, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7^e sér., 17, 4, P: 462-480.
- Bushinsky G., 1969. Old phosphorites of Asia and their genesis, *Akad. Sci. URSS Geol. Inst.*, trad. « Istaël program for scient. transl. »
- Cayeux L., 1934. The phosphatic nodules of the Agulhas Bank (a study of submarine geology), *Ann. S. Afr. Mus.*, 31, 105-136.
- Cayeux L., 1939. Les phosphates de chaux sédimentaires de la France. Études des gîtes minéraux de la France, 1, 350 p., 15 pl.
- Cayeux L., 1950. Les phosphates de chaux sédimentaires de la France. Études des gîtes minéraux de la France, 3, 360., 21 pl.
- Collet L., 1908. *Les dépôts marins*, Doin, Paris, 325 p.
- Dupeuble P. A., Lamboy M., 1969. Le plateau continental au nord de la Galice et des Asturies; premières données sur la constitution géologique, *C. R. Acad. Sci., Sér. D*, 269, 548-551.
- Durand A., 1974. Stratigraphie des terrains d'âge paléocène supérieur et néogène du plateau continental basque et asturien d'après l'étude des foraminifères planctoniques, *thèse 3^e cycle*, Rennes, 118 p.
- Haugton S. H., 1956. Phosphatic-glaucconitic deposits of the west coast of South. Africa, *Ann. S. Afr. Mus.*, 42, 329-334.
- Kasakov A. V., 1937. The phosphorite facies and the genesis of phosphorites. *Trans. Sc. Inst. Fertilisers Insect Fungicides, XVII^e Congr. Géol. intern.*, Moscou, 142, 95-113.
- Lacombe, 1961. Mesures de courant à 1 000 m de profondeur à l'ouest de la côte espagnole, *Cah. Océanogr.*, 13, 1, 9-13.
- Lamboy M., 1967. Répartition de la « glauconie » sur le plateau continental de la Galice et des Asturies (Espagne), *C. R. Acad. Sci. Sér. D*, 265, 855-857.
- Lamboy M., 1968. Sur un processus de formation de la glauconie en grains à partir des débris coquilliers. Rôle des organismes perforants, *C. R. Acad. Sci. Sér. D*, 266, 1937-1940.
- Lamboy M., 1975 a. La glauconie du plateau continental au nord-ouest de l'Espagne dérive d'anciens débris coquilliers, *C. R. Acad. Sci. Sér. D*, 280, 157-160.
- Lamboy M., 1975 b. Sur l'origine de glauconies à partir de débris coquilliers, d'après l'exemple du plateau continental nord-ouest espagnol, *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 17, 13-14.
- Lamboy M., 1976. Géologie marine et sous-marine du plateau continental au nord-ouest de l'Espagne. Genèse des glauconies et des phosphorites, *thèse Sciences*, Rouen, 285 p.
- Lamboy M., 1977. Les sables vaseux glauconieux du plateau continental au nord-ouest de l'Espagne, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7^e sér., 19, 2, 203-209.
- Lamboy M., Dupeuble P. A., 1971. Constitution géologique du plateau continental espagnol entre la Corogne et Vigo, *C. R. Acad. Sci. Sér. D*, 276, 1006-1009.
- Lamboy M., Dupeuble P. A., 1975. Carte géologique du plateau continental nord-ouest-espagnol entre le canyon d'Avilès et la frontière portugaise, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7^e sér., 17, 4, 442-461.

- Lamboy M., Odin G. S., 1974. Révision et aspects nouveaux concernant les glauconies récentes au nord et à l'ouest de la péninsule ibérique, *C. R. Acad. Sci. Sér. D.*, 279, 2007-2010.
- Lamboy M., Odin G. S., 1975. Nouveaux aspects concernant les glauconies du plateau continental nord-ouest espagnol, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 17, 2, 99-120.
- Le Lann F., 1972. Les phosphorites sous-marines, Rapport BRGM, 72 SGN 267 MAR, 109 p.
- Lucas J., Prévôt L., Lamboy M., Rioult M., Le Lann F., 1977. Les phosphorites de la marge nord de l'Espagne. Étude pétrographique, minéralogique et géochimique. Rapport convention Recherche, n° 74/1053 entre le CNEXO et le CNRS.
- Lucas J., Prévôt L., Lamboy M., 1978. Les phosphorites de la marge nord de l'Espagne. Chimie, minéralogie, genèse, *Oceanol. Acta*, 1, 1, 55-72.
- Madelain F., 1967. Étude hydrologique au large de la péninsule ibérique, *Cah. Océanogr.*, 19, 2, 125-136.
- Madelain F., 1972. Données sur la circulation d'eaux d'origine méditerranéenne au niveau du cap Finisterre, Rapp. scient. techn., Paris, CNEXO, 11, 18 p.
- Monty C., 1973. Les nodules de manganèse sont des stromatolithes océaniques, *C. R. Acad. Sci. Sér. D.*, 176, 3285-3288.
- Murray J., Renard A. F., 1891. Report on deep sea deposits based on the specimens collected during the voyage of HMS Challenger in the years 1872-1876. Deep-sea deposits, Londres, 525 p.
- Odin G., 1975. Les glauconies : constitution, formation, âge, thèse, Paris, 250 p.
- Odin G. S., Lamboy M., 1975. Sur la glauconitisation d'un support carbonaté d'origine organique : les débris d'échinodermes du plateau continental nord-espagnol, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7^e sér., 17, 1, 108-115.
- Parker R., 1975. The petrology and origin of some glauconitic and glauco-conglomeratic phosphorites from the South African continental margin, *J. Sediment. Petrol.*, 45, 1, 230-242.
- Parker R., Siesser W., 1972. Petrology and origin of some phosphorites from the South African continental margin, *J. Sediment. Petrol.*, 42, 2, 434-440.
- Scolari G., Lille R., 1973. Nomenclature et classification des roches sédimentaires (Roches détritiques terrigènes et roches carbonatées), *Bull. BRGM Fr. Sect. 4*, 2, 57-132.
- Vanney J. R., 1972. Morphostructure des parties profondes du golfe de Gascogne. Recherches géographiques en France, Congrès de Montréal, 119-133.

