

## APERÇU SUR LA PROVINCE PYRITEUSE SUD-IBÉRIQUE

A. J. BERNARD et E. SOLER (\*)

### RÉSUMÉ

La vieille province pyriteuse et cuprifère du Sud-Ouest ibérique pour être apparemment trop connue semble aujourd'hui mésestimée. Il s'agit d'amas sulfurés massifs concordants avec leur encaissant volcanique de mise en place sous-marine : environnement pyroclastique pur ou télévolcanique.

L'environnement géologique de cette ceinture pyriteuse correspond à une zone de flexure sialique, préorogénique, caractérisée par la succession : dépôts terrigènes distaux, émissions volcaniques, comblement du bassin par un flysch puissant. Tant du point de vue géométrique, chronologique que génétique, la mise en place des minéralisations est liée à celle des roches effusives acides de composition quartz-kératophyrique.

Cette pile volcanique et sédimentaire, variable suivant les endroits, fut soumise à l'histoire géologique d'une zone subsidente : glissements gravitatifs précoces, tectonique de pli et de fracture, métamorphisme de très faible degré.

Les pyrites, sédimentées pendant l'épisode volcanique, subirent la même évolution : les colloïdes sulfurés, déposés en milieu calme et réducteur (pyritites), enregistrent les vicissitudes de leur encaissant : diagenèse, glissement et resédimentation, recristallisation anchi-métamorphique.

En conclusion, la typologie et la localisation géotectonique de ces amas sont évoquées, leur genèse esquissée.

### ABSTRACT

Although apparently well known, the old pyritic and copper-bearing province of south-west Iberia seems to be underestimated today. It contains massive sulfide orebodies conformable with volcanics that were emplaced on sea-bottom in a pyroclastic or tele-volcanic environment.

The geological environment of this pyritic belt corresponds to a zone of pre-orogenic sialic flexure, characterized by the succession: distal terrigen deposits, followed by volcanics, a large thickness of flysch eventually filling the basin of deposition. As much from a geometrical and chronological point of view as genetic, the emplacement of mineralizations is bound to acid effusive rocks of quartz-keratophyric composition.

This volcanic and sedimentary pile, variable from place to place, was subjected to the geological history of a subsiding zone: early gravitational sliding, tectonic folding and fracturing, and very weak metamorphism.

The pyrites, deposited during the volcanic episode, were subjected to the same evolution: the sulfide colloids, deposited in a quiet and reducing environment (pyritites), register the

---

(\*) Laboratoire de Métallogénie. Ecole Nationale Supérieure de Géologie. B.P. 452. 54001 Nancy Cedex, France.

vicissitudes of the county rock: diagenesis, sliding and resedimentation, and anchi-metamorphic recrystallization.

In conclusion, the typology and the geotectonic localization of these orebodies are brought to attention and their origin is outlined.

Avec quelque 268 références portant sur la province pyriteuse sud-ibérique, G. K. Strauss rappelait, en 1970, que beaucoup avait été fait et dit sur les gisements pyriteux et manganésifères qui, de Caveira (près de Grandola, Portugal) à Aznalcollar (près de Séville, Espagne), jalonnent les affleurements dinantiens du sud-ouest de la Meseta ibérique (fig. 1). L'excellent travail qu'il présenta alors montra tout aussitôt qu'il y avait encore beaucoup à faire et à dire sur la province et sur sa métallogenèse.

Telle est bien l'impression qui ressort d'une prise de contact attentive avec ces gisements célèbres et leur environnement géologique. Comme il en fut très souvent dans les districts miniers riches, ou, pour le moins, assurés de leurs réserves, les paramètres économiques des masses minéralisées (paragenèses minérales, teneurs et leur distribution dans l'espace, éventuellement aptitude des minerais à l'enrichissement) furent bien analysés et, pour certains, publiés. En revanche, les paramètres d'environnement géologique, proche ou lointain, furent négligés, et ce, pour deux raisons fondamentales : d'une part la prospection fut et est encore conduite de manière directe et tactique à partir des affleurements minéralisés ou en extension de zone en exploitation, d'autre part les difficultés géologiques inhérentes à la nature même des terrains encaissant les gisements sont telles qu'elle rebutèrent les observateurs les plus consciencieux. On doit d'ailleurs reconnaître, *a posteriori*, que les géologues ne disposèrent pas, avant 1950, des outils (sédimentologie, microtectonique, ...) et des arguments (pétrographie, volcanologie, ...) qui leur auraient permis de traiter convenablement de ces séries volcano-sédimentaires, schisteuses, et pratiquement azoïques. En dépit de sa célébrité minière, le type métallogénique « Amas pyriteux sud-ibérique » est encore loin d'être établi.

Or, le monde géologique et minier ressent cruellement, aujourd'hui, le manque d'informations typologiques qui, seules, permettent la mise en œuvre de prospections indirectes, c'est-à-dire recherchant davantage les sites géologiques susceptibles d'être minéralisés que les gisements eux-mêmes, et, en définitive, permettant d'aborder la détection des gisements enfouis (soit sous recouvrements récents, soit non affleurants) sur des bases rationnelles. Dans cet esprit et malgré les difficultés géologiques signalées précédemment, la province pyriteuse sud-ibérique constitue un terrain de prédilection quant à l'élaboration d'un certain type d'amas pyriteux massifs, tant par l'importance et la spécificité de ses minéralisations que par la qualité de ses affleurements : absence de recouvrement, rares mais excellentes coupes naturelles, abondance des fronts de taille au jour (carrières)...

C'est dans cette perspective purement typologique qu'il nous paraît opportun de tenter de faire le tour des connaissances sur la province et ses gisements.

## I. SITUATION

Longue de 230 et large en moyenne d'une trentaine de kilomètres, la province pyriteuse sub-ibérique (fig. 1) est limitée au nord par une ceinture métamorphique

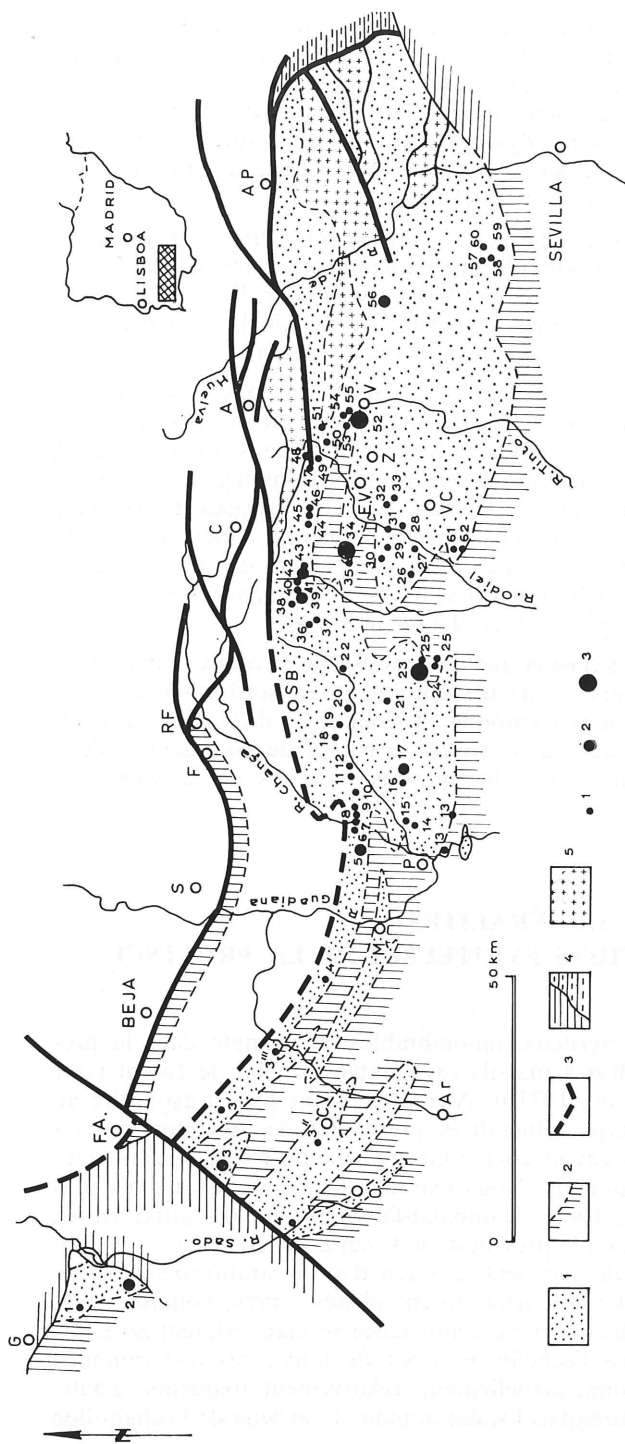


FIG. 1. — Schéma de localisation de la province pyriteuse. 1. Ceinture pyriteuse. 2. Limite méridionale avec le Culm ; la bande « culm » de Ficalho a été repérée par le même figuré. 3. Limite septentrionale avec les terrains épimétamorphiques du Pulo do Lobo (à l'ouest de Rio Chança) et de la Sierra de Aracena (à l'est du Rio Chança). 4. Limite occidentale avec le Tertiaire du Sado ; limite orientale avec le Tertiaire du Guadalquivir et les terrains stéphano-permiens du graben du Viar. 5. Graniotoïdes de l'est de la province. D'après G. K. Strauss (1970), L. J. G. Schermerhorn (1971) pour la partie portugaise ; d'après G. K. Strauss (1965), E. Soler (1969), J. P. Bard (1969), J. P. Bard et J. Fabries (1970) pour la partie espagnole. Localisation géographique : A, Aracena ; AP, Almaden de la Plata ; Ar, Almodovar ; C, Cortegana ; CV, Castro Verde ; EV, El Villar ; F, Ficalho ; FA, Ferreira do Alentejo ; G, Grandola ; M, Mertola ; V, Nerva ; O, Ourique ; P, Pomarao ; RF, Rosal de la Frontera ; S, Serpa ; SB, Santa Barbara ; VC, Valverde del Camino ; Z, Zalaméa la Real. Principaux gisements de pyrite : 1, Caveira ; 2, Lousal ; 3, Aljustrel ; 3', Juliana ; 3'', Castro Verde ; 3''', Albernoa ; 4, Montinho ; 4', Alcaria Rutva ; 5, Sao Domingos ; 6, Chança ; 7, Fronteira ; 8, Carmen ; 9, Trimpancho ; 10, Monte Rubio ; 11, Los Sitos ; 12, La Romanera ; 13, Santa Catalina ; 13', Puerto de la Laja ; 14, Isabel ; 15, Los Barros ; 16, Cabezas del Pasto ; 17, Herreritas ; 18, San Juan ; 19, La Preciosa ; 20, La Gloriosa ; 21, Lagunazo ; 22, La Rica ; 23, Tharsis ; 24, Almagra ; 25, La Lapilla ; 25', Prado Vicioso ; 26, La Torerera ; 27, Sotiel ; 28, El Guto ; 29, Coronada ; 30, Santa Rosa ; 31, El Tinto ; 32, San Pedro ; 33, El Buitron ; 34, Zarsa ; 35, Perrunal ; 36, La Romana ; 37, La Joya ; 38, El Carpio ; 39, San Telmo ; 40, Cruzadillo ; 41, Poyatos ; 42, Lomero ; 43, Confessionario ; 44, Cueva de la Mora ; 45, Monte Romero ; 46, San Miguel ; 47, La Esperanza ; 48, Concepcion ; 49, San Platon ; 50, La Poderosa ; 51, La Majada ; 52, Rio Tinto ; 53, Chaparrita ; 54, Cuchillares ; 55, Pena del Hierro ; 56, Castillo de la Guardas ; 57, Sillotos ; 58, Cuchichon ; 59, Sillotos ; 60, Caridad ; 61, Campanario ; 62, Cibeles.

de schistes cristallins : plus précisément, il s'agit des formations du Pulo do Lobo au Portugal et de leur prolongement en Espagne le long du flanc méridional de la Sierra de Aracena. La limite sud coïncide avec l'affleurement du contact lithostratigraphique entre les horizons supérieurs du groupe volcano-sédimentaire dinantiens et les premiers horizons à faciès flysch du Culm. En d'autres termes, la définition cartographique de la province correspond à la bande affleurante d'un ensemble géologique particularisé pour l'essentiel :

1° Par son caractère lithostratigraphique : compris entre une formation de schistes et quartzites datés, par leur sommet, du Famennien, et une formation de schistes et grauwackes datés, par leur base, du Viséen supérieur, l'ensemble lithostratigraphique qui contient tous les amas pyriteux massifs de la province sans exception constitue bien un contrôle stratégique des minéralisations.

2° Par sa nature et son histoire géologiques : il s'agit d'un épisode volcanique dans le remplissage de la fosse subsidente, sud-portugaise (suivant F. Lotze, 1945), du grand massif varisque connu sous le nom de Meseta ibérique. Comme il en est des formations déposées tôt dans l'histoire d'une zone orogénique, cet ensemble volcano-sédimentaire sera transformé et déformé lors des phases tectoniques majeures qui façonneront ce segment de la chaîne hercynienne : métamorphisme anchi-zonal, plis et fractures accompagnés par le développement de clivages schisteux en trois phases principales, tels apparaissent les phénomènes saillants qui affectèrent l'ensemble lithostratigraphique précédemment limité.

Ce n'est donc pas manque de précision que de circonscrire la ceinture pyriteuse, à l'échelle régionale, au sud par une limite d'affleurement, au nord par une limite de métamorphisme, floue certes, mais commode. A l'ouest, en deçà du graben du Sado, la bande dinantienne s'ennoie sous le Culm du massif de Grandola, à l'est, au-delà d'Aznalcollar, elle disparaît sous les terrains tertiaires de la vallée du Guadalquivir.

## II. GÉNÉRALITÉS

### SUR LES MINÉRALISATIONS PYRITEUSES DE LA PROVINCE

Indépendamment des indices pyriteux, innombrables, on compte dans la province une soixantaine d'amas sulfurés massifs exploitables, ou qui le furent (voir Pinedo Vara, 1963 ; Carvalho *et al.*, 1971*b*). Aux dimensions près, c'est-à-dire au tonnage exploitable près, ces corps minéralisés présentent d'étonnantes ressemblances tenant à leur mode de gisement concordant avec leurs roches encaissantes et à la nature même de leurs minerais. Nous extrairons ici des travaux les plus récents sur la province (Strauss, 1965 ; Rambaud-Perez, 1970 ; Carvalho *et al.*, 1971*b*) les informations essentielles à la présentation de ces gisements.

En ce qui concerne le mode de gisement, il s'agit d'amas stratiformes qui, au départ concordants avec leur environnement, furent plissés, étirés, boudinés avec leurs roches encaissantes. Des différences de compétence se manifestèrent au cours de ces déformations, si bien qu'à l'échelle du front de taille, des disharmonies, voire des contacts tectoniques, sont, actuellement, relativement fréquents. Toutefois, à l'échelle des structures tectoniques locales comme à l'échelle de l'échantillon

manuel, lorsque les contacts d'origine furent préservés, il ne fait aucun doute aujourd'hui que ces minéralisations se mirent en place en conformité avec la stratification, voire le litage de leurs roches encaissantes. Les échantillons les plus significatifs à ce sujet sont les intercalations de lits pyriteux dans les schistes argileux et chloriteux sombres, fréquemment rencontrés au mur des amas : les lits pyriteux apparaissent parfaitement parallèles au litage de l'argilite ( $S_0$ ). Plissotés, ils sont traversés par un clivage de flux de plan axial ( $S_1$ ) et, le cas échéant, par un clivage de fracture ultérieur. Lorsqu'ils sont massifs, les minerais pyriteux n'enregistrent généralement pas les clivages schisteux.

On a coutume avec I. Pinedo Vara (1963) de distinguer, par leurs teneurs en soufre et en métaux de base, différents types de minerais. Parmi les plus fréquents :

- les pyrites de fer : 45 à 51 % S, 0,5 à 0,7 % Cu ;
- les pyrites ferro-cuprifères : 43 à 50 % S, 0,8 à 2 % Cu, éventuellement jusqu'à 5 % Cu (piritas de cobre) ;
- les minerais complexes : 20 à 45 % S, 0,5 à 15 % Cu, 0,5 à 20 % Pb, 1 à 30 % Zn.

En fait, une moyenne réalisée sur les minerais de l'ensemble de la province conduit à distinguer, pour l'essentiel, les minerais pyrito-cuprifères et les minerais complexes (tableau I).

TABLEAU I. — Composition moyenne exprimée en % des minerais pyriteux et complexes de la Province Sud-Ibérique (suivant G. K. STRAUSS, 1970)

	Minerais pyrito-cuprifères (a) %	Minerais complexes (b)
Fe	40,0 - 46,0	10,0 - 40,0
Cu	0,2 - 1,5	0,1 - 14,0
Pb	0,1 - 3,0	0,2 - 20,0
Zn	0,2 - 5,0	1,0 - 32,0
Co	0,01 - 0,1	0,06 - 0,15
Ni	0,001 - 0,01	0,005 - 0,02
S	45,0 - 51,0	21,0 - 45,0
As	0,1 - 0,8	0,1 - 3,0
Sb	0,02 - 0,1	0,01 - 0,2
Mn	0,01 - 0,1	0,1 - 0,7
SiO <sub>2</sub>	0,2 - 6,0	0,1 - 40,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1 - 3,0	0,1 - 15,0
BaO	0,05 - 5,0	0,05 - 26,0

(a) Moyenne des tout-venants moyens de 17 gisements exploitables ou en exploitation.

(b) Moyenne d'échantillons de minerais complexes de 10 gisements exploitables ou en exploitation.

Enfin, et pour les principaux éléments en traces, la moyenne s'établit ainsi, tous minerais envisagés, en  $\mu\text{g/g}$

Bi	100 - 1 000	Au	0,4 - 4
Se	30 - 120	Ag	5 - 130

Minéralogiquement, la paragenèse est évidemment dominée par la pyrite et, en fonction des teneurs en métaux de base, par les espèces simples du cuivre (chalcop-

pyrite, tétrahédrite), du plomb (galène, bournonite) et du zinc (blende). La pyrrothite est parfois abondante (jusqu'à 20 %), la marcasite et l'arsénopyrite fréquentes en petites quantités. Toutefois, 25 espèces supplémentaires ont été citées (voir notamment J. Doetsch, 1957) et la paragenèse globale apparaît relativement complexe.

Généralement très peu abondants, certains minéraux de gangue peuvent être importants localement : quartz, sidérite, barytine...

Chaque type de minerai possède toutes les potentialités chimiques et minéralogiques du minerai pyriteux cuprifère moyen : certaines espèces deviennent simplement et localement plus importantes et créent ainsi la différenciation. La proportion des différents types de minerai est mal connue, et l'estimation qu'on en a, gisement par gisement, dépend des inventaires miniers : à l'échelle de la province, aucune généralisation n'est donc possible à ce sujet.

Excellents minerais de soufre compte tenu de leur faible teneur moyenne en arsenic, les minerais de la province sud-ibérique posent encore de nombreux problèmes quant à la récupération économique des métaux de base, et notamment du cuivre. Ceci est dû à l'extrême finesse de grain des inclusions de chalcopyrite, galène et blende dans les différentes textures des sulfures de fer.

Nous n'insisterons pas ici sur les modifications d'affleurement des masses pyriteuses (oxydation, cémentation) en nous réservant toutefois de revenir, plus loin (p. 301), sur la texture des minerais primaires.

Enfin, et pour fixer les idées, l'ordre de grandeur du tonnage de minerai massif portant sur l'ensemble de la province est au moins d'un milliard de tonnes, dont 270 millions environ auraient déjà été extraites.

Désormais classiques, ces informations ne doivent pas nous faire perdre de vue les lacunes de connaissances qui portent essentiellement, ainsi que nous l'avons signalé, sur la difficile analyse de l'environnement géologique proche et lointain des amas minéralisés. Nous l'aborderons en trois points successifs, lithostratigraphie du volcano-sédimentaire, pétrographie des formations volcaniques, tectonique, avant de revenir à la métallogénie dans un essai typologique.

### III. LITHOSTRATIGRAPHIE

A l'échelle des grandes divisions en groupes (tableau 2), nous suivons volontiers les conclusions de L. J. G. Schermerhorn (1971) élaborées après une revue quasi exhaustive des travaux stratigraphiques et paléontologiques réalisés sur la province depuis J. F. Nery Delgado (1896, au Portugal) et J. Gonzalo y Tarin (1878, en Espagne).

Nous ne nous attarderons pas ici sur les discussions et controverses concernant l'existence d'une phase bretonne et une possible discordance angulaire entre le P.Q. et le V.S. (Lecolle, 1972). Rares sont les contacts non tectoniques et les disharmonies structurales qui apparaissent entre ces deux formations ne sont pas décidément probantes : localement par ailleurs, des passages parfaitement continus ont été décrits entre P.Q. et V.S. (notamment Strauss, 1970). Cette question reste encore ouverte, dans la mesure où la phase bretonne est reconnue tant au Portugal qu'en Espagne dans les segments orogéniques adjacents du Alto Alentejo (Carvalho *et al.*, 1971a) et de la Sierra de Aracena (Bard *et al.*, 1971).

Le tableau 2 résume les faits essentiels :

TABLEAU 2. — *Lithostratigraphie de la ceinture pyriteuse, suivant les auteurs*  
(voir L. J. G. SCHERMERHORN, 1971)

Unités rocheuses	Unités chronologiques
<i>Première phase hercynienne</i> Culm : schistes ardoisiers et grauwackes : rars conglomérats	Westphalien moyen Viséen supérieur
<i>Concordance</i> Complexe volcano-sédimentaire (V.S.)	Viséen inférieur et tournaisien
<i>Concordance</i> Groupe des phyllites et quartzites (P.Q.) : schistes et quartzites, rars conglomérats et calcaires	Dévonien

Il est par ailleurs plausible, à l'échelle du sud-ouest ibérique, que la limite inférieure du Culm soit diachronique : toutefois et pour l'essentiel de la ceinture pyriteuse, elle semble bien calée, par différentes trouvailles fossilifères, à la base du Viséen supérieur.

Si les deux groupes des schistes et quartzites (P.Q.) et des schistes et grauwackes (Culm) sont puissants (plusieurs milliers de mètres) et monotones, il en va tout différemment du complexe volcano-sédimentaire (V.S.) qui apparaît relativement bien différencié, lithologiquement, et de puissance très variable suivant les endroits. Néanmoins, l'élaboration de la lithostratigraphie de ce complexe à une échelle suffisamment détaillée pour les besoins de la cartographie minière, fut un exercice difficile, et ce, pour plusieurs raisons, dont certaines historiques. En effet, les informations furent d'abord recueillies à proximité des mines, dans des structures tectoniques souvent complexes et génératrices de confusion quant à la simple appréciation de la superposition stratigraphique des termes. Il y a quelques années encore, la province présentait une série de séquences V.S. difficilement corrélables d'une localité à une autre, de telle sorte que l'idée suivant laquelle le complexe n'était en fait qu'un empilement désordonné de termes lenticulaires prévalut avec force de dogme : toute séquence locale était unique en son genre, et, de ce fait, méritait d'être étudiée et établie comme telle. Or, dans ces contextes tuffacés et schisteux, azoïques, structurellement complexes, la cartographie ne peut résoudre à la fois et la séquence lithologique et la structure : on admet l'une et on en déduit l'autre, ou réciproquement sur certaines coupes particulièrement bien exposées et suffisamment calmes pour que les structures soient directement appréhendées, on établit une séquence lithostratigraphique pertinente. Telle fut la démarche de M. Van den Bogaard à Pomarao (1967) et, sous son impulsion, l'exploitation d'un certain nombre de coupes excellentes est en cours, tant au Portugal (Guadiana, Chança), qu'en Espagne (Malagon, Cubica, Oranque, Odiel, Escalada...). Les cartes réalisées à partir de ces séquences localement repères sont aujourd'hui corrélables et le panorama général de la lithologie du V.S. désormais accessible.

La figure 2 schématise les relations spatiales entre deux ensembles à dominante tuffacée séparés par un horizon repère d'extension régionale dit des « polvos hematites » (Red Phyllite Member de Van den Bogaard).

Il s'agit d'un horizon de tufs très fins à pigment hématitique : il constitue dans la province un niveau repère isochrone presque parfait, eu égard aux conditions de dépôt hydrodynamiquement très calmes, de ces ultradétritiques (quartz, phyllites) et de leur pigment. Ainsi que K. G. Hoyer le reconnaissait dès 1911, des concentrations de jaspes manganésifères et de silice jaspouse sont fréquemment associées à cet horizon des « polvos hematites ». Des levés récents portant sur des transversales nord-sud complètes de la province (Soler, 1973 ; Lecolle et Roger, 1973, en Espagne ; Ququ, 1974, au Portugal) confirment l'unicité de cet horizon et sa très grande extension régionale.

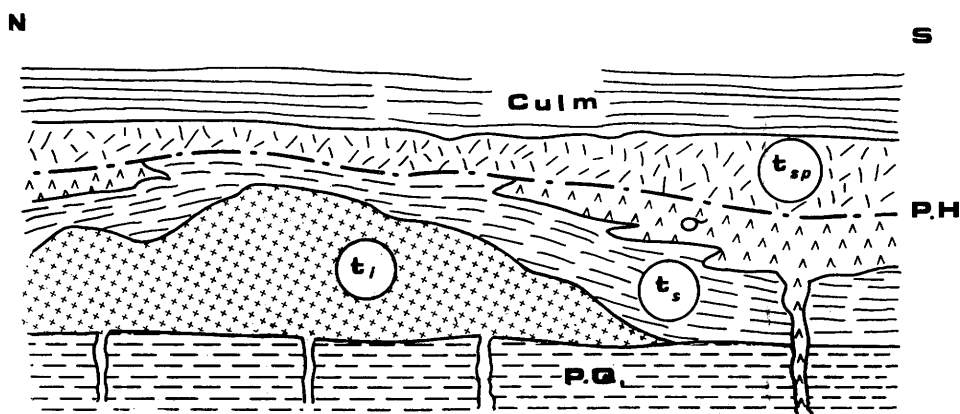


FIG. 2. — Coupe schématique des formations lithostratigraphiques de la province. P.Q., phyllites et quartzites dévoniens ;  $t_i$ , faisceau tuffacé inférieur (accumulation acide) ;  $t_s$ , faisceau tuffacé supérieur ;  $\sigma$ , spilites ; P.H., « Polvo hematites » ;  $t_{sp}$ , faisceau tuffacé supra-polvo ; Culm : schistes et grauwackes (flysch). L'ensemble volcano-sédimentaire (V.S.) compris entre le P.Q. et le Culm peut atteindre par endroits une puissance d'environ 500 m.

### A. Le faisceau tuffacé inférieur ( $t_i$ )

Les accumulations acides de ce faisceau sont caractérisées par un ensemble de faciès volcaniques à composition quartz-kératophyrique homogène. Encore que ce point soit controversé (Schermerhorn, 1971), de véritables laves ont été trouvées et décrites dans la province (Soler, 1973). A proximité de ces masses extrusives et effusives, il n'est pas rare de rencontrer des tufs-brèches et des agglomérats à éléments laviques cimentés par des tufs cristallins compacts. On connaît enfin dans ces accumulations des tufs porphyriques (phénocristaux de quartz et d'albite), des tufs lithiques, des tufs vitreux. La matrice, souvent à grain très fin, est constituée par des proportions variables de quartz, d'albite, de séricite, et, très souvent, de chlorite.

Il ne paraît pas utile de faire état ici des controverses sur la mise en place aérienne et « ignimbritique » de ces accumulations acides : elles semblent aujourd'hui dépassées dans la mesure où le modèle des « pluies de feu » de P. Marshall (1935) est abandonné au profit du modèle des « laves-écumes » ou « laves-mousses »



(Beek et Robertson, 1955 ; Vlodayetz, 1955) que G. Choubert (1963) fit connaître sous le nom d'ignimulsites. Dès lors que la pression des gaz est suffisante pour entraîner la vésiculation et la fragmentation du magma acide, on voit mal quelles raisons invoquer à l'encontre de coulées sous-marines d'ignimulsites susceptibles de présenter des tufs vitroclastiques soudés et des textures en flammes. Signalés dans la province, ces faciès n'ont pas encore été unanimement reconnus comme tels : au reste, leur mode de gisement s'écarte beaucoup de celui, aérien, si caractéristique des « ignimbrites » ou « tufo-laves ».

Il s'agit d'un volcanisme sous-marin acide dont le mode émissif paraît fort différent du mode émissif aérien. On est ainsi conduit à comparer les accumulations de la province pyriteuse aux rares modèles émissifs acides sous-marins actuellement décrits : R. S. Fisk (1963), Ohanapecosh, Etat de Washington, Etats-Unis, d'une part, E. Horikoshi (1969), district des « kurokos », Japon, d'autre part. Compte tenu de l'existence des minéralisations pyriteuses des kurokos, il est tentant de rapprocher le mode de mise en place des roches sud-ibériques de celui des roches de la province de Kosaka (Japon). Malheureusement, la dominante de laves et de brèches que l'on rencontre là ne se rencontre pas dans le Sud ibérique. C'est plutôt à des appareils du type Ohanapecosh que l'on est amené à comparer ces accumulations à importante composante tuffacée : c'est vraisemblablement par empilement de coulées tuffacées sous-marines que s'est édifiée une partie des accumulations de la ceinture pyriteuse de Huelva et du Baixo Alentejo.

Même dans cette hypothèse, les appareils émissifs devaient être marqués par des puissances particulièrement fortes de formations volcaniques et notamment de laves : coulées et protrusions. En effet, si l'on admet que la sédimentation finifamennienne s'effectuait très lentement sur un fond plat ou très peu accidenté (Van den Bogaard, 1967), la pente nécessaire au déclenchement des coulées tuffacées ne peut provenir que de l'édification de reliefs autour des cratères ou des fissures émissives. Ces sites particuliers sont également ceux où se mettent en place les dômes intrusifs ou protrusifs de laves (Horikoshi, 1969). A l'inverse de l'ignimulsite aérienne qui aplanit les reliefs par comblement des dépressions, le volcanisme acide sous-marin crée des reliefs qui conditionnent la sédimentation périphérique contemporaine ainsi que la sédimentation et le volcanisme ultérieur : les émissions basiques spilitiques ( $t_s$ ), se développent préférentiellement dans les bassins créés entre les accumulations acides.

Il est difficile d'analyser plus avant l'histoire de cette permanence des émissions dans les zones de ride : l'absence totale de repère lithostratigraphique ainsi que la complexité tectonique de ces massifs rendent cette étude très délicate, sinon impossible. La proportion des laves et des tufs du faisceau tuffacé inférieur varie énormément d'un site à l'autre. D'ailleurs, la répartition géométrique des laves n'a que peu de signification chronologique si l'on ignore le style intrusif, protrusif ou extrusif des différents massifs. Toujours est-il que l'on connaît des accumulations presque uniquement constituées de laves et elles constituent parfois le mur des amas pyriteux (Rio Tinto, San Miguel...).

D'une manière plus générale, c'est au sommet, laves ou tufs, de cette accumulation de roches volcaniques acides ( $t_i$ ), que se situent systématiquement, dans les zones de rides, les amas pyriteux massifs.

Contrairement à ce qui se passe avec les protrusions « dacitiques » des kurokos où les gisements pyriteux apparaissent dans la masse même de l'accumulation (phénomènes de recou-

vrement d'un système émissif par un système voisin : fig. 3), les amas pyriteux sud-ibériques apparaissent systématiquement au toit du faisceau inférieur.

Les sédiments associés à ces gisements, tant à leur mur qu'à leur toit immédiats, ou sous forme d'enclaves dans la masse minéralisée elle-même, soulignent tous une sédimentation très lente : shales argileux noirs, pyriteux et chloriteux, à débris pyroclastiques fins, chloritites, tufs siliceux très fins et cherts... Les structures colloïdales des pyrites (Arnold et Soler, 1973) et, le cas échéant, les rythmites pyriteuses, appuient cette proposition. C'est là une analogie certaine avec le dépôt des « kurokos » japonais.

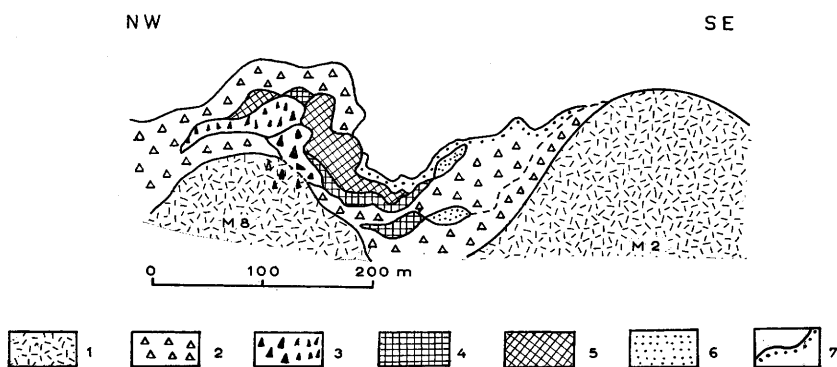


FIG. 3. — Coupe simplifiée des protrusions « dacitiques » de la province de Kosaka (Japon) et des minerais sulfurés associés (d'après E. Horikoshi, 1969). 1, protrusion dacitique ; 2, brèches tuffacées massives d'Uwamuki ; 3, brèche volcanique de Motoyama ; 4, minerais à pyrite chalcopryrite ; 5, minerais à galène et sphalérite (kuroko) ; 6, gypse ; 7, sédiments exhalatifs du toit des amas pyriteux : lits Kosaka-tetsusekiei. L'hétérochronie des émissions et des exhalaisons entraîne un recouvrement des amas déjà déposés par les brèches massives d'Uwamuki (2) qui constituent, normalement, le mur des minéralisations dans un même cycle éruptif.

En d'autres termes, et, sans qu'il s'agisse d'une surface rigoureusement synchrone, l'enveloppe des accumulations acides primaires ( $t_i$ ) est caractérisée par le dépôt de sédiments colloïdaux où figure, au tout premier chef, la pyrite (Schermerhorn, 1970a ; Bernard et Soler, 1971 ; Lecolle et Roger, 1973 ; Strauss et Madel, 1973). Nulle part les roches du faisceau acide inférieur ne reposent, lithostratigraphiquement, sur les amas pyriteux. Compte tenu de la grande différence des vitesses de dépôt entre ces deux types de formation, ceci signifie que les émissions acides de laves et d'éjecta étaient partout terminées avant que ne commence la mise en place de quantités notables de minerais pyriteux. Dans cette acception, relativement lâche du point de vue chronologique, le niveau de la pyrite apparaît bien comme un repère lithostratigraphique.

### B. Le faisceau tuffacé supérieur ( $t_s$ )

Conformément au schéma de la figure 2, on est amené à distinguer deux formations lithostratigraphiques dans ce faisceau tuffacé, une de bassin, l'autre de ride.

Le mode de gisement des massifs basiques méritera enfin d'être apprécié, les coulées présentant une signification lithostratigraphique.

### 1. FORMATION DE BASSIN

Elle ne fut jamais décrite en Espagne avec une précision comparable à celle qu'apporta M. Van den Bogaard (1967) à l'analyse de la succession lithostratigraphique de Pomarao (Portugal). Malheureusement, cette formation de type bassin est assez particulière, et, même au Portugal, reste assez délicate à corréliser avec les successions rencontrées plus à l'ouest. A l'est, les successions de Tharsis et de Lagunazo ont été esquissées par G. K. Strauss et J. Madel (1973), celle du Rio Oranque et de Sotiel par M. Lecolle et G. Roger (1973). Les informations consignées dans ces travaux permettent aujourd'hui de situer les principaux litho-faciès de cette formation de bassin.

Il s'agit essentiellement de schistes ardoisiers dont la composition peut être décrite comme un mélange tertiaire de phyllites, de silice cryptocristalline (vulcanogène et/ou biochimique : radiolarites) et de détritiques, généralement fins. Des pigments nombreux, ferriques, manganésifères, carbonés, colorent de manière variée et parfois trompeuse différents termes de cette formation. Localement enfin, des calcaires (micrites et calcarénites) interviennent dans la partie inférieure de la succession.

Très schématiquement, on observe sur des puissances fréquemment supérieures à 100 m (sills et coulées basiques non compris) une gradation de schistes argileux, à la base, à des schistes siliceux, au sommet. Cette tendance, générale, est très souvent contrariée, dans le détail, soit par des récurrences lenticulaires de faciès, soit par des arrivées de détritiques siliceux : siltites, éventuellement grès. En l'absence de stratification conservée, il est impossible de dresser la séquence de ces dépôts dont la sédimentation paraît néanmoins oscillante et arythmique : au reste, des structures litées à granoclassements fins, conservées çà et là, montrent que ces schistes ardoisiers furent initialement des shales, et, localement de véritables rythmites (Lousal, *in* Strauss, 1965). Il est donc possible que ces sédiments soient, au moins en partie, redéposés (Schermerhorn, 1970a).

### 2. FORMATION DE RIDE

Le faisceau tuffacé supérieur des zones de ride est un ensemble monotone de schistes phylliteux et tuffacés. La base est constituée par de minces horizons de sédiments exhalatifs : chloritites siliceuses, schistes cherteux et pyriteux. Généralement situés au toit des amas pyriteux, ces sédiments exhalatifs présentent une extension latérale beaucoup plus importante permettant de reconnaître le « niveau de la pyrite », même en l'absence de toute minéralisation notable.

Une épaisse formation de tufs feuilletés verts surmonte les termes précédents. Il s'agit essentiellement d'une arénite à élément constituée par des cristaux d'albite aux contours flous et arrondis ; quasi systématiquement, ce minéral est remplacé par des phyllites très fines et incolores. La matrice, à grain très fin, est constituée par un mélange en proportions variées de quartz cryptocristallin, de phyllites incolores et de chlorite. De puissance très variable (de quelques mètres à plus de 100 m), cet ensemble de tufs verts passe verticalement et latéralement à un ensemble de schistes verts et violets, également argilo-tuffacés. Au microscope, ceux-ci se distinguent des précédents par un pigment hématitique très dense qui

envahit la matrice. Localement, l'altération phylliteuse des albites a complètement oblitéré les fantômes de ce minéral. Quelques rares affleurements (Rio Odiel, en aval de San Platon) permettent d'observer des structures de rythmites bariolées, et exceptionnellement, des figures de glissement.

### 3. LE VOLCANISME BASIQUE

Pour sommaires qu'elles soient, ces descriptions du faisceau tuffacé supérieur seraient incomplètes s'il n'était fait mention des manifestations volcaniques basiques qui se développent, préférentiellement, dans les formations de type bassin. Il s'agit de dykes et de coulées spilitiques d'une part, de sills de dolérites albitiques d'autre part. Les corrélations spatiales entre ces deux modes de gisement sont loin d'être rigoureuses : on connaît en effet des secteurs à intrusions doléritiques sans spilites associées et réciproquement, eu égard à l'extension latérale des coulées, notamment au-dessus des massifs acides, on connaît également des secteurs à spilites sans sills doléritiques associés. Il n'est donc pas certain, comme cela fut avancé de manière simpliste, encore que logique, que les intrusions doléritiques soient effectivement les conduits d'amenée des coulées spilitiques (Schermerhorn, 1970b).

Quoi qu'il en soit de ce problème, qui reste posé, on note une tendance à l'exclusion réciproque des roches acides et des roches basiques intrusives. Dans le temps, les émissions basiques sont systématiquement postérieures aux émissions acides : les coulées spilitiques surmontent stratigraphiquement les accumulations acides qui, notamment à leur bordure, sont fréquemment traversées par des dykes spilitiques à xénolithes de roches acides (nord d'El Villar, Espagne, par exemple). Tout se passe comme si les fortes accumulations acides, et, plus particulièrement de laves, avaient bloqué la montée des magmas basiques qui forment alors de puissants sills intercalés entre Dévonien et massifs acides : par leur extension et leur puissance, certains de ces sills furent confondus, cartographiquement, avec des coulées, laissant croire, notamment en Espagne, que le volcanisme effusif basique présentait une phase antérieure au volcanisme acide. A ce point de vue, la province est homogène et, tant au Portugal qu'en Espagne, le volcanisme basique est nettement et systématiquement postérieur au volcanisme acide.

L'effusion des coulées spilitiques dans les formations de type bassin s'accompagne de manifestations exhalatives repérables. L'examen des grosses coulées de la région de Rio Tinto-El Villar permettent de conclure à une mise en place et à un refroidissement très calme de ces émissions : à grain fin, vertes, non vacuolaires, à leur base, les coulées spilitiques présentent parfois une structure prismée bien conservée. Il n'en est pas de même des sommets de coulées qui présentent, rarement, des structures en coussins (pillow-lavas) et, quasi systématiquement, une pigmentation hématitique ainsi qu'une texture vacuolaire : remplissage de quartz, calcite ou chlorite-épidote (Soler, 1973). Dans la région de Rio Tinto, les « polvo hematites » ou les jaspes à manganèse surmontent directement le sommet de la dernière et puissante coulée spilitique, établissant ainsi une relation directe entre la pigmentation ferrugineuse de cet horizon-repère et l'hématisation (et la silicification) des sommets de coulées. De la même manière, la pigmentation ferrugineuse des schistes tuffacés verts et violets serait à mettre en relation avec l'environnement latéral des coulées spilitiques.

Ainsi, au fur et à mesure de la sédimentation de l'ensemble tuffacé supérieur ( $t_3$ ), la participation exhalative des coulées basiques se marquerait par l'apport de pigments ferrugineux, manganésifères et siliceux. Ces apports s'exprimeront différem-

ment en fonction de la granulométrie et de la vitesse de dépôt des sédiments normaux : pigmentation de la matrice d'arénites pyroclastiques ici (tufs verts et violets), lentilles cherteuses et ferrugineuses individualisées dans l'ensemble schisteux là, c'est au niveau des « polvo hematites », qui représentent une phase de sédimentation très ralentie et d'extension régionale, que se marqueront le plus intensément ces apports exhalatifs basiques.

Il semble désormais inutile d'insister sur la parenté métallogénique des amas pyriteux d'une part, des jaspes manganésifères d'autre part. Ainsi que l'un d'entre nous (E.S.) le réexprimait en 1971, c'est aux roches acides que sont spatialement et génétiquement liés les premiers, aux roches basiques les seconds.

Il convient de signaler ici le comportement tectonique particulier des jaspes manganésifères. Particulièrement compétents et situés au sein de formations incompetentes (sauf lorsqu'ils reposent directement sur les coulées basiques : cas de Santiago-Pancho, près Calanas, par exemple), ils occupent généralement des positions structurales très particulières et trompeuses quant à l'appréciation de leur niveau stratigraphique : zone broyée de la Balança (Portugal) et de Soloviejo (Espagne), synclinaux pincés et boudinés de Los Cobullos (nord de Rio Tinto, près la Poderosa, Espagne)... Enfin, compte tenu des variations de puissance du faisceau tuffacé supérieur ( $t_2$ ), il peut arriver que les « polvo hematites » et leurs jaspes manganésifères associés reposent directement sur les accumulations acides du faisceau inférieur ( $t_1$ ) ou s'en approchent très près (Serra Branca, Portugal, suivant Ququ, 1974 ; Massa Nueva de Rio Tinto, suivant Rambaud-Perez, 1969 ; ...) : de là à lier les amas manganésifères, au moins en partie, aux émissions acides ? Le pas fut allégrement franchi par plusieurs auteurs !

En d'autres termes, il nous paraît utile de réaffirmer ici (voir Hoyer, 1911) la liaison spatiale et génétique des amas silico-manganésifères avec les roches basiques, spilitiques, de la province.

#### IV. PÉTROGRAPHIE

Dans le cadre de cet aperçu à caractère métallogénique, deux questions pétrographiques méritent d'être soulevées, et, respectivement, la nature des roches volcaniques et le caractère du métamorphisme régional.

##### Nature des roches volcaniques

Le caractère spilitique et quartz-kératophyrique de l'association acide-basique de la province pyriteuse fut reconnu assez récemment et de manière indépendante par G. K. Strauss (1965) à Lousal (Portugal) et par l'un d'entre nous, E. Soler (1969) au nord de Rio Tinto (Espagne). L. J. G. Schermerhorn (1970*b*, 1973), puis E. Soler (1973) apportèrent ultérieurement des compléments d'information sur ces roches si particulières et si discutées quant à leur genèse. Nous renverrons le lecteur aux articles spécialisés pour les éléments descriptifs et ne ferons état ici que des conclusions pétrogénétiques avancées par E. Soler (1973).

La minéralogie et la structure des quartz-kératophyres et des spilites sud-ibériques indiquent une cristallisation à basse température, et leurs caractères chimiques un enrichissement en soude et en silice. La « spilitisation » apparaît donc comme un phénomène commun à l'histoire des magmas basaltiques et rhyolitiques : antérieure à l'émission des laves, elle est postérieure à l'individualisation de ces deux magmas qui ne peuvent en aucun cas dériver l'un de l'autre par différenciation

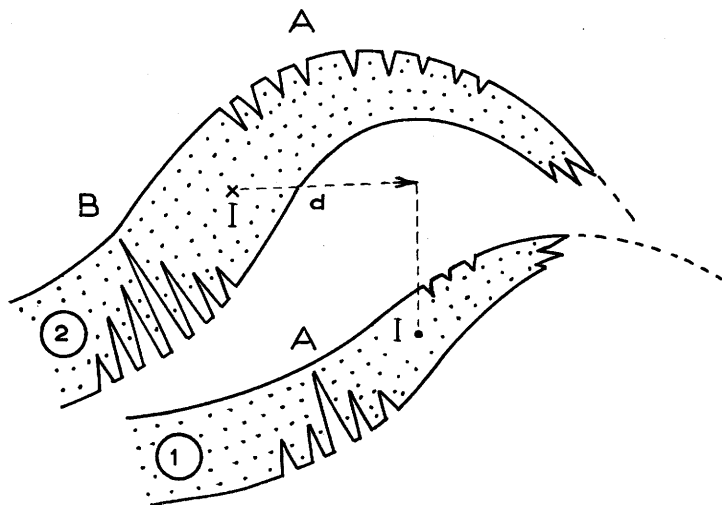


FIG. 4. — Schéma du fonctionnement probable d'une flexure sialique. En 1, les fissures d'extrados situées en aval du point d'inflexion I sont insuffisantes pour entraîner l'émission directe de roches basiques : bloquées dans la masse sialique, ces venues magmatiques y déterminent une fusion anatexique : le volcanisme, en A, sera acide. En 2, le point d'inflexion s'est déplacé de la distance d vers la gauche, A demeurant sur la même verticale. La flexure s'est accentuée et permet l'émission basique en B. Le point A, siège des émissions acides, se trouve porté en altitude et finira par émerger.

(absence de termes intermédiaires, volume très largement prédominant de quartz-kératophyres à 75 %  $\text{SiO}_2$ , ...).

Le magmatisme acide proviendrait de l'anatexis d'un substratum sialique (analyses isotopiques du  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ , Hamet et Delcey, 1971 ; distribution paléogéographique de l'association spilite-quartz kératophyre, Rocci et Juteau, 1968) sous la sollicitation de venues basiques canalisées par les zones fissurales d'extrados d'une flexure sialique (fig. 4) : celle-ci se déplaça vraisemblablement du nord vers le sud, en s'accroissant, entre Famennien supérieur et Viséen supérieur.

Quant à la « spilitisation », elle se réduit en définitive à une contamination des magmas par les eaux chlorurées sodiques saturant les sédiments traversés par les venues immédiatement avant leur émission sur le fond marin.

### Caractères du métamorphisme régional

C'est là une question fort importante quant à ses incidences pétrographiques d'une part, tectoniques d'autre part.

Il est clair que les conclusions pétrogénétiques sur l'émission de véritables laves spilittiques et quartz-kératophyriques ne sauraient être aussi formelles si les conditions du métamorphisme général permettaient soit par dévitrification, soit par recristallisation de basaltes et de rhyolites, la formation d'associations minérales analogues à celles créées par la spilitisation (albite B.T., chlorite, épidote, clinopyroxène corrodé ou remplacé par de l'amphibole, ...) : il s'agit, pour des roches à

composition basique, des conditions du faciès schistes verts. Or, l'assemblage minéralogique des roches basiques de la province sud-ibérique permet de les situer dans le diagramme de métamorphisme de très faible degré de H. Winkler (1970). En Espagne, le degré atteint serait plus faible qu'au Portugal : même là, on demeure dans le domaine de l'anchi-métamorphisme (Kubler, 1967) sans jamais atteindre l'épizone de la classification de Grubenmann et Niggli. Pour en terminer avec cette question, il va sans dire que les structures caractéristiques des spilites et des quartz kératophyres dues essentiellement à l'habitus et à la répartition de l'albite B.T., n'ont rien de commun avec les structures créées par le développement des albites de néoformation. Dans ces conditions, il n'est pas étonnant que les clivages qui apparaissent dans les formations incompetentes de la province soient uniquement des clivages de flux (ou ardoisier), des clivages de fractures, mais jamais de véritables schistosités métamorphiques (Ramsay, 1967).

Notons toutefois, au Portugal, une mince bande (4 km en nord-sud) de formations dévono-dinantiennes engagées dans du métamorphisme réellement épizonal. Il s'agit de la formation du Gafo (Pfefferkorn, 1968) : limitée au nord par un contact chevauchant de Pulo do Lobo, cette zone du Gafo passe insensiblement au sud aux formations anchi-métamorphiques de la ceinture pyriteuse (P.S., V.S., et Culm). Vers l'est, la zone du Gafo se termine, de manière graduelle, dans la région de Paymogo (Espagne). Contrairement à ce qu'affirme L. J. G. Schermerhorn (1971, p. 40), le groupe du Gafo n'est pas uniquement du Culm (encore qu'il en contienne), mais un étage tectonique et métamorphique (voir p. 304). Si, ainsi que l'affirme H. Pfefferkorn, la formation de Santiria qui affleure au nord de la bande épizonale du Pulo do Lobo est bien équivalente au groupe du Gafo, alors celle-ci représente une condensation à la fois stratigraphique (absence du faciès volcanique du V.S., mais présence de termes sédimentaires) et tectonique (structures très resserrées) de l'ensemble infra-Culm (ou sub-Culm) jusqu'au Dévonien supérieur. Les formations du Pulo do Lobo seraient bien anté-famenniennes.

Il conviendrait, pour être complet, d'envisager maintenant la pétrographie des granitoïdes qui affleurent au nord et au nord-est de la partie espagnole de la province et l'étude de leur métamorphisme de contact. J. P. Bard et J. Fabries (1970) ont présenté une première étude, régionale, de ces massifs qui, à cette échelle, semblent déjà particulièrement complexes et notamment le batholite de « Campofrio-La Granada de Rio Tinto ». On y rencontre, suivant ces auteurs : des roches granitiques hypovolcaniques (microgranites et aplites), des granodiorites, des roches de composition dioritique à leuco-gabbroïques. A plus grande échelle, cette complexité se confirme et mérite, pour être élucidée, une cartographie détaillée (travail en cours, E. Soler).

Certains aspects de l'étude microscopique des minerais confirment l'estimation précédente du très faible degré de métamorphisme enregistré par les formations V.S. de la province (Arnold et Soler, 1973).

La révélation des structures pyriteuses par oxydation épitaxique montre que l'organisation cristalline est progressive et s'effectue à partir d'un gel cryptocristallin : celui-ci doit être considéré comme une association désordonnée de cristallites où ne tardent pas à se développer des agrégats ordonnés : paracristaux regroupant quelques dizaines de cristallites, sphérules ordonnant l'orientation de quelques millions de cristallites. Chose curieuse, il n'y a pas d'intermédiaire connu entre ces deux étapes d'agrégation.

Un minerai très peu évolué (la Zarza, par exemple) présentera sphérules et paracristaux (framboïdes) dans une mésostase cryptocristalline désordonnée. L'évolution de ces structures métastables s'opère par cristallisation, et ce, de deux manières (fig. 5) :





a) Centrifuge : elle résulte de la soudure des cristallites ordonnés, le réseau pyriteux parfait ainsi créé englobant des inclusions des autres sulfures de Pb, Zn, Cu.

b) Centripète : il apparaît comme un nourrissage du cortex des sphérules et para-cristaux et se développe vers le centre de ces structures.

Il en résulte des minerais cristallins où ne persistent plus que des reliques des structures colloïdales et où apparaissent localement des espèces nouvelles : pyrrhotite, arsénopyrite. Ce stade ultime, dans la province (Aljustrel, Lousal) peut être qualifié de prémétamorphique, toute l'évolution ainsi envisagée s'étant effectuée à des températures inférieures à 300 °C (R. G. Arnold, 1962).

## V. TECTONIQUE

Ainsi que nous l'avons signalé, elle est fort complexe, et l'analyse structurale de la ceinture est loin d'être terminée. Il est classique de distinguer à l'échelle régionale une série de bandes alternativement anticlinoriales, où affleurent P.Q. et V.S., et synclinoriales, où affleurent les formations du Culm : ces alternances sont particulièrement bien marquées dans le Baixo Alentejo. A plus grande échelle, lorsque la cartographie s'affine, de nombreuses difficultés surgissent quant à l'interprétation des contacts anormaux qui marquent les limites de ces structures majeures : il s'agit pour le moins de chevauchements vers le sud (ou le sud-ouest dans la partie occidentale de la province) dont on discute l'amplitude et la période de développement par rapport aux phases de schistosité (clivages schisteux).

Il semble, actuellement, qu'un certain accord se dégage des travaux des microtectoniciens (Febrel, 1965 ; Carvalho *et al.*, 1971a ; Fantinet, 1971 ; Lecolle, 1971, 1972). La première phase engendre un clivage de flux de direction ouest-nord-ouest - est-sud-est en Espagne et à l'est du Portugal, nord-ouest - sud-est à l'ouest de la ceinture : le pendage est vertical ou subvertical vers le nord-est ; c'est apparemment l'épisode plicatif majeur. La deuxième phase est responsable d'un clivage de fracture de direction peu différente de  $S_1$ , mais de pendage vertical. La troisième phase enfin est accompagnée de schistosité de fracture : direction 130° N. Ces déformations marquent l'épisode orogénique majeur de la zone sud-ibérique : elles permettent de le dater entre le Westphalien A et le Westphalien D (Priem *et al.*, 1970 ; Schermerhorn, 1971).

A la suite de H. Kleyn (1960) et de H. Pfefferkorn (1968), les auteurs portugais (Carvalho *et al.*, 1971a) dégagent la notion d'étage structural d'après le style des plis de la première phase

FIG. 5. — *Aperçu micrographique sur l'évolution structurale des minerais pyriteux de la province, d'après M. Arnold et E. Soler (1973). A. Agrégation des cristallites en sphérules, ici coalescentes et baignant dans une mésostase cryptocristalline, la Zarza, L.N., ×500. B. Nourrissage centripète et réorganisation interne centrifuge d'une sphérule. Il y a lissage de la structure d'agrégation première, sphérulitique, et rassemblement des interstitiels (zone centrale, notamment). San Platon, L.N., ×1000. C. Croissance rapide et zonaire d'un métacristal entraînant piégeage des framboïdes : apparition d'un sillage. Nuestra Senora del Carmen, L.N., ×1000. D. Rassemblement des interstitiels (ici galène) qui apparaissent comme des inclusions dans une plage pyriteuse, homogène, lissée. Nuestra Senora del Carmen, L.N., ×1000.*

principale et la limite introduite par le front supérieur du clivage de flux. L'idée est intéressante et mériterait d'être approfondie, encore que les faits soient difficiles à suivre sur le terrain. Au demeurant, alors que H. Pfefferkorn considère qu'il n'y a aucune discontinuité tectonique majeure (phase orogénique) entre l'étage profond et épizonal du Pulo do Lobo et les étages supérieurs (P.Q. et V.S. de la ceinture pyriteuse, Culm), D. Carvalho *et al.* (1971a, p. 172) s'appuyant sur d'autres arguments, pensent qu'une phase schisteuse anté-tournaïsiennne affecta ces formations schisto-gréseuses. Ces deux attitudes ne sont d'ailleurs pas incompatibles : en effet, si l'ensemble « Santiria-Pulo do Lobo-Gafo » se trouve bien situé sous le front de schistosité métamorphique de la phase  $S_1$ , il n'en demeure pas moins que des schistes du Pulo do Lobo présentent localement une schistosité métamorphique antérieure puisque plissée par cette même phase  $S_1$ . Ainsi que le soulignent justement D. Carvalho *et al.* (1971a), cette première phase de schistosité métamorphique ne peut être qu'anté-tournaïsiennne et une partie du Pulo do Lobo serait antédévoniennne.

Les failles sont nombreuses et jouent en chevauchement est-ouest et nord-ouest - sud-est à l'ouest de la province d'une part, en décrochements latéraux diversement orientés nord-est - sud-ouest, nord-ouest - sud-est, auxquelles s'ajoute la direction nord-sud au Portugal. C'est l'appréciation de l'âge relatif de ces accidents cassants par rapport aux phases plicatives qui pose évidemment le plus de problèmes : il ne paraît pas utile de les évoquer ici à l'exception toutefois des questions relatives aux nappes de la province.

En 1969, L. J. G. Schermerhorn et W. I. Stanton décrivaient dans la région d'Aljustrel (Portugal) de curieux contacts, plissés et schistifiés, faisant reposer les formations P.Q. et V.S. sur les flyschs du Culm (fig. 6). Il ressort de l'analyse stratigraphique de ces auteurs, d'une part que l'autochtone de Culm était déjà plissé mais non ou peu schistifié au moment du chevauchement qui rabote son substratum, et, d'autre part, que les différences de faciès du V.S. allochtone sont telles qu'il convient d'envisager des déplacements de grande amplitude pour expliquer les superpositions observées. Il s'agit donc de charriages du second genre, sans flanc inverse, qu'on pourrait dans une certaine mesure assimiler à des glissements gravitatifs précoces, encore que les auteurs ne formulent pas cette hypothèse. Celle-ci pourrait être corroborée par l'existence de contacts anormaux non rabotants développés parallèlement avec certains horizons conglomératiques de l'autochtone (contact sud du

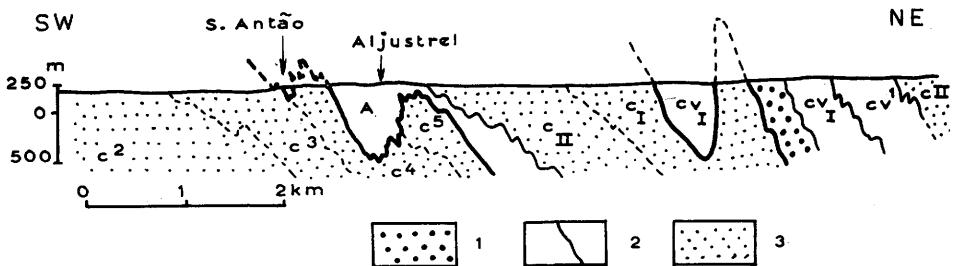


FIG. 6. — Schéma des nappes d'Aljustrel et de Biguina (Portugal), suivant L. J. G. Schermerhorn et W. I. Stanton (1969). Cette coupe, désormais classique dans le Baixo Alentejo, montre deux contacts anormaux. Le premier, celui d'Aljustrel, fait reposer le Volcano-Sédimentaire (A) sur les termes très supérieurs du Culm ( $C^3$ - $C^5$ ). Le second, celui de Biguina, fait reposer le Dévonien et un Volcano-Sédimentaire différent de celui d'Aljustrel (formations de Corte Vicente Anes,  $CV_1$  et  $CV_2$ ) sur les formations inférieures du Culm ( $C_1$ ). On notera l'existence d'une fenêtre pour le charriage de Biguina, d'un petit klippe (S. Antão) pour celui d'Aljustrel. 1, Schistes et quartzites dévoniens ; 2, Volcano-sédimentaire d'Aljustrel et de Corte Vicente Anes ; 3, Schistes et grauwackes du Viséen supérieur (Culm).

charriage de Biguina, par exemple). Quoi qu'il en soit, ces structures seraient en place avant le développement des contraintes maximales : c'est donc la phase  $S_1$  qui les aurait replissées et schistifiées.

Pour D. Fantinet (1971) en revanche, il s'agirait, dans la région de Mertola (Portugal), de chevauchements post- $S_1$ , replissés et schistifiés ultérieurement. De la même manière, en Espagne, M. Lecolle (1972) ménage par un phase  $S_2$  très plate, la possibilité de chevauchements peu inclinés de flèche hectométrique ou kilométrique. En s'appuyant sur l'existence de fenêtres, l'un de nous (E. Soler) avance l'idée de véritables charriages post- $S_1$  (région d'El Villar, Espagne).

Au reste, les deux attitudes ne sont pas incompatibles, mais on manque encore d'arguments cartographiques suffisamment précis et extensifs pour se faire une opinion : la question reste ouverte.

Une dernière information, à caractère régional, mérite enfin d'être versée au dossier de la province. Il s'agit de la continuation, en Espagne, du grand accident de Beja. Bien suivi au Portugal, il se perd suivant J. P. Bard (1969) dans un système de décrochements (orientés est-ouest ou ouest-nord-ouest - est-sud-est) qui découpent l'extrémité occidentale de la Sierra d'Aracena. Le manque de cartes précises entre Ficalho et Cortegana se fait cruellement sentir, car on se perd en conjectures sur les schémas structuraux du nœud tectonique qu'est certainement cette partie occidentale de la Sierra d'Aracena. Au reste, et sur les schémas même de J. P. Bard (1971), on ne peut qu'être frappé par la brusque interruption des directions tectoniques hercyniennes majeures et affirmées de l'Alto Alentejo et de la Sierra Morena (nord-ouest - sud-est) le long de la zone tectonique est-ouest « Beja-Almaden de la Plata » au sud de laquelle se développent les structures, également est-ouest (virgation ouest-portugaise exceptée) de la province sud-ibérique. Nous ne pouvons ici que confirmer l'importance fondamentale de la limite placée par F. Lotze dès 1945 entre le bloc de l'Ossa-Morena et la zone sud-ibérique.

## VI. ESSAI TYPOLOGIQUE. LOCALISATION GÉOTECTONIQUE

Au terme de cet aperçu sur l'environnement géologique des amas pyriteux, il est désormais possible de compléter les informations purement minéralogiques et chimiques enregistrées dans les généralités sur ces minéralisations.

Il s'agit de minéralisations sulfurées massives liées à un niveau lithostratigraphique qui marque, régionalement, la fin d'un phénomène volcanique sous-marin quartz-kératophyrique. Apparemment, étant donné l'absence quasi totale d'apport terrigène et de dépôts marins chimiques, ce niveau correspond à une phase de sédimentation extrêmement ralentie alimentée par les exhalaisons hydrothermales qui terminent l'activité volcanique. Les accumulations de pyrite colloïdale relèvent directement de ce phénomène dans la mesure où l'on connaît dans la province plusieurs amas enracinés sur des réseaux de filonnets minéralisés dans les laves (stockworks de Rio Tinto, San Miguel, La Zarza ; Espagne) : il s'agit très précisément des griffons émissifs des exhalaisons métallifères. L'étude (en cours) de leurs altérations métasomatiques d'épontes, du contenu des caisses filoniennes, devrait permettre de préciser certaines caractéristiques chimiques et thermodynamiques de ces solutions minéralisantes.

Toutefois, c'est plus souvent sur les flancs des structures émissives majeures, c'est-à-dire sur mur tuffacé ( $t_i$ ) que se développent les masses pyriteuses. Cette localisation s'accompagne parfois de textures particulières des minerais impliquant la sédimentation de pyrites déjà cristallisées : rythmites granoclassées, stratification oblique et entrecroisée, remplissage géopétauux, ... toutes textures impliquant un comportement détritique des grains pyriteux. De la même manière, il n'est pas rare d'observer des textures diagénétiques impliquant flux et glissement de masses pyriteuses colloïdales en voie d'induration. S'appuyant sur les observations minutieuses de G. K. Strauss (1965) à Lousal (Portugal), L. J. G. Schermerhorn (1970a) généralisa en définissant les « pyritites », formation « sulfurée allochtone et exhalative-resédimentée ». Récemment toutefois, G. K. Strauss et J. Madel (1973) revinrent sur cette généralisation en reconnaissant le caractère autochtone de certains amas, notamment ceux enracinés sur stockwork.

Au reste, si l'on se réfère à un modèle exhalatif, il se peut fort bien que des pyrites de griffons soient entraînées par courant marin et sédimentées en aval, lors de la rémission de ces courants (Vulcano ; Honnorez, 1969 ; Honnorez *et al.*, 1971 ; Valette, 1971). Exhalatives d'origine, sédimentaires de dépôt, ces pyrites ne sont pas pour autant resédimentées.

Par ailleurs, il n'est pas *a priori* obligatoire que les exhalaisons déposent leur contenu métallifère à l'aplomb des griffons nourriciers. En fonction, sans doute, de leur température, elles peuvent s'écouler vers les bas-fonds euxiniques avoisinants, où sédimentent des argillites, des matières organiques en même temps que les dernières retombées pyroclastiques, très fines : il se formerait ainsi un amas à textures colloïdales dominantes, autochtone, encore que non enraciné.

Indépendamment de ces considérations génétiques, il semble que l'on puisse envisager très simplement la localisation des amas par rapport aux accumulations

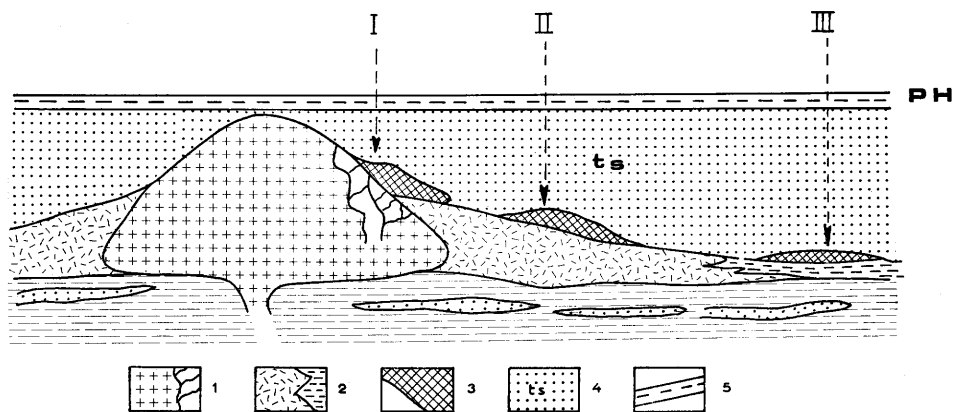


FIG. 7. — Schéma des principales localisations des amas pyriteux massifs par rapport aux accumulations acides. Si la puissance des faisceaux tuffacés infra-polvo est d'environ 500 m, l'éloignement des amas par rapport au stockwork générateur d'exhalaisons peut être d'ordre kilométrique. En pratique, c'est la nature de leur mur qui permet la reconnaissance des types : I, enraciné sur stockwork (San Miguel, Rio Tinto) ; II, déposé sur tufs inférieurs (Aljustrel, San Platon) ; III, déposé et/ou redéposé sur tufs inférieurs distaux (Lousal pro parte, Tharsis). 1, intrusion quartz-kératophyrique et stockwork ; 2, tufs inférieurs proximaux et distaux ; 3, amas pyriteux ; 4, faisceau tuffacé supérieur ( $t_s$ ) indifférencié ; 5, polvo hematite.

acides (fig. 7). De fait, les minerais détritiques apparaissent préférentiellement dans les zones bassins sans qu'il y ait, pour autant, exclusion des minerais colloïdaux (voir fig. 8, Tharsis, Lode Nord).

Synsédimentaires, ces minéralisations pyriteuses sont donc spatialement et chronologiquement liées au terme quartz-kératophyrique de l'association « spilites-quartz-kératophyres » qui caractérise par son importance cette étape du remplissage préorogénique du bassin de sédimentation sud-ibérique. C'est avec les rythmites de la formation Agüia ( $t_{sp}$ ) que commence la sédimentation flysch qui s'affirme avec l'apparition des grauwackes du Culm. Sans doute ce remplissage fut-il marqué par certains paroxysmes de subsidence entraînant le glissement gravitatif de loupes sédimentaires (plan de décollement dans le substratum dévonien). C'est cet ensemble qui fut engagé dans des conditions anchi-métamorphiques et intensément plissé, faillé, et peut-être localement traversé par des granites pendant la phase orogénique majeure sud-ibérique datée du Westphalien moyen. *En d'autres termes, les amas pyriteux sud-ibériques sont liés à un épisode volcano-sédimentaire précoce de l'histoire du bassin sud-ibérique, à substratum sialique.*

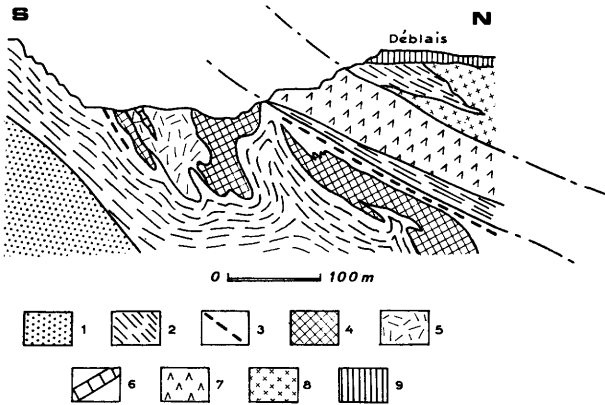


FIG. 8. — Coupe de la carrière (complétée par informations minières) du Lode Nord de Tharsis, suivant G. K. Strauss et J. Madel (1973). 1, ardoises et quartzites dévoniens ; 2, ardoises sombres, tuffacées, parfois cherteuses ; 3, passées discontinues de tufs acides grossiers ; 4, minerais pyriteux massifs ou rubanés, cuprifères ou siliceux ; 5, minerais pyriteux détritiques, carbonatés ; 6, lentille de calcaire dolomitique ; 7, spilites amygdaloïdes, à texture en coussin, et schistes associés ; 8, tufs acides et massifs ; 9, déblais miniers. On notera la structure synclinale du lode exposé dans la carrière et la position centrale, donc stratigraphiquement plus élevée, des minerais détritiques et carbonatés, allochtones, par rapport aux minerais massifs et rubanés, autochtones.

Cette histoire géologique, résumée ici, paraît désormais suffisamment élaborée pour que l'on essaie de préciser l'environnement géotectonique de la province. Cette démarche synthétique permettrait effectivement de condenser dans un modèle simple et global des informations géologiques apparemment disparates. L'importance donnée, dans de nombreux articles récents, à la localisation géotectonique de certains gisements pyriteux, nous incite à cet exercice dont les conséquences en prospection stratégique risquent de ne pas être négligeables.

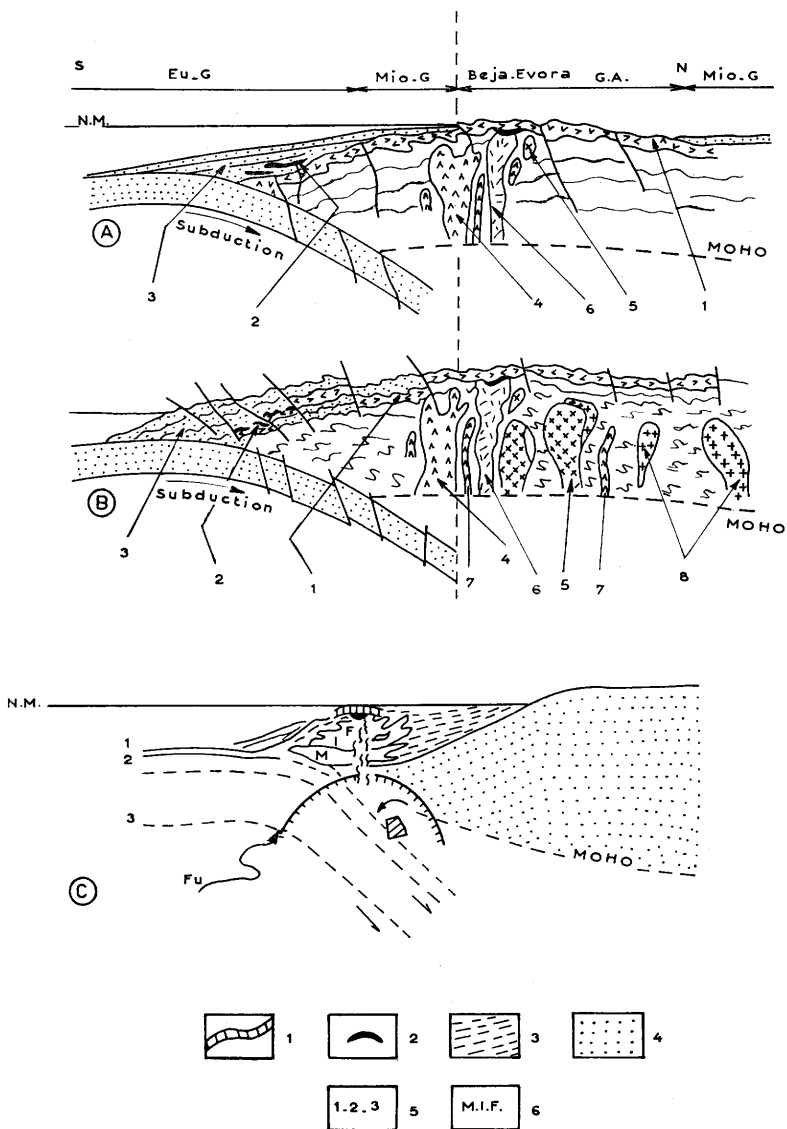


FIG. 9. — Modèles géotectoniques de la ceinture pyriteuse sud-ibérique suivant D. de Carvalho (A et B : 1973, inspiré de Bard et al., 1973); modèle de R. W. Hutchinson (C : 1973). I. A. Evolution anté-Westphalien D de la ceinture sud-portugaise. B. Etat de la ceinture après le Westphalien D. 1, Siluro-dévonien ; 2, roches volcaniques de la ceinture pyriteuse ; 3, flysch ; 4, complexe basique à ultra-basique ; 5, diorites et granites calco-alcalins ; 6, porphyres quartzifères ; 7, roches basiques et ultra-basiques liées aux fractures profondes ; 8, granites alcalins. II. Modèle C. 1, roches siliceuses ferrifères et manganésifères ; 2, corps minéralisés Zn-Cu ; 3, roches volcano-sédimentaires (volcanoclastiques) et sédiments chimiques ; 4, socle sialique, cratonique ; 5, couches océaniques ; 6, étapes volcaniques : basique de plate-forme (M), intermédiaire (I), felsitique et protrusif (E). L'enveloppe Fu représente la fusion (?) de croûte océanique enfouie, de blocs sialiques et de manteau supérieur (au toit de la zone de Bénioff)... qui engendre l'activité magmatique. Ces croquis manquent d'échelle : la position, indicative, du Moho donne toutefois un ordre de grandeur (40-50 km).

Reprenant, quant à ses conséquences métallogéniques, le modèle géotectonique envisagé par J. P. Bard (1971), puis J. P. Bard *et al.* (1971, 1973), D. de Carvalho (1973) envisage l'état de la ceinture avant la première phase de plissement (pré-Westphalien D) (fig. 9). En clair, la province pyriteuse se comporterait dans ce modèle comme une zone de subduction pendant le Carbonifère anté-Westphalien D. Curieuse zone de subduction en vérité, à qui il manque les ophiolites, les « mélanges » et le métamorphisme haute-pression.

Van den Bogaard (1967) aurait signalé, suivant J. P. Bard *et al.* (1971), une association « chlorite, épidote, prehnite et surtout stilpnomélane, pumpellyite ainsi que glaucophane *sensu lato* ». En fait, le stilpnomélane est signalé chez cet auteur avec un point d'interrogation, et (p. 68 et 76) une amphibole voisine de la crossite (*crossite-like amphibole*) repérée dans deux échantillons de diabase. L'auteur penche d'ailleurs pour l'origine magmatique de ce dernier minéral.

Au reste, l'accident tectonique qui limite au sud la ceinture basique et ultrabasique (serpentinites) de Beja, et qui était considéré par F. Lotze (1945), à juste titre croyons-nous, comme un accident de première grandeur, joue dans ce modèle un rôle bien mineur, pour ne pas dire insignifiant. Enfin, la source mantellique des magmas alcalins et calco-alcalins générateurs des spilites et quartz-kératophyres mériterait quelques explications complémentaires.

En d'autres termes, ne retenant pas comme plausible le modèle géotectonique de D. de Carvalho, nous ne saurions le suivre dans sa zonéographie plutonique et métallogénique du massif de Béja-Evora, d'ailleurs insuffisamment inventoriée aux écrits mêmes de cet auteur (1972, p. 307).

Dans une récente publication, R. W. Hutchinson (1973) propose un modèle qui, en deçà de celui de Carvalho, présente un volcanisme tholéitique ou calco-alcalin (?) fort important dans la fosse eugéosynclinale même (fig. 9, C) : suivant cet auteur, il s'agirait des phases précoces de la formation d'un arc insulaire. Nous reportant à la référence « andine » de ces auteurs (D. E. James, 1971), il nous paraît difficile d'admettre la localisation de ce volcanisme dans la fosse océanique marquant l'arrivée sous-marine du plan de Benioff. Même en invoquant la « ligne magique » de James, il n'est pas possible de concilier les impératifs thermiques de l'enfouissement de subduction (Toksöz *et al.*, 1971) avec la génération de magmas basiques à 25 km de profondeur (Green et Ringwood, 1967). De deux choses l'une, ou R. W. Hutchinson prend ses distances par rapport à certains impératifs géophysiques de la tectonique globale, ou il tient une découverte géotectonique de première grandeur qui mériterait diffusion et explications précises ? Nous n'épilouterons pas davantage : certes la démarche est séduisante qui consiste à partir d'un modèle archéen hypothétique du volcanisme exhalatif pour en déduire les propriétés des modèles protérozoïques et plus récents. Il nous paraît plus cartésien de partir des données récentes parce que plus accessibles ou, pour le moins, plus facilement déchiffrables pour remonter dans le temps. Si, d'aventure, les éléments géotectoniques rencontrés ne s'accroissent pas du modèle disjonctif envisagé de manière quasi monolithique par Hutchinson, nous en envisagerons un autre, sans grande originalité d'ailleurs, puisque nous référant aux « kurokos » japonais.

Dès 1971 (Bernard et Soler), nous avons, dans un essai comparatif des kurokos japonais et des amas pyriteux sud-ibériques, pris position sur un modèle de type cordillère suivant J. F. Dewey et J. M. Bird (1970). Dans une récente communication (1973), R. H. Sillitoe se livre à la même démarche et aboutit, par manque d'information sur la province, à une alternative : « La ceinture pyriteuse peut représenter partie d'un arc insulaire ancien qui fut incorporé dans la plaque eurasienne par collision ou partie d'une ceinture orogénique du type bordure continentale andine ». En nous appuyant sur la nature sialique de la croûte, c'est-à-dire sur la présence et l'importance de l'association « spilite-quartz-kératophyre » (Rocci et Juteau, 1968) nous avons suggéré l'existence d'une zone de subduction pendant vers le sud, sous la province (fig. 10).

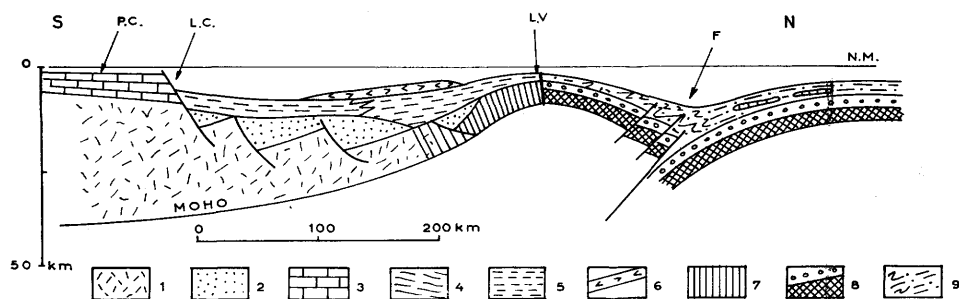


FIG. 10. — *Modèle géotectonique de la province sud-ibérique au Dinantien Inférieur inspiré d'après le modèle « cordillère » de J. F. Dewey et J. M. Bird (1970). 1, socle sialique ; 2, clastiques grossiers et roches volcaniques ; 3, roches carbonatées ; 4, lutites ; 5, turbidites ; 6, roches volcaniques ; 7, croûte dite de transition ; 8, croûte océanique ; 9, argiles scaglieses et sédiments océaniques ; P.C., plateau continental ; L.C., levée continentale ; L.V., ligne volcanique ; F, fosse océanique. Le bassin d'arrière arc ainsi esquissé sera dans la suite de l'orogénèse le siège d'une sédimentation flysch, éventuellement accompagnée de glissements précoces, de glissement et d'écaillage chevauchant vers la bordure continentale. La zone tectonique de Béja-Aracena correspondrait dans cette hypothèse à une ligne de suture correspondant à l'arrêt de ce fonctionnement orogénique par collision avec le bloc sialique de l'Ossa-Morena, venant du nord.*

Le modèle de l'arc japonais au Miocène est en effet beaucoup plus complexe qu'un simple arc insulaire. Il s'agit en fait d'un microcontinent à substrat sialique, formé pendant plusieurs orogénèses antérieures, et affecté côté « fosse » du bassin océanique marginal qu'est la mer du Japon, par un volcanisme spilitique et quartz-kératophyrique.

La polarité des flyschs du Culm, le style tectonique de la province (charriages précoces de type gravitatif, chevauchements vers le sud), la nature du métamorphisme et sa gradation vers l'aire géanticlinale du Pulo do Lobo, l'absence de volcanisme dinantien sur le flanc nord de cette structure, ... autant d'arguments qui laissent à penser que le grand accident de Béja correspond aux traces de la zone de subduction carbonifère. Elle coïnciderait également avec une suture continentale



amenant le bloc sialique de la zone de l'Ossa-Morena en contact avec la cordillère sud-ibérique.

Sur le plan typologique enfin, l'un de nous (Bernard, 1972a et b) avait déjà opposé :

A. Le type Chypre, né sur ou à proximité de dorsales océaniques et susceptible d'être entraîné par expansion océanique dans une zone de subduction : types Okuki et Besshi (Japon). A ce sujet, nous suivrons volontiers E. Blissenbach (1972) qui considère que les dorsales ne sont capables d'engendrer des exhalaisons métallifères qu'au début de leur fonctionnement disjonctif (type mer Rouge). A l'évidence, lorsqu'ils sont engagés dans la zone de subduction, ces gisements sulfurés subissent, avec leur environnement ophiolitique, toutes les contraintes tectoniques et recristallisations métamorphiques qu'implique une telle histoire géologique. Dire pour autant que leur substance même est réincorporée par anatexie dans les magmas calco-alkalins issus du plan de Benioff (Mitchell et Garson, 1972 ; Sillitoe, 1972) dépasserait largement et notre pensée et nos connaissances. En fait, l'exemple des minéralisations de Santiago de Compostella (Galice, Espagne) montre que, même engagés dans les conditions du faciès granulite (Van Zuuren, 1969), les amas sulfurés demeurent au sein de leurs roches encaissantes d'origine. Jusqu'à plus ample information géologique, il paraît difficile d'accorder quelque crédibilité que ce soit à l'incorporation anatectique des sulfures dans les zones profondes (150 à 200 km) du « plan » de Benioff.

B. Le type « kuroko » et « Rio Tinto » : lié aux flexures préorogéniques précoces des croûtes sialiques (Bernard et Soler, 1971) et partant au volcanisme si particulier que sont les émissions quartz-kératophyriques (et spilitiques associées). Nous avons à ce titre proposé de considérer comme un argument de prospection stratégique l'existence même de la roche qu'est le quartz kératophyre (Bernard, 1972a) : celle-ci présente une signification géotectonique précise, et, qu'il s'agisse des « kurokos » ou du Sud-ibérique, ce sont ses appareils émissifs qui sont directement responsables des minéralisations. Le devenir de celles-ci est identique à celui des formations géosynclinales précoces des bassins d'arrière-arc : glissements anté-schistosité, métamorphisme d'enfouissement et tectonique de contrainte (plicative et cassante) accompagné du développement de clivages schisteux et/ou de schistosités diverses, éventuellement transformation au contact de granitoïdes synorogéniques ou tardi-orogéniques... Tel nous paraît bien être le cas des amas pyriteux sud-ibériques.

Nous ne nous prononcerons pas sur l'existence possible de gisements pyriteux massifs associés aux véritables arcs insulaires, c'est-à-dire développés sur croûte océanique, et *a fortiori*, sur leur localisation côté fosse de l'arc (Sillitoe, 1972). Nous n'épiloguerons pas non plus sur l'assimilation de Rio Tinto à un porphyre cuprifère (Cerro Colorado, *in* Eimon, 1970 ; Peters, 1970) laissant au lecteur la liberté d'apprécier comme il convient une telle proposition. L'examen comparatif de la localisation géotectonique des amas sulfurés massifs du type Rio Tinto et du type Porphyre Cuprifère s'avère en revanche fort instructif, mais c'est là un autre problème !

## CONCLUSION

L'étude de la géochimie oligo-élémentaire et isotopique des roches et minerais de la province pyriteuse de Huelva n'est pas suffisamment avancée pour que nous

fassions état de résultats et d'interprétations qui ne sont encore que préliminaires. C'est en fonction des faits essentiellement géologiques exposés jusqu'ici, que nous formulerons quelques remarques génétiques.

Dans le Sud-ibérique comme aux « kurokos » japonais, les métallisations sulfurées sont sédimentées après les dernières phases explosives du volcanisme quartz-kérotophyrique sous-marin. Il s'agit donc d'un processus volcano-sédimentaire et plus précisément exhalatif-sédimentaire : les liaisons géométriques entre « stock-works » et amas sédimentés (San Miguel, notamment) laissent à penser que ces structures filoniennes représentent bien les griffons par lesquels s'épanchèrent les exhalaisons hydrothermales.

Le caractère colloïdal des dépôts pyriteux et ultradétritiques des sédiments associés conduit à penser que le milieu de sédimentation fut extrêmement calme et que la période d'accumulation pyriteuse fut fort longue eu égard aux tonnages déposés dans un certain nombre d'amas. De la même manière, la résédimentation des pyrites, si elle implique un milieu hydrodynamiquement un peu plus agité, conduit également par la simple considération des rythmites granoclassées, de leur granulométrie, de leur puissance moyenne et de leur nombre à des temps d'accumulation respectables.

Nous pensons donc, comme il en est en d'autres sites exhalatifs (White, 1957 ; Sheppard *et al.*, 1969, 1971 ; Tonani, 1971...), que l'essentiel des exhalaisons provient de la circulation convective d'eaux météoriques et, en l'occurrence, marines autour des masses de laves acides peu conductives de la chaleur, après que les dernières explosions gazeuses dues à la vaporisation de ces eaux aient eu lieu (voir Horikoshi, 1969).

En d'autres termes, la capacité des corps de laves acides à entretenir des circuits convectifs périphériques nous paraît beaucoup plus déterminante en ce qui concerne la genèse des exhalaisons métallifères que les potentialités métallogéniques d'un magma quartz-kérotophyrique, engendré par anatexie sialique, et délivrant des eaux juvéniles métallisantes. Les applications métallogéniques possibles des modèles convectifs inventoriés, entre autres, par J. W. Elder (1965) ont été tirées par R. W. Henley (1973) : les modèles paraissent encore assez frustrés, mais les perspectives s'avèrent fort intéressantes ; il s'agirait en l'occurrence d'étudier les circuits convectifs à décharge sous-marine tels que pourraient les créer des protrusions acides du type « kurokos » ou « province sud-ibérique ». Les circuits convectifs ont été invoqués en d'autres lieux : mer Rouge (Craig, 1969 ; Backer, 1973), porphyres cuprifères (White *et al.*, 1971). Nous pensons qu'ils seraient susceptibles d'expliquer de manière satisfaisante la physique et la chimie des exhalaisons responsables des amas sulfurés massifs du type sud-ibérique.

## Bibliographie

- ARNOLD, R. G. (1962). — Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite from 325 to 743 °C. *Econ. Geol.*, n° 57, p. 72-90.
- ARNOLD, M. et SOLER, E. (1973). — Les minéralisations pyriteuses associées au volcanisme quartz-kérotophyrique du Sud de la Péninsule ibérique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 276, p. 1373-1376.
- BÄCKER, H. (1973). — Rezente hydrothermal-sedimentäre-Lagerstättenbildung. *Erzmetall*, Stuttgart, vol. 11, p. 544-555.
- BARD, J. P. (1969). — *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Anda-*

- lousie occidentale (Espagne) : sa place dans le segment hercynien sud-ibérique.* Thèse, Universitè de Montpellier, 398 p.
- BARD, J. P. (1971). — Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique : comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes « orthotectoniques ». *Bol. Geol. Minero*, Madrid, t. 82-83-84, p. 321-345.
- BARD, J. P. et FABRIES, J. (1970). — Aperçu pétrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne). *Bol. Geol. Minero*, Madrid, t. 81, n<sup>os</sup> 2 et 3, p. 226-241.
- BARD, J. P., CAPDEVILLA, R., MATTE, Ph. (1971). — La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta ibérique : comparaison avec les segments voisins. In : *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, 1 vol., Paris Technip. Ed., p. 1-4 à 1-68.
- BARD, J. P., CAPDEVILLA, R., MATTE, Ph. and RIBEIRO, A. (1973). — Geotectonic model for the Variscan Orogen. *Nature Phys. Sc.*, vol. 241, p. 50-52.
- BEEK, A. C. and ROBERTSON, E. F. (1955). — Geology and Geophysics. *New Zealand Dept. Sci. and Research*, Bull. 117.
- BERNARD, A. J. (1972a). — A propos des limites actuelles de la prospection indirecte en mines métalliques. *Annales Mines de Belgique*, Bruxelles, 7<sup>e</sup>-8<sup>e</sup> livraisons, p. 1-21.
- BERNARD, A. J. (1972b). — Les minéralisations volcano-sédimentaires. Aperçu sur les gisements métamorphiques de sulfures. In : *Conférences et Séminaire de recyclage*, 1 vol., I.N.P. Nancy, ch. VI, 69 p.
- BERNARD, A. J. et SOLER, E. (1971). — Sur la localisation géotectonique des amas pyriteux massifs du type Rio Tinto. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 273, p. 1087-1090.
- BLISSENBACH, E. (1972). — Continental drift and metalliferous sediments. *Oceanology International*, 72, Conf. Pap., p. 412-416.
- BOGAARD, M. VAN DEN (1967). — *Geology of the Pomarao region (Southern Portugal)*, 1 vol. Univ. of Amsterdam, Rotterdam Delko, 113 p.
- CARVALHO, D. DE (1973). — The metallogenic consequences of plate tectonics and the Upper Paleozoic evolution of Southern Portugal. *Est., Notas, Trabalhos S.F.M.*, vol. 20, n<sup>o</sup> 3-4, p. 297-320.
- CARVALHO, D. DE, GOINHAS, J., OLIVEIRA, V. e RIBEIRO, A. (1971a). — Observações sobre a geologia do Sul de Portugal e consequencias metalogeneticas. *Est., Notas, Trabalhos S.F.M.*, Porto, vol. 20, fasc. 1-2, p. 153-199.
- CARVALHO, D. DE, GOINHAS, J. A. C. e SCHERMERHORN, L. J. G. (1971b). — *Principais jazigos minerais do Sul de Portugal*. Livro-Guia, n<sup>o</sup> 4, Congr. hisp.-lusó-amer. de Geologia Economica, Lisboa, 94 p.
- CHOUBERT, G. (1963). — Essai de mise au point du problème des ignimbrites. *Bull. Volcan.*, Catane, t. 25, p. 123-140.
- CRAIG, H. (1969). — Geochemistry and origin of the Red Sea Brines. In : *Hot Brines and Recent Heavy Metals Deposits in the Red Sea*, 1 vol. Springer-Verlag, p. 208-302.
- DESPREZ, D. et SOLER, E. (1970). — Les minéralisations pyriteuses et manganésifères liées aux formations volcano-sédimentaires de la province de Huelva (sud-ouest de l'Espagne). *Bull. B.R.G.M.*, Paris, sect. II, n<sup>o</sup> 6, p. 5-16.
- DEWEY, J. F. and BIRD, J. M. (1970). — Mountain belts and the new global tectonics. *Journ. of Geophysical Res.*, Washington, t. 75, No. 14, p. 1625-2647.
- DOETSCH, J. (1957). — Esbozo geoquímico y mineralogenético del criadero de piritas « Las Herrerías », Puebla de Guzman (Huelva). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid, vol. 68, p. 225-306.
- ELDER, J. W. (1965). — Physical processes in geothermal areas. *Am. Geophys. Union Monogr. Ser.*, No. 8, p. 211-239.
- EIMON, P. (1970). — Fifty years worldwide porphyry copper discoveries. Lecture 50th Annual Meeting. S.E.G. Abstract in *Econ. Geol.*, Vol. 65, No. 6, p. 737.
- FANTINET, D. (1971). — Mise en évidence d'un chevauchement d'âge varisque et étude de ses déformations ultérieures (région de Mertola, Baixo Alentejo, Portugal). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 272, p. 3122-3125.
- FEBREL, T. (1965). — Sobre la existencia de dos cruceros representativos de dos distintas deformaciones en el Devoniano-Carbonifero de la Hoja de Calanas, num. 959. *Not. Com. Inst. Geol. Mine. España*, No. 77, p. 187-202.
- FISKE, R. S. (1963). — Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapeosh formation (Washington). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 74, p. 391-406.
- GONZALO Y TARIN, J. (1886-1887). — Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva. *Mem. Comm. Mapa. Geol. Esp.*, Madrid.

- GREEN, D. H. and RINGWOOD, A. E. (1967). — Genesis of basaltic magmas. *Beitr. Mineral. Petrogr.*, Vol. 15, p. 103-190.
- HAMET, J. et DELCEY, R. (1971). — Age, synchronisme et affiliation des roches rhyolitiques de la province pyrïto-cuprifère du Baixo-Alentejo (Portugal) : mesures isotopiques par la méthode  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ . *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 272, p. 2143-2146.
- HENLEY, R. W. (1973). — Some fluids dynamic and ore genesis. *Inst. Min. Metal. Trans.*, Vol. 82, Bull. 795, p. B 1-B-8.
- HONNOREZ, J. (1969). — La formation actuelle d'un gisement sous-marin de sulfures fumeroliens à Vulcano (mer Tyrrhénienne). *Mine. Depos.*, vol. 4, p. 114-131.
- HONNOREZ, J., HONNOREZ-GUERSTEIN, B., VALETTE, J. et WAUSCHKUN, A. (1971). — Present day formation of an exhalative sulfide deposit at Vulcano (Tyrrhenian Sea). Part II : *Active Crystallization of Fumarolic Sulfides in the Volcanic Sediments of the Baia di Levante*. In : *Ores in Sediments*, 1 vol., Amstutz and Bernard Ed., Springer Verlag, p. 139-166.
- HORIKOSHI, E. (1969). — Volcanic activity related to the formation of the kuroko-type deposits in the Kosaka District. *Japan. Miner. Depos.*, Berlin, t. 4, No. 4, p. 321-345.
- HOYER, K. G. (1911). — Beiträge zur Kenntnis der Manganerzlagerstätten in der spanischen Provinz Huelva. *Z. Prakt. Geol.*, Berlin, vol. 19, p. 407-432.
- HUTCHINSON, R. W. (1973). — Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. *Econ. Geol.*, Vol. 68, No. 8, p. 1223-1246.
- JAMES, D. E. (1971). — Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, t. 82, p. 3325-3346.
- KLEYN, H. F. W. (1960). — *Contribution to the Geology of the Odemira-Sao Luis Region (Southern Portugal)*. Thèse, Univ. of Amsterdam, 1 vol., Mouton éd., The Hague, 114 p.
- KUBLER, B. (1967). — Anchimétamorphisme et schistosité. *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.*, n° 1, p. 259-278.
- LECOLLE, M. (1971). — Séquence lithostratigraphique et phases de déformations dans une partie de la province pyrïto-cuprifère de Huelva (Espagne). Conséquences à l'échelle régionale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 272, p. 1956-1959.
- LECOLLE, M. (1972). — Succession lithologique et stratigraphique dans la province de Huelva (Espagne) ; positions des minéralisations manganésifères et pyriteuses. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 274, p. 505-508.
- LECOLLE, M. et ROGER, G. (1973). — Métallotectes lithostratigraphiques et paléogéographiques dans la province pyrïto-cuprifère sud-ibérique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 276, p. 141-144.
- LOTZE, F. (1945). — Zur Gliederung der Varisziden der iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, Berlin, p. 78-92.
- MITCHELL, A. H. G. and GARSON, M. S. (1972). — Relationships of porphyry copper and circum-pacific tin deposits to paleo-Benioff zones. *Inst. Mining Metal. Trans.*, Vol. 81, Sect. 3, p. 10-25.
- NERY DELGADO, J. F. (1876). — Terrenos paleozoicos de Portugal. Sobre a existencia do terreno Siluriano no Baixo Alentejo. *Mem. Acad. R. Sci., Lisboa*, 35 p.
- PETERS, W. C. (1970). — Some geological comparisons. Recent porphyry coppers discoveries. *Min. Cong. Journ.*, Oct. 1970, p. 28-32.
- PEFFERKORN, H. (1968). — Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mertola (Baixo Alentejo, Portugal). *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, Vol. 9, 143 p.
- PINEDO VARA, I. (1963). — *Piritas de Huelva*, 1 vol. Madrid, Summa ed.
- PRIEM, H. N. A., BOELRISK, N. A. I. M., VERSCHURE, R. H., HEBEDA, E. H. and VERDURHEN, E. A. Th. (1970). — Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclogae Geol. Helv.*, Vol. 63, p. 255-274.
- QUQU, G. (1974). — Evolution de la série lithostratigraphique dévono-dinantienne dans la région de Mertola-São Domingos (province pyriteuse sud-ibérique). *C. R. Acad. Sci. Paris* (sous presse).
- RAMBAUD-PEREZ, F. (1969). — El synclinal Carbonifero de Rio Tinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas. *Mem. Inst. Geol. Mine. Esp.*, vol. 71, 229 p.
- RAMSAY, J. G. (1967). — *Folding and Fracturing of Rocks*, 1 Vol. McGraw-Hill ed., 568 p.
- ROCCI, G. et JUTEAU, Th. (1968). — Spilites-kératophyres et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial. *Geol. en Mijnbouw*, Rotterdam, t. 47, n° 5, p. 330-339.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1970a). — The deposition of volcanics and pyritite in the Iberian Pyrite Belt. *Miner. Depos.*, Vol. 5, p. 273-279.

- SCHERMERHORN, L. J. G. (1970b). — Mafic geosynclinal volcanism in the Lower Carboniferous of South Portugal. *Geol. en Mijnbouw*, Rotterdam, Vol. 49, No. 6, p. 439-450.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1971). — An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. Geol. Miner., Lisboa*, Vol. 82-84, p. 239-268.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1973). — What is keratophyre. *Lithos*, Vol. 6, p. 1-11.
- SCHERMERHORN, L. J. G. and STANTON, W. I. (1969). — Folded overthrusts at Aljustrel (South Portugal). *Geol. Mag., Cambridge*, Vol. 106, p. 130-141.
- SHEPPARD, M. F., NIELSEN, R. L. and TAYLOR, H. P., Jr. (1969). — Oxygen and hydrogen isotopes ratios in minerals from Porphyry Copper deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 64, p. 755-777.
- SHEPPARD, M. F., NIELSEN, R. L. and TAYLOR, H. P., Jr. (1971). — Hydrogen and oxygen isotopes ratios in minerals from Porphyry Copper deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 66, p. 515-542.
- SILLITOE, R. H. (1972). — Formation of certain massive sulfide deposits at site of sea-floor spreading. *Inst. Min. Metall. Trans.*, Vol. 81, sect. B, p. 141-148.
- SILLITOE, R. H. (1973). — Environments of formation of volcanogenic measure sulfide deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 68, No. 8, p. 1321-1325.
- SOLER, E. (1969). — *L'association spilites-kératophyres de la province de Huelva (Espagne)*. Thèse, Univ. de Paris, 105 p.
- SOLER, E. (1971). — Observations préliminaires sur la province métallogénique de Huelva (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 272, p. 1197-2000.
- SOLER, E. (1973). — L'association spilites-quartz-kératophyres du sud-ouest de la Péninsule ibérique. *Geol. en Mijnbouw*, Rotterdam, t. 52, n° 5, p. 277-288.
- STRAUSS, G. K. (1965). — *Zur Geologie der SW-iberischen Kiesprovinz und ihrer Lagerstätten, mit besonderer Berücksichtigung der Pyritgrube Lousal, Portugal*. Thèse, Univ. de Munich, 152 p.
- STRAUSS, G. K. (1970). — Sobre la geologia de la provincia piritifera del Suroeste de la Peninsula Iberica, y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal). *Mem. Inst. Geolo. Miner. Esp.*, Madrid, vol. 77, 266 p.
- STRAUSS, G. K. and MADEL, J. (1973). — Geology of massive sulfide deposits in the Spanish-Portuguese pyrite belt (à paraître). In : *Geol. Rundsch., comm. Salzburg*, mars 1973.
- TOKSÖZ, M. N., MINEAR, J. W. and JULIAN, B. R. (1971). — Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. *Journ. Geophys. Res.*, Vol. 76, No. 5, p. 1113-1138.
- TONANI, F. (1971). — La géochimie parmi les méthodes de prospection de l'énergie géothermique. *Ann. Mines*, Paris, vol. 5, p. 41-60.
- VALETTE, J. N. (1971). — Distribution of certain trace elements in marine sediments surrounding Vulcano Island (Italy). In : *Ores in Sediments*, 1 Vol., Amstutz and Bernard ed., Springer-Verlag, p. 321-337.
- VLODAVETZ, V. I. (1953). — De quelques tuffolaves noduleuses et de leur origine. *Izv. Akad. Nauk, S.S.S.R., Serv. Geol.*, n° 3.
- WHITE, D. E. (1967). — Thermal waters of volcanic origin. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. 68, p. 1637-1658.
- WHITE, D. E., MUFFLER, J. P. and TRUESDELL, A. H. (1971). — Vapeur dominated hydrothermal systems compared with hot water systems. *Econ. Geol.*, Vol. 66, No. 1, p. 75-97.
- WINKLER, H. (1970). — Abolition of metamorphic facies. *N. Jahrbuch für Mineral.*, Vol. 5, p. 183-248.
- ZUUREN, H. VAN (1969). — Structural petrology of an area near Santiago de Compostella. *Leidse Geol. Med.*, Leiden, Vol. 45, p. 1-71.

