

QUELQUES RÉGULARITÉS
DANS LA DISTRIBUTION DE MINÉRALISATIONS SULFURÉES
(EN PARTICULIER EN ANTIMOINE)
DANS LES NIVEAUX CARBONATES DU PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR
DU GÉOSYNCLINAL ASTURIEN (*)

par JEAN-JACQUES GUILLOU (**)

(7 figures dans le texte)

ABSTRACT

Pursuing his study of the stratabound deposits of the Spanish Cambro-Silurian, the author analyses the province of Galicia. During the evolution of the western part of the Asturian geosyncline there were three episodes of carbonate sedimentation. In each case there is an associated mineralisation.

In the Lower Cambrian there are antimony concentrations which can be referred to the « Charmes » model (Ardèche, France; Samama 1970). They are stratiform impregnations localised at the contact of the Candana, Georgian limestones and the overlying shales. By analogy with the « Charmes » model, a syngenetic origin is proposed.

In the Upper Georgian polymetallic concentrations (Pb, Zn, Cu, Sb, Hg) are associated with siliceous lenses related to channel structures. These syngenetic mineral deposits are situated at the top of carbonate sequences, close to emerged cordilleras.

Thirdly, antimony occurs in the roofs of Ashgillian carbonate lenses. Undeniably syn-sedimentary, this mineralisation corresponds in time to a rhyolitic and albitophytic volcanism whose genetic influence is discussed.

In conclusion, the author tries to bring out the reasons for the metallogenic permanence of the Gallician Cambro-Silurian province.

RÉSUMÉ

La poursuite de l'étude des minéralisations, essentiellement liées aux strates, du Cambro-Silurien d'Espagne conduit l'auteur à analyser la Province de Galice. L'évolution de la partie occidentale du géosynclinal Asturien est marquée par trois épisodes sédimentaires carbonatés : tous trois sont minéralisés.

Au Cambrien Inférieur des concentrations antimonières peuvent être rapportées au type « Charmes » (Ardèche) (Samama, 1970) : il s'agit d'imprégnations stratiformes localisées au contact supérieur des calcaires géorgien de CANDANA avec des schistes sus-jacents. L'origine syn-sédimentaire de ces concentrations est avancée par analogie au modèle ardéchois.

Au Géorgien Supérieur, les concentrations polymétalliques (Pb, Zn, Cu, Sb, Hg) se développent en association avec des accidents siliceux liés à des structures chenalisantes. Les minéralisations syn-sédimentaires se situent à la fin d'épisodes carbonatés, à proximité de cordillères émergées.

Enfin des indices antimonières se distribuent au toit des lentilles carbonatées de l'Ashgill. Indéniablement syn-sédimentaires, ces minéralisations correspondent dans le

(*) Manuscrit déposé le 22 janvier 1971.

(**) Université de Nancy, École Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière, B.P. n° 452, Nancy (Meurthe-et-Moselle), France.

temps à un volcanisme rhyolitique et albitophyrique dont l'incidence génétique est examinée.

En conclusion l'auteur tente de dégager les raisons de la permanence métallogénique de cette province cambro-silurienne de Galice.

INTRODUCTION

La valeur de certains guides de prospection était bien connue des anciens : les mines d'or romaines des Asturies jalonnent d'une manière remarquable le toit des niveaux carbonatés cambriens (calcaires de Vegadeo) (Paillette, 1852). Ce contrôle, repris par les mineurs galiciens, montre l'importance des minéralisations stratiformes liées ou associées aux roches carbonatées du géosynclinal asturien : dans ce contexte régional, on peut ainsi comparer plusieurs épisodes minéralisateurs successifs dans des environnements lithostratigraphiques analogues.

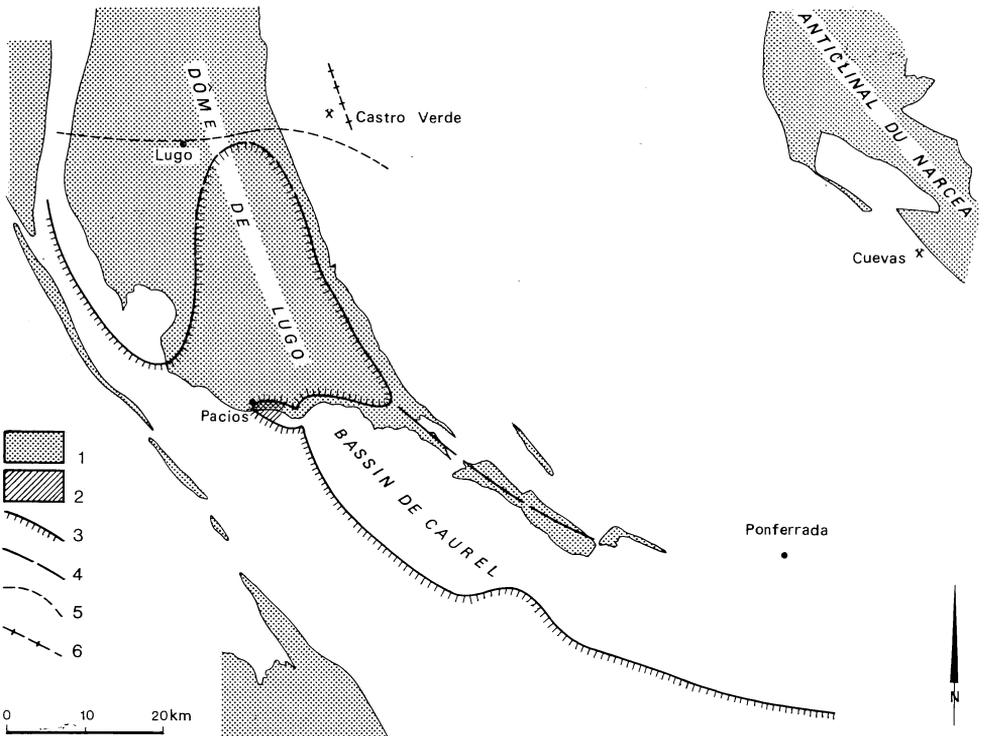


Fig. 1. — Paléogéographie du sud-est de la Galice au cours du dépôt des calcaires de Candana (Géorgien inférieur).

1. Extension actuelle du Précambrien (sans tenir compte des granites hercyniens).
2. Zone de dépôt des magnésites.
3. Ligne de rivage probable.
4. Ligne de haut-fonds.
5. Limite méridionale des faciès détritiques de base du Géorgien.
6. Ligne anticlinale.

I. GÉOLOGIE GÉNÉRALE

Au début des temps paléozoïques trois formations carbonatées se sont déposées dans le Géosynclinal Asturien : il s'agit des calcaires de Candana du Géorgien Inférieur, des calcaires de Vegadeo du Géorgien terminal et de la base de l'Acadien, enfin des calcaires de l'Ashgill.

1° *Cadre post-assyntique.*

Trois grandes unités de socle jouent un rôle majeur, sinon déterminant, dans l'histoire du Géosynclinal Asturien, qu'elles divisent en le diversifiant en un ensemble hétérogène (fig. 2) :

— A l'Est, la zone de l'anticlinal du Narcea paraît correspondre à un vieux

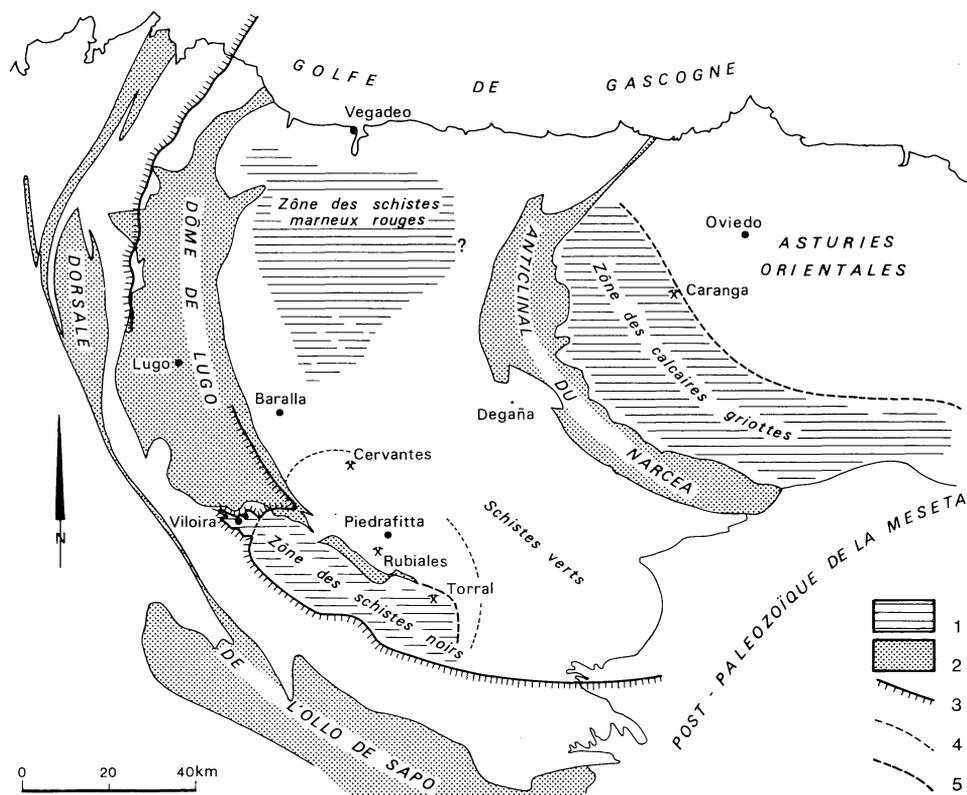


Fig. 2. — Paléogéographie du géosynclinal asturien à la fin du dépôt des calcaires de Vegadeo :

1. Distribution de certains faciès particuliers au toit des calcaires de Vegadeo.
2. Extension actuelle des affleurements de Précambrien (sans tenir compte des granites hercyniens).
3. Ligne probable de rivage.
4. Limite externe de la principale zone d'extension des minéralisations liées à des passées gréseuses fines dans les calcaires de Vegadeo.
5. Limites des faciès au toit des calcaires de Vegadeo.

bloc orienté NW-SE. Elle comprend un matériel schisteux précambrien, localement situé dans la mésozone, auquel s'associent parfois de vieilles roches cristallines. On verra, à l'Est de cette structure, le Géorgien terminal prendre un faciès de ride (les mouvements postérieurs de la couverture ont dû amener un décalage entre le socle et celle-ci).

— Beaucoup plus à l'Ouest, le dôme de Lugo s'oriente NS, puis NW-SE en s'envoyant. Il se compose de schistes précambriens recoupés de grands batholites granitiques hercyniens (Capdevilla, 1969). Le métamorphisme y est très élevé (resserrement des isogrades, atteignant ici la zone de la sillimanite, par effet de socle) (*).

— Enfin, la dorsale de l'« Ollo de Sapo » à porphyroïdes longe la bordure occidentale du dôme de Lugo, puis se dirige vers le S.E.

Cet ensemble a donné lieu à controverse; Parga-Pondal, Matte et Capdevilla (1964) y voient surtout des formations détritiques précambriennes tandis qu'Antonio et Ferragne (1967) les subdivisent en un vieux socle d'orthogneiss surmonté de manteaux d'altérations plus ou moins remaniés dont les âges s'étagent du Précambrien au Cambrien.

En tout état de cause, la sédimentologie de telles formations (« Ollo de Sapo » inférieur à grands feldspaths) si elles sont effectivement sédimentaires, implique des conditions bien précises dont un transport limité comme l'a montré J. C. Samama (1969) pour le Trias cévenol. La proximité d'un vieux socle est donc assurée, quelle que soit l'hypothèse envisagée.

2° *Les roches carbonatées du Géorgien Inférieur ou « Calcaire de Candana » (calcaire de Cudillero...).*

Cette formation surmonte les premiers sédiments cambriens transgressifs sur le Précambrien plissé :

En règle générale, il s'agit de conglomérats et grès dont le matériel dérive en partie, directement ou non, de vieux granites, et s'apparente aux formations de l'« Ollo de Sapo » (Capdevilla, 1969). Dans le centre du géosynclinal (Anticlinal du Narcea) ces niveaux recouvrent des formations rouges d'altération qui font défaut plus à l'Ouest (érosion?), en Galice (Dôme de Lugo). Dans cette dernière région, le Cambrien basal détritique passe vers le Sud à des niveaux schisteux (fig. 1) analogues à ceux du Précambrien sous-jacent, premier indice d'une paléogéographie complexe qui marquera de son influence tout le Géorgien, en particulier les niveaux carbonatés.

Si à l'Est du Dôme de Lugo, la formation carbonatée de Candana présente généralement un faciès calcaire (parfois biocalcarénite ou calcaires construits), au-delà de cette structure qui joua en haut-fond, elle se diversifie : En raison du contexte paléogéographique complexe, suite de bassins et de lagunes inclus dans les terres (fig. 1,4-3), les sédiments carbonatés évoluent vers le pôle magnésien (Guillou, 1970). Ailleurs, dans le géosynclinal, l'aspect lenticulaire de ces bancs carbonatés, leur diversité de faciès évoquent encore une paléogéographie variée, difficile à détailler compte tenu de la faible extension actuelle de leurs affleurements.

(*) (Capdevilla, 1969). Pour expliquer les variations du degré géothermique, cet auteur propose également les hypothèses d'irrégularités dans la distribution des sources thermiques ou de surpression locales. L'étude de la paléogéographie au cours du Paléozoïque amène à prendre en considération l'existence de blocs de socle, ce qui favoriserait l'acceptation de la première hypothèse : ces blocs correspondent très vraisemblablement à du vieux Précambrien polymétamorphique (cf. les séries du Cabo Ortegal au N. de la Galice) ou à de vieux granites.

3° Les formations carbonatées de la limite Géorgien-Acadien ou calcaires de Vegadeo (calcaires de León, de Cuevas, de Playa...).

Des schistes et des grès (grès de Candana supérieurs) recouvrent les calcaires de Candana. Le nouveau cycle sédimentaire débute donc comme la série basale, en distribution comme en composition : le matériel détritique décroît du Nord au Sud en Galice, les schistes remplaçant grès, quartzites et microconglomérats et il disparaît même localement, en-deçà de certains hauts-fonds du Dôme de Lugo.

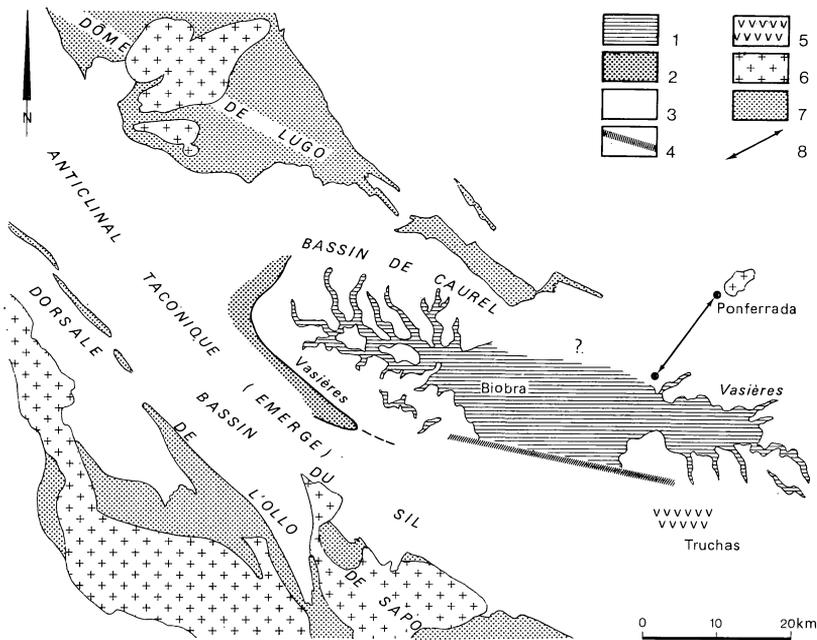


Fig. 3. — Paléogéographie du sud-est de la Galice à l'Ashgill.

1. Zone des dépôts carbonatés.
2. Zone des dépôts des conglomérats.
3. Zone de dépôts argileux ou indéterminés.
4. Limite nord de la zone d'érosion tardi-taconique, postérieure aux dépôts carbonatés.
5. Localisation du volcanisme de la fin de Llandeilo.
6. Granites hercyniens.
7. Contours actuels du Précambrien.
8. Pour plus de clarté et de vraisemblance, le domaine de l'« Olló de Sapo » a été écarté de celui des schistes précambriens de Lugo en étant descendu vers le sud-ouest : les deux positions de Ponferrada marquent la valeur de ce décalage.

Les dépôts carbonatés qui surmontent ces niveaux recouvrent l'essentiel du géosynclinal à l'Est de la dorsale de l'« Olló de Sapo », et occupent même, bien que décollés de leur substratum, les Asturies orientales (Zamarreno et Julivert, 1967). Dans cet immense domaine, leurs caractères varient beaucoup :

a) — La calcaires de Vegadeo débutent franchement dans le León, les Asturies et le Nord de la Galice (fig. 4-2), partout à la même époque selon K. Szudy (1963) qui a daté les schistes sous-jacents par une faune à *dolerolenus*.

Mais dans le Sud de la Galice, l'établissement de la sédimentation carbonatée

est beaucoup plus complexe : on note le plus souvent un domaine transitoire composé d'alternances de schistes, de grès feldspathiques et de lentilles calcaires auxquelles s'associent des grès fins.

b) — Dans le domaine de sédimentation calcaire, on peut rencontrer des secteurs à faciès construits — ainsi certains biohermes asturiens à stromatolites —, des faciès « péri-récifaux », ou, plus en retrait vers la côte, des faciès plus fins qui évoqueraient des dépôts de type lagon. Très localement enfin, des lagunes côtières enclavées dans les terres voient se former des dépôts dolomitiques très particuliers (dolomies spathiques du Dôme de Lugo). Par ailleurs, les phénomènes de dolomitisation sont très fréquents et touchent tous les faciès précités.

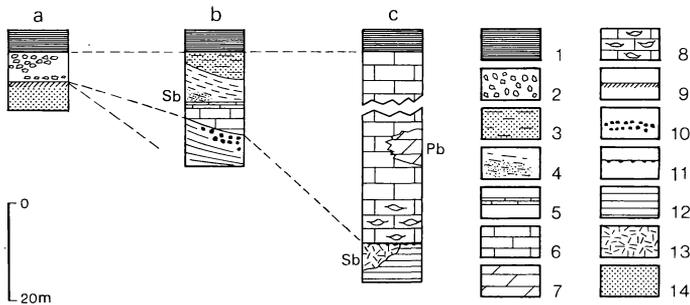


Fig. 4.1. — Coupes stratigraphiques de la limite Ordovicien-Silurien dans le sud-est de la Galice.

- a) Zone des dépôts à caractères fluviatiles.
 b) Zone des chenaux à matériel calcaire, puis gréseux.
 c) Zone des dépôts calcaires continus.

1. Schistes ampéliteux siluriens.
2. Conglomérats à ciment ferrugineux ou schisteux.
3. Grès grossiers lenticulaires.
4. Schistes et grès fins.
5. Calcschistes.
6. Calcarénites.
7. Dolomies.
8. Calcaires noduleux rouges « griottes ».
9. Zone d'altération des « grès armoricains ».
10. Microconglomérat argileux.
11. « Hard-ground », surface indurée.
12. Schistes de l'Ordovicien supérieur.
13. Matériel volcanique.
14. « Grès armoricains ».

c) — Les modalités d'arrêt des dépôts carbonatés sont remarquables (fig. 2 et 4-2) : dans le Sud de la Galice, là où s'envoie le Dôme de Lugo, les calcaires de Vegadeo, qui se sont déposés selon les mêmes traits paléogéographiques que les calcaires de Candana, admettent des passées de grès fins à leur toit. Ces venues de matériel détritique forment des séquences négatives carbonates/grès fins qui rappellent étroitement celles des lentilles carbonatées et gréseuses des alternances situées au mur des calcaires. A l'extrême ouest (Sierra de Caurel), cette association lithologique est directement surmontée de schistes gréseux noirs. En allant vers le NE, on voit s'intercaler des schistes verts de faciès analogues à ceux du Géorgien, puis des schistes pourpres et violacés qui prennent localement une grande puissance. A l'Est, au-delà de l'anticlinal du Narcea, les schistes pourprés laissent place à des

calcaires noduleux rouges ou « griottes » (*) qui surmontent les calcaires et dolomies. Ce faciès, daté par Szduy (1968) (diverses faunes de tribolites) correspond donc aux schistes pourpres et verts du toit des calcaires de Vegadeo dans leur région type (NE Galice). On retrouve l'évolution inverse en repartant vers l'Est : le toit des « calcaires » descend selon les isochrones.

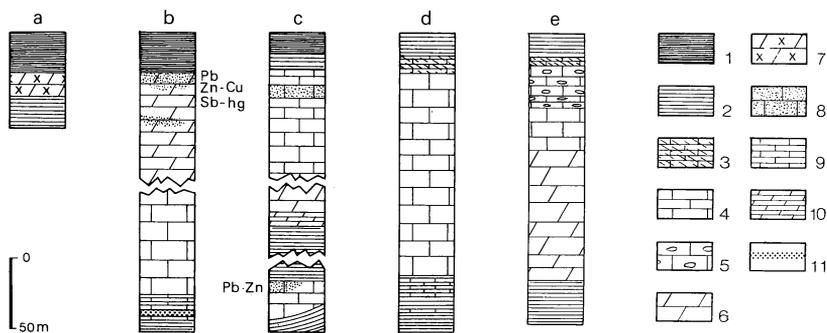


Fig. 4.2. — Coupes stratigraphiques dans la formation des « Calcaires de Vegadeo » dans le géosynclinal asturien.

- a) Zone des lagunes de Vilaira.
- b) Bassin de Caurel : schistes noirs au toit de la formation carbonatée.
- c) Région de Piedrafitta.
- d) Nord de la Galice : schistes marneux rouges au toit.
- e) León — Sud Ouest Asturies : Calcaires « griottes » au toit.

Les relations relatives des calcaires et des dolomies ont été extrêmement schématisées.

1. Schistes noirs du Cambrien moyen-supérieur.
2. Schistes verts du Cambrien moyen-supérieur.
3. Schistes marneux rouges.
4. Calcaires.
5. Calcaires noduleux rouges « griottes ».
6. Dolomies.
7. « Dolomies spathiques ».
8. Passées détritiques dans les roches carbonatées.
9. Calcschistes.
10. Dolomies schisteuses.
11. Grès.

La zone des griottes, allongée parallèlement à l'anticlinal du Narcea, a donc joué en cordillère à la fin du Géorgien, alors que les faciès détritiques envahissaient de part et d'autre le géosynclinal. Le matériel détritique n'oblitére pas d'ailleurs les dépôts carbonatés : il se forme des schistes et grès à nodules calcaires ou à ciment calcaire dans la série sus-jacente.

Enfin, à cette période correspond une activité volcanique assez importante [andésites (basaltes, tufs...) mal localisée : León — Nord Asturies (Parga, 1969) mais aussi Sud du León (Nollau, 1968) ou région de Vegadeo].

(*) L'origine de ce faciès serait due, soit aux conditions de dépôt et de diagenèse, soit à des actions tectoniques (cf. phacoïdiches gefüge : Voigt, 1962). Cette dernière hypothèse, appliquée seule, explique mal les réductions de puissance que subissent les bancs carbonatés lorsqu'ils prennent ce faciès, leur couleur alors rouge (parfois verte) et, *a fortiori*, la localisation paléogéographique correspondante (Lucas, 1955).

4° *Les calcaires et dolomies de l'Ashgill.*

La puissante série flyschoides qui sépare les calcaires de Vegadeo de ceux de l'Ashgill comprend des types lithologiques variés, schisto-gréseux, très rarement carbonatés, parfois ferrifères (fer oolithique, carbonates, chlorites, pyrite). Sa fin coïncide avec des épanchements volcaniques acides (Matte, 1966), rhyolitiques ou albitophyriques. Un exhaussement général lui succède (phase taconique) marqué par des arrêts de sédimentation (« hardground »), des phénomènes d'érosion (ravineux, microconglomérats...) et l'émergence de vastes régions (fig. 3 et 4-1). En particulier, dans le Sud de la Galice sédimentaire, on note l'exondaison d'une dorsale NW-SE, légèrement sécante sur les structures actuelles (anticlinal couché de Caurel). Concurrentement à la formation de cette dorsale, deux bassins s'individualisent sur ses bordures Sud et Nord :

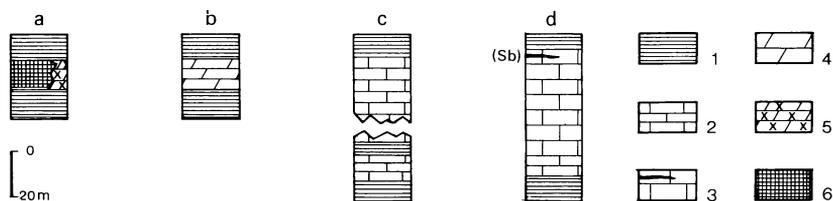


Fig. 4.3. — Coupes stratigraphiques dans la formation des « Calcaires de Candana » dans le sud-est de la Galice.

- a) Fond de la lagune de Pacios (cf. fig. 3).
 - b) Entrée de la lagune de Pacios.
 - c) Bassin semi-fermé de Caurel.
 - d) Région de Castroverde.
1. Schistes verts.
 2. Calcaires.
 3. Silicifications dans calcaire.
 4. Dolomies.
 5. « Dolomies spathiques ».
 6. Magnésites.

Dans le bassin de Biobra, au Nord, une sédimentation caractéristique reprend au-dessus d'un « hard-ground ». Il s'agit de calcaires de type griotte qui évoluent bientôt vers des calcarénites grises à entroques alors que les conditions de dépôt se régularisent (cf. G. Lucas, 1955). Cette formation transgresse alors, en particulier vers le Nord-Ouest où elle s'installe dans les dépressions (chenaux) préexistantes. Dans cette zone proche des terres émergées arrivent ensuite des apports terrigènes de plus en plus grossiers (qui donnent des schistes à passées gréseuses fines suivis de grès). Le domaine terrestre où l'érosion avait atteint les grès armoricains est alors couvert de formations conglomératiques ferrifères, produits de remaniements locaux de ce socle altéré dans un milieu de type deltaïque.

En définitive, dans ce bassin, la succession stratigraphique formée par les termes de passage de l'Ordovicien au Silurien constitue un cycle sédimentaire au sens d'A. Lombard (1956). Il débute par une phase positive : microconglomérats, arénites calcaires, schistes argileux, suivie d'un épisode négatif : grès fins mêlés aux schistes, grès grossiers. En outre, on peut y voir, avec H. Erhart (1956), l'établissement d'une phase biostasique (sédimentation carbonatée), puis sa dégradation progressive. L'identité lithostratigraphique quasi-parfaite de séries d'âge équivalent, disséminées du Finistère à l'Andalousie et à la Sardaigne avec celle de Caurel, con-

fière une portée supplémentaire à cette hypothèse en la replaçant dans un cadre continental.

L'exiguïté des bassins carbonatés est aussi remarquable : ces milieux de sédimentation sont éphémères, dépendant des modalités d'évolution de la tectonique géosynclinale. L'érosion tardi-taconique ne les a pas épargnés, réduisant encore leur extension dans un domaine dont l'homogénéité est, en définitive, malgré les hiatus existants, d'autant plus remarquable.

5° *Tectonique.*

Après la transgression post-assyntique, une certaine tendance à la surrection des unités de socle se marque par le maintien au cours du Géorgien des grands traits paléomorphologiques dûs à ces structures (fig. 5). Du Cambro-Trémadoc à l'Ordovicien moyen, l'arrivée d'énormes quantités de matériel détritique indique une phase d'érosion de certains reliefs périphériques et d'approfondissement du géosynclinal, dont le domaine s'étend : transgression ordovicienne.

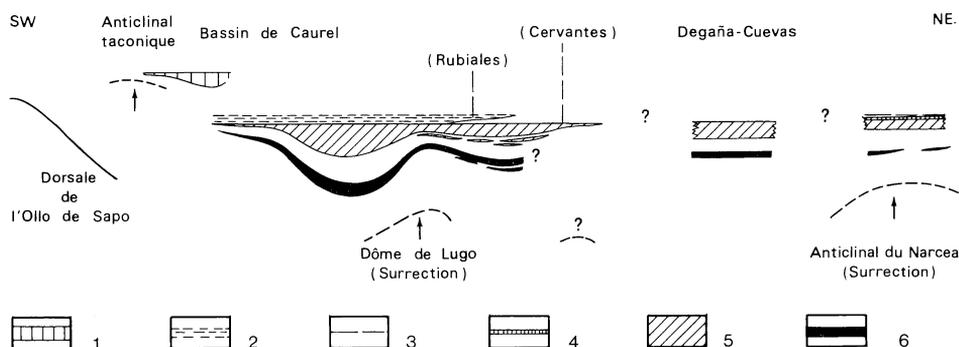


Fig. 5. — Schéma des rapports entre les dépôts carbonatés et les structures mobiles du géosynclinal asturien.

1. Calcaires Ashgill.
2. Schistes noirs (Cambrien moyen-Supérieur).
3. Schistes marneux rouges.
4. Calcaires noduleux rouges « griottes ».
5. Calcaires de Vegadeo.
6. Calcaires de Candana.

À la fin de cette période, la sédimentation s'interrompt brusquement (*) tandis que s'individualisent certaines structures nouvelles qui ne calquent pas le modèle des blocs anciens :

Entre la dorsale de l' « Ollo de Sapo » et le Dôme de Lugo, émerge une voûte anticlinale orientée SE-NW quant à sa partie méridionale. Elle paraît s'interrompre à la hauteur de l'ennoiement sud du Dôme de Lugo.

Dans les Asturies, F. Radig (1962) signale à cette époque une structure SW-NE parallèle à la partie extrême du Nord de l'anticlinal hercynien du Narcea.

Ces structures préfigurent les plis hercyniens : une limite importante, la séparation entre « Galice cristalline » interne et « zone ouest asturienne » plus externe (Matte, 1968 ; Capdevilla, 1969) est matérialisée par le contact anormal des deux flancs de l'anticlinal taconique pris entre les Dôme de Lugo et de l' « Ollo de Sapo », anticlinal qui était profondément érodé dès avant la transgression silurienne.

(*) Au moins localement.

Le synchronisme entre les directions tectoniques SE-NW et SW-NE existait donc dès la phase taconique : en fait, la direction des plissements hercyniens est conditionnée par la résolution de contraintes d'orientation diverses entre les différents blocs de socle et la disposition relative de ces derniers.

Ainsi le contact anormal signalé ci-dessus est poursuivi vers le Sud par la structure déversée de Caurel (Matte, 1964). Celle-ci s'interrompt à son tour tandis que s'ennoie le Dôme de Lugo. A cette hauteur, la dorsale de l'« Ollo de Sapo » qui continue vers l'ESE réagit : un jeu de failles la décalce perpendiculairement vers le Nord.

L'épisode tectonique majeur correspond à cette phase varisque (cf. Matte, 1968) : il a donné naissance à ces structures très complexes, accompagnées de schistosité à l'Est de l'anticlinal du Narcea. Dans l'ensemble du géosynclinal, on peut distinguer d'Ouest en Est : avant la dorsale de l'« Ollo de Sapo » une zone à plis et nappes (Anthonioz, 1966) (Ribeiro et Rebelo, 1966), à double schistosité (Matte, 1968); au-delà de la dorsale de l'« Ollo de Sapo », une zone où le style est souvent déversé, bien qu'on n'y trouve de nappes qu'à proximité du Dôme de Lugo (Matte, 1968); enfin de l'autre côté de l'anticlinal du Narcea, après une zone de transition, les nappes deviennent la règle (Asturies orientales).

6° *Magmatisme et métamorphisme.*

La phase assynitique paraît avoir été accompagnée de rhyolites, qu'on retrouve dans les conglomérats de base cambriens (Matte, 1968). Ce n'est ensuite qu'à L'Acadien que l'on peut dater un épisode volcanique : il s'agit des émissions basiques (tufs, basaltes et trachytes alcalins : L. C. Garcia de Figuerola et I. Parga-Pondal, 1944) disséminée à l'Est de l'anticlinal du Narcea (Parga, 1969), dans le León (Nollau, 1968) et le long de la côte cantabrique.

A l'Ordovicien (Fini-Llandeilo), on retrouve un volcanisme géosynclinal, à l'Est de la dorsale de l'« Ollo de Sapo » : rhyolites et albitophyres de Truchas (Matte, 1964) et laves et tufs de la région cantabrique (Radig, 1962) plus ou moins liés à la phase taconique.

Après les phases hercyniennes, de nombreux filons doléritiques se mettent en place dans des fractures, sinon dans des zones de décollement.

Les granites hercyniens décroissent en importance et en variété d'Ouest en Est (Capdevilla, 1969); très important à l'Ouest et dans le Dôme de Lugo, ils n'apparaissent que sporadiquement à partir de là, bien que leur rôle métallogénique soit encore assez important (filons à wolfram) (*). Le métamorphisme (type intermédiaire de basse pression, Capdevilla, 1969) décroît d'Ouest en Est, montrant des maximums à la hauteur des structures de socle (« effet de socle »?). Il est en général peu élevé à l'Est du Dôme de Lugo (faciès à chlorite) et disparaît au-delà de l'anticlinal du Narcea.

II. MÉTALLOGÉNIE

1° *Les minéralisations liées aux calcaires de Candana.*

a) — Assez pauvre en minéralisations sulfurées, cette formation recèle par ailleurs un gîte important de magnésite spatique, à Pacios, dans la province de

(*) On retrouve là un fait bien connu par ailleurs : apex granitiques wolframifères. Il n'a, par ailleurs, pu être possible d'établir une relation entre la répartition et la nature des granites et la présence d'autres minéralisations, en particulier de celles qui sont étudiées plus loin.

Lugo (Gomez de Llarena, 1959). Située sur la bordure ouest du bassin carbonaté, cette concentration procède d'un processus bien précis de sédimentation (Guillou, 1970).

Il s'agit d'une épuration progressive en calcium des eaux marines décantant dans des golfes semi-fermés et des lagunes successives selon une évolution nettement différente des processus évaporitiques : l'importance du déséquilibre calcium-magnésium prime celle de la concentration des eaux en sels dissous.

b) — Il faut quitter le Sud-Ouest du géosynclinal pour rencontrer dans ces strates des indices importants en métaux lourds : plus au Nord, à Castro-Verde (fig. 4-3), on a signalé (Mallada, 1896) l'antimoine associé au plomb au toit des calcaires.

Si ces indices ont disparu à l'heure actuelle, on retrouve une anomalie en antimoine dans la partie sommitale des calcaires, très localement silicifiés, à leur contact avec les schistes du toit.

Ce type stratiforme de gisement d'antimoine, localisé à un contact calcaires-schistes sous-jacents, et lié à des silicifications plus ou moins abondantes, fut connu dès avant de Launay (1913). Récemment, J. C. Samama (1970) a montré que la position anticlinale de ces gîtes correspond en fait à une situation en paléodôme contemporain de la sédimentation et du piégeage syngénétique de la minéralisation.

Les conditions locales d'affleurement ne permettent pas ici de pousser l'analyse à ce point : bien qu'effectivement, les indices se situent en position anticlinale (rebord du « Dôme de Lugo »), leur situation paléogéographique reste indéterminée.

c) — A Cuevas del Sil, sur le flanc normal de l'anticlinal du Narcea, on a exploité un gîte cupro-antimonieux.

Dans cette région, la formation carbonatée de Candana (*) présente deux termes : au mur des dolomies vertes ou beiges, au toit des dolomies noires. Les minéralisations, chalcopirite et tétraédrite légèrement argentifère associée le plus souvent à une gangue quartzreuse, se localisent au sommet du faciès inférieur.

2° Les calcaires de Vegadeo.

a) — Dans ces formations, on rencontre parfois quelques sulfures disséminés : signalons ici les indices de blende et d'oxydes de cuivre des dolomies spathiques de Vilaira (Lugo), dans un milieu lagunaire (Guillou, 1970), la chalcopirite et le cuivre gris des calcaires de Degaña (Asturies) au flanc ouest de l'anticlinal de Narcea.

Dans le secteur étudié (Sud de la Galice sédimentaire) de telles occurrences ne paraissent pas susceptibles de donner lieu à des concentrations de quelque importance. Ce n'est plus le cas dans les Asturies : on y connaît des gisements sulfurés inclus dans les couches de Vegadeo, par exemple le gîte plombo-zincifère de Caranga :

La complexité structurale de l'encaissement (Llopis Llado, 1959), l'état de dégradation des travaux, ne permettent pas de se faire une idée précise des conditions de gisement (minéral bréchique à galène blende, quartz, calcite dans un niveau silicifié de dolomies ankéritiques), ou *a fortiori* des conditions de genèse.

b) — C'est dans des conditions bien différentes que se rencontrent les gîtes

(*) Elle renferme d'autres indices cuprifères, sinon antimonifères, sur une distance de quelques dizaines de kms en allant vers l'Est (contrôle régional).

(**) Comme il est fréquent, les sulfosels (cuivre gris) sont en partie situés dans les fractures ; la chalcopirite est interstratifiée : cette disposition apparaît comme un critère de piégeage syngénétique, le minéral le plus mobile ayant préférentiellement migré.

galiciens; il s'agit d'amas sulfurés interstratifiés dans des lentilles de grès fins associées aux calcaires de Vegadeo (cf. plus haut, § 2 et fig. 4-2).

Leur paragenèse est très variée; on y rencontre fréquemment les associations galène-blende, blende-chalcopyrite, galène-chalcopyrite. La pyrite est commune localement et se rencontre aussi avec la stibine et un cinabre primaire. Comme minéraux accessoires, signalons le mispickel et la bourbonite (associée avec un autre sulfosel dans le minerai assez riche en argent et bismuth d'un filonnet *per descensum*). Un cinabre d'aspect secondaire (Torral, fig. 2) paraît provenir de schwartzite : il est accompagné de galène, chalcopyrite, minéraux secondaires du cuivre, oxydés de zinc et d'antimoine.

Les sulfures suivent les lits (millimétriques) de grès fins inclus dans les dolomies. Les lentilles gréseuses, dont les dimensions oscillent entre quelques décimètres et quelques hectomètres d'extension, sur quelques mètres ou décimètres de puissance, contrôlent à une autre échelle les minéralisations. Dans ces lentilles, on suit parfois (Rubiales) des variations latérales intéressant le plomb-zinc, médian, et le cuivre, marginal. Par contre, il n'a pas été possible de mettre en évidence une répartition préférentielle des éléments dans l'ensemble assez vaste du secteur considéré (20 × 100 km.).

Tout au plus, le zinc est assez rare dans le Nord, alors que l'antimoine y est particulièrement abondant : la cervantite y a été décrite du Village de Cervantes (Dana, *in* Mallada, 1896); cet élément n'y est pourtant pas localisé, non plus que le mercure, dont la seule mine exploitée se trouve dans le sud-ouest (Torral de Los Vados).

CONCLUSION

Outre le contrôle stratigraphique — formation des calcaires de Vegadeo où les grès silteux s'interstratifient indifféremment au toit ou au mur (cf. plus haut, § 2, a, c) — on note donc un contrôle lithologique à différentes échelles — et un contrôle paléogéographique — la répartition des minéraux dans les lentilles —. Très localement, des contrôles structuraux apparaissent; ils n'affectent la minéralisation que sur de faibles volumes (fractures, exsudations quartzieuses).

La compréhension de l'ensemble de ces contrôles et des caractères de la minéralisation amène à conclure à son origine syn-diagénétique et à la superposition à l'époque hercynienne de facteurs structuraux et métamorphiques (*) qui lui confèrent son aspect actuel.

Pour en revenir au phénomène métallogénique proprement dit, c'est-à-dire à la concentration métallifère elle-même, on est conduit à envisager un piégeage dans des chenaux divaguant sur des « vasières ».

Le paysage en était remarquable et constant : les vasières étaient calcaires ou dolomitiques, les alluvions apportées par les circulations chenalisantes étaient formées de matériel détritique fin; ce qui correspond donc à une phase de sédimentation négative au sens de A. Lombard (1956) et ne préjuge pas du retour éventuel de la sédimentation carbonatée.

Selon un autre point de vue, on peut y voir une phase rhexistasiqne (Erhart, 1956) :

En fait, si la colonisation des terres émergées par les micro-organismes a pu être très précoce, dès l'apparition d'une ceinture d'ozone atmosphérique, la formation d'une couverture végétale anté-dévonienne pose des problèmes plus ardu.

(*) Blende à inclusions orientées de chalcopyrite (limite faciès à chlorite-biotite) (Capdevilla, 1969).

On peut d'abord les aborder d'une manière indirecte en notant par exemple la genèse de bauxites au Précambrien récent (Ehrart, 1956), car on ne connaît pas de restes de végétaux terrestres antérieurs au Cambrien moyen. Cependant l'existence d'algues et de champignons mono ou pluri-cellulaires dès —1600 millions d'années (Tyler et Barhoorn, 1954) implique la possibilité dès cette époque de la synthèse de lichens (Emberger, 1968). Une apogée des lichens (*), puis sans doute des mousses, antérieure à celle des plantes vasculaires est alors concevable, et qui plus est, conforme aux lois d'évolution.

Les mécanismes dus aux phénomènes de bio-rhexistasie sont donc envisageables au Cambrien.

Le problème du socle nourricier est beaucoup plus complexe (**), compte tenu de l'incertitude où l'on demeure quant à l'âge des formations de l'« Ollo de Sapo ». Cependant, leur rôle dans les apports détritiques paraît très limité dans la région minéralisée et il est beaucoup plus vraisemblable de rechercher les zones d'alimentation dans les schistes précambriens du dôme de Lugo.

3° *Les minéralisations liées au calcaire Ashgill* (Guillou, 1969).

a) — Dans les roches carbonatées de l'Ashgill, la galène est assez fréquente : l'apparition des indices plombifères est conditionnée par la présence d'accidents dolomitiques dans les barres calcaires ou par celle d'un contexte entièrement dolomitique (lentilles de dolomies rouges grossières).

La galène se présente sous forme d'octaèdres parfois volumineux disséminés en essaims dans la roche.

b) — Dans la partie occidentale du bassin carbonaté Ashgill, une minéralisation importante en antimoine se localise au toit des calcaires lenticulaires (fig. 4-1).

La stibine, souvent liée au quartz d'« exsudation » l'emporte sur la berthiériete. La pyrite reste disséminée dans la roche support.

Les contrôles mis en évidence, stratigraphiques, lithologiques, paléogéographiques, indiquent sans ambiguïté l'origine synsédimentaire de la concentration, remaniée au cours de l'orogénie hercynienne (contrôles structuraux).

Antérieurement à sa redistribution sédimentaire, le stock métal du socle paraît avoir subi une pédogenèse sous climat tropical humide : en amont des gîtes, en bordure du bassin, on connaît des conglomérats deltaïques à ciment ferrifère et kaolinique. En dernière analyse, toutefois, cet antimoine peut être encore d'origine volcanique :

Le volcanisme acide Tardi-Llandeilo a donné lieu à quelques indices de stibine : — engagé dans les mouvements tectoniques qui le font émerger, cet apport exceptionnel a pu s'ajouter aux réserves en antimoine du « socle » attaqué par la pédogenèse.

4° *Conclusion.*

La diversité des niveaux carbonatés du géosynclinal asturien, leur échelonnement tout au long d'une histoire géologique complexe rend d'autant plus remarquable

(*) Soulignons que les lichens (connus à l'état fossile depuis le Tertiaire seulement!) forment encore l'essentiel de certaines associations végétales (Toundras sèches) — Les mousses ont une importance considérable : toundra humide et surtout tourbières.

(**) Une origine exhalative volcanique ne peut être invoquée dans l'état actuel des connaissances par suite du manque de manifestation volcanique au Géorgien, mais on peut penser à la reprise de stocks métalliques dus au volcanisme tardi-précambrien (rhyolites).

les ressemblances que l'on découvre entre les minéralisations qui leur sont respectivement associées.

1. — Dans la région considérée (Galice sédimentaire méridionale), l'opposition quantitative entre les minéralisations disséminées dans la masse des roches carbonatées et les gîtes associés indirectement à ces roches se retrouve au Géorgien supérieur comme à l'Ashgill. Au cours de ces deux périodes, les minéralisations importantes se situent dans le même contexte lithostratigraphique : grès fins au toit des « calcaires » (SL), en épisode régressif, ou mieux en légère rhexistase.

2. — Ceci amène à constater que dans les trois épisodes successifs de minéralisation, l'antimoine, toujours présent, se localise surtout au toit des formations carbonatées, que ce soit au Géorgien inférieur : type de gîte lié aux « anticlinaux » carbonatés à couverture schisteuse — soit vraisemblablement piège syngénétique en paléodôme (Samama, 1970) — ou type de gîte en chenaux à matériel gréseux fin dans un contexte carbonaté.

Dans la genèse de ces deux types, l'existence d'une phase préliminaire de biostase, matérialisée par les dépôts carbonatés sous-jacents, apparaît fondamentale.

3. — La pérennité de la présence de l'antimoine au cours des trois périodes considérées n'apparaît pas moins remarquable, et ceci d'autant plus que l'extension géographique de ce métalloïde y est parfois considérable :

a) — La limite Ordovicien-Silurien est déjà considérée (Maucher, 1965) (Höll, 1966) comme une époque particulièrement favorable aux minéralisations antimonières : on rencontre de nombreuses concentrations en Sb associé ou non à Hg et W dans tout le pourtour mésogéen. Cette phase exceptionnelle de minéralisation serait liée au volcanisme taconique. Ici en Galice (*), ce volcanisme interfère avec d'autres facteurs, pédo-sédimentologiques (contexte paléogéographique caractérisé par les calcaires Ashgill) et permet ces concentrations d'histoire complexe.

b) — Si l'extension des calcaires du Géorgien inférieur et de leurs minéralisations est limitée au géosynclinal asturien, celle des calcaires situés à la limite Géorgien-Acadien est beaucoup plus importante : ils occupent une grande partie de l'Europe moyenne, bien que leurs affleurements actuels y soient réduits. Les minéralisations antimonières s'y retrouvent en Estramadure(**) dans un autre type de gisement :

Il s'agit d'associations à chalcopryrite-panabase ou chalcopryrite — pyrite — galène associées à des cherts barytiques dans des gîtes analogues à ceux du Cambrien d'Aracena (Province de Huelva) (Guillou, 1967).

Notons encore que dans le géosynclinal asturien, des minéralisations en antimoine apparaissent parfois liées à des événements plus tardifs : filons hercyniens(***) encaissés dans le Précambrien (Bimeda) et sans doute dans le Houiller (Carballo).

Vis-à-vis de certaines notions encore admises sur la genèse des gîtes antimonières, cette extension géographique et temporelle de l'antimoien en gîtes stratoïdes syngénétiques est remarquable.

(*) Et sans doute en Sardaigne, où le contexte lithostratigraphique est très comparable.

(**) En tant que constituants importants de la minéralisation : depuis A. Bernard (1958), on sait que Sb se retrouve en élément mineur dans beaucoup de minéralisations stratiformes.

(***) En dehors des filons péri-batholitiques à W — Sn... ce type morphologique de minéralisations est assez rare dans le géosynclinal asturien.

Précédemment (cf. § II, 2^o), nous avons vu qu'en l'absence de manifestations volcaniques synchrones, il est difficile d'admettre une origine exhalative pour les gîtes cambriens étudiés. On est amené alors à envisager un socle exceptionnellement riche (*) en certains éléments, en particulier Sb (sinon Hg).

La résurgence de cet antimoine à l'Ashgill est cependant remarquable; la paléogéographie est alors différente, le vieux socle étant enfoui :

a) — On peut admettre un premier relais par le maintien d'une anomalie dans les sédiments issus du vieux socle et qui joueront à leur tour ce rôle à l'Ashgill.

b) — Ou bien, en tenant compte de l'importance manifeste du volcanisme (Llandeilo) dans la genèse des concentrations en antimoine d'âge Ashgill, admettre un médium volcanique entre le stock métal du vieux socle et celui qu'on retrouve à la fin de l'Ordovicien selon un modèle de « transvaporisation » (cf. Brousse, 1967 et Bernard, 1968) (**).

La mobilité de cet élément permet d'envisager ce mode de transport. La pauvreté de l'association métallifère locale à l'Ashgill s'expliquerait peut-être en admettant une bonne récupération de l'antimoine par le volcanisme, une fuite quasi-totale du mercure encore plus mobile, une faible reprise des autres éléments lourds du socle.

BIBLIOGRAPHIE

- ANTHONIOZ, P. M., 1966. — Géologie sommaire de la région de Morais (Tras-os-Montes, Portugal), *Leids-Geol. Meded.*, t. 36, pp. 301-304.
- ANTHONIOZ, P. M., FERRAGNE, A., 1967. — Sur la présence d'orthogneiss en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 265, pp. 848-851.
- BERNARD, A., 1958. — Contribution à l'étude de la province métallifère sous-cévenole. Thèse, Nancy, 2 vol. ronéo et *Sciences de la Terre*, 1959-1960, t. VII, n^o 3-4, pp. 125-403, 73 fig.
- BERNARD, A., 1968. — Introduction pétrographique et métallogénique sur le cycle géo-synclinal et la métallogénèse cratonique. *in conf. et sémin. recyclage C.E.A., Métallogénie*. École Nat. Sup. Géol., Nancy, ronéo, vol. 1, Section III, 24 pp.
- BROUSSE, R., 1968. — Précis de géologie. Tome I. Pétrologie, 1 vol., Paris, Dunod, 712 pp.
- CAPDEVILLA, R., 1969. — Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (NW de l'Espagne). Montpellier, 1 vol., 450 pp.
- COMPTE, P., 1959. — Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère cantabrique. *Mém. Inst. Géol. y Min. Esp.*, t. LX, pp. 440.
- ERHART, H., 1956. — La vie végétale continentale aux époques prédevoniennes vue sous l'angle de la théorie bio-rhexistatique et des dernières découvertes palynologiques. *Bull. Surv. Géol. Fr.*, pp. 445-450, 6^e Série, Tome VI.
- EHRART, H., 1956. — La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson et C^o. Paris, 1 vol. 90 pp.
- EMBERGER, L., 1968. — Les plantes fossiles dans leurs rapports avec les végétaux actuels. Masson. Paris, 758 pp.

(*) Même si ce socle est surtout d'origine sédimentaire, rappelons (Onishi et Sandell, 1955) que les roches sédimentaires sont bien plus riches en Sb que les roches endogènes, magmatiques ou volcaniques.

(**) Y. Fuchs (1969) a montré la reprise par le volcanisme basaltique de concentrations détritiques (rutiles antimonières, Parent et Roger, 1969) donnant des filons à stibine. La redistribution à distance de cet élément par des phénomènes essentiellement métamorphiques (Guillou, Primel, 1963) a, de même, été envisagée.

- FUCHS, Y., 1969. — Contribution à l'étude géologique, géochimique et métallogénique du Déroit de Rodez. Thèse, Nancy, 2 vol. ronéo, 245 pp.
- GARCIA FIGUEROLA, L. C., PARGA-PONDAL, I., 1964. — La rocas del Cambrico. Una trachita alcalina estratificada en el Cambrico de Farandon (Valle del Narcea). *Notas y Commun. Inst. Geol. y Min. Esp.*, n° 76, pp. 79-94.
- GOMEZ DE LLARENA, 1959. — Nuevas observaciones sobre la magnesita sedimentaria. *Estudios geologicos*, vol. XV, pp. 189-211.
- GUILLOU, J. J., 1963. — Étude géologique et métallogénique de la partie septentrionale du Cap Corse. Thèse, Paris, 2 vol., ronéo, 149 pp.
- GUILLOU, J. J., 1967. — Situation et zonalité de minéralisations sulfurées dans un complexe volcano-sédimentaire — Cambrien de la Sierra Morena, Espagne. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 364, pp. 885-887.
- GUILLOU, J. J., 1969. — Contribution à l'étude des minéralisations ordoviciennes en antimoine de la Sierra de Caurel (Prov. de Lugo et d'Orense, Espagne). *Sci. Terre, Nancy*, t. XIV, n° 1, pp. 5-26.
- GUILLOU, J. J., 1970. — Les magnésites cambriennes de Pacios (Province de Lugo, Espagne). Leur paléogéographie. A paraître in *Bull. B.R.G.M.*, IV, n° 3.
- HOLL, R., 1966. — Genese und Alterstellung von vorkommen der Sb-W-Mg. Formation in der Turkei und auf Chios (Griechenland). *Bayer. Akad. Wissenschafte*, t. 127, p. 118.
- LAUNAY, L. DE, 1913. — Traité de métallogénie : gîtes minéraux et métallifères. Paris et Liège, 3 t., 838 pp., 801 pp. et 934 pp.
- LOTZE, F., 1945. — Einige Probleme der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, pp. 1-12.
- LLOPIS LLADO, N., 1959. — Sobre la estructura geologica del valle de la Caranga (Proaza, Asturia) y sus yacimientos metaliferos del grupo CBP. *Brevoria Geologica Asturica*, III an., n° 1-2, pp. 77-96.
- LOTZE, F., SDZUY, K., 1961. — Das kambriums Spaniens. Teil I : stratigraphie, p. 498.
- LOMBARD, A., 1956. — Géologie sédimentaire, Masson et Cie, Paris, 1 vol., 722 pp.
- LUCAS, G., 1955. — Signification paléogéographique des calcaires noduleux à faciès « Ammonitoco rosso ». *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 240, pp. 2342-2344.
- MALLADA, L., 1895-1896. — Explication del mapa geologico de Espana. T. I : Rocas hypogenicas y sistema estrato cristallino, 558 pp. — T. II : Systemas cambrianos y siluriano, 515 pp.
- MATTE, Ph., 1964. — Sur le volcanisme silurien du synclinal de Truchas (NW de l'Espagne). *C. R. Som. S.G.F.*, 2, pp. 57-58.
- MATTE, Ph., 1968. — La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). 1 vol. thèse, Montpellier, 128 pp.
- MAUCHER, A., 1965. — Die Antimon-Wolfram-Quecksilber Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotectonik. *Freiberg. Forschungsh.*, Leipzig, C. 186, pp. 173-188.
- NOLLAU, G., 1968. — Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik des Montes de Leon zwischen Astorga und Ponderrada in Nordwest-Spanien. *Geotekt. Forsch.*, 27, pp. 71-146.
- OELE, E., 1964. — Sedimentological aspects of four lower-paleozoic formations in the northern part of the province of León (Spain). *Leijse. Geol. Meded.*, Deel 30, pp. 1-99.
- ONISHI, H., SANDELL, E. B., 1955. — Notes on the Geochemistry of antimony. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 32, pp. 285-298.
- PAILLETTE, A., 1852. — Recherches sur l'histoire et les conditions de gisement des mines d'or dans le Nord d'Espagne. *Bull. Soc. Géol. France*, 2^e sér., t. IX, pp. 482-504.
- PARENT, Ch., ROGER, G., 1968. — Le gîte d'antimoine de Buzeins (Aveyron). Un exemple de minéralisation épigénétique familière dans l'Autunien. Source de la minéralisation et rôle de la matière organique. *Bull. B.R.G.M.*, 2^e Sér., n° 4, pp. 1-42.
- PARGA, J. R., 1969. — Sobre la distribucion de las manifestaciones efusivas en el cambrico de Asturias y Leon. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. III, pp. 43-56.
- PARGA-PONDAL, I., 1963. — Mapa petrografico estructural de Galicia. *Inst. Geol. Min. Esp.*

- PARGA-PONDAL, I., MATTE, Ph., CAPDEVILLA, R., 1964. — Introduction à la géologie de l'« Ollo de Sapo ». Formation porphyroïde anté-silurienne du NW de l'Espagne. *Not. Comm. Inst. Geol. Esp.*, t. 76, pp. 119-154.
- PARGA-PONDAL, I. *et al.*, 1967. — Carte géologique du NW de la Péninsule Ibérique (Hercynien — Anté-Hercynien). Direcçaos general de Minas e servicios geologicos. Servicios geologicos de Portugal.
- PRIMEL, L., 1963. — Étude géologique et métallogénique de la partie méridionale du Cap Corse. Thèse, Paris, 2 vol., ronéo, 130 pp.
- RADIG, F., 1962. — Ordovizium Silurium und dei Frage prävariszischer Faltungen in Nordspanien. *Geol. Rundsch.*, 52, pp. 346-357.
- RIBEIRO, A., REBELO, J. A., 1966. — Stratigraphie et structure de Tras-Os-Montes oriental (Portugal). *Leidse Geol. Meded.*, t. 36, pp. 293-300.
- RANKAMA, Ph. D., KAVERLO, SAMAMA, Ph. D. Th., 1949. — Geochemistry, 1 vol. The University of Chicago Press, Chicago, 312 pp.
- RIEMER, W., 1963. — Entwicklung des Paläozoikum in der Sülichen province Lugo (Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont.*, 117, pp. 273-285.
- SAMAMA, J. C., 1969. — Contribution à l'étude des gisements de type Red-Beds. Étude et interprétation de la géochimie et de la Métallogénie du plomb en milieu continental. Cas du Trias ardéchois et du gisement de Largentière. Thèse, Nancy, 2 vol., ronéo, 116 et 160 pp.
- SAMAMA, J. C., 1970. — Description et interprétation d'une concentration d'antimoine en milieu lagunaire. L'indice de stibine de Charmes-sur-Rhône (Ardèche). *Bull. B.R.G.M.*, II, n° 2, pp. 1-11.
- SITTER, L. U. DE, 1961. — Le Précambrien dans la chaîne cantabrique. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 9, p. 253.
- SDZUY, K., 1968. — Biostratigrafia de la griotte cambrica de los Barrios de Luna (Leon) y de otras sucesiones comparables. *Trab. Geol. Oviedo*, n° 2, pp. 45-48.
- VOIGT, E., 1962. — Frühdiagnetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westf. als Folge einer Groszgleitung unter besonderer Berücksichtigung der Phacoïd-Problems. *Mitt. Geol. Staatinst. Hamburg*, H. 31, pp. 146-275.
- ZAMARRENO, J., JULIVERT, M., 1967. — Estratigrafica del cambrico del oriente de Asturias et estudios petrographico de la facies carbonatadas. *Trab. Geol. Ovi do*, n° 1, pp. 135-164.

