

B.I.G

MINISTERUL GEOLOGIEI  
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĀRI DE SEAMĀ  
ALE  
ŞEDINTELOR

VOL. LXVIII  
1981

2. ZĂCĂMINTE

138741

BUCURESTI

1984



Institutul Geologic al României

**Responsabilitatea asupra conținutului articolelor  
revine în exclusivitate autorilor**



**Institutul Geologic al României**

MINISTERUL GEOLOGIEI  
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

ALE  
SEDINTELOR

VOL. LXVIII  
(1981)

2. ZĂCĂMINTE

138741

BUCUREŞTI  
1984



Institutul Geologic al României

## CONTENU

	Page
1. Berbeleac I., Zămircă A., David M., Popescu M., Sbarcea M., Tăbăcilă C. Pyrite-Barite Mineralization from Cioaca Bradului Hill, Șopot Region, Almaj Mountains (Banat) . . . . .	5
2. Iștvan D., Götz A., Nicolici A., Barth P. Affleurements de cinabre à Cămărzana (Monts Oaș) . . . . .	35
3. Întorsureanu I., Neguț Gh., Pomirleanu V. Contributions sur la connaissance de la minéralisation „porphyry copper“ de Lăpușnicu Mare, Banat . . . . .	55
4. Kovács P., Nicolici A., Sindreșteanu Gh., Givulescu R. Note préliminaire concernant les charbons du bassin de l'Oas (district de Satu Mare) . . . . .	61
5. Kovács P., Pop N. Contributions sur l'étude des tufs volcaniques de Mirșid (district de Sălaj) . . . . .	74
6. Manea Z. A., Hannich D. Étude chimico-statistique sur les éléments constituants des calcaires à minéralisations magnésiennes des Monts Bihor . . . . .	90
7. Panaite M., Panaite I. Note sur la minéralisation de fer du bassin de la vallée de l'Albacului, Monts Bihor . . . . .	100
8. Papiu C. V., Ștefanuț V., Iosof V., Minzatu S., Popescu F., Neacșu V., Udrescu C. Les bauxites de Poiana Ruscă . . . . .	103
9. Papiu C. V., Mantea Gh., Iosof V., Minzatu S., Udrescu C., Popescu F., Neacșu V. L'étude chimico-minéralogique des bauxites de la région de Meziad (sud du Massif de Pădurea Craiului) . . . . .	131
10. Pop Gr. Enrichissement supergène en fer sur grès (gisement de fer de Betioky, Madagascar) . . . . .	151
11. Pop Gr. Gisement de fer de Bekisopa (Madagascar). Tectonique et nature des minéraux . . . . .	175
12. Pop N., Răduț M., Pop V., Edelstein O., Roman L. Contributions sur la connaissance de la minéralisation filonienne de Izvorul Zimbrului — Monts Tibleș . . . . .	218
13. Udubaşa G., Răduț M., Edelstein O., Pop N., Iștvan D., Pop V., Stan D., Kovács M., Roman L., Bernad A. Metallogenesis of the Tibleș Neogene Igneous Complex, Eastern Carpathians . . . . .	239



## CUPRINS

	<u>Pag.</u>
1. Berbeleac I., Zămircă A., David M., Popescu M., Sbarcea M., Tăbăcilă C. Pyrite-Barite Mineralization from Cioaca Bradului Hill, Șopot Region, Almaj Mountains (Banat) . . . . .	5
2. Iștvan D., Götz A., Nicolici A., Barth P. Ivirile de cinabru de la Cămărzana (munții Oaș) . . . . .	25
3. Intorsureanu I., Neguț Gh., Pomîrleanu V. Contribuții la cunoașterea mineralizației „porphyry copper“ de la Lăpușnicu Mare, Banat . . . . .	39
4. Kovács P., Nicolici A., Sindreșteanu Gh., Givulescu R. Notă preliminară privind cărbunii din bazinul Oașului (județul Satu Mare) . . . . .	57
5. Kovács P., Pop N. Contribuții la studiul tufurilor vulcanice de la Mirșid (județul Sălaj) . . . . .	63
6. Manea Z. A., Hannich D. Studii chimico-statistice asupra elementelor constitutive ale calcarelor cu mineralizații magneziene din munții Bihor . . . . .	77
7. Panaite M., Panaite I. Notă asupra mineralizației de fier din bazinul văii Albacului, munții Bihor . . . . .	95
8. Papiu C. V., Ștefănuț V., Iosof V., Minzatu S., Popescu F., Neacsu V., Udrescu C. Les bauxites de Poiana Ruscă . . . . .	103
9. Papiu C. V., Mantea Gh., Iosof V., Minzatu S., Udrescu C., Popescu F., Neacsu V. L'étude chimico-minéralogique des bauxites de la région de Meziad (sud du Massif de Pădurea Craiului) . . . . .	131
10. Pop Gr. Enrichissement supergène en fer sur grès (gisement de fer de Betioky, Madagascar) . . . . .	151
11. Pop Gr. Gisement de fer de Bekisopa (Madagascar). Tectonique et nature des minerais . . . . .	175
12. Pop N., Răduț M., Pop V., Edelstein O., Roman L. Contribuții la cunoașterea mineralizației filoniene de la Izvorul Zimbrului — munții Tibleș . . . . .	195
13. Udubaşa G., Răduț M., Edelstein O., Pop N., Iștvan D., Pop D., Kovács M., Roman L., Bernad A. Metalogeneza complexului eruptiv Tibleș, Carpații Orientali . . . . .	221





Institutul Geologic al României

## 2. ZĂCĂMINTE

### PYRITE-BARITE MINERALIZATION FROM CIOACA BRADULUI HILL, SOPOT REGION, ALMAJ MOUNTAINS (BANAT)<sup>1</sup>

BY

ION BERBELEAC<sup>2</sup>, ALLA ZÂMÎRCĂ<sup>2</sup>, MARGARETA DAVID<sup>2</sup>,  
MIHAI POPESCU<sup>3</sup>, MARIA SBARCEA<sup>3</sup>, CORNEL TĂBĂCILĂ<sup>3</sup>

Sulphides. Barite. Hematite. Thallium. Breccia. Vein. Tectonic control.  
Laramian. Mineral paragenesis. Metasomatic mineralizations. Hydrothermal  
mineralizations. South Carpathians. Crystalline Getic Domain. Semenic and  
Western Almaj Mts.

#### Sommaire

Minéralisation laramienne de pyrite-barytine de Cioaca Bradului, région de Sopot, Monts Almaj. La minéralisation à paragenèse barytine-hématite, accompagnée par des sulfures (pyrite, marcasite, melnicovite) (d'âge laramien) représente un corps de brèches et un filon de dimensions modestes. Les minéralisations sont contrôlées par le système de fractures à orientation NS et par la présence des calcaires jurassiques. La brèche à barytine, hématite et pyrite représente une minéralisation typiquement métasomatique, alors que le filon de pyrite (marcasite) et barytine, situé dans le toit de la brèche, constitué des formations cristallines, relève un remplissage d'une zone de fracture. Tant la composition minéralogique (barytine, hématite, pyrrhotine, pyrite, marcasite, melnicovite, calcite, witherite, anhydrite, quartz, chlorite et minéraux argileux) que les associations de microéléments (Sb, Tl, As) dans les sulfures de fer, suggèrent la température basse des solutions hydrothermales. La place de la minéralisation à Sopot n'est guère inéquivoque. Elle appartient au linéament central banatique de la région de Banat.

<sup>1</sup> Delivered on April 30 1981, accepted for communication and publication on November 13 1981, presented at the Meeting of April 29 1981.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.

<sup>3</sup> Întreprinderea de foraje și lucrări geologice speciale. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



## Introduction

The Sopot pyrite-barite mineralization is situated in the north-western part of the Almaj Mts, i.e. about 18 km south of the Bozovici locality. This mineralization occurs in Precambrian gneisses and Liassic brecciated conglomerates and limestones and represents the most important known Laramian pyrite-barite occurrence from the Banat region.

The mineralization has recently been discovered by Maria Sbarcea (1978). Other geologists (Andrei et al., 1981) have carried out more detailed petrological studies. The Cioaca Bradului pyrite-barite prospect has recently been surveyed and studied by Berbeleac et al. (1981). On that occasion the pyrite-barite nature of the Cioaca Bradului mineralization was shown.

The present paper is mainly concerned with the description of the principal and characteristic mineralogical and geochemical features of the Cioaca Bradului pyrite-barite mineralization.

## Geological considerations

The greatest part of the Sopot region and the Cioaca Bradului area is occupied by basement crystalline schists metamorphosed in amphibolite facies. According to Kräutner (1980) these rocks belong to the Carpathian (first cycle, Upper Precambrian A) and the Marisian (second cycle, Upper Precambrian B) supergroups. In the Sopot region, the mentioned supergroups represent two major structural units: the Danubian Unit with the Ielova Series (amphibolites, quartz-feldspar gneisses, banded gneisses, migmatites, pegmatites, etc.) and the Toronița Series (basic metatuffs, etc.) and the Getic Unit with the Sebeș-Lotru Series (paragneisses, micaschists, migmatites). The latter represents the Getic Nappe which appears at about 1 km west of the Cioaca Bradului area. We note a zone of intensive diaphthoresis along the Getic Nappe plane.

During the Rhaetic-Liassic epoch an epicontinental and continental regime existed in the Almaj Mts, as well as in the subject area (Năstaseanu et al., 1961). This caused the sedimentation of the coal sandstones and shales, microconglomerates and limestones. In the Cioaca Bradului area only a thin sequence of the Dogger-Malm limestone conglomerates and pink banded limestones are present (Fig. 1, 2). These sediments appear in tectonic scale structure in which the Ielova schist series are largely developed. The epicontinental and continental regime in Late Triassic was probably interrupted by post-Jurassic movements.

Later, probably during the Cretaceous-Paleocene interval, the basement rocks were intruded by small veins and dykes of alkaline rhyolites (Fig. 1, 2). These rocks are situated within the central part of the Laramian magmatic rocks alignment from the Banat region (Iancovici et al., 1977) and appear especially along the N-S faults. The alkaline rhyolitic rocks are characterized by prevailing groundmass, small quartz and biotite and relatively abundant plagioclase feldspar phenocrysts (Pl. I, Fig. 1).



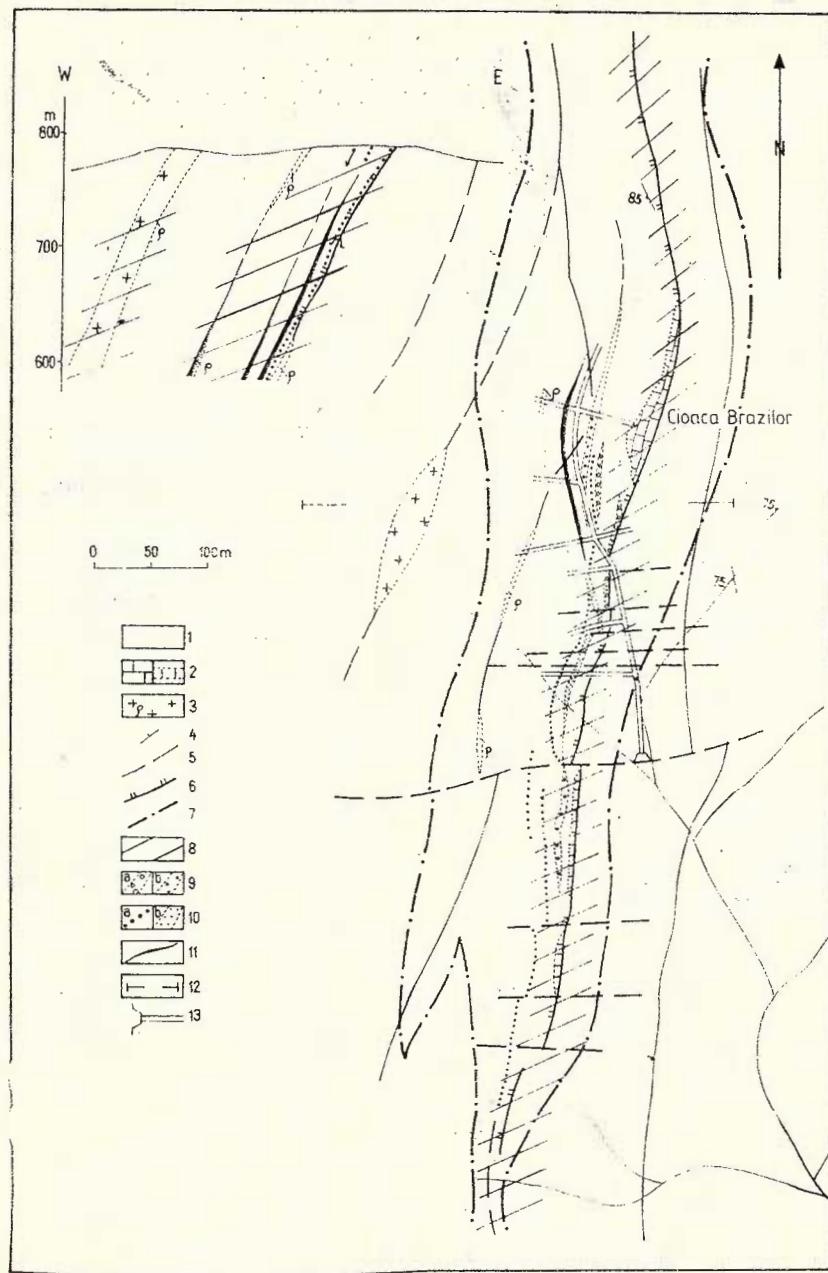


Fig. 1. — Simplified geological map of the Cioada Bradului area.

1, Upper Precambrian crystalline schist ; 2, Jurassic limestone conglomerate and pink limestone ; 3, Laramian alkaline rhyolite ; 4, strike ; 5, fault ; 6, tectonic scale ; 7, hydrothermal halo ; 8, baritised rock ; 9, barite-pyrite breccia body (a, surface ; b, depth) ; 10, disseminated pyrite  $\pm$  barite fault (a, surface ; b, depth) ; 11, pyrite-barite vein ; 12, cross section ; 13, Cioaca Bradului mine.



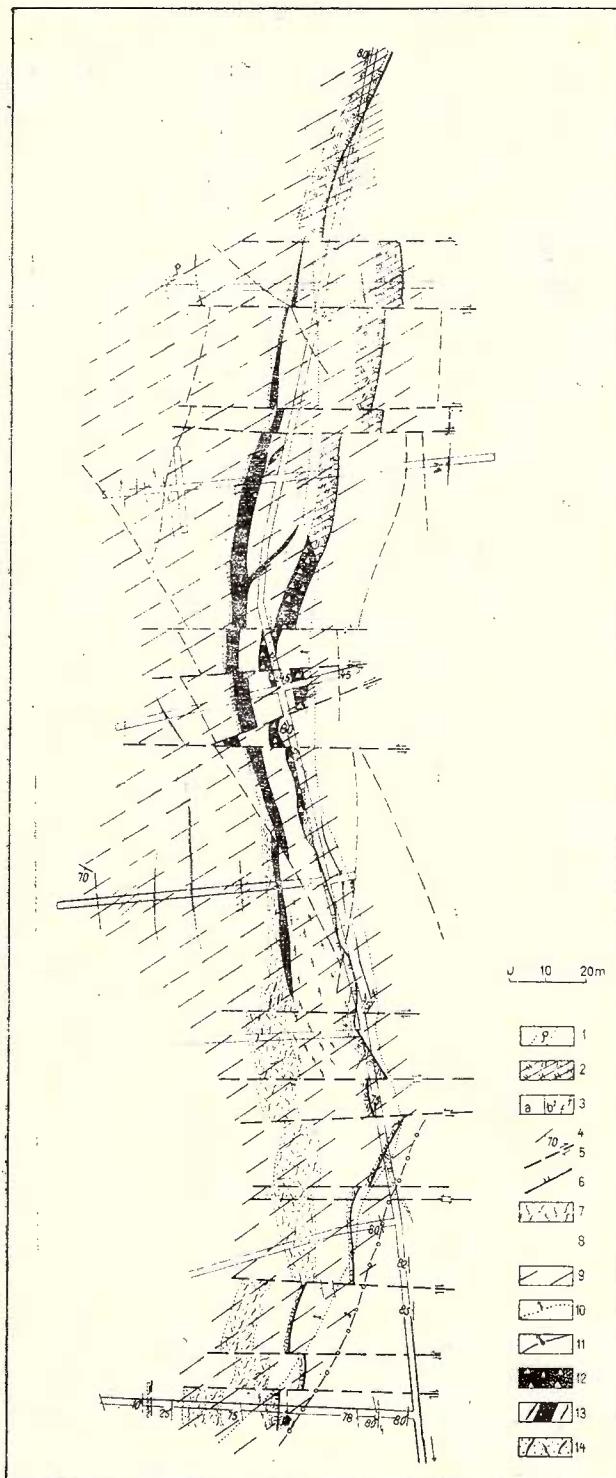


Fig. 2. — Geological map of the Cioaca Bradului mine.

1, alkaline rhyolite (Upper Cretaceous-Paleocene (?)); 2, conglomeratic limestone and pink limestone (Jurassic); 3, gneiss and amphibolite (a), migmatite (b) (Upper Pre-cambrian); 4, strike; 5, fault; 6, tectonic scale; 7, breccified rock; 8, geological boundary; 9, baritised rock; 10, boundary of argillitic halo; 11, boundary of intense hydrothermal halo; 12, barite-pyrite breccia body; 13, pyrite-barite vein; 14, disseminated barite and pyrite mineralization.



District mapping (Berbeleac et al., 1981) shows that the N-S regional structural trend was locally strongly influenced by two dominant fault sets. The most prominent strikes N-S-wards, with dips of 45-75°N, parallel to the regional trend. As a rule, this set represents reverse faults connected with the resulted tectonic scale structure (Fig. 1, 2). The other major fault direction strikes E-W and dips 70-80°. Two other fault sets have also been identified: N 45-55°E and N 45-70°N, both with dips of 45-75°S or N. In the Sopot region and especially in the mine area, the N-S fault set seems to be cut by younger E-W faults (Fig. 2).

In the Cioaca Bradului pyrite-barite mineralization faulting is intense, but most faults present relatively small displacements and grade out "en échelon" into fracture zones which show pre- and post-mineralization movements. Other synchronous movements with mineralization stages, but low intensity, have been observed.

Dyke attitudes measured in mining works (Fig. 2) correspond very closely to the N-S fault set. The post-magmatic activity has also been influenced especially by the N-S fault set. Local faulting, ore body veining, fracturing and dyke emplacement, all appear to reflect the regional tectonic pattern. The intensity of faulting and jointing in the barite-pyrite breccia body and pyrite-barite vein is of such nature that the average size of rock sent to the crusher, usually is less than  $20 \times 10$  cm, exceptionally  $50 \times 20$  cm. A widespread zone of breccia textures exists close to the fault mineralized zone from the Cioaca Bradului area. No definite contact between brecciated and non-brecciated rocks has been found. Brecciation progresses in the mineralized zone from a crackle zone in the crystalline schists and Jurassic limestone wall rocks to angular and subangular fragments in an intrusive matrix of breccia ore body (Fig. 2).

### Petrology of the ore zone

Three major lithologic groups are distinguished in the ore zone. They are: (1) amphibolite, amphibolitic gneisses, biotite-quartz-feldspar gneiss and migmatite rocks, all belonging to the Ielova Series-Danubian Units; (2) Jurassic conglomeratic limestone and pink limestone and (3) Laramian alkaline rhyolite. Around the ore zone, all the rocks from the mentioned groups contain small amounts of barite, pyrite and hematite mineralization.

Moderately to strongly cracked amphibolite, amphibolitic gneiss and limestone form the bulk of mineralized rocks. Their average modal composition is: amphibole 50 to 60 percent, Na-feldspar 40 to 50 percent, 5 to 8 percent quartz and 1 to 3 percent for amphibolite and the same composition for amphibolitic gneisses, but with higher amounts of Na-feldspar (30-50%), quartz (30-40%) and less amphibole (5-10%); biotite 10 to 15 percent, 40 to 60 percent Na-feldspar and 20 to 30 percent for biotite-quartz-feldspar gneiss; 20 to 30 percent K-feldspar (orthose and microcline), 30 to 50 percent Na-feldspar, 10 to 20 percent quartz and 3 to 7 percent for migmatitic rocks and 95 to 98 percent calcite and 1 to 2 percent quartz for Jurassic limestones. The crystalline rocks show a foliated aspect and



in places, just like the limestone, are more strongly deformed. Plagioclase feldspars like K-feldspar (orthoclase) occur as elongated grains commonly argillised. Amphibole and biotite are deformed and frequently chloritised. Quartz is found as anhedral grains showing undulose extinction. This mineral appears in limestone as angular and isolated grains (0,3-1 mm). Accessory minerals are apatite, magnetite, sphene and rare zircon.

Alkaline rhyolites represent a group of relatively minor intrusive bodies characterized by rather sparse plagioclase phenocrysts in a dark fine grained groundmass containing small amounts of plagioclase, biotite and quartz crystals. Sometimes quartz and biotite occur as small phenocrysts. Alkaline rhyolite occurs in dykes ranging from a few centimeters to more than 10 m in thickness. Although the largest dykes are continuous for more than 100 m (Berbeleac et al., 1981), most of them are quite irregular and cannot be traced to the surface on more than a few tens of meters.

Some plagioclase phenocrysts from the alkaline rhyolite are replaced by clay minerals, sericite, carbonates, quartz, barite and pyrite and the cavity filled with quartz, anhydrite, pyrite is marked. The trachytic groundmass contains very fine grained plagioclase, quartz and biotite and secondary minerals. We note the frequent chloritized and sericitized biotite phenocrysts (Pl. III, Fig. 1).

### Hydrothermal alteration

Various changes have been noted in the character of the wall rocks associated with the pyrite-barite mineralization. These changes include metamorphic, mineralogical, major chemical and trace element variations. These features appear to be uniquely associated with ore deposits, while some may be related to the ore forming process. It is important to underline the fact that the hydrothermal alteration is partially overlapping the thermic and skarn associations.

The pyrite-barite mineralization was accompanied by pervasive hydrothermal alteration, the minerals as epidote, chlorite, sericite, clay, carbonate, quartz, anhydrite, barite and iron oxides being produced. These minerals together with pyrite and marcasite are the result of the two stages of hydrothermal alteration : early and late (Fig. 4).

The early stage of alteration, generally accomplished before the intrusion of alkaline rhyolite, is characterized by distinct types of mineral assemblages within which epidote, chlorite, Ca-Fe-Mg carbonates are marked. Small amounts of quartz are also present. The early stage minerals appear especially outside intensive zones of hydrothermal alteration (Fig. 1, 2). They are marked by very irregular, discontinuous and segmented, pink or white-grey carbonate veins, green-yellow epidote-carbonate-quartz veins and film-like chlorite, scarce sericite and clay minerals from rocks.

As regards the late stage of hydrothermal alteration, we note typical assemblages forming baritised zones (Fig. 2). The late stage includes two moments and from these, the first one is productive as it corresponds to the main moment of barite deposition. The barite alteration halo forms a distinctive envelope around the ore body veins. Within this halo, three major assemblages are recognized : (1) barite-



hematite±quartz (pink-stained barite); (2) quartz-hematite (grey and pink-stained barite) and (3) Ca-Ba-carbonate-quartz-barite. The first assemblage is very important quantitatively.

The second late moment of alteration is characterized by the following four major alteration assemblages: (1) kaolinite±chlorite; (2) chlorite-sericite; (3) barite-carbonate±quartz and (4) carbonate±±whiterite±anhydrite. The alteration distribution shows clearly its connection with the sulphide mineralization. The kaolinite±chlorite is most extensively developed both in ore bodies and in wall rocks. The higher permeability of the mineralized rocks probably favoured its development there. We also note that some of the clay alteration is best explained by the activity of supergene water percolated down the mineralized faults.

## Mineralization

### *Structure of ore zone*

In the Cioaca Bradului area the main known ore zones are associated with tectonic scale structure which consists of breccified limestones and pink banded limestones, probably Dogger-Malm in age (Fig. 1, 2). This structure, as well as others in the region, has a dominant N-S strike and dips of 50-75°W. It is associated with a wide (5-20 m) laminated group zone with fine matrix and composed mainly of clays, chlorite, calcite, barite and hematite. The fault is probably of Upper Cretaceous-Paleocene age. Other faults, with the same strikes and features, are also present in this region (Fig. 1, 2).

Deformation fabrics develop in all rocks in the ore zone. Quartz, plagioclase, K-feldspar and amphibole grains have a broken, fractured aspect. Biotite and chlorite are often laminated. Quartz and feldspar grains are also locally recrystallized, showing subgrain development.

Two different mineral assemblages defining two different mineralized bodies are identified. The first mineral assemblage consists of barite-hematite-pyrite. It forms a breccia body and it may be found on the hanging wall of the pyrite-barite ore body vein (Fig. 2). The second one consists of pyrite-barite-carbonate and occurs in the vein. Both mineralizations follow the faulted zone tectonic scale structure and show small dimensions.

The breccia body and the vein end with baritized rocks (crystalline schists and limestones, Fig. 2) northwards and with highly argillized breccia southwards. Southwards, along the fault plane after some tens of meters the two mineralizations appear again (Fig. 1). According to mapping data the baritization is visible along the fault plane of tectonic scale structure on more than 2 km.

### *The barite-hematite-pyrite breccia body*

This type of mineralization has a pronounced metasomatic character due to the baritization of Jurassic pink conglomeratic limestones and limestones (Pl. I, Fig. 1). Our data pointed to an ample baritization



of these rocks especially in the southern part of the Cioaca Bradului Hill. Here the selective metasomatism explains the whole substitution of carbonatic rocks (Pl. I, Fig. 1), while the crystalline schists are well preserved (Fig. 3a). The crystalline schist fragments from the breccia

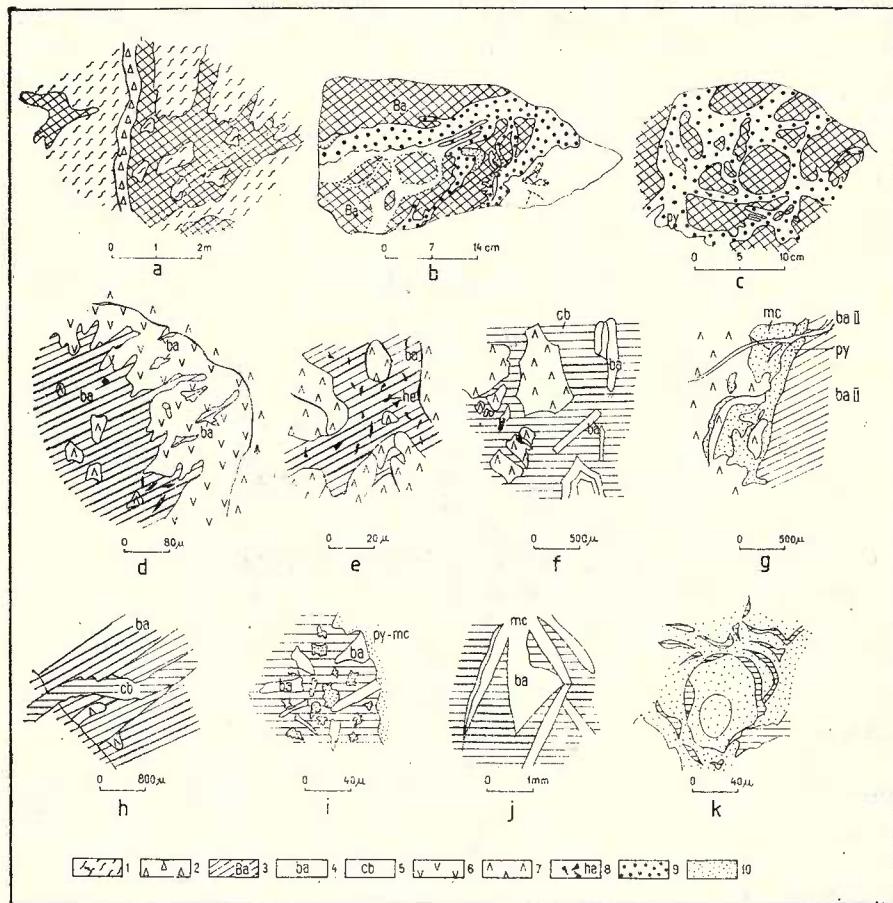


Fig. 3. — Structural and textural features of the ore.

1, crystalline schist; 2, argillitic breccia; 3, pink barite; 4, white barite; 5, carbonate; 6, fine-grained quartz; 7, medium-coarse grained quartz; 8, hematite; 9, radiating pyrite aggregate; 10, fine and colloform pyrite and marcasite.

body range between 20 and 50 %. Generally they are fresh, sharply angular and of various sizes (Fig. 3a). The amount of these fragments may range from a few random pieces in a barite-pyrite mass to a shattered, but not widely dislocated gneiss whose interstices have been filled with barite, hematite, pyrite+quartz, chlorite, carbonate and clay. In the southern and upper part of the breccia body, limestone fragments are found; they have been partially or totally substituted by

barite, subsequently cemented by the second pyrite-calcite and barite generations. In some places the initial breccia textures are perfectly preserved (Pl. I, Fig. 1). The interpretation of many concrete calcite-barite metasomatic structures is often considerably complicated by the presence of thin second calcite veins and impregnation, which after being replaced by barite, reprecipitated from hydrothermal solutions in the intergranular spaces and on fissures across metasomatic barite structures. This young calcite represents a minor part of the replaced calcite. Numerous macro- and microscopic intrusions of calcite younger than the majority of barite can be observed.

The actual end of the barite-pyrite breccia body as well as of the pyrite-barite vein has not been found yet, and further drilling revealed alkaline rhyolite with occasional fracture fillings of sulphides-carbonates±barite (Fig. 1).

The contact with the hanging wall and footwall crystalline schists is not clear, with some exceptions, as generally it is marked by a brecciated rock mass with hydrothermally altered clastic material cemented with a coarse or fine grained mass of rock fragments, clay, carbonate, pyrite, etc. One of these exceptions is the result of the breccia clay fracture fillings which appear in the footwall or hanging wall of the breccia body (Fig. 3a).

The barite-pyrite breccia body is of pink colour and forms a pink-stained ore. The ore distribution presents various aspects : disseminated, ore shoot and ore pockets (Fig. 3a). The karst type accumulation may be also seen.

The breccia structure is very common for the ore (Fig. 3a, b ; Pl. I, Fig. 1 ; Pl. II, Fig. 1). Numerous other types of structures have been noticed : massive, parallel symmetrical (Pl. I, Fig. 2 ; Pl. II, Fig. 2) and unsymmetrical, disseminated and cockade structures (Pl. III, Fig. 3). As regards the ore texture, we note two types : coarse grained and fine-medium grained textures. The coarse grained texture is characteristic for barite which is invariably of pink-red colour. The visible individual grains of the coarse grained barite aggregates often reach 1-2 cm (Pl. I, Fig. 2) and exceptionally 5-7 cm in length. The largest crystals were encountered at the surface in karst type depositions or in veinlets and veins at depth (Pl. I, Fig. 2). Observations in the field and on polished sections of different samples provided by the breccia body, have pointed to the following minerals : barite, hematite, goethite, iron sulphides (pyrite, marcasite, melnikovite), quartz, calcite, witherite, anhydrite and clay minerals. This mineralization type is the result of polyphasic metallogenetic processes (Fig. 4).

The barite individuals with the same volume and of comparable size may show variable shape and perfections which may suggest the presence of more than one generation of the mineral. Some exceptional and volumetrically important prismatic crystals are found as nests and pockets in fissure fillings and ore shoot, in the marginal or central part of breccia body. There it developed in vug-like voids together with quartz, pyrite, marcasite and carbonates (Fig. 3d-k). Some of these larger prismatic or tabular crystals preserve different combinations :



(001), (101), (011), (100) or (010) for tabular forms (Fig. 3h,j) and (001), (100) or (010) for prismatic crystals (Fig. 3f).

The fine and medium grained texture of ore is common for that barite variety which is thought to have originated mainly in the re-

Mineralization stages	HYDROTHERMAL		
	EARLY	LATE	
Parageneses	Silicate-carbonate quartz	Ba,Ca Sulphate-quartz Fe(ox)	Fe Sulphide-sulphate-carbonate
Diopside	—	—	—
Epidote	—	—	—
Chlorite	—	—	—
Ca-Fe-Mg carbonates	—	—	—
Quartz	—	—	—
Clay minerals	—	—	—
Barite	—	—	—
Wetherite	—	—	—
Anhydrite	—	—	—
Hematite goethite	—	—	—
Pyrite	—	—	—
Marcasite	—	—	—
Stage of hydrothermal solutions	Early alkaline	Acid	Late alkaline
Typical elements in solutions		Ba,Fe (ox)	Fe(s)-Ba(Fe(ox)As,Sb,Tl)

Fig. 4 — Scheme of the sequence of mineral deposition.

placement processes in the breccia body, in which case they are of pink-white colour. The white coloured barite from the vein formed during the second moment of the late mineralization stage, has the same textural features. The superposition of these two barite types (Fig. 3b-e) has often generated the complex ore structure and texture. These are usually marked by the presence, within the same sample, of euhedral and subhedral grains in coarse and fine grained aggregates. The fine grained barite associates, as a rule, with the fine and coarse grained grey quartz aggregates (Fig. 3d-e; Pl. III, Fig. 2, 3). The outline of coarse grained barite, as compared to fine grained barite, sometimes in contact with quartz and carbonate shows intergrowth and replacement zones (Fig. 3d,e,i,j). As a result of these processes, the barite crystals contain coarse quartz inclusions (Fig. 3d,e), while their replacement zones develop convex and concave outlines with many tentacles. These features are characteristic of the replacement zone of barite with quartz and calcite (Fig. 3d,h,i).

The hematite is typical specularite. It occurs as isolated fine flakes and more rarely as fine aggregates with film-like aspect. This hematite seems to have crystallized after the deposition of the first barite generation. But, there is a small amount of hematite which seems to have formed before or at least at the same time with the first barite generation, as it is contained by the latter (Fig. 3d,e; Fig. 4).



The goethite is characteristic for the oxidation zone of the sulphide ores and occurred especially on the first meters below the surface. It is also present in the Cioaca Bradului mine. Here, it appears as fine grained masses in films and veinlets. It is a weathering product resulted from pyrite, sometimes via marcasite or melnikovite.

The iron sulphides appear as fine and coarse grained aggregates in millimetric or sometimes centimetric (1-3 cm) veinlets or as nests in the barite mass. They occur frequently in the southern part of the breccia body as here they are very close to the pyrite-barite vein. Most of these minerals have probably grown in vug-like voids, together with quartz and calcite.

Quartz is present in minor amounts. Within the breccia body or ore body vein, it occurs most commonly in ancient vugs where small crystals may coat barite (Pl. III, Fig. 2). It is also present in wall rock and in the first generation of pink-stained barite ore, where it is found as medium to coarse euhedral or anhedral crystals included in barite or calcite (Fig. 3f,i). The second quartz generation is usually of grey colour and fills the spaces between the fine barite grains (Pl. III, Fig. 2).

Calcite is a widespread, but minor constituent of the breccia body, while in pyrite-barite vein it is the main gangue mineral. In veinlets or vugs, the fine and medium aggregates of calcite fill the spaces between barite, quartz, pyrite and marcasite (Fig. 3f,i ; Pl. III, Fig. 3). The calcite aggregates generally replace the barite and sometimes the pyrite and marcasite. A part of calcite was deposited at the same time with pyrite (Fig. 3k). In some cases, the calcite is closely related to other carbonates such as : dolomite, ankerite and witherite.

Minor amounts of witherite, clay minerals, anhydrite and chlorite are also present in the barite-pyrite and pyrite-barite mineralizations. We note that the witherite has resulted from the substitution of barite by carbonatic solution.

#### *The pyrite-barite vein*

A pyrite-barite vein has been found in the hanging wall of the reverse fault plane with tectonic scale structure in the Cioaca Bradului mine. The vein does not appear at the surface and its main component mineral is pyrite. Marcasite and melnikovite generally appear in important amounts. The main gangue minerals are calcite and barite. Other minerals include hematite, goethite, witherite, clay minerals and chlorite.

The breccia structure of the ore is common. Disseminated, cockade dense and drusy structures have been remarked. The fine grained texture and the collomorphic structure of the ore is most typical.

Pyrite is the most abundant mineral of the ore. It occurs as small and medium size crystals with anhedral and euhedral contours. The fine grained aggregates seem to have resulted from the crystallization of colloid gels. These aggregates form the colloform bodies in concretions, showing a zonal structure. More than three microrhythms of radiating crystals and fine grains are characteristic of this zonal structure. In alternative rhythms, fine grained marcasite zones and



amorphous, dense melnikovite mass are sometimes present (Pl. II, Fig. 2). Pyrite appears as disseminated grains, compact masses and fissure fillings. The fissure fillings are predominant, while the disseminated grains increase in the more intensely altered zones, where pyrite often replaces the mafic minerals from amphibolite and amphibolitic gneiss. The compact masses of pyrite are common in the central part of the vein and sometimes present nest or ore shoot features ; they usually consist of radiating crystals, usually 3-5 mm long, exceptionally more than 10 mm (Pl. II, Fig. 2). We also notice the brecciation of the pyrite aggregates which have been subsequently broken and cemented by marcasite, melnikovite, barite, calcite and goethite (Fig. 3f,i ; Pl. II, Fig. 1). In reflected light, most of pyrite grains present a very slight anisotropy and sometimes strongly corroded outlines. We note the fact that the pyrite deposition was partially synchronous with that of calcite III from the late mineralization stage (Fig. 4).

Marcasite appears as very fine grains (5-10  $\mu$ ) and aggregates. Generally it is intimately associated with zonal bodies of pyrite. There it appears as microrhythms situated at the periphery of the pyrite bodies. The marcasite swarms cemented by gangue minerals such as calcite, quartz and goethite are also very characteristic (Fig. 3g,i). The marcasite aggregates just like melnikovite are very common for the ore vugs. These two minerals are considered to have a secondary origin ; the supposition is based on the partial change of pyrite into marcasite.

As regards the gangue minerals which are present in the breccia body we remark : the barite is generally a minor constituent and represents two generations, out of which only the former, which crystallized before pyrite, is the most important quantitatively ; calcite is abundant and it ends the mineralization process ; clay minerals, represented especially by montmorillonite, are very frequent on fissures, and the wall rock mass and the chlorite, just like clay minerals, are very common in veinlet fillings and groundmass of the rocks from the hanging wall and foot wall of the vein.

The scheme of the mineral deposition sequence (Fig. 4) may be interpreted as follows : barite<sub>I</sub>-hematite<sub>I</sub>-hematite<sub>II</sub>-barite<sub>II</sub>-pyrite-radiating pyrite-marcasite-melnikovite-barite<sub>III</sub>. The hydrothermal alteration processes comprise two stages : (1) early stage, characterized by the diopside-epidote-chlorite-carbonate<sub>I</sub>  $\pm$  quartz-clay minerals assemblage and (2) late stage, with two assemblages : (a) Ca, Ba sulphate (barite<sub>I</sub>, anhydrite)-quartz<sub>II</sub>-hematite<sub>I</sub> assemblage and (b) pyrite-marcasite-melnikovite-barite<sub>II,III</sub>-quartz<sub>III</sub>-carbonate<sub>II,III</sub>-clay minerals assemblage. The early stage assemblage is characteristic for the whole region, while the late stage assemblages are closely related to the ore zone. The boundary between the two mentioned stages is marked by an important opening of fissures, while the second large opening occurred between the first and the second assemblage of the late stage (Fig. 4).

The chemical evolution of ore-bearing solutions, can be seen in Fig. 4 ; we note the fact that the typical elements in solutions are Ba



and Fe(ox) for the first moment and Fe(ox)-Ba(As, Sb, Tl) for the second moment of the late stage (Fig. 4).

### Chemical data

In Table 1 are shown two chemical analyses from Cioaca Bradului mine ; the samples represent (1) pink-stained barite-pyrite ore from breccia barite-pyrite body and (2) white and apparently pure barite, which has been selected from the waste material. The second sample is a barite<sub>II</sub>, formed during the iron sulphide stage (Fig. 4). These analyses show some differences which confirm the fact that the pink-stained barite ore has greater amounts of hematite than white barite, rich in calcite and quartz.

The distribution of microelements in alteration wall rocks (Tab. 2), ore (Tab. 3) and pyrite concentrates (Tab. 4) involves the following discussion : (1) The microelements in hydrothermal alteration halos are generally depleted. If the rocks from the halo contain pyrite, then they are notably rich in Tl ( $0\text{--}11\text{ ppm}$ ), Sb ( $<100\text{--}280\text{ ppm}$ ) and As ( $<300\text{--}600\text{ ppm}$ ) (Tab. 2); (2) Out of the detected elements in ore only Tl ( $70\text{--}550\text{ ppm}$ ), Sb ( $100\text{--}1000\text{ ppm}$ ), As ( $0.31\text{--}0.135\%$ ) and Ag ( $3\text{--}9\text{ ppm}$ ) contents increase considerably, while others such as Cu, Pb, Zn, Mo and Sn show, with some exceptions, a relative enrichment ; the remaining elements do not show remarkable changes. It is worth mentioning other features as well : (1) as compared with pyrite-barite (white)-carbonate ore, the pink-stained barite ore is richer in Ti-Mn and V (Tab. 3); (2) the pyrite concentrates are characterized by the highest amounts of Tl (67.5-1200 ppm), Sb (0.055-0.22%), As (0.13-2.5%) and Ag (2.3-49 ppm); (3) for the rest of the elements no significant contents are to be mentioned. We may draw the conclusion that the characteristic feature of the chemism of ore-bearing solutions is their high Tl, Sb and As contents. As regards Tl, we note that it appears both in fine grained and colloform pyrite and marcasite aggregates and in coarse grained pyrite ; the most variable and the highest values (1200 ppm) occur in colloform pyrite + marcasite (Tab. 4).

The higher Tl contents in pyrite concentrates as opposed to the ore, allow the supposition that this element is closely associated with iron sulphide deposition. According to Vlasov (1966), the thallium content of the low temperature and particularly colloform varieties of iron bisulphides (pyrite, marcasite) is as high as tens percent, which can be attributed to sorptive forces. These forces can appear under specific conditions only when the iron bisulphides precipitate from colloidal solution. In this case, the decisive role is played by the coprecipitation phenomena (Rudnev and Mazurk, 1957, in Vlasov, 1966).

We note the fact that the high Tl, Sb and As content is typical for low temperature mineralizations (Vlasov, 1966). In our case, the barite-pyrite mineralization represents the upper part of the ore zone and it becomes a polymetallic occurrence towards depth, just like in other barite deposits from Romania, such as Ostra (Iancovici et al.,



TABLE 1  
Chemical analyses (%) of barites from Cioaca Bradului mine

No. sam- ple	Type of ore	BaSO <sub>4</sub>	CaCO <sub>3</sub>	CaSO <sub>4</sub>	CaCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	S <sub>2</sub> O	F <sub>e<sub>3</sub></sub>	S <sub>H4</sub>	F <sub>e<sub>3</sub></sub> C <sub>6</sub> (total)	
1	Pink ba- rite + pyrite + hematite	6107	0.47	0.87	12.09	9.80	0.025	0.25	8.22	0.52	0.28	0.11	0.08	0.043	0.13	0.52	>0.35	2.42	2.79	100.038	12.26
2	White barite	68.46	—	0.97	17.98	10.96	0.02	0.20	0.17	0.7	0.09	0.09	0.07	0.23	0.014	0.39	>0.32	—	—	99.857	0.25

TABLE 2  
Spectral analyses (ppm) of wall rock alteration, from Cioaca Bradului mine

No. sam- ple	Rock	Ti	Mn	Ni	Co	V	Cr	Zr	Mo	Cu	Pb	Zn	Ga	Sn	Tl	Sb	As	Ag
1	Argillised gneiss + pyrite + marcasite	2000	250	22	15.5	32	<3	150	6	30	50	140	15	4	90	290	6000	2
2	Limonitised gneiss	420	185	5.5	4	28	19	44	<3	8	4	270	3.5	<3	<3	<100	<300	<1
3	Argillised gneiss	420	1550	<3	9	9	<3	10	<3	2,5								
4	Migmatitic gneiss	1600	640	28	9.5	34	37	78	<3	39	2	250	5.5	<3	<3	<100	<300	<1
5	Argillised gneiss	31	2600	<3	<3	<3	<10	<3	9	<2	230	<3	<3	<3	<100	<300	<1	



TABLE 3

Sample N°	Type of ore	Spectral analyses (ppm) of ore from Cioaca Bradului mine														
		Ti	Mn	Ni	Co	V	Zr	Mo	Cu	Pb	Zn	Ga	Tl	Sb	As	Ag
1	Clay vein+barite+pyrite	2800	420	27	34	100	58	<3	57	18	140	8.5	<3	100	400	13.000
2	Pink-stained barite+pyrite	600	350	6	7	15	34	6	9	22	200	4	4	120	320	5.400
3	Pink-stained barite+pyrite+hematite+clay	850	115	9.5	11	23.5	46	<3	38.5	19	210	10	<3	33	100	3.100
4	Pink-stained barite+pyrite+hematite	1200	180	14.5	8	28	41	4.5	55	50	330	5	<3	100	1000	13.500
5	Pyrite-barite (white)-carbonate	<10	24	<3	<3	7	<10	7	18	14	240	<3	4	430	480	6.200
6	Pyrite-barite (white)-carbonate	12	21	7	6	7.5	<10	<3	25	5	270	<3	<3	550	560	9.000
7	Barite (white)±pyrite-carbonate	24	46	4	3	4	<10	<3	17	32	300	<3	<3	70	450	6.400
8	Pyrite-barite (white)-carbonate	180	19	6.5	13	7	13	7	50	43	140	<3	5	220	400	7.000
9	Pyrite-marcasite	240	70	9	5	14.5	16.5	<3	20	29	300	3	<3	70	480	7.700
10	Pyrite-barite-clay	600	140	10	9.5	15	32	9	13	36	200	4	8.5	80	260	7.000



TABLE 4  
Spectral analyses (ppm) of pyrite concentrates from Cioaca Bradului mine

No. sample	Textural type	Ti	Mn	Ni	Co	V	Mo	Cu	Pb	Zn	Sn	Tl	Sb	As	Ag
1	Fine grained and colloform pyrite	40	36	<3	9	<10	<10	32	65	240	<10	320	1.100	13.500	5.5
2	Fine grained pyrite	55	54	3	6	<10	<10	13	42	100	<10	640	1.250	19.500	8
3	Fine grained pyrite + marcasite	620	80	21	17	34	28	40	20	58	<10	130	750	20.000	16
4	Fine grained and colloform pyrite	28	36	17.5	9	32	14	46	38	50	<10	480	1.550	20.000	15.5
5	Fine grained pyrite	800	110	32	20	26	<10	75	70	50	<10	67.5	550	18.500	27
6	Zonal colloform pyrite ± marcasite	<10	100	37	30	37	<10	200	90	65	<10	900	1.800	15.000	49
7	Colloform pyrite ± marcasite	<10	300	6	6	<10	<10	19	9.5	50	<10	1.200	2.200	15.000	12.5
8	Coarse grained and radiating pyrite	30	36	<3	3	<10	<10	47	30	100	<10	500	1.600	25.000	20
9	Coarse grained pyrite	<30	33	9	13	<10	<10	54	50	100	<10	500	1.450	19.000	12
10	Coarse grained pyrite	<30	74	9	9	<10	<10	50	30	100	<10	800	1.850	21.000	12.5
11	Coarse grained pyrite	<30	28	3	4	<10	<10	12.5	60	100	<10	640	1.450	22.000	4.5
12	Coarse grained pyrite	50	120	14	12	<10	<10	40	16.5	75	<10	710	1.600	19.000	15
13	Coarse grained pyrite	230	60	11.5	8.5	17.5	<10	46	15	75	<10	400	1.450	24.000	22
14	Coarse grained pyrite	120	110	3	4	<10	<10	4	5	65	<10	500	1.250	17.000	5.5
15	Coarse grained pyrite	70	37	50	15	<10	<10	23	120	58	<10	130	600	13.000	2.3
16	Coarse grained pyrite	85	60	6.5	4	<10	<10	24	20	.58	<10	720	1.450	18.000	11.5

1963; Pitulea, Mușat, 1965), Cortelu and Bechir (Ianovici et al., 1977, 1979), Somova (Ianovici et al., 1957; Stiopol et al., 1963), as well as Lake City, Colorado (Slack, 1980), Nova Scotia, Canada (Boyle et al., 1976), Intra-Sudetic (Paulovska, 1970) and Swietokrzyskie Mts (Rubinowski, 1970) in Poland.

138741

### Final remarks

The barite-pyrite mineralization from the Cioaca Bradului area is located along the plane of the reverse fault of the tectonic scale structure affecting both the Precambrian schists and the Jurassic limestone. Two types of mineralization have been recognized: (1) a barite-pyrite breccia body, of typical metasomatic origin and formed by the Ba hydrothermal replacement of the Jurassic limestone and (2) a pyrite-barite ore vein, situated quite close to the breccia body. The mineralization presents an irregular distribution; nests and ore shoots with compact, brecciated structure are predominant. The breccia and barite-pyrite fracture fillings as well as the metasomatic replacement are quite distinct.

The mineralization is characterized by two main mineral assemblages: barite-hematite-pyrite in breccia body and pyrite-marcasite-melnikovite-barite-calcite in ore vein. The mentioned assemblages and gangue minerals were formed in acid and alkaline environments.

The two mentioned types of mineralization occur along the N-S faults and plunge by 50-75° W. This set of faults seems to be controlled by the Laramian magmatism, hydrothermal alteration and metallogenetic activities from the Șopot region. The connection between mineralization and the Laramian magmatism is visible in the Cioaca Bradului mine as well as in other areas from the Șopot region where the alkaline rhyolites are baritised. The footwall and hanging wall rocks present a large, intensive halo of hydrothermal alteration. Within this halo, clay minerals, chlorite, barite and hematite are the most characteristic minerals. The contact between the breccia body or ore vein and the crystalline schists or Jurassic limestones is graded and marked by numerous fissures and brecciated rocks, frequently argillized, chloritized and baritized.

The chemical data show that Tl, As and Sb are characteristic for the ore-bearing solution. According to literature data, these elements are typical for low hydrothermal temperature (Vlasov, 1966; Berbeleac, Zămîrcă, 1979). The Tl content ranges such as: 0-90 ppm in alteration wall rock; 70-550 ppm in ore and 67.5-1200 ppm in pyrite concentrates. The highest Tl value (1200 ppm) was found in colloform pyrite. Other Laramian low hydrothermal temperature pyrite occurrences in Romania are known in the Vălișoara-Almașul Mic region from the Metaliferi Mts (120-220 ppm, Berbeleac, Zămîrcă, 1979) and in the Bihor Mts (0-320 ppm, Lazăr et al., 1981).



## REFERENCES

- Andrei Al., Matsch E., Manolache S., Boureanu R. (1981) Report, the archives of the Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Berbeleac I., Zămîrcă A. (1979) Minéralisations filonniennes épithermales de pyrite dans la région de Vălișoara-Almașul Mic (Monts Métallifères). *Rev. roum. géol., géophys., géogr., géologie*, 23, 2, p. 183—196, Bucureşti.
- Zămîrcă A., David M. (1981) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Boyle R. W., Wanless R. K., Stevens R. D. (1976) Sulphur Isotope Investigation of Barite, Manganese and Lead-Zinc-Copper-Silver Deposits of the Walton-Cheverie Area, Nova Scotia, Canada. *Ec. geol.*, 71, p. 749—762.
- Kräutner H. G. (1980) Lithostratigraphic Correlation of the Precambrian of the Romanian Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVII, p. 229—297, Bucureşti.
- Ianovici V., Giușcă D., Stiopol V., Bacalu V. (1957) Studiu mineralizațiilor din zăcăminte de baritina și sulfuri polimetale din regiunea Somova. *Anal. Univ. „C. I. Parhon“, seria Șt. nat.*, Bucureşti.
- Giușcă D., Tănărescu F., Pitulea G. (1963) Zăcămîntul de baritina de la Ostra. *Congr. VI, Asoc. Carp.-Balc.*, Varşovia.
- Vlad S., Borcoş M., Boştinescu S. (1977) Alpine Copper Mineralization of West Romania. *Mineral. Deposita*, 12.
- Stiopol V., Măldărescu I., Popescu C. Gh. (1979) Metalogeneza chimerică din Dobrogea de nord. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., geol.*, 22, p. 11—17, Bucureşti.
- Lazăr C., Berbeleac I., Gheorghijă I., Stefan A., Vlad S., Popescu F., Ţerbănescu A., Vlad C., Jude R., Jude L. (1981) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Năstăseanu S., Dincă Al., Stănoiu I., Stillă Al. (1961) Contribuții la stratigrafia depozitelor paleo-mezozoice din regiunea Polesnic-Camenița (Banat). *D. S. Com. Geol.*, XXII (1961—1962), Bucureşti.
- Pavlovská L. (1970) Baritovája mineralizácia v cernovoi ciasti mejdudetekoi muldi (in Polish). In: Geneza, wystepowanie i poszukiwanie barytu. *Inst. geologiczni, prace*, LIX, p. 97—126.
- Pitulea G., Musat Al. (1965) Asupra prezenței unor elemente minore în zăcămîntul de baritina de la Ostra. *D. S. Com. Geol.*, LI/1, p. 137—149, Bucureşti.
- Rubinowski Z. (1970) The position of barite mineralization in the regional metallogenesis of the Góry Świętokrzyskie. In: Geneza, wystepowanie i poszukiwanie barytu. *Inst. geologiczny, prace*, LIX, p. 97—126.
- Sbarcea M. (1978) Report, the archives of the Enterprise for Drilling and Special Geological Works, Bucharest.
- Slack F. J. (1980) Multistage Vein Ores of the Lake City District, Western San Juan Mountains, Colorado. *Ec. geol.*, 75, 7, p. 964—991.
- Stiopol V., Măldărescu I., Popescu C. Gh., Martinof Gh. (1976) Cortelul ore deposits (North Dobrogea) — a new model on its formation. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., géologie*, 20, 2, p. 179—184, Bucureşti.
- Vlasov K. A. (editor) (1966) Geochemistry and Mineralogy of Rare Elements and Genetic Types of Their Deposits, vol. I. Geochemistry of Rare Elements, p. 1—688, translated from Russian, Ierusalim.



### QUESTIONS

E. Matsch : I think that the limy conglomerates related to the barytine mineralization could represent Upper Jurassic limy breccias (occurring along the faults which preserve them ; here barytine mineralizations do also occur).

*Answer* : It is true that mainly calcareous tectonic breccias, substituted by barytine, sulphides etc., do occur ; however, the limy Jurassic includes brecciated conglomerates which have underwent similar processes.

G. Pop : Does the ore deposit under discussion include any mineralized limy conglomerates ?

*Answer* : Yes, breccified and mineralized limy conglomerates do occur on the eastern limb of the scale.

Doina Săndulescu : Having in view the improbable occurrence of "banatitic" magmatites to the east of the Getic Nappe, would you consider the barytine mineralizations as remobilisations ?

*Answer* : The mineralizations described by us are unconformable ones and enter a hydrometasomatic alteration halo which acts upon the limestones and the crystalline formations. As they occur in those areas where the limestones are absent, while the Ba content (Berbeleac et al., 1981) of limestones is unimportant, we do not agree on a remobilised mineralization.

V. Serafimovici : 1. Could you account for the banatitic nature of porphyries (alkaline rhyolites), knowing that the Toplet barytine mineralization affects partly the Permian rhyolites ?

2. Does the sulphide mineralization occur on the E-W fracture system too ?

*Answer* : 1. As both the alkaline rhyolites and the Jurassic limestones of this region are barytized we cannot assume their Permian age. Therefore they are post-Jurassic in age and in the Sopot region the post-Jurassic magmatic and metallogenetic activity is absent. If the Toplet rhyolites exhibit the same features as the Sopot ones, they should be assigned to the post-Jurassic age.

2. The N-S trending fracture system acts upon the mineralization. These fractures are surrounded by E-W trending fissures, which are barytine mineralized ; however, in this region (Cioaca Bradului gallery) there occur some fractures with the same trending, which act upon the mineralization.

### DISCUSSIONS

H. Savu : According to the actual tectonic image of the South Carpathians and the Banat region, extended by some authors to the south of the Danube, we note that the Autochthon of Yugoslavia includes "Laramian" eruptions. Molybdenum mineralizations as well as those introduced by the present paper occur north of the Danube. In 1981 we conceived the model of the origin of magmas which generated the banatitic rocks. According to our model, it is possible that east of the Getic Nappe different phenomena related to banatitic magmatism did occur, confirming the authors' statement.

*Answer* : Our paper has been elaborated in agreement with the above mentioned principles.



## EXPLANATION OF PLATES

### Plate I

- Fig. 1. — A concrete calcite-barite metasomatic texture in brecciated limestone. The initial calcite is totally substituted by fine-grained barite (ba I) and consists of less barite and calcite (ba II + Ca II), hematite (he) and limonite (lm).
- Fig. 2. — A successive filling vein deposition. From the wall rock to the centre : white-grey, barite-quartz (ba I + q II); pink-stained barite aggregate (ba I); grey quartz (q II) and marcasite (mc).

### Plate II

- Fig. 1. — Ore bréccia structure. The compact white fine and medium grained barite ( $\pm$  calcite) aggregate (ba II), broken and cemented by fine-grained brecciated pyrite and marcasite aggregate (py+mc).
- Fig. 2. — Successive radiating pyrite, colloform pyrite and marcasite (py+mc) and white-grey barite-calcite in vein filling.

### Plate III

- Fig. 1. — Altered phenocryst of plagioclase (fd), biotite (bi) and quartz in alkali rhyolite. Nic. II, 20x.
- Fig. 2. — Barite megacrystal and other subsequent fine-grained barite with quartz (q) and calcite (ca) aggregates. Nic.+, 20x.
- Fig. 3. — Barite (ba) and quartz aggregate cemented by pyrite (py). Nic.+, 20x.
- Fig. 4. — Successive deposition of calcite in zonal structure of pyrite. Reflected light 20x.



## 2. ZĂCĂMINTE

### IVIRILE DE CINABRU DE LA CĂMĂRZANA (MUNTII OAŞ)<sup>1</sup>

DE

DUMITRU IŞTVAN<sup>2</sup>, ANDREI GÖTZ<sup>3</sup>, ALEXANDRU NICOLICI<sup>2</sup>,  
PETRU BARTH<sup>2</sup>

*Cinnabar. Intrusive body. Dacite. Sulphides. Mineral — paragenesis. Spectral analyses. East Carpathians. New Eruptive — Oaş.*

#### Abstract

The Cinnabar Outcrops from Cămărzana (Oaş Mountains). The cinnabar mineralizations from Cămărzana are located in the inner zone of a Dacitic intrusive body. Cinnabar occurs as veinlets, beaches, impregnations, seams, associated with marcasite+sphalerite, galena, chalcopyrite, pyrite. It is associated with quartz-cristobalite-opal, kaolinite, montmorillonite, nontronite, zeolites. The spectral analysis indicates a supply of zinc, tin, arsenic, molybden, mercury in the mineralized zones.

#### Introducere

Intensificarea cercetărilor geologice în munții Oașului a dus la obținerea de noi date asupra prezenței mineralizațiilor de cinabru în această zonă.

Cercetările geologice anterioare — Gh. Georghiță et al. (1959), Jude et al. (1961), Birlea et al. (1966) — au stabilit prezența unei aureole extinse de transformări hidrotermale, existența cinabrusui în aluviuni și prezența unor condiții structurale favorabile localizării unor mineralizații de cinabru în zona dealului Geamăna de la Cămărzana. Posibilitatea identificării unor mineralizații de cinabru în acest sector, este arătată și de Borcoș, Mocanu (1966), Borcoș et al. (1974, 1975).

Prospecțiunile geologice de mare detaliu efectuate în 1973-1974 de echipa de prospecționi a IPEG „Maramureș” — Cojocea et al. (1973),

<sup>1</sup> Depusă la 10 aprilie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 11 aprilie 1981, comunicată în ședință din 16 aprilie 1981, organizată la Baia Mare în colaborare cu IPEG „Maramureș”.

<sup>2</sup> Întreprinderea de prospecționi și explorări geologice „Maramureș”. Str. Victoriei nr. 146, 4800 Baia Mare.

<sup>3</sup> Institutul de cercetări și proiectări pentru minereuri și metalurgie neferoasă. Str. V. Babeș nr. 64, 4800 Baia Mare.



Iștvan et al. (1978) — au dus la conturarea unor iviri de cinabru în versantul NE al masivului Geamăna, a căror descriere constituie scopul prezentei lucrări.

Date importante asupra structurii geologice au fost furnizate de rezultatele prospecțiunilor magnetometrice — Hannich et al. (1969), gravimetrice — Clain (1976) și electrometrice — Corcimaru (1976).

### Structura geologică

Masivul Geamăna este situat în partea central-estică a munților Oaș, pe flancul nord-estic al bazinului Cămărzanei, la obîrșia Văii Lechinicioara.

Formațiunile sedimentare sunt de vîrstă sarmătiană și pannoniană.

Sarmătianul este constituit dintr-un complex marnos-argilos cu intercalări de gresii calcaroase, tufuri și tufite. Macrofauna și/sau microfauna<sup>5</sup> indică atît prezența părții bazale a Volhinianului inferior (Buglovianul) și a Volhinianului inferior-superior, cît și a Bessarabiului inferior.

Pannonianul are o extindere redusă, în zona Văii Benei, îngroșîndu-se spre est. Este predominant marnos-argilos, cu rare nivele de gresii cenușii, friabile (fig. 1).

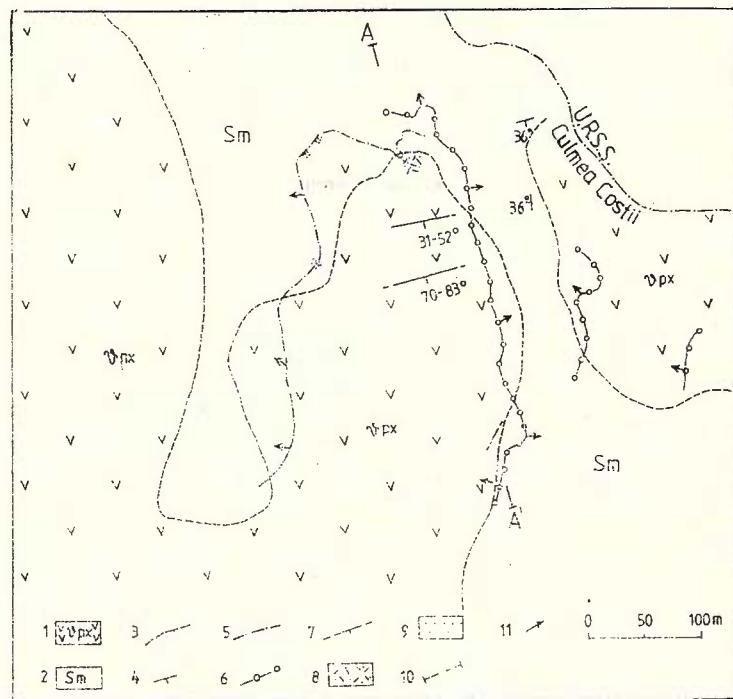


Fig. 1. — Schiță geologică a zonei Geamăna-Culmea Costii (Cămărzana).  
 1, dacit de Geamăna ; 2, sedimentar sarmătian ; 3, limită geologică ;  
 4, poziția stratelor ; 5, contactul eruptiv sedimentar la nivelul gale-

Activitatea vulcanică începe în partea bazală a Volhinianului inferior (Buglovian). Vulcanismul miocen are caracter predominant exploziv, dacitic. Produsele explozive sarmatiene au fost întâlnite doar în lucrările miniere și de foraj. Nivelul principal de tufuri dacitice are o grosime de cca 30 m. Roca are o culoare cenușiu-verzuie, cu frecvențe fiamme verzi și cuart, adesea violaceu. Spre partea inferioară crește aportul de material sedimentar, roca devenind un tufit grezos, cenușiu, stratificat. A fost identificat și un nivel inferior, cu o grosime de 7 m. Stratigrafic, aceste tufuri se paralelizează cu tuful de Remetei din depresiunea Maramureșului și cu tufurile liparito-dacitice din seria de Dorobratovo din Ucraina Transcarpatică.

Nivele de tufuri și tufite dacitice cu grosime în general redusă (10-15 cm), rar atingând 2-3 metri, apar frecvent și în complexul sedimentar Volhinian mediu-superior.

Vulcanismul pontian-pliocen are în zona Cămărzanei caracter extrusiv-intrusiv. Se edifică structuri complexe — cupole cu mici corpuri intruzive marginale. Dacitele de Geamăna care constituie petrotipul predominant, prezintă varietăți structurale funcție de forma de zăcămînt.

Mineralizațiile de cinabru identificate sunt localizate în extremitatea nord-estică a cupolei Geamăna, în dacitul de Geamăna din micul corp intruziv din cota 511. Corpul intruziv are un contur neregulat, alungit N-S, legat spre sud de Geamăna Mică și mărginit pe celelalte laturi de sedimentarul sarmatian pe care-l străbate.

### Particularități ale contactului eruptiv-sedimentar

Contactul eruptiv-sedimentar este evident de străpungere. Atât în plan orizontal cât și în plan vertical se remarcă alternanța zonelor cu înclinare periclinală și centroclinală a contactului. Punerea în loc a corpului intruziv a determinat dizlocarea mecanică a sedimentarului înconjurător. Caracterul contactului eruptiv-sedimentar este destul de variat, remarcindu-se următoarele situații :

— contact net, cvasivertical, după un plan regulat ; în acest caz dizlocarea mecanică a sedimentarului este redusă iar alterarea hidro-

riei 1 (+404 m) ; 6, contactul eruptiv-sedimentar la nivelul galeriei 2 (+364 m) ; 7, mineralizație filoniană ; 8, vinișoare și impregnații de cinabru ; 9, impregnații de cinabru ; 10, poziția secțiunii geologice ; 11, poziția contactului eruptiv-sedimentar.

Esquisse géologique de la zone de Geamăna-sommet de Costii (Cămărzana).

1, dacite de Geamăna ; 2, sédimentaire sarmatien ; 3, limite géologique ; 4, position des couches ; 5, contact éruptif-sédimentaire au niveau de la galerie 1 (+404 m) ; 6, contact éruptif-sédimentaire au niveau de la galerie 2 (+364 m) ; 7, minéralisation filonienne ; 8, veinules et imprégnații de cinabre ; 9, imprégnații de cinabre ; 10, position de la coupe géologique ; 11, position du contact éruptif-sédimentaire.



termală, localizată de obicei în zona de endocontact, afectează o zonă cu o grosime redusă ;

- contact cvasivertical cu ondulații ;

- contact neregulat cu apofize și brecifieri ; determină cele mai intense dizlocații mecanice ale sedimentarului ;

- contact cvasiconcordant cu sedimentarul.

Dizlocațiile mecanice ale sedimentarului se manifestă prin :

- deranjarea poziției depozitelor sedimentare (frecvent sedimentarul are la contact înclinări mai mari decât cele normale, uneori stratele fiind aproape verticale, apoi după o distanță de la contact de 5-10 m, înclinarea stratelor redevine normală) ;

- apariția de fracturi și oglinzi de fricțiune ;

- apariția în zona de contact a unor blocuri rotunjite sau disconoidale provenite din orizonturile inferioare (în sedimentele argiloase ale Volhinianului superior-Bessarabianului inferior apar blocuri de argile cu nivele tufitice din orizontul inferior, Volhinian inferior-Volhinian mediu) ;

- formarea de brecii de contact ca efect al celor mai intense dizlocații mecanice.. Se observă „pene“ de material argilos negrinos cu elemente de eruptiv pătrunzând pe cca 20-50 cm în roca eruptivă, sau silluri cu grosime redusă (0,10-0,20 m) intruse pe stratificația sedimentarului, în continuarea lor, în același nivel stratigrafic formindu-se zone de brecii stratiforme. Breciile de contact apar ca zone discontinue, lenticulare, cu grosime de 0,4-1 m, fiind constituite din elemente de dacit de Geamăna și gresii, prinse într-o masă argiloasă, neagră (fig. 2).

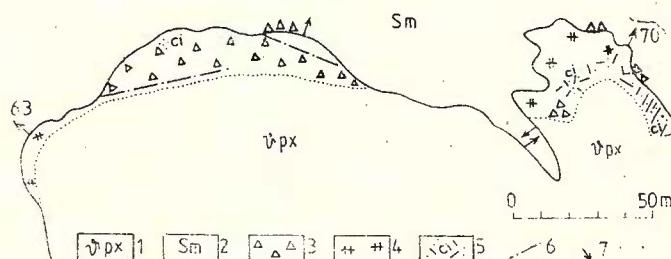


Fig. 2. — Contactul eruptiv-sedimentar în extremitatea nord-vestică a corpului intruziv [detaliu la nivelul galeriei 1 (+404 m)].

1, dacit de Geamăna ; 2, sedimentar sarmatian ; 3, zonă de brecificare ; 4, zonă de intens metamorfism hidrotermal ; 5, impregnații și vinișoare de cinabru ; 6, falie ; 7, poziția contactului eruptiv-sedimentar. Contact éruptif-sédimentaire dans l'extrême nord-ouest du corps intrusif (détail au niveau de la galerie 1 (+404 m)).

1, dacite de Geamăna ; 2, sédimentaire sarmatien ; 3, zone de bréchification ; 4, zone d'intense métamorphisme hydrothermal ; 5, imprégnações et veinules de cinabre ; 6, faille ; 7, position du contact éruptif-sédimentaire.

*Metamorfismul termic.* La contactul cu dacitul de Geamăna se remarcă doar o compactizare a rocii pe o distanță de 0,2-3 m, ceea ce indică temperatura relativ redusă a dacitului de Geamăna în momentul punerii în loc și explică amploarea dizlocațiilor mecanice. În masa corpului eruptiv au fost întâlnite rare enclave de corneene cu feldspați, biotit și cordierit. Acestea au textură šistoasă, structură granoblastică, roca fiind constituită din :

- feldspați — 50% — fin tabulari, hipidiomorfi, formând mase granulare ; analiza difractometrică indică un termen de tranziție între sanidină și albit de temperatură ridicată (45-55% Or) ;
- biotit — 30% — lamele disperse în masele granulare de feldspați, uneori acumulându-se în benzi ;
- cordierit — 5% — agregate și granule maclate.

### Metamorfismul hidrotermal

După punerea în loc a corpului intruziv au loc transformări hidrotermale. Zona de alterare hidrotermală bordează discontinuu corpul intruziv, fiind mai extinsă la suprafață și în zonele de brecifiere. Roca se albește, devine friabilă fiind puternic fragmentată, brecifiată. Alterarea constă din înlocuirea treptată a porfiricelor cu mase carbonatice, argiloase și argiloase-silicioase și înlocuirea pastei cu mase argiloase-silicioase. O fază mai avansată de transformare duce la recristalizări ale produselor secundare sau la levigarea lor, ceea ce șterge complet structura primară. În gulerile formate se depun mase caolinoase, de cristobalit și carbonați. De asemenea, în goluri și pe fisuri se depun formațiuni argiloase-silicioase (cuart-cristobalit-opal, caolinit, montmorillonit, nontronit) și limonit. Acestea sunt însotite de marcasită și cinabru. Depunerile de neominerale sunt încheiate de silicea amorfă, zeoliți și limonit.

Cinabrus este legat în cantitate redusă și sub formă de granule foarte fine, de masele argiloase-silicioase care impregnează roca. În majoritate este legat de depunerile mai recente silicioase-argiloase-limonitice, unde atinge și granulație mai mare.

Procesul de metamorfism hidrotermal determină schimbări ale microconținutului inițial al dacitelor de Geamăna, schimbări care oferă indicații asupra chimismului soluțiilor hidrotermale. Studiul caracteristicilor microchimice s-a efectuat pe baza a 137 analize spectrale<sup>6</sup> din galeria I Cămărzana, selecționate astfel încât să fie reprezentate atât rocile proaspete cât și zonele de transformare hidrotermală și mineralizăriile (tab.).

În zonele de transformare hidrotermală se remarcă o scădere accentuată a titanului și manganului, scăderi neconcludente ale galuului și cobaltului, creșteri accentuate ale conținuturilor de zinc și plumb, conținuturile de vanadiu și litiu rămânind constante.

Mineralizațiile de cinabru se caracterizează prin creșterea conținuturilor de zinc, staniu, arsen, molibden, levigarea titanului și manganului, scăderi reduse ale vanadiului, litiului, galuului.



TABEL  
Analize spectrale în galeria I Cămărzana

Elemente	Sedimentar sarmatian n = 54			Dacit de Geanăna proaspăt n = 13			Dacit de Geanăna hidrotermalizat n = 10			Mineralizații filoniene n = 40			Mineralizație tip volhu- ră n = 21		
	Δ	$\bar{x}$	n <sub>0</sub>	Δ	$\bar{x}$	n <sub>0</sub>	Δ	$\bar{x}$	n <sub>0</sub>	Δ	$\bar{x}$	n <sub>0</sub>	Δ	$\bar{x}$	n <sub>0</sub>
Pb	15–150	39	100 %	20–200	55	100 %	25–130	67	100 %	15–200	32	100 %	28–400	98	100 %
Zn	100–500	83	61 %	100–120	75	69 %	100–350	177	100 %	100–>3000	763	87 %	100–900	187	62 %
Ti	300–3000	1603	100 %	500–2200	846	100 %	700–2200	1223	100 %	300–900	601	100 %	600–2400	1185	100 %
V	30–85	51	100 %	15–30	23	100 %	10–28	21	100 %	10–27	17	100 %	14–40	22	100 %
Mn	150–3000	1243	100 %	400–2000	742	100 %	50–1800	496	100 %	300–2000	608	100 %	400–1300	171	100 %
Cr	10–65	33	94 %	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ga	3–12	6	100 %	3–15	7	100 %	3–10	5	100 %	3–10	5	85 %	4–21	5	100 %
Li	30–60	41	100 %	8–25	17	100 %	10–25	19	100 %	3–35	15	100 %	6–25	16,5	100 %
Sn	3–10	2	66 %	—	—	—	—	—	—	3–8	1,3	27 %	3–8	1	19 %
Ni	10–50	21	94 %	—	—	—	—	—	—	3–12	0,4	5 %	—	—	—
Co	3–15	7	87 %	3–5	3,4	92 %	1–5	2,8	90 %	3–7	4	100 %	3–7	3	71 %
As	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100–250	106	90 %	100–150	43	38 %
Mc	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3–7	3,3	82 %	3	0,1	5 %

$\Delta$  = interval de variație

$\bar{x}$  = medie aritmetică

n = număr de probe

n<sub>0</sub> = frecvența probelor în care apare elementul respectiv



### Mineralizațiile de cinabru

Deși nu au importanță economică, mineralizațiile de cinabru prezintă interes prin paragenezele minerale și modul lor specific de zăcămînt, avînd din acest punct de vedere afinități evidente cu mineralizațiile din cîmpul metalifer Viškovo din Ucraina Transcarpatică (fig. 3). Cinabrus a fost întlnit în mai multe puncte localizate în general în

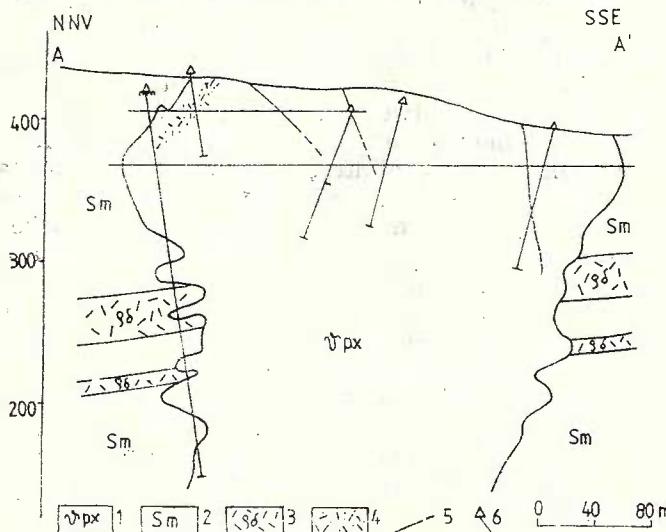


Fig. 3. — Secțiune geologică A-A'.

1; dacit de Geamăna ; 2, sedimentar sarmătian ; 3, tuf dacitic-sarmătian ; 4, impregnații și vinișoare de cinabru ; 5, filon ; 6, foraje.

Coupe géologique A-A'.

1, dacite de Geamăna ; 2, sédimentaire sarmatiens ; 3, tuf dacitique-sarmatiens ; 4, imprégnations et veinules de cinabre ; 5, filon ; 6, forages.

zona internă a corpului eruptiv și apare sub următoarele moduri de prezentare : 1, vinișoare, pelicule, impregnații ; 2, filoane ; 3, cuiburi, impregnații în brecii.

1. Primul tip este localizat strict în zona internă a corpului eruptiv, zonă care a constituit calea de acces principală a soluțiilor mineralizatoare, ecranate de marnele sarmatiene. La suprafață dacitul este intens argilizat, sericitizat, silicificat, brecifiat, cimentat cu neominerale, a căror proporție atinge 20-50% din volumul rocii.

Roca eruptivă este intens alterată, structura porfirică originară fiind trădată de petele argiloase carbonatice care înlocuiesc fenocristalele. Adesea rămîn doar goluri levigate, roca devenind poroasă (pl. I, fig. 1). Silificarea — de intensitate variată, dă rocii un aspect brecios (pl. I, fig. 2, 3). Fenocristalele de plagioclazi sunt substituite de cuiburi, pete de carbonați și mase fin solzoase, argiloase, cu silificieri slabe (pl. II, fig. 1). Rareori se mai păstrează zone exterioare înguste, proaspete.

În pastă uneori se recunoaște o textură fluidală-orientată și se păstrează microlite de feldspați aciculares sau fin tabulare. Pete fine și



granule disperse de carbonați par să substituie microlitele de melanocrate. Apar de asemenea mase fin argiloase cu silice dispersă. În cele mai multe locuri roca este puternic impregnată de mase argiloase și silicioase, depuneri mai recente, uneori în succesiuni repetate. Apar și depuneri de carbonați sub formă de cuiburi, lentile, benzi și impregnații disperse. Neoformațiunile argiloase-silicioase ocupă uneori goluri neregulate sau umplu fisuri, formând o rețea largă (pl. II, fig. 2). Depunerile argiloase sunt fin granulare, submicronice, uneori solzoase, cu pachete solzoase, vermiculare, sferoidale. Depunerile silicioase sunt de cuarț fin granular sau criptocristalin; uneori apar straturi sau cuiburi fibro-radiare de calcedonie sau pelicule și pete de opal.

Analizele difractometrice arată că masele argiloase-silicioase cripto-cristaline sunt formate din caolinit și cristobalit. În cantitate mai redusă apare montmorillonit. În masele argiloase-silicioase apare marcasită sub formă de agregate mărunte, cristale fine lamelare, disperse, în benzi sau în mod zonar (pl. III, fig. 3). Adesea formează cruste fin granulare în goluri și pe fisuri.

În unele locuri, roca este puternic impregnată cu limonit. Limonitul formează mase fin pământoase cu nontronitul sau cruste fine colomorfe. Sporadic apar agregate radiar-fibroase sau lamelare de zeoliți.

Cinabrus apare sub formă de agregate, cuiburi mici, dispers pe fisuri umplute de benzi și cruste limonitice. Granulele mai mari (pînă la 0,1 mm) sunt colțuroase, maclate și adesea corodate. Agregatele și cuiburile mici sunt constituite din granule xenomorf-alungite cu dimensiuni de 0,05-0,005 mm.

În galeria 1 Cămărzana, la 35-40 m adîncime sub afloriment, mineralizația apare sub formă de vinișoare milimetrice și pelicule constituite din cinabru, asociat cu marcasită și pirită, rar cu puțină gangă de calcit, orientate, în general NE-SV, perpendicular pe direcția contactului eruptiv-sedimentar.

În galeria 2 Cămărzana, la 80 m adîncime sub afloriment, nu s-a mai observat deloc cinabru. Apare doar o zonă de intensă argilizare în care se observă benzi de silice colomorfă cenușie-albăstrui, cu puțină marcasită. Benzile de silice au grosime redusă (2-3 cm) și caracter lenticular.

Se remarcă deci faptul că mineralizația are un grad redus de dezvoltare în adîncime, la o adîncime de cca 80 m rămînind practic doar mineralele de gangă.

2. Tipul filonian apare în masa corpului intruziv sub formă de filoane cu grosime redusă (0,01-0,40 m), variabilă pe direcție, cu orientare NE-SV, căderi spre SE și o dispoziție vag radiară. La suprafață, mineralizația are o grosime de cca 0,20 m și textură brecioasă, fiind constituită din fragmente de 1-5 cm de dacit cenușiu, intens silicifiat, slab impregnat cu pirită, cimentate cu cuarț cenușiu-inchis, cu impregnații intense de pirită, marcasită și cinabru.

Cinabrus — apare sub formă de granule fin disperse și agregate colomorfe radiar-fibroase, cu dimensiuni de 0,01-0,07 mm diseminat în cuarțul cenușiu inchis, granule xenomorfe, agregate, benzi, vinișoare și cruste fine pe fisuri, depuneri colomorfe și cristale hipidiomorfe în

goluri. Apare în proporție de 1-5%, proporție dependentă de gradul de fisurare al rocii. În afara de cinabruл пріns în masele de cuart, apar și impregnații sub formă de granule idiomorfe în masa rocii.

Pirita — apare ca forme relicte în masele de limonit, sporadic cu dimensiuni pînă la 0,05 mm.

Marcasita — (1-2%) — are forme de aggregate mici lamelare (0,01-0,04 mm), granule disperse xenomorfe sau hipidiomorfe.

Ca minerale supergene au fost identificate goethitul și limonitul.

Ganga mineralizației este constituită din silice colomorfă (10-30%), sub formă de mase sferoidale fibroase, formînd uneori un amestec foarte intim cu mineralele argiloase (25-30%), cuart (10-60%) sub formă de mase xenomorfe și zeoliți (5%), sub formă de cristale tabulare sau xenomorfe, în aggregate și cuiburi cu dimensiuni de 0,01-0,1 mm.

În adîncime se menține o zonă de intensă fisurare și argilizare a dacitului de Geamăna cu vinișoare milimetrice de marcasită și cinabru.

La nivelul galeriei 1 Cămărzana, filoanele au fost urmărite pe direcție pe cca 20-60 m. Au o grosime de 0,10-0,40 m, textură brecioasă, fiind constituite din elemente de dacit de Geamăna intens silicificat, cu structură ștearsă. Proportia elementelor de rocă este mai mare în zonele de îngroșare a filoanelor, lipsind uneori complet pe tronsoane reduse. Ca minerale metalice apar : marcasita, cinabruл, blenda, galena, calcopirita.

Marcasita — este mineralul metalic predominant, constituind 80-90% din mineralele metalice. Apare sub formă de aggregate lamelare, reticulare, cimentînd fragmentele de rocă sau ca granule disperse. Se remarcă prezența a două generații de marcasită, una mai veche, constituită din cristale idiomorfe mari și a doua — din aggregate fin lamelare, care formează cruste și înglobează granulele din prima generație și granule xenomorfe disperse de blendă și galenă. Marcasita apare de asemenea în benzi de aggregate lamelare, alternînd cu benzi de blendă colomorfă.

Cinabruл — este localizat exclusiv în zonele de brecifiere și în geode, în proporție variabilă (1-10%). Este granular sau în aggregate fine, cruste pe pereții golurilor. Cinabruл mai apare uneori în ochiurile masei de marcasită reticulară. Uneori tapisează pereții geodelor mari.

Blenda — apare sporadic sub formă de plaje mici neregulate sau granule idiomorfe corodate (proportie pînă la maxim 1%).

Calcopirita — apare sporadic sub formă de plaje de 0,05 mm, granule de 0,02 mm disperse în marcasită.

Mineralele de gangă — apar în proporție redusă și sunt constituite din cuart, silice criptocristalină și minerale argiloase.

Se remarcă existența a trei secvențe mineralizatoare : o primă secvență în care s-a depus marcasita I ; a doua secvență — blendă, sporadic galenă și calcopirită ; ultima secvență — marcasita II și cinabru.

Primele două secvențe apar și sub forma unor vinișoare centimetriche, cu zonele marginale constituite din marcasita I cu gangă de cuart, în centru — carbonați cu impregnații rare de blendă și galenă. Silicea criptocristalină acoperă sub formă de cruste, benzi rubanate și mase colomorfă, cinabruл și marcasita II.

**3. Cuiburi și impregnații în brecii.** Sporadic în zonele de brecificiere tectonică a dacitului din apropierea contactului eruptiv-sedimentar au fost întâlnite cuiburi și impregnații de cinabru. Cinabrusul tapisează golurile din brecie sau apare sub formă de cuiburi neregulate în golurile din cimentul breciei. Uneori apar fragmente de rocă cu pelicule de cinabru.

Se remarcă controlul litologic destul de strict al prezenței cinabrului, care este localizat în excludere în zone fisurate cu goluri și geode. O altă caracteristică este prezența frecventă a unor hidrocarburi fluide, maronii. Analiza în infraroșu<sup>7</sup> indică prezența componentelor indicate de literatură pentru țiței-alcani, cicloalcani, hidrocarburi aromatice. Hidrocarburile fluide apar pe planele de fisură ale dacitului, pe unele fisuri cu calcit, cu marcasită, în zonele brecioase cu carbonatari intense și pe porțiunile de filon cu textură brecioasă. Prezența acestor hidrocarburi în dacitul de Geamăna o considerăm datorată efectului de „distilare“ determinat de punerea în loc a corpului de dacit de Geamăna în sedimentarul argilos bogat în substanțe organice și migrarea ulterioară a hidrocarburilor în zonele fisurate și cu goluri.

Ivirile de cinabru de la Cămărzana se dispun în extremitatea sudică a faliei Șaian, care controlează dispunerea cupolelor intruzive Șaian și Rakoș (în a cărei extremitate sudică se situează structura Geamăna), legat de acestea fiind cunoscute zăcămintele de mercur Bolșoi Șaian și Povorotnoe din cîmpul minier Viškovo din Ucraina Transcarpatică (Skarjinskii, 1975).

### Concluzii

Ivirile de cinabru de la Cămărzana sunt localizate în zona internă a unui corp intruziv dacitic. Cinabrusul apare ca vinișoare, plaje, impregnații, filonașe. Se remarcă prezența a trei secvențe mineralizatoare: 1, marcasită I; 2, blendă, sporadic galenă, calcopirită; 3, marcasită II și cinabru.

Cele trei secvențe au fost identificate împreună doar în filoane. În cazul impregnațiilor și vinișoarelor este prezentă în general doar ultima secvență mineralizatoare. Este evident controlul litologic și structural al ivirilor de cinabru, acestea disponindu-se în zona contactului eruptiv-sedimentar, care a constituit calea principală de acces a soluțiilor mineralizatoare, ecranate de complexul sedimentar sarmașian. Soluțiile mineralizatoare au determinat levigarea titanului și manganului și creșterea accentuată a microconținuturilor de mercur, staniu, zinc, arsen și molibden.

<sup>4</sup> Determinată de V. Dragu — IGPSMS, București.

<sup>5</sup> Determinată de C. Cornea și Y. Babucea — IGPSMS, București.

<sup>6</sup> Analizele spectrale au fost executate la IGPSMS, București.

<sup>7</sup> Executată la ICPMMN, Baia Mare.



### BIBLIOGRAFIE

- Birlea V., Birlea L., Ionescu O. (1966) Raport, arhiva IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
- Borcoş M., Mocanu D. (1966) Proiect, arhiva IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
- Gheorghită I., Lang B., Marinescu F., Peltz S., Stan N., Stanciu C., Mîndroiu V., Udrescu C., Vasiliu C., Volanschi E., Ander P., Dimitriu Al. (1974) Raport, arhiva IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
  - Ander P., Dimitriu Al., Gheorghită I., Lang B., Marinescu F., Mîndroiu V., Peltz S., Stan N., Stanciu C., Udrescu C., Vasiliu C., Volanschi E. (1975) Raport, arhiva IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
- Clain E. (1976) Raport, arhiva IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
- Cojocea C., Weisz G., Istvan D., Ronai E. (1973) Raport, arhiva IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
- Corcimaru L. (1976) Raport, arhiva IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
- Gheorghită I., Teodoru L., Jude R., Barbu F. (1959) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- Hannich D., Hannich E. (1969) Raport, arhiva IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
- Istvan D., Cojocea C., Weisz G., Edelstein O., Barth P., Hăngănuț A., Grigor D. (1978) Raport, arhiva IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
- Jude R., Barbu F., Ioanidu C. (1961) Raport, arhiva IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
- Skarjinskii V. I. (1975) Gheologhia rtutnih mestorodjenii i rudoproizavlenii Ukrainsk. Naukova Dumka, 284 pag., Kiev.

### AFFLEUREMENTS DE CINABRE À CĂMĂRZANA (MONTS OAŞ)

#### (Résumé)

Les affleurements de cinabre identifiés à Cămărzana sont localisés dans la zone interne d'un petit corps intrusif marginal de la coupole de Geamăna. Le corps intrusif traverse des formations sédimentaires sarmatiennes (base du Volhinien inférieur-Bessarabien inférieur), en déterminant le dérangement de la position des dépôts sédimentaires, l'apparition de dislocations et miroirs de faille, l'apparition dans la zone de contact des blocs arrondis ou discoïdaux de roches provenues des horizons inférieurs, la formation des brèches de contact.

Le cinabre a été rencontré en plusieurs points, se présentant sous la forme de :

1. *Veinules, pellicules, imprégnerations.* Le cinabre apparaît sous forme d'agrégats, de petits nids, de granules répandues le long des fissures. Les granules plus grandes (jusqu'à 0,1 mm) sont couvertes d'aspérités, maclées et souvent corrodées. Il est associé à la marcassite et à la pyrite, et les minéraux de gangue sont constitués de quartz, cristoballite, calcédoine-opale, kaolinite, montmorillonite. On remarque souvent de fréquentes pellicules de cinabre développées sur les plans de refroidissement de la dacite.

2. *Filons,* d'épaisseur réduite (0,01-0,40 m), étant poursuivis sur 20-60 m. A la surface, le cinabre apparaît sous forme de granules finement dispersées et



d'agrégats colloformes radiaires-fibreux, à dimensions de 0,01-0,07 mm, associé à la pyrite et à la marcassite. La gangue est constituée de silice colloforme, minéraux argileux et quartz. A 35-40 m de profondeur, au-dessous de l'affleurement, la proportion de minéraux de gangue baisse. Le minéral prédominant est la marcassite, qui constitue 80-90% des minéraux métalliques. Le cinabre apparaît exclusivement dans les zones de bréchification et dans les géodes. Il est granulaire ou en agrégats fins et croûtes. Sporadiquement, apparaît aussi la blende (sous forme de plages petites ou de granules idiomorphes corrodées, de calco-pyrite) — plages et granules petites — de 0,02 mm, dispersées dans la marcassite et dans la pyrite.

3. *Nids et imprégnations en brèches.* Dans les zones bréchifiées de l'éruptif, à vides et fissures, apparaissent de rares nids de cinabre dans des vides et des imprégnations. Parfois, le cinabre forme des croûtes autour des éléments de la roche.

On remarque le contrôle lithologique assez strictement de la présence du cinabre (localisé presqu'en exclusivité dans des zones fissurées, des vides et des géodes) et le contrôle structural (les minéralisations se développant d'une manière prépondérante dans la zone d'endocontact du corps intrusif dacitique).

Une autre caractéristique est la présence fréquente des hydrocarbures fluides, de couleur brune, constituées d'alcanes, cycloalcanes, des hydrocarbures aromatiques, localisées sur les plans de fissuration de la dacite, sur quelques fissures à marcassite et carbonates, dans les zones brécheuses à carbonations intenses et sur les portions de filon à texture brécheuse.

Par leurs particularités, les affleurements de cinabre de Cămărzana présentent de grandes affinités avec les minéralisations du champ minier de Viškovo de l'Ukraine transcarpathique.

## EXPLICATIA PLANSELOR

### Planșa I

- Fig. 1. — Rocă poroasă, alterată, cu cuiburi fin granulare de cinabru. X 5.  
Roche poreuse, altérée, à nids finement granulaires de cinabre. X 5.
- Fig. 2. — Rocă fragmentată, alterată, cimentată de mase silicioase. Pe goluri — cruste de limonit cu cinabru. X 2.  
Roche fragmentée, altérée, cimentée par des masses siliceuses. Dans les nids — croûtes de limonite à cinabre. X 2.
- Fig. 3. — Fragmente de rocă alterată cimentate de mase silicioase cu marcassită. X 8.  
Fragments de roche altérée cimentés par des masses siliceuses à marcassite. X 8.

### Planșa II

- Fig. 1. — Rocă brecioasă. În parte se păstrează structura porfirică, cristalele porfirice sunt înlocuite de mase argiloase. În pasta fluidală apar plagioclazi aciculari. Fragmente mai mici cu textură stearsă sunt prinse în mase silicioase impregnate de marcassită. Secțiune subțire. X 32.



Roche brécheuse. La structure porphyrique se maintient, les cristaux porphyriques sont remplacés par des masses argileuses. Dans la pâte fluide apparaissent des plagioclases aciculaires. Les fragments plus petits à texture effacée sont englobés en masses silicieuses imprégnées de marcasite. Section mince. X 32.

Fig. 2. — Fragmente de rocă argilizată prinse în mase silicioase-argiloase. Marcașită dispersă și în benzi fine. Secțiune lustruită. X 64.

Fragments de roche argileuse englobés en masses siliceuses-argileuses. Marcassite dispersée aussi en bandes fines. Section polie. X 64.

Fig. 3. — Cruste colomorfe de silice amorfă cu agregate sferoidale-lamelare sau pete fine de cinabru. Secțiune lustruită. X 64.

Croûtes colomorphes de silice amorphe à agrégats sphéroïdaux-lamellaires ou taches fines de cinabre. Section polie. X 64.

### Planșa III

Fig. 1. — Cruste și agregate sferoidale de cinabru în alternanță cu mase fin granulare, colomorfe, de silice și limonit. Secțiune lustruită. X 128.

Croûtes et agrégats sphéroïdaux de cinabre en alternance avec des masses finement granulaires, colomorphes de silice et limonite. Section polie. X 128.

Fig. 2. — Depuneri zonale de silice cu granule de cinabru. Goluri încrustate de limonit. Secțiune lustruită. X 64.

Depôts zonaires de silice à granules de cinabre. Nids enrobés de limonite. Section polie. X 64.

Fig. 3. — Fragmente și granule de cinabru într-o masă reticulară poroasă de limonit. Secțiune lustruită. X 128.

Fragments et granules de cinabre dans une masse réticulaire poreuse de limonite. Section polie. X 128.



Geological Institute of Romania  
Buletinul Institutului Geologic al României  
Nr. 10, 1970  
Editor: C. M. Popescu  
Revista de geologie și tehnogeologie  
Revista de geologie și tehnogeologie

Geological Institute of Romania  
Buletinul Institutului Geologic al României  
Nr. 10, 1970  
Editor: C. M. Popescu  
Revista de geologie și tehnogeologie  
Revista de geologie și tehnogeologie



Institutul Geologic al României

## 2. ZACĂMINTE

### CONTRIBUȚII LA CUNOASTEREA MINERALIZAȚIEI „PORPHYRY COPPER“ DE LA LĂPUȘNICU MARE, BANAT<sup>1</sup>

DE

ION INTOSUREANU<sup>2</sup>, GHEORGHE NEGŪT<sup>3</sup>, VASILE POMĂRELEANU<sup>2</sup>

*Porphyry copper mineralizations. Banatitic rocks. Thermal metamorphism. Metasomatic metamorphism. Copper. Molybdenum. Genetic model. Magma genesis. Evolution stages. South Carpathians. Getic domain, crystalline. Semenic — West Almaj Mts.*

#### Abstract

Contributions to the Knowledge of the "Porphyry copper" Mineralization from Lăpușnicu Mare, Banat. The porphyry-copper mineralization is located in a body of banatitic rocks (monzonodioritic quartziferous-granodioritic porphyries) associated to the Laramic phase. The contact metamorphism has generated hornfelses with hornblende or hornfelses with albite-epidote, while the metasomatic metamorphism has determined biotitic, propylitic, phyllitic, argillitic and zeolitic type alterations, which are toughly concentrically disposed. The Cu ± Mo mineralization appears in a finely disperse form (disseminations, impregnations) or as veinlets (stockwork). In order to explain the genesis and characteristics of the mineralization, a model of evolution was proposed, which supposes the presence of four successive stages: a magmatic, a late magmatic (of crystallization), of fissure and a pneumatolitic-hydrothermal one. Each stage is characterized by its own features.

#### 1. Introducere

Mineralizația porphyry copper de la Lăpușnicu Mare (județul Caraș-Severin) este situată în partea sudică a Munților Semenic, în bazinul Văii Lăpușnic — punctul denumit Gura Săliștei. Sub aspect geologic zona respectivă aparține aliniamentului central de roci eruptive banatitice (Giuşcă et al., 1966), care la sud de Dunăre se continuă

<sup>1</sup> Depusă la 12 mai 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 13 mai 1981, comunicată în ședința din 19 mai 1981.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București 32.

<sup>3</sup> Întreprinderea de foraje și lucrări geologice speciale. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București 32.



în Masivul Timok (R. S. F. Iugoslavia). Astfel mineralizația cercetată se încadrează într-o centură metalogenetică majoră, care se dezvoltă din Carpați pînă în Asia Orientală.

În lucrarea de față ne propunem să prezentăm cîteva rezultate obținute în cercetarea acestei mineralizații, prin lucrările de explorare și studiile efectuate în ultimii ani.

## 2. Cercetări anterioare

Primele informații de care dispunem asupra mineralizației de la Lăpușnicu Mare sunt furnizate de Hanomolo et al. (1961) care menționează existența unei încercări miniere vechi, ce a urmărit impregnațile de calcopirită și pirită auriferă legate de corporurile banatitice și propun totodată lucrări de explorare. În perioada 1961-1964, se execută de către ISEM, galeriile II și III care au urmărit mineralizația cu aspect de volbură din apofiza banatitică, iar mineralizația din corneene a fost cercetată prin galeria I și cîteva foraje (Neguț, Popa, 1964; Hanomolo, 1962). În anul 1970, apare foaia Lăpușnicu Mare din Harta geologică a R.S.R. scara 1 : 50.000 (Năstaseanu, Savu, 1970) unde formațiunile cristaline din regiune sunt încadrate în seriile de Sebeș-Lotru, de Miniș și de Buceava.

Studii complexe (petrografice, geochimice, geofizice) asupra magmatitelor și mineralizațiilor banatitice din regiune au fost întocmite de Gunnensch et al. (1975), Întorsureanu (1974), Andrei et al. (1977), propunîndu-se explorarea mineralizației cuprifere în profunzime, cu ajutorul lucrărilor de foraj. Ianovici et al. (1977) elaborează un studiu de ansamblu asupra mineralizațiilor porphyry copper alpine din România, tip în care este inclusă și volbura cupriferă de la Lăpușnicu Mare (Bozovici). În ultimii ani IFLGS execută 5 foraje de adîncime medie, pentru cercetarea pe verticală a mineralizației de la Gura Săliștei, iar parte din aceste rezultate sunt cuprinse în rapoartele întocmite de Întorsureanu et al. (1980, 1981). Un studiu preliminar al incluziunilor fluide și aprecieri asupra posibilităților de utilizare a acestora ca indici în prospectarea zăcămintelor porphyry copper, au efectuat Pomărleanu, Întorsureanu (1981).

## 3. Cadrul geologic

Cadrul geologic regional se înscrie în zona de curbură sud-vestică a Carpaților Meridionali, iar evoluția geologică a acestora a fost prezentată în numeroase lucrări (Streckeisen, 1931; Codarcea, 1940; Savu, 1965, 1973; Bercia, Bercia, 1980 etc.).

Cadrul geologic local este alcătuit din sisturi cristaline și roci eruptive banatitice (fig. 1).

3.1. *Sisturile cristaline* aparțin domeniului getic, care în vecinătatea imediată a mineralizației sunt reprezentate prin seria de Miniș, alcătuită preponderent din sisturi cuarțitice cu biotit + feldspați și sisturi cuarțitice cu biotit ± hornblendă, în care sunt intercalate nivele sau



lentile de șisturi amfibolitice  $\pm$  zoizit, filite cu muscovit, șisturi carbonatice etc. Asociația caracteristică este alcătuită din biotit + hornblendă + muscovit  $\pm$  clorit, ceea ce arată că metamorfismul seriei s-a

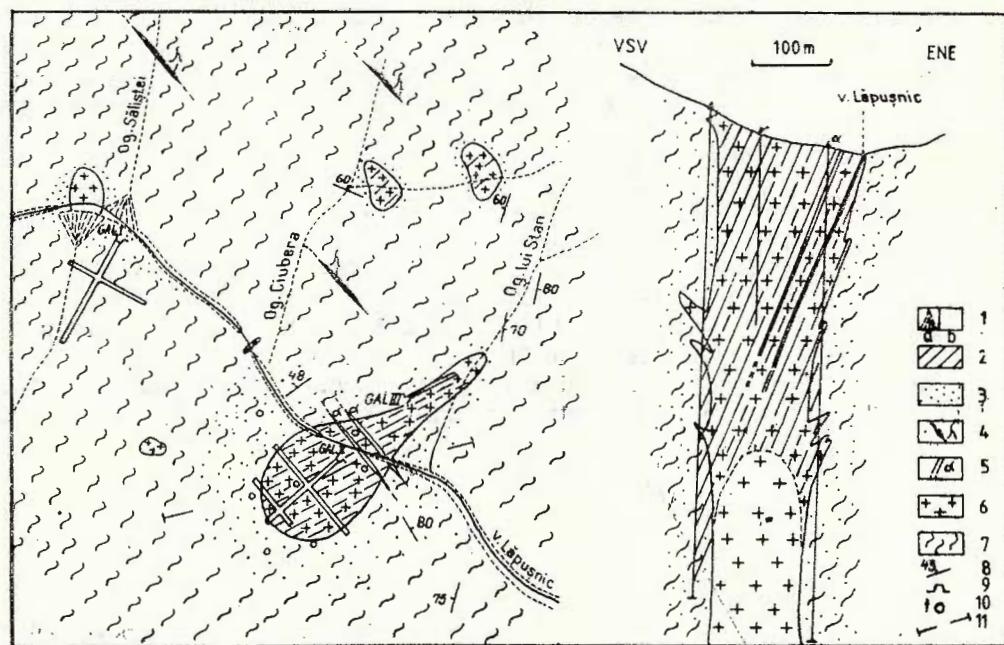


Fig. 1. — Schiță geologică în zona Lăpușnicu Mare (Gura Săliștei), Banat. 1.a, conuri de dejecție ; 1.b, aluviumi ; 2, mineralizație porphyry copper ; 3, corneene ; 4, lamprofire (odinite) ; 5, andezite cu hornblendă ; 6, porfire monzodioritice cuartifere-granodioritice ; 7, seria de Miniș ; 8, poziția formațiunilor ; 9, galerie de explorare ; 10, foraje de explorare ; 11, direcția secțiunii.

Esquisse géologique dans la zone de Lăpușnicu Mare (Gura Săliștei), Banat. 1.a, cônes de déjection ; 1.b, alluvions ; 2, minéralisation porphyry copper ; 3, cornéennes ; 4, lamprophyres (odinites) ; 5, andésites à hornblende ; 6, porphyres monzodioritiques quartzifères-granodioritiques ; 7, série de Miniș ; 8, position des formations ; 9, galerie d'exploration ; 10, forages d'exploration ; 11, direction de la coupe.

produs în condițiile faciesului șisturilor verzi — zona cu biotit — în cadrul ciclului dalslandian (Savu, 1973).

3.2. Rocile eruptive (banatitice) alcătuiesc corpuri intrusive sub-vulcanice și filoniene, cu dimensiuni reduse și sunt cantonate în cristalinul domeniului getic. Sub aspect petrografic sunt reprezentate, în principal, prin porfire monzodioritice cuartifere cu treceri spre porfire granodioritice, la care se adaugă, în mod subordonat, aplite granitice, andezite cu hornblendă și lamprofire (odinite). Porfirele monzodioritice

cuartifere-granodioritice, formează cîteva apofize, dintre care cea mai dezvoltată este alungită pe direcția NE-SV și aflorează în firul văii Lăpușnic (Gura Săliștei), pe o grosime de aproximativ 130 m. Aplitele granitice formează filoane cu grosimi reduse care intersectează atît porfirele monzdioritice-granodioritice cît și corneenele din zona de contact. Andezitele cu hornblendă și lampprofirile formează cîteva filoane cu grosimi metrice, localizate pe fracturi NV-SE cu înclinări sud-vestice, care au afectat unele corpuri de roci banatitice și formațiunile cristaline.

Întrucît mineralizația cupriferă este localizată în cea mai mare parte în porfire monzdioritice cuartifere-granodioritice, prezentăm chimismul acestora (limitele principalelor oxizi, în procente) stabilit prin analiza a trei eșantioane : SiO<sub>2</sub> (60,55-62,56), TiO<sub>2</sub> (0,24-0,49), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (17,04-18,63), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2,11-2,61), FeO (2,33-3,09), MnO (0,04-0,108), MgO (2,22-3,50), CaO (4,72-5,77), Na<sub>2</sub>O (3,38-3,45), K<sub>2</sub>O (1,78-2,14), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,07-0,26), CO<sub>2</sub> (0,10-0,26), H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> (0,73-0,85), H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> (0,10-0,79). (analisti : Didina Nacu și Maria Dumitrescu). Calculul normei după metodele C.I.P.W. și Barth și proiectarea parametrilor pe diagrama QAP (fig. 2) arată că rocile respective se plasează într-o zonă restrinsă situată

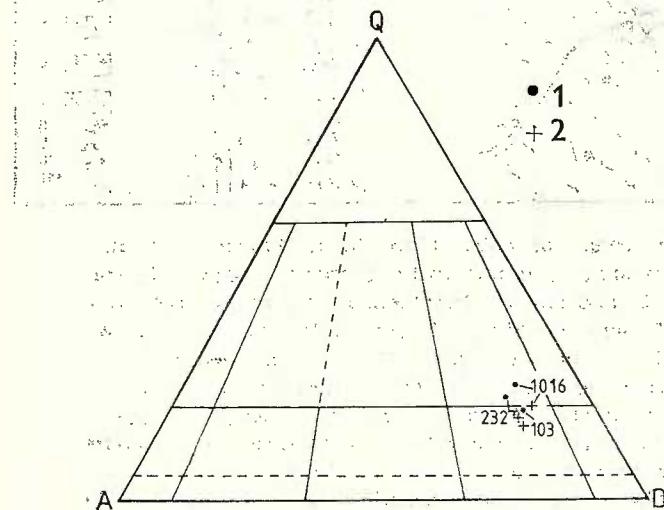


Fig. 2. — Diagrama QAP.  
1, normă C.I.P.W.; 2, normă Barth.

Diagramme QAP:  
1, norme C.I.P.W.; 2, norme Barth.

la lîunita dintre cîmpul monzdioritelor cuartifere și cel al granodioritelor. Datele petrochimice (Intorsureanu et al., 1980) subliniază caracterul calco-alcalin al magmelor banatitice din regiune, specific zonelor de subducție (Rădulescu, 1979) și consolidate în condiții subvulcanice (Giuşcă et al., 1966).

#### 4. Metamorfismul termic și metasomatic

##### 4.1. Corneene

În jurul intruziunilor laramice s-au dezvoltat procese termice de contact care au afectat formațiunile cristaline ale seriei de Minis, pe distanțe de cîteva sute de metri. Astfel, în aureolele metamorfice s-a format o gamă de corneene, de culoare negricioasă-pătate, dure și care

conservă, în mare parte, aspecte texturale ale rocilor inițiale. Zona internă, bine dezvoltată, este formată din corneene cu hornblendă  $\pm$  diopsid  $\pm$  biotit  $\pm$  plagioclazi  $\pm$  granați (faciesul corneenelor cu hornblendă), după care urmează zona externă alcătuită din corneene cu epidot  $\pm$  albit  $\pm$  biotit  $\pm$  cuarț (faciesul corneenelor cu albit și epidot). Între cele două zone există interferențe iar zona externă trece treptat spre metamorfite slab cornificate, cu recristalizări care scad gradat în intensitate.

#### 4.2. Metasomatite

Fluidele reziduale sau postmagmatische, generate de magmatismul banatitic au determinat un metamorfism metasomatic, însotit de slabe depunerile pe fisuri, care a afectat atât intruziunile laramice cât și corneenele pe distanțe de ordinul metrilor față de contact. Produsele rezultate se caracterizează prin asociații mineralogice și faciesuri specifice zăcămintelor porphyry copper generate în zonele andine, conform modelului propus de Lowell, Gilbert (1970). Astfel, observațiile noastre (În torsureanu et al., 1980, 1981), efectuate pe materialul extras din carotele forajelor recent executate, au condus la identificarea produselor formate în faciesul potasic, propilitic, filic, argilitic și cu totul subordonat, în faciesul zeolitic.

Produsele faciesului potasic sunt bine dezvoltate, fiind întâlnite în aflorimente și în lucrările de explorare (galeria II, forajele 65.526, 65.528, 65.530). Asociația caracteristică este alcătuită din biotit  $\pm$  cuarț  $\pm$  ortoza  $\pm$  magnetit care se formează prin substituția, în proporții variate, a mineralelor primare din masa porfirelor monzodioritice-granodioritice cuarțifere. Dintre neoformațiuni, cel mai răspândit este biotitul, format printr-un proces de biotitizare, foarte probabil, legat de un stadiu inițial de evoluție al sistemului magmatic. La microscop se observă substituția hornblendei și a biotitului primar de către biotitul secundar, care formează paie xenomorfe, în general cu dimensiuni mici, de culoare verzui-gălbui (pl. I, fig. 1). Foarte rar s-au observat mici agregate criptocristaline de biotit dezvoltate în interiorul plagioclazilor. Ortoza apare rar, fiind întâlnită doar în cîteva secțiuni sub formă de vînișoare microscopice, care intersectează mineralele primare. Magnetitul secundar, cu contururi xenomorfe, deși apare în cantități subordonate, este caracteristic pentru produsele faciesului potasic, formate în condiții de temperatură ridicată. Sub aspect metalogenetic, de roci biotitizate este asociată o mineralizație fin dispersă.

Produsele faciesului propilitic sunt situate în zone periferice afectînd aproape toate rocile banatitice cu excepția lamprofirilor. Aceste neoformațiuni se dezvoltă aproape în exclusivitate pe seama melanocratelor și sunt reprezentate prin clorite + carbonați + epidot  $\pm$  sfen. La microscop se constată că hornblenda este substituită de un agregat de clorite, epidot și carbonați în timp ce biotitul — primar sau secundar — este substituit în special de clorite. Considerăm că în cazul propilitizării, fluidele postmagmatische au circulat prin difuzie, în deschideri mici, după cum se poate deduce din uniformitatea acestor produse și lipsa unor fisuri sau fracturi majore.



Produsele faciesului filic apar aproape în toată masa porfirelor monzodioritice-granodioritice cuartifere din apofiza de la Gura Săliștei, după cum au arătat lucrările miniere și de foraj. Cu dezvoltare mai redusă aceste produse au mai fost identificate și în alte apofize (Ogașul, Ciubera, Ogașul Săliște etc.). Neoformațiunile sunt reprezentate prin sericită + cuart  $\pm$  clorit  $\pm$  carbonați, strâns legate de microfisurile, divers orientate, ce afectează o parte din apofizele de roci laramice. Acest proces se suprapune în mare măsură peste biotitizare, dar are o dezvoltare spațială mai largă, iar fluidele au circulat, în principal, pe sistemul de microfisuri, depunind totodată și produsele metalifere.

Produsele faciesului argilitic sunt neuniform răspândite. Cele mai intense argilizări sunt asociate unor zone de fracturi, care au permis o intensă circulație a fluidelor. Rocile intens argilizate sunt dezvoltate în pereții fracturilor pe distanțe de 1-2 m, roca devenind friabilă, cenușiu-albicioasă și pe alocuri fin impregnată cu pirită. Analizele cu RX au arătat că mineralele argiloase formate în zonele de fracturi sunt reprezentate prin montmorillonit și caolinit (analist I. V a n g h e l i e). În secțiuni subțiri s-a mai observat o argilizare fină, sub formă de agregate criptocristaline, nedeterminabile la microscop, care se dezvoltă pe seama feldspațiilor, din zone marginale ale intruziunilor banatitice.

Ultimele produse ale alterației endogene aparțin faciesului zeolitic care are o dezvoltare locală, fiind asociat unor zone intens fisurate din masa corpurilor banatitice. Zeoliții apar pe fisuri sau prin substituția feldspațiilor și sunt reprezentați prin laumontit și stilbit.

Pentru urmărirea modificărilor chimice asociate proceselor metasomaticice, în tabelul 1 prezentăm date analitice pentru compoziții majori (%) și elemente minore (ppm), atât pentru roci proaspete cât și pentru roci alterate, pe faciesuri, cu excepția celui propilitic.

Din analiza valorilor înscrise în tabel se constată la oxizi, variații reduse, cu excepția unor compoziții. Astfel la faciesul potasic, se constată o slabă diminuare a silicei, aluminei etc. și un slab aport de potasiu, elemente feromagneziene și apă. La faciesul filic se observă un aport de silice, însotit de o ușoară levigare a tuturor elementelor, iar pentru faciesurile argilitice și zeolitice se constată levigarea silicei, magneziului etc. și un aport de calciu, CO<sub>2</sub>, apă etc. Dintre elementele minore, variații importante prezintă cuprul, întrucât în rocile proaspete conținuturile sunt de 62 ppm, iar în zona potasică, filică sau argilitică, ajunge la 333, 1100, respectiv 1140 ppm, în timp ce pentru faciesul zeolitic se observă o levigare a acestui element. Plumbul este, mai mult sau mai puțin, levigat din toate cele patru zone, iar pentru zinc se constată o concentrare, în faciesul potasic. Restul elementelor minore, prezintă variații mici, lipsite de importanță metalogenetică.

## 5. Mineralizăția

Produsele activității metalogenetice asociată magmatismului banatitic sunt reprezentate printr-o mineralizare cupriferă săracă, de tip porphyry copper  $\pm$  Mo, localizată preponderent în corpul de porfirie monzodioritice cuartifere-granodioritice de la Gura Săliștei.



TABELUL 1

Conținuturile în elemente majore și minore din roci

Nr. crt.	Componentă	Roci proaspete * (Media probelor 103, 232, 1016)	Facies potasic Media probeelor 1031, 1275, 1284)	Facies filic proba 1017	Facies argilitic proba 1237	Facies zeolitic proba 1086
Elemente majore %						
1	SiO <sub>2</sub>	61,77	60,03	72,44	46,38	57,74
2	TiO <sub>2</sub>	0,40	0,58	0,26	0,53	0,52
3	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,01	16,67	11,84	22,36	16,92
4	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,50	3,25	2,83	1,83	2,83
5	FeO	2,74	3,43	1,95	0,60	3,39
6	MnO	0,07	0,08	0,03	0,04	0,09
7	MgO	2,91	3,46	1,28	1,13	2,41
8	CaO	5,12	4,77	3,30	9,56	5,67
9	Na <sub>2</sub> O	3,42	2,84	1,89	0,35	3,25
10	K <sub>2</sub> O	1,78	2,03	1,64	0,75	2,58
11	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,13	0,09	0,14	0,14
12	S	...	0,21	0,15	0,34	0,01
13	CO <sub>2</sub>	0,18	0,34	0,19	6,04	0,29
14	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,81	1,46	1,09	6,61	3,37
15	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,37	0,94	0,57	3,90	0,77
Total		100,27	100,22	99,75	100,06	99,98
Elemente minore (ppm)						
1	Cu	62	333	1100	1140	10
2	Pb	61	41	7,5	28	11,5
3	Zn	59	350	—	—	57
4	Sn	4	2	—	—	5
5	Mo	—	1	—	—	—
6	Ni	11	13	11	11,5	9
7	Co	21	14	7	14,5	11,5
8	Cr	20	14	—	10,5	—
9	V	201	207	100	176	170
10	Sc	—	22	9	18,5	17
11	Ga	19	20	13	18,5	20
12	Y	17	18	12	13,5	21
13	Zr	133	153	68	132	140
14	Ba	653	855	790	308	860
15	Yb	2	6	1,2	1,9	2,1
16	Sr	851	837	320	105	510
Nr. analize		10	3	1	1	1

Analiști elemente majore: D. I. Nacu (pr. 103, 232) și Maria Dumitrescu (pr. 1016, 1017, 1031, 1086, 1237, 1275, 1286).

Analiști elemente minore: Ana Șerbănescu și Alla Zămircă.

\* = porfire monzodioritice cuarțifere-granodioritice

— = sub limita de detecție

... = nedozat



### 5.1. Aspecte structural-texturale

Sub aspect structural-textural se deosebesc două subtipuri și anume o mineralizație fin dispersă, subordonată și alta sub formă de filonașe (stockwerk), bine reprezentată.

Mineralizația fin dispersată este strîns asociată cu zonele de biotitizare și este reprezentată prin magnetit  $\pm$  pirită  $\pm$  calcopirită, în general sub formă de cristale xenomorfe cu  $\emptyset < 0,4$  mm. Aceste observații pledează pentru atribuirea mineralizației disperse, unei prime faze de mineralizare, care a avut loc, foarte probabil, în condițiile stadiului tîrziu magmatic.

Mineralizația cu aspect de stockwerk se prezintă ca filonașe cu grosimi mici (0,5-20 mm) și orientări foarte variate, care se intersecțează frecvent (pl. I, fig. 3). Pe aceste fisuri s-a depus un cuarț alb-lăptos, cu cristalinitate medie, asociat frecvent cu pirita și calcopirita (pl. I, fig. 4). Frecvența microfisurilor mineralizate este mai mare la partea superioară a corpului intrusiv, în timp ce spre adâncime s-a remarcat o tendință clară de scădere a densității acestora. Rețeaua de microfisuri afectează uneori și corneenele cu hornblendă, din vecinătatea imediată a contactului intrusiv, pe distanțe de cîțiva metri, dar în acest caz conținuturile de calcopirită sunt mai reduse. Această mineralizație este asociată intim cu produsele filice (cuarț  $\pm$  sericit), iar între gradul de fisurăție al rocii și cel de mineralizare, s-a constatat că există o corelație pozitivă. Caracterul postmagmatic rezultă din faptul că este discordantă față de rocile biotitizate, iar filonașele mineralizate conțin cuarț pneumatolitic-hidrotermal (Pomărleanu, Întorsureanu, 1981).

### 5.2. Descrierea mineralelor metalice

La microscop s-au identificat următoarele minerale metalice: calcopirită, pirită, pirotină, blendă, magnetit, maghemit, hematit și molibdenit.

Calcopirita este mineralul cel mai important și se prezintă în două generații. Calcopirita I, cu dimensiuni reduse (sub 0,3 mm) apare fin dispersată sub formă de granule xenomorfe, localizate în masa fundamentală a rocilor porfirice sau substituind uneori melanocratele primare; cantitativ este subordonată și se asociază frecvent cu granule de pirită, mai rar magnetit. Calcopirita II, apare pe fisuri în asociație cu cuarțul, formînd cristale xenomorfe, plaje sau cuiburi cu grosimi milimetrice, rar pînă la 1 cm. Ca incluziuni conține cristale izolate de maghemit, de ordinul micronilor.

Pirita s-a format de asemenea în două generații. Pirita I este cu dimensiuni reduse și apare dispersată, pe cînd pirita II se asociază frecvent cu calcopirita II sau minerale de gangă (cuarț, carbonați  $\pm$  zeliliti) depuse în zona fisurată. În corneene pirita de generația a doua are o răspîndire pe distanțe de ordinul zecilor de metri.

Pirotina apare local (F. 65 529), sub formă de impregnații, filonașe sau plaje în masa corneenelor cu hornblendă. La microscop se



observă asociația pirotinei cu pirită II și calcopirita II, ultimele fiind mai noi întrucât corodează pirotina.

Blenida a fost întâlnită în cîteva eșantioane recoltate de pe halda galeriei II. Este cu totul subordonată și apare pe fisuri în cristale rare xenomorfe, submilimetrice, asociate cu cuarț.

Magnetitul formează de obicei granule xenomorfe cu dimensiuni sub 0,4 mm, care se asociază frecvent cu biotitul secundar, pirita și calcopirita de primă generație.

Magnetitul a fost întâlnit sub formă de cristale micronice, cu reflexe albăstrui, ca incluziuni în calcopirita II.

Hematitul apare ca lamele microscopice, în asociație cu magnetitul și cuarțul.

Molibdenitul apare foarte rar, fiind întâlnit într-un singur eșantion, în asociație cu cuarțul depus pe fisuri.

### 5.3. Chimismul mineralizației

Pentru a obține o imagine concludentă asupra compoziției chimice a mineralizației s-au folosit unele date analitice cuprinse în cercetările anterioare (Neguț, Popa, 1964; Neguț, 1976; Întorsureanu et al., 1981).

Elementele majore, dozate în numeroase probe, au fost cuprul și molibdenul. Conținuturile de cupru variază în limite largi ajungînd uneori pînă la 0,80%, excepțional peste 2%, însă majoritatea probelor au valori mai mici (fig. 3). De asemenea, există variații importante, controlate de subtipul de mineralizare sau de roca gazdă, după cum

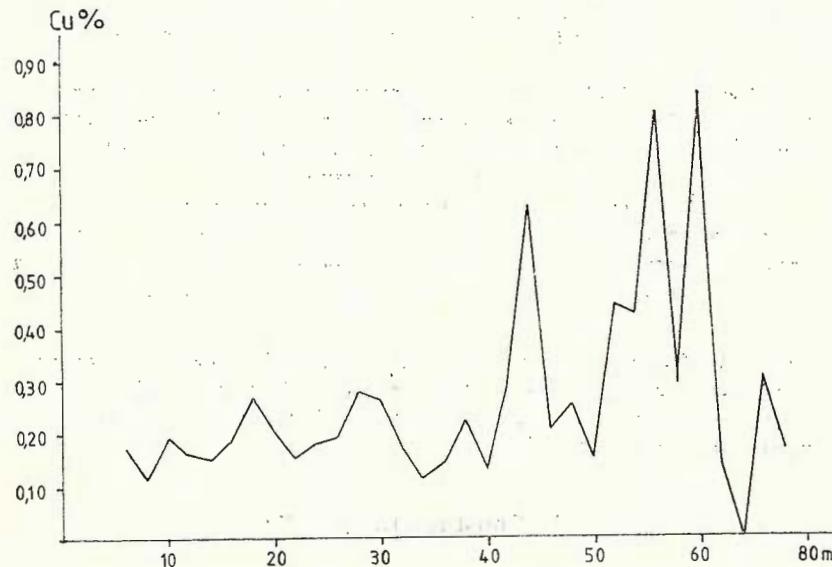
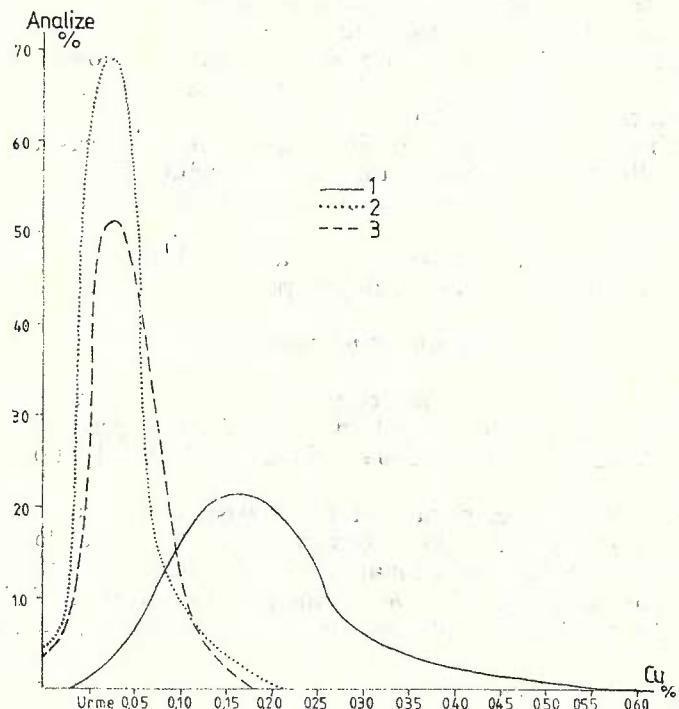


Fig. 3. — Distribuția cuprului în direcționala galeriei II.  
Distribution du cuivre le long de la directionnelle de la galerie II.

rezultă din curbele cumulative (fig. 4). Pe verticală, conținuturile de cupru, prezintă o tendință evidentă de scădere determinată de gradul



**Fig. 4. — Curbe cumulative pentru conținuturile de cupru.**  
1, mineralizații depuse pe filonașe (stockwerk) ; 2, mineralizații fin disperse ; 3, mineralizații sub formă de impregnații sau filonașe localizate în corneene.

Courbes cumulatives pour des teneurs de cuivre.  
1, minéralisations déposées sur des filonets (stockwerk) ; 2, minéralisations finement dispersées ; 3, minéralisations sous forme d'imprégnations ou de filonets logées en cornéennes.

mai redus de fisurare a corpului banatitic. Molibdenul prezintă conținuturi reduse aşa cum reiese din diagrama întocmită (fig. 5).

Elementele minore sunt informative fiind determinate într-un număr redus de probe (tab. 2).

## 6. Considerații genetice

În acest capitol ne referim la unele probleme privind originea magmei și stadiile de evoluție ale corpului banatitic de la Gura Săliștei în care este cantonată mineralizația porphyry copper.

### 6.1. Originea magmei

Este cunoscut faptul că în ultimii ani numeroși cercetători admit că formarea magmelor banatitice are loc în zone de subducție (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Boccaletti et al., 1973; Herz,

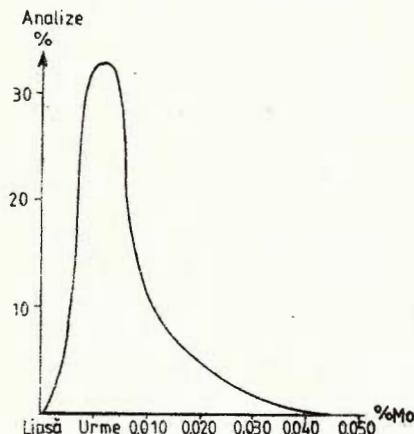


Fig. 5. — Curbă cumulativă pentru conținuturile de molibden.  
Courbe cumulative pour des teneurs de molibdène.

Savu, 1974; Bleahu, 1974; Janković, Petković, 1973 etc.). Această ipoteză a fost de asemenea menționată de către unul din autori

TABELUL 2

Conținuturile în elemente minore din monominerale

Nr. crt	Numărul probei	Mineral	Pb	Cu	Zn	Sn	Bi	Ag	Mn	Ti	Ni	Co	As	Sb	Mo	Tl
1	42	Pirită	130	30	—	—	—	—	95	—	140	1050	—	—	—	...
2	1140	Pirită	—	27	—	—	—	—	20	30	8	34	—	—	—	...
3	1140A	Pirită	—	2000	—	—	—	1,5	40	300	9	110	—	—	—	...
4	1156	Pirită	22	25	—	—	42	—	39	41	7	60	—	—	—	...
5	1157	Pirită	75	230	—	—	—	3	4	50	10,5	120	—	—	—	...
6	1181	Pirită	85	410	—	—	—	2	31	42	12	340	—	—	—	...
7	1187	Pirită	23	31	100	—	—	—	12	28	13	78	—	—	—	...
8	1413	Pirită	700	60	100	10	10	3	15,5	10	48	15	1000	300	10	10
9	1422	Pirită	10	10	100	10	10	3	10	10	200	155	1000	300	10	10
10	1415	Calco-pirită	30	...	1500	10	10	89	10	29	10	17	1000	300	10	10
11	1436	Pirotină	10	4300	100	10	10	3	300	280	700	185	1000	300	10	10

Analiști: Ana Serbanescu (probele 42–1187); Alia Zamircă (probele 1413–1436).

— sub limita de detecție  
... nedozat

(Intorsureanu, 1974), pentru explicarea formării magmelor din partea sudică a aliniamentului central (Bozovici-Liubcova), subliniind totodată localizarea preponderentă a corpurilor banatitice din zonă, în acoperișul planului de șariaj al pînzei getice.

Deși există diferențe de opinii, referitoare la sensul de subducție sau la natura materialului subdus și retopit, un aspect important asupra căruia considerăm că nu s-a insistat, este faptul că, în zonele de convergență a plăcilor litosferice, se pot forma, mai mult sau mai puțin succesiv, magme cu chimism variat și care frecvent migrează spre suprafață în mod discontinuu. Chimismul, mai mult sau mai puțin diferit, al magmelor generate în zonele de subducție este controlat, în principal, de compoziția variabilă a materialului subdus și retopit (crustă oceanică ± sial), după cum a sugerat raportul  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  (Janković, Petković, 1973). De asemenea, intensitatea proceselor de fuziune, determinată la rîndul său de regimul termic, topirea incongruentă a unor minerale esențiale din materialul subdus (feldspați potasici, plagioclazi, enstatit etc. — Turner, Verhoogen, 1967), gradul de participare a apei etc., considerăm că sunt factori importanți pentru explicarea compoziției chimice, și a evoluției magmatismului generat în aceste condiții tectono-structurale.

În consecință admitem că magmele banatitice din regiune s-au format în zona de subducție a microplăcii moesice, alcătuită, în bază, dintr-o crustă oceanică, acoperită cu un înveliș sialic, relativ gros. Sensul subducției a fost spre vest, sub blocurile deja consolidate, după cum se poate deduce din structurile geologice regionale (vergențele esteice ale planelor de şariaj, dispunerea aproximativ NNE-SSV a bazinelor de sedimentare, înrădăcinarea vestică a numeroasei corpuri banatitice etc.), concluzie care este în acord cu alte studii anterioare (Herz, Savu, 1974; Iancovici et al., 1977; Vlad, 1979; Cioflica, Vlad, 1980).

## 6.2. Stadii de evoluție

Migrarea discontinuă a topiturilor formate în zona de subducție, considerăm că este condiționată, în primul rînd, de însuși procesul de generare succesivă a magmelor, apoi de tensiunile tectonice care iau naștere în zonele de convergență a plăcilor litosferice și de presiunile fluidelor din bazinele magmatice. Admitând aceste relații cauzale, dintre procesele de mai sus, idee deja exprimată de unul din noi (Intorsureanu în: Gheorghiescu et al., 1979), probabil se pot explica, mai satisfăcător, atât asociațiile petrografice din cadrul provinciei banatitice, cât și succesiunile de punere în loc a produselor respective. În această ipoteză, procesele de diferențiere magmatică, frecvent invocate, par a avea o influență mult mai redusă. De altfel, importanța proceselor de diferențiere magmatică, ca factor dominant sau important pentru explicarea diversității rocilor magmatice asociate, a fost pusă sub semnul întrebării și de alți cercetători (Turner, Verhoogen, 1967, pag. 92).

Bazați pe considerentele de mai sus și pe datele obținute prin observațiile noastre, în istoria corpului banatitic de la Gura Săliștei, se pot distinge patru stadii successive de evoluție (fig. 6).

**S t a d i u l m a g m a t i c**, este caracterizat prin punerea în loc, în condiții subvulcanice, pe o fractură profundă, dispusă NNE-SSV, a magmei calco-alcaline, de compozitie monzo-granodioritică bogată sau foarte bogată în fluide, în general lipsite de cationi metalici, fluide



care s-au concentrat în cupola intruziunii. Concomitent, în zona de contact cu metamorfitele seriei de Miniș, au loc slabe procese de assimilare, iar emanațiile termice din magmă, declanșează în rocile incon-

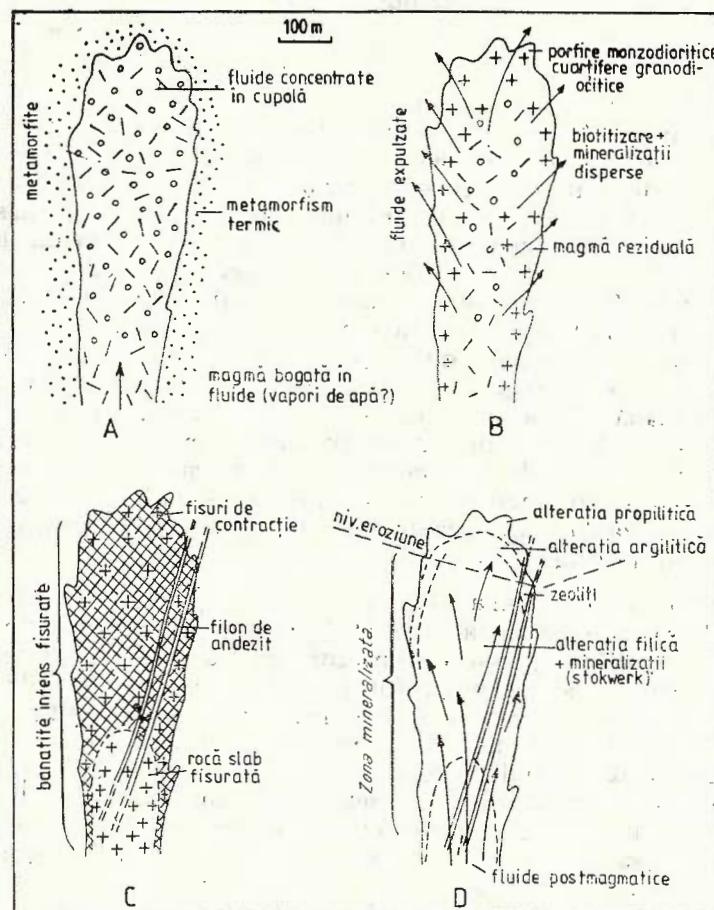


Fig. 6. — Stadiile de evoluție ale corpului banatitic de la Gura Săliștei.

A, stadiul magmatic ; B, stadiul tîrziu magmatic (de cristalizare) ;  
C, stadiul de fisurare ; D, stadiul pneumatolitic-hidrotermal.

Stades d'évolution du corps banatique de Gura Săliștei.

A, stade magmatique ; B, stade tardive magmatique (de cristallisation) ; C, stade de fissuration ; D, stade pnéumatolitique-hydrothermale.

jurătoare, metamorfismul de contact izochimic, proces care se continuă și în stadiul următor (fig. 6, A).

**S t a di u l tîrziu m agm atic sau d e c r istalizare,** cuprinde o serie de procese dintre care mai importante sunt cristalizarea magmei, pierderea fluidelor, biotitizarea și depunerea unei slabe

mineralizații cu aspect fin dispers. Cristalizarea s-a produs progresiv, dinspre margini și de sus în jos, fiind însotită atât de eliminarea treptată a fluidelor în mediul înconjurător, cît și de formarea de biotit secundar, magnetit și rare cristale xenomorfe de pirită ± calcopirită, sub influența soluțiilor reziduale, ușor îmbogățite în  $K_2O$ , Fe, Cu, S (fig. 6, B).

Stadiul de fisurare, se suprapune parțial în timp, cu cel de consolidare și este o consecință directă a proceselor de contracție determinate de scăderea temperaturii, dar mai ales, de pierderea fluidelor, concentrate inițial în cupola intruziunii. Se formează astfel zona cu microfisuri de contracție, cu orientări foarte variate și anastomozări frecvente. Densitatea acestor microfisuri este mai ridicată în partea superioară a intruziunii (cca 60-70/ml) scăzând oarecum treptat spre adâncime, unde frecvența lor este mult mai mică (cca 5-10/ml). Această microfisurărie, foarte caracteristică pentru intruziunile cu mineralizații porphyry copper, cu aspect de stockwerk (Pélissonier, 1972), considerăm că se poate explica foarte bine prin mecanismul propus mai sus. Într-o etapă ulterioară, s-au localizat pe fracturi tectonice, dispuse NV-SE, filoane de andezite cu hornblendă, care intersectează corpul eruptiv și corneenele de la contact. De remarcat că aceste filoane de andezite, cu grosimi metrice, nu au fost biotitizate sau microfisurate, fapt ce sugerează că magma respectivă a fost săracă în fluide, în timpul punerii sale în loc (fig. 6, C).

Stadiul pneumatolitic-hidrotermal, include procesele de alterație și de metalizare controlate de fluidele postmagmatische, separate prin diferențierea endomagmatică (Giuşcă, 1974), din rezervorul magmatic situat în profunzime și pe cale de consolidare. Circulația ascendentă a fluidelor a fost favorizată de prezența unor fracturi majore, unele întinute și de lucrările de explorare (galeria II, forajele 65.526, 65.528), fiind marcate de intense zone de alterații, cu grosimi de cîțiva metri. Din aceste fracturi, care au avut rolul de structuri de acces, fluidele au trecut în rețeaua de microfisuri în care a fost localizată cea mai mare parte a mineralizației. În acest stadiu se produc, în mod succesiv, alterațiile de tip propilitic, filic, argilitic și zeolitic, dispuse aproximativ concentric. Mineralizația din filoane (stockwerk) este intim asociată cu produsele faciesului filic (cuart, sericit), iar studiul intruziunilor fluide (Pomărleanu, Intorsureanu, 1981) a arătat că aceasta s-a format la temperaturi de la  $350^{\circ}$  și peste  $520^{\circ}C$ , din fluide cu o salinitate ridicată, cuprinsă între 33-50% (fig. 6, D).

## 7. Concluzii

Mineralizația porphyry copper de la Lăpușnicu Mare este cantonată într-un corp banatic (laramic), subvulcanic, alcătuit din porfire monzodioritice cuarțifere-granodioritice, intrus în cristalinul getic. Metamorfismul termic a determinat apariția corneeneelor cu hornblendă și albit-epidot, iar cel metasomatic a condus la alterații de tip biotic, propilitic, filic, argilitic și zeolitic, dispuse aproximativ concentric. Mineralizația de Cu ± Mo se prezintă fie sub aspect dispers, fie ca filoane



(stockwerk). Mineralizația dispersă (pirită ± calcopirită ± magnetit) este intim asociată cu zonele biotitizate și s-a format într-o primă fază metalogenetică, asociată, foarte probabil, stadiului tîrziu magmatic. Mineralizația din filonașe (stockwerk) este reprezentată prin pirită + + calcopirită ± molibdenit și este strîns asociată cu produsele alterației de tip filic (cuart, sericit). Acest subtip este reprezentativ și s-a format în faza principală de metalogeneză, postmagmatică, din fluide cu temperaturi și salinități ridicate. Considerațiile genetice au permis schițarea unui model de evoluție, în parte asemănător cu alte modele (Lowell, Guillet, 1970; Ash ley et al., 1978). Magma banatitică s-a format în zone de subducție, de unde a migrat intermitent, pe fracturi majore. După punerea în loc, corpul banatitic de la Gura Săliștei a trecut prin patru stadii de evoluție: magmatic, tîrziu-magmatic (de cristalizare), de fisurare și pneumatolitic-hidrotermal. Acest model, propus de noi, explică cele mai importante caracteristici ale mineralizației porphyry copper din zona cercetată.

## BIBLIOGRAFIE

- Andrei J., Ciucur E., Duma N., Culea V., Rusu N. (1977) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Ashley P. M., Billington W. G., Graham R. L., Neale R. C. (1978) Geology of the Coalstoun Porphyry Copper Prospect, Southeast Queensland, Australia. *Econ. geol.*, 73, pag. 945—965.
- Bercia I., Bercia E. (1980) The crystalline of the Danube domain from the Banat (Romania). *Rev. roum. géol. géophys., géogr., Géologie*, 24, pag. 3—14, București.
- Bleahu M. (1974) Zone de subducție în Carpații Românești. *D. S. Inst. Geol.*, LX/5, pag. 5—26, București.
- Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Evolution of the upper cretaceous and cenozoic magmatism in the carpathian arc ; geodynamic significance. *Mem. de la Soc. geol. ital.*, XII.
- Cioflica G., Vlad Ș. (1980) Copper sulphide deposits related to laramian magmatism in Romania. European copper Deposits, pag. 67—72, Belgrad.
- Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Meridional et du Platou de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, pag. 1—74, București.
- Gheorghiteșcu D., Întorsureanu I., Tibad C., Balog I. (1979) On the metallogenesis associated to the laramian magmatism from the Lita-Băișoara region (The Apuseni Mountains). *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géologie*, 23, 2, pag. 167—181, București.
- Giușcă D. (1974) Petrologia rocilor endogene. Ed. tehn., 475 pag., București.  
— Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.* XXXV, pag. 13—46, București.
- Gunnesch K., Gunnesch M., Seghedi I., Popescu C. (1975) Contribuții la studiul rocilor banatitice din zona Liubcova-Lăpușnicu Mare (partea vestică a



- munților Almaj și sud-vestică a munților Semenic). D. S. Inst. geol. geofiz., LXI/1, pag. 169—189, București.
- Hanomolo I., Hanomolo A., Paraschivescu C., Focșa I., Rădulescu I., Hurduzeu C., Barbu F., Cimpeanu N., Cimpeanu St. (1961) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Hanomolo A. (1962) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Herz N., Savu H. (1974) Plate tectonics history of Romania. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 9.
- Janković S., Petković N. (1973) The principal metallogenetic features of porphyry copper mineralization in East Serbia (Jougoslavia). *Rezumat în Simpoz. intern. vulc.*, pag. 80—81, București.
- Ianovici V., Vlad S., Borcoș M., Boștinescu S. (1977) Alpine porphyry copper mineralization of West Romania. *Miner. Dep.*, 12, pag. 307—317, Berlin.
- Întorsureanu I. (1974) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Dumitrescu M., Șerbănescu A., Vanghelie I. (1980) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
  - Pomârleanu V., Movileanu A., Zămircă A. (1981) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Lowell J. D., Guilbert J. M. (1970) Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol.*, 65, 4, pag. 373—408.
- Năstăseanu S., Savu H. (1970) Harta geologică a R. S. România scara 1 : 50.000, foaia Lăpușnicu Mare, Inst. geol. geofiz., București.
- Neguț Gh., Popa N. (1964) Raport, arhiva Întreprinderii de foraj și lucrări geologice speciale, București.
- Pélissonnier H. (1972) Les dimensions des gisements de cuivre du monde. *Mem. B.R.G.M.*, 57, Paris.
- Pomârleanu V., Întorsureanu I. (1982) Asupra posibilității utilizării incluziunilor fluide ca indici în prospectarea zăcămintelor „porphyry copper“. Exemplu mineralizației de la Lăpușnicu Mare. D. S. Inst. geol. geofiz., LXII/2, București.
- Rădulescu D. P. (1979) Petrologia rocilor magmatische. *Tipografia Universității*, 206 pag., București.
- Săndulescu M. (1973) The plate tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 19, 3, pag. 155—161, Amsterdam.
- Savu H. (1965) Structura în virgație a cristalinului Munților Semenic. D. S. Com. Geol., LI/1, pag. 169—184, București.
- (1973) Stratigrafia, tectonica și metamorfismul formațiunilor din etajul superior al precambrianului mediu din regiunea Bozovici (Banat). *Stud. cerc. geol., geof., geogr., ser. Geol.*, 1, 18, pag. 13—28, București.
- Streckeisen A. (1931) Sur la tectonique des Carpates Meridionales. *An. Inst. Geol. Roum.*, vol. XVI, pag. 327—418, București.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1967) Petrologie magmatică și metamorfică (Trad. din l. engl., ed. 1960). Ed. tehn., 643 pag., București.
- Vlad S. (1979) A survey of banatitic (laramian) metallogeny in the Banat region. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géologie*, 23, 1, pag. 39—44, București.



CONTRIBUTIONS SUR LA CONNAISSANCE  
DE LA MINÉRALISATION „PORPHYRY COPPER“  
DE LĂPUȘNICU MARE, BANAT

(Résumé)

La minéralisation porphyry copper de Lăpușnicu Mare, district de Caraș-Severin, est située dans la partie sud de l'alignement central de roches éruptives lacrimiques du Banat, qui au sud du Danube passe dans le massif de Timok, en Jugoslavie. Le corps éruptif banatitique, où est cantonnée la minéralisation, a des dimensions relativement réduites ; il a traversé le cristallin de la nappe gétique et est formé de porphyres monzodioritiques-granodioritiques. Le métamorphisme thermique a déterminé l'apparition des cornéennes à hornblende et à albite-épidote, et le métamorphisme métasomatique a conduit à l'altération de type biotitique, propilitique, phyllique, argilitique et zéolitique, disposées approximativement d'une manière concentrique dans le corps intrusif. La minéralisation de Cu±Mo se présente soit sous aspect disperse (de fines disséminations ou imprégnations), soit comme des filonets (stockwerk). La minéralisation disperse (pyrite±chalcopyrite±magnétite) est faiblement développée et s'associe d'une manière prépondérante avec le processus de biotitisation, qui probablement a eu lieu à la fin du stade tardif magmatique. La minéralisation des filonets (stockwerk) est bien représentée, étant composée de pyrite+chalcopyrite±molibdénite et est étroitement associée aux produits de l'altération de type phyllique (quartz, séricite). Ce sous-type s'est formé durant la phase principale de métallogenèse, postmagmatique, des fluides à températures à partir de 350° et dépassant même 520° et à salinités élevées (35-50%), selon l'étude sur les inclusions fluides (Pomărleanu, 1981).

Les considérations génétiques ont permis d'imaginer un modèle d'évolution, partiellement voisin des autres modèles (Lowell, Guilbert, 1970; Ash ley et al., 1978). D'après le modèle proposé par les auteurs, le magma banatitique s'est formé successivement dans des zones de subduction, d'où il a émigré d'une manière discontinue le long des fractures majeures. Après la mise en place, le corps banatitique a eu quatre étapes successives d'évolution : magmatique, tardive-magmatique (de cristallisation), de fissuration et pneumatolitique-hydrothermale, chacune se caractérisant par des processus spécifiques. Le modèle proposé explique les plus importantes particularités de la minéralisation porphyry copper de la zone étudiée.

EXPLICATIA PLANSEI

Fig. 1. — Porfir monzdioritic cuarțifer biotitizat. Galeria II, Gura Săliștei. N +, x 70.

Porphyre monzdioritique quartzifère biotitisé. Galerie II, Gura Săliștei. N +, x 70.

Fig. 2. — Fenocristal de plagioclaz din andezite, substituit zonar de sericit. Valea Lăpușnic. N +, x 70.

Phénocristal de plagioclase des andésites, substitué d'une manière zonaire par le séricite. Vallée de Lăpușnic. N +, x 70.



Fig. 3. — Rețea de microfisuri umplute cu cuart  $\pm$  pirită  $\pm$  calecopirită. Galeria II, Gura Săliștei.

Réseau de microfissures remplies de quartz  $\pm$  pyrite  $\pm$  chalcopyrite. Galerie II, Gura Săliștei.

Fig. 4. — Microfisuri umplute cu cuart, calecopirită  $\pm$  pirită. Galeria II, Gura Săliștei. N +, x 70.

Microfissures remplies de quartz, chalcopyrite  $\pm$  pyrite. Galerie II, Gura Săliștei. N +, x 70.



## 2. ZĂCĂMINTE

### NOTĂ PRELIMINARĂ PRIVIND CĂRBUNII DIN BAZINUL OAȘULUI (JUDEȚUL SATU MARE)<sup>1</sup>

DE

PÉTER P. KOVÁCS<sup>2</sup>, ALEXANDRU NICOLICI<sup>2</sup>,  
GHEORGHE SINDREȘTEANU<sup>2</sup>, RĂZVAN GIVULESCU<sup>2</sup>

*Coals. Lignite. Pontian. Phytofacies. Petrographical study. Thermal metamorphism. Mollusca. Fossil flora. Calorific power. Economical perspective — coals. East Carpathians. Transcarpathian Flysch. Oaș region.*

#### Abstract

Preliminary Note on Coals from the Oaș Basin (Satu Mare District). The paper presents some preliminary data concerning certain accumulations of Pontian lignites from the Oaș Basin (Satu Mare District).

Cresterea in ritm susținut a economiei naționale impune în primul rînd sporirea gradului de asigurare din resurse interne a necesităților, îndeosebi mărirea bazei energetice de cărbuni în producția de energie electrică și termică.

Ca o consecință a fost reactualizată problema amplificării cercetărilor geologice pentru roci combustibile în toate zonele cu perspective favorabile, inclusiv în sectoarele unde cercetările anterioare nu au condus la rezultate concluzante.

Un astfel de sector este bazinul Oașului, unde — deși cunoscute și chiar exploatațe în trecut — micile iviri de cărbuni nu au fost considerate ca valorificabile și nici zonele adiacente perimetrelor de exploatare (Aliceni, Luna-Negrești) nu au constituit pînă în prezent obiectul cercetării geologice sistematice.

Prezența ivirilor de cărbuni în bazinul Oașului este semnalată pentru prima dată de Kräutz (1871), după care Paap (1915) sintetizează:

<sup>1</sup> Depusă la 14 aprilie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare în aprilie 1981, comunicată în ședință din 16 aprilie 1981, organizată la Baia Mare în colaborare cu IPEG „Maramureș”.

<sup>2</sup> IPEG „Maramureș”. Str. Victoriei nr. 146, 4800 Baia Mare.

<sup>3</sup> Institutul de Învățămînt Superior, Baia Mare. Str. V. Babeș nr. 62 A, 4800 Baia Mare.



zează datele acumulate privind atât cărbunii pannonieni, cît și pe cei sarmatieni.

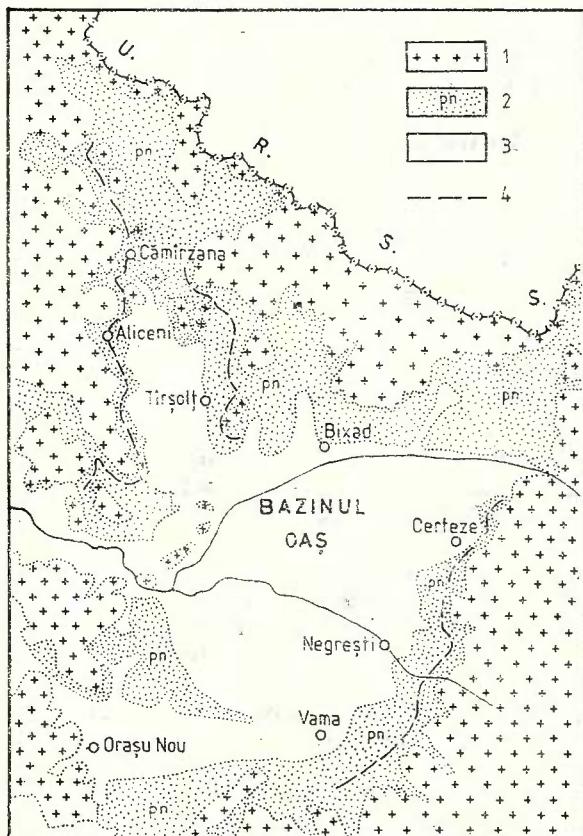
Valorificarea acestor cărbuni s-a început în perioada 1863-1870, continuind cu intermitență pînă în 1961, cînd s-au sistat lucrările de exploatare din cauza unor dificultăți de ordin tehnico-minier.

În anul 1968, Sagatovici publică o lucrare de sinteză privind geologia depozitelor purtătoare de cărbuni din bazinul Oaș.

În cursul anului 1980 au fost incepute lucrări geologice de cercetare, avînd drept scop cunoașterea condițiilor de acumulare a unor depozite purtătoare de cărbuni din bazinul Oașului și stabilirea perspectivelor economice ale acestora.

### 1. Geologia bazinului Oaș

Fundamentul bazinului Oaș este constituit din formațiuni metamorfice și depozite sedimentare paleogenice, cunoscute în lucrările de foraj executate.



Schiță geologică a bazinului Oaș (județul Satu Mare), scara 1 : 200.000.

1, formațiuni magmatice ; 2, formațiuni sedimentare pannoniene ; 3, formațiuni sedimentare cuaternare ; 4, linia de aflorare a cărbunilor.

Esquisse géologique du bassin de Oaș (district de Satu Mare), à 1 : 200.000.

1, formations magmatiques ; 2, formations sédimentaires pannoniennes ; 3, formations sédimentaires quaternaires ; 4, ligne d'affleurement des charbons.

Peste acest fundament pre-neogen urmează depozite sedimentare badeniene, sarmatiene, pliocene și cuaternare (Sagatovici, 1968) (fig.).

Obiectul cercetărilor întreprinse îl constituie cărbunii (lignit) de vîrstă „pliocenă” (neogen-superioare).

Depozitele „pliocene” au o largă răspândire în bazinul Oașului, fiind alcătuite din mai multe orizonturi biostratigrafice :

— orizontul inferior nisipos cu *Congeria banatica*, constituit din intercalații de tufite, marne, marne nisipoase ;

— orizontul marnelor cenușii cu *Congeria zsigmondyi* și *Congeria partschi*, alcătuit dintr-o alternanță de marne nisipoase, nisipuri, gresii și cinerite ;

— orizontul marnelor cu *Congeria balatonica*, constituit din marne cenușii-albăstrui, nisipoase cu secvențe nisipoase, prezintănd intercalații de lignit ;

— orizontul stratelor de apă dulce, reprezentate prin marne nisipoase cenușii-albăstrui, cu frecvențe intercalații de nisipuri, cinerite și aglomerate vulcanice.

La începutul coloanei prezentate se constată o ușoară coborâre a bazinului Oaș, ceea ce duce la acumularea sedimentelor pelitice, cu un conținut faunistic reprezentat prin congerii, cardiace, ostracode.

Spre sfîrșit se produce îndulcirea treptată a apelor bazinului, ducînd la începutul colmatării acestuia prin instalarea unor faciesuri mlășinoase.

Aceste depozite sedimentare cu resturi de plante incarbonizate au fost studiate din punct de vedere paleobotanic (Givulescu, 1981).

Concluziile acestui studiu sunt următoarele : a fost evidențiat un număr redus de familii, genuri și specii, reprezentînd un extras de vegetație ; unii taxoni sunt deosebit de bine reprezentați (*Glyptostrobus europaeus*, *Buettneriophyllum tiliaefolium*, *Phragmites oeningensis*) ; materialul studiat a aparținut unei mlăștini de pădure și unei păduri de uscat ferm.

Mlaștina de pădure este caracterizată prin forme comune și larg răspîndite, formînd asociația tipică a zăcămîntelor de cărbuni pliocenici : *Glyptostrobus europaeus* și *Buettneriophyllum tiliaefolium*, eventual *Acer tricuspidatum*.

Pe uscatul ferm se întîlnesc diferite asociații, dintre care se remarcă asociația pădurilor de luncă cu *Juglans acuminata*, *Zelkova zelkovaefoliae*, eventual *Acer tricuspidatum*, vegetație ce putea trece în asociația pădurii mezofitice bine reprezentată prin copaci și tufe (neogenatoare de cărbuni).

Prezența asociației *Buettneriophyllum-Glyptostrobus* este un argument cert în ce privește posibilitățile existenței unor cărbuni „pliocenici”.

## 2. Acumulările de cărbuni

În urma lucrărilor geologice de cercetare efectuate au fost puse în evidență acumulări de lignit în depozitele sedimentare neogen-superioare, în cadrul orizonturilor corespunzătoare Ponțianului.

Aceste depozite purtătoare de cărbuni sunt constituite dintr-o alternanță de marne, marne nisipoase, gresii argiloase, nisipuri, cu un aport variabil de material vulcanogen. De asemenea au fost interceptate nivelele lumașlice, cu resturi de *Congeria balatonica*, dinți de pești etc.



În cadrul acestor depozite sunt cunoscute 1-5 strate de lignit, cu grosimile cuprinse între 0,1 și 1,9 m (Tîrșolț, Aliceni, Luna-Negrești).

Acumulările de lignit prezintă discontinuități atât pe direcție, cât și pe înclinare.

Sub aspect economic, cel mai important strat este stratul IV din perimetru Tîrșolț-Oaș, care prezintă o dezvoltare areală importantă, cu grosimile cuprinse între 0,60 și 1,90 m.

În general, cărbunii interceptați sunt reprezentați printr-un lignit mat, uneori semilucios, datorită unor începuturi de vitrificare.

Studiul petrografic al acestor cărbuni (Ioanescu, Ungureanu, 1981) arată că principaliii componenți sunt xilitul, metaxilitul, mai puțin xilovitritul, vitritul și cu totul accidental fuzitul.

Acești cărbuni, în apropierea contactului cu corporile magmatische adiacente, prezintă fenomene de metamorfism termic, reprezentat printr-o ușoară degazeificare (vacuole submilimetrice), conferind cărbunilor un aspect spongios. Totodată se constată și o vitrificare pronunțată, în cărbune apărând benzi milimetrice de vitrit, care prezintă un luciu puternic de smoală și semimetalic. Din caracteristicile calitative-petrografice și fizico-chimice — rezultă că lignitii de pe bordura de est a bazinului Oaș (Luna-Negrești) sunt de o calitate destul de bună, cu conținut de vitrit, fuzit, semifuzinit, cu puteri calorifice ridicăte (2700-4100 kcal/kg).

## BIBLIOGRAFIE

- Givulescu R. (1980) Raport, arhiva IPEG „Maramureș”, Baia Mare.  
 Jonescu M., Ungureanu C. (1981) Studiu, arhiva IPEG „Maramureș”, Baia Mare.  
 Mateescu I. (1962) Geologia zăcămintelor de cărbuni. Ed. tehn., București.  
 Papp K. (1915) A magyar birodalom vasérc — és kőszénkészlete. Athenaeum Rt., Budapest.  
 Sagatovici A. (1967) Cărbunii din Tara Oașului. Bul. Geol. M.M., 4, București.  
 — (1968) Studiu geologic al părții de vest și centrale a bazinului Oaș. St. Tehn. econ., serie F, 5, București.

## DISCUȚII

N. Țicleanu: Una din premizele principale ale formării zăcămintelor de cărbuni o reprezintă existența unei biomase vegetale capabile, prin cantitatea și calitatea ei, să genereze, în condiții geologice și paleogeografice favorabile, importante acumulări de material carbogenerator. O astfel de biomasă o formează mlaștinile de pădure cu *Glyptostrobus europaeus* și *Braunia tiliacefolia*. Existența acestei fitocenoze în bazinul Oașului mărește posibilitatea de descoperire a unor importante acumulări de cărbuni. Remarcăm faptul că această asociatie a generat cărbunii din Borod, Sinersig și Oltenia. Mici precizări sunt necesare: taxonul *Acer*



*tricuspidatum*, al cărui corespondent actual *A. rubrum* din America de Nord, vegeta în pădurea de mlaștină. În ceea ce privește utilizarea termenului de „turărerie“ o considerăm inopportună atâtă vreme cît vorbim de „pădure de mlaștină“. De asemenea, în locul termenului „pădure de uscat ferm“ se poate utiliza cu mai puține confuzii „pădure mezofilă“. Cred că poate fi luată în considerație posibilitatea existenței fitocenozelor următoare: mlaștina cu tufărișuri de *Myrica*; mlaștina cu graminee (*Phragmites*, *Typha*); presupunind că autorii vor continua studiul început, este probabil că și aceste asociații vor fi dovedite.

---

## NOTE PRÉLIMINAIRE CONCERNANT LES CHARBONS DU BASSIN DE L'OAŞ (DISTRICT DE SATU MARE)

(Résumé)

---

L'objet du présent ouvrage est de préciser quelques moments favorables à la formation des accumulations de charbons, dans le cadre des dépôts sédimentaires pontiens du bassin de l'Oaş (district de Satu Mare).

Les charbons sont représentés par un lignite supérieur.

Ces accumulations de lignite présentent des perspectives économiques, surtout dans la zone de Tîrșoală-Oaş.

---



*Geological sketch of the area around the village of Gura  
Mănești, showing the distribution of various geological units.*

*The sketch shows the following features:*

- Topographic contour lines (e.g., 200 m, 300 m, 400 m, 500 m).*
- Major roads and paths.*
- Streams and water bodies.*
- Geological units labeled:*
  - Unit 1: Reddish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 2: Yellowish brown soil, thick bedrock exposure.*
  - Unit 3: Dark brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 4: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 5: Greyish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 6: Greenish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 7: Brownish grey soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 8: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 9: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 10: Reddish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 11: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 12: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 13: Greyish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 14: Greenish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 15: Brownish grey soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 16: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 17: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 18: Reddish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 19: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 20: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 21: Greyish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 22: Greenish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 23: Brownish grey soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 24: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 25: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 26: Reddish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 27: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 28: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 29: Greyish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 30: Greenish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 31: Brownish grey soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 32: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 33: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 34: Reddish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 35: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 36: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 37: Greyish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 38: Greenish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 39: Brownish grey soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 40: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 41: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 42: Reddish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 43: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 44: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 45: Greyish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 46: Greenish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 47: Brownish grey soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 48: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 49: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 50: Reddish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 51: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 52: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 53: Greyish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 54: Greenish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 55: Brownish grey soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 56: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 57: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 58: Reddish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 59: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 60: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 61: Greyish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 62: Greenish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 63: Brownish grey soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 64: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 65: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 66: Reddish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 67: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 68: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 69: Greyish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 70: Greenish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 71: Brownish grey soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 72: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 73: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 74: Reddish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 75: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 76: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 77: Greyish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 78: Greenish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 79: Brownish grey soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 80: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 81: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 82: Reddish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 83: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 84: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 85: Greyish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 86: Greenish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 87: Brownish grey soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 88: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 89: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 90: Reddish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 91: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 92: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 93: Greyish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 94: Greenish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 95: Brownish grey soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 96: Light brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 97: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 98: Reddish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 99: Yellowish brown soil, thin bedrock exposure.*
  - Unit 100: Light brown soil, thin bedrock exposure.*



## 2. ZĂCĂMINTE

### CONTRIBUȚII LA STUDIUL TUFURILOR VULCANICE DE LA MIRŞID (JUDEȚUL SĂLAJ)<sup>1</sup>

DE  
PÉTER P. KOVÁCS<sup>2</sup>, NICOLAE POP<sup>3</sup>

*Volcanic tuffs. Dacitic tuffs. Badenian. Zeolitization. Clinoptilolite. Chemical analyses. Mineralogical study. Volcanic-sedimentary complex. Apuseni Mountains. Neogene basins — Șimleu Silvaniei.*

#### Abstract

Contributions to the Study of Volcanic Tuffs from Mirşid (Sălaj District). The paper presents some data concerning the study of volcanic tuffs of a Badenian age from the Mirşid zone (Sălaj district). These rocks have an advanced degree of zeolitization. The predominant zeolite is the clinoptilolite.

Una dintre resursele naturale, care își poate găsi largi domenii de utilizare, este tuful vulcanic, materie primă ce se găsește în mari cantități în foarte multe părți ale țării.

Din aceste tufuri vulcanice pot fi realizate nu numai materiale de construcție mai ușoare, mai ieftine, ci și produse similare sau chiar superioare celor clasice pentru satisfacerea cerințelor unor ramuri ale economiei (chimie, metalurgie, industria ușoară, agricultură, zootehnie etc.).

Astfel, în cadrul unui program vast de cercetări complexe privind valorificarea superioară a acestor tufuri vulcanice au fost studiate ivirile de tuf vulcanic din partea de est a bazinului Șimleu (județul Sălaj) (Kovács, 1980).

<sup>1</sup> Depusă la 14 aprilie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 15 aprilie 1981, comunicată în ședința din 16 aprilie 1981, organizată la Baia Mare în colaborare cu IPEG „Maramureș“.

<sup>2</sup> IPEG „Maramureș“. Str. Victoriei nr. 146, 4800 Baia Mare.

<sup>3</sup> ICPMMN. Str. V. Babeș nr. 62-64, 4800 Baia Mare.



### 1. Scurtă prezentare geologică

Bazinul Șimleu este unul dintre bazinele neogene existente la periferia vestică a Munților Apuseni, în partea de NV a Transilvaniei.

Acest bazin prezintă, între limitele sale naturale jalonate de culmi alungite (Mezeșul) și măguri izolate (Heghiș, Măgura Șimleului etc.) constituite din roci metamorfice, o alcătuire geologică complexă, determinată de participarea unor formațiuni pre-neozoice în zonele de bordură și în fundament, dar mai ales de dezvoltarea masivă a depozitelor neogene în părțile sale mai interne.

Formațiunile care iau parte la alcătuirea bazinului sunt reprezentate prin fundamentul cristalin, Permo-Triasicul, Cretacicul superior, Danian-Paleogenul, Eocenul inferior (constituind fundamentul bazinului), peste care urmează o stivă de sedimente burdigaliene, badeniene, sarmatiene, ponțiene și cuaternare, care reprezintă umplutura neogenă a bazinului Șimleu (fig. 1).

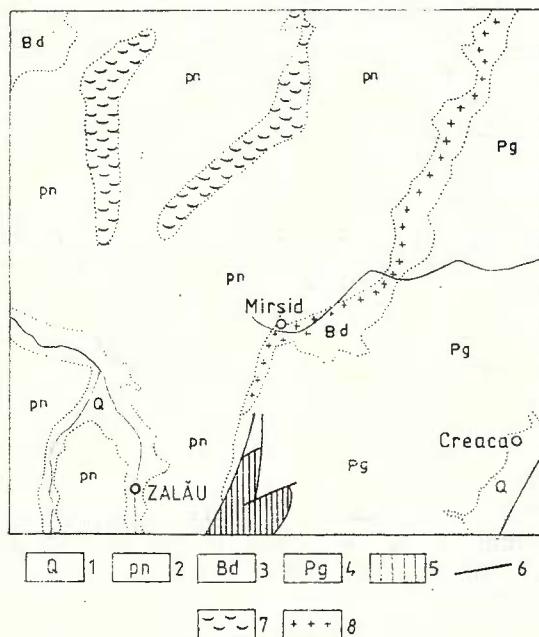


Fig. 1. — Schiță geologică a regiunii Mirșid-Zalău (județul Sălaj), scara 1 : 200.000.

1, depozite cuaternare ; 2, depozite sedimentare pannoniene ; 3, depozite sedimentare badeniene ; 4, depozite sedimentare paleogene ; 5, formațiuni cristaline ; 6, fracturi ; 7, alunecări de teren ; 8, nivel de tufuri vulcanice.

Esquisse géologique de la région de Mirșid-Zalău (district de Sălaj) à 1 : 200.000.

1, dépôts quaternaires ; 2, dépôts sédimentaires-pannoniens ; 3, dépôts sédimentaires-badéniens ; 4, dépôts sédimentaires-paléogènes ; 5, formations cristallines ; 6, fractures ; 7, glissement de terrain ; 8, niveau de tufs volcaniques.

Ingresiunea întregului bazin este legată de ciclul sedimentar Badenianului, cînd odată cu reactivarea liniilor de fracturi majore se intensifică procesele de scufundare a bazinului și activitatea vulcanică cu caracter exploziv în regiune.

Transgresiunea începe în Badenianul inferior, la sfîrșitul Badenianului producîndu-se o regresiune, de care sunt legate depozitele chimice (gipsuri).

În cadrul depozitelor badeniene se poate face următoarea orizontare : orizontul inferior al marnelor cenușii, cu intercalări groase de tuf vulcanic, uneori cu un nivel de conglomerate bazale ; orizontul superior

al tufurilor vulcanice și al gresiilor; orizontul marnelor fosilifere; calcarele recifale de tip Leytha.

În perimetru Mirşid depozitele badeniene au o largă răspândire, prezentind grosimi de peste 100 m.

Depozitele badeniene debutează transgresiv peste Burdigalianul alcătuit din microconglomerate, gresii, argile, marne și nisipuri cu intercalări masive de tufuri vulcanice albe-verzui.

Nisipurile și marnele slab nisipoase cenușii-gălbui conțin o asociație microfaunistică bogată, reprezentată prin foraminifere planctonice și bentonice (se remarcă frecvența mare a globigerinidelor) ce pledează pentru vîrstă badenian inferioară pătrindu-se încadra în zona cu lagenide sau cu orboline (Clichici, 1973).

Urmează stiva tufurilor vulcanice constituite din secvențe grosiere-lapilice, fine-medii și din tufite. Pachetul de tufuri vulcanice se poate încadra în partea terminală a Badenianului inferior, pe baza paralelizărilor efectuate cu depozite similare din zonele învecinate.

Aceste tufuri vulcanice care bordează bazinul Șimleu nu provin din ariile vulcanice clasice (din zonă Băii Mari sau din zona Munților Apuseni), ci s-au pus în loc în urma activității unor aparate vulcanice explozive de tipul celui de la Chilioara (Paucă, 1962, 1964).

## 2. Complexul vulcano-sedimentar badenian

### 2.1. Caracterizarea generală a tufurilor vulcanice

În cadrul acestui complex se cunosc atât tufuri vulcanice, cât și tufite și tufo-brecii, acumulate în condițiile sedimentării marine. Strucțura acestor roci este psamito-aleuritică și aleurolitică. Astfel, tufurile vulcanice de la Mirşid sunt cinerite fine și preponderent cinerite prăfoase. Forma fragmentelor componente, în general, este angulară sau subangulară, iar liantul este vitroclastic.

O altă trăsătură caracteristică a acestor tufuri vulcanice este predominarea liantului constituit dintr-un material cineritic sticlos, în diferite stadii de devitrificare și alterare.

Fragmentele componente participă în cantități variabile, fiind constituite din cristaloclaste și vitroclaste de formă și dimensiuni variabile. Materialul este în general bine sortat, remarcindu-se predominarea fragmentelor mai grosiere în baza tufurilor vulcanice, dar s-au constatat și unele slabe manifestări de revenire a unor secvențe grosiere lapilice.

Textura rocilor este în general masivă, neorientată. În unele cazuri a fost observată o microstratificație foarte fină. Rocile sunt în general ușoare, având o porozitate ridicată. Spărtura acestor roci este concoidală, neregulată sau aşchioasă. Culoarea tufurilor variază de la cenușie la albicioasă, uneori fiind verzuie sau gălbui. Nuanțele verzi ale tufurilor vulcanice studiate se datorează unor procese diagenetice, al căror efect principal este formarea unui produs secundar de culoare verde — seladonitul — care pigmenteză roca. Aceste culori sunt caracteristice tufurilor vulcanice neogene din bazinul Transilvaniei (Mărza, 1965).

## 2.2. Caracterizarea microscopică

Studiul mineralologic al tufurilor vulcanice de la Mirșid (județul Sălaj) arată un grad avansat de omogenitate compozițională și structural-texturală.

Deosebirile locale constau în special în schimbarea raporturilor cantitative între fragmentele componente și liant, mai rar în ponderea de participare a diferitelor cristaloclaste sau a raportului cantitativ dintre fragmentele constitutive.

În general predomină liantul sticlos, după care urmează fragmentele sticloase și de cristaloclaste. Litoclastele sunt rare sau lipsesc cu desăvîrșire.

*Cristaloclastele* au o participare procentuală cuprinsă între 2-25% din volumul rocii, având dimensiunile cuprinse între 0,02-3 mm. Forma cristaloclastelor este angulară și subangulară. În general ele sunt sparte, zdrobite sau pseudomorfozate de produse secundare și epigenetice. În rocile studiate cristaloclastele sunt omogen distribuite, remarcindu-se zone izolate de concentrate sub forma unor cuiburi sau benzi foarte fine.

Principalii comprienți prezenti sub formă de cristaloclaste sunt cuarțul, feldspatul (mai ales plagioclazul și subordonat feldspatul potasic), mica (în special biotitul), iar dintre comprienții accesori, apatitul, zirconul.

Separarea cristaloclastelor de origine eruptivă de mineralele detritice este posibilă numai după criterii morfografice.

Mineralele primare detritice sunt reprezentate prin muscovit, biotit, cuarț cu extincție rulantă mono- sau poligranular, feldspat și rareori minerale accesori: sfen, magnetit etc.

Proveniența acestora poate fi considerată fie din rocile metamorfice dezagregate, ce constituie masivele din jur sau din fundament, fie din rocile sedimentare mai vechi.

Singenetice sunt mineralele argiloase formate simultan cu depunerile materialului vulcanic și scheletele carbonatice ale microorganismelor.

Sub aspect cantitativ mineralele detritice sunt mult subordonate cristaloclastelor. Ele apar în cantități mai ridicate în rocile tufitice.

*Vitroclastele* prezintă aceleși dimensiuni ca și cristaloclastele, predominând însă cantitativ asupra acestora (35-40% din volumul rocii). În mod frecvent aceste vitroclaste sunt proaspete, netransformate și nedevitificate, caz în care sunt transparente și perfect izotrope, deseori sunt însă semiopace din cauza pulberii foarte fine de material argilos coloidal sau de oxihidroxizi amorfi de fier.

Frecvent sunt prezente produsele de devitrificare, îndeosebi în zonele marginale ale fragmentelor sticloase, putind afecta în întregime aceste fragmente. Relieful acestor fragmente este puternic negativ, mult mai scăzut ca cel al balsamului de Canada, acesta fiind un indiciu clar al acidității lavei din care provin.

Produsele de devitrificare a fragmentelor sticloase sunt identice cu cele ale liantului vitros, fiind reprezentate prin minerale zeolitice



(clinoptilolit, heulandit, mordenit etc.), minerale argiloase (hidromice, smectite etc.).

Formele fragmentelor sticloase sunt în general curbate, aplatizate sau fibroase.

Liantul este alcătuit dintr-un material vitroclastic foarte fin, micronic și submicronic. În general predomină cantitativ asupra cristalo-și vitroclastelor (35-63%). Acest liant este semiopac, de culoare brun-gălbui, brun-roșcată, din cauza fazei fin-disperse de material argilos sau oxihidroxizi de fier coloidal.

Liantul sticlos este în general devitrificat, prezentind diferite stadii de avansare. Produsele cele mai comune de devitrificare sunt mineralele zeolitice (clinoptilolit), hidromicile (illit, sericit, hidromuscovit), smectitele (montmorillonit, nontronit), cloritele, interstratificațiile montmorillonit-clorit, cristobalit etc.

Liantul prezintă în mod frecvent și resturi de foraminifere, având testele alcătuite din calcit, iar interiorul umplut cu calcit, minerale argiloase, mai rar opal, pirită și oxiizi de fier.

La microscop s-a pus în evidență structura poroasă-vacuolară a tufurilor vulcanice, golurile fiind umplute cu minerale argiloase (nontronit, seladonit, clorite), carbonați, zeoliți, silice sau hidroxizi de fier.

Microstructura tufurilor vulcanice este mixtă, în general vitro-cristaloclastică, subordonat vitroclastică și cu totul accidental vitro-cristalo-litoclastică.

### 2.3. Caracterizarea mineralologică a tufurilor vulcanice

Compoziția mineralologică a tufurilor vulcanice este un criteriu important nu numai în caracterizarea formațiunilor geologice, dar și în privința posibilităților de valorificare a tufurilor.

În alcătuirea mineralologică a tufurilor vulcanice participă două grupe mari de minerale: cele alogene și cele autigene.

a) Mineralele alogene sunt reprezentate prin mineralele primare (cristaloclaste sau fragmente detritice). Acestea provin fie din exploziile vulcanice, fie din dezagregarea mecanică a unor roci preexistente.

Cristaloclastele cel mai frecvent întâlnite sunt: cuart, feldspat (plagioclazi, ortoclaz), biotit, mușcovit, lepidomelan, hornblendă, sfen, zircon, apatit etc.

Mineralele alogene detritice în general sunt prezente în cantități subordonate cristaloclastelor, exceptând rocile tufitice în care pot predomina. Aceste minerale se recunosc prin forma lor rotunjită sau subrotunjită, din cauza rulării, cît și printr-o serie de alte caracteristici.

Ca minerale detritice s-au evidențiat, în general, aceleași specii ca și la cristaloclaste: cuart, feldspat, biotit, muscovit, hidromice, titanit, ortit, zircon, apatit etc.

b) Mineralele autigene se pot separa destul de dificil, având în vedere faptul că domeniul autigen se poate extinde chiar și în etapa de preconsolidare a rocii (autigenă fiind și sinteza mineralelor argiloase din suspensiile coloidale și precipitarea acestora), cît și parțial



în domenii ce urmează consolidării, suprapunindu-se parțial etapei de diagenizare. Astfel, autogeneza corespunde parțial sedimentării, litificării (consolidării) și parțial diagenezei tîrzii (epigenezei).

Acest grup cuprinde mineralele argiloase, mineralele din grupa silicei, feldspații, mineralele zeolitice, mineralele carbonatice, oxihidroxizii de fier etc. O parte dintre acestea s-a format și după consolidarea rocii, sub influența unor condiții externe, uneori meteorice și submeteorice, a căror acțiune se poate extinde și în profunzime.

Mineralele argiloase provin atât din dezagregarea rocilor continentale, cât și din sintezele care au loc în soluțiile coloidale dense, precipitînd alături de mineralele alogene. Acestea din urmă sunt tipuri singenetică sedimentului.

Mineralele argiloase s-au format însă și după transformarea sedimentului în rocă, în procesele diagenetice tîrzii și epigenetice. Astfel sunt mineralele argiloase formate în procesele de alterare halmirolitică a tufului, în special în procesul de bentonitizare.

Se cunosc și minerale argiloase tipic epigenetice, dispuse sub forma unor vinișoare micronice sau umplînd golurile și porii rocii, fiind asociate cu hidroxizi de fier (nontronit, seladonit).

Hidromicile (hidromuscovit, hidrobiotit) s-au format prin sinteza din coloizi sau prin descompunerea unor minerale preexistente și a materialului vitros.

Smectitele sunt reprezentate prin montmorillonit și subordonat nontronit. S-au mai evidențiat interstratificații cu illitul și cloritele.

Comportamentul termic al montmorillonitului din probele studiate corespunde montmorillonitului sodic (tip Wyoming) și celui calcic (tip Cheto), acesta din urmă fiind mai frecvent în zonele superioare. Montmorillonitul se asociază frecvent cu silicea criptocristalină (alfa-cristobalit).

#### *2.4. Fenomenul de zeolitizare a tufurilor vulcanice*

Posibilitatea utilizării tufurilor vulcanice în domenii din ce în ce mai diversificate depinde de conținutul în zeoliți al acestora.

Tufurile vulcanice din zăcămîntul de la Mirșid sunt parțial transformate în zeoliți.

Zeolitizarea afectează în principal materialul sticlos din componenta tufurilor și în cantitate subordonată cristaloclastele de feldspat.

Dintre zeoliți, în tufurile vulcanice predomină net clinoptilolitul.

Acest mineral formează mase sau cuiburi aproape monominerale, asociindu-se cu alfa-cristobalitul și cu mineralele argiloase. Cristalele de clinoptilolit de regulă acoperă două domenii de dimensiuni: între 1-5 microni constituind „masa de bază”, provenind din recristalizarea uniformă a sticlei vulcanice din vitroclaste și masa cinericitică, precum și între 15-40 microni cu dezvoltare locală neuniform repartizată în jurul unor goluri.

Clinoptilolitul prezintă caracteristici structurale, chimice și optice specifice, ce-l deosebesc de heulandit.

Spectrul de difracție al clinoptilolitului studiat este dominat de reflexele puternice de la 8,9-9 Å; 3,96% Å; 3,90 Å; 2,97 Å (fig. 2).



Comportamentul termic al clinoptilolitului diferă de asemenea de cel al heulanditului, rămînind stabil pînă la cca 700°.

Se remarcă pierderea apei zeolitice într-un interval larg, oscilînd în jurul valorii de cca 150°C și efectul endoterm slab de la 790°C. Can-

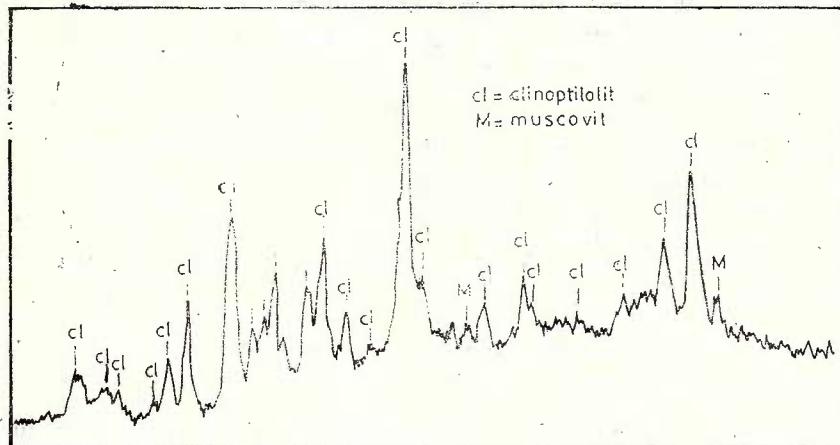
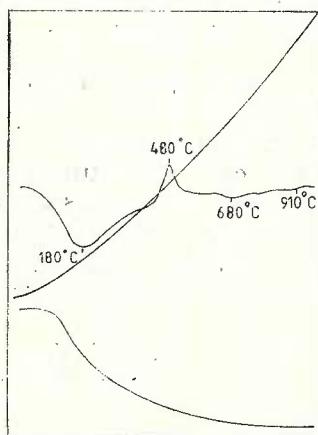


Fig. 2. — Difractogramma clinoptilolitului de la Mirşid.  
Difractogramme du clinoptilolite de Mirşid.

titatea de apă pierdută este de cca 8-11%, evident mai scăzută decît în cazul zeoliților calcici. Aceasta reprezintă o altă caracteristică a zeoliților sodo-potasici (fig. 3).

Fig. 3. — Derivatogramma clinoptilolitului.  
Dérivatogramme du clinoptilolite.



Distribuția cantitativă a clinoptilolitului variază foarte mult, oscilînd între valori cuprinse între 0-90%. Se remarcă prezența să pe întreaga coloană de tufuri vulcanice investigată, făcînd excepție intercalăriile tufitice.

Se remarcă faptul că tufurile vulcanice prezintă un grad avansat de zeolitizare, îndeosebi în zona centrală-mediană a pachetului tufogen.



În abordarea genezei clinoptilolitului din tufurile vulcanice trebuie avute în vedere următoarele: ambianța geologică, regimul hidrologic și factorii fizico-chimici.

S-a stabilit că un rol esențial în formarea mineralelor zeolitice de tipul clinoptilolitului au avut următorii factori:

- cenușile vulcanice de compoziție acidă;
- condițiile submarine de depunere a materialului;
- pH-ul soluțiilor interstitionale, inițial acid-neutru, cu tendință de a deveni din ce în ce mai alcalin, odată cu îngroparea sedimentelor;
- activitatea chimică a cenușii vulcanice și a soluțiilor cu care vin în contact, precum și energia reacțiilor;
- temperatura, presiunea și factorul timp care sunt factori decisive în procesul de zeolitizare.

În concluzie, geneza clinoptilolitului este considerată diagenetică (anadiageneză și singeneză).

Mineralele din grupa silicei sunt reprezentate prin cuarț antigen și cristobalit, ce apar în mod frecvent sub forma unor pelicule de suprăcreștere și formează asociații caracteristice cu clinoptilolitul și montmorillonitul.

Mineralele oxihidroxilice sunt reprezentate în special prin hidrogoethit, ce apare în cantități subordonate. Uneori provin din descompunerea biotitului, alteori constituie infiltrații epigenetice. Prezența lor imprimă tufurilor vulcanice o colorație roșie-cărămizie.

Mineralele carbonatice sunt frecvent întâlnite. Predominant este calcitul antigen, prezent sub forma unor pulberi fine ce impregnează roca și uneori granulele rotunjite xenomorfe. Alteori este epigenetic, sub forma diaclazelor cu cristale de ordinul milimetrelor, ca rezultat al depunerilor din soluțiile descendente bogate în ioni de calciu.

În situații similare este prezent și sideritul.

### 2.5. Caracterizarea chimică a tufurilor vulcanice

În vederea caracterizării chimice a complexului tufogen de vîrstă badeniană, care constituie obiectivul cercetărilor, s-au recoltat probe pentru analize chimice sistematice, atât din aflorimente, cât și din lucrările geologice executate (șanțuri, foraje).

Probele analizate au valori în general ridicate ale  $\text{SiO}_2$  (peste 60%, uneori depășind și 65%); valori mai scăzute se înregistrează la probele bentonizate.

În același timp alcaliile ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) domină asupra calciului, în acest caz făcând excepție tufurile bentonizate și tufitele calcaroase-marnoase (tab.).

Parametri Niggli prezintă următoarele variații (fig. 4):

Valorile „si“ oscilează în domeniul cuprins între 350-450. O valoare scăzută (94,8) se înregistrează la proba 11/38, care reprezintă un calcar-enit tufitic.

Cantitatea de calciu raportată la alcalii apare totuși relativ ridicată pentru chimismul rocilor riolitice, ceea ce face ca prin metoda Niggli să se obțină o participare a anortitului de 11,23%, iar prin metoda Ritt-



TABLEL  
*Compoziția chimică a tufurilor vulcanice de la Mirşid*

Oxizi	1*	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8*	9*	10*	11*	12*	13*	14*	15*
SiO <sub>2</sub>	65,77	65,33	65,33	35,60	65,75	65,17	64,60	58,00	65,41	64,47	65,50	64,74	65,48	65,11	67,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,51	1,13	1,10	0,38	0,65	1,15	0,42	0,25	0,41	0,61	0,96	0,71	0,81	0,79	0,95
FeO	0,14	0,43	0,29	0,57	0,13	0,29	0,29	1,59	0,71	0,42	0,29	0,42	0,43	0,29	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,23	11,83	11,76	4,39	11,33	12,72	12,63	16,20	11,69	13,03	11,00	13,16	11,92	12,82	8,04
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,60	0,25	0,55	0,15	0,25	0,39	0,30	0,30	0,25	0,15	0,25	0,30	0,30	0,20
CaO	2,80	2,94	2,94	26,18	3,08	2,52	3,64	3,42	3,78	3,78	3,64	3,78	3,50	3,22	5,32
MgO	1,70	1,80	1,30	1,90	1,60	0,60	1,00	1,70	0,60	1,10	0,40	0,80	0,80	0,90	0,50
MnO	0,03	0,06	0,05	1,6	0,03	—	—	0,19	0,09	0,06	0,06	0,05	0,06	0,04	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,03	0,03	0,07	0,01	0,02	0,04	0,03	0,01	0,02	—	0,02	0,05	0,03	—
S	0,01	0,41	0,04	0,02	0,23	0,02	0,24	0,41	0,23	0,44	—	0,37	0,32	0,38	0,02
K <sub>2</sub> O	1,20	1,87	3,01	1,73	3,01	2,91	2,79	2,29	2,89	2,81	2,24	2,48	2,41	2,41	1,93
Na <sub>2</sub> O	0,65	0,48	0,67	0,94	0,46	1,83	0,48	0,84	0,40	0,75	1,54	0,94	1,48	1,88	2,43
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,24	6,99	7,85	4,07	9,33	7,98	8,02	8,96	8,21	8,67	6,77	7,70	8,02	7,44	6,40
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	6,87	5,25	4,87	1,04	4,23	4,52	5,10	4,53	4,70	4,21	6,42	4,20	4,05	4,15	5,60
CO <sub>2</sub>	1,18	0,63	0,40	20,59	0,24	0,31	0,28	0,59	0,16	0,04	0,80	2,28	0,20	0,08	0,76
Total	99,63	99,78	100,39	99,72	99,73	100,19	99,83	99,80	99,59	100,74	99,77	101,95	99,83	99,84	99,74

\* Probele provin din forajul 11 Mirşid, după cum urmează: 1 — m 13,5; 2 — m 21,5;  
3 — m 29,0; 4 — m 38,0; 5 — m 38,5; 6 — m 41,0; 7 — m 47,7; 8 — m 49,5; 9 — m 52,5;  
10 — m 56,0; 11 — m 65,0; 12 — m 65,0; 13 — m 77,0; 14 — m 83,0; 15 — m 99,5.



mann o compoziție a plagioclazului cu cca 86% An, care nu corespunde situației reale. Acest aspect se datorește gradului de transformare a rocii și legării unei cantități importante de  $\text{Ca}^{2+}$  în smectite și în mineralele zeolitice.

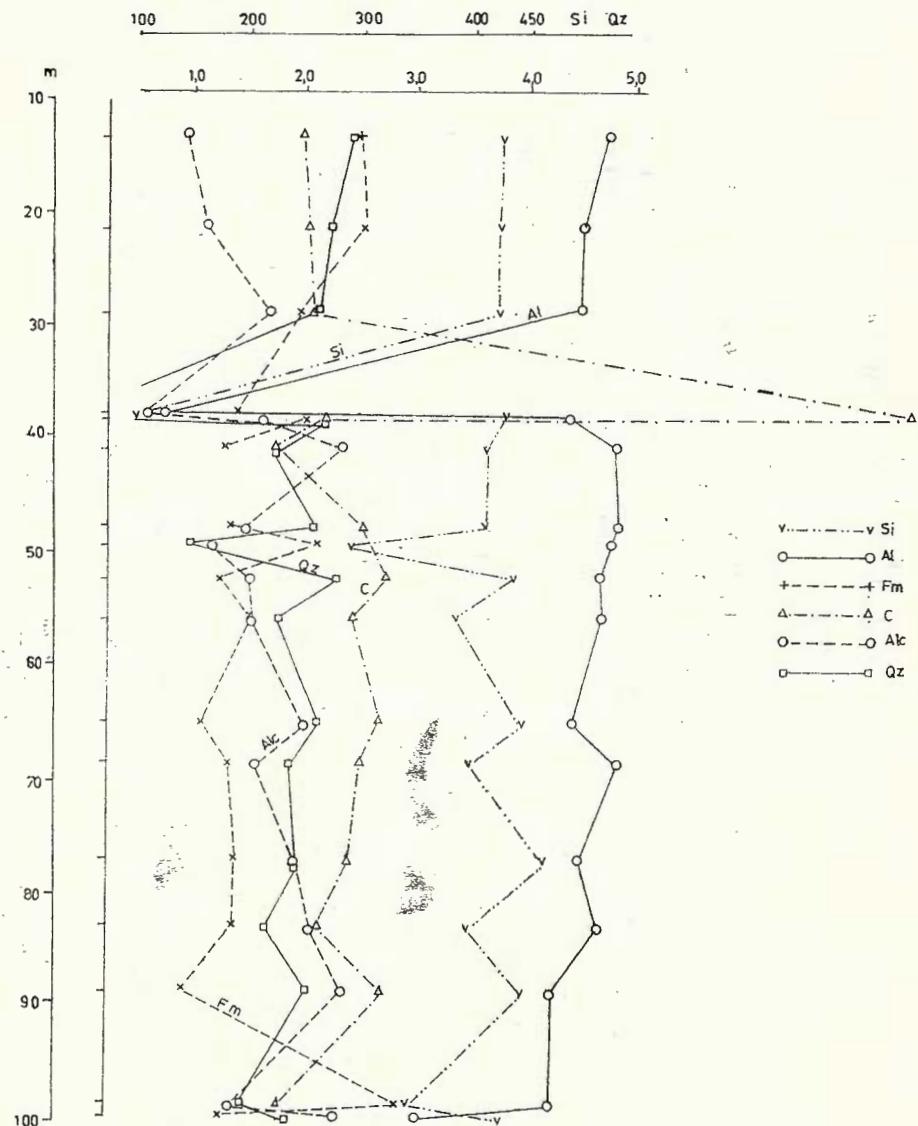


Fig. 4. — Variația pe verticală a parametrilor Niggli în probele de tufuri vulcanice cu zeoliti.

Variation sur verticale des paramètres Niggli des échantillons de tufs volcaniques à zéolites.

Alumina este reflectată pe de o parte prin parametrul „al“ și pe de altă parte prin apariția unor minerale normative, aluminifere (corindon în cazul metodei Niggli și cordierit în cazul metodei Rittman), situație identică cu cea întlnită la calciu.

Parametrul „al“ variază între 6,86 (proba 11/38) și 56,79 (proba 6/39).

Din diagrama de diferențiere rezultă o comportare anormală a parametrilor Niggli. Astfel, în paralel cu creșterea parametrului „al“ scade valoarea lui „alk“ și al ui „k“. Parametrul „alk“ are o comportare similară cu „k“, ceea ce indică o corelație pozitivă dintre aceștia, aspect care reflectă un proces geochemical caracteristic (transformarea zeolitică și bentonică a tufurilor vulcanice studiate).

Din datele prezentate mai sus rezultă că dezechilibrul chimic aparent existent între parametri Niggli se datorează în primul rînd proceselor de transformare a rocii (zeolitizare), rocile inițiale netransformate în general putînd fi repartizate tufurilor riolitice, riodacitice și dacitice.

Caracterul chimic heterogen poate fi dat pe de altă parte și de amestecul materialului piroclastic provenit probabil din centrii diferenți de erupție, cu chimism slab diferențiat.

Din calculele efectuate pe baza parametrilor QLM, rezultă că aproape toate rocile tufacee din perimetru cercetat se proiectează în cîmpul rocilor suprasaturate în  $\text{SiO}_2$ .

Deși din proiecția valorilor calculate în diagrama ternară  $\text{K}^+ \text{-} \text{Na}^+ \text{-} \text{Ca}^{2+}$  rezultă că rocile din zăcămîntul de la Mirşid au o dispersie mare, totuși se observă o concentrare ușoară în apropierea liniei  $\text{Na}^+ \text{-} \text{K}^+$ , la aproximativ jumătatea distanței dintre cele două colțuri (fig. 5).

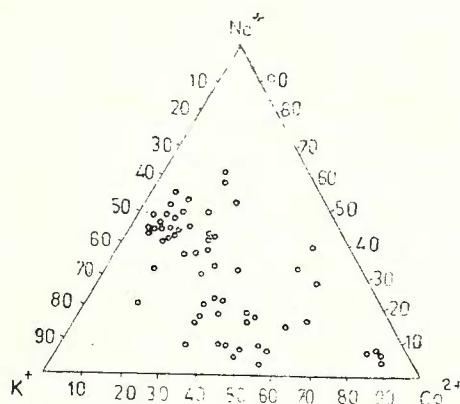


Fig. 5 — Diagrama  $\text{K}^+ \text{-} \text{Na}^+ \text{-} \text{Ca}^+$  a rocilor vulcanice cu zeoliți.  
Diagramme  $\text{K}^+ \text{-} \text{Na}^+ \text{-} \text{Ca}^+$  des roches volcaniques à zéolites.

Calculul parametrilor Zavarîțki demonstrează că în majoritatea probelor starea suprasaturată în  $\text{Al}_2\text{O}_3$  a magmei, probabil o suprasaturare aparentă datorită transformărilor ulterioare formării rocilor.

Din calculele efectuate rezultă o corelație directă și sigură între  $\text{SiO}_2$  și  $\text{K}_2\text{O}$ , corelația dintre  $\text{SiO}_2$  și  $\text{Na}_2\text{O}$  fiind mai slabă.

Corelația  $\text{SiO}_2 \text{-} \text{Al}_2\text{O}_3$  este negativă, ceea ce poate indica prezența unor alumo-silicați cu raportul Si : Al ridicat (raport caracteristic pentru mineralele zeolitice de tipul clinoptilolitului, minerale bogate în silice).

Corelațiile  $\text{SiO}_2$  cu  $\text{CaO}$  sunt puternic negative, indicând faptul că acestea nu formează împreună minerale. Chimismul clinoptilolitului se caracterizează prin bogăția în silice și prezența calciului în cantitate redusă. Dacă avem în vedere că și  $\text{Al}_2\text{O}_3$  are legături slab pozitive cu  $\text{CaO}$ , rezultă că compoziții  $\text{SiO}_2\text{-}\text{Al}_2\text{O}_3\text{-}\text{CaO}$  nu formează minerale în cantități mari.

Înînd seama de compoziția chimică a rocilor studiate, corroborată cu datele mineralogice și petrografice, rezultă că probele provenite din zâcămîntul de la Mirșid-Ortele reprezintă în general roci piroclastice de tipul tufurilor cu mai multe subtipuri separate pe criterii structural-texturale, aflate în stadii diverse de transformare, în mod frecvent de mare intensitate (Pop, 1979).

Cele mai importante procese de transformare sunt zeolitzarea și bentonitzarea. Aceste procese au dus la chimismul actual al rocii deosebit de cel inițial, în special privind raporturile dintre compoziții de bază.

Tufurile vulcanice sunt suprasaturate în silice, ceea ce conduce la valorile ridicate ale parametrilor „*s*”, „*Qz*” și „*c*”, iar valorile „*alk*” sunt în general scăzute, cu predominarea potasiului asupra sodiului.

Un rol deosebit de important în constituția rocii revine apei, prezenta în cantități ce depășesc frecvent 10%, producind și aceasta unele dezechilibre între diversii parametri Niggli.

Rocile inițiale, după valorile parametrilor petrochimici, au avut compoziție acidă (dacitică).

## BIBLIOGRAFIE

- Chichici O. (1973) Stratigrafia neogenului din estul Bazinului Șimleu. Ed. Acad. R.S.R., București.
- Kovács P. P. (1980) Raport, arhiva I.P.E.G. „Maramureș”, Baia Mare.
- Mărza I. (1965) Date noi privind petrografia, originea și culoarea tufului de Dej. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria Geol.*, 10, 1, București.
- Paucă M. (1962) Bazinul Șimleului. *An. Com. Geol.*, XXXII, București.
- (1964) Aparatul vulcanic de la Chilioara (Bazinul Silvaniei). *An. Com. Geol.*, XXXIV, I, București.
- Pop N. (1979) Studiu, arhiva I.P.E.G. „Maramureș”, Baia Mare.
- Ruhin L. B. (1966) Bazele litologiei. Ed. tehn. București.

## CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DES TUFS VOLCANIQUES DE MIRŞID (DISTRICT DE SĂLAJ)

### (Résumé)

Le présent ouvrage se propose de faire connaître les résultats des recherches géologiques concernant les tufs volcaniques badéniens de Mirşid (district de Sălaj) de la partie est du bassin de Șimleu.



Le complexe des tufs volcaniques de cette zone est constitué des séquences grossières-lapilliennes, fines-moyennes et des tuffites. Ce complexe peut être renfermé dans la partie terminale du Badénien inférieur.

Les éléments composants comportent des cristalloclastes et vitroclastes de forme et dimensions variables. Le matériel est en général bien choisi.

Une caractéristique de ces tufs volcaniques est la prédominance du liant formé d'un matériel cinérifique vitreux, en divers stades de dévitrification et aïtération.

Le principal processus de transformation est la zéolitisation qui affecte surtout le matériel vitreux de la composition des tufs et en quantité subordonnée les cristalloclastes de feldspath.

Parmi les zéolites, c'est le clinptylolite qui a une prépondérance nette, en formant des masses ou nids presque mono-minéraux en associations avec l'alfa-cristoballite et les minérais argileux.

La distribution quantitative du clinptylolite varie assez beaucoup, en oscillant de 0 à 90%. On remarque sa présence sur toute la colonne de tufs volcaniques investiguée.

La genèse du clinptylolite est considérée diagénétique (anadiagenèse et syngenèse).

Les roches initiales, d'après les valeurs des paramètres pétrochimiques, ont eu une composition acide (dacitique).





Institutul Geologic al României

## 2. ZACĂMINTE

STUDII CHIMICO-STATISTICE  
ASUPRA ELEMENTELOR CONSTITUENTE  
ALE CALCARELOR CU MINERALIZAȚII MAGNEZIENE  
DIN MUNTII BIHOR<sup>1</sup>

DE

ALEXANDRU Z. MANEA<sup>2</sup>, DIETER HANNICH<sup>2</sup>

*Limestones. Magnesium — mineralization. Upper Triassic. Lower Jurassic.  
Chemical-statistical study. Statistical method. Genetic model. Hydrothermal  
supply. Apuseni Mountains. Codru-Arieșeni Unit. Bihor Mountains.*

### Abstract

Chemical-Statistical Studies on Constitutive Elements of Limestones with Magnesian Mineralizations from the Bihor Mountains. In the north-western part of the Bihor Mountains there were made some chemical-statistical studies on 1710 samples of limestones with magnesian mineralizations, assigned to the Upper Triassic and to the Lower Jurassic. In the whole region, the chemical-statistical coefficients suggest the existence of a unique character of the sedimentary basin during the Triassic and the Lower Jurassic, marked by the result of Student (*t*) test. The values of statistical coefficients prove a common genesis of CaO and MgO and of a unique matter source, with a characteristic of supplementary supply of substance as compared to the normal one. The harmfulness group (SiO<sub>2</sub>+Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) is introduced in the system either by terrigene episodic supplies, or by hydrothermal way, having as generator the banatitic magmatites of the region.

**Introducere.** Cu ocazia efectuării unor lucrări geologice de prospecții asupra părții de NV a Munților Bihor, Manea et al. (1973)<sup>3</sup> sesizează participarea ridicată a unor compuși de magneziu, ca brucitul și periclazul, la constituția unor formațiuni carbonatice atribuite Triasicului, care aflorează în regiunea șaua Liliana-valea Galbena și Chișcău.

<sup>1</sup> Depusă la 16 noiembrie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 12 februarie 1982, comunicată în sesiunea științifică a Întreprinderii de prospecții geologice și geofizice din 28 aprilie 1981.

<sup>2</sup> Întreprinderea de prospecții geologice și geofizice. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



... Subliniem faptul că încercările tehnologice de preparare, în fază de laborator, efectuate în cadrul IGG Bucureşti și apoi în fază de laborator și pilot, la ICPMSN Cluj-Napoca și ICEM Bucureşti, au furnizat date revelatorii privind obținerea unor concentrate de minerale magneziene cu valoare economică.

Prezența brucitului — $Mg(OH)_2$ — a fost semnalată, pentru prima dată în Munții Bihor de Raftale et (1963). Acest mineral este prezentat în cadrul unor asociații de minerale de contact, generate de masivele banatitice de la Budureasa și Pietroasa. Brucitul este considerat ca produs al hidratării periclazului (a cărui prezență nu a fost semnalată de autorul menționat) care a luat naștere în urma unui „proces de dedolomitizare și recristalizare a carbonatului de calciu“.

Începînd cu anul 1975<sup>4, 5, 6, 7, 8</sup> Manea et al. sesizează posibilitatea utilizării mineralizațiilor magneziene reprezentate prin periclaz, brucit, hidromagnezit, magnezit, sepiolit, sherdanit, din formațiunile carbonatice care cuprind arii largi de dezvoltare în partea de NV a Munților Bihor, în calitate de minereu pentru obținerea produselor care utilizează oxidul de magneziu. În acest scop, pe baza programelor elaborate în cadrul IGPSMS, se trece la executarea unor lucrări de prospecții geologice însotite de lucrări miniere de suprafață, precum și de probarea sistematică<sup>9</sup>, a zonelor de aflorare și ale lucrărilor miniere ușoare, rezultînd pînă în prezent, peste 1770 probe.

Probele obținute au fost analizate pentru conținutul în oxizi, în cadrul laboratoarelor IGPSMS, Bucureşti<sup>10</sup>.

Remarcăm faptul că, probarea sistematică atît a zonelor de afloare, cît și a lucrărilor miniere de suprafață, a fost dirijată perpendicular pe grosimea formațiunilor carbonatice purtătoare de mineralizații magneziene.

Menționăm că o serie de probe, mai ales din luerările de suprafață preluate și executate de IPEG Cluj-Napoca, au fost recoltate de cadrele din formațiunea geologică a raionului minier Beiuș, condusă de geolog Craciun Popa.

În scopul punerii în evidență a unor legi de distribuție și a unor corelații între principalele elemente componente ale formațiunilor carbonatice purtătoare de mineralizații magneziene, au fost efectuate calcule statistice și reprezentarea grafică a norului de corelație și a dreptelor de regresie la calculatorul Wang 2200 din dotarea IGPSMS (programator D. Hanisch). Prelucrările chimico-statistice au cuprins numai probele brazdă, deși în regiune au fost recoltate și probe prin ciupire, care nu au fost considerate reprezentative.

Rezultatele analizelor chimice, au fost grupate în funcție de situația geologică a ariilor de dezvoltare a formațiunilor carbonatice purtătoare de mineralizații magneziene. Astfel, întreaga regiune a fost împărțită în următoarele zone: zona nordică, cuprinsă între valea Luncii și valea Binșelului; zona central-vestică, situată între pîrul Bîrlogului și al treilea torrent stîng al văii Cohului; zona central-estică, care se extinde între pîrul Cetățelelor și valea Sîrca; zona vestică, cuprinsă între dealul Sec, pîrul Ursului și valea Breancului și zona sudică, care se extinde între dealul Dîncoasa, valea Sebișelului, Măgura Guranilor, șaua Liliana, valea Galbena.

În cadrul fiecărei zone, în cursul studiilor chimico-statistice au fost luate în considerare următoarele mulțimi de probe colectate (drept una din variabilele geologice) : zona nordică = 124 probe ; zona central-vestică = 768 probe ; zona central-estică = 231 probe ; zona vestică = 150 probe ; zona sudică = 437 probe.

**Geologia regiunii.** Ca urmare a executării lucrărilor de prospecționi geologice, au fost obținute date care, coroborate cu datele furnizate de executarea lucrărilor miniere și de foraje prevăzute în proiectele elaborate de specialiștii de la IGPSMS și în colaborare cu cei de la IPEG Cluj-Napoca, au condus la elaborarea următoarei scheme structurale și stratigrafice : autohtonul de Bihor-Pădurea Craiului ; paraautohtonul (semnalat de noi în anul 1975) ; pîlna de Arieșeni ; sistemul pînzelor de Codru ; depozitele post-tectonice ; magmatitele subsecvente, laramice ; depozitele pannoniene ; depozitele cuaternare.

În cadrul regiunii cercetate, prima unitate structurală se dezvoltă în partea sudică, între valea Muncelului și valea Sighiștelului. Ea este reprezentată preponderent prin secvențe calcaroase, în care Manea și Serini (1980) au pus în evidență o serie de asociații microfaunistice, care au permis încadrarea acestora la Kimmeridgian-Tithonic.

Cea de a doua unitate a fost separată în următoarele orizonturi stratigrafice : orizontul gresiilor cuarțitice și al șisturilor argilitice (după ultimele date Werfenian) ; orizontul dolomitic (Anisian) ; orizontul calcarelor negre cu accidente silicioase (Ladinian) ; orizontul dolomitelor și marnelor cornificate (Carnian) ; orizontul calcarelor dolomitice albe cu mineralizații magneziene (Norian) ; orizontul conglomeratelor carbonatice, calcarenitelor, marnelor și șisturilor argilitice negre (Rhetian-Liasic).

Această unitate constituie cea mai mare parte a regiunii cercetate. Tot în partea sudică a regiunii, se dezvoltă depozitele aparținînd pînzei de Arieșeni. Aceste depozite au caracter de molasă, ceea ce atestă existența unor condiții epicontinentale, iar rocile metamorfice apar slab cutate și converg spre nord, aflîndu-se în fruntea digitației de Arieșeni.

Între formațiunile pînzei de Arieșeni și sistemul pînzelor de Codru ce se dezvoltă spre nord, există doar relații disjunctive marcate de falia Muncelul-Plăiuț-Păuleasa, pe care s-au insinuat corporile eliptice de andezite cuarțifere.

În cadrul sistemului pînzelor de Codru, apar formațiuni atribuite Werfenianului, Anisianului și Ladinianului. Acest sistem ocupă arii situate disparat în cadrul regiunii, avînd tendință de dominare în partea nordică și vestică.

Depozitele post-tectonice ocupă poziții transgresive față de sistemul pînzelor de Codru și se dezvoltă în partea nord-vestică a regiunii, fiind reprezentate prin conglomerate carbonatice cu matrice argilitică, roșu-violacee, marne și marne grezoase, precum și marnocalcare negre, în plăci.

Principala masă a magmatitelor a fost pusă în loc prin intruderea corporilor de banatite de la Budureasa și Pietroasa, pe o fractură cu caracter de profunzime, preexistentă, care a fost reactivată în faza lar-



mică. Corpurile menționate prezintă forme eliptice, având orientarea generală conformă orientării aliniamentului banatitic din țara noastră, adică NNV-SSE.

Depozitele pannoniene sunt dispuse transgresiv pe rama vestică a Munților Bihor și aparțin cunoscutului bazin neogen al Beiușului, iar cele cuaternare sunt reprezentate prin cîmpuri aluvionare în lungul principalilor compoziți ai rețelei hidrografice, precum și prin depozite coluviale.

**Studiul chimico-statistic al datelor.** Rezultatele analizelor chimice, grupate pe zonele menționate anterior au fost supuse studiului statistic. În acest scop, drept variabile geologice au fost utilizati următorii compoziți chimici :  $\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$  = nocivități (în sensul compoziților dăunători în procesul preparării) pe de o parte, iar pe de altă parte, compoziții utili ca :  $\text{MgO}$  și  $\text{CaO}$ . De asemenea, au fost considerate și legăturile posibile între oxizi :  $\text{SiO}_2-\text{CaO}$ ;  $\text{SiO}_2-\text{MgO}$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{CaO}$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ ; precum și compoziții nocivi între ei.

Reprezentarea grafică pe un sistem de axe rectangulare a perechilor de valori  $x$ ,  $y$  (variabilele studiate), vizualizează norul de puncte, descriind grafic legătura între cele două perechi de variabile. Pentru a exprima matematic dependența unei variabile de cealaltă trebuie rezolvată problema regresiei. Aceasta constă în a arăta, în ce măsură se schimbă, statistic, variabila dependentă ( $y$ ), ca urmare a schimbării variabilei independente ( $x$ ). Cu cât norul de puncte se grupează mai evident de-a lungul unei linii, caracteristicile comparate sunt într-o dependență mai puternică.

În cazul nostru, graficele de corelație au arătat că de regulă dependența este liniară, potrivindu-se deci aplicarea procedeului regresiei liniare și a calculării coeficienților de corelație liniară.

S-au utilizat următoarele formule de calcul :

Pentru coeficientul de corelație liniară :

$$r = \frac{n \sum x_i y_i - (\sum x_i) \cdot (\sum y_i)}{\sqrt{(n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2) \cdot (n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2)}}$$

unde  $n$  = numărul de observații ;  $(x_1, y_1)$  . . . . . ,  $x_n$ ,  $y_n$  = datele de observație (în cazul dezbatut acestea reprezintă conținuturile procentuale în oxizi).

Dreapta de regresie, de forma  $y = Bx + A$ , a fost calculată după formula următoare :

$$B = \frac{n \sum x_i y_i - (\sum x_i) \cdot (\sum y_i)}{n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2}$$

$$A = \frac{\sum y_i - B \sum x_i}{n}$$



Pentru stabilirea semnificației coeficientului de corelație calculat, s-a utilizat testul  $t$  sau testul „Student”. Pentru calcularea parametru-lui „ $t$ ”, s-a utilizat următoarea formulă :

$$t = \frac{r \cdot \sqrt{n - 2}}{\sqrt{1 - r^2}}$$

unde  $r$  = coeficientul de corelație ;  $n$  = numărul de observații.

Mărimea  $t$ , calculată pentru fiecare set de date, s-a comparat cu valorile  $t$  teoretice corespunzătoare unui prag de probabilitate limită acceptat ( $P=0,05$  ;  $0,01$  ;  $0,001$ ), cuprinse în tabelele date în literatură (B o m b o e, 1979). În acest fel, s-a stabilit dacă coeficienții de corelație calculați pentru fiecare set de date sunt semnificativi sau nu.

Pentru fiecare zonă s-au calculat coeficienții de corelație liniară între conținuturile compoziților chimici utili și nocivi considerați periochi :  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$  ;  $\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$  ;  $\text{SiO}_2\text{-MgO}$  ;  $\text{SiO}_2\text{-CaO}$  ;  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$  ;  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$  ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-MgO}$  ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-CaO}$  ;  $\text{MgO-CaO}$  și nocivități ( $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) $\text{-MgO}$  și nocivități-CaO.

Pentru toate combinațiile s-au calculat dreptele de regresie și valorile mărimii  $t$ .

În cele ce urmează vom prezenta rezultatele studiului chimico-statistic pe zonele geologice menționate anterior.

**Zona nordică.** Pentru această zonă am dispus de un număr de 124 probe. Rezultatele calculelor statistice sunt redate în tabelul 1.

TABELUL 1

Valorile parametrilor statistici ai corelației (zona nordică)

Perechea $Y=f(x)$	Coeficientul de corelație calculat	$t$ calculat	Pragul de semnificație pentru $P=0,001$	Rezultatul testului $t$
$\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$	0,90	22,98	3,38	Semnificativ
$\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$	0,23	2,59	3,38	Nesemnificativ
$\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$	0,12	1,30	3,38	Nesemnificativ
$\text{SiO}_2\text{-CaO}$	-0,07	0,83	3,38	Nesemnificativ
$\text{SiO}_2\text{-CaO}$	-0,09	0,10	3,38	Nesemnificativ
$\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$	-0,03	0,30	3,38	Nesemnificativ
$\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$	-0,52	6,77	3,38	Nesemnificativ
$\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-MgO}$	-0,06	0,71	3,38	Nesemnificativ
$\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-CaO}$	0,06	0,68	3,38	Nesemnificativ
$\text{MgO-CaO}$	-0,00	0,03	3,38	Nesemnificativ
$\text{CaO-nocivități}$	-0,55	5,62	3,38	Semnificativ
$\text{MgO-nocivități}$	-0,54	7,29	3,38	Semnificativ

În această zonă se remarcă existența unei corelații clare între  $\text{SiO}_2$  și  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , însă între ceilalți compoziții nocivi  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  și  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$



nu există corelații. De asemenea, se remarcă faptul că, între compo-  
nenții nocivi și cei utili nu există corelații, cu excepția  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{CaO}$ .

Tot în zona nordică, între nocivitățile luate cumulat și compo-  
nenții utili  $\text{CaO}$  și  $\text{MgO}$  există corelație: testul  $t$  indică faptul că coeficienții  
de corelație sunt semnificativi. Acest lucru se datorează legăturii minera-  
logice dintre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  și  $\text{CaO}$ , precum și a lipsei legăturii  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  cu cele-  
alte nocivități.

*Zona central-vestică.* Pentru această zonă am dispus de un nu-  
măr de 768 probe.

Pentru perechile de compo-nenții chimici considerați, s-au obținut  
următorii coeficienții de corelație liniară și valorile mărimii  $t$  pentru tes-  
tul de semnificație a coeficienților (tab. 2).

TABELUL 2

*Valorile parametrilor statistici ai corelației (zona central-vestică)*

Perechea $Y = f(x)$	Coeficientul de corelație calculat	$t$ calculat	Pragul de semnificație pentru $P = 0,001$	Rezultatul testului $t$
$\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$	0,75	31,7	3,30	Foarte semnificativ
$\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3$	0,45	14,0	3,30	Foarte semnificativ
$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$	0,79	14,6	3,30	Foarte semnificativ
$\text{SiO}_2 - \text{CaO}$	-0,03	0,82	3,30	Nesemnificativ
$\text{SiO}_2 - \text{MgO}$	-0,07	1,86	3,30	Nesemnificativ
$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$	-0,14	3,82	3,30	La limita pragului
$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$	-0,03	0,72	3,30	Nesemnificativ
$\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$	-0,09	2,48	3,30	Nesemnificativ
$\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$	-0,02	0,48	3,30	Nesemnificativ
$\text{MgO} - \text{CaO}$	-0,70	15,56	3,30	Foarte semnificativ
$\text{CaO} - \text{nocivități}$	-0,70	10,52	3,30	Nesemnificativ
$\text{MgO} - \text{nocivități}$	-0,17	4,73	3,30	Slab semnificativ

Din tabelul 2 rezultă că există o corelație bună, adică o dependență  
liniară clară între compo-nenții nocivi:  $\text{SiO}_2$  de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ;  
 $\text{SiO}_2$  de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Toate valorile mărimii  $t$  sunt situate cu mult deasupra  
valorii pragului (3,30).

Nu există corelație între compo-nenții nocivi:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$   
și cei utili:  $\text{CaO}$  și  $\text{MgO}$ , în afară de o slabă dependență între  $\text{Al}_2\text{O}_3$   
și  $\text{MgO}$  situată la limita pragului de semnificație.

Între compo-nenții utili  $\text{MgO}$  și  $\text{CaO}$  există o dependență clară;  
coeficientul de corelație fiind — conform testului  $t$  (Student), foarte  
semnificativ.

Între compo-nenții utili  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  și nocivități nu există practic  
corelație. Totuși, între  $\text{MgO}$  și nocivități luate împreună, există o slabă



corelație situată cu puțin peste pragul de semnificație admis, datorată probabil, existenței unei slabe legături între  $MgO$  și  $Al_2O_3$  pentru probele din această zonă.

*Zona central-estică.* În cadrul acestei zone au fost colectate și prelucrate statistic 231 probe. Rezultatele calculelor statistice sunt redate în tabelul 3.

TABELUL 3

*Valorile parametrilor statistici ai corelației (zonă central-estică)*

Perechea $Y = f(x)$	Coefficientul de corelație calculat	$t$ calculat	Pragul de semnificație pentru $P = 0.001$	Rezultatul testului $t$
$SiO_2 - Al_2O_3$	0,42	6,94	3,34	Semnificativ
$SiO_2 - Fe_2O_3$	0,24	3,81	3,34	Slab semnificativ
$Al_2O_3 - Fe_2O_3$	0,33	5,24	3,34	Semnificativ
$SiO_2 - CaO$	-0,39	6,37	3,34	Semnificativ
$SiO_2 - MgO$	-0,37	5,99	3,34	Semnificativ
$Al_2O_3 - MgO$	-0,21	3,33	3,34	Slab semnificativ
$Al_2O_3 - CaO$	-0,15	2,23	3,34	Nesemnificativ
$Fe_2O_3 - MgO$	-0,20	3,16	3,34	Nesemnificativ
$Fe_2O_3 - CaO$	-0,17	2,65	3,34	Nesemnificativ
$MgO - CaO$	-0,49	8,62	3,34	Semnificativ
$CaO - nocivități$	-0,35	5,65	3,34	Semnificativ
$MgO - nocivități$	-0,37	6,04	3,34	Semnificativ

În această zonă există corelații bune între compoziții nocivi:  $SiO_2-Al_2O_3$  și  $Al_2O_3-Fe_2O_3$ , care atestă prezența unor compuși alumosilicatați și aluminați feriferi, însă o corelație slabă, la limita pragului de semnificație, între  $SiO_2$  și  $Fe_2O_3$ .

Referitor la conexiunile existente între compoziții nocivi și cei utili se remarcă absența corelației între  $Al_2O_3-CaO$  și  $Al_2O_3-MgO$ ; între  $Fe_2O_3-CaO$  și  $Fe_2O_3-MgO$ , dar se observă o oarecare legătură între  $SiO_2-CaO$  și  $SiO_2-MgO$ , dar coeficienții sunt situați deasupra valorii pragului de semnificație.

Între perechea de oxizi  $MgO$  și  $CaO$  există o legătură de dependență, coeficientul fiind, conform testului  $t$ , semnificativ.

Între nocivitățile cumulate și compoziții utili  $CaO$  și  $MgO$  apar slabe legături datorate probabil, unei slabe dependențe între  $SiO_2-CaO$  și  $SiO_2-MgO$ .

*Zona vestică.* În cadrul acestei zone am dispus de rezultatele analizelor chimice obținute asupra unui număr de 150 probe. Rezultatele calculelor statistice sunt prezentate în tabelul 4.



TABELUL 4  
*Valorile parametrilor statistici ai corelației (zona vestică)*

Perechea Y = f(x)	Coeficientul de corelație calculat	<i>t</i> calculat	Pragul de semnificație pentru P = 0,001	Rezultatul testului <i>t</i>
SiO <sub>2</sub> —Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,72	13,46	3,36	Foarte semnificativ
SiO <sub>2</sub> —Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,75	13,68	3,36	Foarte semnificativ
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,78	15,33	3,36	Foarte semnificativ
SiO <sub>2</sub> —CaO	-0,12	1,49	3,36	Nesemnificativ
SiO <sub>2</sub> —MgO	-0,20	2,49	3,36	Nesemnificativ
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —MgO	-0,06	0,75	3,36	Nesemnificativ
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —CaO	-0,17	2,05	3,36	Nesemnificativ
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —MgO	-0,03	0,39	3,36	Nesemnificativ
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —CaO	-0,27	3,40	3,36	La limita pragului
MgO—CaO	-0,84	19,17	3,36	Foarte semnificativ
CaO—nocivități	-0,16	2,01	3,36	Nesemnificativ
MgO—nocivități	-0,14	1,78	3,36	Nesemnificativ

Există în această zonă o foarte bună corelație între compoziții nocivi SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> și Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, toate valorile mărimii *t* fiind situate net peste valorile pragului de semnificație admis.

Între compoziții nocivi SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, și cei utili CaO și MgO nu există corelație, cu excepția unei slabe legături între Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> și CaO, care este situată la limita valorilor pragului de semnificație.

Între compoziții utili MgO și CaO există o dependență clară, coeficientul de corelație fiind, conform testului *t*, semnificativ.

Între compoziții utili MgO și CaO și nocivități luate cumulat, nu există corelație, ambi coeficienți fiind situați sub valoarea limitei de semnificație.

**Zona sudică.** Pe larga arie de dezvoltare a calcarelor dolomitice cu mineralizații magneziene din această zonă, au fost colectate 437 probe, ale căror conținuturi în oxizi au fost supuse studiului chimico-statistic. Rezultatele calculelor statistice sunt redate în tabelul 5.

Pentru probele analizate, studiile statistice relevă existența unei corelații clare între compoziții nocivi SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> și Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, coeficienții fiind foarte semnificativi, cu excepția corelației dintre perechea de oxizi Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> și Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, care prezintă o slabă semnificație.

Între compoziții nocivi și cei utili nu există corelație, în afară de perechile Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO, la care coeficientul de corelație este foarte semnificativ și în cazul perechii Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO, care are caracter slab semnificativ.



TABELUL 5

Valorile parametrilor statistici ai corelației (zona sudică)

Perechea $Y = f(x)$	Coefficientul de corelație calculat	$t$ calculat	Pragul de semnificație pentru $P = 0,001$	Rezultatul testului $t$
$\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$	0,06	16,15	3,32	Foarte semnificativ
$\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3$	0,53	13,20	3,32	Foarte semnificativ
$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$	0,19	4,05	3,32	Slab semnificativ
$\text{SiO}_2 - \text{CaO}$	-0,12	2,42	3,32	Nesemnificativ
$\text{SiO}_2 - \text{MgO}$	-0,13	2,82	3,32	Nesemnificativ
$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$	-0,21	4,39	3,32	Slab semnificativ
$\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$	-0,04	0,81	3,32	Nesemnificativ
$\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$	-0,70	20,54	3,32	Foarte semnificativ
$\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$	-0,06	1,19	3,32	Nesemnificativ
$\text{MgO} - \text{CaO}$	-0,84	32,28	3,32	Foarte semnificativ
$\text{CaO} - \text{nocivități}$	-0,08	1,70	3,32	Nesemnificativ
$\text{MgO} - \text{nocivități}$	-0,19	4,05	3,32	Slab semnificativ

Legătura statistică între MgO și CaO este foarte clară, coefficientul de corelație fiind foarte semnificativ.

Între nocivitățile luate cumulat și CaO nu există corelații, iar între acestea și MgO există o slabă corelație datorată, probabil, legăturii existente între perechile de oxizi  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -MgO și  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -MgO.

În afara parametrilor statistici ai corelației, prezentați mai sus, studiile noastre au mai cuprins și calcularea dispersiei, abaterea standard și a coefficientului de variație Pearson.

a) Dispersia conținuturilor în componenți utili MgO și CaO, a fost calculată pe baza următoarei formule :

$$s^2 = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}$$

b) Abaterea standard reprezintă rădăcina pătrată a dispersiei :

$$s = \sqrt{s^2}$$

c) Coeficientul de variație Pearson are o semnificație statistică de nivel informațional ridicat, fiind egal cu raportul dintre abaterea standard și media aritmetică.

Dispersia  $(s)^2$  și abaterea standard  $(s)$  măsoară amplitoarea fluctuațiilor valorilor luate de variabila geologică. Cu cât variabila geologică



este mai neuniformă, cu atât este mai mare valoarea dispersiei sau abatieri standard.

Pentru compararea a două sau mai multe variabile geologice, dispersia și abaterea standard nu sunt caracteristice, nefiind comparabile. Pentru aceasta este necesar să fie folosit coeficientul de variație, întrucât el nu depinde de nivelul valorilor caracteristicilor studiate.

În tabelul 6 sunt prezentate valorile acestor parametri statistici ai distribuției CaO și MgO în zonele cercetate.

TABELUL 6

*Valorile parametrilor statistici ai corelației (partea de NV a Munților Bihor)*

Zona	Oxizii	Numărul de probe	Conținutul mediu aritmetic	Dispersia	Deviația standard	Coeficientul de variație
Nordică	CaO	124	33,79	6,81	2,61	0,08
	MgO	124	20,43	3,64	1,91	0,09
Central-vestică	CaO	768	37,79	18,00	4,20	0,13
	MgO	768	20,80	25,92	5,09	0,25
Central-estică	CaO	231	32,28	5,47	2,34	0,07
	MgO	231	21,39	6,22	2,49	0,12
Vestică	CaO	150	37,95	18,52	4,30	0,11
	MgO	150	21,64	19,85	4,46	0,25
Sudică	CaO	437	34,11	19,78	4,33	0,13
	MgO	437	20,57	20,49	4,53	0,23

Toate datele prelucrărilor statistice asupra rezultatelor analizelor chimice ale probelor colectate din formațiunile carbonatice purtătoare de mineralizații magneziene prezintă interes atât pentru eventuala selecție a liniei tehnologice de obținere a concentratelor de minerale magneziene, cît mai ales din punct de vedere al semnificației lor petrogenetice.

*Semnificația petrogenetică a valorilor coeficienților statistici.* În zona nordică, probele colectate din calcarale dolomitice noriene purtătoare de mineralizații magneziene reprezintă, din punct de vedere microscopic, un agregat echigranular de calcit în care apar disseminate cuiburi și mai ales noduli sferoidali de aggregate solzoase dispuse în rozetă, de brucit, în jurul cărora apar și granule de dolomit (puse în evidență doar prin reacții de colorare), rare cristaloblaste de periclaz, precum și foarte rare granule rotunjite de cuarț. Adesea, masa carbonatică prezintă și unele impurificări cu pigment de natură argiloasă și pro-



babil organică. Această impurificare explică prezența corelației dintre compoziții utili  $\text{CaO}$  și  $\text{MgO}$  cu compoziții nocivă, fapt marcat și de conținuturile medii aritmetice în :  $\text{SiO}_2 = 1,05\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,60\%$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,18\%$ ;  $\text{CaO} = 33,79\%$ , căruia îi corespunde un conținut mediu aritmetic de  $\text{MgO} = 20,43\%$ .

Prezența în formațiunea calcarelor dolomitice (atribuită tot Norianului), care aflorează în zona central-vestică, a unor filoane de sepiolit căruia îi se asociază hidromagnezit, magnezit, precum și a unor pelicule de sherdanit (clorit magnezian), explică conținutul mai ridicat în  $\text{SiO}_2 = 2,75\%$ , mai scăzut în  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,53\%$  și în  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,17\%$ , slaba corelație dintre  $\text{MgO}$  — elemente nocive, ca și  $\text{CaO} = 37,79\%$  explicabil și prin conținuturile mai ridicate în  $\text{MgO} = 20,80\%$ .

În zona central-estică, se remarcă asocierea formațiunii carbonatice purtătoare de mineralizații magneziene, care este atribuită Anisianului, cu formațiunea gresiilor werfeniene, ceea ce a înlesnit creșterea conținutului în  $\text{SiO}_2 = 2,22\%$ , a  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,06\%$  și a  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,27\%$ , care se reflectă în corelația semnificativă dintre nocivitate și  $\text{CaO}$ , ca și pentru legătura dintre  $\text{MgO}$  și nocivitate, corespondator cu conținutul în  $\text{CaO} = 32,28\%$  și  $\text{MgO} = 21,39\%$ . Conținutul mai ridicat în  $\text{MgO}$  este explicat și de prezența în cantități mai ridicate a granulelor idiomorfe de periclaz din această zonă, în afara brucitului.

În zona vestică, din punct de vedere mineralologic, compoziția mineralizațiilor magneziene este mai diversificată, la aceasta participând, în afara periclazului și a brucitului, spinelul și cordieritul. Se înțelege că acești compoziții au participare destul de redusă, de la sporadic, pînă la  $1-2\%$ .

Corelația cu caracter foarte semnificativ dintre  $\text{CaO}$  și  $\text{MgO}$ , precum și absența corelației dintre compoziții nocivi este explicată și de următoarele conținuturi medii aritmetice:  $\text{SiO}_2 = 1,47\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,86\%$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,22\%$ ;  $\text{CaO} = 37,95\%$ ;  $\text{MgO} = 21,64\%$ .

Pentru zona sudică, apare similitudine mineralologică a compozиției mineralizațiilor magneziene, cu zona vestică, prezentând și conținuturi medii aritmetice foarte apropiate:  $\text{SiO}_2 = 1,49\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,81\%$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,21\%$ , cu mici diferențe în ceea ce privește conținuturile în compoziții utili:  $\text{CaO} = 11\%$ ;  $\text{MgO} = 20,57\%$ . De altfel, între  $\text{MgO}$  și nocivitate corelația s-a dovedit slab semnificativă.

Existența unui bazin de sedimentare unic, care a funcționat în timpul Triasicului și cel puțin, și în cel al Jurasicului inferior, este marcată de prezența unor valori ale testului  $t$ , de la semnificativ la foarte semnificativ, privind corelația între principalele compoziții ai formațiunilor carbonatice:  $\text{MgO}$  și  $\text{CaO}$ . Caracterele menționate apar pentru toate zonele din care au fost recoltate probele, ale căror rezultate referitoare la conținuturi în oxizi au fost supuse studiului statistic. Excepție de la această regulă ar exista în zona nordică, unde din punct de vedere al testului  $t$ , rezultatul este nesemnificativ, dar considerăm că, în acest caz, dispunem de un număr insuficient de probe (124), care acoperă o arie restrânsă din această zonă (versantul stîng și drept al văii Binșelului, doar într-o porțiune a cursului său mediu și cîteva probe din dealul Băinșoara).



Caracterul unic al bazinului de sedimentare marcat de rezultatul testului  $t$  concordă cu punctul de vedere geologic (M a n e a et al., 1975-1980) care consideră că, după caracteristicile litologice ale formațiunilor, începînd cu Triasicul, în regiune s-a instalat un regim de mare caldă care a favorizat generarea calcarelor, uneori recifale. În Triasicul superior, bazinul se adîncește, adîncirea continuînd și în timpul Jurasicului inferior.

Nivelele semnificativ și foarte semnificativ ale testului  $t$  subliniază situația geologică constatătă prin observații directe ale unuia din autorii lucrării că, formațiunile carbonatice purtătoare de mineralizații magneziene participă doar la alcătuirea unității paraautohtonului.

Între componenții principali ai formațiunii carbonatice purtătoare de mineralizații magneziene, respectiv oxizii CaO și MgO, există o legătură strînsă, marcată pe de o parte de apariția unor „noruri” ce sugerează omogenitatea calcarelor, pe direcție și grosime, din punct de vedere al conținuturilor în elementele menționate, iar pe de altă parte de existența liniei de regresie cu caracter liniar, între acești doi componenți. Cele prezentate subliniază sugestiv legătura lor genetică cu o singură sursă de aport de substanță pentru toate zonele luate în considerație în cursul studiului chimico-statistic.

Din valorile foarte mici ale coeficientului de variație, care în cazul nostru tind spre zero, fără excepție, reiese că aportul de substanță, respectiv MgO și CaO este superior celui normal. Această constatare, considerăm că este legată de existența unor formațiuni carbonatice cu caracter mixt (calcare și dolomite), care au dominat constituția geologică a ariei continentale (arie de sursă).

Dintre perechile componenților participantă la alcătuirea grupelor nocivităților, SiO<sub>2</sub> și Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sunt caracterizați de legături foarte semnificative. Aceste valori ale testului  $t$ , considerăm că se datorează existenței unor compuși mineralogici de alumosilicati în componența formațiunilor carbonatice, care sunt legați genetic de aporturi episodice de material terigen cu caracter pelitic, dar care cantitativ nu au influențat schimbarea caracterului preponderent carbonatic al formațiunilor.

Dintre perechile componenților care constituie grupa nocivităților, SiO<sub>2</sub> și Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sunt caracterizați de legături foarte semnificative, cu excepția zonei nordice, unde legăturile sunt doar semnificative. Aceste caracteristici ale rezultatului testului  $t$ , considerăm că se datorează existenței unor alumosilicati în cadrul formațiunilor carbonatice.

În ceea ce privește SiO<sub>2</sub> și Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, corelația dintre aceste elemente variază. În zona nordică, această legătură este nesemnificativă, pentru că în celelalte zone să apară ca foarte semnificativă. Variația calitativă a rezultatului testului  $t$  pentru această pereche de oxizi marchează situarea diferită a sursei de aport de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, respectiv de rocile magmatische banatitice, care sunt cunoscute ca purtătoare de minerale ferifere. Astfel, în zona nordică, majoritatea probelor au fost colectate la distanță de 50-100 m de contactul direct al rocilor carbonatice purtătoare de mineralizații magneziene cu magmatitele banatitice.

În zona central-vestică, formațiunea carbonatică purtătoare de mineralizații magneziene, a fost probată atît în zonele de aflorare, cît



și în lucrările miniere de suprafață, începînd de la contactul direct cu banatitele, pînă la contactul cu formațiunile atribuite Rhetian-Liasicului.

Considerațiile expuse pentru zona central-vestică sunt valabile și pentru zona sudică.

Pentru zona central-estică, rocile carbonatice, împreună cu cele detritice aparținind Triasicului inferior sunt dispuse direct peste masivul banatitic de la Budureasa, iar gresiile werfeniene au constituit un ecran absorbant pentru migrarea fierului din banatite.

Considerațiile și explicațiile legăturilor statistice prezentate mai sus sunt valabile și în cazul perechii de compoziții  $\text{Al}_2\text{O}_3$  și  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . De asemenea, trebuie subliniat faptul că variațiile coeficienților statistici, atât în cadrul perechilor care constituie grupa de elemente nocive, cât și între acestea luate cumulat și principalele elemente constituente  $\text{MgO}$  și  $\text{CaO}$ , marchează geneze diferite pentru acești compoziții.

Principalele elemente au geneză comună și sursă unică de aport, acesta fiind suplimentar față de cel normal, în timp ce nocivitățile sunt introduse în acest sistem pe căi diferite și din surse diferite, fie prin aporturi terigene episodice, fie pe cale hidrotermală, legată de activitatea magmatică a banatitelor.

De menționat că interpretarea chimico-mineralologică poate să fie mult mai amplă prin examinarea valorilor coeficienților de corelație prezentate în tabelele 1-5.

Din punct de vedere al selecției liniilor tehnologice de preparare a concentratelor magneziene, grupa nocivităților neavînd nici o legătură genetică cu oxidul de magneziu, nu influențează sub nici o formă procesele tehnologice de preparare, de orice natură ar fi acestea.

<sup>3, 4, 5, 6, 7, 8</sup> Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide.

<sup>9</sup> Probe brazdă.

<sup>10</sup> Pe această cale, aducem mulțumirile noastre analiștilor: Carmen Popescu, Eugenia Ioanîtescu, Doina Fotopolos, Emilia Cîrciumaru și alțora, din cadrul Secției analize geologice.

## BIBLIOGRAFIE

- Bomboe P. (1979) Geologie matematică. I. Analiza statistică a datelor geologice. Tipografia Univ. Buc., București.
- Gurău A. (1978) Semnificația genetică a coeficienților de corelație dintre elementele metalice din zăcăminte de sulfuri polimetallice. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. Geol.*, 23, 1, 33—42, București.
- Ianovici V., Dimitriu Al. (1965) Lois de distribution de la concentration des éléments chimiques dans les roches carbonatées. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., sér. Géol.*, 9, 2, 197—227, București.
- Dimitriu Al. (1968) Parametrii geochemici ai minereurilor din România. I. Distribuția elementelor chimice principale în minereurile de mangan. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. Geol.*, 13, 1, 3—15, București.



- Dimitriu Al. (1969) Parametrii geochimici ai minereurilor din România. II. Corelația și regresia dintre elementele chimice principale în minereurile de mangan. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. Geol.*, 14, 1, 3—11, București.
- Dimitriu Al. (1970) Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci carbonatice. III. Rocile carbonatice de la Hunedoara, Mahmudia, dealul Imlac, Băița și Troița-Crăciunești, Luminița, Mateiaș-Dragoslavele, Ohaba-Ponor și Suseni. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. Geol.*, 15, 1, 3—22, București.
- Manea Al. Z., Arion M., Georgescu L., Teodoru L., Coșiu A., Ciobanu D., Tomescu T., Andriescu Gh., Tuleș L., Dudaș A. (1971) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Serini V., Meitani I., Robu I. N., Robu L., Istocescu D., Tomescu T., Velicu R., Andriescu Gh. (1973) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Serini V., Roșu E., Nica Bujor D. (1975) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Costache C., Pirvulescu N., Brana V., Albaiu M., Tomescu T., Simionescu E. (1976) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Proca A., Tomescu T., Simionescu E. (1977) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Badea G., Badea S. (1978) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Arbore V., Condurachi C., Rișa E. (1979) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Serini V. (1980) Contribuții noi privind conținutul micropaleontologic al Kimmeridgian-Tithonicului din autohtonul de Bihor (sectorul Chișcău-Julești). *An. Univ. Buc.*, XXIX, 71-87, București.
- Poșiar R. (1980) Raport, arhiva Întreprinderii geologice pentru substanțe minerale solide, București.
- Rafalet A. (1963) Asupra rocilor de contact din regiunea Petroasa-Budureasa (Munții Bihor). *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr.*, V, II, 199-205, București.

ETUDE CHIMICO-STATISTIQUE  
SUR LES ÉLÉMENTS CONSTITUANTS DES CALCAIRES  
À MINÉRALISATIONS MAGNÉSIENNES DES MONTS BIHOR

(Résumé)

Depuis 1971, l'un des auteurs (Manea, 1971—1981) a observé la présence de certaines concentrations élevées en minéraux magnésiens dans la constitution des formations carbonatées triasiques et jurassiques qui affleurent dans la partie NO des Monts Bihor (Monts Apuseni du Nord) en Roumanie. A partir de 1975, ont été entamées des recherches systématiques, par des travaux de prospections géologiques sur les aires d'affleurement et par des travaux miniers de surface. Autant les zones d'affleurement que les travaux miniers de surface ont été échan-



tillonnés systématiquement, en obtenant jusqu'à présent plus de 1700 échantillons.

L'étude chimico-statistique effectuée sur les résultats des analyses chimiques a eu comme variables géologiques le grand nombre des échantillons et les pourcentages des oxydes constituants, groupés en cinq zones, à savoir : septentrionale, centrale-occidentale centrale-orientale, occidentale et méridionale.

Les minéraux magnésiens sont représentés par périclase, brucite, hydromagnésite, magnésite, sépiolite et shéridanite.

Au point de vue géologique, la région étudiée est constituée des formations sédimentaires appartenant à l'autochtone de Bihor, au paraautochtone, à la nappe d'Arieșeni, avec la formation cristallophyllienne, au système des nappes de Codru, aux dépôts post-tectoniques et aux magmatites subséquentes, laramiques, à toute une série de filons de rhyodacites, rhyolites, andésites quartzifères et lamprophyres.

Les oxydes composants des formations carbonatées ont été groupés à la façon suivante : composants principaux CaO et MgO ; nocivités  $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ . Suivant la même manière de groupement on a étudié aussi les liaisons statistiques, en mentionnant que les nocivités ont été étudiées non seulement cumulées, mais aussi par paires, savoir :  $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ ;  $\text{SiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

L'étude sur la dépendance des variables géologiques considérées (grandeur des échantillons et teneurs en pour-cent en oxydes) a relevé que les variables analysées sont d'ordre quantitatif. Ce fait résulte autant des valeurs statistiques des coefficients que de la représentation graphique des coefficients de corrélation et de la droite de régression.

Les études chimico-statistiques effectuées sur 124 échantillons ont mis en évidence que dans la zone septentrionale il y a une corrélation évidente entre  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; alors qu'entre les autres paires d'oxydes du groupe des nocivités il n'y a aucune corrélation. On remarque également que, entre le groupe des nocivités d'une part et CaO et MgO d'autre part, n'apparaît aucune corrélation. La représentation graphique de la liaison MgO et CaO montre que celles-ci s'intègrent dans la loi de variation établie pour toute la région, c'est-à-dire celles-ci s'intègrent dans un nuage de concentration et une droite de régression linéaire.

Dans la zone centrale-ouest il y a une bonne corrélation entre les composants nocifs. On remarque encore l'existence d'une connexion claire entre les composants CaO et MgO, tandis qu'entre CaO-nocivités, MgO-nocivités le test „Student“ ( $t$ ) indique l'inexistence de quelque corrélation.

Zone centrale-orientale (231 échantillons). Le résultat du test „Student“ ( $t$ ) relève de bonnes corrélations entre les nocivités et une faible corrélation entre  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , située à la limite du seuil de signification. Entre les composants nocifs et CaO et MgO il n'y a pas de corrélations, à part la liaison occasionnelle entre  $\text{SiO}_2-\text{CaO}$  et  $\text{SiO}_2-\text{MgO}$ , mais qui dépasse un peu le seuil de signification. Dans le cadre des composants CaO et MgO il y a une corrélation significative.

On met en évidence dans la zone occidentale (150 échantillons) une très bonne corrélation entre les composants du groupe des nocivités. On y remarque également l'inexistence de quelque corrélation entre les composants nocifs et CaO et MgO, mais apparaît bien définie la dépendance entre CaO et MgO.

Zone méridionale (437 échantillons). Les échantillons analysés statistiquement montrent l'existence d'une corrélation claire entre les composants nocifs, bien qu'entre ceux-ci et CaO et MgO il n'y ait pas de corrélations. Même dans cette zone apparaît bien définie la corrélation entre CaO et MgO.

Les données sur la dispersion et le coefficient de corrélation, corroborées avec les données présentées ci-dessus, mettent en évidence l'existence d'un bassin



singulier de sédimentation qui a fonctionné au cours du Trias et peut-être durant le Jurassique inférieur, à tendance d'affaissement à partir du Trias supérieur.

La fréquence des qualificatifs de „très significatif“ et „significatif“ dans le cadre des résultats du test „Student“ (*t*) confirme la situation géologique constatée par l'un des auteurs (Manea, 1971—1981), à savoir que les formations carbonatées porteuses de minéralisations magnésiennes participent seulement à la constitution de l'unité de paraautochtone.

L'existence d'une corrélation évidente entre CaO et MgO dans toutes les zones étudiées, ainsi que la concentration de la majorité des échantillons de chaque zone dans le cadre des nuages suggèrent l'homogénéité chimique des calcaires porteux de minéralisations magnésiennes d'une part, et d'autre part, soulignent leur liaison génétique avec une seule source d'apport de substance. Les valeurs très petites des coefficients de variation, qui dans toutes les zones tendent vers zéro, sans exception, mettent en évidence le caractère supérieur quantitatif de l'apport en CaO et MgO vis-à-vis de celui normal. On considère que cet apport supérieur à celui normal est due à sa dépendance envers l'existence de certaines formations carbonatées à caractère mixte (calcaires et dolomies), qui ont dominé la géologie de l'aire continentale de source, là où était situé le bassin de sédimentation, au moins dans le Trias supérieur et le Jurassique inférieur.

Les valeurs des coefficients statistiques qui soulignent l'inexistence des corrélations entre le groupe des nocivités et CaO et MgO révèlent que ceux-ci ont été introduits en système soit par voie terrigène, épisodiquement, soit par voie hydrothermale, ayant comme source les magmatites banatitiques existentes dans la région étudiée. Cette absence des liaisons génétiques entre les composants nocifs et CaO et MgO favorise l'indépendance de cette nouvelle substance minérale utile de la Roumanie aussi bien que la sélection d'une ligne technologique de préparation et de concentration du minéral.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Carte géologique de la partie nord-ouest des Monts Bihor.

Quaternaire : 1a, cônes de déjection ; b, alluvions. Magmatites subséquentes jaramiques ; 2, andésites quartzifères, rhyodacites, rhyolites ; granodiorites, grano-diorites porphyriques. Autochtone de Bihor ; Crétacé : Barrémien-Aptien : 3, calcaires et schistes argilatiques noirs. Paraautochtone : Jurassique-Trias ; Lias-Rhétien : 4, conglomérats carbonatés, calcarénites, schistes argilatiques noirs. Trias : Norien : 5, calcaires dolomitiques ; Carnien : 6, cornéennes, marnes ; Ladinien : 7, calcaires noirs à accidents siliceux ; Anisien : 8, dolomies grises ; Werfénien (Scytien) : 9, grès quartzitiques, schistes argilatiques. Système des nappes de Codru : Trias : Ladinien : 10, calcaires à accidents siliceux ; Anisien : 11, dolomies grises ; Werfénien (Scytien) : 12, conglomérats, grès violacés ; 13, calcaires dolomitiques à minéralisations magnésiennes (péridclase, brucite, sépiolite, hydro-magnésite, etc.) ; 14, limite géologique ; 15, limite de charriage ; 16, faille ; 17, échancillon sillon.



## Planche II

Carte géologique des zones à minéralisations magnésiennes.

Quaternaire : 1, alluvions. Magmatites subséquentes, laramiennes ; 2, rhyolites, rhyodacites, andésites quartzifères ; 3, granodiorites porphyriques ; 4, granites, granodiorites, diorites. Dépôts post-tectoniques : Crétacé : Barrémien-Aptien ( $Cr_1$  b-ap) ; 5, marno-calcaires, conglomérats carbonatiques. Formations sédimentaires : Jurassique : Lias-Rhétien ; 6, conglomérats carbonatiques, calcarénites ( $T_{3m}$  +  $J_1l$ ) ; Trias ; Norien : 7, calcaires dolomitiques à minéralisations magnésiennes ( $T_3n$ ) ; Carnien : 8, dolomites, marnes cornifiées ( $T_3$  cr) ; Ladinien : 9, calcaires noirs à accidents silicieux ( $T_2$  1d) ; Anisien : 10, dolomites grises ( $T_{1-2}$  an) ; Werphénien : 11, grès quartzitiques, schistes argillitiques ( $T_{1w}$ ) ; Permien : 12, conglomérats, grès quartzo-feldspathiques (P) ; 13, position ; 14, limite géologique ; 15, ligne de charriage ; 16, faille ; 17, place des échantillons de sillon ; 18, minéralisations magnésiennes.

## Planche III

Graphiques de corrélation entre les contenus : Fig. 1, Paire : CaO-MgO ; zone septentrionale (124 échantillons) ; Fig. 2, Paire : CaO-nocivités ( $SiO_2$ - $Al_2O_3$ +etc) ; zone septentrionale ; Fig. 3, Paire : MgO-nocivités ; zone septentrionale ; Fig. 4, Paire : CaO-MgO ; zone centrale-occidentale (768 échantillons) ; Fig. 5, Paire : CaO-nocivités ; zone centrale-occidentale ; Fig. 6, Paire : MgO-nocivités ; zone centrale occidentale ; Fig. 7, Paire : CaO-MgO ; zone centrale-orientale (231 échantillons) ; Fig. 8, Paire : CaO-nocivités ; zone centrale-orientale ; Fig. 9, Paire : MgO-nocivités ; zone centrale-orientale ; Fig. 10, Paire : CaO-MgO ; zone occidentale (150 échantillons) ; Fig. 11, Paire : CaO-nocivités ; zone occidentale ; Fig. 12, Paire : MgO-nocivités ; zone occidentale ; Fig. 13, Paire : CaO : MgO ; zone méridionale (437 échantillons) ; Fig. 14, Paire : CaO-nocivités ; zone méridionale ; Fig. 15, Paire : MgO-nocivités ; zone méridionale.





Institutul Geologic al României

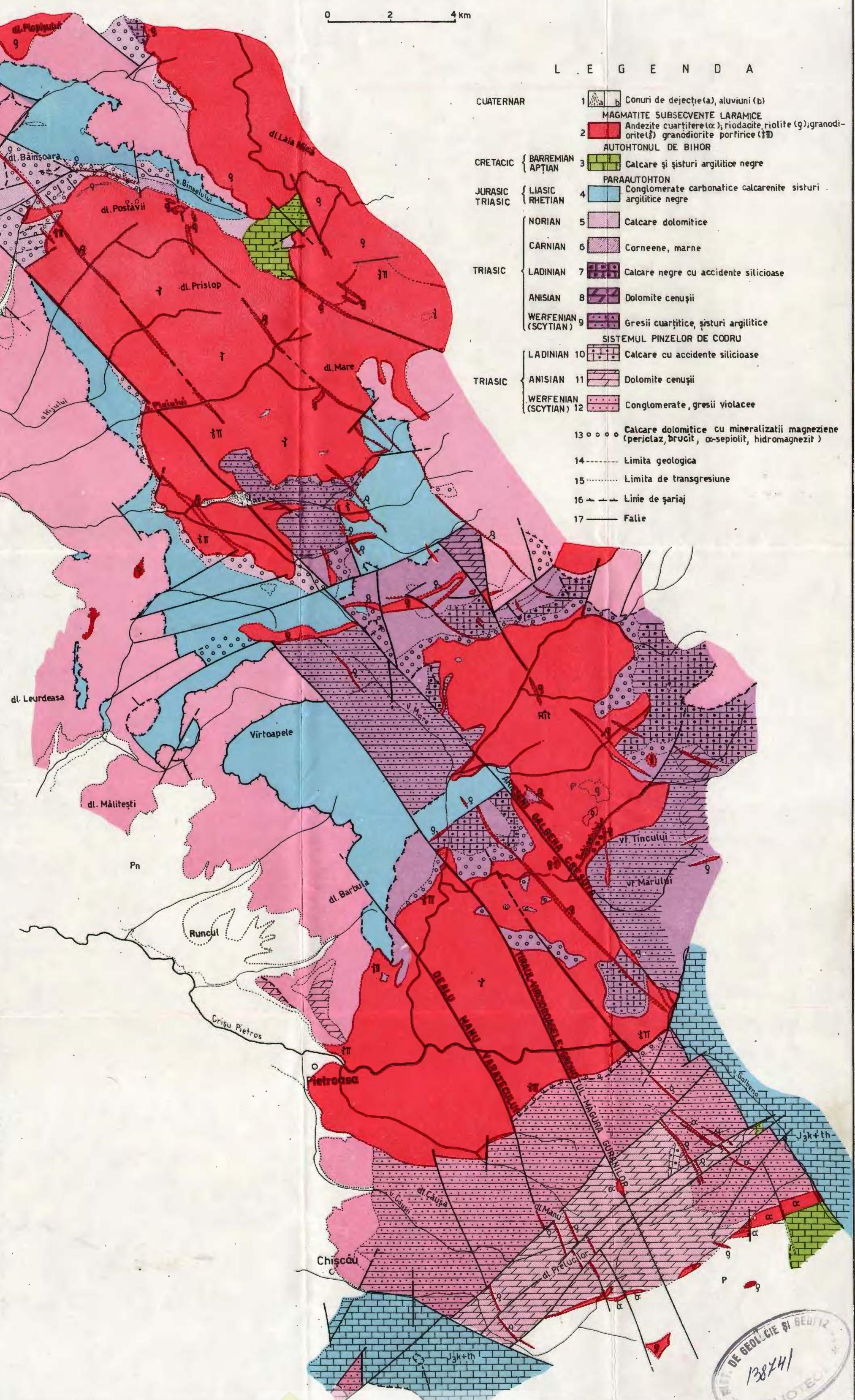
AL. Z. MANEA

## HARTA GEOLOGICĂ A PARTII DE NORD-VEST A MUNTILOR BIHOR

0 2 4 km

## L E G E N D A

CUATERNAR		1 a, b Conuri de dejește(a), aluviumi (b)
MAGMATITE SUBSECVENTE LARAMICE		2 Andezite cuartiferice(α); riocacite, riolite (g); granodiorite(γ)
AUTOHTONUL DE BIHOR		3 Calcare și sisturi argilitice negre
CRETACIC { BARREMIAN APTIAN		4 Conglomerate carbonatice calcarenite sisturi argilitice negre
JURASIC { LIASIC RHETIAN		5 Calcare dolomitice
TRIASIC { NORIAN		6 Corneene, marne
CARNIAN		7 Calcare negre cu accidente silicioase
LADINIAN		8 Dolomite cenușii
ANISIAN		9 Gresii cuartifice, sisturi argilitice
WERFENIAN (SCYTIAN)		SISTEMUL PINZELOR DE CODRU
LADINIAN 10		10 Calcare cu accidente silicioase
ANISIAN 11		11 Dolomite cenușii
WERFENIAN (SCYTIAN) 12		12 Conglomerate, gresii violacee
13 ○ ○ ○ ○		Calcare dolomitice cu mineralizări magneziene (periclaz, brucit, α-sepiolit, hidromagnezit )
14 -----		Limita geologică
15 .....		Limita de transgresiune
16 - - -		Linie de șariaj
17 —		Folie

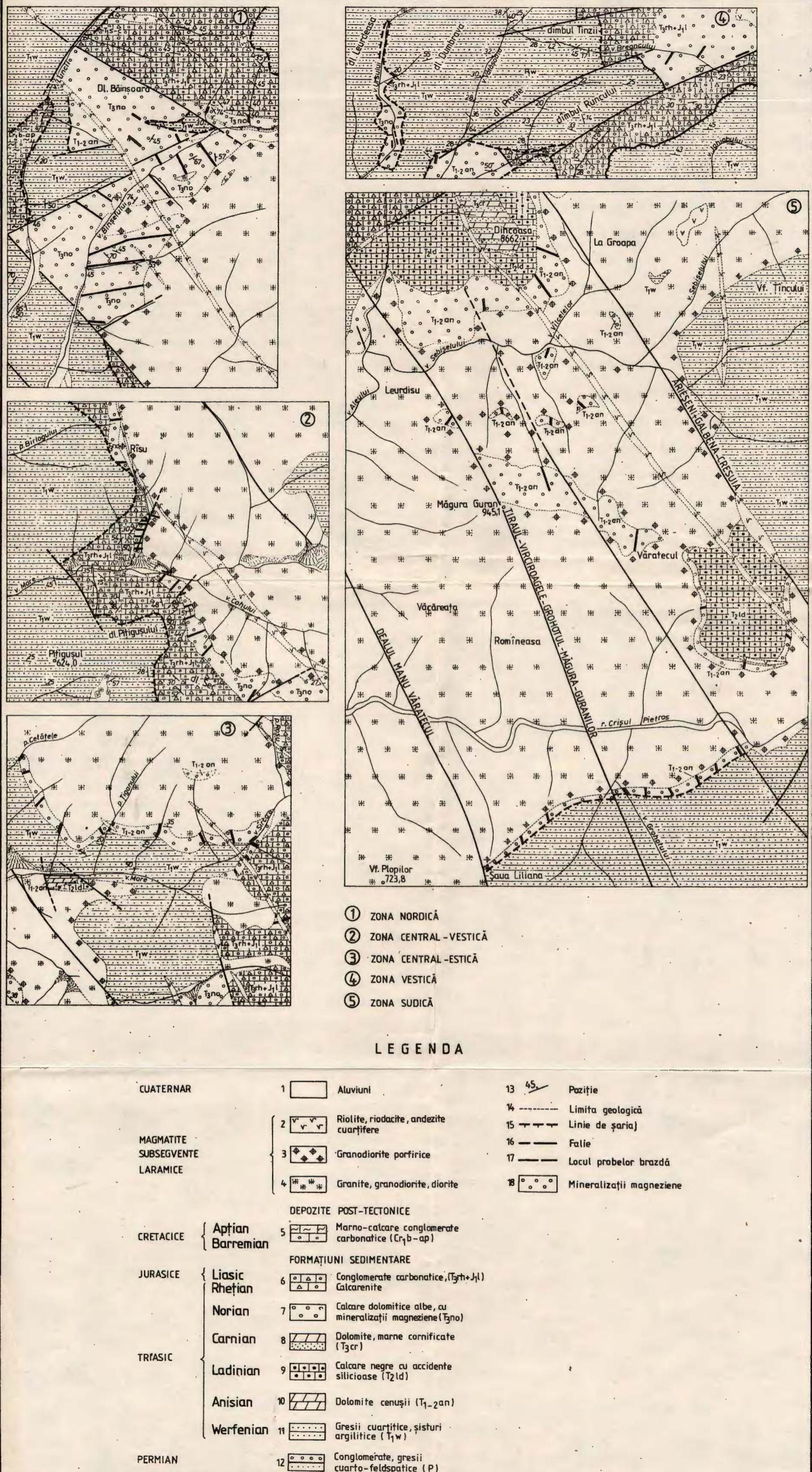


## HARTA GEOLOGICĂ A ZONELOR CU MINERALIZAȚII MAGNEZIENE

AL. Z. MĂNEA et al. Calcarele cu mineralizații magneziene din muntii Bihor

Pl. II

0 200 400 600 m



# GRAFICE DE CORELAȚIE ÎNTRU CONTINUTURI

AL. Z. MANEA et al. Calcarele cu mineralizații magneziene din munții Bihor

PL. III

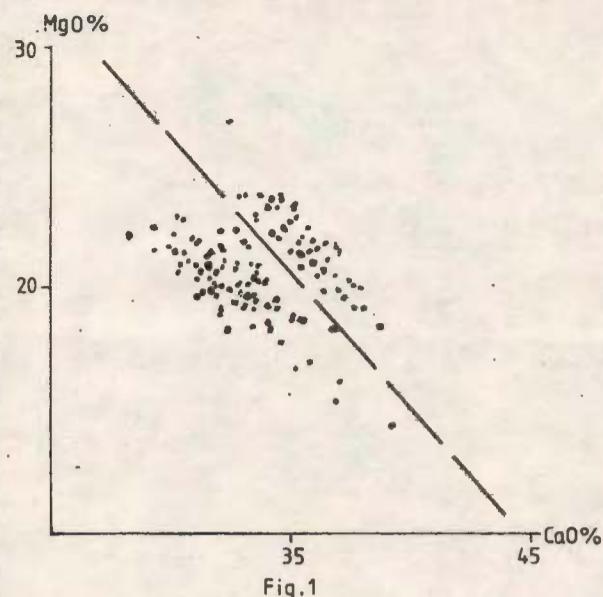


Fig. 1

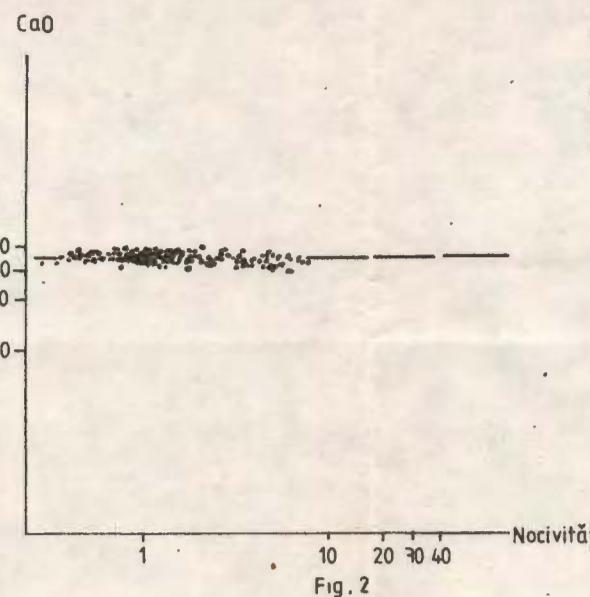


Fig. 2

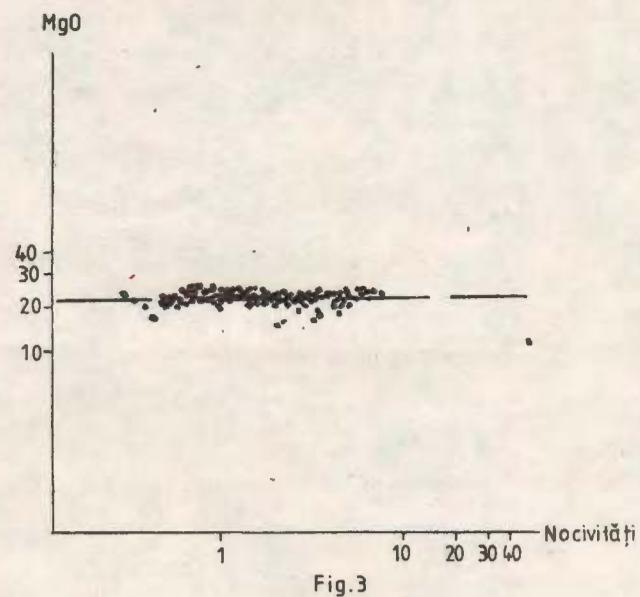


Fig. 3

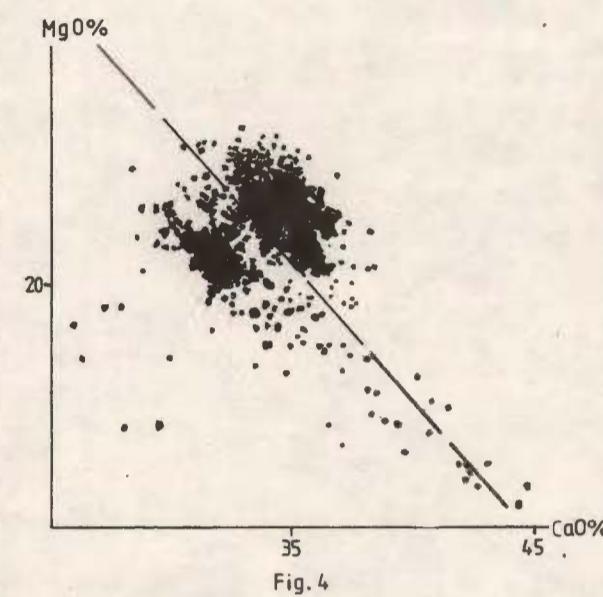


Fig. 4

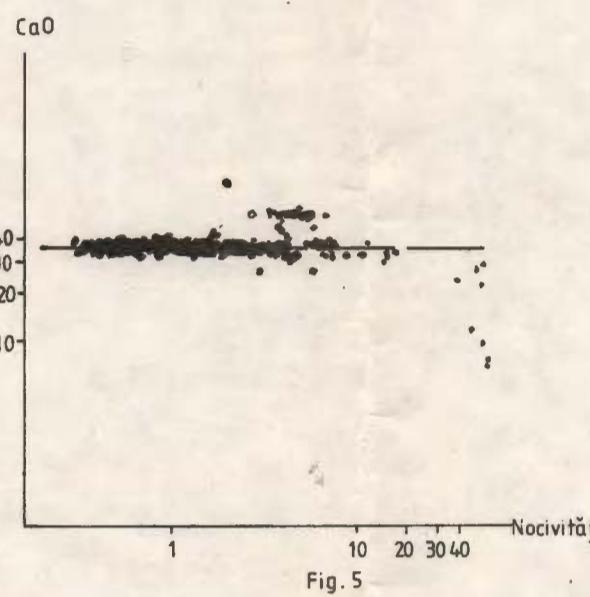


Fig. 5

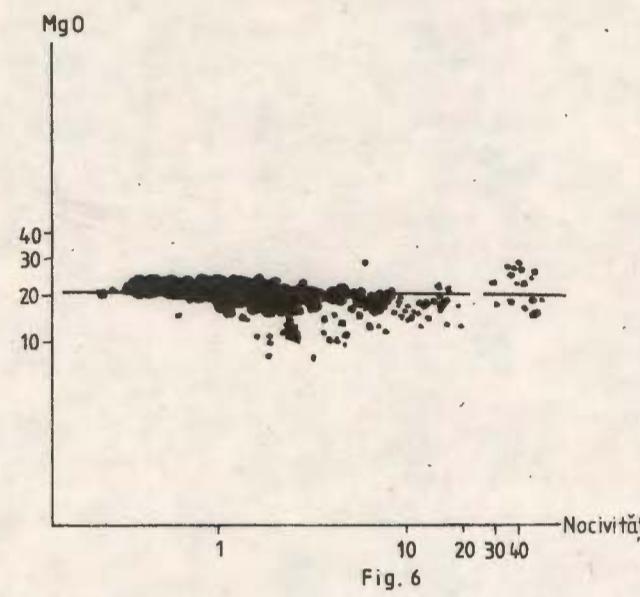


Fig. 6

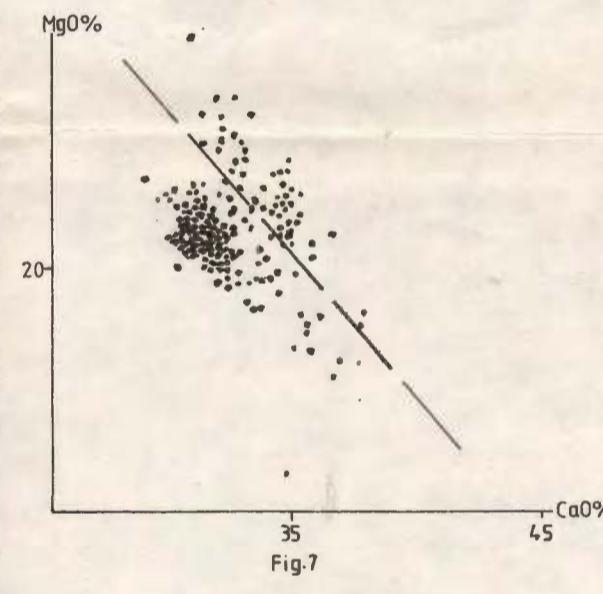


Fig. 7

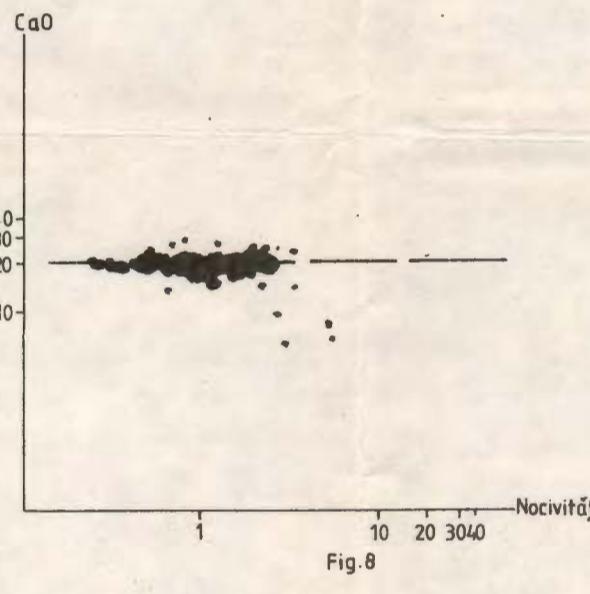


Fig. 8

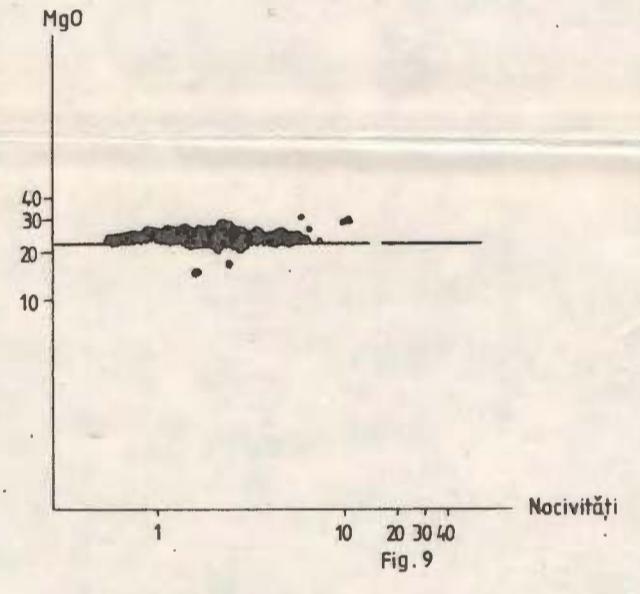


Fig. 9

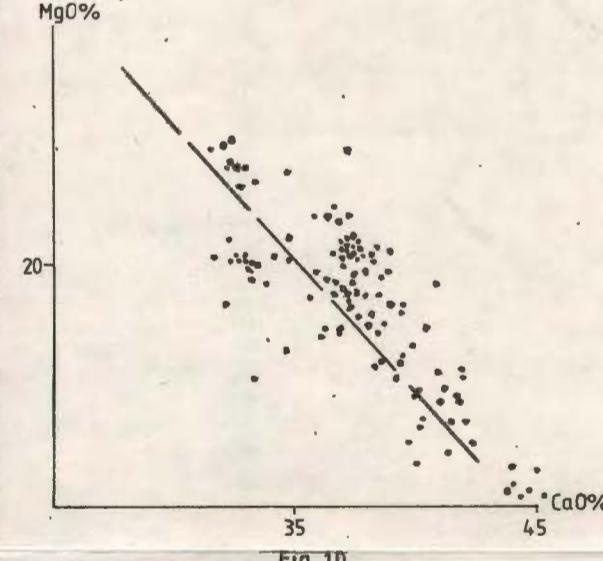


Fig. 10

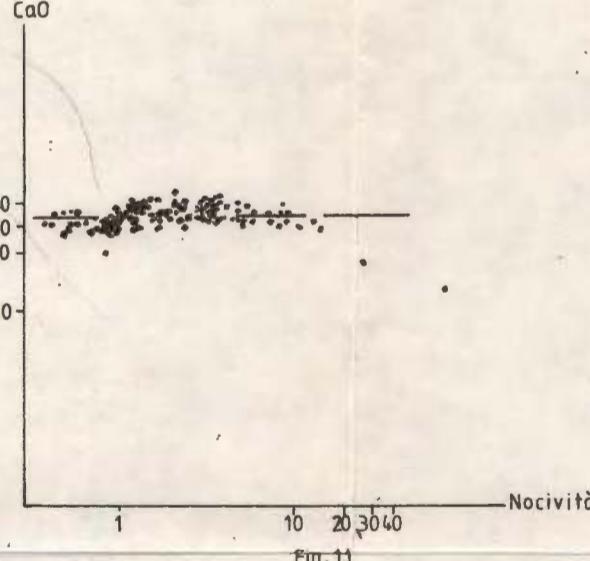


Fig. 11

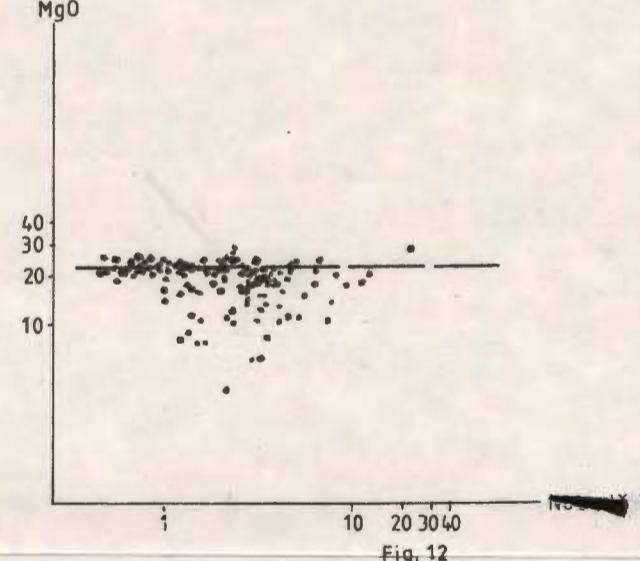


Fig. 12

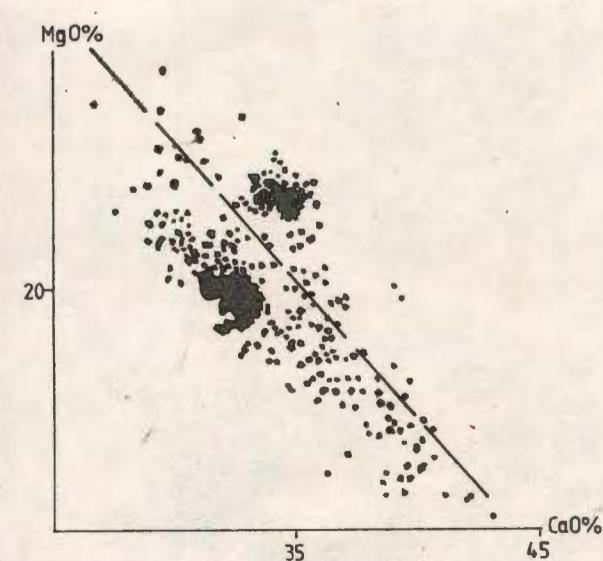


Fig. 13

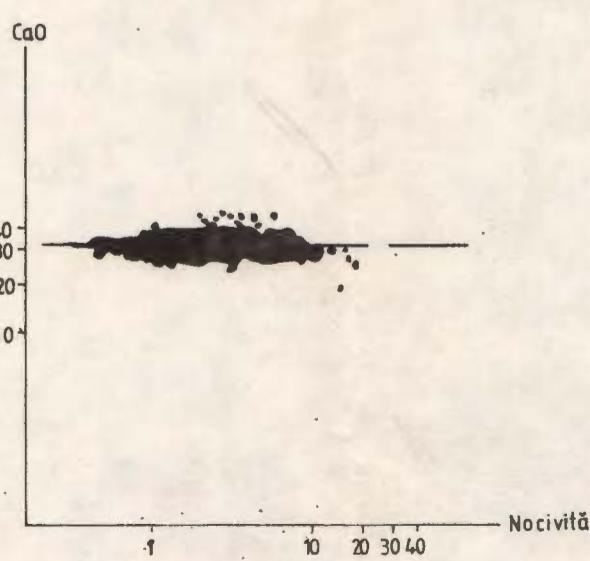


Fig. 14

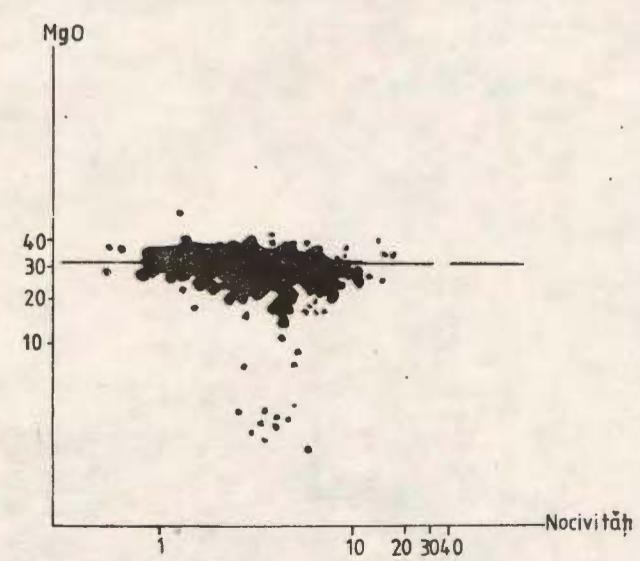


Fig. 15

INSTITUTUL DE GEOLOGIE și GEOFIZICĂ. Döri de seamă, vol. LXIII/2

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

## LEGENDA

Fig. 1. Perechea: CaO-MgO; zona nordică (124 probe); Fig. 2. Perechea: CaO nocivitate ( $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{etc.}$ ) zona nordică; Fig. 3 Perechea: MgO nocivitate; zona nordică; Fig. 4. Perechea: CaO-MgO; zona central vestică (768 probe); Fig. 5.. Perechea: CaO-nocivitate; zona central vestică; Fig. 6. Perechea: MgO - nocivitate; zona central vestică; Fig. 7. Perechea: CaO-MgO; zona central estică (231 probe); Fig. 8. CaO-nocivitate; zona central estică; Fig. 9. Perechea: MgO-nocivitate; zona central estică; Fig. 10. Perechea: CaO-MgO; zona vestică (150 probe) Fig. 11. Perechea: CaO-nocivitate; zona vestică Fig. 12. Perechea: Perechea: MgO nocivitate; zona vestică; Fig. 13. Perechea: CaO-MgO; zona sudică (437 probe) Fig 14 Perechea: CaO nocivitate; zona sudică Fig. 15. Perechea: MgO - nocivitate; zona sudică



Institutul Geologic al României

## 2. ZĂCĂMINTE

### NOTA ASUPRA MINERALIZAȚIEI DE FIER DIN BAZINUL VĂII ALBACULUI, MUNȚII BIHOR<sup>1</sup>

DE

MIHAI PANAITE<sup>2</sup>, IOANA PAÑAITE<sup>2</sup>

*Metamorphosed volcanogene-sedimentary iron. Syngenetic mineralization. Magnetite. Pyrite. Quartz. Almandine. Mineral — paragenesis. Chemism — ore. Acidic metatuffs. Arada Series. Someș Series. Apuseni Mountains. Gilău-Muntele Mare Unit. Bihor Mountains.*

#### Abstract

Note on the Iron Mineralization from the Albac Valley Basin, the Bihor Mountains. The syngenetic iron mineralization is located within the sericitic quartzitic shales with magnetite and is controlled from the stratigraphical point of view by basic and acidic metatuffs of the Arada Series. The ore is formed of magnetite and hematite, "in gangue of quartz, almandine, apatite and sericite. Metallic minerals are disposed as bands having centimetric thickness, which alternate with those of quartz. Fresh almandine, determined at X-Ray by the reflex 2.520 Å, identified in ore blocks on the Cionești river and in the Teiu valley, contains primary inclusions of magnetite and hematite as a result of the same blastasis. The ore contains 13-49% soluble iron, 30-100 p.p.m. Ti, 20-30 p.p.m. V and traces up to 0.36% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. The authors suppose that acidic metatuffs ± magnetite of the Arada Series may have the same position as those from the Beliș valley, which were assigned to the leptino-amphibolitic formation of the Someș Series.

Minereul de fier din bazinul văii Albacului a fost cunoscut de localnici încă din secolul XVIII, unele urme ale activității miniere din acel timp putindu-se observa și astăzi în dealul Harju.

<sup>1</sup> Depusă la 17 decembrie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 29 ianuarie 1982, comunicată în sesiunea științifică a Întreprinderii de prospecții geologice și geofizice din 27 aprilie 1981.

<sup>2</sup> Întreprinderea de prospecții geologice și geofizice, Str. Caransebeș nr. 1, 78344, București, 32.



Primele cercetări de detaliu în regiune au fost făcute de Bleahu și Dimitrescu (1957), care au descris și cartografiat tipurile de roci metamorfice, încadrîndu-le în seria de Arada și au descifrat structura geologică a regiunii.

Seria de Arada a fost considerată de Dimitrescu, în 1957 și 1958, ca fiind metamorfozată în faciesul șisturilor verzi (zona cloritului și zona biotitului). În raport cu seria de Someș, același autor a apreciat că ea se dispune concordant în versantul drept al văii Albacului și de-a lungul unei falii normale, între pîriul Lămășoaia (afluent stîng al văii Arada) și culmea Pietreasa. Determinările sporo-poleneice efectuate pe probe din seria de Arada, de Visarion și Dimitrescu (1971), au indicat vîrsta Precambrian superior-Cambrian inferior.

După Giuşcă et al. (1967), seria de Arada reprezintă partea superioară, mai intens retromorfozată, a seriei de Someș.

Kräutner și Savu (1978) și Pitulea et al. (1976) au considerat că între cele două serii este o discordanță stratigrafică.

În harta geologică, foaia Cîmpeni, Dimitrescu et al. (1977) au menținut interpretarea din 1958, separînd de la sud spre nord zona cloritului, zona biotitului (seria de Arada) și zona almandinului (seria de Someș).

Într-un ghid al excursiilor privind Precambrianul din Apuseni, Dimitrescu (1978) a apreciat că șisturile cristaline aparținînd celor două serii s-au format în orogeneza caledoniană timpurie și că între seria de Someș și cea de Arada nu ar exista o discontinuitate marcată.

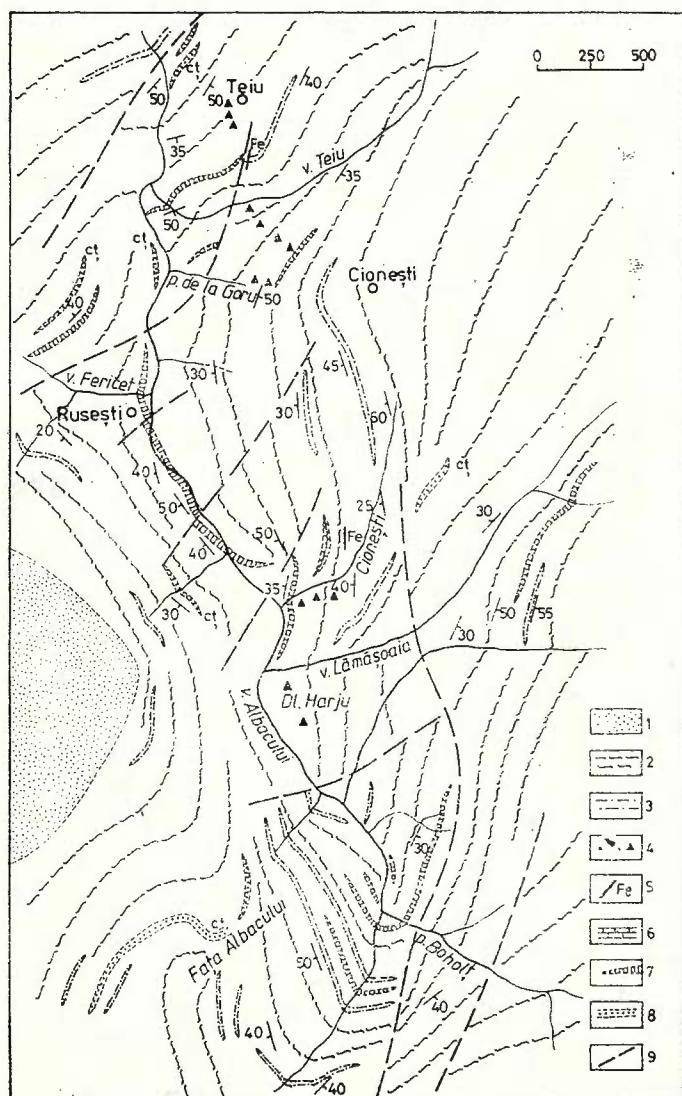
În 1980, Kräutner adoptă interpretarea făcută de Giuşcă et al. și încadrează seria de Arada în ciclul Marisian.

În urma prospecțiunilor geologice efectuate între Crișul Repede și Arieșul Mare, în perioada 1971-1980, noi am ajuns la aceeași concluzie, exprimată de Dimitrescu în 1978 și anume că șisturile cristaline încadrate în cele două serii s-au format în același proces de metamorfism, assyntic, după Kräutner și Savu (1978), sau caledonian timpuriu, după Dimitrescu. Condițiile metamorfismului au crescut în intensitate de la sud spre nord, rezultînd șisturi verzi (seria de Arada) și mezometamorfite (seria de Someș). Șisturile cristaline au fost ulterior afectate de metamorfismul hercinic și de diastrofismul laramic, care au produs transformări mineralogice și microstructurale. În secțiuni subțiri s-a putut observa deseori că cloritul este dispus neorientat în rocile seriei de Arada și că este asociat cu relicte de biotit și oxizi de fier, ceea ce denotă că cel puțin o parte din clorit a provenit din transformarea biotitului în ciclurile orogenice ulterioare. În blocurile și fragmentele de minereu de pe valea Teiu și pîriul Cionești noi am identificat granat almandinic, proaspăt, submilimetric, determinat ca atare la raze X prin reflexul caracteristic de  $2,520 \text{ } \text{\AA}$ .

Prezența almandinului în mineralizația singenetică de fier și lipsa lui în metapelitele și metabazitele de pe valea Albacului s-ar putea datora mediului relativ slab reducător, atestat de preponderența magnetitului în raport cu hematitul, care ar fi putut favoriza formarea almandinului în nivelul mineralizat. Almandinul se poate forma atât în metapelite cât și în metabazite, la peste  $400-450^\circ$  și într-un domeniu mai larg de presiune, de la scăzut pînă la ridicat (Mashiro, 1975).



Sub aspect microstructural, caracteristic ambelor serii este prezența unei foliații  $S_2$  și a unei liniații de microcutare (termen preluat de la Matauer, 1973). Aceste elemente s-au format în ciclul hercinic, deoarece la obîrșia văii Răchițele, peste micașisturi microcutate și marcate de foliația  $S_2$  se dispun sisturi verzi hercinice, lipsite de asemenea elemente structurale. Formarea foliației  $S_2$  și a liniației de microcutare din sisturile cristaline dintre Arieșul Mare și Crișul Repede s-a datorat deci mișcărilor de deformare al căror efect major s-a tradus în generarea sistuozității ( $S_1$ ) sistemelor epimetamorfice hercinice.



Schiță geologică a bazinului inferior al văii Albacului.

1, depozite detritice triasice ; 2, sisturi cuarțitice sericitoase ± clorit ; 3, sisturi cuarto-feldspatiche (metatufuri acide) ; 4, blocuri și fragmente de minereu de fier ; 5, afloriment de minereu de fier ; 6, calcare cristaline ; 7, sisturi cu amfibol, clorit, epidot și zoizit ; 8, cuarțite negre ; 9, fâlfie.

Esquisse géologique du bassin inférieur de la vallée de l'Albacului.  
1, dépôts détritiques triasiques ; 2, schistes quartzitiques sériciteux ± chlorite ; 3, schistes quartzo-feldspathiques (métatufs acides) ; 4, blocs et fragments de minerai de fer ; 5, affleurement de minerai de fer ; 6, calcaires cristallins ; 7, schistes à amphibole, chlorite, épidoze et zoïsite ; 8, quartzites noirs ; 9, faille.

În prospecțiunile de mare detaliu efectuate în 1978 și 1979, în bazinul văii Albacului (fig.), noi am evidențiat prezența unor aflorimente, blocuri și fragmente de minereu de fier, între dealul Harju și Valea Babei. Blocuri și fragmente au fost observate în dealul Harju, pe pîrîul Cionești, pîrîul de la Goru, în cei 2 versanți ai văii Teiu, pe drumul dintre centrul comunei Horea (fostă Arada) și cătunul Fericet și pe valea Stearpă, la vest de valea Albacului. În versantul drept al pîrîului Cionești apare un afloriment de cuarțite cu hematit, dar blocurile de pe pîrîu au numai magnetit, ceea ce ar pleda pentru existența mai multor nivale de minereu. Într-un alt afloriment, situat în versantul drept al văii Teiu, cuarțitele cu magnetit apar pe planul unei fracturi verticale, de-a lungul căreia șisturile cuarțo-feldspatice cu magnetit diseminat se găsesc în contact cu șisturile amfibolice.

Blocurile și fragmentele de minereu se găsesc de regulă în apropierea metatufurilor bazice și acide, ceea ce ne determină să credem că mineralizația de fier este controlată stratigrafic de șisturile cu amfibol, clorit, epidot și zoizit (metatufurile bazice) și de șisturile cuarțo-feldspatice (metatufurile acide). În aval de confluența pîrîului Cionești cu valea Albacului, peste metatufurile bazice se dispun în ambii versanți șisturi sericitoase cu magnetit, sub formă de octaedri, cu axul A<sub>4</sub> normal pe S<sub>1</sub>. Ele se continuă în dealul Harju și mai spre vest, în dealul Ciocului, unde Dimitrescu (1957) a identificat două galerii vechi. Pe pîrîul Cionești, după șisturile amfibolice urmează o lentilă de calcar cristaline, identificată de noi în 1979, șisturi cuarțitice sericitoase cu magnetit, în care este cantonată mineralizația de fier, șisturi cuarțo-feldspatice și șisturi cuarțitice sericitoase, în care este cantonată o mineralizație stratiformă, singenetică, de pirită, de circa un metru grosime. Pe valea Fericetului și în versantul stîng al văii Teiu, șisturile cuarțo-feldspatice au o poziție inferioară față de șisturile amfibolice, ceea ce conduce la presupunerea, că pe pîrîul Cionești ar exista o cută culcată, în ideea că metatufurile acide de pe acest pîrîu aparțin aceleiași nivel stratigrafic.

Minereul este format din magnetit și hematit în gangă de cuarț, sericit, almandin și apatit.

Magnetitul este de obicei martitizat periferic și pe planele de octaedru, ca urmare a circulației soluțiilor descendente.

În fragmente și blocuri s-a observat predominanța unuia dintre oxizi. Astfel în dealul Harju și în versantul drept al pîrîului Cionești apare numai hematit, ca benzi cu grosimi variabile alternând cu cele de cuarț metamorfic. În blocurile cu grosimi decimetrice pînă la maximum un metru, din versantul stîng al văii Teiu, s-a obserbat o rubanare, accentuată de alternanța benzilor hematitice cu cristaloblaste de magnetit (3-5 mm) cu cele de cuarț cu magnetit. În benzile cu magnetit microgranular, cuarțul are forma ovală, pe cînd în cele cu magnetit mai larg dezvoltat, cuarțul este alungit, cu forme prismatice, dispus normal pe fețele granulelor hipidiomorfe de magnetit. Alteori, magnetitul apare sub forma unor granule diseminat în gangă de cuarț metamorfic, sau bogat în almandin.

În ivirile și blocurile de minereu hematitic s-au observat adesea microcute, kink-uri și plane S<sub>2</sub>, formate și ca urmare a incompetenței



tectonice a hematitului. În masa de hematit microcutat, granulele euhe-drale de magnetit sănt mulate și rareori cataclazate, în contrast cu magnetitul din benzile exclusiv magnétitice, traversate de fisuri, um-plute cu cuarț remobilizat. Rareori au fost observate filonașe de hematit remobilizate pe fisuri „ac“. Benzile hematitice expun aspecte variate în funcție de intensitatea deformării. Astfel au putut fi remarcate as-pece incipiente, respectiv benzi de încrețire pînă la microcute de tip chevron și microcute însotite de clivaje axiale cu hematit și cuarț remobilizate pe ele. Din cauza alunecării compartimentelor omoloage ale microcûtelor pe planele clivajelor axiale, s-a produs o orientare comună a hematitului pe aceste flancuri, reflectată în extincția simultană (pl. II, fig. 1).

Almandinul, idiomorf, conține frecvent incluziuni de magnetit și hematit în partea centrală a cristaloblastelor, aspect rezultat din blas-teza comună a silicătului și oxizilor de fier (pl. II, fig. 2).

Analizele chimice și spectrale au indicat între 13 și 49% Fe solu-bil, urme pînă la 0,36% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 2000-2800 p.p.m. Mn, 30-100 p.p.m. Ti și 20-30 p.p.m. V.

Conținutul scăzut în Ti caracterizează și magnetitul din mineralizația piroasă-cupriferă, singenetică, de la Scrind-Răchițele.

Controlul stratigrafic al mineralizației de fier și al celei de pirită, ca și aspectele structurale și texturale converg spre idéea unei geneze vulcanogen-sedimentar-metamorfozată, similar cu cea a mineralizației de pirită și arsenopirită din șisturile cuarțo-feldspatice de pe valea Belișului (cătunul Ciurtuci) și a mineralizațiilor plumbo-zincifere și piroase-cuprifere, cu intense remobilizări hidrotermale, de la Scrind-Răchițele, munții Vlădeasa. În baza mineralizației piroase cuprifere de pe valea Gingineasa, munții Vlădeasa, a fost depistată, în lucrările miniere, proiectate de Panait et al. (1972) și executate de IGPSMS și de IPEG Cluj, o lentilă de magnetit și siderit, ambele minerale intim aso-ciăte. În versantul stîng al văii Belis, șisturile cuarțo-feldspatice conțin magnetit diseminat, ca și cele din versantul drept al văii Teiu, affluent stîng al văii Albac.

Astfel metatufurilor acide dintre Arieșul Mare și Crișul Repede, care aparțin probabil, din punct de vedere stratigrafic, formațiunii lep-tino-amfibolitice, separată de Dimitrescu în seria de Someș (citat de Kräutner, 1980), le sănt afiliate genetic importante mineralizații de fier și de sulfuri.

Identificarea mineralizației de fier și de pirită din seria de Arada, din bazinul văii Albacului, va contribui la o mai bună corelare și para-parallelizare cu alte serii de sisturi cristaline din Munții Apuseni.

Determinarea almandinului a fost efectuată la difractometrul DRON-2,0, radiație CuK monocromatică de grafit, 35 Kw., 20 mA., de geologul Gh. Năacsu, căruia îi mulțumim și pe această cale.



### BIBLIOGRAFIE

- Dimitrescu R. (1958) Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa. *An. Com. Geol.*, XXXI, pag. 51-119, București.
- Bordea J., Bordea S. (1977) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50.000.
  - Foia Cișmeni, Inst. geol., geofiz., București.
  - (1978) Precambrian in the Romanian Carpathians, Apuseni Mountains. *Guide of excursions, I.G.P.C.P. Project*, 12 pag., Cluj-Napoca.
- Giușcă D., Savu H., Borcoș M. (1976) Asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din Munții Apuseni. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria Geologie*, 12, 1, pag. 41-56, București.
- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Ed. Acad. R.S.R., 631 pag., 22 pl., București.
- Kräutner H., Savu H. (1978) Precambrian of Romania. Materials of I.G.P.C.P., Project 28, pag. 25-61, Praga.
- (1980) Lithostratigraphic correlation of Precambrian in the Romanian Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVII, pag. 51-95, București.
- Matauer M. (1973) Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. 365 pag., 25 pl., Paris.
- Myashiro A. (1975) Metamorphism and metamorphic belts. 479 pag., London.
- Panaite M., Rișa E., Match E., Biță I., Hurezeanu E. (1971) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Biță I. (1974) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
  - Panaite I. (1979) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Pitulea G., Ghițulescu I., Mărăńeanu C., Bercheș St., Bercheș M., Musteașă E., Florescu C. (1976) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Visarion A., Dimitrescu R. (1971) Contribuții la determinarea vîrstei unor șisturi cristaline din Munții Apuseni. *Anal. șt. Univ. Iași (seria nouă)*, secția II-a, b, XVII, 1-13, Iași.
- Winkler F. G. H. (1976) Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 334 pag., Springer Verlag, New York, Inc.

### NOTE SUR LA MINÉRALISATION DE FER DU BASSIN DE LA VALLÉE DE L'ALBACULUI, MONTS BIHOR

(Résumé)

La minéralisation de fer, volcanogène-sédimentaire-métamorphisée de la série d'Arada, est localisée d'une manière concordante dans les schistes quartzifères sériciteux à magnétite. D'après la position de ces deux affleurements ainsi que des blocs et des fragments de minéral, il s'ensuit que la minéralisation syngéné-



tique de fer est contrôlée du point de vue stratigraphique par les métatufs basiques et acides de la série d'Arada.

Le mineraï est formé de magnétite, hématite, quartz, séricite, almandin et apatite.

Les bandes de minéraux métalliques alternent avec celles formées surtout du quartz, imprimant la texture rubannée, caractéristique à ce type de mineraï. Le mineraï formé de l'hématite est ordinairement affecté par des microplis accompagnés des clivages axiaux, sur lesquels s'est produite la rémobilisation du quartz et parfois de l'hématite.

Par suite des déformations ultérieures du métamorphisme assyntique, l'hématite s'est orientée et a recristallisé dans les flancs des microplis.

La minéralisation plumbo-zincifère de Răchițele et la minéralisation de pyrite et d'arsénopyrite de la vallée du Belișului sont localisées dans des schistes quartzo-feldspathiques (métatufs acides) et ont la même genèse, à savoir volcanogène-sédimentaire-métamorphisée. Elles ont été intensément rémobilisées au point de vue hydrothermale au cours des cycles hercynien et alpin. A Răchițele, sur la vallée d'Aluniș, les schistes quartzo-feldspathiques apparaissent interstratifiés dans les micaschistes à muscovite ± biotite. Sur base de ces éléments communs, concernant la genèse et la position stratigraphique, les auteurs supposent que les métatufs acides de la série d'Arada appartiennent du point de vue stratigraphique à la formation leptino-amphibolitique de la série de Someș, séparée par Dimitrescu dans le bassin du Someșul Cald.

## EXPLICATIA PLANSELOR

### Planșa I

Fig. 1. — Magnetit (1) în care se observă formarea preferențială a martitului (2) după planele de octaedru și la contactul cu cuartul (3) ; pârful Cionești, N II, x 24 ; secțiune lustruită.

Magnétite (1) à martite développé préférentiellement d'après les plans d'octaèdre et au contact avec le quartz (3) ; ruisseau Cionești, N, II, 24 x ; section polie.

Fig. 2. — Hematit (alb) dispus ca lamele microcuteate în gangă de cuart, dealul Harju, N II, x 24 ; secțiune lustruită.

Hématite (blanc) disposé à la manière de lames microplissées en gangue de quartz ; colline Harju, N II, 24 x ; section polie.

### Planșa II

Fig. 1. — Minereu hematitic microcuteat, în care se observă că hematitul din flancurile simetrice (1, 3, 5) ale microcuteelor are extincție sincronă ; valea Teiu, N +, x 24 ; secțiune lustruită.

Mineraï hématitique microplissé ; l'hématite des flancs symétriques (1, 2, 3) des microplis a une extinction synchrone ; vallée de Teiu, N +, 24 x ; section polie.



Fig. 2. — Almandin (1) cu incluziuni primare de magnetit și hematit, dispuse zonar-concentric; părțile Cioștei, N II, x 24; secțiune subțire.

Almandin (1) à inclusions primaires de magnétite et hématite, disposées d'une manière zonale-concentrique; ruisseau Cionești, N II, 24 x; section polie.

THE UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARIES

卷之五



## 2. ZACAMINTE

### LES BAUXITES DE POIANA RUSCĂ<sup>1</sup>

PAR

V. CORVIN PAPIU<sup>2</sup>, VALENTIN ȘTEFĂNUȚ<sup>3</sup>, VASILE IOSOF<sup>2</sup>,  
SILVIA MÎNZATU<sup>2</sup>, FLORICA POPESCU<sup>2</sup>, VASILICA NEACSU<sup>2</sup>,  
CONSTANȚA UDRESCU<sup>2</sup>

*Carstic bauxites. Diaspore-corundum-bearing bauxites. Hematitic bauxites.  
Lower Neocomian. Mineralogical study. Contact metamorphism. Banatites.  
Genetic control. South Carpathians. Sedimentary Getic Domain. Rusca Basin.*

#### Abstract

Bauxites from Poiana Ruscă. Carstic Bauxites from the Poiana Ruscă Massif (west of the South Carpathians) are plated over Upper Jurassic reef limestones and are covered by argillo-detritic sediments of the Cenomanian transgression. In a lens (at Ceriu lui Bocicai) there are some massive diaspore and hematite-bearing bauxites, passing, at the upper part, into schistous bauxites with detrital material. They contain kaolinite and especially chlorite, indicating contact metamorphic influences, connected with the surrounding banatitic intrusive masses. The metamorphosed bauxites appear at Oloanea; they are black diaspore-corundum-bearing rocks with pyrite, presenting typically divergent and intersertal structures. The studied bauxites are supposed to be of a Lower Neocomian age, like those from the Pădurea Craiului Massif (Apuseni Mountains), being formed, in our opinion, by precipitation processes in the continental phase which follows the last Kimmerian orogenetic manifestations, corresponding to the "wealdian" facies of the western part of Europe.

A l'extrême sud-ouest du massif de Poiana Ruscă (Carpathes Méridionales d'ouest), plaquées sur des calcaires récifales d'âge néo-jurassique se trouvent des bauxites rouges-violettes, signalées dès le

<sup>1</sup> Reçue le 4 Mai 1981, acceptée pour être communiquée et publiée le 6 Mai 1981, présentée à la séance de 12 Mai 1981.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.

<sup>3</sup> Întreprinderea de prospecții geologice și geofizice, Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



commencement de notre siècle à Ceriul lui Bocicai (Roszlosznik, 1917-1919).

En 1967, deux des auteurs (Papiu et Mînzatu) mentionnent la présence des bauxites dans le massif de Poiana Ruscă. Dans le texte explicatif à la carte métallogénique ec. 1 : 200 000 — feuille Deva (1968), Krăutner signale des lentilles de bauxite à côté de concentrations limonitiques dans le secteur de Maciova-Căvăran à Ceriul lui Bocicai.

### I. CONSIDÉRATIONS GÉOLOGIQUES, FORME DE GISEMENT

La région d'où proviennent les roches dont l'étude constitue l'objet de ce travail est structuralement encadrée dans le bassin de Rusca Montană, un vaste sinclorium orienté WSW-ENE, constitué des dépôts mésosoïques plaqués sur les schistes cristallophilliens appartenant au domaine géétique des Carpathes Méridionales. Ces derniers sont représentés surtout par des roches à caractère mésométamorphique (le complexe des micaschistes de Vălișoara et le complexe des gneiss oculaires de Tincova) (Krăutner et al., 1972). Les roches bauxitiques sont associées aux calcaires jurassiques qui surmontent les schistes cristallophilliens directement ou par un horizon de conglomérats attribués au Jurassique inférieur, constituant une bande continue, orientée E-W, entre le sommet de Runcu et Valea Vălișorului.

La succession stratigraphique du Jurassique moyen-supérieur commence par des calcarénites qui sont surmontées par des calcaires récifaux et dolomitiques et se termine par des calcilutites à structures surtout micritique et pélmicritique, Dincă (1977) sur les données employées dans la carte géologique à l'échelle 1 : 50 000 (feuille Nădrag) attribue la partie inférieure de la formation du Dogger, à arguments paléontologiques.

Dans la couverture des bauxites, sur les calcaires jurassiques il y a des dépôts transgressifs, fossilières également, d'âge cénomanien représentés par un complexe détritique, constitué de conglomérats et microconglomérats polimictiques, des grès quartzitiques, des grès fins argileux et des marnocalcaires qui se développent entre le sommet de Runcu au N-E et Valea Maciovei au S-W.

Les dépôts cénomaniens sont surmontés, en continuité de sédimentation, par des dépôts turoniens-coniaciens, fossilières également.

Pour compléter l'image cartographique de la région, nous mentionnons également l'existence de la formation néogène, ainsi que des magmatites de la série des banatites (Crétacé supérieur-Paléocène), qui, parfois, ont métamorphisé les bauxites au contact.

La tectonique, assez complexe, a des caractères également disjunctifs et pliatifs, sur lesquels nous n'insistons guère (Stefanu, Neacsu 1975).

Les roches allitiques dont l'étude fait l'objet de cet ouvrage proviennent donc de deux endroits : Ceriul lui Bocicai (des bauxites et des schistes bauxitiques) et Valea Oloanea (métabauxites).

Dans les tableaux et les graphiques, les échantillons analysés ont reçu les numéros suivants : bauxites : échantillons 1-5 et 10-14 ; schistes



bauxitiques : échantillons 6, 15 ; diaspore-corindonites (bauxites métamorphisées) échantillons 7, 8, 9.

Dans ce qui suit nous présentons les caractères des emplacements d'où on a collecté les échantillons (fig. 1) ainsi que leur forme de gisement.

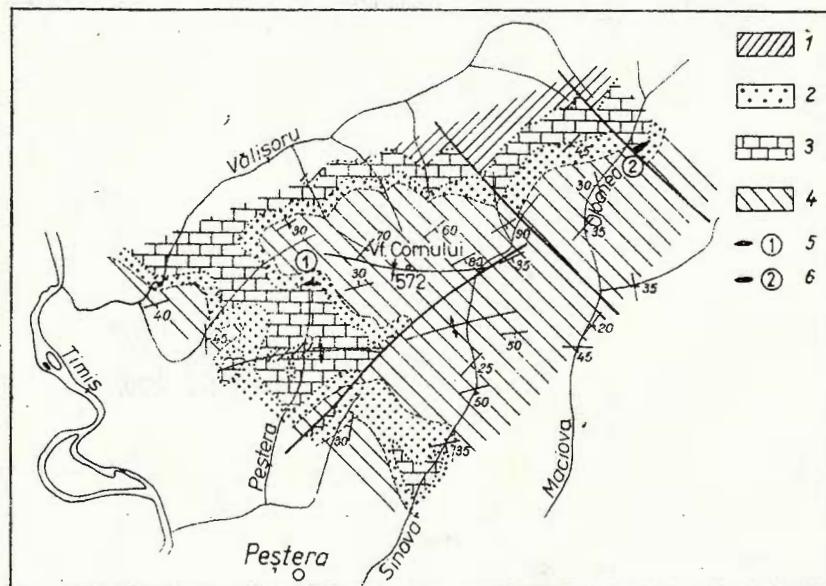


Fig. 1. — Localisation des endroits de provenance des roches analysées.  
1, schistes cristallophiiliens ; 2, roches détritiques cénomanianes ; 3, calcaires jurassiques moyens-supérieurs ; 4, Turonien-Sénonien ; 5, Ceriul lui Bocicai ; 6, Valea Oloanea. Éch. 1 : 50000 (d'après la carte de l'Institut Géologique).

Les bauxites se trouvent au nord du village de Peștera, à la zone de la source du ruisseau au même nom, affluent de droite de Timiș, à Ceriul lui Bocicai, où apparaît une lentille, cantonnée sur la surface des calcaires néojurassiques, qui submerge vers le nord sous les dépôts gréseux-conglomératiques cénomaniens, avec environ 45°. La roche, de couleur gris-violacé jusqu'à brun-verdâtre ou violacé, est massive, dure, à cassure déchiquetée et présente, même macroscopiquement, une structure corpusculaire. À la partie supérieure, elle prend des aspects schisteux. Comme on va le voir, ces roches diffèrent des bauxites *s. str.* par la composition chimico-minéralogique également. La lentille, orientée E-W, se développe sur une longueur de cca 25 m, ayant l'épaisseur visible de 3-3 $\frac{1}{2}$  m (fig. 2).

Sur Valea Oloanea, affluent de droite de Valea Maciova, au contact des calcaires jurassiques supérieurs avec les dépôts grossiers céno-maniens affleure une „bauxite métamorphisée“ dont la forme de gisement est difficile à préciser, car le terrain est en grande mesure recouvert, les calcaires étant faiblement récristallisés au contact. La couleur est noirâtre, parfois à des films d'oxides de fer sur les faces d'altéra-

tion. Elle contient des granules de pyrite disséminées relativement uniformément, parfois associés en groupes. Sa texture est massive, elle est dure et a un poids spécifique élevé. L'affleurement a environ 50-55 m, la roche étant orientée ESE-WNW et ayant l'épaisseur visible de 3-4 m.

On doit mentionner que les roches calcaires aux environs des corps bauxitiques présentent des indices évidents de récristallisation liés

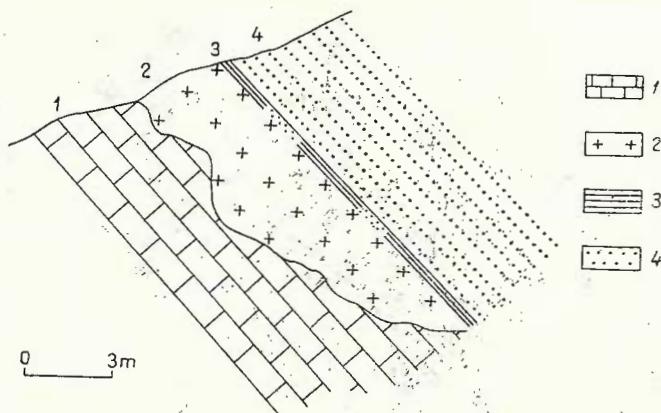


Fig. 2. — Esquisse schématique de l'affleurement de bauxites de Ceriul lui Bocicai.

1, calcaires néojurassiques ; 2, bauxite massive ; 3, schistes bauxitiques ;  
4, Cénomanien.

peut-être à l'existence des masses banatitiques en profondeur (sauf l'activité des solutions supergénèses).

A la lumière de ce qu'on a affirmé jusqu'à présent, les roches bauxitiques du massif de Poiana Ruscă peuvent être groupées en trois types : bauxites massives (bauxites s. str.), schisteuses (schistes bauxitiques) et les diasporo-corindonites pyriteuses (bauxites métamorphisées). Parmi les bauxites massives, selon la couleur des minéraux à fer, on peut distinguer trois sous-types, c'est-à-dire : bauxites brunes-violacées (7 échantillons), bauxites brunes-vertâtres (2 échantillons), bauxites déferrifiées (1 échantillon).

## II. CONSIDÉRATIONS PÉTROGRAPHIQUES

### A) Bauxites de Ceriul lui Bocicai

Les bauxites de cet endroit, tout comme les bauxites à la base de la formation néocomienne des Monts Apuseni, sont des bauxites diasporo-hématitiques. Sous rapport textural et, dans une certaine mesure, minéralogique, entre les roches étudiées on distingue deux groupes : 1. bauxites à texture massive, compactes et pratiquement dépourvues de matériel détritique, constituant la plus grande partie du

corps bauxitique et 2, schistes bauxitiques, chlorito-hématiques, à texture orientée, jusqu'à schisteuse, présentant un contenu de matériel détritique, situés à la partie supérieure de la lentille.

### 1. Bauxites massives (normales)

La couleur des bauxites normales est soit partiellement ou complètement héritée du sédiment d'origine, soit produite par des processus ultérieurs, hydrothermaux-diagénétiques, ou liés à l'altération superficielle. Nous sommes d'avis que la couleur la plus proche de celle du sédiment primaire apparaît chez les bauxites brunes-violacées qui représentent 70% du nombre des échantillons analysés, caractérisant les bauxites de la base et jusque tout près du toit, où apparaissent des bauxites brunes-verdâtres (chloritiques) et des bauxites déferrifiées, de couleur jaunâtre.

Les bauxites de ce secteur carpathique présentent, tout comme les bauxites de la base de la formation crétacée des Monts Apuseni, trois composants : la mésostase ou la masse fondamentale, les éléments figurés ou les ooïdes et le remplissage des fissures. Les ooïdes sont beaucoup plus évidentes dans les zones où les processus de déferrification, dans leur première phase, ont enlevé partiellement le pigment diffus hématitique (hematogel opaque) qui recèle dans une large mesure la structure de la roche.

La présence d'un grand pourcentage de chlorites ferreuses dans toutes les bauxites de ce type détermine leur couleur spécifique en association avec l'hématogel. En fonction du rapport entre ces deux minéraux, reflété dans la couleur, on a distingué les deux types de bauxites : brunes-violacées et brunes-verdâtres. Dans les bauxites déferrifiées la couleur change vers jaunâtre à la suite du lessivage du fer.

La mésostase présente généralement un aspect uniforme, le pigment hématitique cachant sa structure et les corpuscules ooïdaux ne deviennent prégnants que dans les zones à différents degrés de déferrification, entourées parfois par une croûte chloritique au kaoliniétique. Sporadiquement les processus diagénétiques ont mené à des récristallisations à caractère strictement local, accompagnés par l'individualisation de quelques cristaux de diaspose ou par des zones chloritiques cryptocrystallines et plus rarement par des cristaux de rutile ou d'anatase. Dans les bauxites brunes-violacées le rutile est le minéral essentiel de titan, tandis que dans celles brunes-verdâtres ce minéral est très réduit quantitativement, étant riches en anatase. Dans les bauxites rouges-violacées, la mésostase représente 25-35% tandis que, dans celles brunes-verdâtres, arrive jusqu'à 60-65%.

Les corpuscules ooïdaux, à dimensions submillimétriques jusqu'à millimétriques, présentent des contours rarement circulaires (pl. 1, fig. 1) d'habitude élipsoïdaux ou déformés de diverses manières jusqu'à angulaires (spastoïdes). Les bauxites brunes-violacées se caractérisent surtout par la présence des spastoïdes. C'est le manque de la structure concentrique, dans la plupart des cas, ainsi que le caractère monominéral, plus rarement biminéral et sporadiquement triminéral, qui sont spécifiques aux ooïdes de ce secteur du massif de Poiana Rusca. Par-



fois, à cause de la diagenèse, les structures ooïdales sont plus ou moins estompées ; c'est à cause de cela qu'apparaissent aussi des ooïdes à caractère coloïdal (pl. I, fig. 2). La plupart de ces corpuscules sont constitués tout d'abord d'hématite, chlorite ou hématite et chlorite (pl. I, fig. 3) (des corpuscules hématitico-chloritiques) et plus rarement de diaspose récristallisé et pigment de goethite, en association avec des fins cristaux d'anatase. Parfois apparaissent des corpuscules spastoïdaux à structure concentrique relique dans certaines zones, tandis que dans d'autres zones ce caractère est remplacé par une structure collomorphe complètement non-différenciée.

La kaolinite, récristallisée secondairement, apparaît soit vermiforme et concentrée dans la zone médiane des ooïdes (pl. I, fig. 4), soit à leur périphérie, en traçant leur contour. Des ooïdes sporadiques constituées par plusieurs minéraux présentent du diaspose bien cristallisé, associé à chlorite, hématite, kaolinite à la zone centrale, et, quelques fois des granules fins d'anatase (pl. II, fig. 1), de rutile ou, dans celles brunes-verdâtres, de leucoxène. Dans la plupart des bauxites brunes-verdâtres il y a des ooïdes monominéraux, parfois à différents degrés de défermentation.

Pour compléter l'image de la composition des ooïdes, on doit aussi citer les ooïdes complexes composées de quelques corpuscules englobés d'habitude dans une matrice chloritique. Tout à fait sporadiquement des granules de zircon apparaissent à des indices d'arrondissement d'origine détritique certe (pl. I, fig. 3).

La mésostose est, comme on l'a déjà dit, très uniforme et opaque (hématogel) en contenant des cristaux de diaspose secondaire et des indices de chloritisation évidents, surtout dans les zones plus ou moins déferrifiées (pl. I, fig. 1). Sur des fissures fines il y a du diaspose récristallisé, de la limonite déposée dans le processus de déferrification et plus rarement des agglomérations de gibbsite.

## 2. Schistes bauxitiques

À la différence des bauxites str. s., les schistes bauxitiques contiennent des pourcentages variables de micas détritiques: biotite, parfois chloritisée, avec ou sans inclusions sagénitiques (pl. II, fig. 2) et muscovite plus ou moins kaolinisée, visible sur les facettes de schistosité (pl. II, fig. 3). Dans la mésostose hématito-chloritique (25-30%) on trouve des corpuscules ooïdaux de dimensions et formes variées à partir de celles parfaitement circulaires ou ellipsoïdales en section (pl. II, fig. 4 ; pl. III, fig. 1) jusqu'à des formes de spastoïdisation (pl. II, fig. 2) ou corrodées ou angulaires qui semblent indiquer un remaniement des bauxites préexistantes (pl. II, fig. 3). Leur constitution est simple, soit diasporique de récristallisation (pl. III, fig. 4), soit chloritique (pl. III, fig. 1), présentant parfois une croûte mince limonitique à la périphérie. Nous mentionnons également la présence de fréquents granules opaques diffuses, des cristaux de diaspose, de la mésostose, des vermicules de kaolinite déposées sur les parois des espaces microgéodiques remplis de



minéraux opaques (pl. III, fig. 4), des cristaux isolés de rutile et très rarement du zircon détritique. Parfois les minéraux détritiques sont inclus dans la masse des ooïdes.

### B) Les diaspore-corindonites pyriteuses (bauxites métamorphisées) d'Oloanea

Les roches d'Oloanea représentent des roches bauxitiques métamorphisées au contact des magmatites banatiques. Le métamorphisme thermique qui les a affecté a essuyé complètement la structure ooïdale caractéristique et a déterminé la récristallisation intégrale de la roche et la disposition divergente ou intersertale des cristaux résultés (diaspore et corindon).

Macroscopiquement, les diaspore-corindonites pyriteuses sont des roches compactes et noires. Étant donné la dureté élevée on n'a pas pu obtenir de plaques minces de bonne qualité, le corindon sortant en relief vis-à-vis de la pyrite.

Les minéraux essentiels alumineux de la roche sont le diaspore, le corindon et la gibbsite. Les minéraux d'origine hydrothermale sont représentés par la pyrite et la calcite.

Le diaspore est transformé partiellement ou complètement en corindon, les deux minéraux prédominant nettement sur la gibbsite secondaire. La biotite détritique a été affectée par des transformations secondaires — des chloritisations et décolorations.

La structure de la roche, intersertale et divergente (pl. IV, fig. 1) est donnée par la disposition des baguettes de corindon et diaspore. Les interstices sont remplis soit seulement par de la pyrite soit par de la pyrite à la périphérie et de la calcite au milieu (pl. IV, fig. 2). Rarement on observe dans ces interstices du diaspore ou de la gibbsite. Le corindon apparaît généralement sous forme de prismes longues et minces, à dimensions qui varient entre 2,00/0,16 mm et 0,5/0,05 mm. La couleur bleu-indigo, la biréfringence basse et le pléocroïsme marqué en sont caractéristiques. Mais la distribution de la couleur n'est pas uniforme ; le centre des cristaux est coloré et plein d'inclusions fines, opaques, non-déterminables et la périphérie incolore (pl. IV, fig. 2). Dans le même prisme on identifie donc des stades de transition du diaspore au corindon (dus seulement aux couleurs de biréfringence réduite du corindon, à passages graduels vers les couleurs de biréfringence élevée, criantes, du diaspore). La participation des cristaux prismatiques de corindon ( $\pm$  diaspore) dans la masse de la roche est de 45% - 56%. Le diaspore, sauf le cas où il apparaît dans les prismes à transition vers le corindon, est aussi présent dans des cristaux incolores, limpides, individuels, occupant d'habitude les interstices.

La gibbsite lamellaire est constamment associée au diaspore.

La biotite détritique apparaît sporadiquement. Les paquets fins, faiblement exfoliés aux extrémités sont inserés entre les baguettes de corindon (pl. IV, fig. 3). Sa couleur est brune, très pâle, localement verdâtre, en indiquant un décoloration et une chloritisation secondaire.

Le zircon, est, lui aussi, de nature détritique et a été reconnu dans un seul cas : un cristal cassé à une des extrémités (pl. IV, fig. 4).



La pyrite, toujours dans les espaces interstitiaux, représente entre 40% et 55% de la masse de la roche. Parfois elle recouvre la périphérie de ces interstices suivant un système géodiforme, ayant la calcite déposée au centre (pl. IV, fig. 2) en proportion jusqu'à 4%. La nature de la pyrite et de la calcite associée est sans doute hydrothermale.

### III. ÉTUDE CHIMICO-MINÉRALOGIQUE

#### A) Composition chimique (tab. 1 et 3)

Les principaux composants chimiques des roches analysées, de même que de toutes les bauxites, sont la triade des éléments Al-Fe-Ti, la silice et H<sub>2</sub>O, les seules supérieures à l'unité accompagnées dans les schistes bauxitiques par MgO et dans les bauxites métamorphisées par le soufre. Tous les autres éléments sont inférieurs à l'unité, bon nombre de valeurs étant souvent même sous 0,1%. CO<sub>2</sub> apparaît dans un seul échantillon et K<sub>2</sub>O est absent dans tous les échantillons. Le rapport entre les quatre composants principaux résulte de la figure 3, d'où

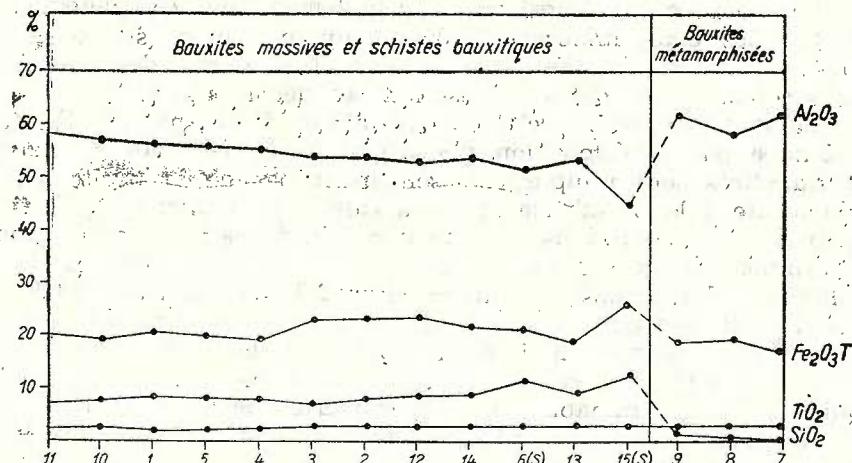


Fig. 3. — Graphique avec le contenu en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> et TiO<sub>2</sub>.

apparaît un comportement nettement différent pour les deux types de roches alitiques. Ainsi, dans les bauxites non-métamorphisées, le contenu en silice et en alumine se maintient plus ou moins constant, avec une vague corrélation inverse à la partie droite du graphique, comme d'ailleurs aussi le contenu en fer total, un peu plus élevé dans le cas des échantillons de la partie médiane du graphique. Dans un échantillon de schiste bauxitique augmente le contenu en fer total et en silice et diminue proportionnellement le pourcentage d'alumine, cet échantillon représentant une exception. En comparaison avec les bauxites normales, dans celles métamorphisées augmente sensiblement le contenu en alu-

TABLEAU 1

Composition chimique des bauxites du massif de Poiana Rusca (dans l'ordre décroissant de la valeur du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO} + \text{FeS}$ )

Echantillon élément	4	2	14	11	13	3	1	15	5	12	6	10	9	7	8	$\Sigma$
$\text{SiO}_2$	7,88	9,02	8,94	6,87	9,56	8,45	8,62	12,85	7,99	7,14	11,59	7,68	1,01	1,18	1,24	
$\text{Al}_2\text{O}_3$	55,79	53,36	54,15	58,10	54,10	54,30	56,85	46,40	55,85	54,30	52,20	57,23	61,89	63,51	59,38	
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	11,27	12,72	11,08	10,17	9,57	10,85	9,61	11,84	9,09	10,50	8,44	6,98	2,47	1,90	1,01	
$\text{FeO}$	6,86	9,83	9,48	8,90	8,48	10,72	9,82	12,72	10,07	13,70	11,87	11,21	2,93	3,41	1,76	
$\text{MnO}$	0,11	0,14	0,16	0,14	0,11	0,09	0,19	0,17	0,12	0,14	0,14	0,13	0,13	0,19	0,09	
$\text{MgO}$	0,40	0,49	0,48	0,28	0,68	0,44	0,50	1,47	0,37	0,29	1,17	0,27	0,42	0,33	0,35	
$\text{CaO}$	1,09	0,31	0,26	0,31	0,38	0,31	0,36	0,26	0,38	0,22	0,69	0,26	0,36	0,35	0,37	
$\text{Na}_2\text{O}$	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,30	0,10	0,09	0,08	0,08	0,09	0,12	0,09	0,09	0,09	
$\text{K}_2\text{O}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
$\text{TiO}_2$	2,56	2,40	2,50	2,67	2,60	2,67	2,41	2,90	2,50	2,70	2,57	2,70	2,70	3,30	3,05	
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,06	0,05	0,07	0,06	0,17	0,05	0,07	0,07	0,08	0,05	0,07	0,06	0,10	0,09	0,08	
S	0,03	0,06	0,04	0,08	0,62	0,05	0,13	0,08	0,07	0,24	0,07	0,14	11,15	10,28	13,85	
Re(S)	0,03	0,05	0,03	0,07	0,54	0,04	0,11	0,06	0,06	0,21	0,06	0,12	9,71	8,89	12,06	
$\text{H}_2\text{O}^+$	12,81	12,38	12,45	12,04	12,80	12,52	11,74	11,93	12,79	11,40	11,62	12,56	6,76	6,15	6,08	
Total	99,88	100,89	99,73	99,78	99,58	100,79	100,50	100,80	99,44	100,97	100,58	99,46	99,80	99,67	99,41	
$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{FeS}$	1,64	1,29	1,16	1,13	1,06	1,01	0,97	0,93	0,90	0,76	0,71	0,62	0,19	0,15	0,07	
$\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$	22,85	26,07	21,65	20,15	19,70	23,70	20,69	26,05	20,28	18,93	21,70	19,60	18,40	20,20		
$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$	6,42	7,60	6,06	8,45	5,66	5,91	6,59	3,62	6,99	7,08	4,50	7,45	61,27	53,82	67,89	
Rocă	b	b	b	b	b	b	b	s	b	b	s	b	m	m	m	

b = bauxites ; s = schistes bauxitiques ; m = diasporocorindonites à pyrite (bauxites métamorphisées)



mine (avec certains fluctuations) et diminue proportionnellement le pourcentage de fer total, la silice et le fer présentant des valeurs plus ou moins analogues. Dans tous les échantillons le titan présente une constance remarquable, avec une augmentation très légère dans celles métamorphisées (corrélée avec l'augmentation de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ).

Dans un graphique ternaire  $\text{SiO}_2\text{-}\text{Al}_2\text{O}_3\text{-}\text{Fe}_2\text{O}_3$  tous les échantillons se projettent dans le champ II des alferrilites (fig. 4), les échantillons

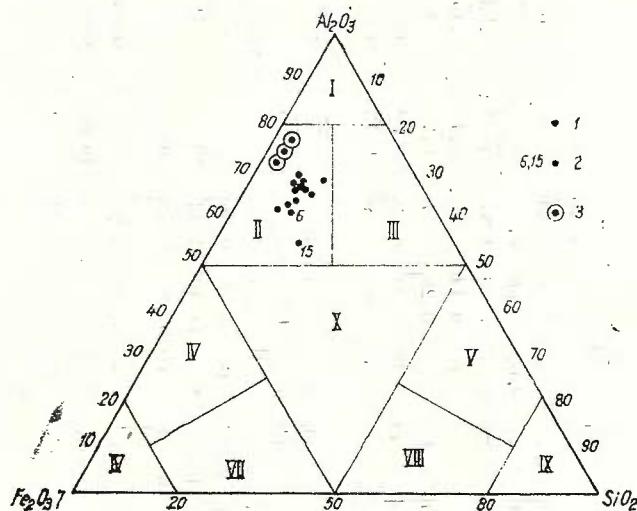


Fig. 4. — Graphique ternaire  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-}\text{SiO}_2\text{-}\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ .

1, bauxites ; 2, schistes bauxitiques ; 3, bauxites métamorphisées ;  
I, allites ; II, alferrilites ; III, alsilites.

métamorphisés plus proches du coin  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Un échantillon de schiste bauxitique s'individualise en s'éloignant de ce point ainsi que du groupe des projections des autres bauxites.

1. Silice. Le premier fait qui sort en évidence en examinant les pourcentages de  $\text{SiO}_2$  est que dans les bauxites non-métamorphisées le contenu en silice est en moyenne 8 fois plus élevé que dans celles métamorphisées (moyenne 8,8% comparée à 1,1%). Dans les premières on trouve le maximum dans les deux schistes (avec plus de 11%) en reste se situant sous 10%. Cela est dû au contenu en minéraux argileux, surtout en chlorite, qui introduit la silice dans l'analyse. Dans les schistes apparaît également un apport réduit de minéraux détritiques (micas, zircon, etc.). C'est donc à noter que les solutions hydrothermales n'apportent pas de la silice mais bien au contraire, celle-ci semble avoir été repoussée par une métasomatose alcaline. La silice libre, sous forme de quartz détritique ou hydrothermal n'a été donc reconnue par aucune méthode. Le graphique de la figure 5 met en évidence la faible corrélation inverse entre la silice et l'alumine dans les bauxites normales.

2. *Alumine* représente le composant principal et provient principièrement des oxydes et hydroxydes d'aluminium (avec prépondérance diaspore, subordonnément boéhmite dans les bauxites normales et les schistes bauxitiques, diaspore+corindon dans les bauxites métamorphisées) et subsidiairement des minéraux argileux (kaolinite et chlorites) seulement dans les bauxites normales et dans les schistes. On doit remarquer qu'à la différence de la silice, dans les bauxites métamorphisées la quantité d'alumine dépasse visiblement celle des roches non-métamor-

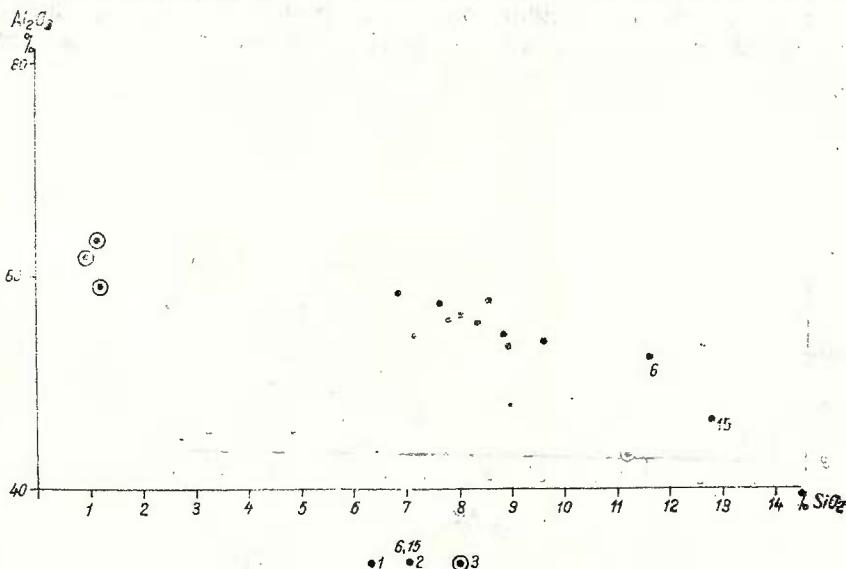


Fig. 5. — Graphique binaire :  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ .  
1, bauxites ; 2, schistes bauxitiques ; 3, bauxites métamorphisées.

phisées (moyennes 61,6%, comparée à 54,4%). La corrélation inverse à celle de la silice apparaît aux bauxites non-métamorphisées et surtout aux schistes (fig. 5).

3. *Fer*. Le contenu en fer et la forme sous laquelle cet élément se trouve lié dans les bauxites sont particulièrement importants pour les classifier et interpréter leur genèse. Dans les roches que nous présentons, le fer apparaît sous trois formes : la forme oxydée (hématite et goethite), la forme ferreuse liée dans des silicates (chlorites) et le fer de la pyrite.

En examinant le tableau 3 on constate que les moyennes du contenu en fer total sont assez rapprochées, un peu plus élevées dans les roches bauxitiques normales (21,8% comparée à 19,4%), les discordances apparaissant remarquablement dans le cas du fer bivalent. Ainsi le fer des chlorites est de presque quatre fois plus abondant dans les bauxites normales que dans celles corindonitiques, tandis que le fer des sulfures est presque 100 fois plus abondant dans les dernières (moyennes 10,76% comparées à 0,11%). Il est remarquable que, dans aucun des échantillons non-métamorphisés, bien que dans des quantités inférieures

à l'unité ou même sous 0,01%, le fer des sulfures ne manque, à cause de la présence permanente d'un pourcentage minuscule de pyrite. D'ailleurs la même observation est, certainement, valable aussi pour l'évolution du soufre — lié exclusivement dans ces sulfures — qui est toujours presque 100% plus abondant dans les roches métamorphisées que dans les bauxites (moyennes 11,76% comparées à 0,16%). Les schistes bauxitiques ne diffèrent des autres bauxites normales en ce qui concerne le contenu en fer.

Dans les roches métamorphisées se manifeste une corrélation inverse entre les contenus en fer ferrique et en fer ferreux (fig. 6).

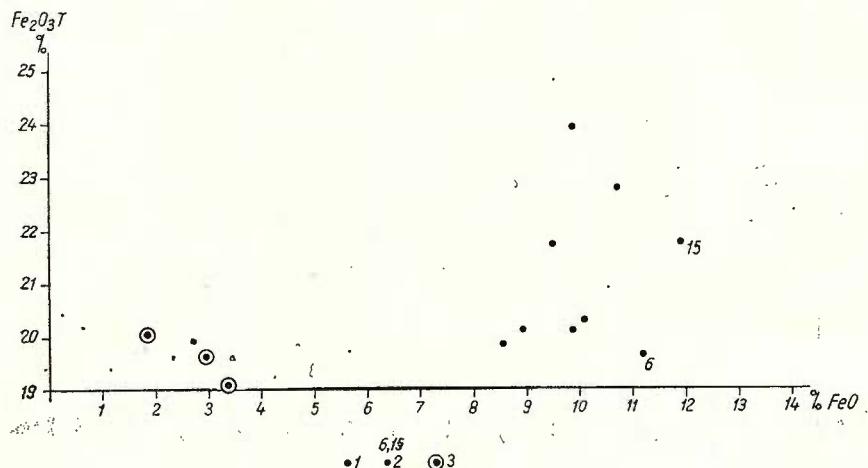


Fig. 6. — Graphique binaire  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ - $\text{FeO}$ .  
1, bauxites ; 2, schistes bauxitiques ; 3, bauxites métamorphisées.

Comme dans le cas d'autres bauxites roumaines, mais dans une mesure beaucoup plus réduite, entre le contenu en alumine et celui en fer total semble se manifester une faible corrélation inverse (fig. 7). En tenant compte du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ , qui a constitué l'indice pour la caractérisation des bauxites sur le territoire de notre pays que nous avons étudiées antérieurement, utilisé dans tous nos ouvrages jusqu'à présent, les bauxites du massif de Poiana Rusca appartiennent exclusivement au groupe des „bauxites ferreuses“, auxquelles la valeur du rapport est située sous 4, étant les plus ferreuses de toutes (sous 1,7 et dans 9 échantillons il est inférieur à l'unité). Dans des tableaux et des graphiques, les valeurs ont été inscrites dans l'ordre décroissant de ce rapport.

4. *Titan*, sous forme d'anatase et subordonnément sous forme de rutile, se maintient dans les limites habituelles pour les bauxites carstiques : plus de 2,4%  $\text{TiO}_2$ , ne dépassent le pourcentage de 3% que dans deux échantillons métamorphisés, des valeurs qui ainsi facilement la moyenne dans les dernières (3 comparés à 2,6%).

5. Chaux, pratiquement absente dans les bauxites carstiques, apparaît dans des pourcentages inférieurs à l'unité (plus exactement entre 0,2% et 0,7% CaO) dans presque tous les échantillons analysés, probablement sous forme absorbée dans les gels ferroalumineux, car n'apparaît aucune trace de CO<sub>2</sub> qui indiquerait la présence de la calcite, à une seule exception où il y a un contenu de 2% de calcite (0,9% CO<sub>2</sub> et 1% CaO, bauxite normale).

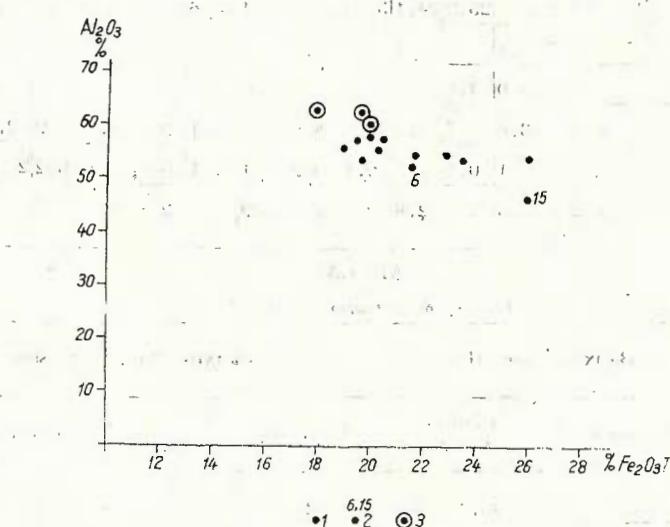


Fig. 7. — Graphique binaire  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ .

1, bauxites ; 2, schistes bauxitiques ; 3, bauxites métamorphisées.

Microscopiquement on a reconnu de la calcite jusqu'à 4% dans les bauxites métamorphisées, indiquant la variation à grande échelle des processus hydrothermaux qui ont introduit la calcite dans la masse des roches.

6. Magnésium varie entre les mêmes limites que la chaux, à l'exception des deux échantillons mentionnés : des schistes bauxitiques, avec plus de 1% MgO. Il est lié, bien sûr, dans les chlorites résultées surtout par l'altération de la biotite détritique, ainsi que de la biotite elle-même, dans ces deux échantillons se trouvant d'ailleurs les plus grandes quantités de chlorites.

#### B) Composition minéralogique (tab. 2 et 3)

Les principaux minéraux et pratiquement les seuls qui entrent dans la composition des bauxites du massif de Poiana Rusca sont des minéraux de la triade Al-Fe-Ti à laquelle on ajoute ceux de la silice et, surtout dans les roches métamorphisées, du soufre (dans la pyrite).

Oxydes et hydroxydes d'aluminium : diaspose, boehmite, gibbsite, corindon ; des minéraux argileux : des chlorites de 7 et 15 Å, kaoliniite ;



TABLEAU 2

*Composition minéralogique des allites du massif de Poiana Ruscă  
(dans l'ordre décroissant de la valeur du rapport  $Fe_2O_3 : FeO$ )*

Minéraux	4	2	14	11	13	3	1	15	5	12	6	10	9	7	8
Diaspore	58,0	55,6	55,4	63,0	46,7	57,4	60,1	38,1	59,6	58,4	49,0	60,5	39,1	34,0	37,0
Boehmite	—	—	—	—	9,0	—	—	6,0	—	—	—	—	—	—	—
Corindon	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,6	—	27,1	32,9	27,1
Chlorite	19,5	27,9	26,9	25,2	24,1	30,4	27,9	36,1	28,6	25,6	33,6	31,8	8,3	9,7	5,0
Kaolinite	5,3	2,7	3,1	—	6,1	—	1,8	5,9	—	—	4,7	—	—	—	—
Goethite	6,0	6,0	8,0	4,0	8,0	5,0	—	8,0	5,0	—	—	—	—	—	—
Hématite	5,2	6,4	3,0	5,7	1,5	5,3	8,6	3,6	3,1	9,6	7,3	5,9	2,2	1,6	0,8
Pyrite	—	0,1	0,1	0,1	1,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,4	0,1	0,2	20,9	19,2	25,9
Rutile + Anatase	2,6	2,4	2,5	2,7	2,6	2,7	2,4	2,9	2,5	2,7	2,6	2,7	2,7	3,3	3,0

TABLEAU 3

*Limites de variation et moyennes*

Bauxites normales		Bauxites métamorphisées	
Oxides, minéraux	Limites de variation	Moyennes	Limites de variation
$Al_2O_3$	46,4 – 58,1	54,38	59,4 – 63,5
$Fe_2O_3T$	18,9 – 26,1	21,78	18,4 – 20,2
$Fe_2O_3$	7,0 – 12,7	10,18	1,0 – 2,5
FeO	6,9 – 13,7	10,30	1,8 – 3,4
$SiO_2$	6,9 – 12,8	8,88	1,0 – 1,2
$TiO_2$	2,4 – 2,7	2,60	2,8 – 3,3
Diaspore	46,7 – 63,0	55,01	34,0 – 39,1
Boehmite	0,0 – 9,0	1,25	—
Corindon	—	—	27,1 – 32,8
Chlorite	19,4 – 38,9	29,22	5,0 – 9,1
Kaolinite	0,0 – 6,1	2,47	—
Hématite	1,5 – 9,2	5,39	0,8 – 2,2
Goethite	0,0 – 8,0	3,50	—
Pyrite	0,1 – 1,1	0,25	19,1 – 25,9
Rutile ± Anatase	—	2,60	2,8 – 3,3
Module ( $Al_2O_3/SiO_2$ )	—	6,36	—
Fe(S)	0,03 – 0,54	0,11	10,3 – 13,8
S	0,03 – 0,62	0,16	10,28 – 13,85
			11,76



des oxydes et hydroxydes de fer : hématite, goethite ; sulfure : pyrite, bioxyde de titan, anatase et rutile. On ajoute la calcite mentionnée dans un seul échantillon et les pourcentages minuscules de minéraux détritiques (biotite, rutile, zircon, muscovite, etc.), reconnus en espèce dans les schistes bauxitiques et dont l'importance quantitative est pratiquement nulle. Les occurrences tout à fait sporadiques de gibbsite sont le produit de l'altération superficielle et n'ont été reconnues que microscopiquement.

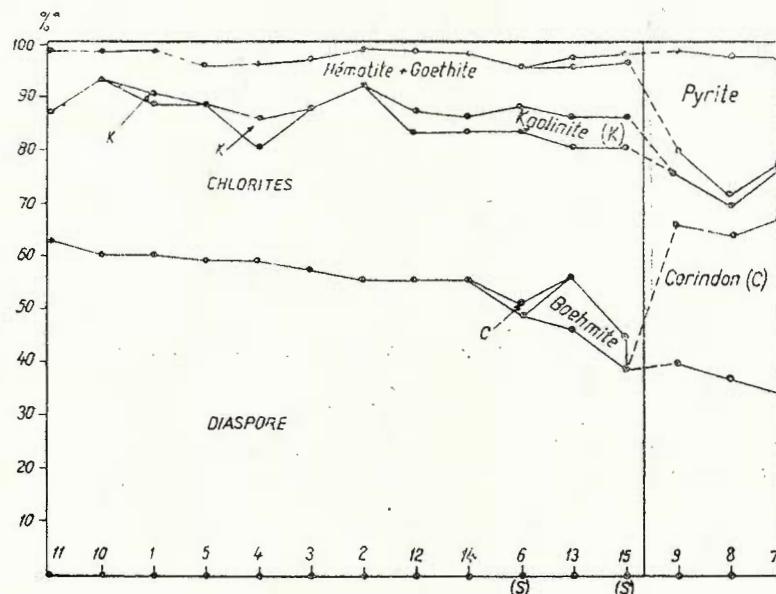


Fig. 8. — Rapport quantitatif entre minéraux : K, kaolinite ; C, corindon ; S. schistes bauxitiques.

Les rapports quantitatifs entre les minéraux constitutifs ont été systématisés dans le graphique de la figure 8, d'où on constate pour les roches non-métamorphisées, une unité constitutionnelle très grande, interrompue seulement par la diminution du contenu en oxyhydroxydes d'aluminium en faveur des chlorites et, dans le cas d'un seul échantillon, de l'apparition de 2% de corindon (indices de faible métamorphisme). Le contenu en oxydes ferriques est assez uniforme, parfois apparaissant une certaine corrélation inverse avec les chlorites. Dans les bauxites métamorphisées, le grand pourcentage de corindon et de pyrite, les minéraux liés aux influences thermiques et aux apports hydrothermaux diminuent profondément le contenu en chlorites et en oxydes ferriques. Entre le contenu en alumine libre et celui en minéraux argileux il y a une évidente corrélation inverse seulement dans le cas des bauxites non-métamorphisées, soulignée surtout dans les deux échantillons de schistes bauxitiques (fig. 9).

Dans une projection ternaire concernant les principaux minéraux bauxitiques les échantillons non-métamorphisés se situent dans le champ V (à l'exception d'un schiste, le plus pauvre en diaspore) corres-

pondant aux „bauxites argileuses“, tandis que les roches corindoniques se situent dans le champ II, „bauxites ferriques“ (fig. 10).

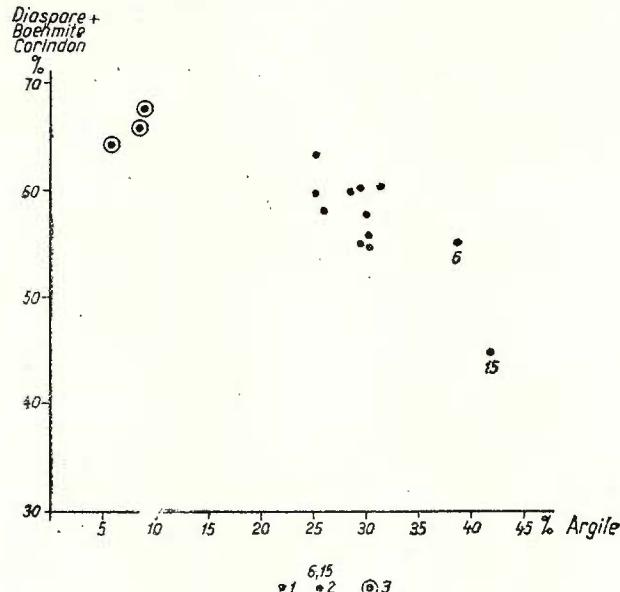


Fig. 9. — Graphique binaire : (Diaspore + Boehmite + Corindon) - (Argile).  
1, bauxites ; 2, schistes bauxitiques ; 3, bauxites métamorphisées.

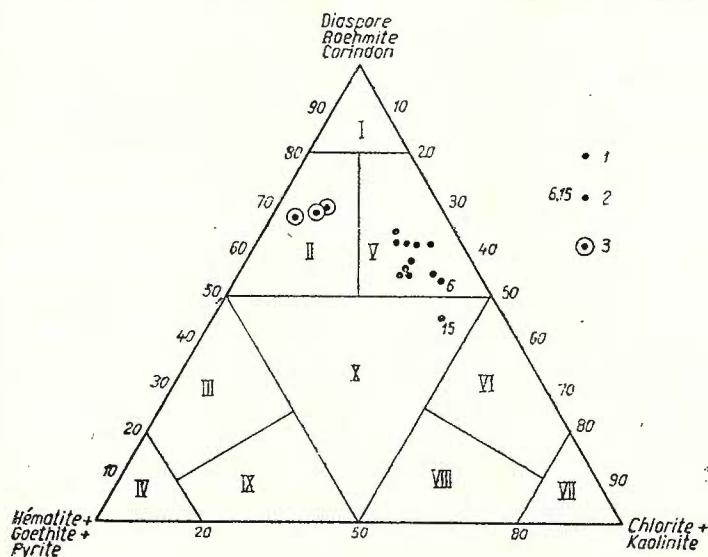
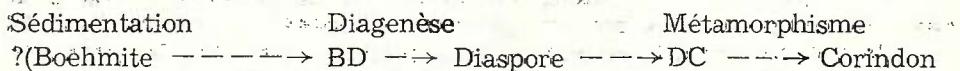


Fig. 10. — Graphique ternaire : (Diaspore + Boehmite + Corindon) - (Hématite + Goethite + Pyrite) - (Chlorite + Kaolinite).  
1, bauxites ; 2, schistes bauxitiques ; 3, bauxites métamorphisées : II, bauxites ferrifères ; V, bauxites argileuses ; X, bauxites argilo-ferrugineuses.

### 1. Oxyhydroxydes et Oxydes d'aluminium

a) *Diaspore* est présent dans tous les échantillons (avec une moyenne qui est presque de 20%, plus grande dans les bauxites normales que dans celles métamorphisées (55%-36%). La boehmite des deux échantillons, peut-être relicte, pourrait indiquer l'origine diagénétique du diaspore, mais ce n'est qu'une simple hypothèse. Le diaspore contient l'unité des oxydes dans les bauxites normales, à l'exception des deux schistes plus pauvres en diaspore et plus riches en chlorites. La présence du corindon en grande quantité, ainsi que celle de la gibbsite dans les échantillons métamorphisés semble compenser le contenu plus bas en diaspore mais, en additionnant le contenu en corindon et celui en diaspore on obtient un excès d'alumine en comparaison avec les bauxites normales, en menant à une moyenne plus de 10% plus grande, confirmant ainsi les données présentées dans le chapitre des considérations géochimiques.

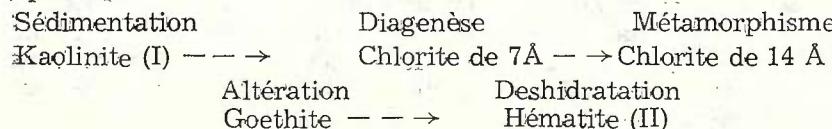
La présence d'un pourcentage réduit de corindon dans une bauxite normale nous mène à la supposition de l'existence d'une faible influence métamorphique sur toutes les bauxites. En admettant la dérivation du diaspore (D) de la boehmite (B) (?) et du corindon (C) du diaspore nous supposons la succession suivante :



ou si nous admettons que le diaspore est primaire ce n'est que la partie soulignée (de droite) qui apparaît valable.

La gibbsite, reconnue seulement au microscope, sporadiquement, est un minéral hypergène.

b) *Hématite et goethite*. Comme dans le cas de la plupart de nos bauxites l'hématite est présente dans tous les échantillons (en espèce sous forme d'hématogel cryptocrystallin en mésostase) dans des pourcentages beaucoup inférieurs aux bauxites d'autres régions. Il dépasse une seule fois 7,3% dans les bauxites normales, qui ont la moyenne 5,4%, tandis que, dans les bauxites métamorphisées, diminue beaucoup (moyenne 1,5%). La goethite, en échange, présente seulement en 8 échantillons du premier groupe, arrive jusqu'à 8%, avec une moyenne de 3,5%. Il est possible que l'hématite primaire soit passée partiellement, diagénétiquement et métamorphiquement, en réagissant avec la kaolinite, dans des chlorites ferrifères qui, à leur tour, par altération supergène, semblent avoir généré, comme on a démontré dans le chapitre concernant l'étude pétrographique, de la goethite et, de nouveau, par deshydratation, de l'hématite secondaire. Il est probable que la silice et l'alumine soient fournies par la kaolinite qui par agrégation engendre des chlorites ferrifères et partiellement l'aluminé, par le diaspore.



c) Minéraux argileux. À la différence de la plupart de nos bauxites où le principal minéral argileux est la kaolinite, dans les bauxites du massif de Poiana Ruscă ce minéral n'apparaît que dans 7 échantillons de 12 et dans des quantités subordonnées aux chlorites ferrifères, avec une moyenne d'environ 1/2 fois plus basse (2,4% comparée à 29,2%). Tout de même la somme des deux minéraux fait que le pourcentage „d'argile“ de toute la série des bauxites str. s. soit assez proche. Les études difractométriques nous ont conduit à la conclusion que nous nous trouvons en présence des septochlorites de „type chamosite“ et des chlorites de 14 Å, dont l'origine serait corrélatable avec un métamorphisme plus accentué. Les pourcentages les plus élevés se trouvent dans les schistes qui contiennent 33% et respectivement, 36% chlorites, celles de 14 Å étant liées aussi au matériel détritique.

Dans les bauxites métamorphisées la kaolinite est complètement absente, et la quantité de chlorites (des deux types) est beaucoup plus réduite que dans le cas des précédentes (moyenne 8,1%). Mais si on ajoute ce chiffre au contenu en pyrite (moyenne 22%) en obtient un chiffre très proche de celui représentant le contenu en chlorite des bauxites normales (29,2%), observation analogue à celle concernant le contenu en fer total.

d) Pyrite. Le contenu en pyrite est de presque 9 fois plus élevé dans les bauxites métamorphisées d'Oloanea où ont eu lieu de massifs apports hydrothermaux, plus importants que dans le reste des bauxites (de Ceriu lui Bocicai) où ces apports ont été, en grande mesure, subordonnés — mais pas absents.

e) Anatase et rutile ont été discutés, eux-aussi, au chapitre concernant le chimisme à propos du contenu en titan. On a démontré que la présence prépondérante du rutile argumente pour les processus métamorphiques, les deux minéraux étant décelés aussi par voie microscopique.

#### IV. DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS MINEURS

Les éléments mineurs déterminés dans les 15 échantillons de roches alitiques du massif de Poiana Ruscă ont été inscrits sur le tableau 4, dans l'ordre décroissant du diaspore. Dans le tableau sont inscrites également les valeurs du rapport entre les minéraux bauxitiques (diaspore+boehmite) et les minéraux argileux (kaolinite+chlorite).

Dans la figure 11 sont représentés les domaines de variation et les contenus moyens des principaux éléments mineurs déterminés dans les bauxites et les schistes bauxitiques en comparaison avec les bauxites métamorphisées.

L'un des schistes bauxitiques chloriteux-ferrugineux présente les valeurs les plus basses de V, Sc, Nb et les plus élevées de Be et Li. Ces valeurs n'ont pas été incluses dans le calcul des contenus moyens et dans le diagramme de la figure 15 elles sont représentées en dehors des domaines de variation.



TABLEAU 4  
Distribution des éléments mineurs (ppm) dans les allées de Poiana Rusca (dans l'ordre décroissant de la valeur du rapport  $Fe_2O_3 : FeO$ )

No. éch.	Ni	Co	Cr	V	Sc	Mn	Nb	Zr	Be	Sn	Ga	Cu	Pb	Ba	Sr	Li	x/y	Roche
4	190	31	250	580	58	920	42	550	4,6	8	52	52	130	125	56	130	2,48	b
2	170	32	230	545	62	1100	53	590	5	6	46	84	97	75	28	185	1,82	b
14	200	42	240	510	55	1150	53	550	5,5	7,5	44	57	30	100	33	210	1,84	b
11	175	23	230	570	45	1100	50	530	6	9	42	58	160	110	38	93	2,04	b
13	200	40	210	500	52	830	45	610	5	9,5	42	110	78	185	43	225	1,86	b
3	160	26	230	550	62	930	46	550	4,2	8	48	145	97	68	33	170	1,89	b
1	160	23	240	600	55	1300	53	620	5,5	7,5	50	124	150	80	42	174	2,02	b
15	285	39	270	340	43	1150	37	600	9	9	45	80	20	58	47	400	1,04	s
5	220	35	280	620	62	1100	57	630	6	7	44	66	72	190	55	115	2,08	b
12	125	22	215	580	53	1100	58	580	6	11	43	67	120	24	25	98	1,43	b
6	260	36	290	500	54	950	52	600	5,6	8,5	51	110	135	280	95	235	1,34	s
10	200	28	245	630	53	970	60	615	6	9,5	53	84	63	210	42	93	1,90	b
9	475	52	240	630	60	1100	63	800	7,5	9,5	50	170	62	78	46	34	4,70	m
7	370	41	240	650	47	1350	65	890	6,7	9	58	175	125	400	60	67	3,70	m
8	540	56	200	500	56	780	56	730	7	9,5	54	155	225	> 1000	155	34	7,40	m

x = diaspore  
y = kaolinite + chlorite  
b = bauxite

s = schistes bauxitiques  
m = diasporo-corindonites à pyrite (bauxites métamorphisées)

138741



L'examen des données du tableau 4 et du diagramme de la figure 11 met en évidence l'uniformité des bauxites du massif de Poiana Rusca en ce qui concerne la distribution des éléments mineurs. Les domaines de variation sont très restreints, les contenus oscillant autour des valeurs moyennes.

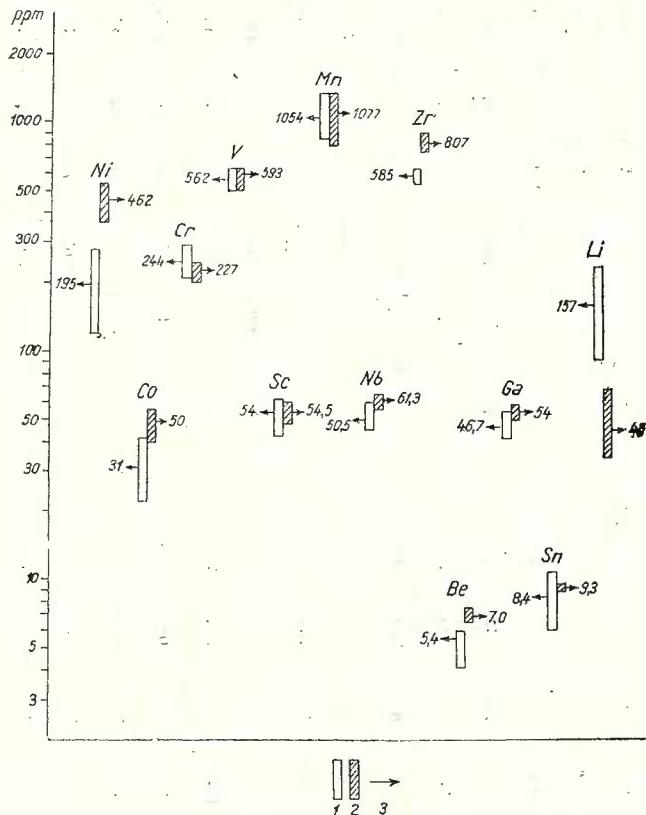


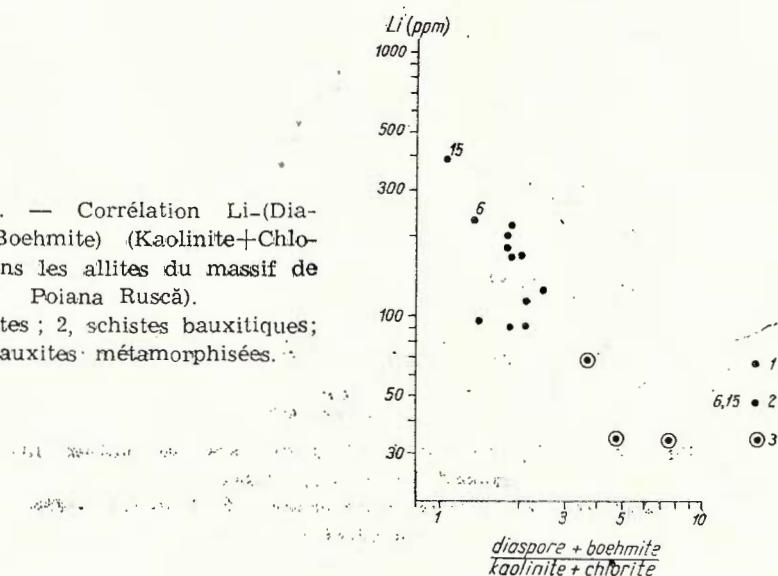
Fig. 11. — Domaines de variation et contenus moyens en éléments mineurs des roches allitiques du massif de Poiana Rusca.  
1, bauxites + schistes bauxitiques ; 2, bauxites métamorphisées ; 3, contenu moyen.

On remarque également des différences entre les bauxites et les schistes bauxitiques d'une part et les bauxites métamorphisées d'autre part. Les dernières présentent des contenus plus élevées de Ni, Co, Zr, Be et plus bas de Li. Les valeurs plus élevées de Ni et Co sont dues à la présence en grande quantités (19,1-26%) de la pyrite et les contenus réduits de Li reflètent la contribution subordonnée des minéraux argileux. Les contenus de Cr, V, Sc, Nb, Ga, Sn se maintiennent dans les bauxites métamorphisées à des valeurs rapprochées à celles des bauxites normales.

La corrélation directe du Li avec le contenu en minéraux argileux observée par Gutkin (1969), mise en évidence par nous pour les bauxites d'autres zones (massif de Pădurea Craiului, bassin de Hațeg), est valable aussi pour le massif de Poiana Ruscă (Papiu et Urescu, 1973). Dans la figure 12 on a fait la représentation graphique des conte-

Fig. 12. — Corrélation Li-(Diaspore+Boehmite) (Kaolinite+Chlorite) dans les allites du massif de Poiana Ruscă.

1, bauxites ; 2, schistes bauxitiques ;  
3, bauxites métamorphisées.



nus de Li en fonction du rapport entre diaspore+boehmite et kaolinite+chlorite. Les schistes bauxitiques se projettent aux valeurs les plus élevées du Li à celles les plus basses de ce rapport. Les bauxites se groupent à des valeurs rapprochées dans un champ situé entre les valeurs de Li 93-225 ppm et les valeurs du rapport minéraux bauxitiques/minéraux argileux comprises entre 1,43 et 2,48.

La corrélation inverse entre le pourcentage de Li et la quantité de diaspore est mise en évidence aussi par le diagramme de la figure 13. Les bauxites métamorphisées se projettent dans un champ séparé à des valeurs basses de Li et diaspore. Les plus grands contenus en Li reviennent aux schistes bauxitiques, contaminés par des apports argilo-détritiques.

Les contenus de Cu, Pb, Ba et Sr sont variables. On remarque l'échantillon 8 avec Pb = 225 ppm et Ba = 1000 ppm. Entre Sr et Ba il y a une corrélation positive mise en évidence par le diagramme de la figure 14.

Dans la figure 15 on a projeté les bauxites du massif de Poiana Ruscă sur le diagramme Cr-Bé (Schroll, Sauer, 1964). Dans la même figure est représenté en détail le champ des bauxites du massif de Poiana Ruscă. Comme on voit, ces roches se projettent dans le champ des bauxites karstiques mais à des valeurs de Be et Cr plus basses que celles du massif de Pădurea Craiului.

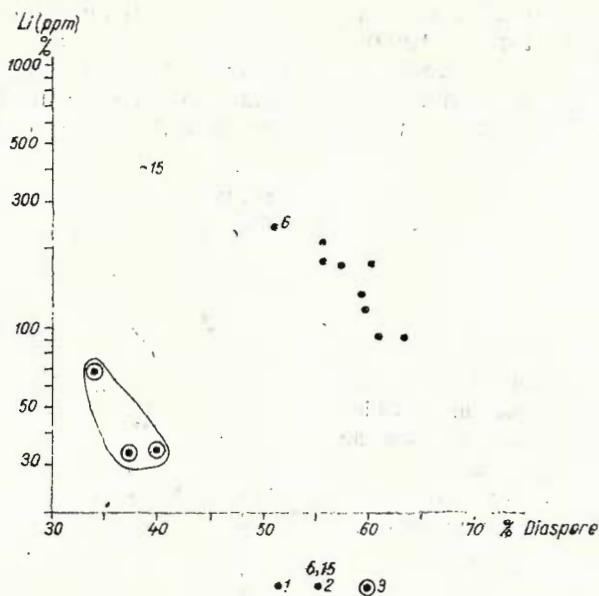


Fig. 13. — Corrélation Li-Diaspore dans les allites du massif de Poiana Ruscă.

1, bauxites ; 2, schistes bauxitiques ; 3, bauxites métamorphisées.

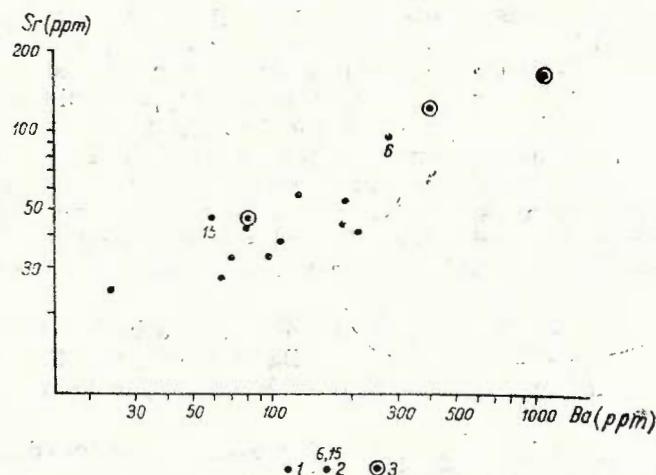


Fig. 14. — Corrélation Sr-Ba dans les allites du massif de Poiana Ruscă.

1, bauxites ; 2, schistes bauxitiques ; 3, bauxites métamorphisées.

En comparant les contenus en éléments mineurs des bauxites du massif de Poiana Rusca à celles ferreuses vertes du massif de Pădurea Craiului on constate des valeurs rapprochées de V, Ni, Ga et beaucoup plus basses de Cr et Be.

Dans un diagramme Cr-Be = coefficient d'accumulation (pour Ga, Cr, V, Ni, Zr) (Ozlu, 1978) les bauxites de ce massif sont génétiquement situées au niveau de celles générées à base de roches intermédiaires.

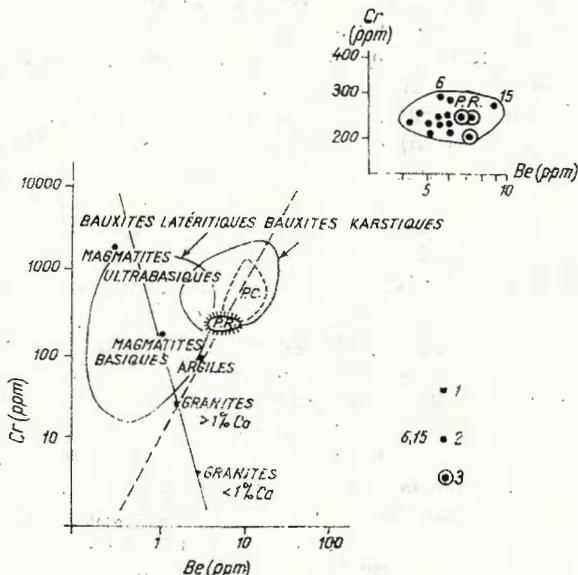


Fig. 15. — Diagramme Cr-Be (d'après Schroll et Sauer, 1964) soulignant la position des bauxites du massif de Poiana Rusca (P.R.) et de Pădurea Craiului (P.C.).  
1, bauxites ; 2, schistes bauxitiques ; 3, bauxites métamorphisées.

#### IV. CONSIDÉRATIONS GÉNÉTIQUES

Dans nos études antérieures les bauxites du territoire roumain, des bauxites exclusivement karstiques et d'âge crétacé, sous rapport génétique, ont été divisées en deux groupes :

— bauxites autochtones, par exemple les bauxites néocomiennes de Pădurea Craiului et Bihor-Vlădeasa sin. bauxites de précipitation chimique ;

— bauxites allochtones ou détritochimiques, par exemple les bauxites albiennes de Hațeg et les bauxites santonniennes de Sohodol-Cimpeni, vallée d'Aries.

Les premières présentent d'habitude la structure ooïdale caractéristique qui est absente ou faiblement marquée à celles détrito-chimiques. En partant de l'étude des bauxites du massif de Pădurea Craiului et basés sur la valeur du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$  qui, dans le cas des bauxites non-métamorphisées nous avons admis que reflète justement les carac-

tères du redoxipotentiel du milieu d'accumulation (de la phase redoxomorphe), on a établi les types chimiques suivants : bauxites ferriques ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 20$ ), bauxites ferroferriques ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 20-8$ ) et bauxites ferreuses ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} < 8$ ). Ces caractères chimiques primaires ont été reconnus ultérieurement chez les bauxites allochtones également.

L'intervention des processus métamorphiques ou même diagénétiques avancés peut mener à la diminution de la valeur de ce rapport par l'apparition des chlorites au compte de la kaolinite de l'hématite et de la goethite. De cette manière-ci des bauxites, au commencement ferriques ou ferroferriques, passent secondairement dans le domaine de celles ferreuses, quoique la couleur reste souvent rouge à cause du pigment hématitique résiduel. C'est le cas des bauxites de Bihorul Central (Papiu et al., 1980 a) et du bassin de Someșu Cald (Papiu et al., 1980 b) et par excellence, le cas des bauxites de Ceriul lui Bocicai, y présentées.

La quantité de chlorite, qui dépasse parfois 30%, la présence du corindon dans un échantillon, le remplacement partiel de l'anatase par du rutile argumentent l'existence d'un métamorphisme thermique iso-chimique où la kaolinite engendre par agradation les chlorites, en diminuant le contenu en oxydes ferriques. D'autre part l'existence de la pyrite indique aussi l'intervention des solutions hydrothermales où le fer peut provenir de la bauxite elle-même.

La structure ooïdale, le caractère diasporique, l'absence du matériel argileux et du matériel détritique des bauxites massives conduirait à l'hypothèse que nous nous trouvons en présence des bauxites autochtones de type Pădurea Craiului et leur emplacement sur les calcaires du Malm serait en concordance avec cette hypothèse. Mais la présence de la boehmite dans un échantillon et du corindon dans l'autre nous permet aussi de formuler l'hypothèse d'une transformation diagénétique ou faiblement métamorphique de la boehmite en diaspose dans une première phase et du diaspose en corindon dans une deuxième phase nettement métamorphique (du point de vue thermique). Les zones étendues de recristallisation des calcaires à la limite des bauxites plaident dans le même sens.

D'autre part, la présence du matériel détritique, abondant parfois, dans les schistes bauxitiques de la partie supérieure de la lentille, argumente le caractère allochtone, ce qui rapproche ces roches des bauxites de Hațeg, de même que la présence de la boehmite.

Tout ce qu'on peut affirmer plus ou moins certainement est donc le fait que les bauxites de Ceriul lui Bocicai (Poiana Ruscă) sont des dépôts chimiques jusqu'à détrito-chimiques accumulés dans une période sidérolitique post-jurassique — anté-cénomanienne.

La sédimentation commence avec des roches qui sont pratiquement dépourvues de matériel détritique, issues, dans notre acceptation, des processus de précipitation, dans les dépressions présentes à la surface du paléokarst, probablement sous l'action des eaux bicarbonatées, des solutions réelles ou coloidales, peut-être mêlées à des suspensions à dimensions pélitiques. Vers la fin de l'accumulation, ces apports se contaminent avec du matériel détritique, surtout avec des micas (muscovite et biotite); le dépôt en est stratifié.



C'est une continue consolidation diagénétique qui suit dans la série de transformations mentionnées ci-dessus, accompagnées par de petits apports hydrothermaux qui impriment les caractères actuels des roches ; les dépôts allito-détritiques engendrent des schistes bauxitiques.

La nature du matériel granulaire rémanié indique la liaison avec le sousbasement cristallophillien et anatexique, étant en concordance avec la constitution minéralogique de celui-ci (la série des gneiss et micaschistes „de Tincova“) sur laquelle repose toute la pile sédimentaire.

La bauxite métamorphisée d'Oloanea a représentée un problème spécial pour nous. Au premier examen microscopique la texture et la structure de la roche nous ont conduit à l'hypothèse que nous nous trouvons en présence d'une roche métamorphisée par voie thermique résultée d'un produit d'altération des roches doléritiques de la série ophiolitique, dans lesquelles le caractère structural originaire (divergent-intersertal) a été entièrement maintenu (saprolite). Ainsi, on connaît le cas de la coupe classique de Gujérat (Indes) où, les saprolites ferrosialiques et sialiques sont plaquées directement sur les roches basaltiques d'âge éocen et présentent la substitution des feldspathes par de la gibbsite et même de la boehmite. D'ailleurs on trouve de telles substitutions aussi sur d'autres magmatites latéritisées comme par exemple celles qui se trouvent sur les écoulements basaltiques d'Australie (New South Walles), d'Arkansas, Indonésie, Malaisie (in Valeton, 1972) ou les bauxites vulcanogènes dévonniennes du nord d'Ural (Severuralsk) où Gladkovski et al. (1972) citent des cristaux de diaspore pseudomorphes après des pyroxènes. Gladkovski et al. (1972) citent des cristaux de diaspore pseudomorphes après des pyroxènes. Gladkovski et Ogorodnikov (1971) reconnaissent dans la même région des bauxites à des structures relictées doléritiques à diaspore formé par la substitution métasomatique des plagioclases, passant par le stade intermédiaire de zoïsite, ainsi que des fragments de verre diasporisé, dont le noyau reste composé de verre chloritisé. En nous appuyant sur les données d'observation et bibliographiques nous avons supposé qu'il s'agit d'une situation analogue produite par métasomatisme sur le saprolite d'origine doléritique sous l'influence du métamorphisme de contact et l'action hydrothermale afferente au magmatisme banatique. Mais étant donné que nous avons reconnu la présence du matériel détritique sporadique (des micas et du zircon) nous avons renoncé à cette attractive interprétation qui aurait pu nous fournir un argument péremptoire pour l'origine diabasique. Nous devons donc admettre qu'il s'agit d'un produit de métamorphisme thermique suivi par des apports hydrothermaux mais réalisé sur une bauxite authentique. D'ailleurs, la tendance de réaliser une structure de type divergent-intersertal chez les bauxites a été reconnue aussi chez les bauxites partiellement métamorphisées au contact avec des intrusions banatiques de la région de Remetei-Vlădeasa (Monts Apuseni).

L'origine du matériel bauxitisé qui dans le diagramme donné par Ozlu (1978) indique „des roches intermédiaires“, comme on a montré, ne peut être rigoureusement précisée, mais il s'agit probablement des roches cristallophylliennes à métamorphisme avancé des séries du cristallin des Carpathes Méridionales.



## BIBLIOGRAPHIE

- Dincă Al. (1977) Geologia bazinului Rusca Montană, partea de vest. *An. Inst. geol. geofiz.*, LII, p. 99-173, Bucureşti.
- Gladkovski A. K., Ogorodnikov O. N. (1971) Roli silicatnoi pirolastichi v obrazovanii gheosinclinala linih boxositov na Urale. Uralskii naucinii textr. AN SSSR, *Inst. gheol. i geoch. im akad. Zavaritskogo*, p. 123-129, Sverdlovsk.
- Ogorodnicov O. N., Hramtov V. N. (1972) Severanralskovo boxitonosnovo gorizonta i ghetectonicskie uslovia evo formirovania. Uralskii naucinii tentr. AN SSSR *Inst. gheol. i geoch. im akad. A. N. Zavaritskovo*, Sverdlovsk.
- Gutkin E. S. (1969) Znacenie litia dlia vijasnenia uslovii formirovania i izmenenia boxitov. *Conf. intern. baux.*, p. 411-421, Budapest.
- Kräutner H. G., Kräutner Fl., Orăsanu T., Potoceanu E. (1972) Harta geologică a R.S.R. sc. 1 : 50.000, foaia 104 Nădrag. Inst. Geol, Bucureşti.
- Keller V. D. (1979) Bauxitisation of Syenite and Diabase illustrated in Scanning Electron Microgr. *Phs. Econ. Geology*, 74, 1, New Haven.
- Ozlu Nemettin (1978) Études géologiques des bauxites de la région d'Akseki-Seydisehir (Taurus occidental-Turquie). Thèse de doctorat d'Etat et sciences naturelles présenté à l'Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Papiu V. Corvin, Minzatu S. (1967) Geneza bauxitelor de pe teritoriul Republicii Socialiste România. *Rev. Min.*, XVIII, 5, p. 185-195, Bucureşti.
- Minzatu S., Iosof V. (1969) Genetische Typen der Karstbauxiten in den Rumänischen Kreideformationen. *Annal. Inst. Geol. Publ. Hung.*, LIV, 3, p. 241-265. Budapest.
  - Minzatu S., Iosof V., Udrescu C., Giuşcă R. (1971) Alcătuirea chimico-mineralogică a bauxitelor din masivul Pădurea Craiului. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, p. 112-179, Bucureşti.
  - Udrescu C. (1973) Elements mineurs des bauxites de Roumanie. *Trav. Com. Int. et Baux. Ox. et Hydrox. Al.*, 9, p. 127-141, Zagreb.
  - Iosof V., Minzatu S., Neacșu V., Popescu F., Udrescu C., Puricel R., Georgescu V. (1980 a) The chemical-mineralogical composition of the bauxites from the Central Bihor. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXV/2, p. 21-52, Bucureşti.
  - Mantea Gh., Iosof V., Minzatu S., Udrescu C., Popescu F., Nedelcu G. (1980 b) The chemical-mineralogical study of the bauxites from the Someșul Cald Graben. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXV/2, p. 53-86, Bucureşti.
- Rozloznik P. (1917-1919) Însemnări despre ivirile de bauxită în Poiana Rusca și în Bihorul de sud (traducerea Com. Geol.). *Földtani évi jelentési*. Budapest.
- Schroll E. D., Sauer (1964) Ein Beitrag zur Geochemie der seltenen Elements in Bauxiten. *Symp. Baux. Ox. Hydrox. d'Alum.* 1, Zagreb.
- Stăfănuț V., Neacșu F. (1975) Prospecțiuni geologice pentru minereuri de aluminiu și fier în formațiunile sedimentare cretacice din bazinul Rusca Montană, perimetru Cărăvan-Vîrful Trei Hotare, jud. Caraș Severin. Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Valeton Ida (1972) Bauxites. Devel in Soil Science. 1. Eber. Publ. Comp. Amsterdam-London-New-York.
- \* \* \* Harta metalogenetică sc. 1 : 200.000 Deva. Text explicativ (1968).



## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

- Fig. 1. — Bauxites avec la masse fondamentale diasporique, pigmentée à limonite. Corpuscules hématitiques (noir), diasporiques (D), chloritiques (Cl). 20x, NII.
- Fig. 2. — Détail : corpuscule ferrugineux à structure colloïdale. 100x, NII.
- Fig. 3. — Corpuscule chloritique (Cl) à des granules limonitisées (noir) au centre ; zircon détritique (Z). 80x, NII.
- Fig. 4. — Corpuscule à des vermoïdes de kaolinite à l'intérieur et à bordure limonitisée. 45x, NII.

### Planche II

- Fig. 1. — Cristaux d'anatase (A) en diaspore (D). 150x, NII.
- Fig. 2. — Biotite chloritisée à réseau sagénitique. 250x, NII.
- Fig. 3. — Muscovite secondaire (M) après biotite ; chlorite (Cl) ; diaspore (D). 70x, NII.
- Fig. 4. — Corpuscule ovalisé diasporique (D) à croûte chloritique (Cl). 60x, NII.

### Planche III

- Fig. 1. — Au centre, corpuscule chloritique (Cl) à périphérie diasporique (D) ; en reste, des corpuscules diasporo-chloriteux (Cl-D) et diasporiques, à couleur foncée, pigmentés à limonite. 75x, NII.
- Fig. 2. — Corpuscule diasporique (D) spastoidisé. 60x, NII.
- Fig. 3. — Corpuscules diasporique à pigment ferrugineux, à aspects de corrosion (couleur foncée-noir). 40x, NII.
- Fig. 4. — Microgéode tapissée à kaolinite (K) vermiforme et avec de la limonite au centre (noir). 25x, NII.

### Planche IV

- Fig. 1. — Diasporocorindonites pyriteuses à structure intersertale — divergente. Corindon (C), pyrite (noir), diaspore (D). 10x, NII.
- Fig. 2. — Détail — les prismes de corindon (C) à disposition intersertale — divergente ont les interstices remplis de calcite (Ca) et pyrite (noir). 70x, NII.
- Fig. 3. — Biotite chloritisée (B), faiblement exfoliée aux extrémités, coincée entre des prismes de corindon (C) ; pyrite (noir). 125x, NII.
- Fig. 4. — Zircon (Z) entre des cristaux de corindon (C). 180x, NII.





Institutul Geologic al României

2. ZĂCĂMINTE

L'ÉTUDE CHIMICO-MINÉRALOGIQUE  
DES BAUXITES DE LA RÉGION DE MEZIAD  
(SUD DU MASSIF DE PĂDUREA CRAIULUI)<sup>1</sup>

PAR

V. CORVIN PAPIU<sup>2</sup>, GHEORGHE MANTEA<sup>2</sup>, VASILE IOSOF<sup>2</sup>,  
SILVIA MÎNZATU<sup>2</sup>, CONSTANȚA UDRESCU<sup>2</sup>, FLORICA POPESCU<sup>2</sup>,  
și VASILICA NEACȘU<sup>2</sup>

*Diaspore-bearing bauxite. Chemical-mineralogical study. Thermometamorphism. Hydrothermal metamorphism. Genetic control. Apuseni Mountains. Codru Unit. Pădurea Craiului Mountains.*

**Abstract**

The Chemico-Mineralogical Study of Bauxites from the Meziad Region (south of the Pădurea Craiului Massif). The bauxites from the Meziad region (south of the Pădurea Craiului Mountains — Apuseni Mountains — Romania) are diaspore-bearing bauxites where iron is found both as oxides (hematite, goethite) and as silicate (ferrous chlorites) and only subordinately as pyrite. From the chemical-mineralogical comparative study of these rocks and the bauxites from the rest of the Pădurea Craiului Massif (the main bauxite region of Romania) it results that the bauxites from the Meziad region have underwent a slight thermometamorphism and a hydrothermal metamorphism under the influence of intrusive masses of the surrounding banatic rocks. Its effect is felt mainly by the massive showing up of ferriferous chlorites due to the transformation of kaolinite, in the presence of iron ions probably carried by a hydrothermal way as well, a reason for which "ferrous bauxites" of this Carpathian domain are richer in iron than consanguineous "ferric and ferroferric bauxites".

Dans plusieurs ouvrages antérieurs nous avons présenté la composition chimico-minéralogique des bauxites de divers secteurs des Monts Apuseni, mettant l'accent sur les bauxites karstiques du massif de Pădurea Craiului, notre principal réservoir de minéral d'aluminium. Par cet ouvrage nous complétons les connaissances pétrographiques, étant en grande mesure une étude comparative avec les bauxites connues antérieurement dans le massif de Pădurea Craiului.

<sup>1</sup> Recue le 25 Mai 1981, acceptée pour être communiquée et publiée le 27 Mai 1981, présentée à la séance de 29 Mai 1981.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



Les bauxites qui font l'objet de nos recherches sont englobées, comme toutes nos bauxites, dans le grand groupe des bauxites karsiques, constituant des corps plus ou moins lenticulaires plaqués sur la surface du paléokarst créé après l'exondation qui a suivi les mouvements néocimmeriens, dans la période de sédimentogenèse sidérolique qui s'installe au début du Crétacé, en faciès wealdien. Comme les autres bauxites du massif mentionné, ces roches ont un caractère diasporique et nous supposons qu'elles se sont formées par des processus de précipitation physico-chimiques (bauxites autochtones), suivis, par des processus thermométamorphiques et hydrothermaux.

### A) Considérations géologiques

Les formations qui affleurent au sud de Pădurea Craiului (région de Meziad) appartiennent, du point de vue structural, aux unités de Vălani, de Finiș-Ferice-Gîrda et d'Arieșeni, unités composantes du Système des Nappes de Codru. Récemment (Cibotaru, Brustur, 1980) les calcaires du mur et du toit des bauxites ont été attribuées à l'Autochtone de Bihor.

De ce qui suit va ressortir leur appartenance structurale à l'unité de Vălani. Cette unité (Patruliș, 1971) a été reconnue dans les fenêtres tectoniques des „vallée de Peștera“ et „vallée de Meziad“ et est constituée des formations suivantes : le calcaire de Roșia (Ladinien-Cordevolien) représenté par des micrites grises-noirâtres est le premier terme de la succession triasique. Il est succédé par un calcaire biomicrotique blanc, massif, ressemblant au calcaire de Wetterstein, que nous associons au calcaire de Strîmtura, décrit par Patruliș du secteur de Roșia-Căbești et qui occupe l'intervalle du Carnien. La succession se continue par une formation détritique (schistes argileux rouges associés à des grès et des siltites jaunes-rougeâtres) en faciès de Keuper carpathique, la dernière étant recouverte transgressivement par une formation détritique néojurassique en faciès de Gresten (des grès quartziques jaunâtres-rougeâtres hettangiens-éosinémuriens). Le Jurassique inférieur se termine par un calcaire en corinitique gris à belemnites (Sinémurien supérieur-Pliensbachien). Nous enregistrons une lacune stratigraphique qui correspond à l'intervalle où, dans la zone de l'Autochtone de Bihor, se déposaient la formation marneuse toarcienne de type Fleckenmergel et les dépôts médicojurassiques. Le Jurassique supérieur est exclusivement calcaire et repose transgressivement sur le Jurassique inférieur et le Trias. Il comporte des biolithites récifales massives, en faciès de Stramberg, à *Clypeina jurassica* Fav., des foraminifères, des hydrozoaires, des bivalves et des gastéropodes et il est encadré dans l'intervalle du Tithonien. À la fin du Jurassique, les déformations néocimmeriennes déterminent l'exondation de la zone de sédimentation néojurassique et la mise en place des bauxites. La reprise des processus de sédimentogenèse, à la différence des autres secteurs de Pădurea Craiului appartenant à l'autochtone de Bihor, se fait par l'installation d'un faciès marin.



Le toit des bauxites est constitué par des calcaires barremiens-bedouliens en faciès „back reef“ et comporte la succession suivante : à la base se développent d'une manière constante des calcaires dismicritiques à lamination fénestrale à *Requienia minor* D o u v., des algues calcaires et des foraminifères, suivis par une association de pelmicrites et intrabiomicrites, à miliolides qui passent à des calcarénites, parfois oolitiques à orbitolinides et algues calcaires.

La succession des formations mésozoïques qui constituent l'unité de Vălani, respectivement la partie supérieure du toit des bauxites, se termine par l'ensemble des couches d'Ecleja d'âge aptien.

L'unité de Finiș-Ferice-Gîrda, qui chevauche l'unité de Vălani, n'est constituée que des dépôts triasiques : conglomérats, grès, schistes argileux violacés (Skythien-Anisien inférieur), dolomictites et dolobrèches associées à des calcaires dolomictiques (Anisien), des micrites noires à accidents silicieux du Ladinien (calcaire de Roșia), des calcaires micritiques noirs à Ammonites, associés à des marno-argiles siltiques et grès à *Halobia* (les couches de Nanița encadrées dans l'intervalle Julien-Tuvalen) etc.

L'unité d'Arieșeni qui encadre, au nord et au sud, la région de Meziad repose sur l'unité de Vălani ainsi que sur celle de Finiș-Ferice-Gîrda, étant représentée exclusivement par des formations permianes: orthoconglomérats, grès quartzitiques et feldspathiques, argiles rouges-violacées et gris-noirâtres à fréquentes intercalations d'ignimbrites rhyolitiques, basaltes et dolérites.

La couverture post-tectonique est constituée de dépôts sénoniens (conglomérats, grès, argiles marneuses gris-rougeâtres), magmatites banaïtiques (rhyolites, granites porphiriques etc.), des dépôts sarmatiens et quaternaires.

## B) L'occurrence et la forme de gisement des accumulations de bauxite

Les bauxites de la région de Meziad (découvertes par Cibotaru et Brustur en 1974 (Cibotaru et al., 1974) affleurent dans le versant droit de la vallée de Meziad, respectivement dans l'arête qui sépare la vallée de Strivinoasa de la vallée de Șasa ainsi que dans le ruisseau de Calea Scurtă, dans la vallée de Peștera à l'est de Peștera Meziad et également dans la colline de Grohot, plateau karstique suspendu situé dans le versant gauche de la vallée de Peștera. Elles sont emplacées au contact des biolithites à *Clypeina jurassica* F a v., du Jurassique terminal et la suite des calcaires éocrétacés. Les bauxites apparaissent sous forme de corps lenticulaires, qui occupent des cavités endokarstiques du type Aston ou Caguanes (J i m e n e z, 1967 ; P o p, M i r z a, 1977). Un exemple représentatif est constitué par la lentille du versant droit de la vallée de Peștera, qui a une forme discoïdale, d'entonnoir renversé et allongé (type Aston). Le type de Caguanes est illustré dans le plateau de Grohot où nous avons rencontré souvent des dépressions endokarstiques à contour lobé ou ramifié, à des parois verticales et qui, d'habitude, ne présentent pas de toit. Le diamètre des lentilles varie entre 20 et 50 m et leur épaisseur moyenne est de 2 m.



La plupart des corps primaires de bauxite sont détériorés, les processus de désagrégation favorisant l'apparition des matériaux bauxitifères, de vrais gisements secondaires, localisés à des distances variables des corps primaires. Dans la colline de Grohot et le ruisseau de Calea Scurtă de tels gisements secondaires forment des champs de bauxites, constitués, généralement, par une matrice argileuse rougeâtre de type lehm dans lesquelles sont englobés des blocs et des fragments de bauxites rouges, jaunâtres et blanchâtres, des fragments de calcaires biolithiques néojurassiques ou dismicritiques éocrétacés, des microformations constituées par des cristaux de calcite, etc.

### C) Composition chimico-minéralogique

L'ouvrage se base sur l'étude chimico-minéralogique de 11 échantillons de bauxites sur lesquels on a effectué des analyses chimiques complètes, des analyses roentgenographiques et des analyses spectrographiques d'éléments mineurs. À partir de la corrélation de ces données on a calculé la composition minéralogique quantitative des roches (tab. 1). Du point de vue chimique on a distingué, comme dans le cas des autres bauxites de Pădurea Craiului et du reste du territoire de notre pays, trois groupes, en fonction de la valeur du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$  et donc du degré d'oxydation : bauxites ferriques ( $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO} > 20$ ), bauxites ferroferriques ( $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO} = 8-20$ ) et bauxites ferreuses ( $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO} < 8$ ). Du premier groupe on a analysé trois échantillons, et pour chacun des autres, quatre. Les limites de variation des composants et les moyennes comparées aux autres bauxites non-métamorphisées de Pădurea Craiului sont incluses dans le tableau 2.

Ainsi l'ouvrage reçoit un caractère comparatif par excellence, d'où il ressort les différences entre les deux types génétiques : sédimentogène (Pădurea Craiului *l.s.*) et faiblement métamorphisé (Meziad). Sous ce rapport, comme on va constater, dans la région de Meziad on trouve des bauxites normales (bauxites ferriques et peut-être partiellement ferroferriques), ressemblant beaucoup aux précédentes, et des bauxites faiblement métamorphisées représentées par excellence par les bauxites ferreuses.

#### 1. Considerations pétrographiques (pl. II, fig. 1, 2, 3)

Par leur constitution pétrographique les bauxites de la région de Meziad ressemblent à celles du massif de Pădurea Craiului. Les bauxites à degré avancé d'oxydation (primaires) se caractérisent par une structure spécifique ooïdale, dans laquelle les corpuscules dominent, parfois nettement, sur la masse fondamentale (mésostase), qui ne dépasse jamais 30%, étant intensivement pigmentée à hématogel. Les ooïdes ont des dimensions très variées (entre 0,08 et 3 mm diamètre). La forme sphérique — bien sûr celle initiale — est souvent dénaturée par l'apparition des corpuscules aplatis, à contours irréguliers en section (spastoïdes) ou même fragmentaires, en indiquant des déformations, ou des cassures ultérieures à la précipitation. Sous rapport minéralogique, dans la constitution des corpuscules ooïdaux, le diaspor est prédomi-



TABLEAU 1

*Composition chimico-minéralogique des bauxites de Meziad*

Oxydes, Minéraux	Bauxites ferriques			Bauxites ferroferriques				Bauxites ferreuses			
	7	8	4	3a	4a	3b	4b	3	5	5b	5a
SiO <sub>2</sub>	9,23	3,60	3,60	7,20	3,40	8,03	4,00	7,16	4,03	4,40	5,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56,53	63,93	58,94	60,43	58,60	56,74	59,43	55,36	55,78	55,58	57,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,88	17,03	21,14	14,49	21,21	17,18	19,25	17,23	19,22	19,64	16,75
FeO	0,20	0,27	0,36	0,96	1,68	1,51	2,09	2,78	5,16	6,03	6,68
MnO	0,15	0,09	0,04	0,01	0,02	0,03	0,08	0,03	0,16	0,09	0,08
MgO	0,20	0,21	0,32	0,54	0,80	0,48	0,59	0,76	0,55	0,51	0,81
CaO	0,24	0,21	0,15	0,21	0,30	0,28	0,20	0,32	0,15	0,16	0,18
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,10	0,00	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,00	0,10	0,09
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	2,91	2,68	3,13	2,26	2,30	2,91	2,23	2,96	3,25	2,28	2,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,03	0,05	0,03	0,05	0,05
S	0,09	0,03	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03
Fe(S)	0,08	0,02	0,05	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02
H <sub>2</sub> O	12,49	12,64	12,07	13,60	12,40	12,69	12,74	12,64	11,29	10,87	11,24
Total	100,14	100,87	89,88	99,93	100,91	100,08	100,81	99,44	100,02	99,75	100,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	18,21	17,36	21,60	15,61	21,63	18,90	21,63	20,35	25,00	27,36	24,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	89,4	63,1	58,7	15,1	12,6	11,4	9,2	6,2	3,7	3,3	2,5
Diaspore	61,3	71,7	65,8	64,1	66,0	59,9	66,3	59,7	63,2	61,7	63,2
Kaolinite	10,9	7,3	7,1	13,8	4,5	14,7	3,1	10,6	—	—	—
Chlorite	0,6	0,8	1,0	2,7	4,8	4,3	5,9	7,9	14,6	17,1	18,9
Hematite	8,0	12,0	10,4	10,0	4,0	1,7	14,0	4,8	18,6	—	—
Goethite	11,0	7,2	10,7	5,4	17,4	17,0	6,4	13,5	2,4	19,1	16,1
Anatase	2,9	2,7	3,1	2,3	2,3	2,9	2,2	3,0	3,2	2,3	2,2
Quartz	4,0	—	3,0	—	—	—	—	—	—	—	—

nant, suivi par l'hématite, surtout pigmentaire. Leur structure est soit simple, cryptocrystalline, dans le cas des formes monominérales, soit concentrique, imprimée par la disposition du pigment ferrugineux.

D'autres fois, les corpuscules monominéraux sont hématitiques, plus ou moins déferrifiés à la périphérie et en grande mesure limonitisés, ces derniers atteignant les plus grandes dimensions (millimétriques). Parfois, à leur périphérie, apparaît une croûte fine de diaspose (déferification) et dans leur masse, des cristaux de gibbsite secondaire. Les alternances alumineuses et ferrugineuses, en se répétant deux ou trois fois, caractérisent des ooïdes biminéraux. Les corpuscules à centre hématitique et à périphérie diasporique sont fréquents. Leur partie centrale est parfois parfaitement sphérique (non-déformée) tandis que la zone externe, diasporique présente des contours irréguliers qui indiquent une déformation en état plastique. Nous considérons que cette situation constitue un autre argument pour l'origine par précipitation en



TABLEAU 2  
Comparaison entre la composition des bauxites de Pădurea Craiuului de N et des celles de Meziad

Oxydes, Minéraux	Bauxites ferriques				Bauxites ferroferriques				Bauxites ferreuses			
	Pădurea Craiuului		Meziad		Pădurea Craiuului		Meziad		Pădurea Craiuului		Meziad	
	Rouges. Lim. de variation	Vertes. Lim. de variation	Rouges. Lim. de variation	Vertes. Lim. de variation	Moyennes	Moyennes	Moyennes	Moyennes	Noires. Lim. de variation	Noires. Lim. de variation	Moyennes	Moyennes
SiO <sub>2</sub>	2,0-8,1 4,1	3,6-9,2 5,5	3,8-6,9 5,3	5,0-8,7 6,9	3,4-7,2 5,7	4,2-12,7 8,3	6,9	4,0-7,2 5,3	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	45,2-61,6 53,6	56,5-63,9 59,8	50,0-58,2 56,3	54,8-64,3 59,5	56,7-60,4 58,8	46,5-68,5 58,8	61,3	55,4-57,1 56,0	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	20,0-39,0 28,0	17,4-21,6 19,1	9,0-27,0 20,0	9,0-23,0 16,0	15,6-21,6 19,4	7,0-18,0 12,5	8,0	20,3-27,4 24,2	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,3-38,1 27,5	17,0-21,1 18,7	16,0-24,1 19,7	8,7-21,6 15,1	14,5-21,2 18,0	6,4-14,6 9,1	6,99	16,7-19,6 18,2	—	—	—	—
FeO	0-1,70 0,5	0,2-04 0,3	2,2-5,6 3,6	1,6-2,8 2,2	1,0-2,1 1,5	1,5-8,4 5,3	4,7	2,8-6,7 5,2	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	2,5-3,6 2,7	2,7-2,9 2,9	2,7-3,8 3,2	2,6-2,8 2,7	2,2-2,9 2,4	2,9-3,6 3,2	3,45	2,2-3,2 2,7	—	—	—	—
Diaspore-Boehmite	52,1-69,8 59,1	61,3-71,7 66,3	54,2-62,3 59,7	54,0-59,0 56,9	60,0-66,3 64,1	42,4-76,6 61,3	B=65,51	59,7-63,2 61,9	—	—	—	—
Kaolinite	1,2-17,4 8,08	7,1-10,1 8,4	4,4-12,4 7,8	7,9-17,1 12,5	4,5-14,7 9,5	7,3-20,9 12,2	10,28	0,0-10,6 2,6	—	—	—	—
Chlorite	0-2,44	0,6-1,0 0,8	3,8-10,9 6,8	5,8-10,9 8,4	2,7-5,9 4,4	3,2-17,2 10,9	8,92	7,9-18,9 14,6	—	—	—	—
Hématite	8,6-33,7 24,8	8,0-12,0 10,1	15,3-20,2 18,b	4,3-8,0 6,1	4,0-14,0 7,4	6,1-10,1 7,6	1,8	0,0-18,6 5,8	—	—	—	—
Goethite	0,0-12,8 1,9	7,2-11,0 9,6	— 0,9	4,9-15,1 10,0	5,4-17,4 11,5	0-5,0 1,6	5,0	2,4-19,1 12,8	—	—	—	—
H + G	— 26,7	— 19,7	— 19,2	— 1,6	— 18,9	— 9,2	2,3	— 18,6	—	—	—	—

plusieurs étapes. À titre tout à fait exceptionnel apparaissent aussi des corpuscules dont la partie centrale présente un contour irrégulier tandis que la zone périphérique est bien démarquée (circulaire). Pour le moment leur explication génétique reste, au moins partiellement, incertaine, étant sans doute liée à deux étapes de précipitation. Dans le même sens plaide aussi l'existence des ooïdes complexes dans lesquelles les corpuscules élémentaires, mixtes ou ferrugineux, sont englobés dans une masse hématito-diasporique ou dans laquelle les corpuscules diasporiques sont englobés dans un liant de la même nature.

La distribution, parfois microstratifiée des ooïdes, surtout aplatis et disposées avec l'axe grand suivant la direction de stratification est, elle aussi, un argument évident pour la genèse par précipitation et l'état plastique initial du matériel. On ne rencontre guère du matériel remanié et d'anatase de recristallisation.

## 2. Considérations géochimiques (tab. 1)

Comme dans toutes les bauxites, les composants principaux des bauxites de Meziad sont représentés par des oxydes de la triade

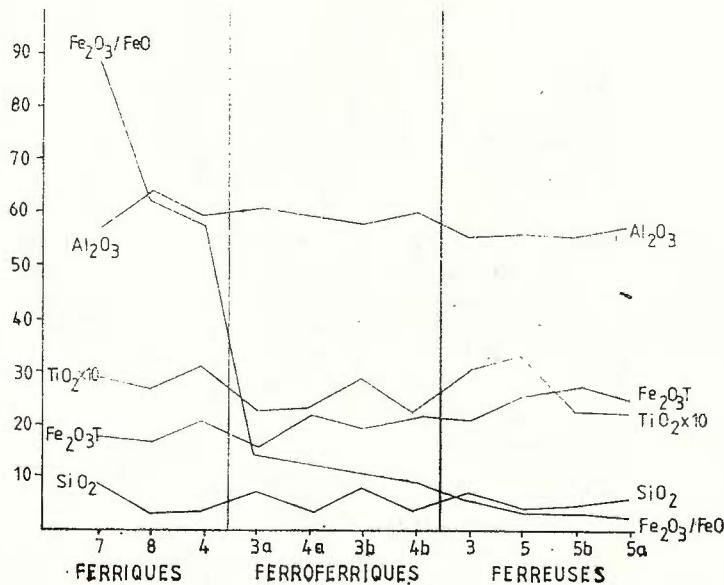


Fig. 1. — Variation du contenu en oxydes principaux et de la valeur du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ .

Al-Fe-Ti et par la silice (fig. 1). L'aluminium se trouve lié surtout sous forme de diaspose et subordonnément, dans des minéraux argileux (kaolinite et chlorites ferreuses), le fer dans des oxydes et hydroxydes (hématite, goethite) et dans des chlorites, et le titan sous forme d'anatase. La silice participe prépondérément à la constitution des miné-

raux argileux. Dans deux échantillons elle a été reconnue aussi sous forme de quartz, une exception pour les bauxites, mais corrélable à l'activité hydrothermale banatique. Les limites de variation et les moyennes indiquent un faible décroissement de l'alumine des bauxites oxydées vers celles réduites, toutes les valeurs étant maintenues au dessus de 55% et sous 64%, ce qui les distingue des bauxites du reste du massif, qui n'ont pas été affectées par du métamorphisme, dans lesquelles le pourcentage d'alumine semble grandir, en indiquant un

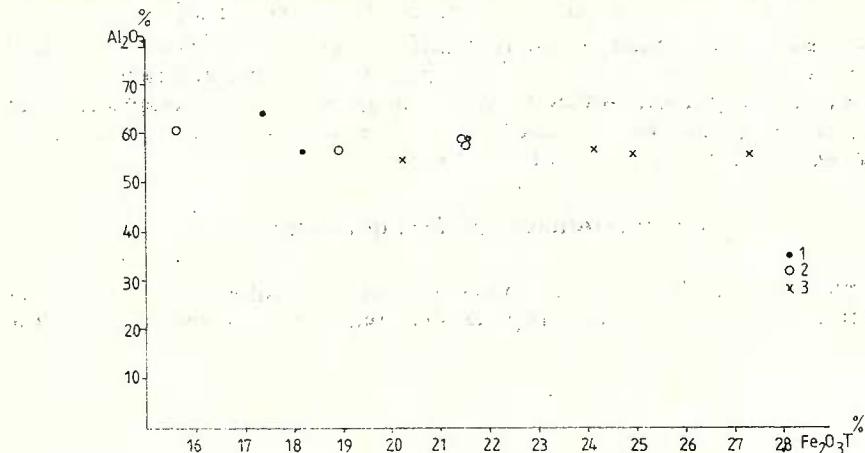


Fig. 2. — Graphique binaire  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total.  
1, bauxites ferriques ; 2, bauxites ferroferriques ; 3, bauxites ferreuses.

faible enrichissement dans les apports primaires de la fin du processus de sédimentation (bauxites ferreuses). En même temps, on remarque aussi une constance évidente des contenus moyens de silice chez tous les trois types géochimiques (5,3-5,6%) quoique les limites de variation soient assez larges (3,6-9,2%). Ce caractère distingue, lui aussi, les bauxites de Meziad de leurs consanguines de Pădurea Craiului, chez les dernières les valeurs de la silice variant d'avantage et semblant indiquer un décroissement de celles réduites à celles oxydées. Chez les bauxites de Bihor Central, de Bihor de Nord-Vlădeasa, présentées par nous antérieurement (Papiu et al., 1980, a, b), dans lesquelles on constate également des influences faiblement métamorphiques qui réduisent le redoxipotentiel des roches, on remarque, au contraire, une augmentation du contenu en silice parallèlement avec la réduction secondaire du fer. Cela a été attribué à un apport hydrothermal, processus qui détermine aussi la chloritisation partielle des bauxites (chez les bauxites ferreuses). En ce qui concerne le contenu en fer total, en examinant le tableau 2, on constate une augmentation modérée au niveau des bauxites ferreuses, ce qui contredit totalement ce qu'on constate dans le reste du massif de Pădurea Craiului, où les bauxites ferreuses sont les plus pauvres (moyennes) en fer. Du graphique de la figure 2 il résulte que, pour des valeurs proches de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (un peu plus

réduites chez les bauxites ferreuses) le contenu en fer total varie beaucoup. En même temps on constate que la forme ferrique ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) apparaît, en moyenne, dans tous les trois groupes de bauxites (environ 18%). Le surplus qui apparaît à  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total dans le cas des bauxites ferreuses est donné par l'apport de  $\text{FeO}$  probablement hydrothermal, dans notre acceptation.

À la lumière de ces données, nous admettons que le contenu en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  reflète le fer sédimentogène apporté initialement dans le bassin

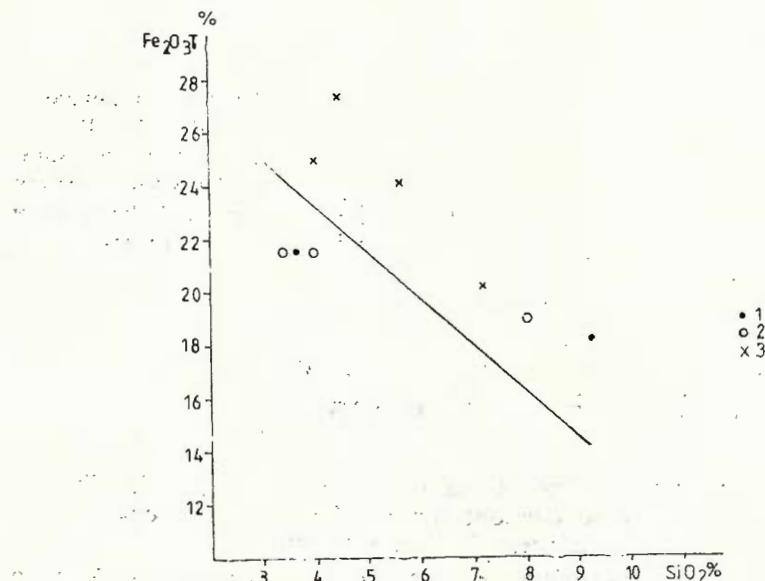


Fig. 3. — Graphique binaire  $\text{SiO}_2$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total.  
1, bauxites ferriques ; 2, bauxites ferroferriques ; 3, bauxites ferreuses.

de sédimentation de l'aire continentale de provenance, qui est presque identique pour les trois types géochimiques. L'apport ultérieur, mentionné plus haut, détermine donc le surplus de fer total ainsi que le caractère réduit du dépôt ferrallitique, c'est à dire de la bauxite. Des graphiques 3 et 4 il semble résulter le fait qu'entre  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{FeO}$  d'une part et la silice d'autre part dans les bauxites de Meziad se manifeste une corrélation inverse. Comme on va le montrer, le minéral qui fixe le fer ferreux est la chlorite que nous avons admis d'être une chlorite de 14 Å (voir l'étude sur les bauxites de Valea Galbena-Bihor). Elle résulte de la kaolinite, dans les processus faiblement métamorphiques, à apport hydrothermal. Mais à la différence des bauxites à caractères et genèse analogues à celles des Monts de Bihor, dans celles de Meziad on ne constate pas l'existence des apports de silice d'une telle nature, ce composant étant lié à la composition primaire de la roche, c'est-à-dire à la présence de la kaolinite.

D'autre part, l'existence d'une quantité de fer lié dans la sulfure, présente dans presque tous les échantillons sous 0,05% (un seul échantillon avec 0,08%) se trouve en corrélation avec un contenu équivalent de soufre et de pyrite. Il est à noter que la présence de la petite quantité de pyrite se manifeste surtout dans les roches où on a reconnu le quartz (de nature également hydrothermale).

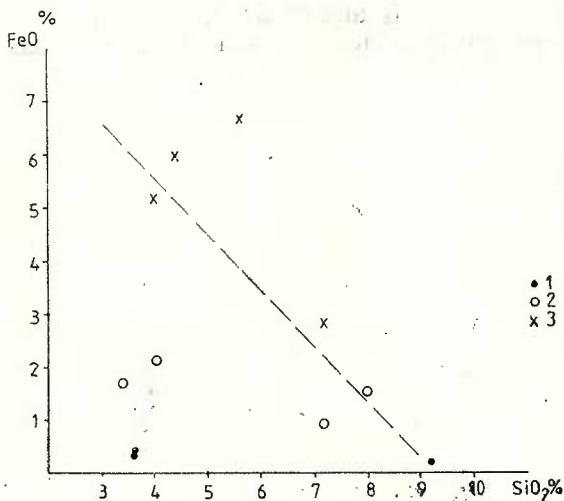


Fig. 4. — Graphique binaire  $\text{SiO}_2\text{-FeO}$ .  
 1, bauxites ferriques ;  
 2, bauxites ferroferriques ; 3, bauxites ferréuses.

Le titan ne présente pas de grandes variations (2,2-3,2  $\text{TiO}_2$ ) sans corrélation avec un autre élément majeur (tab. 1), fait remarqué d'ailleurs dans toutes les bauxites de notre territoire.

Quant aux autres éléments composants, ce n'est que le magnésium et le calcium qui dépassent 10%. Le premier est lié à des chlorites, et la présence du second est corrélée avec le milieu calcaire, étant pénétré dans les bauxites diagénétiquement ou épigénétiquement.

Sous 0,1% apparaissent également la manganèse (à deux exceptions) ( $\text{MnO}$ ), le phosphore ( $\text{P}_2\text{O}_5$ ) et le sodium ( $\text{Na}_2\text{O}$ ) qui manque dans deux échantillons et qui dans les autres a une valeur constante (0,1%). Le potassium ( $\text{K}_2\text{O}$ ) est absent dans tous les cas, un argument supplémentaire pour l'origine autochtone (de précipitation physico-chimique) des bauxites, dans les bauxites allochtones (détrito-chimiques) cet ion se trouvant toujours même à des valeurs supérieures à l'unité (ex. les bauxites de Cimpeni-Sohodol, Papiu et al., 1975) dûe à la présence d'un minuscule pourcentage d'illite allochtone.

Dans un graphique ternaire redigé selon les principales oxydes ( $\text{Al}-\text{Fe}-\text{Si}$ ) (fig. 5), toutes les bauxites de la région de Meziad se situent dans le champ des „Ferrallites“, comme d'ailleurs la plupart des bauxites de notre territoire et en espèce celles du massif de Pădurea Craiului.

### 3. Considérations minéralogiques (tab. 1)

Comme dans toutes les bauxites wealdiennes de notre pays, le principal minéral constitutif est le diaspore dont les valeurs, du même ordre de grandeur, situées toutes au dessus de 59,5%, présentent des moyennes qui diminuent aisément de bauxites ferriques aux bauxites ferreuses, à la différence des autres bauxites de Pădurea Craiului dont

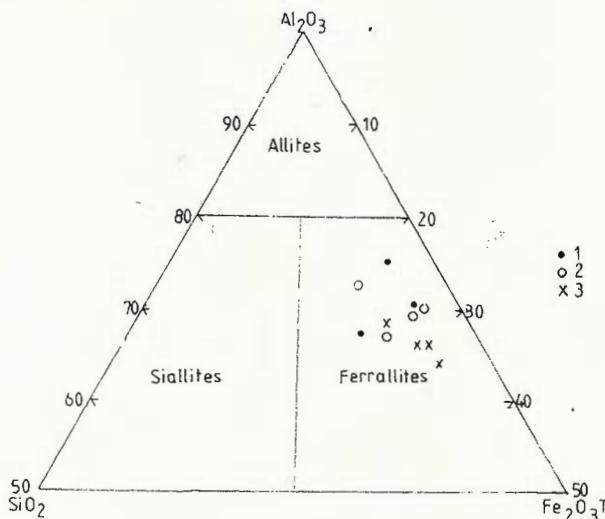


Fig. 5. — Graphique ternaire  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  total.  
1, bauxites ferriques ; 2, bauxites ferroferriques ; 3, bauxites ferreuses.

le contenu en alumine, comme on l'a montré, augmente en corrélation inverse avec le degré d'oxydation. Généralement les valeurs du diaspore sont un peu plus élevées dans le secteur de Meziad. Une autre différence — qualitative — entre les bauxites des deux régions est représentée par la présence de la boehmite, soit associée au diaspore, soit même indépendante, dans les bauxites ferreuses du reste de Pădurea Craiului, en indiquant une corrélation positive quelconque entre les valeurs des rH réduites et la présence de la boehmite. Dans la région de Meziad, absolument tous les échantillons sont exclusivement diasporiques, sans tenir compte du degré d'oxydation, un argument pour leur caractère faiblement métamorphique.

Le contenu en kaolinite varie pour les bauxites ferriques et ferro-ferriques de la région de Meziad dans les limites normales des bauxites du massif de Pădurea Craiului. Les bauxites ferreuses ne contiennent de la kaolinite que dans un seul échantillon. Cette observation nous a mené à l'hypothèse de la dérivation métamorphique des chlorites de la kaolinite, les chlorites étant les seuls minéraux argileux présents en trois des quatre bauxites ferreuses.

En examinant le tableau 1 et la figure 6 on peut constater que le contenu en chlorite ferreuse (Cl) augmente avec le degré de réduction de la roche. Malgré cela on ne reconnaît pas de corrélation inverse avec les kaolinites (Ka) qu'uniquement si on fait le rapport des moyennes (Ka : Cl = environ 10 pour les bauxites ferriques, environ 2 pour les ferroferriques et un peu plus de 0,5 pour les ferreuses). On se trouve ici également dans la présence d'une chlorite ferreuse qui

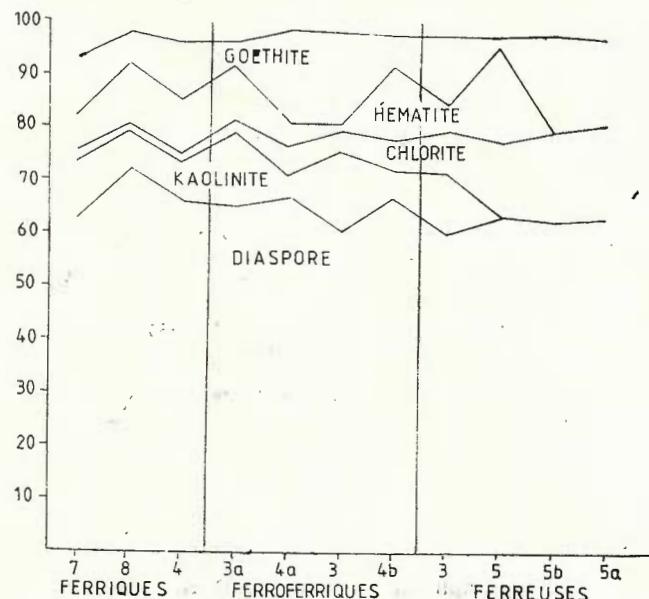


Fig. 6 — Graphique cumulatif avec les minéraux composants.

fixe pratiquement tout le contenu en fer bivalent de la roche. Elle est issue de la kaolinite probablement avec un apport de fer ferreux mais sans apport secondaire de silice, comme nous avons démontré dans le cas des bauxites faiblement hydrothermalisées des Monts de Bihor (Papiu et al., 1980).

Comme il a été déjà mentionné, le fer trivalent est fixé sous forme d'hématite — minéral primaire — et sous celle de goethite — minéral exogène provenu de la précédente par hydratation. Les quantités de ces minéraux présentent des fluctuations plus grandes dans les bauxites ferriques que dans celles à caractère réduit, et les sommes de leurs moyennes ont des valeurs rapprochées dans tous les trois types. Mais, au fond, on ne peut pas parler d'une corrélation inverse entre les oxydes du fer, d'une part, et les silicates, d'autre part, donc d'une dérivation des chlorites d'oxydes et hydroxydes ferriques.

Les bauxites de Meziad diffèrent donc fondamentalement des bauxites du reste du massif, non-métamorphisées, par le fait que les oxydes et hydroxydes du fer ne diminuent pas quantitativement, avec le caractère réduit.

En examinant les rapports entre l'hématite et la goethite on remarque cette fois une évidente corrélation inverse, suggérant ainsi une corrélation génétique, par la hydratation secondaire de l'hématite étant générée la goethite. La situation est différente dans le cas des bauxites ferreuses : l'hématite apparaît — à côté de la goethite — seulement dans deux des quatre échantillons analysés, l'un d'eux présentant le plus élevé pourcentage d'hématite (et le plus bas de goethite) ceci à côté d'un contenu remarquable de chlorite ferreuse. Les deux autres échantillons sont goethito-chloritiques (l'hématite manque) étant aussi les échantillons les plus riches en fer bivalent. La goethite et les chlorites se trouvent dans des quantités pratiquement égales.

Sous cet aspect il semble exister une analogie avec les bauxites ferroferriques brunes et ferreuses vertes non-métamorphisées, mais qui sont principalement goethitiques. Nous considérons que le contenu très élevé d'hématite est dû à un processus de déshydratation de la goethite dans la troisième phase. Autrement dit, la chlorite ferrifère s'est altérée en goethite et celle-ci s'est déshydratée ensuite engendrant une hématite secondaire. Quant à l'anatase (ainsi qu'au  $TiO_2$ ) il y a des participations analogues dans tous les types de bauxites, non-significatives.

#### D) Distribution des éléments mineurs

Le contenu d'éléments mineurs Ga, Sn, Cr, V, Sc, Be, Zr, Nb, Mn, Ni, Co, Cu, Pb, Ba, Sr, Li, déterminés par spectrographie d'émission, est inscrit dans le tableau 3, les échantillons étant ordonnés selon les valeurs décroissantes du rapport  $Fe_2O_3/FeO$ . Dans le tableau sont insérées également les valeurs moyennes arithmétiques ( $\bar{X}$ ) des contenus d'éléments mineurs dans les trois types de bauxites : ferriques, ferroferriques et ferreuses.

Le diagramme de la figure 7 rend la variation des contenus moyens d'éléments mineurs des trois types chimico-minéralogiques en fonction des valeurs moyennes du rapport  $Fe_2O_3/FeO$ . On remarque la diminution graduelle des valeurs de Cr, V, Co et l'augmentation de celles de Ga et, bien plus marquée, de Ni des bauxites ferriques vers celles ferreuses. Les autres éléments analysés ne présentent pas de variations significatives d'un type à l'autre.

Comme dans le cas d'autres bauxites étudiées par nous, la présence du Li est en corrélation directe avec celle des minéraux argileux (dans ces cas, kaolinite et chlorite) (diagramme de la figure 8). Ces contenus de Li sont présentés en fonction du rapport diaspose/kaolinite + chlorite.

Dans le diagramme Cr-Be, les bauxites de Meziad se projettent dans un champ restreint comme toutes les bauxites de Pădurea Craiu-lui. Dans la partie droite de la figure se détaille le champ des bauxites de Meziad.



TABLEAU 3  
*Les éléments mineurs (ppm) dans les bauxites de Mezica*

Bauxites	Nr. crt.	Nr. éch.	Ga	Sn	Cr	V	Sc	Be	Zr	Nb	Mn	Ni	Co	Cu	Pb	Ba	Sr	Li
Bauxites ferriques	1	7	60	14	430	410	45	9,5	730	73	1100	100	29	45	130	34	140	86
	2	8	50	14	405	370	27	13	730	85	580	95	22	33	110	28	82	20
	3	4	50	15	390	365	60	7,5	700	60	300	83	11	40	96	26	32	16
Bauxites ferro-ferriques	4	3a	52	9,5	350	270	40	11	600	70	140	130	11	19	60	30	<10	69
	5	4a	44	10	350	330	39	7	640	74	240	145	40	60	100	15	<10	36
	6	3b	58	8,5	380	370	65	8,5	690	75	345	105	11	19	67	34	32	86
Bauxites ferriques	7	4b	50	10	380	280	30	6,5	570	70	365	100	15	40	105	36	<10	52
	8	3	60	8,5	300	275	52	7,5	580	60	320	146	20	15	73	34	17	110
	9	5	43	7	390	270	55	10	730	60	1000	110	13	<10	80	34	12	72
X Bauxites ferriques	10	5b	43	9	390	340	46	8,5	760	80	625	147	17	11,5	125	15	<10	67
	11	5a	43	6,5	330	260	43	8	575	66	470	145	19	11,5	95	16,5	15,5	95
X Bauxites ferro-ferriques	53,3	14,3	408	382	44	10	720	73			92,7	20,7	39,7	112	29,3			
	51	7,2	365	312	43,5	8,2	625	72			120	19,2	34,5	83	28,7			
X Bauxites ferreuses	47,2	7,7	352	286	49	8,5	661	66,5	604	137	17,2	12	93	24,9				



Le tableau 4 présente comparativement les domaines de variation et les valeurs moyennes des éléments mineurs des bauxites de Meziad.

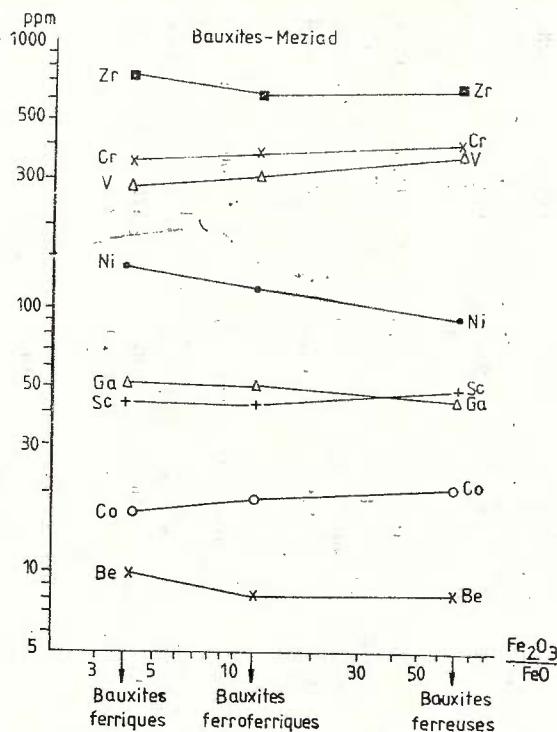
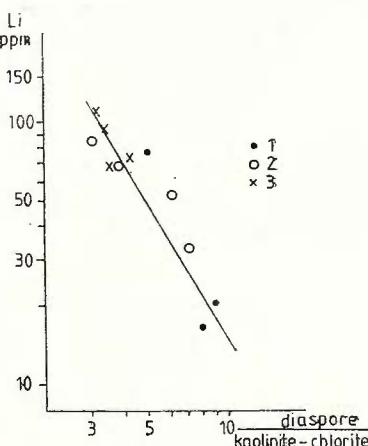


Fig. 7. — Variation du contenu en éléments mineurs dans les trois types de bauxites (moyennes).

Fig. 8. — Graphique binaire : Lithium — Diaspore/Kaolinite — Chlорite.  
1, bauxites ferriques ; 2, bauxites ferroferriques ; 3, bauxites ferreuses.



et Pădurea Craiului. Les commentaires sur ce tableau sont présentés dans le chapitre E.

Tableau comparatif avec les limites de variation et les valeurs moyennes des contenus des éléments mineurs(ppm) dans les bauxites de Merzat et de Pădurea Craiuului

TABLEAU 4

Élément	Bauxites ferriques			Bauxites ferroferriques			Bauxites ferreuses		
	Meziad	Pădurea Craiuului		Meziad	Pădurea Craiuului		Meziad	Pădurea Craiuului	
		rouges	brunes		rouges	brunes		vertes	noires
Ga	Δ x	50–60 63,3	32–61 43	44–58 51	31–51 38	38–66 50	43–60 47,2	33–64 49	24–60 38
Sn	Δ x	14–15 14,3	5–17 11,9	8,5–10 7,2	8,5–12,5 10	8,5–24 15	6,5–9 7,7	9–40 13	5–9,5 7,5
Cr	Δ x	390–430 408	272–>1000 405	350–380 365	260–680 478	242–466 340	300–390 352	380–990 610	250–325 293
V	Δ x	365–410 382	215–>1000 372	270–370 312	270–522 372	227–478 307	260–340 288	290–1000 530	275–665 444
Sc	Δ x	27–60 44	30–65 43,5				43–55 49		
Be	Δ x	7,5–13 10	8,5–14 10,5	6,5–11 8,2	7,5–10,5 9,5	12–17 14	7,5–10 8,5	4,5–11,5 8,7	6–10 7,5
Zr	Δ x	700–730 720	540–1080 808	570–690 625	600–950 810	690–1050 820	575–760 661	620–960 792	550–670 595
Nb	Δ x	60–85 73		70–75 72			60–80 66,5		
Mn	Δ x	300–1100 660	76–>1000 24–308	140–365 120	260–>1000 272	108–570 96–213 148	320–1000 300–380 350	426–>1000 604 110–147 137	95–325 46–110 81
Ni	Δ x	83–100 92,7		11–40 19,2	<20–42 <15–202	<20–66 <15–34	13–20 17,2	<20–47 <10–15 12	<20–47 <15–86 172
Co	Δ x	11–29 20,7	<20–72						<20–47 <15–86 172
Cu	Δ x	33–45 39,3	<15–167 34,5	19–60 33	<20–42 41–160	<15–34 87–230	<10–15 73–125 93	<15–86 21–278 128	<15–17,5 17–81 36
Pb	Δ x	96–130 112	73–225 118	60–105 97	41–160 97	15–42 64	15–34 24,9	9–64 32	16–116 56
Ba	Δ x	26–34 29,3	10–152 39	15–36 28,7	15–42 29	15–155 <10–32	15–34 <10–17	42–234 114	80–210 143
Sr	Δ x	32–140 34,7	9–522 117	<10–32 71	27–160 71	63–186 124	<10–17 67–320		17–170
Li	Δ x	16–86 x	<5–675	36–86 22–115			67–110	14–198	

Δ = limites de variation    X = moyenne arithmétique



### E) Conclusions chimico-minéralogiques comparatives sur les bauxites de Pădurea Craiului

Si on passe en revue les caractères chimico-minéralogiques des bauxites, étudiées antérieurement, du massif de Pădurea Craiului (Papiu et al., 1971) et ceux des bauxites de la région de Meziad (valeurs moyennes) (tab. 2 et 4) nous arrivons aux conclusions suivantes regardant les divers types géochimiques, en donnant à celles du nord le nom de „bauxites normales“ (*N*) et à celles de Meziad, „bauxites faiblement métamorphisées“ (*M*) :

a) Les bauxites ferriques présentent, dans *N* ainsi que dans *M*, des quantités, analogues de silice, alumine, fer bivalent et titan et des valeurs très rapprochées de kaolinite, chlorite et anatase. Dans *N* le contenu en fer total est beaucoup plus élevé et celui en hématite et goethite un peu supérieur, tandis que le contenu en diaspose-boehmite et alumine est un peu plus bas. Des éléments mineurs, il n'y a que Ni et Ga qui ont des valeurs différentes dans *M* comparativement à *N*, les contenus en Ni étant plus bas et ceux en Ga plus élevés. Le reste des éléments mineurs ont des valeurs analogues.

b) Les bauxites ferroferriques présentent des contenus rapprochés pour la silice, l'alumine, analogues pour la kaolinite (la valeur de celles de *M* intermédiaire entre les rouges et les brunes de *N*), plus élevées de diaspose dans *M*, le fer total et les oxydes de fer rapprochées de *M* et de celles rouges de *N* (presque identiques).

En échange le fer bivalent et la chlorite sont beaucoup plus élevés dans *N*, surtout dans les bauxites brunes. Le titan, du même ordre de grandeur que dans toutes les bauxites karstiques, est un peu plus élevé en *N*. Les éléments mineurs présentent des valeurs qui se rapprochent soit des bauxites rouges de Pădurea Craiului (Sn, Be, Ni, Co, Ba, Li) soit des bauxites brunes (Ga, Cr, V). Les valeurs de Zr et Sr sont plus basses dans *M* en comparaison avec les deux types de bauxites ferroferriques de *N*.

c) Les bauxites ferreuses sont plus riches en silice, surtout les vertes de *N*, les moyennes de celles de *M* étant très uniformes et rapprochées de la moyenne des bauxites ferroferriques rougeâtres violacées. L'alumine est généralement supérieure dans *M* à tous les types de *N*. Le fer oxydé est également rapproché des ferroferriques rouges-violacées de *N*, étant extrêmement uniforme dans toute la série, beaucoup plus élevé dans celles de *M* comme d'ailleurs le fer total, tandis que le FeO est du même ordre de grandeur. La diaspose dans *M* est rapprochée de celui des vertes et, à la différence des noires, ne contient pas de boehmite. Dans *M* la kaolinite est beaucoup plus basse et les chlorites ainsi que l'hématite et la goethite sont beaucoup plus élevées. Le titan est un peu inférieur en *N* qu'en *M*.

Sous le rapport de éléments mineurs Ga, Be et Ba, les bauxites ferreuses de *M* ressemblent aux bauxites ferreuses vertes de *N*, et sous le rapport de Sn, Cr, Zr se rapprochent de celles noires. Les valeurs de Ni sont intermédiaires entre les vertes et les noires, et les valeurs de V et Cr sont plus petites dans *M* en comparaison avec les deux types ferreux de *N*.



### F) Conclusions génétiques

À la lumière des données présentées, il résulte que les bauxites de Meziad ont dérivé des bauxites wealdiennes ferriques normales sous l'influence d'un faible processus de métamorphisme thermique et hydrothermal. Les apports indubitablement hydrothermaux sont représentés par les pourcentages réduits de quartz et pyrite et par l'apparition massive des chlorites ferrifères.

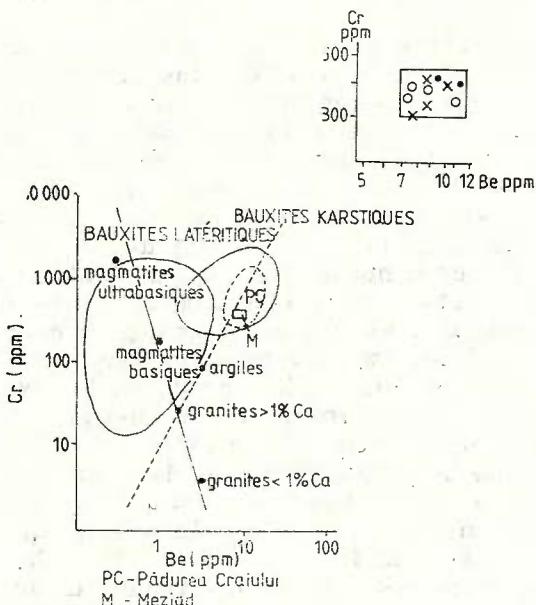


Fig. 9. — Diagramme Chrome-Béryllium (Schroll et Sauer, 1964). P.C. = Bauxites normales (Pădurea Craiului de N) ; M = Bauxites faiblement métamorphosées (Meziad-Pădurea Craiului de S).

Les moyennes rapprochées de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  indiquent la dérivation probable des bauxites ferriques primaires, celles ferroferriques ainsi que celles ferreuses de cette région ayant un caractère métamorphique de même que celles du reste du massif de Bihor (*l.s.*). Une partie du fer oxyde est liée à ces processus d'altération (chlorite  $\rightarrow$  goethite  $\rightarrow$  hématite). Nous avons admis que les pourcentages élevés de chlorite ferreuse des bauxites ferroferriques et surtout de celles ferreuses sont dûs à la transformation métamorphique de la kaolinite (dans une mesure plus réduite peut-être aussi du diaspor) en présence des ions de fer de l'hématite primaire (kaolinite + hématite  $\rightarrow$  chlorite ferrifère), mais, ce qui est à noter des ions de fer bivalent introduits probablement diagénétiquement (kaolinite +  $\text{Fe}^{++}$   $\rightarrow$  chlorite ferreuse). De la même manière on pourrait admettre que le diaspor a participé à la réaction mais nous devons, dans cette hypo-

thèse, accepter l'éxistence des apports concomitents de silice, ce qui on ne constate pas comme on a déjà démontré. Donc, sans l'exclure tout à fait, nous considérons cette hypothèse génétique peu probable. On n'a reconnu ni le rutile ni des indices de recristallisation de l'anatase.

En conclusion, les bauxites de la région de Meziad (Monts Apuseni) dérivent des bauxites ferriques de type normal (sédimentogènes) du massif de Pădurea Craiului, par un faible processus de métamorphisme thermal et hydrothermal avec un apport minuscule de fer bivalent. Les processus épigénétiques ont complété le caractère actuel de ces bauxites.

## BIBLIOGRAPHIE

- Cibotaru T., Brustur T., Neacșu F., Damian R., Nica D., Roșu E., Serini V. (1974) Prospecțiuni geologice pentru sulfuri polimetale în Munții Pădurea Craiului, perimetru Meziad-Vălani de Pomezeu. Rapports, les archives de l'Entreprise pour la prospection des substances minérales solides, Bucarest.
- Brustur T. (1980) Contributions à la connaissance de la géologie de la zone de Meziad (Monts Pădurea Craiului) avec considérations spéciales sur la bauxite. *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géograph., Géologie*, 24, p. 127-137, București.
- Jimenez A. N. (1967) Classification genetica de las Cuevas de Cuba. *Acad. Cien. Cuba, Inst. Geogr., Dep. Esp.*, La Habana.
- Papiu V., Corvin, Mînzatu S., Iosof V., Giușcă R., Jacotă Gr. (1968) Contribuții la cunoașterea alcătuirii mineralogice și genezei lehmului bauxitifer din Masivul Pădurea Craiului (Munții Apuseni). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIV (1966-1967), 1, p. 151-156, București.
- Mînzatu S., Iosof V., Udrescu C., Giușcă R. (1971) Alcătuirea chimico-mineralogică a bauxitelor din Masivul Pădurea Craiului. *An. Inst. Geol.* XXXVIII București.
- Mînzatu S., Iosof V., Giușcă R. (1975) Alcătuirea chimico-mineralogică a bauxitelor din regiunea Sohodol-Cîmpeni (județul Bihor). *D. S. Inst. Geol.* LXI (1973-1974), 2, București.
- Iosof V., Mînzatu S., Neacșu V., Popescu F., Udrescu C., Purice R., Georgescu V. (1980 a) The chemical-mineralogical composition of the bauxites from the Central Bihor. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXV/2, p. 21-52, București.
- Mantea G., Iosof V., Minzatu S., Udrescu C., Popescu F., Nedelcu G. (1980 b) The chemical-mineralogical study of the bauxites from the Someșul Cald Graben. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXV/2, p. 53-86, București.
- Patrulius D. (1971) Unitatea de Vălani, un nou element structural al sistemului pinzelor de Codru (Munții Apuseni). *D. S. Inst. Geol.*, LVII, 5 (1969-1970), p. 155-171, București.
- Mantea Gh., Bordea S., Bordea I., Baltres A. (1979) Geologia terenurilor jurasice și cretacee inferioare din sectoarele Gugu-Ana (unitatea de Bihor) și Meziad (pină de Vălani). Rapport, les archives de l'Institut de géologie et géophysique, Bucarest.
- Pop Gh., Mîrza I. (1977) Le paléokarst éocreiacé des Monts Pădurea Craiului (R. S. de Roumanie) et sa signification dans la mecanisme de genèse des bauxites. *Sci. Geol., Bull.*, 30, 1, p. 51-58, Strasbourg.



Preda I. (1962) Studiu geologic al regiunii Roșia-Meziad. Ed. Acad., București.  
Puricel R., Cioboratu T., Brustur T. (1975). Rapport, les archives de l'Entreprise  
pour la prospection des substances minérales solides, Bucarest.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche II

- Fig. 1. — Bauxite (Meziad) : ooïdes à structures simples ou concentriques, ovalisées et aplatis. Centre ferrugineux et périphérie à contour lobé, diasporique. 30 x, N II.
- Fig. 2. — Bauxite (Meziad) : ooïdes spastoïdisées, fragmentaires et à contour lobé. 20 x, N II.
- Fig. 3. — Bauxite (Meziad) : ooïdes aplatis à orientation vague. 30 x, N II.



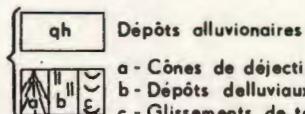
GH. MANTEA  
LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION MEZIAD  
(MONTS PĂDUREA CRAIULUI)

0 250 500 m

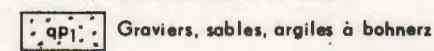
**LÉGENDE**

QUATERNAIRE

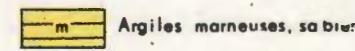
**HOLOCÈNE**



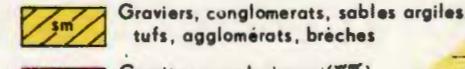
**PLÉISTOCÈNE**



**MÉOTIEN**

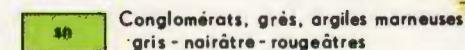


**SARMATIEN**



Granites porphyriques (G)  
Rhyolites (R)

**SENONIEN**



**UNITÉ D'ARIEŞENI**

a - Orthoconglomérats, grès quartzitiques et feldspathiques, argiles rouge-violacé-gris-noirâtres ; b - Basaltes, dolérites ; c - Ignimbrites rhyolitiques

**UNITÉ DE FINIŞ**

**TUVALIEN**  
**JULIEN**

Couches de Nanita - Calcaires micritiques noirs à céphalopodes associés aux marno-argiles siltiques à halobées, grès

**LADINIEN**

Calcaire de Roşia - Micrites gris-noirâtres, stratifiées, à silicifications

**ANISIEN**

Dolomictites et dolobrèches grisâtres, calcaire dolomitiques

**ANISIEN INF**  
**SKYTHIEN**

Conglomérats, grès quartzitiques, schistes argileux violacés et grisâtres

**UNITÉ DE VÂLANI**

**APTien**

Couches d'Ecleja  
Marnes grisâtres, grès, calcaires

**APTien INF.**  
**BARRÉMIEN**

Calcaires à orbitolinides et algues calcaires, pectinolites et intrabiomictites à milioïdites dismictites à Requienia minor

**NÉOCOMIEN**



**TITHONIEN**

Calcaires biolithiques récifaux du facies Stramberg, à Clypeina jurassica

**PLIENSBACHIEN**  
**SINÉMURIEN SUP.**

sl2-pb (encrinites à bélémnites)

**SINÉMURIEN INF.**  
**HETTANGIEN**

hs (hs) Grès quartzitiques jaune-rougeâtres  
Keuper carpathique

**RHAETIEN**  
**NORIEN**

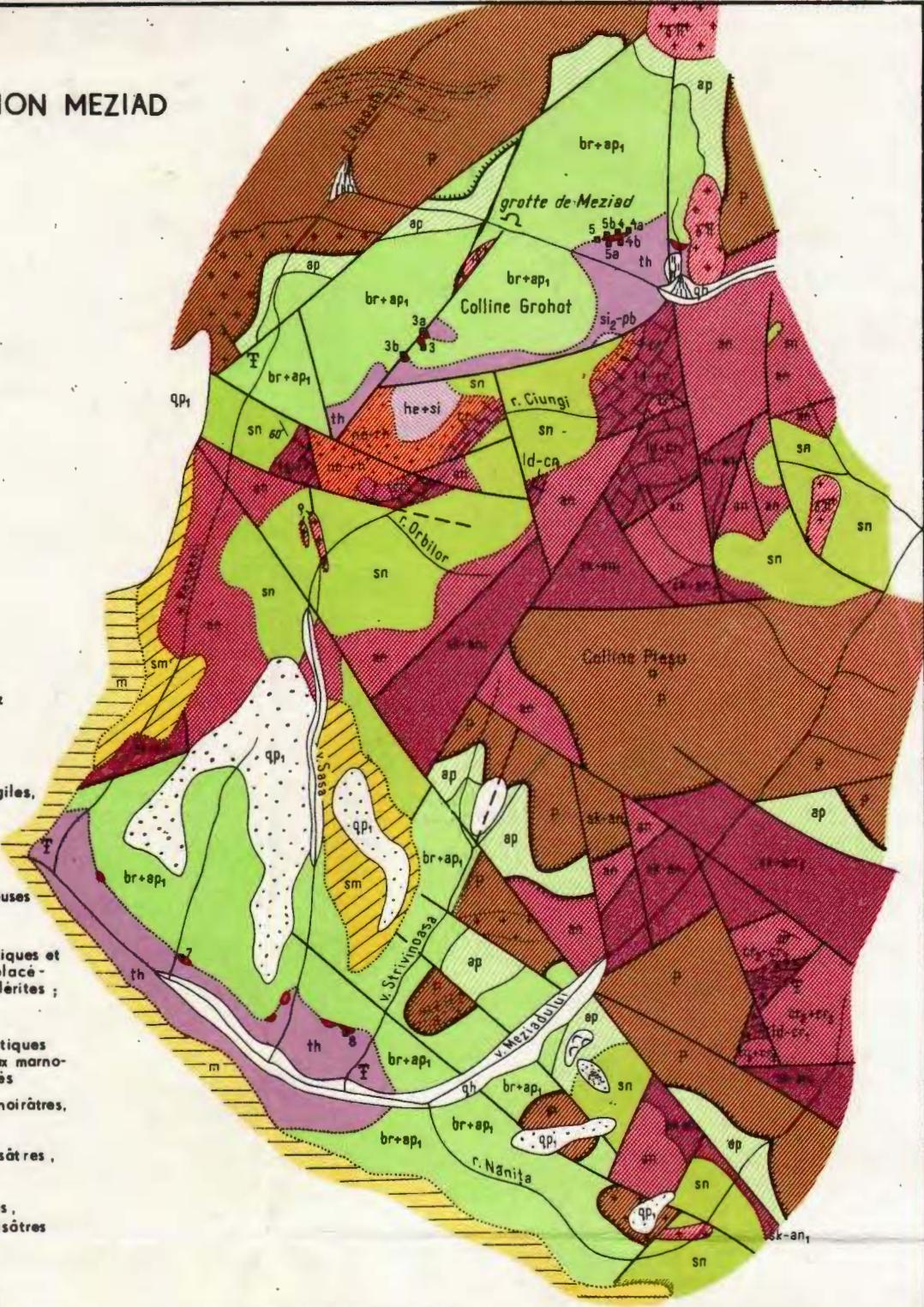
Schistes argileux rouges associés aux grès et silites jaune-rougeâtres

**CARNIEN**

Calcaire de Strimtura  
Biomictites blanches, massives

**CORDEVOLIEN**  
**LADINIEN**

micrites noires



— Limite géologique normale

- - - - Limite lithologique

- - - - Limite de transgression

— Limite utilisée pour marquer les formations éruptives et quaternaires

— Fissure

— Ligne de charriage

— 30° Direction et pendage des couches

— Grotte

— Point fossilifère

■ 3 Point de prélèvement des échantillons de bauxite

2. ZĂCĂMINTE

ENRICHISSEMENT SUPERGÈNE EN FER SUR GRÈS  
(GISEMENT DE FER DE BETIOKY, MADAGASCAR)<sup>1</sup>

PAR

GRIGORE POP<sup>2</sup>

*Iron ore. Supergene alteration. Quartzous sandstones. Neogene. Secondary iron ores. Paragenesis ores. Hematite. Goethite. Lepidocrocite. Secondary laterite. Climatic control. Hydrolysis. Genetic process.*

**Abstract**

Iron Supergene Enrichment in Sandstones (the Iron Ore from Betioky, Madagascar). In the uppermost part of the Andranoabo Formation (Neogene), mainly formed of arcoses and subarcoses of continental origin, there can be delimited a sequence enriched in iron by supergene alteration. It has small thicknesses (0.30-2.5 m) and it is discontinuous but widely spread in the Vohitsara Plateau zone (300-350 m altitude). This ferruginous sequence is made up, from top to bottom, of rough quartzous sandstones (on an average of 0.40 m thick), nodular-like quartzous sandstones and ferruginous sandy crusts (*in situ* ore). The dismantlement by weathering of this sequence has led to the formation of an important fringe of debris (blocks, dales and pebbles) of ferruginous sandstones in the plateau slope zone ("eluvionar" ore). The secondary iron minerals (limonite, goethite, lepidocrocite, hematite) forming the cement of sandstones occur as fine (shaly like) particles, frequently associated with kaolinite, micronodules, micropisolite, compact, often reniform pellicles and pseudomorphoses after labile minerals. They are organized in three main types of cement: cryptocrystalline, micronodular and pellicular, representing in fact three successive stages of iron concentration. The last one is the most developed consisting mainly of hematite and goethite. The origin of iron is probably related to covering red sands (essentially "secondary" laterite) and eventually to the fraction of primary minerals containing iron from ferruginous horizons. Iron mobilization, migration and accumulation were mainly controlled by hydrolysis, in a very oxidant and acidic tropical environment. The ferruginous neoformation generally has a polar character dominated by the tendency of hematite formation on the account of limonite and through goethite and lepidocrocite. This recrystallization is made by a microsystem of dissolution-reprecipitation.

<sup>1</sup> Reçue le 16 Mai 1981, acceptée pour être communiquée et publiée la séance du 26 Mai 1981, présenté à la séance du 26 Mai 1981.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



Les grès ferrugineux néogènes de la formation d'Andranoabo, connus dans la partie sud-ouest de Madagascar (région de Bétioky) représentent l'un des cas peu communs d'enrichissement supergène en fer où leur matériel détritique originaire est lui-même un produit d'altération. En effet, il s'agit d'une cuirasse dont la genèse n'est pas liée à la présence des minéraux contenant du fer dans le substratum, mais au contraire à la fraction ferrugineuse primaire des horizons minéralisés et des sédiments clastiques plus récents.

L'étude pétrologique et métallogénique de la séquence minéralisée nous a permis de dégager toute une série de phénomènes enchaînés, déterminés particulièrement par la source du fer, le climat les structures des roches sédimentaires, le milieu géochimique et le paysage. Ce sont en effet les facteurs essentiels qui ont réglé l'évolution de l'altération, c'est-à-dire la nature, la voie et la vitesse de la concentration du fer et finalement la qualité et la distribution du minerai de fer et son importance économique.

L'étude du gisement a été réalisée dans le cadre du projet intitulé : „Etude sur l'industrie pétrolière et les ressources minières“ (MAG/75/001) du Gouvernement malgache à l'assistance du P.N.U.D.

#### GÉNÉRALITÉS

Le gisement de fer de Bétioky est situé vers l'extrême sud-ouest de Madagascar, dans la province de Toliara, district de Bétioky. Il commence à 15 km sud de Bétioky et s'étend sur une soixantaine de kilomètres vers le sud, entre les villages Andranotsangy et Andranoabo Sud (pl. I).

L'aire du gisement occupe, d'une part, un grand élément tabulaire en forme d'éventail, en pente légère vers l'ouest, connu généralement sous le nom de plateau du Vohitsara, d'environ 300 à 350 m d'altitude, et, d'autre part le talus oriental de celui-ci, très festonné par un réseau hydrographique assez dense, marqué par des thalwegs secs, tributaires à la vallée de Sakamena.

Plusieurs collines tabulaires isolées apparaissent en avant du talus, dont les sommets sont constitués par des grès ferrugineux et les flancs souvent abrupts sont jonchés d'éboulis de grès enrichis en fer. A l'ouest, le plateau du Vohitsara est limité par le plateau calcaire de Mahafaly découpé transversalement par le couloir d'Itoboina qui correspond à un axe hydrographique néogène.

La zone du gisement est couverte d'une forêt assez dense et épaisse (bush), par endroits presque impénétrable. Des clairières de savane arborée apparaissent cependant sur le plateau et au pied de son talus.

Le gisement est situé dans une région à climat semi-aride caractérisé par une saison sèche et généralement fraîche avec des variations thermiques diurnes importantes et une saison humide (novembre à avril) et chaude. Il est à noter l'extrême irrégularité des précipitations, du nombre de jours de pluie et de la répartition des pluies au cours d'une année donnée. Plusieurs mois consécutifs peuvent être entièrement secs,



tandis qu'en 24 heures il peut tomber presque la moitié de ce qui tombe durant toute une année normale. Les pluies exceptionnelles se caractérisent par un ruissellement de courte durée mais efficace au point de vue érosif surtout sur le talus du plateau.

La valeur de l'indice d'aridité (à Betioky = 8,9) est située dans le domaine sub-aride, caractérisé par peu ou pas d'excès d'eau en saison de pluie et une évaporation poussée, de sorte que la région se trouve actuellement en dehors des conditions favorables à l'altération latéritique (Battistini, 1964).

#### ANCIENS TRAVAUX

Signalés par Colcana dès 1907, les grès ferrugineux ont été partiellement étudiés beaucoup plus tard par le Service Géologique de Madagascar et le B.R.G.M. C'est ainsi qu'en 1948, Besairie a reconnu l'existence d'un horizon de grès ferrugineux dans la partie marginale du plateau, qui pourrait se prolonger vers l'intérieur de celui-ci sous la couverture plus récente de sables roux, et des éluvions plus riches en fer, très dispersées, formées par l'enrichissement accompagnant le démantèlement des grès en bordure de l'escarpement.

Les recherches effectuées par Boulangier (1956 a, b) ont démontré l'extension d'une façon relativement continue sur 60 Km environ de la frange éluvionnaire et de la cuirasse au sommet de la falaise, sans admettre la présence de cette dernière sous la couverture sableuse.

D'autres recherches concernent l'essai de concentration du mineraï (Laplaïne, Bussière, 1956), l'estimation du potentiel du gisement (Dudan, 1960 ; Kleiber, 1964) et la vocation du mineraï (Murdock, 1961).

Enfin, l'étude détaillée du gisement a été reprise en 1975 dans le cadre du projet MAG/75/001. Les résultats acquis ont fait l'objet de plusieurs rapports techniques (Pop, 1976 ; 1978 a, b, c) et du présent ouvrage.

#### CADRE GÉOLOGIQUE

##### Formations et faciès

Dans la zone du gisement on distingue : le socle cristallin, plusieurs formations sédimentaires et des roches volcaniques (Besairie, Collignon, 1971).

**Socle cristallin.** Il est représenté par la série d'Ampanihy constituée d'un ensemble de gneiss et de leptynites qui renferme quartzites, amphibolites, micaschistes, pyroxéno-wernérites et cipolins (métamorphisme du type Barrow B2-3, B2-2, anté-kibarein, antérieur à 1.100 ± 200 M.A.) (Besairie, 1973 ; Hottin, 1976) (fig. 1 ; pl. I).



**Formations sédimentaires.** Groupe de Sakamena (inférieur et moyen) (Permien-Trias inférieur, Karroo) consistant en arénites quartzées fines, plus ou moins argileuses, siltites et roches argileuses et micrites lenticulaires, continentales-lacustres et lacustres-lagunaires.

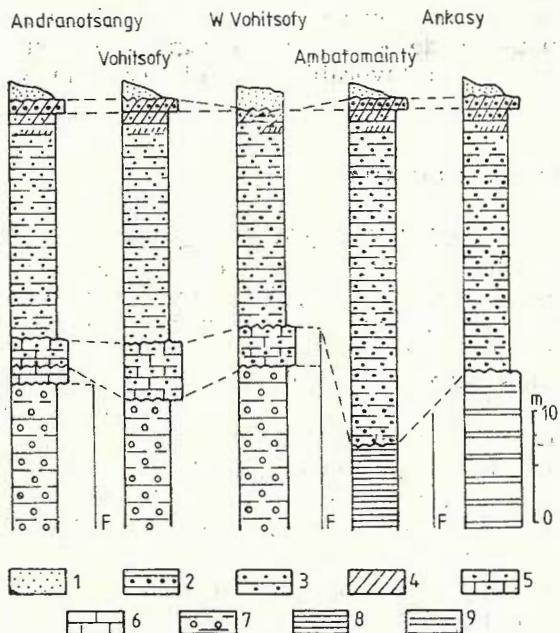


Fig. 1. — Formation dans la zone du gisement de fer de Betioky.

1, sables roux ; 2, formation d'Andranoabo, grès grossiers et conglomérats fins, quartzé ; 3, formation d'Andranoabo, arkoses, subarkoses et grès quartzé ; 4, niveaux ferrugineux ; 5, grès calcaires d'Ambatry ; 6, série de Betioky ; 7, groupe d'Isalo (Isalo II) ; 8, groupe de Sakamena (moyenne) ; 9, série d'Ampanihy.

**Groupe d'Isalo (Isalo II)** (Karroo, Jurassique inférieur) caractérisé par arkoses, subarkoses, conglomérats fins polymictiques montrant souvent une stratification oblique et (ou) entrecroisée, et roches argileuses lenticulaires. Cet ensemble illustre une dénudation poussée notamment du socle cristallin et une sédimentation du matériel détritique dans un milieu fluvio-lacustre très subsident.

**Série de Betioky** (Jurassique moyen-supérieur) représentée par une occurrence réduite de calcaires allochemiques (oolithiques, bioclastiques, pélétiques) à l'extrême nord de la région. Le faciès de ces calcaires indique un milieu subtidal réalisé dans le cadre d'une plate-forme de sédimentation carbonatée plus développée vers le nord.

**Grès calcaires d'Ambatry** (Maestrichtien) qui forment un horizon transgressif repère (1 à 10 m d'épaisseur) dans la zone de la falaise du plateau. Il renferme des arénites quartzées calcaires, des calcaires allochemiques (bioclastiques surtout), des roches argileuses, des marnes, des sables argileux et localement (à l'ouest de Besakoa Sud) des conglomérats basaux. Leur nature lithologique suggère des conditions marines peu profondes (subtidales) et généralisées dans la région du gisement.

*Calcaires de Mahafaly (Paléogène)* ainsi dénommés selon le nom du plateau très étendu, situé à l'ouest de la zone du gisement. Ils consistent particulièrement en micrites et biomicrites plus ou moins argileuses à algues. Ces calcaires montrent en effet le dernier épisode marin subtidal et localement intertidal dans cette région.

*Formation d'Andranoabo (Néogène)* largement étendue dans la partie sud-ouest du Madagascar montrant ainsi une „transgression“ continentale. C'est cette formation qui comporte l'enrichissement en fer sur grès.

Essentiellement détritique, la formation d'Andranoabo est constituée principalement d'arkoses, de subarkoses et d'arénites quartzeuses (10 à 50 m d'épaisseur) surmontées par un horizon de grès grossiers et de conglomérats fins, quartzeux et souvent ferrugineux (0,20 à 2,5 m d'épaisseur) (selon la classification de Pettijohn et al., 1972).

Le matériel clastique consiste en grains fins à grossiers, anguleux à subarrondis, peu ou pas classés, de quartz, de quartzites, de feldspath potassique auxquels s'ajoute une fraction négligeable de minéraux lourds (rutile, magnétite, ilménite). Leur liant est microdétritique, argileux (kaolinique surtout), ferrugineux et (ou) rarement alunitique.

Les grains non stables, notamment les feldspaths, sont de plus en plus altérés en minéraux principalement kaoliniques vers la partie supérieure de la formation, ce qui a déterminé l'évolution des arkoses et des subarkoses à des grès quartzeux. Cette évolution est la plus visible au sommet de la formation où elle est accompagnée souvent par la néo-formation ferrugineuse.

Dans ces dépôts, on remarque également la présence des lentilles et des poches de roches argileuses, souvent sableuses, claires (kaoliniques), grisâtres, jaunâtres, violacées ou bariolées.

Les roches se disposent en couches et lentilles dont l'aspect stratonomique est assez varié d'un niveau à l'autre. Elles comportent souvent une stratification oblique et entrecroisée dont l'orientation, la géométrie et les caractéristiques dimensionnelles linéaires et angulaires sont également variées. On y peut remarquer des granoclassements simples (normal, inverse, parfois cyclique ou symétrique) et chaotiques complexes.

Le faciès de la formation indique un climat chaud, alternativement humide et sec, favorable à l'altération poussée du socle cristallin et des formations sédimentaires préexistantes, un transport rapide et l'accumulation du matériel détritique contenant une fraction importante de minéraux non stables dans un milieu fluvio-lacustre.

*Sables roux (Néogène?-Quaternaire)* d'origine alluviale-éolienne dont l'épaisseur très variable peut atteindre plus de 5 m (sondages S. 15 et S. 16). Ils montrent deux fractions importantes : des grains clastiques essentiellement quartzeux et leur matrice argileuse assez développée contenant des oxydes de fer.

*Eluvions, alluvions, colluvions (Quaternaire)* formées sur le talus du plateau et dans les aires alluviales.



**Roches volcaniques.** Dans la zone du gisement il existe plusieurs corps subcirculaires et dykes de basaltes et de labradorites à olivine correspondant aux cheminées des coulées volcaniques. Leur mise en place est probablement liée à l'activité volcanique intermittente accompagnant le diastrophisme du Crétacé supérieur.

### Tectonique

L'ensemble sédimentaire de la région est représenté par des formations d'origine continentale et marine séparées par des lacunes importantes.

Débutée pendant la glaciation du Carbonifère supérieur, l'histoire tectonique du bassin est caractérisée par des cycles subsidents d'abord très importants déterminant la formation des groupes de Sakoa, de Sakamena et d'Isalo (Karoo) et ensuite plus modérés donnant des plate-formes de sédimentation calcaire durant le Jurassique moyen-superieur, le Maestrichtien et le Paléogène.

La mise en place de la formation d'Andranoabo est liée à la dernière surrection importante (néogène) caractérisée par une sédimento-génèse continentale.

Les cycles subsidents ont été suivis successivement par fractures, revêtements et érosions. Le produit de cette évolution tectono-sédimentaire est un ensemble structural fracturé aux pendages ouest et sud-ouest.

En général, il s'agit d'un bassin lié à une zone de divergence (entre Afrique et Madagascar) qui semble caractériser le domaine sédimentaire malgache, correspondant au début d'ouverture avec l'apparition de la croûte océanique sous forme d'effusions basaltiques notamment pendant le Crétacé supérieur.

A l'échelle de la région du gisement, les dépôts néogènes marquent une étape de stabilité tectonique relative. C'est ainsi que la formation d'Andranoabo et ses niveaux minéralisés n'étaient qu'une tectonique disjonctive mineure déterminée principalement par phénomènes de tassement. Des fractures verticales sont à l'origine des compartiments plus ou moins basculés avec un rejet de quelques mètres à une dizaine de mètres. Des failles à rejet plus important (20 m en moyenne) affectant les formations sous-jacentes ont été également signalées.

Le tassement des formations détritiques généralement friables se traduit aussi par de petites fractures et fissures visibles à l'échelle des niveaux minéralisés. L'horizon de grès grossiers ferrugineux montre souvent des fractures avec des rejets différents mais qui ne dépassent pas le mètre. Certaines fractures sont ouvertes et remplies de sables roux.

A l'intérieur du plateau on a remarqué de petits massifs isolés de grès grossiers liés aux fractures verticales. Cependant certains massifs ont grossièrement une forme conique et sont tout à fait isolés dans la zone du plateau presque parfaitement tabulaire. Ils consistent en dalles et blocs de grès grossiers mais disposés chaotiquement et entassés, d'une façon assez étrange, pouvant représenter une activité humaine ancienne.



### MINERAIS DE FER

Dans le cadre du gisement on distingue deux types principaux de minerai de fer : „en place“ et „éluvionnaire“. Ils sont normalement semblables du point de vue pétrographique, mais différents en ce qui concerne leur localisation stratigraphique et mode de gisement.

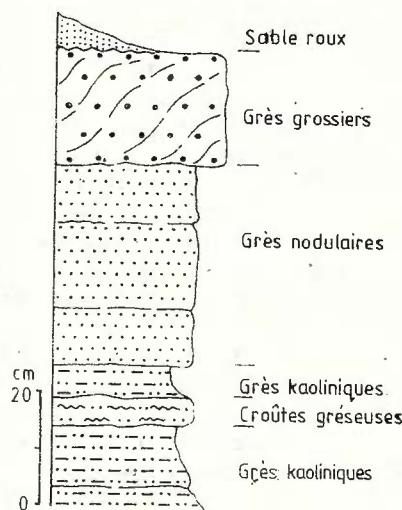
#### Distribution des minerais

Le minerai en place est localisé uniquement au sommet de la formation d'Andranoabo, c'est-à-dire dans l'horizon de grès grossiers et dans les dépôts sous-jacents correspondant aux niveaux les plus supérieurs des grès arkosiens (fig. 1).

Le minerai éluvionnaire apparaît sous forme d'éluvions et d'éboulis ferrugineux dont la distribution couvre en général le talus du plateau.

**Minerai en place.** Les grès ferrugineux forment un intervalle distinct de 0,30 à 10 mètres d'épaisseur, caractérisé par l'enrichissement plus ou moins fort en oxydes de fer. Il montre cependant un mode de gisement assez varié particulièrement en ce qui concerne la distribution verticale et latérale, l'épaisseur et la teneur en fer des niveaux minéralisés (fig. 2).

Fig. 2. — Séquence minéralisée (coupe généralisée).



D'une façon générale, cet intervalle et son toit sont représentés par la séquence suivante (de haut en bas) : sables roux ; grès grossiers ferrugineux ; grès nodulaires ferrugineux ; croûtes ferrugineuses, grèseuses.

**Sables roux.** Impliqués partiellement dans l'enrichissement en fer des grès sous-jacents, ils constituent une couverture étendue dans la zone du plateau dont la puissance est extrêmement variable. Généralement son épaisseur s'accroît progressivement vers l'intérieur du plateau.

teau. En revanche, au bord de celui-ci les sables roux sont érodés sur une aire allant de quelques mètres à quelques centaines de mètres de largeur (Vohitsofy).

*Grès grossiers ferrugineux.* Ils représentent l'horizon minéralisé principal dont l'épaisseur varie de 0,10 à 2,5 m (en moyenne 0,40 m), qui forme une plaque quasi-tabulaire largement étendue, mais discontinue, avec un léger pendage ouest. Son absence a été remarquée surtout dans des aires montrant des sables roux plus épais (partie centrale du plateau), des pentes plus fortes (partie ouest), un relief légèrement ondulé (aux environs des villages Sainta et Andranoabo) et certains compartiments basculés. Dans certains puits on a observé sa disposition en galets épars à la limite entre les sables roux et la formation d'Andranoabo. Tous ces cas indiquent l'érosion locale de l'horizon avant et (ou) au cours de l'accumulation des sables roux.

Cet horizon consiste essentiellement en grès quartzeux ferrugineux qui forment une seule couche ou localement plusieurs couches successives (quatre, au maximum) renfermant parfois des lentilles de grès ferrugineux nodulaires ou de grès kaoliniques friables.

*Grès nodulaires ferrugineux.* Ils se trouvent habituellement au-dessous de l'horizon principal constituant un intervalle discontinu, localement intéressant par sa teneur en fer. Des grès semblables apparaissent parfois dans l'horizon principal et très rarement au-dessus de celui-ci.

Ces grès sont également quartzeux et se caractérisent par une variation granulométrique notable, l'abondance du liant argilo-ferrugineux et la texture en quelque sorte nodulaire. Ils renferment également des concrétions et croûtes ferrugineuses, des amas de grès compactes ou faiblement kaoliniques qui rappellent leur structure originale, des petits nodules et poches kaoliniques et surtout des grains fins blancs (kaoliniques) évoquant les anciens feldspaths détritiques.

La puissance des grès nodulaires est extrêmement variable, allant de quelques centimètres à 1,65 mètres environ. Cet horizon est très souvent plus épais en bordure du plateau correspondant au sommet topographique et plus mince vers l'intérieur de celui-ci où il peut manquer de la séquence minéralisée.

*Croûtes ferrugineuses, gréseuses.* Au-dessous des grès nodulaires on remarque localement des grès quartzeux friables contenant fréquemment des croûtes ferrugineuses (0,05 à 0,70 m d'épaisseur). Elles se disposent en couches lenticulaires situées immédiatement au-dessous des grès nodulaires ou bien dans des grès stériles à différents niveaux stratigraphiques jusqu'à environ 10 mètres de profondeur.

*Minerai „éluvionnaire“.* La zone du talus correspond à une importante frange d'éboulis et d'éluvions ferrugineux formée par le démantèlement des niveaux minéralisés en place. Le minerai éluvionnaire apparaît également sur les versants des collines isolées se trouvant au nord d'Ambatomainty-Bedeboke (Eliva, Andraboba, Vohidraty, Vohibazaha, etc) et d'Ambatry.



Ce minerai consiste en éboulis, galets, blocs et dalles de grès ferrugineux apparemment disposés en surface d'une façon chaotique, parfois imbriqués ou plus ou moins basculés. Leur distribution par unité de surface, taille, nature pétrographique, et teneur en fer sont assez variables. Toutefois on peut dégager certaines relations et tendances dominantes concernant ce type de minerai.

La distribution des éboulis est principalement liée à l'évolution du paysage de sorte que leur fréquence par unité de surface et leur taille décroissent à partir de la bordure du plateau vers la périphérie de la zone éluvionnaire-colluvionnaire située dans les aires relativement basses. Cette tendance correspond à la diminution progressive de la pente du talus.

Les éboulis abondants sont souvent grossiers (dalles, blocs) et tapissent la partie supérieure du talus, apparaissant ainsi à côté du minerai en place. Ils consistent en grès grossiers dont la puissance (en moyenne 0,35 m) et la teneur en fer y sont très voisines de celles de l'horizon principal. Les grès nodulaires et les croûtes ferrugineuses (en place), généralement friables, ne donnent que des éboulis de dimensions beaucoup plus réduites.

Les éboulis sont habituellement communs dans la partie moyenne du plateau et rares ou très rares dans les aires basses. Il existe cependant certaines aires où leur fréquence et taille sont comparativement différentes par la suite de l'évolution particulière du paysage. Ainsi, la fréquence et la taille des éboulis sont sensiblement diminuées dans les aires où la pente est faible (versants du promontoire Analamisaka, au nord d'Ambatomainty et Bedeboke, etc). Dans les aires alluviales représentant un milieu très lessivant pour les oxydes de fer les éboulis ferrugineux sont pratiquement absents.

Les quatre classes de fréquence des éboulis occupent en proportion différente la zone éluvionnaire-colluvionnaire ; 2% abondant, 17% commun, 40% rare, 41% très rare. Les puissances moyennes des éboulis correspondant à ces catégories de fréquence sont respectivement les suivantes : 0,35 m, 0,20 m, 0,12 m et 0,08 m.

### Composition minéralogique et chimique

Les minerais de fer sont essentiellement constitués de grès quartzueux ferrugineux montrant certaines variations pétrographiques liées tant à la nature primaire des sédiments qu'au milieu d'altération. Ils renferment par conséquent deux fractions distinctes ; l'une détritique primaire, minéralogiquement assez simple et l'autre d'origine secondaire plus complexe représentant le ciment des grès.

**Fraction détritique primaire.** Elle consiste en grains de quartz, de quartzite et très accessoirement de rutile, de magnétite et d'ilménite.

Les données analytiques (338 analyses) y montrent également la proportion des minéraux clastiques dans les minerais de fer ( $> 20\%$  Fe). Constitué notamment de quartz, le résidu indique des teneurs allant de 36,8% à 62,6% pour le minerai en place et de 26,2% à 65,0% pour celui „éluvionnaire“. Entre le résidu et la teneur en fer existe une rela-



tion négative évidente illustrant en effet le rapport quantitatif des deux fractions (fig. 3, 4).

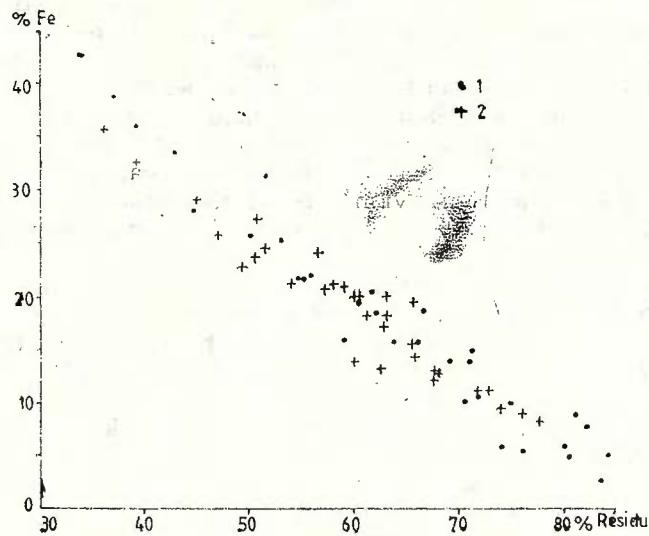


Fig. 3. — Le rapport entre le fer et le résidu dans la séquence minéralisée.

1, grès grossiers ; 2, grès nodulaires et croûtes gréseuses.

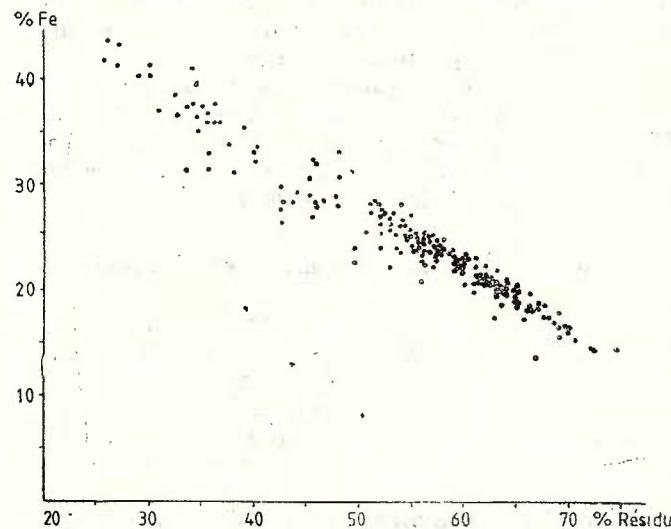


Fig. 4. — Le rapport entre le fer et le résidu dans le minerai „éluvionnaire“ (les analyses sont faites sur des échantillons moyens prélevés par panneau).

Le dosage pour  $TiO_2$  effectué sur quatre échantillons de minerai „éluvionnaire“ (prélevés par panneau) montrent des valeurs normales,



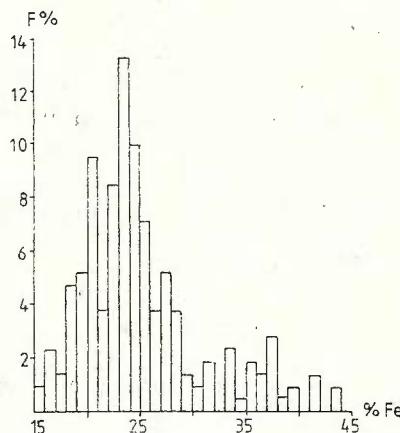
de 0,4 à 0,9% TiO<sub>2</sub> (en moyenne 0,65% TiO<sub>2</sub>), liées probablement aux minéraux détritiques de titane.

Dans les grès grossiers en place et „éluvionnaires“, les grains de quartz sont faiblement à moyennement classés, subanguleux à subarrondis dont les bordures présentent parfois des phénomènes de corrosion. Dans les grès nodulaires et les croûtes ferrugineuses en place et „éluvionnaires“ ils montrent les aspects morphoscopiques suivants : dimensions très variables mais correspondant en général aux grains moyens et fins, granoclassement faible ou bien non évident, forme souvent aplatie, angulaire à subangulaire et fréquemment bordures irrégulières de corrosion.

**Minéraux secondaires.** Ils sont représentés par des oxydes de fer (limonite, probablement ferrihydrite, goethite, lépidocrocite, hématite), des minéraux argileux notamment du groupe du kaolin auxquels s'ajoutent d'une façon tout à fait subordonnée la gibbsite, la silice, les oxydes de manganèse, etc.

L'importance des minéraux de fer dans ces minerais est très variable (fig. 5). Exprimés en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> par exemple, ils montrent des teneurs de 28,5 à 62,4% (en moyenne 38,6%, soit 27,0% Fe) pour le minéral „éluvionnaire“ et de 28,5 à 83,7% (en moyenne 32,8%, soit 23,0% Fe).

Fig. 5. — Distribution de la teneur en fer par classes de fréquence dans le minéral „éluvionnaire“.



pour celui en place. Il est à noter que les croûtes ferrugineuses sont localement très riches en fer (< 58,0% Fe).

La distribution des grès grossiers titrant plus de 20% Fe est plus restreinte que leur répartition générale. Ces grès se trouvent dans la zone bordière du plateau où ils apparaissent en surface ou se situent tout près de celle-ci et dans certaines aires vers l'ouest. Cependant, on remarque une diminution de la teneur en fer vers l'intérieur du plateau où les sables roux sont progressivement plus épais. D'ailleurs on constate une certaine corrélation négative aussi bien verticale que latérale entre la teneur en fer et l'épaisseur des sables roux selon la-

quelle plus la puissance des sables roux est forte, plus la teneur en fer diminue.

La teneur en fer des grès nodulaires est encore plus variable que celle des grès grossiers montrant néanmoins des tendances semblables par rapport au toit de sables roux et au paysage. On y peut remarquer, en outre, la diminution de la teneur en fer de haut en bas.

Dans les croûtes ferrugineuses, la teneur en fer est également variée, mais généralement plus faible qu'aux niveaux minéralisés sus-jacents. Des teneurs supérieures à 20,0% Fe (de 20,0 à 36,7% Fe) apparaissent dans des couches et des lentilles de 0,30 à 0,50 m d'épaisseur situées aux profondeurs de 4,5 à 10 m (sondages S. 2, S. 8, S. 10, S. 14, S. 49) (pl. I).

La teneur en fer du minerai „éluvionnaire“ est variable aussi, mais globalement supérieure à celle du minerai en place. Cette variation est particulièrement déterminée d'une part par la teneur en fer et la structure pétrographique des roches mère et d'autre part par le milieu éluvionnaire-colluvionnaire. La relation positive remarquée entre la teneur en fer du minerai en place et celle de son produit éluvionnaire est évidente dans les parties supérieure et moyenne du talus. Dans les aires basses, elle est nettement diminuée voire absente. De plus, les éboulis provenant des grès nodulaires et des croûtes ferrugineuses sont habituellement plus riches en fer que ceux résultés des grès grossiers.

D'une façon générale, la teneur en fer des éboulis augmente vers les aires basses de la zone éluvionnaire-colluvionnaire contrairement à leur fréquence et taille qui diminuent graduellement sur la même direction.

Selon les résultats du dosage fait sur 15 échantillons dont la plupart étant du minerai „éluvionnaire“, la proportion de minéraux argileux et alumineux correspond à des teneurs de 1,0 à 7,7%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (en moyenne 2,7%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ).

Les analyses faites sur 25 échantillons indiquent des teneurs de 0,01 à 0,13% P, en moyenne 0,06% P. Il existe une variation légère mais presque systématique par rapport à l'enrichissement en fer. Le minerai „éluvionnaire“ plus riche en fer titre de 0,03 à 0,13% P (en moyenne 0,066% P), tandis que celui en place montre des teneurs de 0,01 à 0,12% P (en moyenne 0,049% P). Il s'agit probablement de certains composés secondaires de phosphore piégés dans les minéraux.

Une ancienne analyse effectuée sur un échantillon moyen enrichi (Besairie, 1948) montre des teneurs très faibles en calcium (0,40% CaO), magnésie (0,10% MgO), manganèse (0,30% MnO) et soufre (0,22%  $\text{SO}_4$ ).

Pour quelques échantillons de grès grossiers, non minéralisés, on a remarqué l'alunite en cristaux généralement développés renferment un ou plusieurs grains de quartz sous forme d'un ciment poeciloclastique.

**Faciès des minéraux de fer.** Au niveau microscopique, on constate que les oxydes de fer s'organisent en plusieurs éléments caractéristiques:



*Particules fines* ( $< 4 \mu$ ) jaunâtres ou rougeâtres qui forment habituellement une masse homogène limonitique souvent à faciès de gel. Elles peuvent être faiblement recristallisées, montrant ainsi un léger caractère anisotropique, ou mélées avec des minéraux argileux (pl. II, fig. 1-4).

*Micronodules* (4 à 20  $\mu$  le diamètre) isolés ou plus ou moins assemblés dans la masse argileuse, constitués à leur tour par des particules fines. Leur taille croît progressivement à l'enrichissement en fer. En même temps, on observe leur assemblage graduel qui peut donner finalement une masse homogène. Ils consistent en limonite et ferrihydrite (?) dans leur état initial et en goethite, lépidocrocite et (ou) hématite dans les stades ultérieurs d'enrichissement (pl. III, fig. 1 ; pl. V, fig. 1-4).

*Micropisolites* formées par deux ou trois enveloppes concentriques de lépidocrocite, de goethite et (ou) d'hématite. Leur taille est assez variée et généralement supérieure à celle des micronodules.

*Particules sémisphériques* d'hématite, de goethite et parfois de lépidocrocite disposées souvent sur les grains détritiques ou les pellicules précédemment formées. Les oxydes de fer y apparaissent en zones parallèles à la surface sémisphérique (pl. III, fig. 4).

*Pellicules* (ou croûtes) de 15 à 300  $\mu$  d'épaisseur consistant particulièrement en oxydes de fer compactes (hématite, goethite, lépidocrocite) qui s'organisent en zones parallèles et nettes (réniiformes). Leur limite est localement marquée par des impuretés opaques. Certaines zones sont recristallisées en cristaux fins, prismatiques ou fibreux, radiaires. Dans les plages hématitiques on remarque souvent des micropisolites isolées ou assemblées de goethite ou de goethite-lépidocrocite. La lépidocrocite y occupe habituellement la partie centrale tandis que la goethite forme leur bordure (pl. II, fig. 1-3 ; pl. III, fig. 3 ; pl. IV, fig. 1-4).

*Pseudomorphoses* d'hématite, de goethite et (ou) de lépidocrocite selon les minéraux non stables parfois à faciès micacé.

**Ciments des grès.** Dans les interstices des grès, les oxydes de fer et les autres minéraux néoformés s'organisent de façon très variée, donnant de différents types de ciment et de termes intermédiaires qui montrent généralement une certaine composition minéralogique et une distribution dans le milieu poral notamment en fonction du degré d'enrichissement en fer. Pour la même raison, ils sont différemment développés et peuvent coexister dans la même roche.

Si l'on essaie de systématiser, on peut généralement différencier plusieurs variétés de ciment ; cryptocrystallin, micronoduleux et pellucidaire.

Le ciment cryptocrystallin est particulièrement développé dans les grès faiblement enrichis en fer remplissant parfois entièrement leurs interstices. Il occupe souvent la partie centrale des interstices dans les



grès grossiers et se trouve apparemment de façon chaotique dans les grès nodulaires et les croûtes ferrugineuses remplissant certains pores. Ce ciment argilo-ferrugineux présente fréquemment le faciès de vieillissement caractéristique aux colloïdes et renferme des micronodules et rarement des cristaux de goethite, d'hématite, de calcédoine et de kaolinite (pl. II, fig. 1-3).

Le ciment micronoduleux caractérise en effet les grès nodulaires et les croûtes ferrugineuses. Il consiste en micronodules assemblés, contenant souvent des poches et des plages de matière argilo-ferrugineuse ou argileuse. Bien qu'il soit généralement développé, sa composition minéralogique complexe et variable correspond à des teneurs en fer plus faibles que celles du ciment pelliculaire. Dans les grès grossiers, il apparaît principalement en position intermédiaire entre les deux autres types de ciment (pl. II, fig. 4 ; pl. III, fig. 1-2 ; pl. V).

Le ciment pelliculaire se trouve le plus souvent dans les grès grossiers au contact des grains détritiques (pl. II, fig. 1-3 ; pl. V, fig. 1-4). Très variablement développé, il y peut représenter le ciment exclusif. Dans les grès nodulaires et les croûtes ferrugineuses ce ciment apparaît d'une façon subordonnée consistant en pellicules fines au contact des grains clastiques ou entourant des pores isolés.

### Evolution et l'enrichissement en fer

Selon les données disponibles, on constate que les oxydes de fer s'accumulent et s'organisent de façon complexe en minéraux de plus en plus stables du point de vue thermodynamique. On peut ainsi séparer plusieurs stades principaux (fig. 6, 7) :

— Apparition des minéraux argileux (groupe du kaolin surtout) comme produit d'altération des grains non stables, notamment les feldspaths, et de la matrice primaire pélitique des grès, séparation du fer et formation des oxydes de fer souvent à faciès de gel. Ces derniers imprègnent et remplacent graduellement la matière argileuse néoformée qui tapisse les interstices des grès donnant le ciment limonistique cryptocrystallin. Au début de l'enrichissement, l'association matière argileuse-oxydes de fer est évidente.

— Formation de façon dispersée des micronodules de plus en plus nombreux dans la masse argileuse et l'agrandissement de leur taille. Dans les grès grossiers, l'apparition et le développement des micronodules sont plus actifs au contact des grains clastiques qui marquent une discontinuité du milieu géochimique. Leur assemblage y détermine la formation du ciment pelliculaire. Dans les grès nodulaires renfermant le ciment à caractère fondamental on remarque l'assemblage irrégulière des micronodules et l'apparition des amas de ciment micronoduleux apparemment homogène.

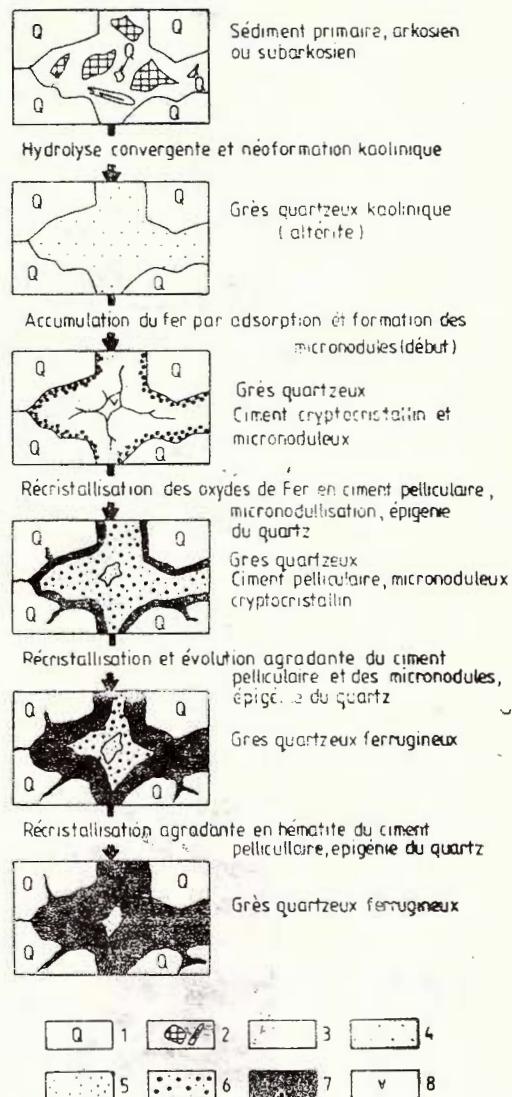
— Evolution des micronodules des ciments pelliculaire et micronoduleux consistant particulièrement en limonite à des oxydes de fer compactes de goethite, de lépidocrocite et d'hématite. Cette tendance est toujours plus poussée dans le ciment pelliculaire où l'on constate aussi l'apparition d'une manière ou d'autre des particules de fer composées (micropisolites, particules sémisphériques) et les pellicules à struc-



ture zonale. Dans le ciment micronoduleux, elle semble être moins marquée et chaotique de sorte que ces minéraux de fer forment des particules fines et des micropisolites rares.

Fig. 6. — Evolution de l'enrichissement en fer dans les grès grossiers.

1, grains détritiques de quartz et de quartzite ; 2, minéraux clastiques non stables (feldspath, mica) ; 3, matrice argileuse ou argilo-ferrugineuse et siltique ; 4, ciment kaolinique dominant ; 5, ciment cryptocrystallin consistant en oxydes de fer geliformes adsorbés dans la masse kaolinique ; 6, ciment micronoduleux (micronodules en gros points) ; 7, ciment pelliculaire consistant en goethite, lépidocrocite et/ou hématite ; 8, vide (pore).



Dans ce stade, les interstices sont sensiblement diminués, mais il reste encore une porosité tout à fait importante. En outre, dans les grès grossiers, le ciment ferrugineux se développe en direction centripète. Le ciment pelliculaire se développe au détriment du ciment micronoduleux ou de celui cryptocrystallin. Une fois formée, l'évolution agrandante du ciment pelliculaire peut être directement liée au fer des

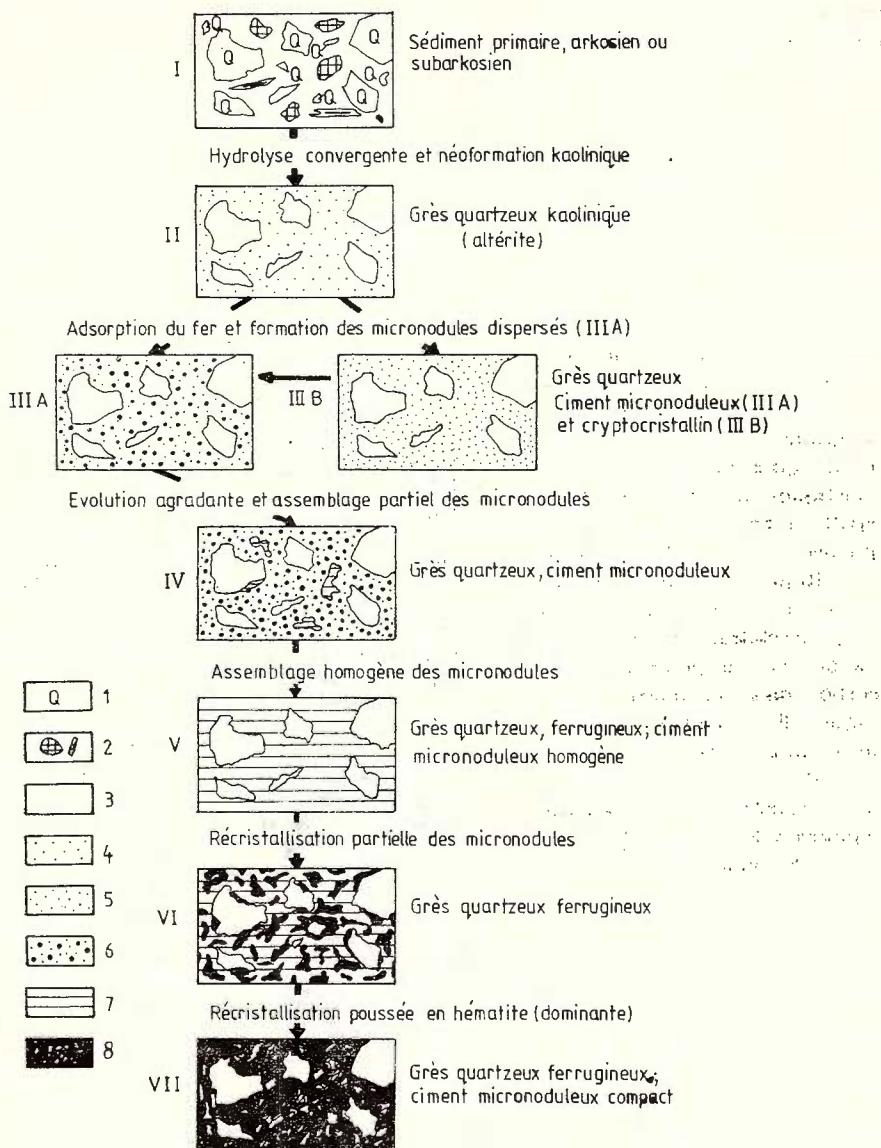


Fig. 7. — Evolution de l'enrichissement en fer dans les grès nodulaires.  
 1, grains détritiques de quartz et de quartzite ; 2, minéraux élastiques non stables (feldspath, mica) ; 3, matrice argileuse ou argilo-ferrugineuse et siltique ; 4, ciment kaolinique dominant ; 5, ciment cryptocrystallin consistant en oxydes de fer geliformes adsorbés dans le ciment kaolinique ; 6, ciment micronoduleux (micronodules en gros points) ; 7, ciment micronoduleux homogène ; 8, ciment micronoduleux récrystallisé en goethite, lépidocrocite et/ou hématite.

fluides interstitieux, tandis que celle des ciments micronodulaire et cryptocristallin exige respectivement des phases intermédiaires argilo-ferrugineuse et argileuse.

— Transformation plus poussée des oxydes de fer en hématite et goethite compactes sous forme d'un ciment pelliculaire développé à structure zonale dans les grès grossiers et d'une masse micronoduleuse beaucoup plus homogène, consistant en mêmes minéraux dans les grès nodulaires et les croûtes ferrugineuses. C'est le stade le plus évolué de l'enrichissement en fer qui apparaît dans le minerai „éluvionnaire“ et localement dans celui en place affleurant dans la bordure du plateau.

Il en résulte une relation positive entre la composition minéralogique, la teneur en fer et l'importance des ciments ferrugineux dont celui pelliculaire est souvent le plus évolué. La teneur en fer la plus forte correspond aux ciments pelliculaires et micronoduleux compacts et développés, consistant essentiellement en hématite et goethite. En revanche, la teneur plus faible concorde avec le ciment cryptocristallin (limonitique).

Les structures pétrographiques primaires des grès ont influencé d'autre part la néoformation ferrugineuse, conduisant à la formation principalement sélective du ciment pelliculaire dans les grès grossiers et du ciment micronoduleux dans les grès nodulaires et les croûtes gréseuses!

L'enrichissement plus fort en fer est lié au minerai éluvionnaire et à celui en place affleurant dans la zone bordière du plateau (sommet) où la séquence minéralisée est la plus développée.

#### GENÈSE DES MINERAIS DE FER ; INTERPRÉTATIONS ET CONCLUSIONS

L'enrichissement supergène en fer sur grès est le produit d'un ensemble de facteurs qui règlent généralement l'altération en milieu tropical.

##### Origine du fer

Le fer des grès ferrugineux est lié sans doute aux sédiments de nature latéritique ou contenant des minéraux de fer (paléoplacer ?) accumulés dans la région du gisement. Mais les structures pétrographiques de ces grès ne montrent pas des indices évidents concernant l'existence de tels sédiments.

En conséquence, deux sources principales semblent être à l'origine du fer. D'une part, il s'agit du fer allochtone présent dans la matrice argilo-ferrugineuse (latéritique) assez développée des sables roux qui, par mobilisation et migration (verticale surtout), s'est concentré dans les horizons sous-jacents. D'autre part, c'est le fer, éventuellement de la fraction argilo-ferrugineuse et des minéraux de fer détritiques des horizons ferrugineux, qui s'accumule par mobilisation et néoformation généralement sur place.

On peut ajouter également la dégradation plus ou moins forte des horizons ferrugineux qui a pour effet la remobilisation partielle



du fer, sa migration et sa concentration aux niveaux sous-jacents (voir aussi Nahon et Millot, 1977 ; Leprun, 1977).

Dans le minerai „éluvionnaire“, le fer est enrichi par l'altération des éboulis, c'est-à-dire par la dissolution de la kaolinite et du quartz, l'évacuation de la silice et de l'aluminium et la redistribution en direction centripète du fer. Ce phénomène est accompagné par la diminution du volume des éboulis.

### Dissolution, migration, concentration

La nature et le faciès des horizons ferrugineux et des roches encaissantes peuvent montrer les conditions générales de leur formation (voir aussi James, 1966 ; Tardy, 1969).

Pendant le Néogène et le Pléistocène ces conditions étaient favorables à l'altération latéritique et l'enrichissement en fer. Ce sont en particulier le climat de type tropical, chaud alternativement humide et sec permettant l'hydrolyse des minéraux et la concentration des solutions par évaporation, la topographie de la région et la nature détritique des roches conduisant à un bon drainage et par conséquent à un milieu oxydant, la matière organique abondante dont la minéralisation maintenait un milieu acide dominant et la composition minéralogique primaire des sédiments renfermant une fraction importante de grains non stables.

Au début, l'altération est caractérisée notamment par l'hydrolyse différentielle mais convergente des silicates qui règle l'évacuation des éléments mobiles, alcalins et alcalino-terreux surtout en solution vraie, et la séparation de l'aluminium et du fer peu mobiles au sommet de la formation d'Andranoabo.

En même temps, la silice dissoute s'est alliée principalement avec l'aluminium participant ainsi à la néoformation kaolinique. Cette phase minérale dominante, mais éphémère, peut être expliquée par le fait que le produit de solubilité de la kaolinite est atteint avant celui de la gibbsite, la quantité de silice fournie aux solutions étant suffisante (Fritz, 1975). Une certaine quantité de silice est éventuellement évacuée hors de la séquence ou rarement entraînée à la formation de la calcédoine.

La matière kaolinique peut rester sur place occupant l'espace des minéraux hydrolysés ou être redistribuée dans la séquence. Il s'agit de sa migration verticale et latérale principalement en suspension (colloides, particules fines) et sous forme de complexes organo-métalliques, notamment au cours des crues, et de son accumulation fréquemment sous forme de gels argileux qui tapissent ou comblent les interstices (voir aussi Tardy, 1969).

Dans cette étape, l'altération a également pour effet des phénomènes de tassement et des changements de la structure pétrographique des roches détritiques ; les arkoses et les subarkoses sont transformées en arénites quartzeuses plus ou moins kaoliniques.

La kaolinite et le fer peuvent migrer et s'accumuler conjointement ou de façon indépendante et successive mais en général par les



mêmes mécanismes. Cependant le fer ( $\text{Fe}^{3+}$ ) s'accumule particulièrement par l'intermédiaire de la masse kaolinique, d'abord par adsorption et ensuite probablement par substitution des ions d'aluminium hexacoordinés de la kaolinite. En outre, le fer peut migrer d'une manière active dans la masse kaolinique de sorte que sa concentration se développe en direction centripète à partir de la bordure des interstices, donnant ainsi une distribution zonale des ciments : pelliculaire — micronoduleux — cryptocristallin.

En effet, il s'agit d'une destabilisation de la kaolinite, dont les constituants (Al et Si) sont évacués plus loin pouvant participer de nouveau à la néoformation kaolinique, et de la concentration du fer. Compte tenu de l'équilibre minéraux/solutions (Norton, 1973), il en résulte que la dissolution de l'aluminium et l'accumulation du fer sont réglées par des conditions très oxydantes ( $\text{Eh} > 0,4$ ) et acides ( $\text{pH} < 4$ ) réalisées par l'aération correspondante du milieu oral et la minéralisation rapide d'une matière organique abondante.

L'influence de ces conditions est toutefois de plus en plus diminuée et fluctuante en profondeur, de sorte que la concentration du fer y est plus faible et non uniforme. D'autre part, le caractère communiquant ou plus ou moins isolé des pores donne des microconditions variées où le jeu des paramètres d'altération déterminent la voie et la vitesse d'enrichissement en fer. C'est ainsi que l'on peut expliquer la manière assez différente d'association fer — kaolinite et de néoformation ferrugineuse dans le même échantillon.

Dans les stades ultérieurs, les mêmes conditions d'altération mènent d'une part à l'enrichissement graduel en fer accompagné par le développement du ciment pelliculaire dans les grès grossiers et l'uniformisation de celui micronoduleux dans les grès nodulaires et les croûtes, gréseuses et d'autre part à la pénétration du fer de plus en plus bas dans la séquence.

Les constituants de la kaolinite dissoute peuvent migrer et participer à la néoformation kaolinique dans les grès situés au-dessous de la séquence ferrugineuse. La kaolinite piégée dans les grès ferrugineux se réorganise souvent de façon agrandante.

Les conditions en général acides et, très oxydantes conduisent à l'enrichissement plus fort en fer du minerai „éluvionnaire“ accompagné par la diminution du volume des éboulis. Mais il s'agit uniquement de la ségrégation plus poussée du fer, de la kaolinite et du quartz hérités de la cuirasse précédemment formée.

### Néoformation ferrugineuse

L'accumulation du fer est accompagnée par la néoformation ferrugineuse qui a pour effet l'apparition des hydroxydes et des oxydes de fer sous forme de limonite (minéral complexe et cristallochimiquement mal défini), probablement la ferrihydrite, la goethite, la lépidocrocite et l'hématite. Dans certaines cuirasses de l'Afrique de l'Ouest on a constaté que la goethite et l'hématite peuvent renfermer des moles d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  de substitution (Nahon, Millot, 1977).



La néoformation ferrugineuse a généralement un caractère polaire complexe dominé par la tendance de la formation de l'hématite à partir de la limonite et par l'intermédiaire de la goethite et de la lépidocrocite.

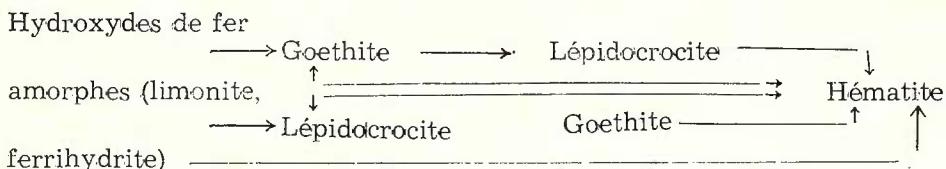
La genèse des minéraux de fer commence dans la plupart des cas par l'apparition de la limonite imprégnant par adsorption la matière kaolinique, qui se concentre ensuite en micronodules consistant au début probablement en kaolinite ferrisée. Pendant ce stade, la ferrihydrite peut apparaître éventuellement par l'activité bactérienne. En milieu fort oxydant, ce minéral non stable peut se transformer spontanément en hématite (selon Chukhrov et al., 1973).

L'apparition, l'agradation et la transformation des autres minéraux de fer sont liées aux conditions encore peu connues mais particulièrement déterminées par un potentiel d'oxydoréduction élevé. Les hydroxydes amorphes et cristallins sont destabilisés (par deshydratation surtout) et le fer précipite probablement par l'intermédiaire d'un micro-système de dissolution — précipitation sous forme d'autres minéraux plus stables dès que leur produit de solubilité est atteint. Une fois formés, ces minéraux peuvent se développer en milieu correspondant par la précipitation du fer des solutions périodiquement renouvelées dans le système poral.

En général, la goethite et la lépidocrocite représentent des phases minérales intermédiaires et communes dans les conditions oxydantes normales. Pour Schwertmann et Taylor (1973) l'apparition de la lépidocrocite exigerait  $\text{Fe}^{2+}$  et une concentration faible en  $\text{CO}_2$ . En milieu plus chaud et alcalin ce minéral recristallise en goethite via solution.

L'hématite se forme dans des conditions oxydantes extrêmes à partir de tous les minéraux de fer ci-dessus mentionnés et généralement par les mêmes mécanismes.

Les relations entre les minéraux de fer suggèrent la séquence de néoformation suivante :



Le jeu des paramètres physico-chimiques du milieu poral est à l'origine de la distribution souvent zonale des minéraux de fer dans le ciment pelliculaire, les micropisolites et les particules semisphériques. Elle marque en effet le caractère variable et discontinu de la néoformation ferrugineuse.

**Remerciements.** Je suis reconnaissant aux autorités malgaches et au Bureau du P.N.U.D. d'Antananarivo d'avoir accepté la publication des résultats scientifiques du projet. Je remercie aussi mes collègues malgaches et toutes les personnes du Service Géologique de Madagascar pour leur concours donné d'une manière ou d'autre à la réalisation de ce projet ; ils ont su y créer une excellente ambiance de travail.



## BIBLIOGRAPHIE

- Battistini R. (1964) Etude géomorphologique de l'extrême Sud de Madagascar. Thèse 636 p., Ed. Cujas, Paris.
- Besairie H. (1948) Recherches géologiques à Madagascar (deuxième suite). L'Extrême Sud et le Sud-Sud-Est, Premier vol., 127 p., Archives Bureau Géol., A. 285, Tananarive.
- (1973) Les diverses interprétations du socle malgache. 18 p., Archives Serv. Géol., 188, Tananarive.
- Collignon M. (1971) Géologie de Madagascar. I. Les terrains sédimentaires. *Ann. Géol. Madagascar*, XXXV, 463 p., Tananarive.
- Bocquier G. (1976) Synthèse et perspectives ; Migration et accumulation de l'aluminium et du fer. *Bull. Soc. géol. France* (7), XVIII, 1, p. 69-74, Paris.
- (1979) Les structures d'accueil et les mécanismes d'accumulation de matière dans les paysages. Modèles expérimentaux correspondants. *Sci. Géol. Bull.*, 53, p. 19-21, Strasbourg.
- Boulanger J. (1956 a) Les gîtes de fer de la région Sud de Bétioky (zone économique de la Sakoa). 14 p., Archives Serv. Géol., A. 1012, Tananarive.
- (1956 b) Les gîtes de fer de la région Sud de Bétioky (Madagascar). *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, LXXIX, p. 562-566, Paris.
- Chukhrov F. V., Zvyagin B. B., Ermilova L. P., Gorshkov A. I. (1973) New Data on Iron Oxide in the Weathering Zone. *Proc. Internat. Clay Conf., Madrid* 1972, p. 333-341, Madrid.
- Colcanap J. (1907) Notice géologique sur le Cercle de Mahafaly (Sud-Ouest de Madagascar). Archives Serv. Géol., 25 p., Tananarive.
- Dudan R. (1960) Gisement de grès ferrugineux Ambatry-Bétioky. Rapport spécial de reconnaissance préliminaire. *B.R.G.M.*, 22 p., Archives Serv. Géol., B.M. 60/8, Tananarive.
- Fritz B. (1975) Etude thermodynamique et simulation des réaction entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. Thèse. *Sci. Géol. Mém.*, 41, 152 p., Strasbourg.
- Hottin G. (1976) Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar. *Bull. B.R.G.M.*, (2), IV, 2, p. 117-153, Paris.
- James H. L. (1968) Chemistry of the Iron-rich Sedimentary Rocks. Data of Geochemistry. *Sixth Edition, Geol. Survey, Prof. Paper* 440-W, p. 1-61, Washington.
- Kleiber J. (1964) Les grès ferrugineux d'Ambatry-Bétioky (Sud de Madagascar). *C. R. Semaine Géol.*, 1964, p. 129-132, Tananarive.
- Laplaine L., Bussiere P. (1956) Etude des grès ferrugineux de Bétioky, Mission Boulanger 1956. Lab. 34 — Lab. Denver, 3 p., Archives Serv. Géol., Tananarive.
- Lelong F., Tardy Y., Grandin G., Trescases J. J., Boulange B. (1976) Pedogenesis, Chemical Weathering and Processes of Formation of some Supergene Ore Deposits (p. 93-173), in : *Handbook of Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits*, K. H. Wolf Ed., 3, 353 p., Elsevier, Amsterdam.
- Leprun J. C. (1977) Géochimie de la surface et formes du relief. IV. La dégradation des cuirasses ferrugineuses. Etude et importance du phénomène pédologique en Afrique de l'Ouest. *Sci. Géol. Bull.*, 30, 4, p. 265-273, Strasbourg.



- Nahon D., Millot G. (1977) Géochimie de la surface et formes du relief. V. Enfoncement géochimique des cuirasses ferrugineuses par épigénie du mantenu d'altération des roches mères gréseuses. Influence sur le paysage. *Sci. Géol. Bull.*, 30, 4, p. 275-282, Strasbourg.
- Murdock T. G. (1961) Grès ferrugineux de Bétioky. Rapport Minier, 8, 16 p., Archives Serv. Géol., A. 1862/8, Tananarive.
- Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. (1972) Sand and Sandstone. 618 p., Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York.
- Pop Gr. (1976) Gisements de fer de Bétioky et de Bekisopa. Rapport sur l'état de connaissance des gisements. 10 p., Archives Serv. Géol., P.N.U.D., Tananarive.
- (1978 a) Rapport sur l'état du projet MAG 75/001, 8 p., Archives Serv. Géol., P.N.U.D., Antananarivo.
  - (1978 b) Etude du gisement de fer de Bétioky. Rapport technique 1 (Projet MAG/75/001). 80 p., Archives Serv. Géol., P.N.U.D., Antananarivo.
  - (1978 c) Etude des gisements de fer de Bétioky et de Bekisopa. Rapport sur les résultats, conclusions et recommandations du projet (MAG/75/001), 25 p., Archives Serv. Géol., P.N.U.D., Antananarivo.
- Schwertmann U., Taylor R. M. (1973) The transformation of Lepidocrocite to Goethite. Proc. Internat. Clay Conf., Madrid 1972, p. 343-350, Madrid
- Tardy Y. (1969) Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 31, 199 p., Strasbourg.

### EXPLICATION DES PLANCHES

#### Planche II

- Fig. 1. — Grès quartzeux ferrugineux, grossier (mineraï en place). a) quartz souvent fissuré ; b) ciment pelliculaire goethitique et hématitique ; c) ciment cryptocrystallin limonitique. Besokaka, Nicols parallèles, éclairage oblique.
- Fig. 2. — Grès quartzeux grossier et à grain moyen faiblement ferrugineux. a) quartz ; b) ciment pelliculaire ; c) ciment cryptocrystallin limonitique. Besokaka (puits 1, profil 2). Nicols parallèles, éclairage oblique.
- Fig. 3. — Grès quartzeux ferrugineux, grossier. a) quartz ; b) ciment pelliculaire goethitique-hématitique ; c) ciment cryptocrystallin limonitique. Ouest de Besakoa-Sud. Nicols parallèles, éclairage oblique.
- Fig. 4. — Grès quartzeux ferrugineux, nodulaire. a) quartz ; b) ciment micro-noduleux développé ; c) ciment cryptocrystallin limonitique relique. Analamisaka. Nicols parallèles, éclairage oblique.

#### Planche III

- Fig. 1. — Ciment cryptocrystallin limonitique (a) renfermant des micronodules assemblés (détail Pl. II, Fig. 4). Nicols parallèles, éclairage oblique.
- Fig. 2. — Grès quartzeux ferrugineux, nodulaire. a) quartz ; b) ciment micro-noduleux homogène. Besokaka. Nicols parallèles, éclairage oblique.



Fig. 3. — Grès quartzzeux ferrugineux, grossier (éluvions). a) quartz ; b) ciment pelliculaire hématitique-goethitique à structure zonaire. Vohitsofy. Nicols parallèles, éclairage oblique.

Fig. 4. — Particules sémisphériques (b) à structure concentrique consistant en hématite, goethite et lépidocrocite formées sur le quartz (a) (détail fig. 3). Nicols parallèles.

#### Planche IV

Fig. 1. — Ciment pelliculaire réniforme dans les grès grossiers consistant en hématite et lépidocrocite (a) et goethite (b). La structure zonaire est marquée également par des impuretés opaques. Nord d'Andranoabo. Section polie, nicols parallèles, immersion dans l'huile.

Fig. 2. — Ciment pelliculaire remplissant complètement l'espace poral dans des grès grossiers. a) hématite ; b) goethite. Section polie, nicols parallèles, immersion dans l'huile. Nord d'Andranoabo.

Fig. 3. — Ciment pelliculaire hématitique (a) et goethitique (b) à structure zonaire dans les grès grossiers (éluvions). Nord d'Andranoabo. Section polie, nicols parallèles, immersion dans l'huile.

Fig. 4. — Ciment pelliculaire à structure zonaire constitué d'hématite (a) et de goethite (b). Grès grossier éluvionnaire Vohitsofy. Section polie, nicols parallèles, immersion dans l'huile.

#### Planche V

Fig. 1. — Ciment micronoduleux partiellement recristallisé en hématite (a) dans les grès nodulaires. Ouest de Besokaka. Section polie, nicols parallèles, immersion dans l'huile.

Fig. 2. — Ciment micronoduleux recristallisé en hématite (a) qui renferme des aires irrégulières et micronodules de lépidocrocite (b) dont les bordures consistent en goethite (c). Sud d'Andranotakatra. Section polie, nicols parallèles, immersion dans l'huile.

Fig. 3. — Ciment micronoduleux recristallisé en hématite (a) lépidocrocite (b) et goethite (c) dans les grès nodulaires éluvionnaires. Vohitsofy. Section polie, nicols parallèles, immersion dans l'huile.

Fig. 4. — Ciment micronoduleux essentiellement hématitique (a) contenant des micropisolites reliques (b) et micronodules non recristallisés (c) dans les grès nodulaires „éluvionnaires“. Ouest de Besakoa Sud. Section polie, nicols parallèles, immersion dans l'huile.





Institutul Geologic al României



## GISEMENT DE FER DE BETIOKY

## CARTE GÉOLOGIQUE

Rédaction: GR. POP et RAKOTONDRAZOA

0 1 2 km.

## LEGENDE

## Formations sédimentaires

- QUATERNAIRE: 1. Alluvions-colluvions; 2. éboulis de grés ferrugineux (distribution générale)
- QUATERNAIRE NEOGENE?: q+N. Sables roux
- NEOGENE?: Formation d'Andranobabo (1horizon de grés grossiers et microconglomératiques plus ou moins ferrugineux; 2. répartition probable sous les sables roux)
- NEOGENE?: Formation d'Andranobabo (1grès arkosiens localement ferrugineux aux niveaux terminaux; 2Formation d'Andranobabo non différenciée)

- PALEOGENE: PG. Calcaires de Mahafaly

- MAESTRICTIEN: ma. Grès calcaires d'Ambatry

- JURASSIQUE INF. (KAROO): J.(K). Groupe d'Isalo (Isalo II) (grès arkosiens et siltites)

- PERMIEN-TRIASIQUE (KAROO): P+T(K). Groupe de Sakamena (inférieur et moyen) (grès, siltites, shales, micrites)

- Socle cristallin: PRECAMBRIEN (1100 ± 200 MA) Série d'Ampanihy (gneiss, leptynites, amphibolites, micaschistes, pyroxénos-wernerites, cipolins)

- Roches éruptives: CRETACE SUPERIEUR? Basaltes et labradorites.

- ..... Limite de transgression et à caractère transgressif
- Limite lithologique (par endroit à caractère transgressif)
- - - Limite de la zone éluvionnaire - colluvionnaire (éboulis de minéraux)
- - - Limite d'horizon minéralisé sous les sables roux
- - - Limite des grès arkosiens ± minéralisés sous les dépôts plus récents

- 0,5 Lignes isophales des sables roux (équidistance 0,50m)

- + Faille + compartiment surélevé - compartiment affaissé

- - - Faille supposée

- > Pendage

- Coupe géologique

- Pr1 Profil (ligne de puits et de tranchées)

- aP1 Puits

- T1 Tranchée

- O2 Sondages (1. exécuté; 2. projeté)

- ① J2 1.Sondages d'eau (positif); 2.Points d'eau

- ‡ Fossiles

- △ Point géodésique

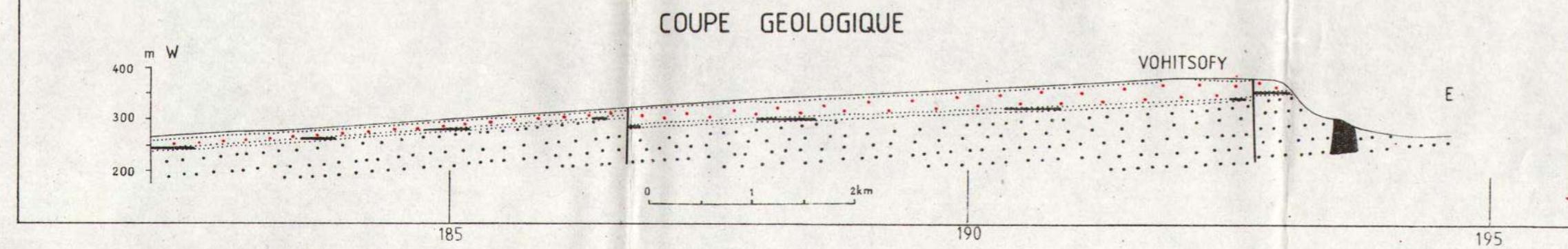
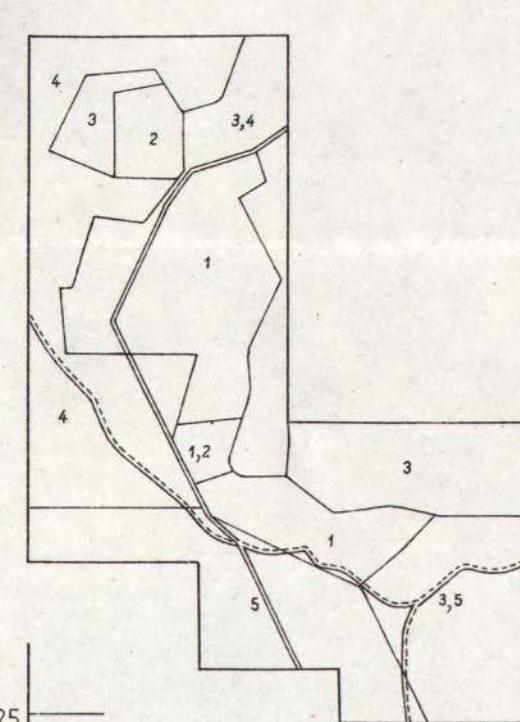
- Point coté

- - - Réseau hydrographique

- Route

- - - Piste

- Village



## 2. ZĂCĂMINTE

### GIEMENT DE FER DE BEKISOPA (MADAGASCAR). TECTONIQUE ET NATURE DES MINERAIS<sup>1</sup>

PAR

GRIGORE POP<sup>2</sup>

Iron ore. Magnetite. Eluvionar-lateritic ore. Limonite. Goethite. Lepidocrocite. Hematite. Martite. Maghemite. Supergene alteration. Tectonic control. Precambrian. Madagascar.

#### Abstract

The Iron Ore from Bekisopa (Madagascar). Ore Tectonics and Nature. Within the ore zone there are two Precambrian metamorphic series; the Gneissic series and the Vohimena series (calco-magnesian). In the upper part of the Vohimena series, the Ambatomainty formation (ferriferous) is located, comprising the magnetite mineralization. It is formed of phlogopitic, pyroxenic, amphibolitic, carbonatic, gneissic and ultrabasic rocks. The ore tectonics is characterized by the thrusting of the Gneissic series over the Ambatomainty formation and the Vohimena series. In spite of the previous interpretation, this tectonics shows that the magnetite mineralization is by far more extended in depth. The ore comprises two main types of ore: a primary one formed of magnetite more or less enriched in secondary iron oxi-hydroxides near surface and another eluvionar-lateritic, made up of ferriferous laterites (> 40% Fe) and eluvionar debris (blocks, dales, pebbles) of primary ore containing secondary iron oxi-hydroxides (limonite, goethite, lepidocrocite, hematite, martite, maghemite). The primary ore has an evident stratiform character. Its genesis can be connected to contact-metasomatic phenomena, to metasedimentary or to exhalative-sedimentary ones. The eluvionar-lateritic ore is formed by supergene weathering of the primary ore and of other rocks of the Vohimena series. The peculiar character of this deposit allows to designate it as a new type, the "Bekisopa type" of iron deposits.

<sup>1</sup> Reçue le 15 Mai 1981, acceptée pour être communiqué et publiée le 20 Mai 1981, présenté à la séance du 29 Mai 1981.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.



Le socle malgache renferme plusieurs gisements et indices de fer représentant particulièrement des „iron-formations“ de type „quartzite à magnétite“ ou bien „itabirite“ dont le faciès est assez commun dans le domaine gondwanique.

Le gisement de fer de Bekisopa (Ambatomainty) montre cependant un caractère singulier de sorte qu'il ne peut pas être assimilé aux types classiques ou aux types plus récemment acceptés dans la géologie du fer. C'est pour cette raison qu'il pourrait signifier un nouveau type de gisement de fer ici séparé sous le nom de „type Bekisopa“.

Si certains aspects du gisement sont connus d'une manière satisfaisante, notamment la tectonique de la zone minéralisée, la distribution et la nature des minéraux, d'autres problèmes liés principalement à l'origine du minerai primaire restent encore à préciser. En conséquence, des données complémentaires d'ordre pétrographique, minéralogique et géochimique concernant l'ensemble de ce gisement en sont nécessaires.

C'est ainsi que la présente note cherche à relever les résultats récemment acquis concernant la tectonique du gisement et la nature des minéraux. Ce sont également deux aspects très importants du point de vue économique. Des études complémentaires sont en cours.

#### GÉNÉRALITÉS

Le gisement de fer de Bekisopa est localisé à la bordure sud-ouest des Hauts-Plateaux à 125 Km à l'ouest-sud-ouest de Fianarantsoa, dans une région très isolée et éloignée des voies principales de communication (fig. 1).

Située entre les rivières Mananantana au nord et Zomandao au sud, la région du gisement apparaît dans la zone d'un ensemble montagneux subdivisé en deux chaînes cristallines parallèles à direction nord-nord-ouest — sud-sud-est. La zone intermédiaire faiblement déprimée (environ 850 m) forme un plateau en pente douce vers le sud. C'est dans cette zone (Ambatomainty) que le gisement de fer est localisé à 7 Km à nord-ouest du village de Bekisopa.

Dans l'aire du gisement, les faisceaux principaux de minerai de fer, souvent enrichis en surface, déterminent des petites crêtes de même direction que l'ensemble montagneux, recoupées par des ruisseaux généralement dépourvus d'eau pendant la saison sèche.

Le climat y est sub-humide de type tropical, caractérisé par une saison sèche et fraîche et une saison humide et chaude.

La pluviosité est en général réduite durant la saison humide et le régime thermique est celui des Hauts-Plateaux, mais influencé, dans une certaine mesure, par le climat plus chaud de la côte ouest.

#### ANCIENS TRAVAUX

Signalé par Besairie en 1933, le gisement de fer de Bekisopa a été revu plus tard, en 1955, par Embberger lors d'une révision de la carte géologique de la région.



Au cours des années 1958 à 1961, on a entrepris des recherches détaillées sur ce gisement par levés géologiques à grande échelle (1/5.000), travaux miniers de surface et sondages dans la zone de l'indice principal et des prospections régionales en vue de mettre en évidence des nouveaux indices éventuels (Fournié, 1960, 1962, 1963).

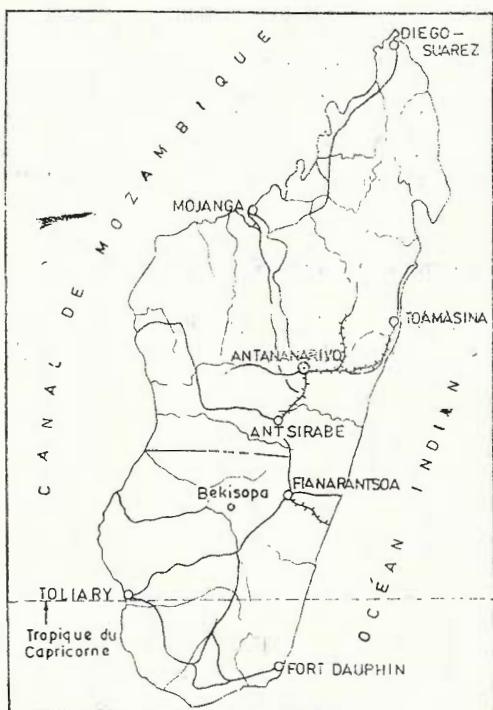


Fig. 1. — Gisement de fer de Bekisopa à Madagascar.

On a ainsi remarqué l'extension de l'indice principal sur 6 Km environ, du nord au sud, et certains indices de quartzite à magnétite dans la zone Ambondrobo-Analandrehana à l'ouest de Bekisopa. Le tonnage des minerais a été estimé à 10 millions de tonnes reconnus à 60% Fe de minerai superficiel et à 60 millions de tonnes probables de minerai primaire titrant de 30 à 35% Fe.

En même temps, Besairie et Delbos (1959) ont effectué quelques rapides investigations afin de préciser la constitution pétrographique des minerais de fer et des roches encaissantes.

D'autres études concernent les possibilités d'exploitation du gisement (Saint-Claire Deville, 1959), les relations entre les roches filonniennes et la minéralisation en fer (Heurtebize, 1964) et l'origine du minerai primaire (Bouladon, 1971, in Hottin, 1976).

Des études géologiques complémentaires et des prospections magnétiques ont été effectuées en 1971 par Rasoamahenina et Andriamahefamanana consistant à préciser l'extension des grands amas de Bekisopa.

Enfin, l'étude du gisement a été reprise en 1975 dans le cadre du projet MAG/75/001 à l'assistance du P.N.U.D. Les résultats scientifiques et techniques ont fait l'objet de plusieurs rapports (Pop, 1976a, b, 1977, 1978a, b, c).

### GÉOLOGIE DU GISEMENT

Dans son ensemble, la zone du gisement est constituée par deux séries métasédimentaires (Série gneissique et série de Vohimena renferment à sa partie sommitale la minéralisation de fer), des roches granitoides, des roches filonniennes, des roches basiques et ultrabasiques et des formations sédimentaires superficielles (latérites, éluvions, alluvions).

### Formations et faciès

*Série gneissique.* Cette série constitue un ensemble lithologique relativement homogène représenté par des gneiss à biotite, sillimanite

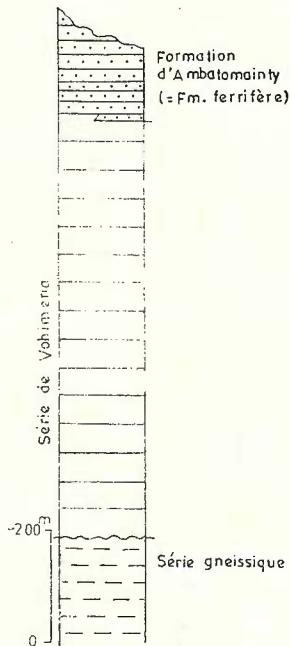


Fig. 2. — Séries para-métamorphiques dans la zone du gisement de fer de Bekisopa.

et cordiérite passant à des migmatites gneissiques et localement à des granites gneissiques (Fournié, 1963). Il renferme des lentilles et niveaux de quartzites vitreuses et rarement des petits bancs d'amphibolite et de pyroxénites (fig. 2).

D'après les données existentes, la Série gneissique appartiendrait à un cycle de sédimentation de l'Archéen ou du Précambrien inférieur



ou moyen. En fait, elle a été affectée par plusieurs épisodes orogéniques [shamvaien  $2600 \pm 200$  MA et (ou), éburnéen  $1650 \pm 250$  MA, kibérien  $1100 \pm 200$  MA et panafricain  $550 \pm 100$  MA] (voir Besairie, 1973 ; Hottin, 1976). Le métamorphisme de la série est de type Barrow B-2/3 (Bazot et al., 1971).

*Série de Vohimena.* La série précédente est surmontée par une puissante série calco-magnésienne consistant en cipolins, quartzites, amphibolites, pyroxéno-amphibolites, pyroxénites, paragneiss et d'une manière subordonnée, en wernérites et plagioclasites. Ces roches apparaissent sous forme de couches et de lentilles d'épaisseur différente et s'associent de façon très variée (voir Fournie, 1962, 1963 ; Ratonanahary, 1970 ; Bousteck, 1971).

Dans l'ensemble, les séquences formées de cipolins, de paragneiss (à sillimanite), et de quartzites se trouvent fréquemment dans la partie inférieure de la série tandis que celles constituées d'amphibolo-pyxoxénites, de quartzites ou de gneiss apparaissent souvent dans sa partie supérieure. Des orthoamphibolites stratiformes ou d'aspect massif ont été signalées dans la région.

Dans la zone du plateau Ambondrobo-Analandrehoma (à l'ouest de Bekisopa), des quartzites à magnétite apparaissent sous forme de lentilles et de niveaux interstratifiés d'épaisseur métrique (Fournie, 1962 ; Rasoa Mahenina, 1971). Elles y donnent des anomalies magnétiques parfois assez importantes (Andriamahefamanana, 1971 ; Pop, 1978c).

La série de Vohimena est rapportée au Précambrian inférieur ou moyen et montre également un métamorphisme du type B-2/3. Cependant elle serait séparée de la Série gneissique au moins par une phase tectonique (voir Besairie, 1973 ; Hottin, 1976).

*Formation d'Ambatomainty.* Elle forme un ensemble lithologique original au sommet de la série de Vohimena caractérisé par la présence de la magnétite, l'abondance des roches micacées phlogopitiques et l'absence des quartzites (fig. 2).

Connue aussi sous le nom de „formation ferrifère“, cette formation présente cependant une constitution pétrographique complexe et des variations verticales et latérales notables, dont l'affinité pour la série de Vohimena est évidente. Les relations stratigraphiques entre les deux formations sont marquées par une limite en général complexe qui montre souvent des passages latéraux.

Au sein de la formation d'Ambatomainty, on observe une pluralité de structures pétrographiques qui sont groupées ici en quelques types principaux de roches : micacées, pyroxéniques, amphiboliques, carbonatées, gneissiques et ultra-basiques.

Les roches micacées forment des lentilles, des niveaux ou des intervalles d'épaisseur très variée. Consistent essentiellement en phlogopite, elles contiennent accessoirement la magnétite, le pyroxène (diopside, augite), l'amphibole (hornblende, actinote), les spinelles, les humites, la scapolite et très rarement l'apatite. Le pyroxène est souvent fortement altéré en antigorite (bastite).



La magnétite y apparaît le plus souvent en grains fins, isolés, ou, plus ou moins assemblés (50 à 100  $\mu$  environ le diamètre). On remarque une relation positive entre la proportion des minéraux ferro-magnésiens et la teneur en magnétite de sorte que les roches surmicaées typiques sont faiblement minéralisées ou bien stériles.

Les pyroxénites et les pyroxéno-amphibolites forment habituellement des bancs interstratifiés d'épaisseur métrique et sont constituées essentiellement de diopside et de minéraux accessoires divers : magnétite, phlogopite, scapolite, hornblende, épidoite, apatite, spinelles, grenat, etc. Le pyroxène est souvent serpentiniisé en bastite et parfois ouralitisé.

D'une manière très subordonnée, ces roches renferment des plagioclasites litées à andésine, pyroxène (hédenbergite, clinoenstatite), scapolite, hornblende verte, épidoite, grenat (spersartite) sphène, magnétite (rare à abondante) et quartz (très rare) et localement des wernérites à andésine.

Les amphibolites se présentent en bancs et lentilles interstratifiés de puissance décimétrique ou métrique et consistent en hornblende, actinote, andésine, pyroxène (diopside, augite) souvent serpentiniisé ou ouralitisé, magnétite (rare à commune), très rarement cordiérite, scapolite, épidoite, zircone, tourmaline, rutile et phlogopite.

Les amphibolites particulièrement à augite pourraient signifier des orthoamphibolites.

Les roches carbonatées sont principalement calcitiques et contiennent de nombreux minéraux accessoires : diopside en cristaux souvent isolés, souvent altérés en bastite, phlogopite, hornblende prismatique, actinote aciculaire ou en baguettes allongées, forstérite, humites, magnétite, octaédrique, scapolite, trémolite, apatite, tourmaline, quartz et brucite. Dans quelques échantillons nous avons remarqué des structures d'algues calcaires.

Dans la même formation on observe des gneiss à biotite interstratifiés d'épaisseur métrique, renfermant parfois des petites lentilles de quartzites vitreuses. Ils sont soit stériles, soit faiblement minéralisés contenant également des minéraux ferro-magnésiens et de la phlogopite.

Des roches ultra-basiques sont signalées dans la formation d'Ambatomainty. Ce sont des péridotites grenues à pyroxène (clinoenstatite), spinelle verte et magnétite, et des serpentinites consistant en augite, serpentinite, résidu de péridot et magnétite (Besairie, Delbos, 1959).

*Roches filoniennes.* Elles sont constituées de pegmatites quartzofeldspathiques à tourmaline noire, tourmaliniques et phlogopitiques, de quartz pegmatoïde blanc ou rose et de quartz non pegmatoïde blanc.

*Formations sédimentaires.* Il s'agit de latérites communes et ferrifères, d'éboulis éluvionnaires (de mineraï, de quartzites et de roches filoniennes) et d'alluvions.



### Tectonique

*Relations entre la Série gneissique et de Formation d'Ambatomainty.* La tectonique de la région est généralement caractérisée par des unités anticlinales et synclinaires complexes de direction nord-nord-ouest — sud-sud-est. La tectonique souple est accompagnée souvent par des fractures verticales et subverticales plus ou moins importantes dont certains ont évolué à des chevauchements.

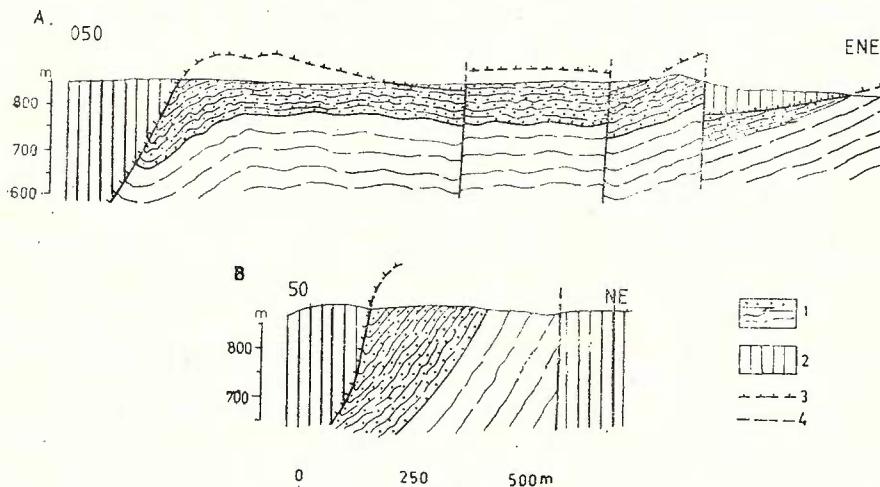


Fig. 3. — Coupes géologiques.

1, série de Vohimena, formation d'Ambatomainty (minéralisée) ; 2, série gneissique ; 3, chevauchement ; 4, faille.

Les anciennes données sur la tectonique du gisement montrent que dans sa partie sud la formation d'Ambatomainty (minéralisée) constitue une structure subtabulaire ondulée sous forme de synclinaux superficiels séparés par trois replis anticlinaux d'un ordre secondaire, obliquement disposés sur l'axe du synclinal principal de la Série gneissique. On a admis qu'il s'agit d'une remontée désharmonique du substratum gneissique. Vers la partie nord, la formation d'Ambatomainty forme un synclinal déversé vers l'est et de plus en plus redressé et resserré : son flanc occidental laminé disparaît progressivement sous le chevauchement de la Série gneissique (Fournie, 1962).

Récemment, on a constaté que la partie nord du gisement a été structuralement bien définie, tandis que sa partie sud comporte une tectonique tout à fait différente caractérisée par le chevauchement de la Série gneissique sur la formation d'Ambatomainty et la série de Vohimena (Pop, 1976b, 1977, 1978a, b, c) (fig. 3 ; pl. I).

Toutes les données existantes démontrent en effet que les aires gneissiques interprétées comme rides ne sont que des lambeaux de recouvrement (fig. 3 ; pl. I).

Au point de vue régional, les données disponibles montrent qu'à la hauteur de la partie sud du gisement la puissante série de Vohimena

(quelques centaines de mètres au minimum) forme une structure monoclinale assez régulière au pendage ouest. Dans l'aire du gisement, cette série et la formation d'Ambatomainty située à sa partie sommitale montrent une structure synclinale assez large. En conséquence il est difficile d'admettre une remontée de la série gneissique sous forme de petits horsts ou ridges plus ou moins allongés, parfois étonnamment isolés et situés au sommet des collines.

Le sondage S. 25 implanté dans une aire gneissique et fortement anomale (38.000 γ environ) située à l'extrême sud du gisement montre la séquence suivante de haut en bas :

0,0 à 2 m — Latérites

2,0 à 9,5 m — Gneiss à biotite (Série gneissique)

9,5 à 46,0 m — Formation d'Ambatomainty minéralisée.

En outre, le sondage S. 24 implanté à proximité des gneiss (flanc occidental du synclinal au pendage nord-est) a traversé 2 mètres de latéralites ferrifères et ensuite la formation d'Ambatomainty minéralisée jusqu'à 55 mètres de profondeur sans toucher le soubassement gneissique.

En raison de cette tectonique de chevauchement, en effet, plusieurs sondages d'environ 70 mètres de profondeur, implantés auparavant tout près du contact entre les mêmes formations, n'ont pas atteint le soubassement gneissique (voir Fournié, 1962).

Les mêmes relations tectoniques sont visibles dans certains puits (puits 15, ligne d'ouvrage 50 ; puits 12, ligne d'ouvrage 30) et affleurements où la Série gneissique surmonte d'une manière discordante la formation d'Ambatomainty (voir Pop, 1978b).

En général, la formation minéralisée plonge systématiquement vers les aires gneissiques qui se trouvent soit dans la partie axiale du synclinal, soit sur les flancs faillés de celui-ci. L'allure aberrante de ces apparitions gneissiques montre qu'elles représentent des vestiges d'une masse plus importante. De ce fait elles ne peuvent être interprétées comme intercalations dans la formation d'Ambatomainty qui sont, en revanche, très rares, toujours concordantes et d'épaisseur métrique.

Les aires gneissiques comportent habituellement un champ magnétique faible de 32.000 à 33.000 γ. Toutefois la carte magnétique montre des anomalies de 36.000 à 38.000 γ (valeurs pondérées) dans la zone de certains lambeaux gneissiques qui recoupent nettement leur contour. Il en résulte que non seulement les lambeaux gneissiques chevauchent la formation minéralisée, mais encore leur épaisseur est suffisamment réduite pour ne pas atténuer sensiblement l'intensité du magnétisme déterminé par les faisceaux minéralisés sous-jacents (fig. 3 A).

Le système disjonctif de la région est caractérisé par des fractures verticales et subverticales suivant deux directions principales :

— nord-nord-ouest — sud-sud-est parallèlement aux structures majeures de la région. C'est en effet le plan de chevauchement de la Série gneissique sur la formation d'Ambatomainty. D'autres fractures d'un ordre secondaire affectent les lambeaux de recouvrement de sorte qu'ils sont conservés sous forme de compartiments abaissés. Certaines roches filonniennes sont mises en place le long des fractures de même direction (pl. I).



— Grossièrement nord-est — sud-ouest. Ce sont des fractures qui ont contrôlé particulièrement la mise en place des roches filoniennes. Quelques fractures, dont certaines marquées par des roches filoniennes, affectent le plan principal de chevauchement et les lambeaux de recouvrement et y déterminent des décrochements apparents.

*Aspects tectoniques de la formation d'Ambatomainty.* Située dans la partie sommitale de la série de Vohimena, cette formation forme une structure synclinale assez large dans la partie sud du gisement. À la hauteur de la ligne d'ouvrage 52, une faille transversale semble limiter cette structure, de sorte que vers le nord il ne reste probablement que le flanc oriental progressivement redressé et resserré.

La nature généralement incomptente de la formation a déterminé son style tectonique. Il s'agit des plis d'un ordre secondaire orientés parallèlement à la structure majeure sous forme d'ondulations qui peuvent évoluer à des plis serrés et déversés vers l'est. Ils montrent globalement des mouvements de l'ouest à l'est, qui s'accordent avec la direction et le sens du chevauchement et de l'ensemble tectonique de la région.

Les roches compétentes interstratifiées (carbonatées, amphibolites, pyroxénites, minéral compact) sont souvent fracturées, boudinées et disloquées, ce qui détermine dans les roches encaissantes plus tendres (micacées) des déformations plus ou moins intenses et chaotiques. La tectonique disjonctive y peut donner des déformations semblables.

La formation minéralisée montre aussi une tectonique secondaire, gravitationnelle, due à l'évolution du paysage et au déchargeement par érosion surtout sur les versants plus inclinés.

Il en résulte que l'incompétence tectonique de cette formation a déterminé un „gradient“ de déformation plus élevé que dans les intervalles sous-jacents de la série de Vohimena.

On peut donc conclure que la minéralisation et le métamorphisme principal des séries paramétamorphiques de la zone du gisement sont antérieurs au chevauchement de la Série gneissique sur la formation d'Ambatomainty. La mise en place des roches filoniennes est principalement postérieure au chevauchement.

La tectonique de chevauchement prouvée par sondages montre que la formation d'Ambatomainty et ses faisceaux minéralisés sont développés en profondeur, de sorte que le potentiel économique du gisement est sensiblement plus important que celui estimé auparavant.

#### MINERAIS DE FER

Plusieurs indices de fer sont connus actuellement dans la région de Bekisopa. Il s'agit tout d'abord de l'indice principal qui fait l'objet du présent ouvrage et ensuite des quartzites à magnétite situées dans la zone Ambondrobe-Analandrehoma (à l'ouest et au sud-ouest du village Bekisopa) et des indices de magnétite localisés au sud de Manantanana (Belohandambo) (Fournié, 1962 ; Rasoamanahenina, 1971). La plupart de ces indices apparaissent dans la série de Vohimena qui



constitue un ensemble lithologique hétérogène mais très différencié dans la région de Bekisopa.

L'indice principal s'étend sur plus de 6 kilomètres du nord-nord-ouest au sud-sud-est suivant les structures majeures de la région.

On y distingue deux types principaux de minerais de fer : primaire et „éluvionnaire“-latéritique. D'origine différente, ces minerais présentent des faciès particuliers surtout en ce qui concerne le mode de gisement, la composition minéralogique et certains aspects chimiques et physiques.

### Distribution des minerais

*Minerai primaire.* À l'échelle du gisement, la minéralisation forme des faisceaux très allongés, allant de centaines de mètres à quelques kilomètres, d'épaisseur réelle variable (de quelques mètres à quelques dizaines de mètres).

Il existe des faisceaux minéralisés apparaissant d'une manière isolée dans la formation d'Ambatomainty et d'autres qui se ramifient en deux ou plusieurs branches ou se réunissent en un faisceau plus important.

Les relations entre les faisceaux minéralisés et les roches encaissantes sont également variées et complexes. La variation de l'épaisseur, par exemple, se réalise soit entre les mêmes limites stratigraphiques, soit par des passages latéraux graduels à des roches stériles. D'autre part, les limites des faisceaux sont souvent transitionnelles, marquées par des termes intermédiaires entre les roches minéralisées et celles stériles (< 20% Fe), et plus rarement nettes.

Au sein des faisceaux, la teneur en magnétite est aussi très variée, allant de niveaux ou de lentilles compactes (minerai riche ou très riche en fer) à des grains dispersés plus ou moins isolés dans les roches encaissantes (minerai pauvre ou très pauvre).

En général, les faisceaux minéralisés sont concordants aux roches encaissantes, si bien qu'ils présentent un mode de gisement stratiforme.

A l'échelle des faisceaux, le minerai montre une distribution encore plus variée. On y peut distinguer :

— Disséminations très variables des cristaux fins à grossiers de magnétite plus ou moins isolés dans les roches précédemment décrites, notamment dans les roches micacées contenant des minéraux ferromagnésiens. La magnétite y apparaît en cristaux intergranulaires, parfois automorphes, et plus rarement sous forme poeciloblastique (dans les pyroxénites surtout) (pl. II, fig. 1-4).

En outre, la magnétite disséminée s'organise généralement en intervalles, couches et lentilles d'un ordre secondaire où elle peut former des rubans, des niveaux et des laminae par endroit rythmiques, et rarement des amas irréguliers. Ils apparaissent le plus souvent dans le plan de la schistosité des roches encaissantes montrant ainsi une distribution évidemment concordante. La magnétite ainsi disséminée correspond en général aux minerais très pauvre à moyen.

— Couches et lentilles de minerai compact (magnétite), plus ou moins fissuré, localement pulvérulent, d'épaisseur allant de quelques



centimètres à quelques mètres. Elles représentent en effet les minerais riches et très riches d'une excellente qualité.

— Amas irréguliers de magnétite développée parfois en gros cristaux, qui se trouvent particulièrement dans des pyroxénites massives (puits 2, 3, 4, ligne d'ouvrage 59 ; puits 15, 16, ligne d'ouvrage 24). Ils sont assez rares et souvent associés à la magnétite disséminée. La teneur en magnétite y est variable (mineraï pauvre à riche).

— Filonets de magnétite recoupant les roches encaissantes. Ils sont très rares et se trouvent notamment dans des pyroxénites et des roches carbonatées. Les filonets consistent principalement en magnétite secondaire et ne montrent qu'une valeur scientifique.

*Mineraï éluvionnaire-latéritique.* Il consiste d'une part en galets, blocs et dalles de mineraï primaire riche ou enrichi et d'autre part en latérites ferrifères ( $> 40\%$  Fe) homogènes ou contenant des grains et/ou éboulis de mineraï ou d'autres roches (filonniennes surtout). Entre ces deux sous-types de mineraï il y a des termes intermédiaires. Il forme dans l'aire du gisement une véritable couche superficielle, plus ou moins développée, selon la surface topographique.

Les éboulis de mineraï (faiblement classés ou dépourvus de granoclassement) se trouvent habituellement à la surface où ils forment une couverture éluvionnaire d'épaisseur décimétrique à métrique. Il existe également des couches d'éboulis qui plongent dans les latérites, dont le pendage est parfois contraire par rapport à la pente actuelle, et d'autres interstratifiées dans celles-ci ou bien situées à leur partie basale.

La distribution latérale des éboulis de mineraï est liée tout d'abord à la présence des faisceaux minéralisés dans le substratum et puis à la pente des collines. C'est pour cette raison qu'ils apparaissent au sommet des collines plus aiguës et sur leurs versants. Plus la pente est forte, plus leur distribution dépasse latéralement l'aire des faisceaux de mineraï primaire.

Les latérites se trouvent souvent dans la partie inférieure de la séquence éluvionnaire surmontant ainsi la formation minéralisée.

On distingue des latérites formées sur place par l'altération du mineraï primaire et des latérites accumulées le long des pentes plus fortes. Les premières montrent une limite inférieure transitionnelle, passant aux roches seines par l'intermédiaire d'une zone de lithomarge, tandis que les secondes présentent une limite inférieure nettement marquée parfois par des galets de mineraï ou de roches stériles.

L'extension latérale des latérites ferrifères est en général plus grande que celle des éboulis de mineraï. Elles sont également dominantes dans la zone des collines aplatis où l'altération est intense. La teneur en fer des latérites diminue en revanche à partir des aires des faisceaux de mineraï primaire vers les aires limitrophes.

Dans les zones alluviales, le mineraï éluvionnaire-latéritique est systématiquement absent.



### Nature minéralogique et chimique

*Minerai primaire.* Au point de vue minéralogique le minerai primaire peut être subdivisé en minerai non enrichi et minerai enrichi. Le premier se trouve en profondeur à partir de quelques mètres dans les zones basses et d'une vingtaine de mètres environ dans la zone des collines par rapport à la surface topographique. Le minerai plus ou moins enrichi est localisé par conséquent à proximité de la surface.

Le minerai non enrichi est essentiellement constitué de magnétite subautomorphe à automorphe, fine à développée dont la concentration est très variée. Elle est associée aux minéraux divers correspondant aux roches micacées, pyroxéniques, pyroxéno-amphiboliques, amphiboliques, ultra-basiques et très rarement aux roches carbonatées et gneissiques (voir „géologie du gisement“).

Dans les roches micacées, la magnétite est associée à la phlogopite en proportion très variée. Cependant sa concentration est accompagnée de l'apparition progressive des minéraux ferromagnésiens, notamment du pyroxène. Dans les roches pyroxéniques et amphiboliques minéralisées la phlogopite apparaît d'une façon accessoire (pl. II, fig. 1-4).

Le minerai riche et très riche en magnétite renferme accessoirement le pyroxène, l'amphibole, le spinelle, la scapolite, l'apatite, la pyrite, la chalcopyrite et rarement la phlogopite. Dans bien des cas, la dernière n'a pas été remarquée.

En général, on observe une relation négative entre la teneur en magnétite et celle du résidu donné principalement des silicates. Mais cette relation montre une courbe asymétrique marquée par la diminution sensible du résidu à des teneurs en fer supérieures à 30%.

Les sulfures (pyrite, chalcopyrite) apparaissent très rarement (traces) dans la magnétite sous forme de cristaux disposés le long des fissures (sondage S. 25) montrant ainsi leur origine secondaire. D'ailleurs ces minéraux ne semblent pas caractériser la paragenèse de la minéralisation (pl. III, fig. 3, 4).

L'apatite est représentée par des cristaux dispersés tant dans les roches minéralisées que dans celles stériles. Cependant les analyses chimiques indiquent une très légère concentration en apatite parallèlement à l'augmentation de la teneur en magnétite.

Le minerai enrichi se trouve dans la zone d'influence de l'altération supergène dont l'intensité diminue progressivement en profondeur. Cela se traduit par l'enrichissement du minerai primaire de plus en plus faible en oxy-hydroxydes de fer en direction verticale. Les silicates et les autres minéraux y sont remplacés d'une manière correspondante par les minéraux secondaires de fer : limonite, lépidocrocite, goethite, hématite et maghémite (pl. III, fig. 1, 2).

La limonite se trouve sous forme d'une masse cryptocrystalline rougeâtre homogène, rarement organisée en micronodules rouges (5 à 15  $\mu$  environ) ou plus ou moins recristallisés en d'autres oxydes. Elle montre ainsi des plages irrégulières développées ou limitées aux espaces intergranulaires.

La goethite et la lépidocrocite apparaissent intimement associées (la première est toujours dominante) au sein des oxydes cryptocrystallins



sous forme de plages irrégulières ou remplaçant sélectivement certains minéraux primaires, de sorte qu'elles y conservent parfois leurs caractéristiques (forme, clivage, inclusions). Dans quelques échantillons, par exemple, la lépidocrocite remplace de préférence la phlogopite tandis que la goethite y forme le ciment de la magnétite.

Associée aux hydroxydes, la maghémite remplace parfois le microcline des pegmatites.

L'hématite apparaît d'une part comme produit de recristallisation des hydroxydes de fer et d'autre part comme résultat de l'oxydation de la magnétite (martite).

La teneur en fer du minerai enrichi est généralement supérieure à celle du minerai non enrichi due à la concentration des minéraux de fer secondaires. Mais le minerai enrichi comporte une diminution parfois notable de la teneur en fer de haut en bas déterminée par l'altération de plus en plus faible en profondeur.

Dans les aires basses, souvent alluviales, en revanche, la teneur en fer est liée essentiellement à la magnétite et correspond, en général, à celle du minerai non enrichi. On y peut observer même la diminution de la teneur en magnétite.

Le résidu consiste essentiellement en silice des silicates et varie, en général, en raison inverse par rapport à la teneur en fer. Les limites de variation par classes de minerai en sont les suivantes :

- minerai très riche ( $> 60\%$  Fe) — 2 à 3% environ résidu ;
- minerai riche (50 à 60% Fe) — 3 à 22% environ résidu ;
- minerai moyen (40 à 50% Fe) — 11 à 40% environ résidu ;
- minerai pauvre (30 à 40% Fe) — 8 à 50% environ résidu ;
- minerai très pauvre (20 à 30% Fe) — 29 à 56% environ résidu.

La teneur moyenne en aluminium du minerai primaire estimée sur 24 échantillons est de 1,6%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Le soufre dont la teneur est liée aux sulfures a été décelé particulièrement à l'état de traces. Seules quatre analyses ont fourni des teneurs allant de 0,29 à 10,56%  $\text{SO}_4$  (Fournié, 1962).

Quant au phosphore, le dosage fait sur 60 échantillons de minerai primaire montre des teneurs de 0,013 à 0,829% P, en moyenne 0,113% P. Cependant il faut noter que la plupart des analyses (85%) indiquent des teneurs plus faibles, en moyenne 0,066% P et que seulement 15% titrent plus de 0,2% P, en moyenne 0,381% P.

Le dosage fait sur 8 échantillons montrent des teneurs en titane de 0,1 à 0,4%  $\text{TiO}_2$ , en moyenne 0,2%  $\text{TiO}_2$ . La manganèse montre une teneur moyenne de 0,05% sur 37 échantillons analysés. Le nickel et le cobalt n'ont été décelés qu'en trace (Fournié, 1962).

*Minerai éluvionnaire-latéritique.* Rappelons qu'au sein de ce type de minerai on distingue des éboulis de minerai (blocs, dalles, galets, grains grossiers) et des latérites ferrifères (pl. IV, V, VI).

Parmi les éboulis on peut différencier deux sous-types : éboulis magnétitiques et éboulis constitués de minéraux de fer secondaire. Des termes intermédiaires y sont fréquents.

Les premiers consistent essentiellement en magnétite plus ou moins martitisée, parfois compacte où les oxy-hydroxydes secondaires, notam-



ment la goethite, la lépidocrocite et l'hématite, apparaissent le long des fissures et sous forme de plages isolées. La maghémite et la limonite y se trouvent de façon accessoire. Leur origine est liée au mineraï primaire riche et très riche en magnétite.

Les deux derniers sont constitués d'oxy-hydroxydes de fer secondaires, c'est-à-dire de goethite, d'hématite et de lépidocrocite, de sorte qu'ils sont non magnétiques. Leur texture rappelle celle des roches remplaçées, en particulier des roches carbonatées.

Les minéraux de fer des latérites ferrifères consistent en limonite, goethite, lépidocrocite, hématite, magnétite et d'une façon subordonnée en maghémite. La magnétite forme des grains fins à grossiers qui sont plus dispersés dans les latérites transportées le long de la pente que dans celles formées sur place.

Le mineraï éluvionnaire-latéritique titre de 3,7 à 32,9% résidu dont la moyenne estimée sur 63 résultats analytiques est très voisine à 17,6% résidu.

La teneur en phosphore analysé sur 10 échantillons est généralement faible : 0,048 à 0,096% P, en moyenne 0,063% P. Deux résultats analytiques montrent 2,5 et 5,3%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

### Genèse des minérais

*Mineraï primaire.* Trois hypothèses peuvent être actuellement avancées pour expliquer l'origine de la minéralisation : gisement métasomatique de contact ; gisement métasédimentaire ; gisement exhalatif-sédimentaire.

Gisement métasomatique de contact. A l'occasion des premières études détaillées (Fournié, 1962, 1963) on a remarqué l'association intime magnétite-roches micacées, qui serait caractérisée

par la paragenèse : magnétite-phlogopite-apatite-sulfures. Cette paragenèse a été attribuée aux phénomènes pneumatolytiques qui ont contrôlé l'apport de magnétite et la phlogopitisation en masse des roches encaissantes. La même venue a également entraîné la formation de l'apatite et des sulfures.

Cette interprétation raisonnable surtout à l'époque implique la cristallisation des solutions riches en fer dégagées d'une masse magmatique profonde et de nature acide. L'existence d'une telle masse peut être imaginée mais on ne peut pas la démontrer.

Bien que l'origine pneumatolytique soit possible, certains éléments soulèvent cependant des problèmes ou, au moins, ne contredisent pas d'autres manières d'interprétation.

Le caractère stratiforme est remarquable tant à l'intérieur des faisceaux minéralisés que notamment à l'échelle du gisement. On peut admettre des gisements pneumatolytiques stratiformes mais cet aspect paraît toujours douteux.

La minéralisation est stratigraphiquement très localisée au sommet de la série de Vohimena. Elle y est concordante et ne se développe pas en profondeur où les roches carbonatées sont souvent dominantes. En outre, les faisceaux minéralisés renferment des roches carbonatées interstratifiées, parfois alternant avec des niveaux de magnétite com-



pacte, qui ne semblent pas être affectées par la minéralisation. Dans le cas d'une origine endogène, il faut admettre une métasomatose très selective affectant des roches plus réactives que celles carbonatées.

Quant à la paragenèse on peut faire également plusieurs remarques. Les sulfures par exemple, ne semblent pas caractériser la paragenèse. Elles apparaissent accessoirement dans d'autres roches et aux divers niveaux de la série de Vohimena. D'ailleurs ces minéraux sont signalés dans la plupart des gisements de magnétite y compris dans ceux métasédimentaires. La formation de la magnétite exige en effet un milieu réducteur bien marqué qui peut être aussi à l'origine des sulfures.

L'apatite n'est présente qu'en proportion très réduite. Elle est signalée aussi dans des roches carbonatées et des pyroxénites interstratifiées dans la série de Vohimena. Son origine peut être liée non seulement aux phénomènes de contact mais également aux roches éruptives basiques et au métamorphisme régional des séries sédimentaires notamment calcaires.

Très fréquente dans la formation d'Ambatomainty, la phlogopite apparaît également d'une manière subordonnée dans toute la série de Vohimena. Son origine métamorphique peut être envisagée.

**Gisement métasédimentaire Besairie et Delbos** (1959) ont remarqué le caractère singulier de ce gisement. Finalement, ils l'ont considéré d'origine métamorphique.

J. Boulaudon (1971) (information personnelle) a admis que la formation d'Ambatomainty (= série de Bekisopa) pourrait représenter une ancienne série dolomitique à évaporites, métamorphisée au niveau du faciès amphibolitique et que le minerai de fer est très probablement un ancien minerai sédimentaire de type „lorrain“ au sens large.

En effet, les minéraux qui caractérisent les phénomènes de contact peuvent résulter également du métamorphisme régional des certaines formations sédimentaires. La phlogopite et le diopside par exemple peuvent apparaître facilement par le métamorphisme régional des roches dolomitiques impures (voir Turner, 1968 ; Noizet, 1970). En outre, au sein d'un faciès carbonaté-évaporitique il y aurait les éléments nécessaires à la formation des minéraux accessoires : scapolite, apatite, spinelle, humites, etc.

On peut admettre aussi que l'origine du gisement pourrait être liée aux paléoplacers interstratifiés dans une formation carbonatée-évaporitique affectée par un métamorphisme régional du type B 2-3.

**Gisement exhalatif-sédimentaire métamorphisé.** On a signalé des orthoamphibolites, des péridotites et des serpentinites souvent riches en magnétite dans la formation d'Ambatomainty. Il s'agit des roches basiques et ultrabasiques qui pourraient être mises en place dans un milieu de type „lagoon“ et donner par métamorphisme des paragenèses généralement semblables. Dans ce cas, l'origine du fer pourrait être liée, au moins partiellement, aux roches éruptives (voir Zitzmann et Neumann-Redlin, 1977 ; Pop, 1978b).



*Minerai „éluvionnaire“-latéritique.* L'origine du fer du minerai éluvionnaire-latéritique est liée au minerai primaire et d'une façon subordonnée aux minéraux ferromagnésiens. La mobilisation, la migration et l'accumulation du fer sont réglées, d'une part, par la présence du minerai primaire dans le substratum et la nature pétrographique des roches encaissantes et, d'autre part, par le milieu d'altération de type tropical représentant un ensemble de phénomènes interdépendant (concentration et nature des solutions, pluviosité, température, évaporation, topographie, drainage, végétation, conditions de pH et de Eh, etc) (voir aussi Tandy, 1969 ; Norton, 1973 ; Pop, 1978b).

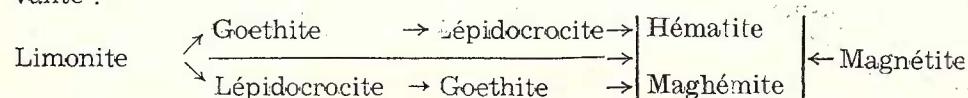
Dans des conditions hydrolysantes, oxydantes et très acides, le fer des silicates et d'autres minéraux, essentiellement ferriques, est faiblement solubilisé mais rapidement oxydé en  $\text{Fe}^{3+}$ . De ce fait, sa migration sous forme de colloïdes, de particules fines de complexes organo-métalliques, éventuellement de complexes ferrisiliciques solubles et/ou en solution, est sensiblement diminuée. Il est ainsi facilement piégé surtout par flocculation, adsorption, filtration et/ou néoformation et concentré dans la zone des collines (mieux drainées) au détriment de tous les autres minéraux que les oxy-hydroxydes de fer. C'est ainsi que l'accumulation du fer parvient à donner des latérites ferrifères, des éboulis de magnétite cimentée par des oxydes de fer secondaires, des cuirassements et leurs produits éluvionnaires et colluvionnaires et le minerai primaire plus ou moins enrichi en fer.

Les minérais primaires pauvres et très pauvres sont favorables à la formation des latérites ferrifères à magnétite dispersée tandis que les minérais riches et très riches donnent souvent des éboulis de magnétite dont le ciment consiste en oxy-hydroxydes de fer.

La martitisation de la magnétite est liée sans doute à l'altération supergène. Il est intéressant de signaler également la relation positive entre l'intensité de l'altération supergène et la serpentinisation des pyroxènes.

Les autres éléments géochimiquement plus mobiles que le fer des mêmes minéraux sont évacués (en solutions vraies surtout) plus loin suivant leur ordre de mobilité décroissante et concentrés dans les zones basses (alluviales-déluviales) où ils participent à la néoformation argileuse. C'est un milieu très agressif par rapport au fer de sorte que les latérites ferrifères et les éboulis de minerai y sont habituellement absents. La proportion même de la magnétite du minerai primaire y est diminuée.

La néoformation ferrugineuse a généralement un caractère polaire dominé par la tendance de la formation de l'hématite à partir, d'une part, des hydroxydes de fer cryptocrystallins (limonite) et souvent par l'intermédiaire de la goethite et de la lépidocrocite et, d'autre part, de l'oxydation (martitisation) de la magnétite, selon la séquence suivante :



Dans la plupart des cas, la goethite et la lépidocrocite apparaissent au sein de la limonite. Ces minéraux peuvent recristalliser par déshydratation en hématite et éventuellement en maghémite dans des conditions oxydantes extrêmes. L'évolution complexe de la néoformation par altération supergène se réalise probablement par l'intermédiaire d'un microsystème de dissolution-précipitation du fer.

L'évolution agrandante des minéraux de fer peut être réalisée également par la précipitation directe du fer des solutions périodiquement renouvelées.

**Remerciements.** Je remercie les autorités malgaches et le Bureau du P.N.U.D. d'Antananarivo d'avoir accepté la publication des données scientifiques du projet et toutes les personnes du Service Géologique de Madagascar pour leur concours donné d'une manière ou d'autre à la réalisation de ce projet.

#### BIBLIOGRAPHIE

- Andriamahefamanana A. (1971) Etudes géophysiques sur le gisement de fer de Bekisopa et d'Ambohimahavony. Rapport Ann. Serv. Géol. Mad., p. 147-150, Tananarive.
- Bazot G., Bousteyak L., Hottin G., Razafiniparany A. H. (1971) Carte du métamorphisme de Madagascar. Doc. Serv. Géol. Madagascar, 182, Tananarive.
- Basairie H. (1934) Carte géologique au 1/200.000 Ihosy Nord et notice explicative. Archives Serv. Géol. Mad., Tananarive.
- (1973) Les diverses interprétations du socle malgache. Doc. 188, 18 p., Archives Serv. Géol. Mad., Tananarive.
- Boustetyak L. (1971) Étude géologique et prospection des feuilles au 1/100.000 Tsitondroina-Sotanimbary. A. 2166, 37 p., Archives Serv. Géol. Mad., Tananarive.
- Emberger A. (1955) Le gisement de fer de Bekisopa. Rapport Ann. Serv. Géol. Mad., Tananarive.
- Fournié L. (1960) Gisement de fer de Bekisopa. Rapport spécial de fin des travaux. Première phase. B.R.G.M., 29 p., Archives Serv. Géol. Mad., Tananarive.
- (1962) Gisement de fer de Bekisopa. Rapport de fin de travaux. Archives B.R.G.M. TAN 62-A11, 54 p., Tananarive.
- (1963) Le gisement de fer de Bekisopa à Madagascar. Annal. Géol. Mad., XXXIII, p. 211-213, Tananarive.
- Heurtebize G. (1963) Géologie de la région d'Ikalamavony-Ampandramaka-Bekisopa. C. R. Sem. Géol. Mad., XXXIII, p. 137-144, Tananarive.
- Heurtebize G. (1964) Etude des champs filoniens pegmatitiques et quartzeux de l'Ouest de Fianarantsoa (Madagascar). Fasc. I, III, Archives B.R.G.M., Tananarive.
- Hottin G. (1976) Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar. Bull. B.R.G.M. (2), IV, 2, p. 117-153, Paris.



- Noizet G. (1970) Sur l'origine et la classification des pyroxénites androyennes du Sud de Madagascar. *C. R. Sem. Géol. Mad.*, (1968-1969), p. 165-169, Tananarive.
- Norton S. A. (1973) Laterite and Bauxite Formation. *Economic Geology*, 68, 2, p. 353-361, Lancaster.
- Pop Gr. (1976a) Gisements de fer de Bétioky et de Bekisopa. Rapport sur l'état de connaissance des gisements. 10 p., Archives Serv. Géol. Mad., P.N.U.D., Tananarive.
- (1976b) Gisement de fer de Bekisopa. Note sur la tectonique et les aspects économiques. AU, 238, 3 p., Archives Serv. Géol. Mad., P.N.U.D., Tananarive.
  - (1977) Gisement de fer de Bekisopa. Etat actuel des recherches et perspectives économiques. 5 p., Archives Serv. Géol. Mad., P.N.U.D., Tananarive.
  - (1978a) Rapport sur l'état du projet MAG/75/001. 8 p., Archives Serv. Géol. Mad., P.N.U.D., Antananarivo.
  - (1978b) Etude du gisement de fer de Bekisopa. Rapport technique préliminaire. Projet MAG/75/001. 83 p., Archives Serv. Géol. Mad., P.N.U.D., Antananarivo.
  - (1978c) Etude des gisements de fer de Bétioky et de Bekisopa. Rapport sur les résultats, conclusions et recommandations du projet (MAG/75/001). 25 p., Archives Serv. Géol. Mad., P.N.U.D., Antananarivo.
- Rakotonanahary (1970) Etude géologique et prospection des feuilles au 1/100.000 Iloto-Bekisopa-Morarano Sud. A. 2130, Archives Serv. Géol. Mad., Tananarive.
- Rasoamahenina J. A. (1971) Etude complémentaire du gisement de fer de Béki-sopa (Province de Fianarantsoa). Rapport Ann. Serv. Géol. Mad., p. 129-136, Tananarive.
- Saint-Claire Deville (1959) Possibilités d'exploitation du gisement de fer de Bekisopa. 11 p., Archives B.R.G.M., Tananarive.
- Tardy Y. (1969) Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 31, 199 p., Strasbourg.
- Turner F. J. (1968) Metamorphic Petrology. Mineralogical and Field Aspects. 403 p., McCraw-Hill, New York.
- Zitzmann A., Neumann-Redlin Chr. (1977) The genetic Types of Iron Ore Deposits in Europe and adjacent Areas. p. 13-15, in : The Iron Ore Deposits of Europe and adjacent Areas, A. Zitzmann ed., I, 418 p., Hannover.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche II

#### Mineral primaire

- Fig. 1. — Magnétite dispersée (noir) dans la roche micacée (phlogopitique). Nicols parallèles.
- Fig. 2. — Pyroxénite amphibolique à magnétite (noir). Nicols croisés.
- Fig. 3. — Magnétite (noir) dans une pyroxénite. Nicols croisés.
- Fig. 4. — Plages et grains de magnétite (noir) dans une pyroxénite. Nicols parallèles.



Planche III  
Minérai primaire

- Fig. 1. — Magnétite (a) faiblement martitisée (b, martite) à partir des fissures. Sondage S. 25, échantillon 38. Nicols croisés, immersion dans l'huile.
- Fig. 2. — Magnétite (a) faiblement martitisée (b, martite) à partir d'une plage de goethite (c). Puits 5, ligne d'ouvrage 32. Nicols croisés, immersion dans l'huile.
- Fig. 3. — Pyrite (claire) dans la magnétite. Sondage S. 25, échantillon 62. Nicols croisés, immersion dans l'huile.
- Fig. 4. — Pyrite (a) dans la magnétite (b). Le long d'une fissure on remarque la chalcopyrite (c) et la magnétite secondaire (d). Sondage S. 25, échantillon 62. Nicols croisés, immersion dans l'huile.

Planche IV  
Minérai „éluvionnaire“-latéritique

- Fig. 1. — Magnétite (a) compacte faiblement martitisée (b, martite) selon les plans de clivage. Les fissures et les minéraux accessoires sont remplies par limonite (noir). Eboulis de minérai. Nicols croisés, immersion dans l'huile.
- Fig. 2. — Magnétite (a) faiblement martitisée (a', martite), cimentée par goethite (b), lépidocrocite (c) et hématite (d). Eboulis de minérai primaire. Nicols croisés, immersion dans l'huile.
- Fig. 3. — Grain de magnétite (a) partiellement martitisée (b, martite) dans une masse goethitique (c). Eboulis de minérai primaire. Nicols croisés, immersion dans l'huile.
- Fig. 4. — Grain de magnétite (a) partiellement martitisée (b) dans une masse de goethite (c) contenant des grains fins d'hématite. Eboulis de minérai primaire. Nicols croisés, immersion dans l'huile.

Planche V  
Minérai „éluvionnaire“-latéritique

- Fig. 1. — Roche micacée remplacée par des minéraux secondaires de fer (a, goethite ; b, lépidocrocite). La lépidocrocite remplace sélectivement le phlogopite. Eboulis. Nicols croisés, immersion dans l'huile.
- Fig. 2. — Minéraux secondaires de fer dans un éboulis de minérai : a) goethite, b) lépidocrocite, c) hématite. Nicols croisés, immersion dans l'huile.
- Fig. 3. — Minéraux secondaires de fer remplaçant le feldspath d'une pegmatite : a) lépidocrocite, b) maghémite, c) goethite. Nicols croisés, immersion dans l'huile.
- Fig. 4. — Lépidocrocite (a) et hématite (b) en grain fin dans une masse goethitique (c). Eboulis de minérai. Nicols croisés, immersion dans l'huile.

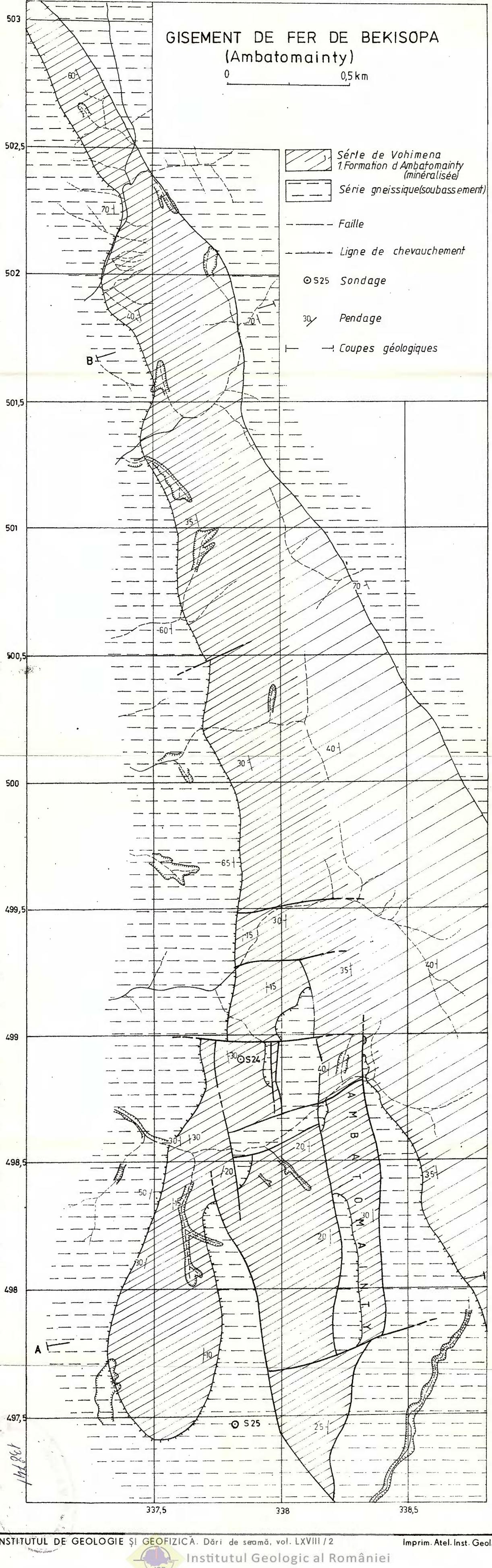
Planche VI  
Minérai „éluvionnaire“-latéritique

- Fig. 1. — Bloc de magnétite résultant du minérai primaire très riche en fer. Partie sud du gisement.
- Fig. 2. — Eboulis de minérai cimentés par minéraux secondaires de fer. Partie sud du gisement.





Institutul Geologic al României



## 2. ZĂCĂMINTE

### CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA MINERALIZAȚIEI DE LA IZVORUL ZIMBRULUI — MUNTII ȚIBLEȘ<sup>1</sup>

DE

NICOLAE POP<sup>2</sup>, MARIAN RĂDUT<sup>3</sup>, VERA POP<sub>2</sub>, OSCAR EDELSTEIN<sup>3</sup>,  
LAURENTIU ROMAN<sup>3</sup>

*Vein mineralization. Stibium. Arsenic. Silver. Silver sulphosalts. X-Ray analyses. Spectral analyses. Microspectral analyses (laser). Zoning. Succession. Epithermal. East Carpathians. Transcarpathian Flysch. New Eruptive — Tibleș.*

#### Abstract

Contribution to the Knowledge of the Izvorul Zimbrului Vein Mineralization — the Tibleș Mountains. The paper presents a detailed mineralogical characterization of the vein mineralization at Izvorul Zimbrului — Tibleș. Data concerning chemism, interpretation and reconstitution of the mineralogenetic process as well as some considerations of metallogenetic nature on framing the examined mineralization within the general metallogenesis of the massif are presented. Complex microscopic analyses, X-Ray diffraction, microhardness determinations and of reflectivity, diagnostic chemical attacks, microspectral analyses with laser and spectral analyses have allowed the establishment of a rich association of metalliferous minerals, their characteristic being given by the presence of sulphosalts of Fe-Sb, Ag-Sb, Ag-Sb-Pb, Pb-Sb and Cu-Sb (As). The spatial distribution of minerals and the connections between them have allowed the reconstitution of the mineralogenetic process and its expression in terms of the systems Fe-Sb (As)-S, Ag-Sb (As)-S, PbS-Ag<sub>2</sub>S-Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub>. The evolution of the process was controlled by the low sulphur fugacity, which favoured the showing up of minerals with high metal sulphur ratio. The solution character is given by high concentrations of Sb, As and Ag, having as a result a Sb-As-Ag-rich mineralization; the showing up of diverse mineral associations, with a remarkable zonal distribution was controlled by the fluctuating regime of the volatile components As<sub>2</sub>S<sub>3</sub>, Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub>; respectively, the mineralogenetic process was characterized by the setting up of some systems favouring the formation of solid solutions with exolutions in low temperature

<sup>1</sup> Depusă la 14—16 aprilie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 4 februarie 1982, comunicată în ședința din 15 aprilie 1981, organizată la Baia Mare în colaborare cu IPEG „Maramureș“.

<sup>2</sup> I.C.P.M.N. Baia Mare, Str. Dr. Victor Babeș, nr. 62, 4800 Baia Mare.

<sup>3</sup> I.P.E.G. „Maramureș“. Str. Vicoriei nr. 146, 4800 Baia Mare.



domain (pyrargyrite-proustite, miargyrite-galena, sphalerite-tetrahedrite). The general tendency of the process has led to the abnormal concentration of Pb and Zn in the final part of the mineralogenetic process. The characteristics of the mineralization justify its reference to the epithermal class of hydrothermal deposits. The mineralization is considered to be a part of a possible peripheric zone, with outcroppings of mineralizations with epithermal character, circumscribed to the inner area of the massif with polymetallic mineralizations with a meso-hypo-thermal character.

### Introducere

Bazinul Izvorul Zimbrului este localizat în sectorul central-vestic al masivului Tibleş ; ivirile de mineralizaţii apar în cursul superior al văii, pe afluenţii de dreapta și au fost cercetate parţial cu lucrări în jurul cotei de 950 m (fig. 1).

Primele menţiuni asupra mineralizaţiilor din acest perimetru apar într-un act de concesiune din 1905.

Pantoi (1942) descrie sumar mineralizaţiile interceptate în galeriile Imre superior și inferior, iar în articolul publicat în 1950 menţionează prezenţa în materialul de pe halda vechilor galerii a sfaleritului, arsenopiritei, tetraedritului, galenei.

Edelstein et al. (1971-1978) execută prospecţiuni de detaliu în zonă ; în materialul recoltat cu această ocazie, de pe hâlzile vechilor galerii, Udubaşa et al. (1979) descriu următoarele minerale : arsено-pirită, berthierit, sfalerit, galenă, pirită, tetraedrit, calcopirită, plumbozit și covelină, în gangă de cuarț cenușiu-negricios fin granular, acordind o atenție specială berthieritului.

### Cadrul geologic

Zona este situată în partea vestică a masivului subvulcanic (fig. 1), în aria de dezvoltare a depozitelor sedimentare în facies de wildfliș, uneori cu conținut cărbunos. În zona cu mineralizații, formațiunile sedimentare sănt silicificate și/sau ușor corneificate. Vîrstă rocilor sedimentare este considerată eocen-oligocenă (Edelstein et al., 1981). Rocile eruptive nu aflorează în zonă, dar prezența unor apofize este presupusă în subasment. Masa principală de roci eruptive se dezvoltă spre est la cca 1,5-2 km, formînd corpuri de dimensiuni și compoziții variate (Bogáncsik et al., 1979 ; Edelstein et al., 1981).

Mineralizația are formă filoniană și face parte dintr-un aliniament cu orientare  $140^{\circ}$ - $150^{\circ}$ /80-85°. A fost cercetată parțial cu lucrări de suprafață pe cca 1 km și cu două galerii (cota cca 950 m), care au urmărit-o direcțional pe cca 100 m (fig. 1).

Fractura filoniană, înregistrează variații ale grosimii în domeniul 10-80 cm. În unele porțiuni (ml 46-50) mineralizația are o dispunere cvasizonară remarcabilă. De la perete spre centrul fracturii se individualizează (fig. 2, pl. I, fig. 1), următoarele zone :

a) cu impregnații fine și microcuiburi cu cristale aciculare de berthierit ; b) cu arsenopirită, precedată de o microzonă (1-2 mm) cu pirită foarte fin granulară și arsenopirită asociată cu sulfosăruri ; c) cu



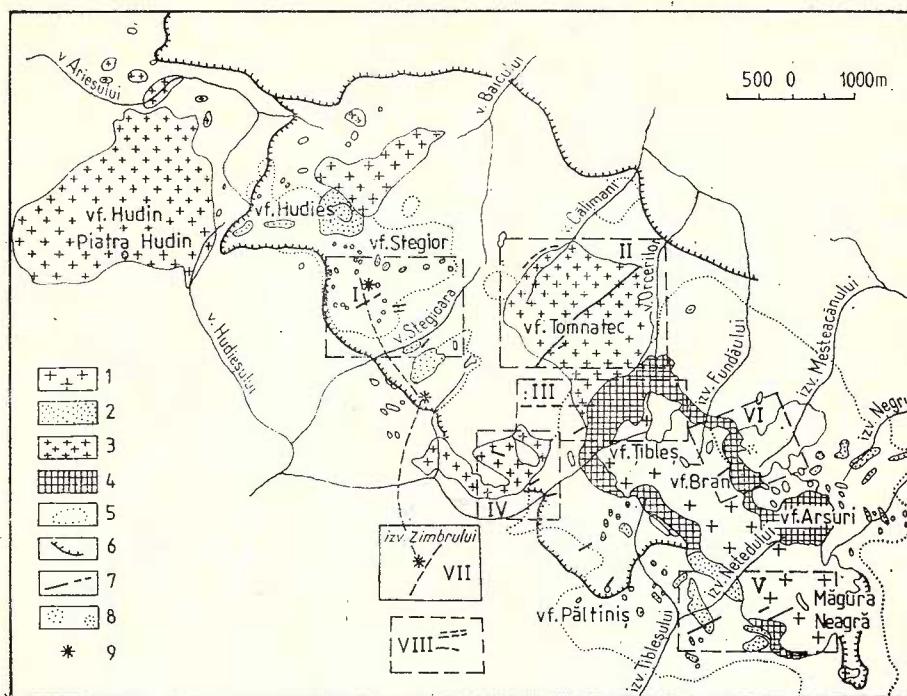


Fig. 1. — Schiță geologică a masivului Tibles, cu localizarea mineralizației de la Izvorul Zimbrului.

1, roci monzodioritice (tip Tibles) ; 2, microdiorite și microgranodiorite de Izvorul Netedului ; 3, microgranodiorite de Tomnatec-Hudin ; 4, roci andezitoide și microdiorite de tip Arsuri ; 5, limita externă a aureolei de contact termometamorfic ; 6, linie de încălcare ; 7, mineralizații filoniene ; 8, mineralizații de impregnație (tip Izvorul Mesteacănului) ; 9, iviri epitermale.

I, obiectivul Stegioara ; II, obiectivul Tomnatec-Preluci ; III, obiectivul Izvorul Sacilor ; IV, obiectivul Grohot : Izvorul Băilor ; V, obiectivul Măgura Neagră-Izvorul Netedului ; VI, obiectivul Izvorul Mesteacănului ; VII, obiectivul Izvorul Zimbrului ; VIII, obiectivul Tîrlișua-Valea lui Ștefan.

Esquisse géologique du massif de Tibles, avec la localisation de la minéralisation d'Izvorul Zimbrului.

1, roches monzodioritiques (type Tibles) ; 2, microdiorites et microgranodiorites d'Izvorul Netedului ; 3, microgranodiorites de Tomnatec-Hudin ; 4, roches andésitoïdes et microdiorites de type Arsuri ; 5, limite externe de l'auréole de contact thermométamorphique ; 6, ligne de chevauchement ; 7, minéralisations filonniennes ; 8, minéralisations d'imprégnation (type Izvorul Mesteacănului) ; 9, affleurements épithermaux.

I, objectif Stegioara ; II, objectif Tomnatec-Preluci ; III, objectif Izvorul Sacilor ; IV, objectif Grohot ; Izvorul Băilor ; V, objectif Măgura Neagră-Izvorul Netedului ; VI, objectif Izvorul Mesteacănului ; VII, objectif Izvorul Zimbrului ; VIII, objectif Tîrlișua-Valea lui Ștefan.

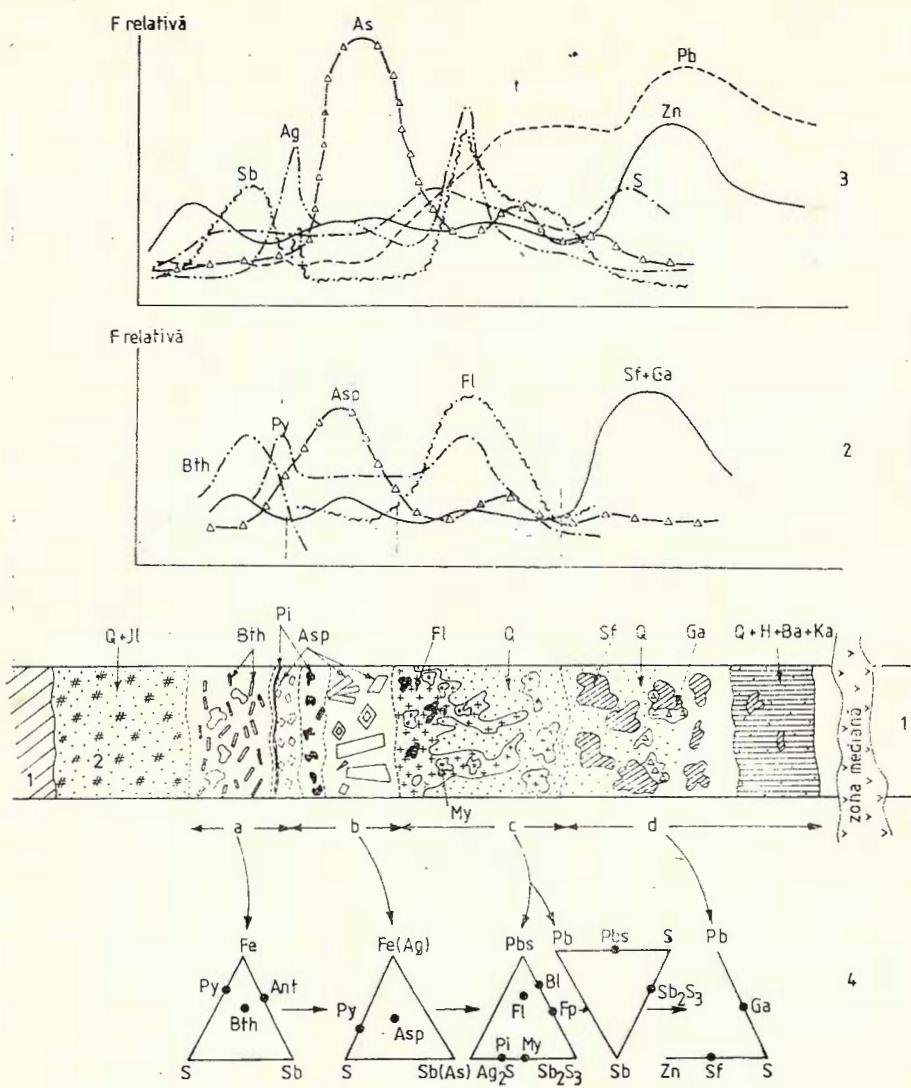


Fig. 2. — Schiță microzonalității mineralogice și chimice a mineralizației filo-niene de la Izvorul Zimbrului — Tibleș.

1, distribuția zonară a asociațiilor minerale: 1, roca gazdă: silit silicificat; 2, microzona cu cuart și illit de apor hidrotermal: a, microzona cu berthierit; b, microzona cu arsenopirit; c, microzona cu freieslebenit; d, microzona cu sulfuri comune (sfalerit, galenă) în gangă de cuart ( $\pm$  carbonat) — barit, haloizit, kaolinit. 2, distribuția principalelor minerale în profilul transversal al părții de culcuș a filonului (semnificațiile simbolurilor în fig. 5); 3, distribuția elementelor chimice indicatoare în profilul transversal al părții de culcuș a filonului; 4, exprimarea asociațiilor minerale ale zonelor în termeni unor sisteme experimentale. Esquisse de la microzonalité minéralogique et chimique de la minéralisation filo-

sulfosăruri de Ag aparținând sistemelor Ag-Sb-S, respectiv Ag-Sb-Pb-S, și d) cu sulfuri comune de Pb și Zn (gallenă, sfalerit), tetraedrit și calcopirită, cu poziția cea mai internă.

Ganga este predominant cuarțoasă în primele trei zone; în zona „d“ este reprezentată prin cuart, illit și halloysit. Zonalitatea este evidentă în porțiunile cu deschiderea redusă a fantei filoniene care a favorizat concentrarea sarcinii utile.

### Date mineralogice

Materialul cercetat provine din cele două galerii, în special din galeria din amonte, și a rezultat din eșantionarea sistematică a mineralizației.

Investigațiile mineralogice complexe au pus în evidență următoarele minerale metalifere: arsenopirită, sfalerit, galenă, pirită, marcasită, melnicovit, tetraedrit, calcopirită, aur, argint, pirargirit-proustit, miargirit, polibazit, stefanit (7), freieslebenit, owiheyit, füllöppit, semseyit, boulangerit, berthierit, stibină, cinabru, argentit, kermesit, anglezit, ceruzit, calcozină, covelină, hidroxizi de fier, realgar, auripigment.

Asociația poate cuprinde și alte minerale a căror diagnoză deocamdată este incertă (expl. mineralul x, fig. 3). În cantități reduse este prezent rutilul și anatasul. Ganga este reprezentată prin cuart, fragmente de gresii, minerale argiloase (illit și halloysit) și prin cantități foarte reduse de carbonați și barit.

### Arsenopirita

Dispunerea în minereu și relațiile cu celelalte minerale indică o precipitare secvențială.

Față de arsenopirita obișnuită prezintă ca particularități un habitus prismatic (pl. II, fig. 4) cu dezvoltare excesivă în lungime și culori de anizotropie de la verzu-albăstrui la galben brun-roșcat, proprietate ce-l apropiște de gudmundit (Udubaşa et al., 1979).

nienne d'Izvorul Zimbrului-Tibles.

1. distribution zonaire des associations minérales : 1, roche hôte : siltite silicifié ;
- 2, microzone à quartz et illite d'apport hydrothermal : a, microzone à berthierite ;
- b, microzone à arsénopyrite ; c, microzone à fréieslébénite ; d, microzone à sulfures communes (sphalérite, galène) en gangue de quartz ( $\pm$  carbonate) — barite, haloïsite, kaoliniite ;
- 2, distribution des principaux minerais dans la coupe transversale de la partie de lit du filon (significations des symboles sur la figure 5) ;
- 3, distribution des éléments chimiques de la coupe transversale de la partie de lit du filon ; 4, exprimation des associations minérales des zones en termes des systèmes expérimentaux.



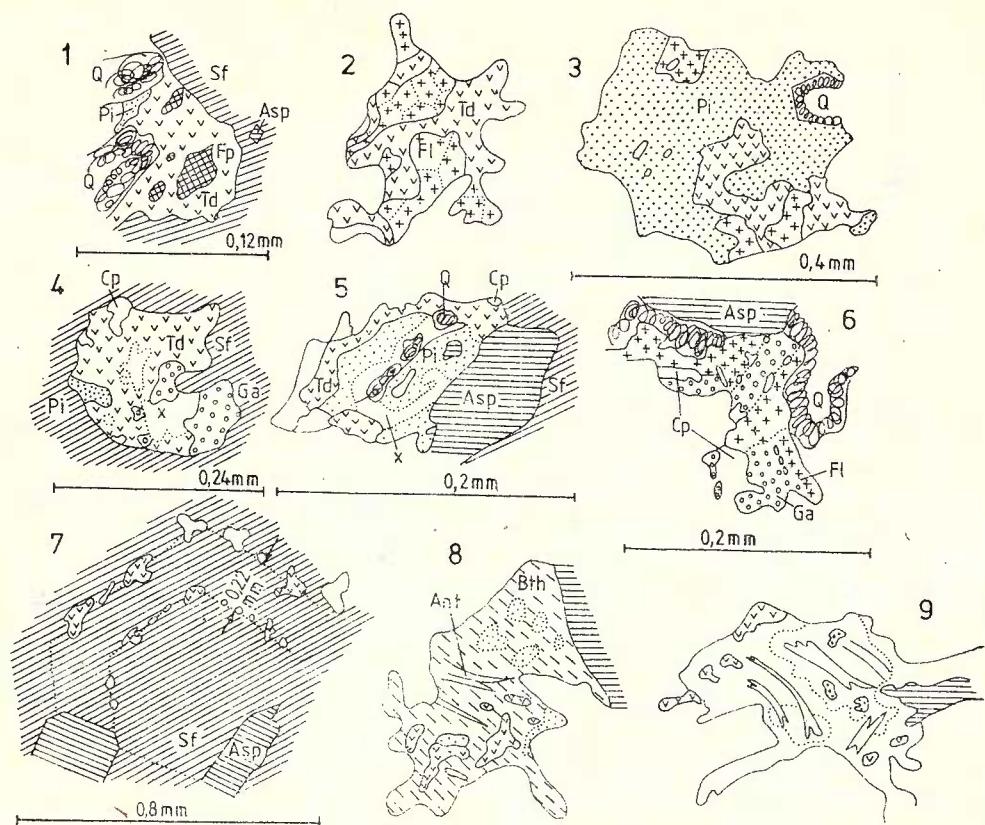


Fig. 3. — Relații reprezentative între diferite minerale din mineralizația de la Izvorul Zimbrului.

Relations représentatives entre divers minéraux de la minéralisation d'Izvorul Zimbrului.

În secțiuni transversale (pl. III, fig. 1) cristalele prezintă conțururi rombice caracteristice și o structură zonară dată de existența unor discontinuități mecanice paralele la contur. Prezintă frecvent spărturi, uneori clivaj, microbreccifieri, precum și macele de întrepătrundere în triplete pseudoctoare (R a m d o h r, 1969).

Alungirea neobișnuită a cristalelor poate fi interpretată ca pseudomorfoză după gudmundit, diagnoza de arsenopirită fiind validată de analizele de difracție (tab. 1) și microspectrale cu laser ce au pus în evidență prezența As și lipsa Sb; valorile capacitatei de reflexie (R) (fig. 4-a) sunt similare celor prezentate în literatură (V j a l s o v, în R a m d o h r, 1975; U y t e n b o g a a r d t, 1971); valorile microdurății Vickers (Vnh) (tab. 2) se înscriu în domeniul indicat în tabele (U y t e n b o g a a r d t, 1971; B e s z m e r t n a i a, 1973; F e k l i c e e v, 1977).

TABELUL 1

Spectre de difracție Rx ale berthieritului (1, 2), arsenopiritei (3, 4), freiteslebenitului (5), miarigititului (6), föllöppititului (7) și jamesonitului (8)

1		2		3		4		5		6		7		8		Proba 277 T	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
7,06	20	7,03	m	3,66	3	3,65	s	3,45	10	3,42	9	3,88	10	4,03	8	4,23	m
4,35	41	4,34	p	2,84	3	2,87	m	3,23	6	3,16	6	3,74	3	3,76	8	4,06	s
3,66	92	3,659	FP	2,66	10	2,67	FP	3,11	6	3,08	6	3,67	4	3,42	10	3,90	m
3,628	51	3,62	P	2,55	2	2,55	S	2,96	7	2,88	10	3,62	5	3,11	8	3,82	S
3,53	20	3,52	m	2,44	9	2,44	m	2,82	10	2,74	8	3,37	5	2,95	4	3,68	S
3,45	23	3,45	m	2,41	9	2,42	P	2,23	2	2,64	4	3,22	7	2,81	8	3,46	P
3,37	42	3,37	m	2,20	5	—	—	2,13	6	2,20	4	3,20	9	2,72	9	3,42	FP
3,18	77	3,17	FP	2,07	4	2,09	m	2,07	7	2,01	7	3,13	5	3,37	3	3,33	FP
3,05	32	3,05	m	2,001	5	—	—	2,01	7	1,96	7	2,96	2	2,31	8	3,29	m
2,99	52	2,99	P	1,94	6	—	—	1,88	6	1,91	6	2,91	8	2,25	8	3,21	m
2,86	78	2,86	P	1,81	10	1,819	P	1,78	6	1,80	7	2,82	8	2,17	2	3,11	S
2,62	93	2,62	FP	1,75	7	1,75	S	1,72	6	1,71	4	2,74	7	2,10	3	3,08	S
2,60	100	2,60	FP	1,69	5	1,71	S	1,68	6	1,68	6	2,68	6	2,05	9	3,02	S
2,53	28	2,53	m	1,62	8	1,63	m	1,62	2	1,62	4	2,66	2	2,04	9	2,92	m
2,49	24	2,50	S	1,59	7	1,60	m	1,56	2	1,58	4	2,20	4	1,90	6	2,88	p
2,26	18	2,27	S	1,54	7	1,54	m	1,51	2	1,55	4	2,12	5	—	—	2,82	p
2,26	18	2,27	S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,23	23	2,23	S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

1, Barton, Jr., 1971; 3, 5, 6, 8: Mihnev, 1963; 4, Jamhor (1960);

2, 4 și pr. 277 - Izvorul Zimbrului - Tibieș.

Intensități relative: S = slab; m = mediu; p = puternic; FP = foarte puternic.

Simbolurile mineralelor: idem cu figura 5.

Difracțometru Phillips; Cu  $\alpha$ K, filtru Ni;  $1 \times 10^3$  și  $4 \times 10^2$  imp/s; vîrt. înreg.  $1^\circ$  și  $1/2^\circ$  2  $\theta$ /S.



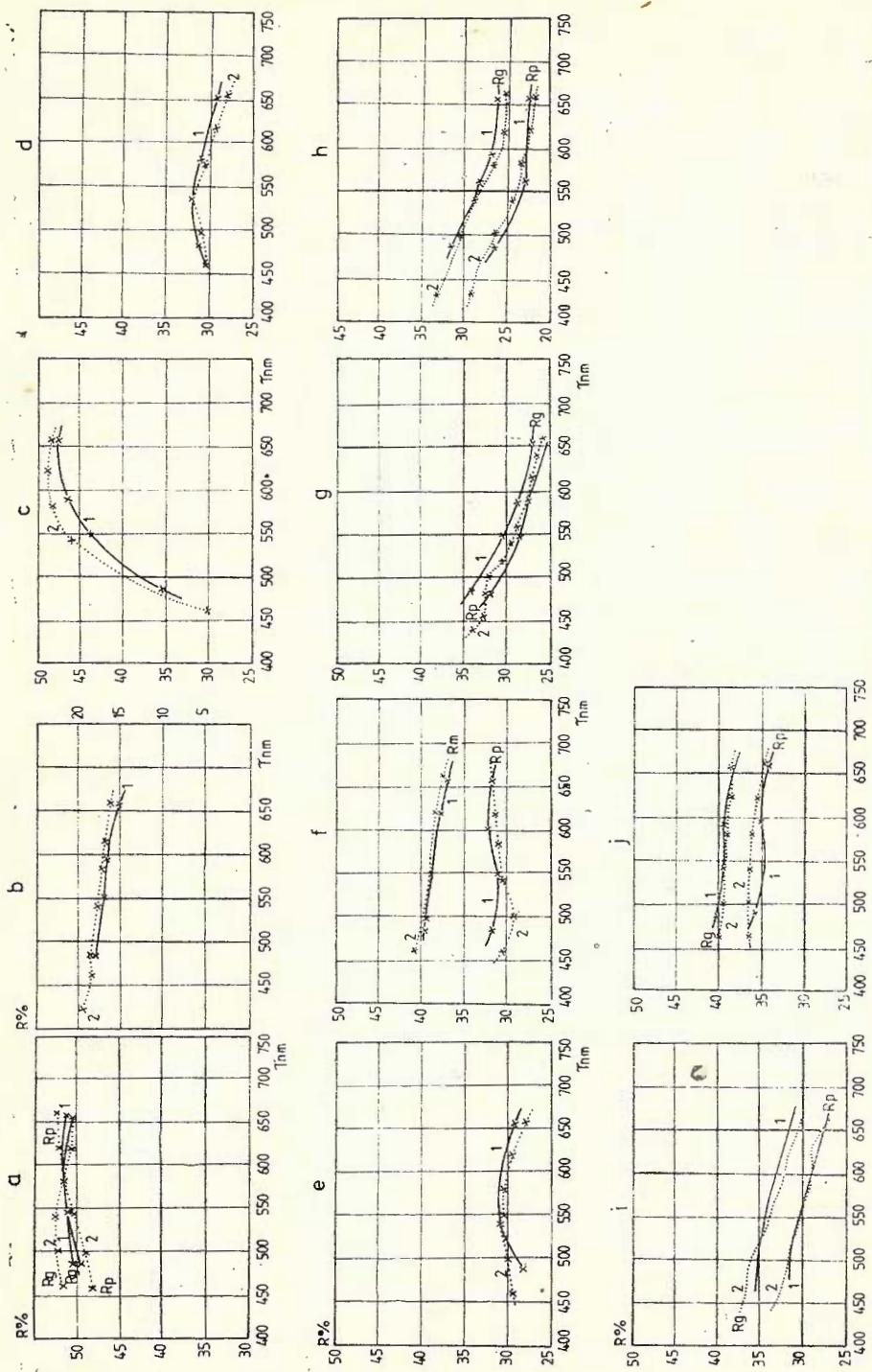


Fig. 4. — Spectrele capacitatei de reflexie a arsenopiritei (a), sfaleritului (b), calcopiritei (c), tetraedritului (d), temnantitului (e), berthieritului (f), pirargiritei (g), proustitului (h), margarititului (i) și freieslebenitului (j) ; line continuă — Izovrul Zimbrului ; linie punctată — date din literatură. Spectre de la capacitate de reflexion de l'arsénopyrite (a), sphalérite (b), chalco pyrite (c), tétraédrite (d), tennantite (e), proustitte (h), margarite (i) et fréieslénite (j) ; ligne continue — Izvorul Zimbrului ; ligne ponctuée — données de la littérature.

### Sulfurile de fier

Pirita formează impregnații în roca gazdă mult în afara mineralizației propriu-zise. Uneori este concrescută cu oxizi de titan (anatas ?). În minereul propriu-zis, apare în cantități scăzute în zona cu berthierit și cu frecvență mai mare în zona cu sulfuri comune (d). Prezintă unele

TABELUL 2

*Valorile microdurității Vickers: (Vnh) pentru unele minerale de la Izvorul Zimbrului — Tibleș*

Mineralul	Date din literatură	În această lucrare		
		Vnh <sub>max.</sub> (kgf/mm <sup>2</sup> )	Vnh <sub>min.</sub> (kgf/mm <sup>2</sup> )	Media (kgf/mm <sup>2</sup> )
Sfalerit	161—189 (Fe=14,24 %) 151—174 Fe=0,28 % (1)	R 54	170	225
Calcopirită	165—260	255	320	240
Arsenopirită	745—1127	1030	572	880
Galenit	64—110	92	80,5	85
Tetraedrit	230—350	327,3	280,7	306,5
Berthierit	92—221 102—213	198,8	128,4	160,8
Pirargirit	66—165	91,5	80,5	86,6
Freieslebenit	85—140	158,3	103,1	115,1

Micordurimetru Karl Zeiss Jena, la microscop Amplival. P = 100.  
Analizat la ICPMN Baia Mare.

efekte de anizotropie datorate, probabil, conținutului în As (Schneide & Rohr, în Ramdohr, 1969).

Varietatea melnicovit a fost întâlnită ca produs de transformare (paramorfoză) a berthieritului.

Marcasita, prezentă în cantități reduse, substituie pirita, fiind înlocuită la rîndul său de arsenopirită.

*Sfaleritul.* Este prezent în toate cele patru zone cu participare cantitativă mai importantă în zona „d“, fiind reprezentat prin varietatea brun-neagră. În toate cazurile conține extrem de rare incluziuni de calcopirită spre deosebire de sfaleritul din mineralizațiile mezotermaice din sectorul central și de nord-vest ale masivului în care acestea sunt relativ frecvente. Un aspect particular este dat de prezența incluziunilor de tetraedrit ca produse de dezamestec (?) cu forme neregulate și dispunere după fețe cristalografice care uneori se repetă în cadrul



aceluiași cristal (pl. III, fig. 2 ; fig. 3 — pct. 7).

În zona „a“ sfaleritul este asociat cu berthieritul sub forma unor concreșteri particulare mîrmeckoide rezultate fie din corodarea sfaleritului de către plajele de berthierit, fie din creșterea lor simultană (pl. III, fig. 3, 4).

Conținutul în FeS al sfaleritului determinat în baza valorii parametrului reticular „a“, evaluat din difractogramă, este de cca 9,5% moli FeS ( $a=5,4137 \text{ \AA}$ ). Valorile capacitatei de reflexie (fig. 4-b) sunt comparabile cu cele ale sfaleritului cu cca 14% moli FeS (Bezsmertnaia et al., 1973), fiind similară cu datele prezentate de Holub et al. (1978) pentru unele sfalerite din zona Kutna Hora.

Valorile determinate ale microdurițăii Vickers (Vnh) (tab. 2) indică în general valori superioare datelor din literatură.

*Galena.* În porțiunile cu microzonalitatea evidentă, galena apare sporadic în zonele „a“, „b“, „c“ și destul de frecvent în zona „d“.

Asociațiile mai comune sunt cu blenda, tetraedritul și calcopirita. Uneori este înlocuită de sulfosăruri de argint. Impregnează porii sau se infiltrează pe discontinuități mecanice din granulele de arsenopirită.

Extrem de rar conține incluziuni de argint nativ (2-4  $\mu\text{m}$ ). Capacitatea de reflexie și valorile microdurițăii (tab. 2) se inseră în limitele propriei acestui mineral.

*Calcopirita.* Apare sporadic în zonele „b“ și „c“ și destul de frecvent în zona „d“. Rareori a fost întâlnită ca impregnații fine în roca găzădă, alături de sfalerit și pirită.

În zona cu sulfosăruri este prezentă ca granule înlăntuite în microfilonașe ce traversează plajele extinse de freieslebenit ; în acest caz este evident mai nouă.

Uneori este substituită de sulfuri secundare : covelină, calcozină și un bornit optic neomogen.

Capacitatea de reflexie (fig. 4-c) și valorile microdurițăii (tab. 2) sunt comparabile cu datele din literatură.

*Antimonitul.* Este prezent ca înlocuitor al berthieritului sau ca plaje proprii în zona cu berthierit. În celealte zone are participări cu totul subordonate. Caracteristicile optice sunt cele obișnuite pentru antimonit ; se atacă rapid cu KOH cu formarea unei depunerii de culoare galben-portocalie.

### Grupul sulfosărurilor

Nota caracteristică a mineralizației este dată de prezența în cantități notabile a unui număr relativ mare de sulfosăruri ce pot fi reprezentate grupelor : tetraedrit-tennantit, berthierit, sulfosăruri de Sb-Ag, sulfosăruri de Pb-Ag-Sb și sulfosăruri de Pb-Sb.

*Tetraedritul.* Se regăsește în toate zonele dar participare semnificativă are în zonele „b“ și mai ales „c“ și „d“.



În zona „b“ apare asociat cu sfaleritul și galena, frecvent este substituit de sulfosărurile de Sb-Ag (pirargirit, miargirit, prousit) (pl. II, fig. 3).

În zona „c“ asociația cu freieslebenitul și owheyitul este remarcabilă, acestea din urmă acționând coroziv. Pot rezulta concreșteri (de înlocuire) mirmeckoide.

În această zonă, și mai ales în zona „d“ tetraedritul se asociază cu sfaleritul ca incluziuni dispuse după direcțiile cristalografice ale acestuia (fețe de creștere) (pl. I, fig. 4). Conține incluziuni foarte fine, ce sugerează dezamestecuri, de jamesonit (pl. II, fig. 4). Optica tetraedritului prezintă uneori unele particularități: culoarea este cenușiu-brun, gălbuiu-oliv, ceea ce indică prezența termenului cu stibiu, iar reflectivitatea, în unele cazuri, este mai ridicată certificând prezența unui termen cu argint, confirmat și de analize microspectrale cu laser care au pus în evidență prezența în cantitate notabilă a argintului.

Asocierea frecventă a tetraedritului cu sulfosărurile de argint converg către aceeași concluzie.

Capacitatea de reflexie este redată în figura 4-d, e, iar determinările de microduritate, efectuate pe plaje mai extinse, indică valori în domeniul 280-387 kgf/mm<sup>2</sup> cu media de 306,5 kgf/mm<sup>2</sup> ce corespund termenului cu mai puțin de 5% As (Bezsmertnaia et al., 1973).

*Berthieritul.* Distribuția berthieritului indică o participare notabilă în microzona „a“ — de tranziție spre roca gazdă, în care formează fie plaje policristaline euhedrale, fie cristale alungite, prismatice aranjate neuniform, uneori în rețea (pl. III, fig. 1). Formează o asociație caracteristică cu cuarțul.

Remarcabilă este asociația cu sfaleritul, sub forma unor „ace“ de berthierit „înfipte“ în granulele de sfalerit (pl. II, fig. 2) sau ca plaje ce substituie sfaleritul, rezultând, uneori, aspecte mirmeckoide (pl. II, fig. 1). Este înlocuit de antimonit, jamesonit, pirargirit, freieslebenit și melnicovit. Dă reacție pozitivă la atacul cu KOH. Valorile capacitații de reflexie (fig. 4-f), ale microdurității (tab. 2) și spectrul de difracție Rx (tab. 1) certifică diagnoza optică.

### Sulfosărurile de Ag-Sb (As)-S

Au o largă răspândire în zonele „b“ și „c“ și sunt mai puțin frecvente în zonele „a“ și „b“. Sunt reprezentate cu certitudine prin pirargirit, miargirit, polibazit și probabil stefanit.

*Pirargiritul.* Este vizibil uneori macroscopic, cu habitus tabular, de culoare roșu de cireașă cu dimensiuni 2-3 mm formând pojghițe, pelicule pe microfisuri (probabil depus „per descensum“) fiind întâlnit în toate zonele, în asociație cu aproape toate mineralele descrise.

Sub microscop se prezintă în plaje disperse în toate microzonele menționate, cu frecvență mare în zona de tranziție între „a“ și „b“.

Formează următoarele asociații caracteristice:

— înlocuiește tetraedritul inclus în sfalerit (pl. III, fig. 2);



— înlocuiește sfaleritul sau este inclus în acesta ca urmare a înlocuirii acelor de berthierit ;

— înlocuiește berthieritul direct sau via stibină ;

— formează concreșteri mirmecitice cu freieslebenitul ; este mai nou decât arsenopirita în care se infiltrează pe discontinuități mecanice (clivaje, interfețe, pori etc.) ; zona cu arsenopirită este precedată în unele situații de o microzonă ( $\sim 0,5$  mm grosime) constituită din asociația intimă pirargirit-arsenopirită foarte fin cristalizate (pl. III, fig. 3) ;

— plajele de pirargirit sunt traversate uneori de ace de owiheyit sau conțin incluziuni aciculare ori cu aspect mirmecitoid, de jamesonit (owiheyit), precum și granule micronice de Ag (pl. III, fig. 4) ;

— se asociază uneori mineralelor secundare de plumb, cu distribuție și aspecte morfologice care sugerează originea „per descensum“.

Analizele microspectrale cu laser au indicat prezența următoarelor elemente :

a) pentru pirargiritul inclus în sfalerit : Ag, Sb, Zn, Cu (Zn și Cu provin din sfalerit) ;

b) pirargirit în cuarț (fără posibilități de contaminare) : Ag, Sb (urme de cupru).

Optic au putut fi separate cele două varietăți : pirargiritul și proustitul, uneori în asociație. Valorile capacitatei de reflexie (fig. 4-g, h) confirmă prezența ambilor termeni. Valorile microdurițăii (tab. 2) se încadrează în domeniul cunoscut pentru acest mineral.

*Miargiritul.* A fost pus în evidență atât microscopic cât și prin difracție în raze X.

Remarcabile sunt concreșterile mirmecitoide cu freieslebenitul (pl. IV, fig. 1) bine puse în evidență după atacul cu KOH (pl. IV, fig. 2). Optic este similar pirargirit-proustitului, față de care prezintă reflectivitate mai ridicată (fig. 4-i), este mai deschis la culoare și prezintă reflexe interne mai puțin numeroase, de culoare roșu închis.

Microdurițăea, determinată pe plajele concrescute cu freieslebenitul variază în domeniul  $78-90$  kgf/mm<sup>2</sup>, valoare conformă datelor prezentate în literatură (Feklichev, 1977 ; Gadjeva, 1976 ; Vjalssov, în Rümddohr, 1975).

Sulfosăturile de Pb-Ag-Sb-S, sunt bine reprezentate prin termenii freieslebenit, owiheyit-jamesonit.

*Freieslebenitul.* Dintre mineralele menționate freieslebenitul este cel mai reprezentativ. Formează plaje de pînă la  $1-1,5$  cm<sup>2</sup> cu aspect dendriform (pl. I, fig. 1) cu poziție spațială între zona predominant arsenopiritică (b) și cea cu sulfuri comune (d). În cantități sporadice și cu dimensiuni mai reduse se regăsește și în celelalte microzono.

Studiul microscopic a pus în evidență următoarele aspecte și asociații caracteristice :

— plaje extinse ce conțin frecvent în zonele marginale tetraedrit puternic franjurat datorită corozionilor și înlocuirilor ; sunt perforate de ace de owiheyit (pl. IV, fig. 1 ; fig. 3) ;

— concreșteri mirmecitoide cu miargiritul (pl. IV, fig. 1, 2) sau concreșteri epitaxiale sub forma unor macle polisintetice în care lamele de freieslebenit altereză cu lamele de miargirit ;



— conține incluziuni micronice de Ag nativ pe discontinuitățile mecanice, precum și incluziuni embrionare-vermiforme de calcopirit înlănțuite uneori în șiraguri; dispoziția acestora este discordantă față de structura internă a plajelor de freieslebenit;

Determinările microspectrale cu laser au pus în evidență elementele : Pb, Ag, Sb, Cu, Zn (?), date în acord cu diagnoza. O analiză spectrală executată pe o probă ( $S_{277}T$ ) provenind din majorarea unui știf care a surprins o bogată asociatie mineralogică a dat următoarele valori :

$Ag > 0,333\%$ ;  $Pb > 0,333\%$ ;  $Zn > 0,333\%$ ;  $Cu > 0,1\%$ ;  $Sb > 1\%$ ;  
 $As > 1\%$ .

Intensitățile liniilor spectrale ale Ag sunt evident mai puternice ca ale Pb și Zn ; sub limita de detecție sunt Bi, Te, Hg.

Spectrul de difracție în Rx (tab. 1), valorile capacitatei de reflexie (fig. 4-j) și cele ale microdurității (tab. 2) certifică diagnoza optică.

*Owiheyitul.* A fost evidențiat microscopic și în difractograma pe baza reflexelor principale. Asociația cea mai reprezentativă este freieslebenit-owiheyit-tetraedrit-miargirit.

Se dezvoltă în granule aciculare cu structură fibroasă inclus în plajele de freieslebenit, pirargirit sau tetraedrit (pl. IV, fig. 1, 2, 3).

Sporadic este prezent ca incluziuni și în plajele individuale de pirargirit. Dimensiunile sunt variabile (0,08-0,3 mm).

Culoarea este alb ușor galben-verzuie, strălucitor cu bireflexie, anizotropie și reflectivitate mai ridicate decât ale freieslebenitului. Bireflexia este comparabilă cu a jamesonitului, mai scăzută decât a antimonitului. Gradul de lustruire este inferior tetraedritului și freieslebenitului.

Anizotropia este puternică de la cenușiu alb la cenușiu închis cu vagă nuanță albăstruie. La atacul cu KOH se înnegrește parțial, fără a arăta un atac intens, deosebindu-se de freieslebenit (nu se atacă) și de pirargirit (se atacă puternic), prezente în asociatie.

Principalele reflexe evidențiate pe difractogramă sunt : 3,25 Å, 3,49 Å, 2,90 Å, 2,05 Å (fig. 4).

Analiza microspectrală cu laser (proba  $S_{277}T$ ) indică prezența elementelor :  $Ag^+$ ,  $Sb^+$ ,  $Pb$ ,  $Cu$ .

#### *Sulfosărurile de Pb-Sb*

Sunt reprezentate prin füllöppit, jamesonit și boulangerit ce apar în cantități sporadice, asociate cu freieslebenitul și incluse în tetraedrit, pirargirit sau în plaje libere (füllöppitul).

Spectrele de difracție ale füllöppitului și jamesonitului sunt prezentate în figura 5. Boulangeritul a fost validat și prin lipsa atacului cu KOH, deosebindu-se de jamesonit.

#### *Cinabrus*

Formeață impregnații în rocă sau depunerii pe microfisurile din zona „c“. Dimensiunile sunt de ordinul a 0,1-0,2 mm. Este asociat spațial, în ganga de cuart, cu pirargirit, berthierit, arsenopirită.

Culoarea este cenușie, vag albăstruie, bireflexie slabă și anizotropie marcată de reflexele interne, foarte numeroase, roșii sângerii.



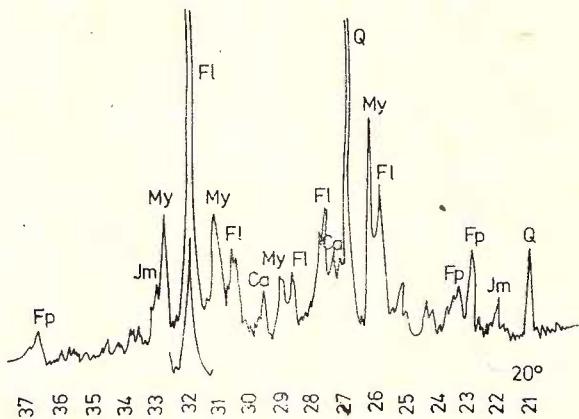
Reflectivitatea este moderată. Nu apare în relații concludente cu celelalte minerale; avind în vedere distribuția pare unul din mineralele cele mai tardive.

Fig. 5. — Difractograma probi 277-T, cuprinzând asocierea freieslebenit (Fl) — miargirit (My) — füllöppit (Fp) — jamesonit (Jm) — cuart (Q) — calcit (Ca).

Condiții de analiză: difractometru Phillips; anticatod Cu, filtru Ni; viteza înregistrare  $1/2^\circ$  2  $\text{o/min.}$ ; sensibilitate  $4 \times 10^3$  impulsuri/sec.

Difractogramme de l'échantillon 277-T, comprenant l'association du fréieslébénite (Fl) — miargyrite (My) — füllöppite (Fp) — jamésonite (Jm) — quartz (Q) — calcite (Ca).

Conditions d'analyse: diffractomètre Phillips; anticathode Cu, filtre Ni; vitesse enregistrement  $1/2^\circ$  2  $\text{o/min.}$ ; sensibilité  $4 \times 10^3$  impulsions/sec.



### Aurul și argintul

Au fost întâlnite în granule de cîțiva microni (maximum 40 m) incluse în celelalte minerale (de preferință pirargirit, tetraedrit, sfalerit și arsenopirită). Localizarea lor este controlată de discontinuitățile mecanice ale mineralelor gazdă.

### Realgarul

Este prezent în cantități sporadice ca microgranule asociate spațial unor microfilonașe (grosime de cîțiva microni) umplute cu material argilos.

### Produse secundare

Mineralele descrise sunt înlocuite parțial prin produse secundare. Dintre acestea au fost puse în evidență: anglezitul și ceruzitul formate pe seama galenei, melnicovitul și marcasita de pirită și berthierit, calcozina, covelina și bornitul, pe seama mineralelor de cupru, kermesitul pe antimonit (pl. IV, fig. 4).

### Mineralele de gangă

Principalul mineral de gangă este cuarțul cu depunere extinsă pe toată durata procesului de mineralizare; conferă minereului compactitate și duritate deosebite. Este prezent și sub formă de cristale idiomorfe ce tapisează miciile geode, alături de arsenopirită.

Cu dezvoltare caracteristică în microzona „d“ sunt prezente mineralele argiloase illit-halloysit, în asociere cu sulfurile comune (sfalerit, galenă). Diagnoza a fost certificată de analizele de difracție.

În cantități sporadice și cu distribuție neuniformă este prezentă baritina.

Prin caracteristicile mineralogice de ansamblu mineralizația epitermală de la Valea Zimbrului prezintă similarități cu unele mineralizații epitermale (de la Kutna Hora), descrise de Hoffmann și Trdlicka (1978) și caracterizate geochimic de Holub et al. (1978).

### Unele date asupra chimismului

Se dispune de informații privind chimismul mineralizației din următoarele surse :

a) rezultatele analizelor chimice pe probe geologice recoltate informativ din galerii și din lucrările de suprafață (șanțuri de prospecție);

b) rezultatele unor analize spectrale executate pe un preparat mineralogic cu o asociatie mineralogică bogată (pr. 2277 T) (freieslebenit + miargirit + owiheyit + tetraedrit + calcopirită + arsenopirită + aur) — care au indicat următoarele conținuturi:  $\text{Au} > 0,01\text{--}0,005\%$ ;  $\text{Ag} > 0,333\%$ ;  $\text{Pb} > 0,333\%$ ;  $\text{Zn} > 0,333\%$ ;  $\text{Cu} > 0,1\%$ ;  $\text{Sb} > 1\%$ ;  $\text{As} > 1\%$ ;  $\text{Bi}$ ,  $\text{Te}$ ,  $\text{Hg}$ ,  $\text{Se} = \text{SLD}$

c) rezultatele analizelor calitative microspectrale cu laser, care deși au valoare în special diagnostică, oferă informații și asupra raporturilor între diferitele elemente; au fost executate pe următoarele minerale și au indicat prezența elementelor:

- berthierit (pr. 17838-b3-8) :  $\text{Sb}^{++}$ ,  $\text{Fe}$ ;  $\text{As}$  — lipsă
- freieslebenit (S 277-T) :  $\text{Pb}^{++}$ ,  $\text{Ag}^{++}$ ,  $\text{Sb}^{++}$ ,  $\text{Cu}^+$ ,  $\text{Zn}$  (?)
- ace de owiheyit în freieslebenit (S 277-T) :  $\text{Pb}$ ,  $\text{Ag}^{++}$ ,  $\text{Sb}^{++}$ ,  $\text{Cu}$
- miargirit în freieslebenit (S 277-T) :  $\text{Pb}^+$ ,  $\text{Ag}^{++}$ ,  $\text{Sb}^{++}$ ,  $\text{Cu}$
- tetraedrit în sfalerit (S 257-T) :  $\text{Ag}^+$ ,  $\text{Cu}^{++}$ ,  $\text{Sb}^+$ ,  $\text{Zn}^+$
- pirargirit în sfalerit (S 277-T) :  $\text{Ag}^{++}$ ,  $\text{Sb}^{++}$ ,  $\text{Zn}^+$ ,  $\text{Cu}$
- pirargirit în cuarț (S 248) :  $\text{Ag}^{++}$ ,  $\text{Sb}^+$  ( $\text{Cu}$  — urme)
- sfalerit (S 257) :  $\text{Zn}^{+++}$
- arsenopirită liberă (fără posibilitate de contaminare) :  $\text{As}^{+++}$ ,  $\text{Fe}^{++}$  lipsă  $\text{Sb}$ . (Numărul de cruciulițe indică intensitățile relative ale liniilor spectrale).

Unele elemente provin din mineralele gazdă ( $\text{Pb}$  în miargirit,  $\text{Zn}$  în tetraedrit și pirargirit), altele din incluziunile de minerale străine ( $\text{Cu}$  în freieslebenit etc.).

Datele asupra chimismului, deși sumare, denotă caracterul stibio-arseno-argentifer al mineralizației discutate și validează ansamblul de date mineralogice.

### Considerații mineralogenetice

Observațiile mineralogice complexe au pus în evidență o bogată asociatie de minerale metalice și au permis departajarea unor asociatii cu valoare de parageneze; aceste asociatii au o distribuție spațială ce permite reconstituirea evoluției procesului mineralogenetic. Raportat la zona centrală, cu goluri, a fracturii, asociatiile mai vechi ocupă zonele cele mai externe, iar cele mai noi zonele cele mai interne.

În baza relațiilor dintre minerale și a distribuției spațiale a componentelor minerali, a fost imaginată succesiunea mineralologică prezentată în figura 6.



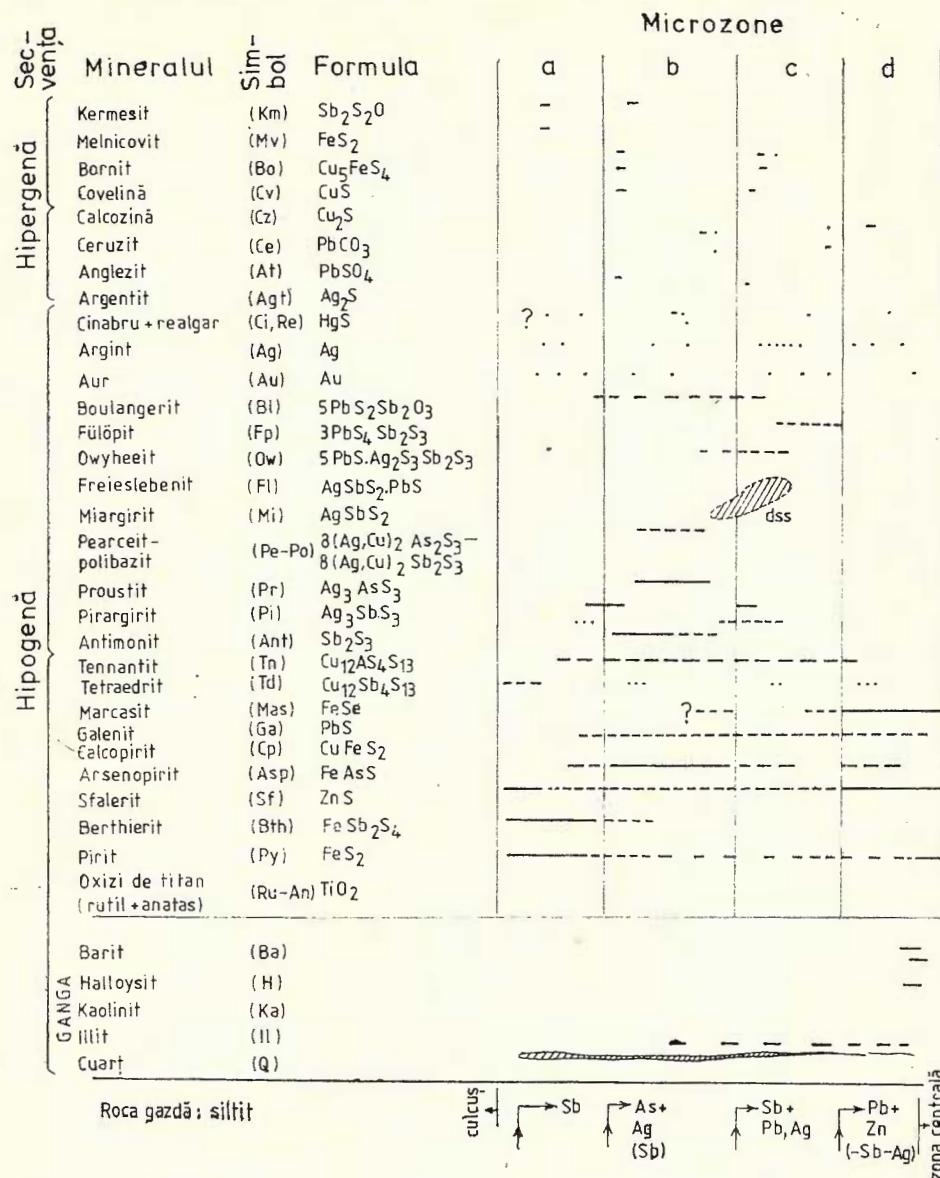


Fig. 6. — Modelul mineralogenetic al mineralizării de la Izvorul Zimbrului — Tibleş.

dss : desfacerea de soluție solidă ; linie continuă : predominant ; linie întretreruptă : frecvent ; linie punctată : sporadic ; punct : prezent.

Modèle minéralogénétique de la minéralisation d'Izvorul Zimbrului-Tibleş.  
 dss : exsolution de solution solide ; ligne continue : prédominant ; ligne entre-coupée : fréquent ; ligne ponctuée : sporadique ; point : présent.

Pe această bază evoluția procesului metalogenetic a fost apreciată conform modelului prezentat în figura 2 și poate fi redată în termenii sistemelor Fe-Sb-S, Fe-As-S, Ag-Sb(As)-S, PbS-Ag<sub>2</sub>S-Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub> și respectiv a sistemelor binare Zn-S și Pb-S (fig. 2-b).

Evoluția de la un sistem la altul a fost controlată de modificări ale concentrațiilor și fugacității sulfului. Ca rezultat al modificărilor fizico-chimice rezultă asociații minerale caracteristice atât sub aspect calitativ cât și cantitativ. Ponderile mineralelor în diferitele microzone ale filonului sunt schițate orientativ în figura 2-c, iar evoluția concen-

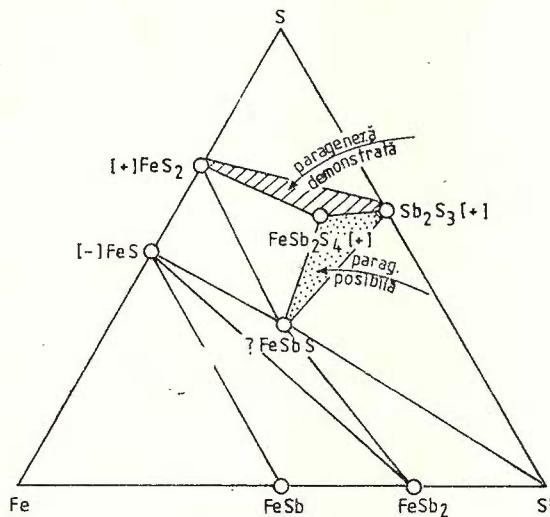


Fig. 7. — Diagrama de fază a sistemului Fe-Sb-S (după Barton, 1971 și Betehtin, 1953).

Domeniile hășurat și punctat reprezintă asociația demonstrată, respectiv posibilă în mineralizația de la Izvorul Zimbrului.

Diagramme de phase du système Fe-Sb-S (selon Barton, 1971 et Betehtin, 1953).

Les domaines hachurés et ponctués représentent l'association démontrée, respectivement possible dans la minéralisation d'Izvorul Zimbrului.

trațiilor în principalele elemente în figura 2-d. Debutul procesului mineralogenetic este marcat de alterația hidrotermală a rocii înconjurătoare (siltit), parțial metamorfozată termic în etapele anterioare. Iau naștere minerale de neoformație, în principal, cuarț, illit și pirit cărora li se asociază oxizi de titan (anatas și rutil); ulterior are loc ascensiunea soluțiilor hidrotermale cu sarcină utilă a căror compoziție poate fi redată în termenii sistemului Fe-Sb-S din care cristalizează asociația minerală dominată de berthierit (zona „a“). Compoziția și paragenezele acestui sistem sunt indicate în diagrama de stabilitate din figura 7 (după Barton, 1971). Formarea berthieritului în acord cu datele din literatură (Barton, 1971), pare a avea loc în urma reacției pirotin + antimonit + S<sub>2</sub> → berthierit care stoichiometric poate fi scrisă: 2/3 FeS (în pirotin) + 4/3 Sb + S<sub>2</sub> ≡ 2/3 FeSb<sub>2</sub>S<sub>4</sub>.

Stabilitatea berthieritului este funcție mai puțin de temperatură cît mai ales de fugacitatea sulfului (B e t e h t i n , 1953 ; B a r t o n , 1971) ; în condiții de fugacitate moderată a sulfului se formează și este stabil berthieritul, la fugacitate redusă a sulfului este stabil gudmunditul (Fe-Sb-S), iar la fugacitate ridicată este stabilă asociația pirită + antimonit.

În cadrul zonei cu berthierit sînt prezente în asociație alături de berthierit, pirlita (în cantități reduse), arsenopirita, sfaleritul și antimonitul, dintre mineralele probabil asociate paragenetic.

Asociația cu quartul a permis conservarea mineralului în această zonă. Instabilitatea berthieritului în condițiile ulterioare este indicată de substituirea sa parțială sau totală de agregatul de melnicovit + antimonit fin granular sau de către sulfosărurile de Ag-Sb (pirargirit), ca urmare a aporturilor de Ag și S în soluție.

Rezultă că asociația paragenetică reprezentativă a sistemului Fe-Sb-S, în mineralizația discutată este constituită din asociația stabilă berthierit ± pirit ± antimonit (fig. 7) și caracterizează etapele de debut ale procesului metalogenetic.

În țară asociații similare mai sînt cunoscute la Herja (berthierit + antimonit), Baia Sprie, Dealul Crucii și Roșia Montană (Rădulescu și Dimitrescu, 1966), iar în lume la Yellowknife Mine (Colorado), Murchison Range (R.S.A.), Vlastejovice (R. S. Cehoslovacia), pentru berthierit + pirit, Nekase Mine (Japonia), Murchison Range (R.S.A.) pentru asociația berthierit + antimonit (B a r t o n , 1971).

Evoluția în continuare a sistemului a avut loc în sensul creșterii concentrației în ioni de As, ce atinge valori maxime în etapa de formare a asociației minerale ce constituie zona „b“ (cu arsenopirită) ; această etapă a fost precedată de o creștere de scurtă durată a fugacității sulfului, cînd a luat naștere asociația pirită foarte fin granulară și pirargirit.

Asociația paragenetică a zonei „b“ este dominată de arsenopirită a cărui formare presupune de asemenea o concentrație moderată a ionilor de sulf ; cu arsenopirita se asociază pirargirit-proustitul, tennantitul, sfaleritul. Rezultă că soluțiile aveau, în momentul corespunzător formării zonei „b“, concentrații ridicate în As și Ag și moderate în Sb, Cu, Zn.

În continuare soluțiile înregistrează o îmbogățire progresivă în Pb ; Ag și Sb, se mențin la concentrații notabile. Chimismul soluțiilor poate fi raportat la sistemele  $\text{Ag}_2\text{S}-\text{PbS}-\text{Sb}_2\text{S}_3$  și  $\text{Pb}-\text{Sb}_2\text{S}$ .

Primul sistem, discutat de W e r n i c k (1960) în termenii sistemului pseudobinar  $\text{Ag}-\text{Sb}-\text{S}_2$  (miargirit)- $\text{PbS}$  (gallenă) este redat în figura 8.

Acest sistem își găsește o bună echivalență în zona „c“, constituită predominant din freieslebenit cu care se asociază în concreșteri mirmecitoide miargiritul (± pirargirit), tetraedritul cu conținut de argint, jamesonitul argentifer (owiheyit), calcopirita (± emulsii de argint nativ).

Parageneza sigură este reprezentată de asociația miargirit-freieslebenit, în concreștere mirmecitoïdă, ca rezultat al descompunerii unor soluții solide de compozitie corespunzătoare.

Componența în exces, judecind în conturul plajelor, este freieslebenitul, miargiritul fiind faza dizolvată.

În acord cu Wernick (1960), miargiritul, diaforitul și freieslebenitul pot fi privite ca soluții solide ordonate de temperatură scăzută. Pentru multe plaje neomogene raportul celor două componente (freieslebenit și miargirit), este de circa 2 : 1, raport care ne conduce

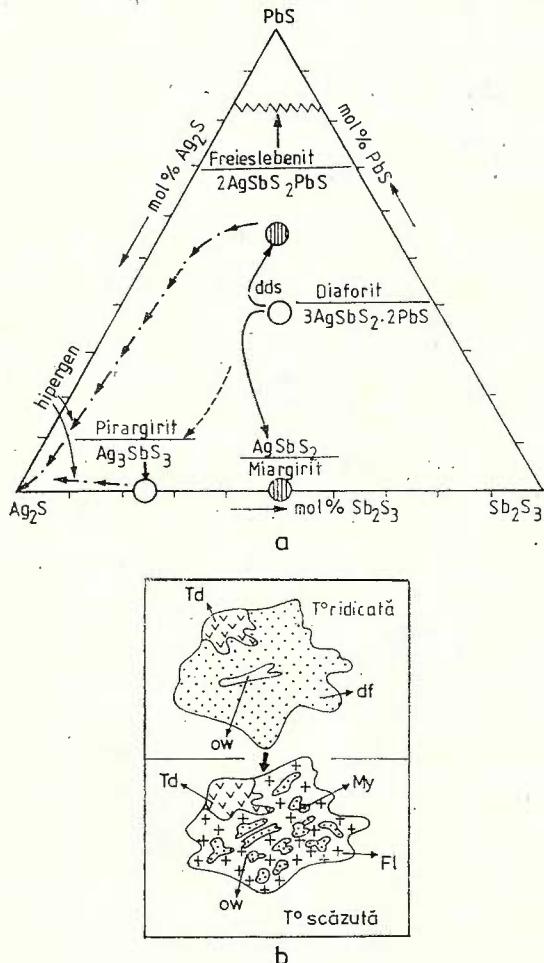
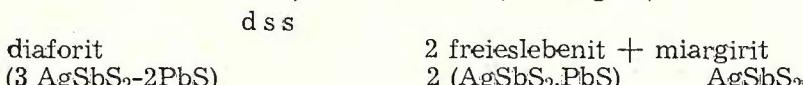


Fig. 8. — a, Asociațiile paragenetice în sistemul pseudobinar miargirit — galenă ( $\text{AgSb}_2\text{S}_2$  —  $\text{PbS}$ ) (după Wernick, 1960); b, explicarea asociației freieslebenit-miargirit prin descompunerea diaforitului.

a, Associations paragénétiques dans le système pseudobinaire miargyrite — galène ( $\text{AgSb}_2\text{S}_2$  —  $\text{PbS}$  (d'après Wernick, 1960); b, explication de l'association fréieslénite-miargyrite par décomposition du diaforite.

la formula diaforitului. Lipsa acestui mineral în parageneza discutată poate fi judecată în legătură cu descompunerea sa în asociația concreștă mirmecitoid, freieslebenit + miargirit, conform relației :



Reacția are loc cu păstrarea volumului plajei inițiale (fig. 8-b).

Nu a fost întâlnită asociația galenă-pirargirit, care reprezintă cea de a doua direcție posibilă de descompunere a diaforitului.

Sistemul Pb-Sb-S, a fost cercetat și discutat în detaliu de Garvin (1973); sulfosărurile din grupa plagonitului, ce fac parte din componentii acestui sistem, au fost cercetate de Jambor (1969).

În asociația mineralelor metalice de la Izvorul Zimbrului au fost puse în evidență füllöppitul, sulfosare din grupa plagonitului, jamesonit și boulangeritul.

În general sulfosărurile de Pb-Sb, se formează în secvențele tîrzii de mineralizare. În acord cu McKinstry și Kennedy (în Garvin, 1973), secvențele paragenetice sunt funcție a creșterii potențialului chimic al componentilor cei mai volatili ( $As_2S_3$ ,  $Sb_2S_3$ ), ce se realizează de regulă spre secvențele finale de mineralizare, și au consecință depunerea sulfosărurilor de Pb-Sb, în etape ulterioare depunerii galenitului conform secvenței: galenă → boulangerit → antimonit (Garvin, 1973).

Fluctuațiile de chimism ale soluțiilor pot produce abateri de la această tendință generală. Coleman (în Garvin, 1973) descrie situația de la Yellowknife Mine, unde antimonitul este depus înaintea sulfosărurilor. În asociația pe care o discutăm, sulfosărurile de Sb-Pb au fost depuse înaintea secvenței principale de depunere a galenitului, ce a condus la dezvoltarea zonei „d”; aceasta a fost condiționată de creșterea aparentă a concentrației în Pb a soluțiilor.

Zona „d” este caracterizată în principal de asociația paragenetică sfalerit-galenit cu granulația grobă. Conținutul în FeS (%) molare) al sfaleritului din această zonă („d”) determinat în acord cu parametrul reticular „a” calculat din datele de difracție Rx, este de 9,5%, fiind superior, după indicațiile optice, sfaleritului din zona de berthierit („a”). Este posibil ca această ultimă secvență, predominant plumbozinciferă, să reprezinte o rejuvenație.

Pentru înțelegerea unor asociații paragenetice întîlnite în mineralizația studiată este necesară și discutarea sistemului Ag-Sb (As)-S, ai cărui componente principale sunt pirargirit-proustitul și pearceit-polibazitul. În asociațiile studiate au fost puse în evidență pirargiritul, proustitul și cu incertitudine polibazitul. Existența soluțiilor solide în ocurențele naturale este discutabilă. Unii autori (Jager și Klooster citati în Tolmin, 1963) consideră, în baza datelor experimentale, că pirargiritul și proustitul formează soluții solide la temperaturi superioare de 300°C, ce se regăsesc și la ocurențele naturale. Alți cercetători (Randoehr, 1969, 1975), pun la îndoială existența soluțiilor solide între cei doi termeni, invocînd o lacună de miscibilitate în cazul ocurențelor naturale. Seria pearceit-polibasit a fost discutată în termeni experimentalni de Hall (1967).

În cazul mineralizației de la Izvorul Zimbrului, observațiile mineralogice au pus în evidență prezența proustitului și pirargiritului, ce pot apărea împreună în cadrul aceluiasi granul de sfalerit sau tetraedrit, ce ar pleda pentru imiscibilitate, desă au fost evidențiate plaje cu proprietăți intermediare între cele două minerale (culoare, cantitate de reflexe interne, capacitate de reflexie) ce au făcut dificilă diagnoza mineralologică.

Datele pledează pentru fluctuații, probabil locale, în chimismul soluțiilor, posibile avînd în vedere mobilitatea diferită a ionilor de Sb

și As, ceilalți compoziți (Ag și S) rămânind la o concentrație aproape constantă.

Distribuția sulfo-antimoniușilor și sulfo-arseniurilor de argint în profilul transversal al filonului indică o concentrare a pirargit-proustitului în microzona de tranziție de la zona „a“ la „b“ și în zona „b“ (cu arsenopirită) și o predominare a miargiritului în zona „c“ (cu freieslebenit) date în acord cu modelul mineralogenetic presupus.

O poziție mineralogenetică destul de neclară caracterizează tetraedrit-tenantitul. Datele mineralogice au pus în evidență prezența cu certitudine a termenilor tetraedrit și tenantit, uneori în granule învecinate. Există unele argumente și pentru prezența termenului cu Ag (freibergit). Asociațiile caracteristice ale tetraedritelor sunt cu sfaleritul, cert paragenetică și cu sulfosărurile; în ultimul caz, de regulă, tetraedritul este corodat și înlocuit de sulfosăruri. Asociația cu sfaleritul este rezultatul descompunerii soluției solide dintre sfalerit și tetraedrit, la temperaturi scăzute (Edwards, 1954; Ramdohr, 1969, 1975).

Variatiile înregistrate în grupul tetraedritului de la Izvorul Zimbrului sunt cauzate de asemenea de regimul fluctuant al concentrației ionilor de Sb și As.

Sintetizând datele mineralogenetice de care dispunem rezultă:

- caracterul indicativ al soluțiilor din care s-a format mineralizația este dat de concentrația notabilă în Sb, As și Ag, rezultând o mineralizație cu caracter stibio-arseno-argentiferă;

- regimul activității componentelor ușor volatile ( $\text{As}_2\text{S}_3$ ,  $\text{Sb}_2\text{S}_3$ ) a fost fluctuant controlând apariția unora sau altora dintre asociații;

- procesul mineralogenetic este caracterizat prin sisteme favorabile formării soluțiilor solide, cu dezamestecuri în domeniile de temperatură scăzută (pirargit-proustit, miargit, galenit, sfalerit-tetraedrit etc.);

- fugacitatea sulfului în ansamblul procesului, a rămas scăzută favorizând apariția predominantă a mineralelor cu raportul metal : sulf ridicat;

- tendința generală a procesului a condus la situația anormală de concentrare în secvențele finale ale plumbului și zincului; anomalia poate fi explicată prin invocarea poliascenței și rejuvenației;

- caracterele fizico-chimice de ansamblu ale procesului mineralogenetic, deduse din datele mineralogice și chimice justifică raportarea mineralizației cercetate la clasa epitermală de depozite hidrotermale.

### Considerații metalogenetice

Datele de care dispunem la ora actuală privind această mineralizație ne permit să avansăm cîteva concluzii de ordin metalogenetic referitoare la: a) poziția acestei mineralizații în metalogeneza de ansamblu a masivului Tibleș; b) evaluarea perspectivei metalogenetice a acestei zone;

a) Între mineralizațiile cunoscute la ora actuală în masivul Tibleș, mineralizația de la Izvorul Zimbrului ocupă o poziție particulară sub următoarele aspecte: caracterul de ansamblu al mineralizației; dome-



niul de temperatură ; nivelul de interceptare ; poziția spațială în raport cu masa de roci eruptive.

Caracterul de ansamblu al mineralizației este stibio-arseno-argentifer ( $\pm$  aurifer), deosebindu-se net de mineralizațiile predominant plumbo-zincifere din sectoarele central și nord-vestic (Izvorul Băilor, Preluci și Tomnatec) și predominant cuprifer din sectorul sud-estic (Măgura Neagră), ale masivului.

Prezintă similitudini cu ivirile modeste de mineralizații cu conținuturi relativ ridicate de Sb, de la Stegioara și cu ivirile din zona Sătrița. Dacă se au în vedere și indicațiile de talie din mineralizația de la Stegioara și conținuturile ridicate de Hg (cca 300 g/t) din obîrșia pîrfului Pietrii, se poate avea în vedere o posibilă „centură” de mineralizații epitermale la periferia vestică a masivului Tîbles, părere exprimată anterior și de Udubașa et al. (1978-1979).

Aprecierea importanței economice a acestei „centuri” este prematură la actualul grad de cunoaștere, dar poate fi avută în vedere ca posibil metalotect tactic în elaborarea și fundamentarea programelor de cercetare geologică a masivului ca și la elaborarea prognozelor.

Din punct de vedere al domeniului de temperatură în care s-au format asociațiile de minerale, mineralizația este net diferită prin caracterul său epitermal de mineralizațiile mezotermale din celelalte secțoare ale masivului, caracterizate prin parageneza de temperatură medie și ridicată (Kalmár, Pop, 1977 ; Petruilian et al., 1974 ; Steclaci et al., 1975 ; Udubașa et al., 1977, 1978).

Sub aspectul nivelului de mineralizare, ocurența de la Izvorul Zimbrului se placează în etajul superior al unui aliniament filonian, deosebindu-se de asemenea de celelalte mineralizații din Tîbles, deși cotele absolute sunt aceleași, fiind comparabile cu ivirile de la Stegioara (cu poziție superioară) și Tîrlisua.

Pozitia spațială a mineralizației se placează pe orizontală lateral cu 1,5-2 km de masa principală de roci eruptive cu caracter monzodioritic, microgranodioritic, constituite în corpuri de dimensiuni diferite, iar pe verticală în cupola unor apofize probabil de aceeași compoziție, consolidate la nivele mai adînci.

b) Evaluarea perspectivei metalogenetice a zonei, decurge din datele prezentate la punctul (a) care pledează în sensul unei perspective favorabile, atât în adîncime cât și pe orizontală în zona centurii menționate.

Asociația mineralologică semnalată ar putea semnifica și alte posibilități de interpretare genetică, inclusiv ca fiind produsul unei surse locale, specializată ca atare ; rămîne în atenția autorilor urmărirea și obținerea datelor corespunzătoare din lucrările ce urmează a investiga etajul de mineralizare într-o extensie mai largă.

## BIBLIOGRAFIE

- Barton P. Jr. (1971) The Fe-Sb-S System. *Ec. Geology*, 66, p. 121.  
 Bezsmertnaia M. I., Civileva T. N., Agroskin L. S., Bocek L. I., Lebedeva S. M.,

- Loghinova L. A. (1973) Opredelenie Rudnih mineralov o polirovannih šlifah po spectram otrogenia i tverdnosti. Izdatelstvo Nedra, Moskva.
- Boganesik V., Pop N., Götz A., Peter J., Lepeduș M. (1979) Raport, arhiva Institutului de cercetări și proiectări pentru minereuri și metalurgie neferoasă, Baia Mare.
- Edwards A. B. (1954) Textura mineralelor metalice și importanța sa. Traducere Lb. română.
- Edelstein O., Istvan D., Kovacs M., Stan D., Bernad A., Istvan E., Talpoș St., Roman L., Coroiu Gh., Udubașa Gh., Pop N., Pop V., Götz A. (1981) Raport, arhiva IPEG „Maramureș”, Baia Mare.
- Feklicheev V. G. (1977) Diagnosticeskie Spectri mineralov. Ed. Nedra Moskova.
- Gadjeva T. (1976) Miarghirit i pirarghirit ot Jugozapadni Rodopi. *Naučni Cobşa-nii*, 1, p. 107-111.
- Garwin P. L. (1973) Phase relations in the Pb-Sb-S, System N., *Jb. Miner. Abh.* 118, 3, 235-267.
- Hall T. H. (1967) The pearceite-polybasite Series. *Am. Min.* 52, p. 1311.
- Hoffman V., Trdlicka Z. (1978) Mineralogicka charakteristika kutnohorskych rudnich zil. *Nevoetné Suroviny*, 3/1978.
- Holub M., Hoffman V., Trdlicka Z. (1978) Geochemicky charakter rudnich zil a jejich primárnich aureol V. Severni Casti Kutnohorského reviru.
- Jambor L. J. (1969) Sulphosalts of the plagiomite group. *Mineralogical Magazine*, 37, 288, p. 442-446.
- Kalmar I., Pop N. (1977) Mineralizațiile de la Măgura Neagră (Tibăeș). Considerații mineralogice și geochimice. *Stud. tehn. econ. seria A-M, Geologie economică*, București.
- Panto G. (1950) Montangeologische Verhältnisse der Umgebung von Tibăeș. A.M.A.F.I. Evi jelentése. II. Kötet. Budapest.
- Petrulian N., Steclaci L., Oroveanu F. (1961) Cercetări mineralogice și geochimice asupra mineralizației de la Săsar (reg. Baia Mare). *St. cerc. geol.*, VI, 1, p. 101, București.
- Steclaci L., Jude R., Popescu E. (1974, 1975) Raport, arhiva IPEG „Maramureș”, Baia Mare.
- Ramdohr P. (1969) "The ore minerals and their intergrowths". English translation of the 3rd edition. Pergamon Press.
- (1975) Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Akademie Verlag, Berlin.
- Toulmin P. (1963) Proustite-pyrrhotite Solid solutions. *Am. Miner.* 48, 725-736.
- Udubașa Gh. (1978) Hydrothermal rutile in the Barza-Carpen gold-bearing ore deposits, Metaliferi Mountains. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, L, XIV, p. 43-51, București.
- Istrate Gh., Mindroiu V., Vasiliu C. (1977) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Istrate Gh., Pomărleanu V., Medeașan A., Vanghelie I., Nicolae V. (1975) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Edelstein O., Pop N., Istvan D., Bernad A., Kovacs M., Stan D. (1979) Berthieritul din Munții Tibăeș. Comunicare la Sesiunea jubiliară de comunicări a Muzeului Județean Maramureș, Baia Mare.
- Uyttenbogaardt W. (1971) Tables for microscopic identification of ore minerals. Elsevier publishing Company, Amsterdam, London, New York.
- Wernick J. N. (1960) Constitution of the AgSbS<sub>2</sub>-PbS-AgBiS<sub>2</sub>-PbS. *Am. Miner.* 45 (591-598).



## DISCUȚII

G. U d u b a ș a : Există o similitudine izbitoare între zonalitatea mineralizațiilor din masivul Țibleș și cea din cîmpul minier Kutna Hora (Cehoslovacia), cu mineralizații de temperatură ridicată învelite parțial cu mineralizații de temperatură scăzută, cu berthierit și sulfosăruri de tipul celor menționate în lucrare. Am subliniat acest lucru pentru a arăta că în situații structurale total diferite (Țibleș și Kutna Hora) au apărut produse metalogenetice foarte similare, dar — legat de discuțiile privind modelul porphyry aplicabil la masivul Țibleș — pot apărea modele gitologice diferite în situații structurale similare.

### CONTRIBUTIONS SUR LA CONNAISSANCE DE LA MINÉRALISATION FILONIENNE DE IZVORUL ZIMBRULUI — MONTS ȚIBLEȘ

(Résumé)

L'ouvrage synthétise les résultats des investigations complexes effectuées sur des échantillons recueillis systématiquement des travaux miniers qui ont ouvert la minéralisation filonienne du cours supérieur de Izvorul Zimbrului localisé dans la partie sud-ouest du massif de Țibleș.

Vu les données minéralogiques et chimiques, la minéralisation est considérée de type hydrothermal-épithermal, à caractère stibio-arséno-argentifère. Les recherches minéralogiques complexes, complétées par des analyses spectrales et microscopiques à laser, ont permis d'établir, en grandes lignes, la composition minéralogique ; des minéraux à diagnose incerte n'ont pas été étudiés et n'ont pas été présentée dans l'ouvrage.

La note caractéristique de la minéralisation est donnée par la présence, à fréquence élevée, d'un nombre relativement grand de sulfosels de Fe-Sb(As), Sb(As)-Ag, Sb-Ag-Pb, Pb-Sb, Cu-Sb(As), à côté des sulfures communs comme : pyrite, blende, galène, chalcopyrite.

A partir de la distribution microzonaire des associations de minéraux et des rapports entre minéraux on a saisi les caractéristiques définitoires du processus minéralogénétique :

- concentrations relativement élevées des composants mobiles ( $As_2S_3$ ,  $Sb_2S_3$ ) pendant les premières étapes du processus en maintenant une teneur quasi constamment élevée de l'argent presque tout le long du processus et en favorisant le dépôts des sulfosels antérieurement à la masse principale de sulfures communs de plomb et zinc ;

- fugacité réduite du soufre en favorisant l'apparition en quantités notables des minéraux à rapport métal : soufre élevé ;

- apparition, à certains moments, des systèmes favorables à la formation de solutions solides, en engendrant des exsolutions à des basses températures, dans le domaine épithermal ;

- régime fluctuant de la concentration des composants mobiles ( $As_2S_3$ ,  $Sb_2S_3$ ), sur un fond quasi constant de la concentration de l'argent en réalisant une distribution zonale des associations paragénétiques.



Par rapport à d'autres minéralisations connues dans le massif, à caractère polymétallique méso-hypothermal, la minéralisation de Izvorul Zimbrului est singulière, étant considérée comme une composante d'une possible zone périphérique à caractère épithermal; au point de vue métallogénétique elle peut être interprétée soit comme un niveau supérieur des autres minéralisations surtout polymétalliques en profondeur, soit comme un produit d'une source locale spécialisée; pour le premier cas, en faveur duquel plaident un bon nombre de données d'ordre géologique et métallogénétique, il y a de grandes perspectives de développement en profondeur, en même temps avec le renforcement du caractère polymétallique — mésothermal et le rapprochement à l'intrusion magmatique, dont la présence en soubassement est supposée (considérant les données géologiques, pétrographiques et géophysiques).

La minéralisation présente de similitudes, pour ce qui est des associations de minéraux, voire même l'évolution du processus minéralogénétique, avec les minéralisations de Yellowknife Mine (Colorado), Murchison Range (RSA), Nakase Mine (Japon), Kutna Hora (Tchécoslovaquie), et en Roumanie, avec les minéralisations de Herja, Baia Sprie, Dealul Crucii.

## EXPLICATIA PLANSELOR

### Planșa I

Fig. 1. — Distribuția zonară a asociațiilor minerale la scară unui preparat calco-grafic.

a, microzona cu berthierit ; b, microzona cu arsenopirită și pirargirit ; c, microzona cu freieslebenit ; d, microzona cu galenă și blendă.

Distribution zonare des associations minérales à l'échelle d'une section polie:

a, microzone à berthiérite ; b, microzone à arsénopyrite et pyrargyrite ; c, microzone à fréieslénite ; d, microzone à galène et blonde.

Fig. 2. — Agregate de arsenopirită cu dispoziție radială ; N II, 65 x.

Agrégats d'arsénopyrite à disposition radiaire ; N II, 65 x.

Fig. 3. — Asociația arsenopirită (Asp)-gallenă (Ga)-tetraedrit (Td) ; N II, 126 x.

Association arsénopyrite (Asp)-galène (Ga)-tétraédrite (Td) ; N II, 126 x.

Fig. 4. — Incluziuni de tetraedrit (Td) în sfalerit (Sf) după fețele de creștere ale acestuia ; N II, 126 x.

Inclusions de tétraédrite (Td) en sphalérite (Sf) d'après les faces de croissance de celui-ci ; N II, 126 x.

### Planșa II

Fig. 1. — Concreșteri mirmecitoide de berthierit(Bth)-sfalerit(Sf)-cuarț (Q) ; N II, 126 x.

Concrétiions myrmékitoïdes de berthiérite (Bth)-sphalérite (sf)-quartz (Q) : N II, 126 x.



Fig. 2. — Concreștere sfalerit (Sf)-berthierit (Bth) ; N II, 126 x.  
 Concrétion sphalérite (Sf)-berthiérite (Bth) ; N II, 126 x.

Fig. 3. — Asociația tetraedrit (Td)-pirargirit (Pi)-calcopirite (Cp)-galenă (Ga) ;  
 alb, relief ridicat : arsenopirite (Asp). 126 x.  
 Association tétraédrite (Td)-pyrargyrite (Pi)-chalcopyrite (Cp)-galène (Ga) ;  
 blanc, en relief : arsénopyrite (Asp). 126 x.

Fig. 4. — Incluziuni de jamesonit (Jm) în tetraedrit (Td) ; N II, 126 x.  
 Inclusions de jamésonite (Jm) en tétraédrite (Td) ; N II, 126 x.

### Planșa III

Fig. 1. — Berthierit (Bth) acicular în cuart (Q) ; N II, 126 x.  
 Berthiérite (Bth) aciculaire en quartz (Q) ; N II, 126 x.

Fig. 2. — Tetraedrit (Td) corodat de pirargirit (Pi), inclus în sfalerit (Sf) ;  
 N II, 126 x.  
 Tétraédrite (Td) corrodé par pyrargyrite (Pi), renfermé en sphalérite (Sf) ;  
 N II, 126 x.

Fig. 3. — Asociația de minerale a zonei de tranziție între microzona cu berthierit și cea cu arsenopirite : Pi = pirargirit ; Py = pirită ; Asp = arsenopirite ; N II, 126 x.  
 Association de minéraux de la zone de transaction entre la microzone à berthiérite et celle à arsénopyrite : Pi = pyrargyrite ; Py = pyrite ; Asp = arsénopyrite ; N II, 126 x.

Fig. 4. — Pirargirit (Pi) cu incluziuni de owiheyit (Ow) în gangă de cuart (Q) ;  
 N II, 126 x.  
 Pyrargyrite (Pi) à inclusions d'owyheeite (Ow) en gangue de quartz (Q) ;  
 N II, 126 x.

### Planșa IV

Fig. 1. — Asociația freieslebenit (Fl)-miargirit (My)-owyheyit (Ow)-tetraedrit (Td) ;  
 N II, 126 x.  
 Association fréieslébénite (Fl)-miargyrite (My)-owyheeite (Ow)-tétraédrite  
 (Td) ; N II, 126 x.

Fig. 2. — Idem, N+.  
 Idem, N+.

Fig. 3. — Asociația freieslebenit (Fl)-miargirit (My) după atac cu KOH ; N II,  
 126 x. Se remarcă atacul miargiritului.  
 Association fréieslébénite (Fl)-miargyrite (My) après attaque à KOH ;  
 N II, 126 x. On remarque l'attaque du miargyrite.

Fig. 4. — Asociația cu aspect eutectoid freieslebenit (Fl) miargirit (My) ; N+,  
 126 x.  
 Association à aspect eutectoïde fréieslébénite (Fl) miargyrite (My) ; N+,  
 126 x.



2. ZACAMINTE

METALOGENEZA COMPLEXULUI ERUPTIV TIBLES,

CARPAȚII ORIENTALI<sup>1</sup>

DE

GHEORGHE UDUBĂSA<sup>2</sup>, MARIAN RĂDUT<sup>3</sup>, OSCAR EDELSTEIN<sup>3</sup>,  
NICOLAE POP<sup>4</sup>, DUMITRU ISTVAN<sup>3</sup>, VERA POP<sup>4</sup>, DRAGOȘ STAN<sup>3</sup>,  
MARINEL KOVACS<sup>3</sup>, LAURENTIU ROMAN<sup>3</sup>, ALEXE BERNAD<sup>3</sup>

*Metallogenesis. Subvolcanic rocks. Microgranodiorites. Dacites. Monzodiorites. Quartz monzogabbros. Metallogenic zoning. Porphyry copper. Stockwerk. Veins. Polymetallic mineralization. Cupriferous mineralization. Berthierite. East Carpathians. New Eruptive — Tibleș.*

Sommaire

Métaulogenèse du complexe éruptif de Tibleș, Carpathes Orientales. Le complexe éruptif néogène de Tibleș des Carpathes Orientales est composé des roches subvolcaniques mises en place au cours de deux phases magmatiques : 1) phase des roches acides (microgranodiorites, dacites) et 2) phase des roches intermédiaires (monzodiorites et monzogabbros quartzifères, granodiorites, microdiorites quartzifères, etc.). La métallogenèse s'associe à la deuxième phase et s'est déroulée en plusieurs étapes, dont les produits se disposent d'une manière zonale : 1) dans la zone centrale quelques indices attestent l'existence d'un possible système „porphyry copper“. Ce système est associé aux minéralisations de type stockwerk à sphalérite+molibdénite+rutile+tourmaline et aux filons cuprifères-polymétalliques ; 2) zone intermédiaire à filons contenant des associations de température élevée (pyrrhotine, marmatite à environ 12% Fe, mispickel, etc.) ; 3) zone externe à minéralisations de basse température, où prédomine la berthierite.

<sup>1</sup> Depusă la 11 aprilie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 11 aprilie 1981, comunicată în ședință din 15 aprilie 1981.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.

<sup>3</sup> Întreprinderea de prospecțiuni și explorări geologice Maramureș. Str. Victoriei nr. 146, 4800 Baia Mare.

<sup>4</sup> Institutul de cercetări și proiectări pentru minereuri și metalurgie neferoasă. Str. Victor Babeș nr. 17, 4800 Baia Mare.



### INTRODUCERE

Datele de cunoaștere obținute pînă în prezent asupra structurii, petrografiei și mineralizațiilor din masivul Tîbles permit în momentul de față realizarea unei trepte superioare a sintezei etajate a metalogenizei acestei regiuni. Premizele unei astfel de abordări sunt asigurate de omogenizarea cunoașterii diferitelor grupe de probleme geologice ridicate de acest segment al zonei subvulcanice neogene din Carpații Orientali. Există în primul rînd o nouă imagine cartografică de detaliu a întregului masiv (Edelstein et al., 1981a), iar noile date petrografice și petrochimice argumentează existența unor tipuri deosebite de roci (monzodiorite, monzogabbouri etc.), nerecunoscute sau nemenționate ca atare în masivul Tîbles (Istrate, în Udubașa et al., 1978; Pop et al., 1981). Au fost realizate de asemenea progrese în cunoașterea geofizică a acestui masiv (Andrei et al., 1981). Relațiile de vîrstă dintre roci, surprinse pe teren și detaliate în laborator, însănucesc stabilirea succesiunii de punere în loc a principalelor tipuri de roci magmatische și implicit estimarea tendinței de diferențiere a magmei sau magmelor inițiale; pe această bază poate fi descifrată cu mai mare ușurință evoluția metalogenetică.

Cunoașterea mineralizațiilor din masivul Tîbles a progresat începînd de la observațiile efectuate de Pantoi (1950) și Stoicovici (1949) asupra mineralizațiilor filoniene din partea vestică. Urmează studiile elaborate de Stiopoli (1962) și Andronescu (1959) pentru filoanele principale, rapoartele privind prospecțiunile executate în diverse zone ale masivului (Scarlat et al., 1971; Istvan et al., 1977; Edelstein et al., 1981). Supercceanu et al. (1960) menționează scheelit în mineralizațiile filoniene din zona Măgura Neagră, care sunt examineate în mare detaliu de Kalmar, Pop (1977). Petruilian et al. (1974) și Steclaci et al. (1975) fac considerații asupra mineralizațiilor filoniene și asupra alterațiilor circumfiloniene din toate zonele deschise în acel timp. Udubașa et al. (1976, 1977, 1978, 1979, 1980) efectuează studii metalogenetice în întreg masivul, menționează prima ocurență de berthierit pe Izvorul Zimbrului (1979) și skarnele magneziene din transversala Saci (1980), care reprezintă prima ocurență de skarne magneziene asociate magmatitelor neogene din România. Cumulind observații din mai multe regiuni din țară, Udubașa (1981) recunoaște și pentru masivul Tîbles parageneza stabilă pirotină + rutil ± calcopirită din zonele de contact eruptiv.

### CONSIDERATII GENERALE

Pentru zăcăminte asociații masivelor subvulcanice problema nivelului optim de mineralizare trebuie privită probabil dintr-un punct de vedere deosebit în raport cu zăcăminte asociații structurilor vulcanice. În condiții subvulcanice evoluția proceselor metalogenetice se realizează într-un sistem „aproape închis“, fapt care are efecte multiple, uneori dificil de estimat, asupra concentrării și/sau posibilităților de concentrare a sarcinii metalice. Se poate admite, cel puțin teoretic,



„recircuitarea“ componenților depuși timpuriu și redepunerea lor la alte nivele.

În masivul Țibleș distribuția mineralizațiilor este neomogenă atât ca localizare, cît și sub aspectul intensității proceselor de mineralizare. Această neomogenitate, dublată și de variații cantitative evidente ale componenților principali (Fe, Zn, Pb, As, Sb, Cu) în mineralizațiile clar conturate, era grefată pe o aparentă asimetrie gitologică a masivului, coreabilă cu existența unor mineralizații importante doar în partea nord-vestică (zona Tomnatec-Izvorul Băilor). Luarea în considerație a tuturor ivirilor de mineralizații, indiferent de dimensiunea lor, arată însă că această asimetrie gitologică este într-adevăr doar aparentă. Unele date anterioare sugerau existența unei centuri externe cu mineralizații de temperatură mai scăzută, bogate în stibiu (Udubăș et al., 1978), care se putea contura, însă doar în partea nordică și sud-vestică a masivului. Această centură externă pare să fie totuși o realitate; în valea Fiezel (în partea estică a masivului) au fost identificate fragmente de cuart filonian fără sulfuri vizibile, care arată însă conținuturi de stibiu (700 ppm) și arsen (800 ppm), similară ca valori și raport între componenți cu cele din zona Stegioara-Setrița.

Extensiunea considerabilă a filoanelor principale sau a aliniamentelor filoniene din masivul Țibleș ca și relativa abundență a turmalinei dovedesc că sistemul magmatic a avut o mare cantitate de substanțe volatile. Fugacitatea lor ridicată a permis migrarea fluidelor postmagmatische pe distanțe mari, împărtăind sarcina metalică pe un areal considerabil. Nu se poate aprecia încă cu certitudine efectul real al acestei împărtășieri, cel puțin nu în stadiul actual de cunoaștere. Împărtășirea poate fi reală dacă se admite un raport mare volatile/compuși metaliferi. Este însă posibil ca acest raport să fi fost mai favorabil sarcinii metalice, care a fost depusă însă în condiții despre care știm încă prea puțin.

Pozitia structurală deosebită a complexului eruptiv Țibleș în raport cu celelalte sectoare ale zonei subvulcanice din Carpații Orientali<sup>5</sup> (Toroia, Rodna, Bîrgău) se reflectă în evoluția sa petrometalogenetică particulară, care include unele elemente de convergență cu magmatitele laramice și cu metalogeneza asociată. Ca potențial metalogenetic conturat, fără a include deci aspectele de perspectivă, masivul Țibleș ocupă o poziție intermediară între zăcăminte metalifere bogate din Toroia și Rodna pe de o parte și mineralizațiile sporadice asociate corporilor subvulcanice din munții Bîrgău pe de altă parte. Deși în momentul de față o asemenea ierarhizare în cadrul zonei subvulcanice poate suferi unele corecții, este probabil semnificativ faptul că în Toroia și Rodna se poate aduce în discuție un „fond premetalogenetic“ activ sau activat (Udubăș et al., 1978). Acest fond premetalogenetic sau „arie metalică“ în sensul propus de Routhier (1977) este îndepărtat și greu de decelat în masivul Țibleș datorită grosimii apreciabile a depozitelor sedimentare.

Din aceste motive considerațiile metalogenetice asupra masivului Țibleș se vor baza mai ales pe evoluția magmatitelor, fără a se putea apela direct la o eventuală îmbogățire suplimentară a fluidelor post-magmatice prin acțiunea unor factori externi. Evoluția metalogenetică



relativ complexă și îndelungată a complexului eruptiv Tibleș este astfel strîns legată de desfășurarea proceselor magmatice, concentrarea relativă a diverselor metale începînd de timpuriu, pe fondul unei concentrații ridicate de sulf în magmă. În sprijinul unei astfel de afirmații pot fi aduse unele date de observație cum ar fi : 1) în skarnele magnetizene din transversala Saci au fost întîlnite frecvent cuiburi și vinișoare cu pirotină, calcopirită, magnetit și sfalerit (Udubașa et al., 1980) ; 2) contactele eruptive, în special ale corpului din Valea Mesteacăñului, arată îmbogățiri evidente în pirotină ( $\pm$  calcopirită)+rutil, apărute pe seama oxizilor primari din rocile eruptive. Datorită acestui fapt, cît și îmbogățirii magmatitelor în magnetit neaccesoriu, masivul Tibleș a căpătat un fond magnetic destul de ridicat, cel mai ridicat din zona eruptivă Oaș-Tibleș (Andrei et al., 1981). Arealul cu fond magnetic ridicat include și corneenele în care apare pirotină asociată deseori cu rutil, nefiind astfel posibilă nici conturarea limitelor dintre rocile sedimentare și cele eruptive. Dezomogenizarea magnetică a masivului eruptiv datorită activității hidrotermale este în general puțin pronunțată, în special în partea sudică, unde se amplasează anomaliiile magnetice aero și la sol (Cristescu, Stefanescu, 1967 ; Hannich et al., 1970 ; Andrei et al., 1981).

#### TIPURI DE MINERALIZAȚII

Mineralizațiile cunoscute pînă în prezent în masivul Tibleș nu sunt unitare, nici morfologic, nici paragenetic. Forma de zăcămînt filoniană este dominantă, nu însă și exclusivă, existînd și impregnații sau structuri de tip stockwerk.

**Filoane.** În cele mai multe cazuri filoanele din masivul Tibleș au grosimi reduse, dar continuitatea lor pe direcție — a filoanelor ca atare sau a aliniamentelor filoniene — este mare, de ordinul 1-2 km. Structura internă a minereului filonian este de regulă masivă, local cu aspecte brecioase (grupul filonian Preluci) sau rubanate (grupul filonian Tomnatec). Limitele față de rocile gazdă sunt de obicei nete, iar zonele de alterație circumfiloniană sunt de regulă puțin extinse. Efilarea pe direcție este un fenomen extrem de frecvent, iar umplutura filoniană este deseori alcătuită numai din minerale nemetalifere, care ocupă segmente întregi din filon (filonul 15, zona centrală ; partea inferioară a filonului Tomnatec etc.). Rocile gazdă pentru majoritatea filoanelor din partea nordică a masivului sunt reprezentate prin rocile dacitice (tip Tomnatec și Grohot). Rocile eruptive cu caracter monzodioritic sau cele sedimentare sunt, cel puțin pînă în prezent, mai puțin apte pentru găzduirea mineralizațiilor filoniene.

Din punct de vedere paragenetic pot fi diferențiate cîteva grupe de filoane, care prezintă unele variații cantitative ale compoziției principali. În grupa central-nord-vestică de filoane există astfel de variații atât în cadrul filoanelor cu aceeași orientare, adică NE-SV (Tomnatec, Preluci, Izvorul Băilor), cît și la cele cu orientări deosebite (cele sus-menționate și cele orientate E-V : filonul 15, filonul Saci etc.). Mineralizațiile filoniene de la Tîrlișua au compoziție mineralogică simi-



**TABELUL 1**  
*Distribuția principalelor minerale metalifere în diferitele tipuri de concentratii metalifere*

Zona	po 1 2 3	py 1 2	apy	mgt 1 2	ru	mo	sph 1 2	cp 1 2 3	gn	cpo	cub	mck	vall	ttr	bn	hem	stb	ber	ker	jam
Cornene	X	X		X	X		X							X						
Skarne magneziene	X	X		X	X		X							X			X	X	X	
Sist. porphyry	X	X		X	X		X							X			X	X	X	
Stockwerk V.M.	X	X					X													
Fil. Ng. Neagră							X													
Fil. Tonnnatec	X	X		X	X															
Fil. Preluci	X	X	X	X	X															
Fil. 18	X	X	X	X	X															
Fil. 17	X	X	X	X	X															
Fil. 15	X	X	X	X	X															
Fil. Izv. Băilor	X	X	X	X	X															
Stegioara	X	X	X	X	X															
Gal. 4. Arcer	X	X	X	X	X															
Fil. Saci	X	X																		
Thrișua																				
Fil. 8 Bran	X	X																		
Fil. Bran E	X	X																		
Izv. Zimbrului																				
Sătrita																				

*Notă:* Dimensiunea semnului X (X sau x) indică frecvența sau cantitatea în care apare mineralul. Prescurtări: po — piroilină (1, primără; 2, înclusă în pirită; 3, inclusă în sfalerit, de regulă în asociatie cu cpo, cum și mck); py — pirita (1, primără; 2, formată pe seama pirolitelui); sph — sfalerit (wn), pseudomorfoză după wurtzit; m, marmatit cu peste 6% Fe; c, cleofan cu mai puțin de 6% Fe; 2, ca incluzuni stelăte în calcopirilită; cp — calcopirilită (1, ca incluzuni în pirită; 2, ca incluzuni în sfalerit; 3, ca fază independentă); gn — galena; cpo — calcopirotină (intermediile solid solution); cub — cubanit; mck — mackinawit; vall — valerit; ttr — tetraedrit; bnn — bornit; hem — hematit; stb — stibină; ber — berthierit; ker — kernesit; jam — jamesonit

*Observație:* Marcașita apare practic în toate filoanele, formată de regulă pe seama pirotinelui sau piritei; în rocile alterate din jurul filoanelor poate fi observat frecvent arafata (sau rutul), ca produs de alterație a oxizilor primari; un mineral similar optic cu compusul Cu<sub>2</sub>ZnS<sub>4</sub> se găsește deservi în masa sfaleritului în care există din abundență incluzuni de cacopirilită (diagnoza este provizorie, deoarece grosimea vinișoarelor răcori depășește 1 micron); numeroase sulfosătură, în special de argint, sunt descrise ulterior identificării berthieritului în mineralizarea filoniană de pe Izvorul Zimbrului (Pop et al., 1981).



lară cu a celor de mai sus, dar spre deosebire de acestea, unde mineralul de gangă predominant este cuarțul, la Tîrlișua calcitul — de regulă larg cristalizat — este mineralul nemetalifer dominant. În toate aceste filoane mineralele metalifere principale sunt: pirlita, pirotina, sfaleritul, arsenopirita, galena (tab. 1). Pirotina predomină în filonul Tomnatec (fiind local transformată în agregate fin granulare de pirlită, marcasită, magnetit secundar și siderit), iar pirlita, asociată cu arsenopirita, reprezintă mineralele cu ponderea cea mai mare în minereul din filonul Izvorul Băilor. Minereul din grupul filonian Preluci conține parageneza „standard”, care se regăsește în toate filoanele din partea central-nord-vestică, evident cu variații de ordin cantitativ. Sfaleritul este bogat în fier (11-12% fier) și prezintă fenomene spectaculoase de exsoluție, prin care au luat naștere calcopirotina<sup>6</sup>, cubanitul și mackinawitul, alături de calcopirite (fig. 1). Această grupă central-nord-vestică cuprinde filoanele sau grupurile filoniene Tomnatec, Preluci, Izvorul Băilor, 15, Saci, 5 Arcer, filonașele interceptate cu galeria 4 Arcer, o parte din filoanele din bazinul văii Stegioara, cele de la Tîrlișua, probabil filonul Izvorul Rău, precum și filoanele sărace din galeria 2 Izvorul Rău. Galena din aceste filoane are raportul Sb/Ag supraunitar (tab. 2).

O altă grupă de filoane este cea care constituie centura externă, de temperatură mai scăzută, cu mineralizații caracterizate de prezența stibiului sub formă de berthierit, stibină, kermesit etc. (Udubășa et al., 1979; Pop et al., 1981). A aparțin acestei grupe în primul rând

TABELUL 2

*Elemente minore în galena din masivul Tîrlișă  
(Valori medii, ppm)*

Zona	n	Ag	Bi	Sb	Mn
Fil. Tomnatec	2	615	16	895	3
Grupul Preluci	7	800	13	1115	15
Fil. gal. 4 Arcer	12	410	24	1040	18
Fil. Izv. Băilor	1	240	—	1300	100

Surse: Udubășa et al. (1977)

filoanele de pe Izvorul Zimbrului, unde apare din abundență berthieritul, asociat cu arsenopirite (probabil cu un oarecare conținut de stibiu), pirlită, sfalerit cleiofanic și unele sulfosăruri, examineate în detaliu de Pop et al. (1981). Paragenetic și geochimic se încadrează aici ivirile de stibină și kermesit de la sud de vîrful Sătrița, limonitele bogate în stibiu și arsen de pe vîrful Stegioara — reprezentând probabil pălăria de fier a unor mineralizații similară celor de pe Izvorul Zimbrului — precum și ivirile de cuarț cu conținuturi ridicate de stibiu și arsen de pe valea Fiezel (Edelstein et al., 1981 a). Dacă mine-



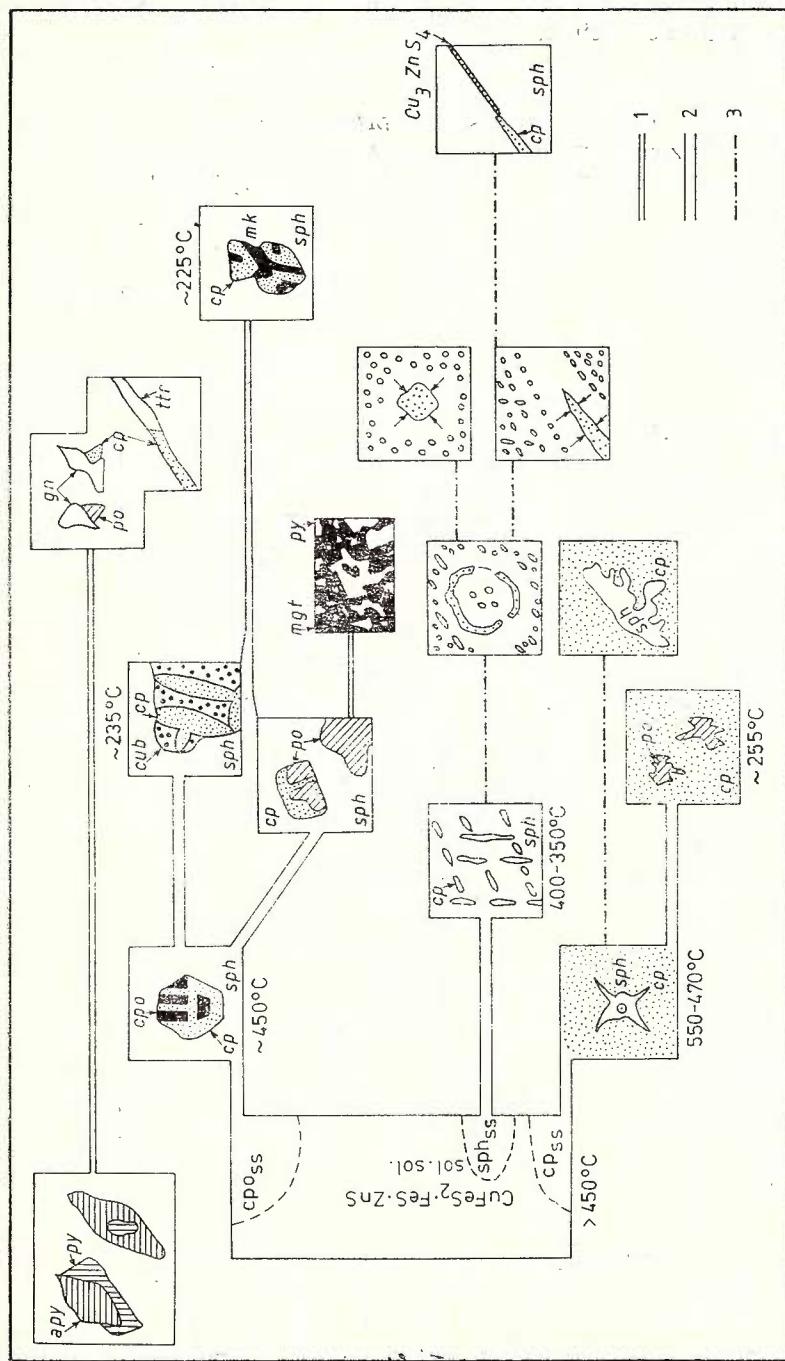


Fig. 1. — Schema succesiunii de formare și a fenomenelor de echilibrire mineralogică și texturală în minereul din filoanele Preluci și Izvorul Băilor (grupa central-nord-vestică), în care apare „parogenera standard” de minerale metalifere. Din : Udubăș et al. (1976). apy, arsenopirită ; py, pirită ; cp, calcopirotină sau „intermediate solid solution” ; sph, sfalerit ; cub, cubanit ; mgt, magnetit ; po, pirotină ; gn, galenă ; ttr, tetrahedrite ; mk, mackinawit ; sol, sol și ss, solutie solidă. Pentru indicațiile de temperatură vezi : Udubășa (1976) D. S. Inst. geol. geofiz. LXII/1, 45-57. 1, dezamestec ; 2, succesiune ; 3, difuzie.

Scheme with the succession of formation and mineralogical and textural equilibration phenomena within the Preluci and Izvorul Băilor vein ore (central-north-western vein group) with the "standard assemblage" of ore minerals (Udubășa et al., 1976). apy, arsenopyrite ; py, pyrite ; cp, chalcopyrite or "intermediate solid solution" ; sph, sphalerite ; cub, cubanite ; mgt, magnetite ; po, pyrotite ; gn, galena ; ttr, tetrahedrite ; mk, mackinawite ; sol, sol or ss, solid solution. For temperature indications see Udubășa (1976) D. S. Inst. of geol. and geophys. LXII/1, 45-57. 1, succession ; 2, exsolution ; 3, diffusion.



ralizațiile cu berthierit de pe Izvorul Zimbrului pot sugera existența unor mineralizații polimetaleice în adâncime, ivirea de stibină de lângă vîrful Sătrița ar putea fi o acumulare locală, fără semnificație deosebită privind continuitatea în adâncime.

Grupa filoanelor Măgura Neagră-Suplai constituie o entitate gito-logică aparte, care are puține elemente comune cu celelalte grupe de filoane din masivul Tibleș. Rocile gazdă sunt reprezentate prin tipurile petrografice care caracterizează intruziunea monzodiorit-graniodioritică. Minereul are ca element distinctiv relativă abundență a caleopiritei,

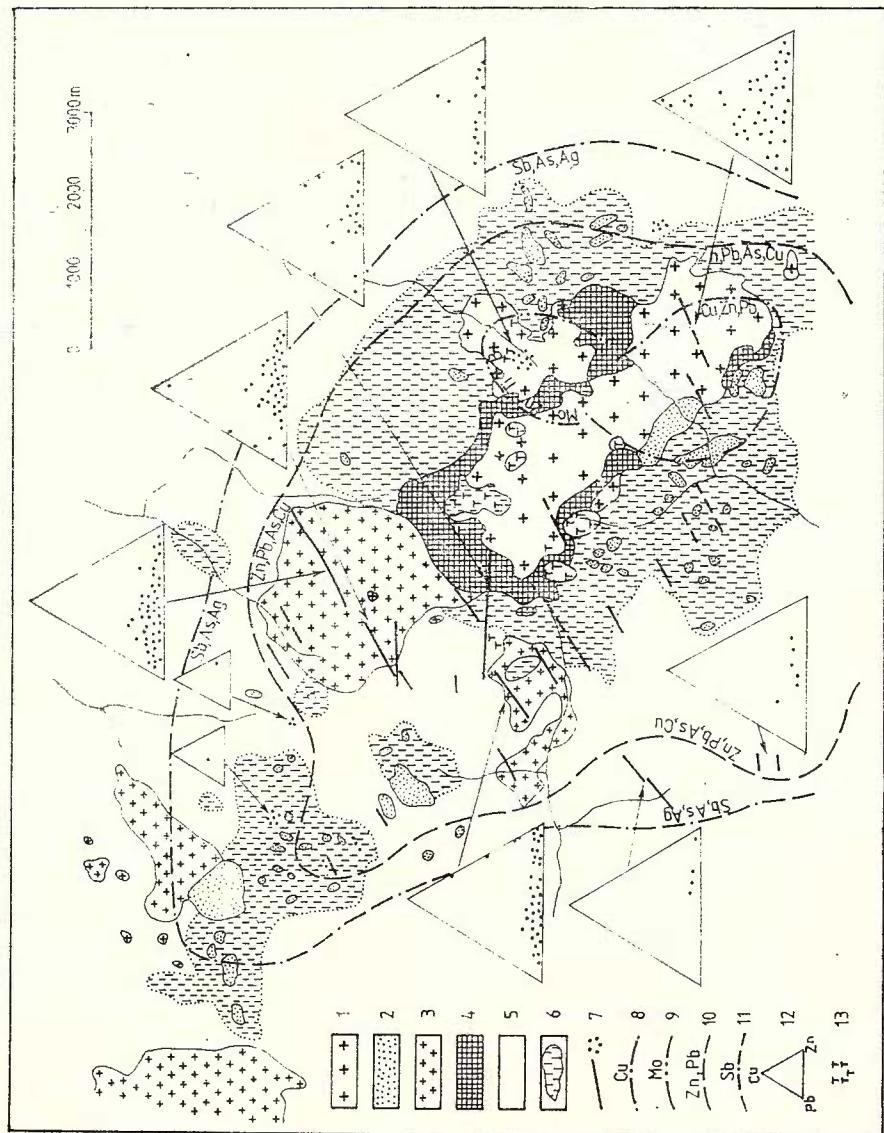


Fig. 2.

frecvent separată ca plaje independente. Caracterul cuprifer al minereului se reflectă și prin îmbogățirea relativă în cupru față de plumb și zinc (fig. 2). Sfaleritul este sărac în fier și mangan (tab. 3), iar

TABELUL 3

*Elemente minore în sfaleritul din masivul Tibleș  
(Valori medii, ppm)*

Zona	n	Cd	Mn	Cu	Co	Ag	In	Ga	Fe, %
Fil. Tomnatec	3	5780	4430	1400	125	22	33	8	12,5
Grupul Preluci	12	4000	3720	820	14	39	7	8	11,7
Fil. gal. 4 Arcer	12	4720	4310	2330	69	69	6	5	
Fil. Izv. Băilor	2	3075	5550	2000	10	132	—	5	
Izv. Mesteacăn	1	4600	2000	200	850	3	10	4	< 5
Măgura Neagră	3	6030	745	130	—	3	14	18	1

Surse: Udubașa et al. (1977)

dezamestecurile în general lipsesc. A fost semnalată prezența bournonitului (Bordea, 1961), care reprezintă probabil un termen al soluției solide bournonit-seligmanit (Udubașa et al., 1977). Recent a fost identificat și bornit.

Fig. 2. — Zonalitatea mineralizațiilor din masivul Tibleș (schiță geologică după Edelstein et al., 1981).

1, roci monzdioritice cuarțifere; 2, roci dioritice cuarțifere, microgranodiorite porfirice, andezite cuarțifere, andezite cu piroxeni și hornblendă; 3, microgranodiorite și dacite; 4, andezite cu piroxeni, microdiorite cuarțifere și roci andezitoide; 5, roci sedimentare de vîrstă oligo-miocenă; 6, aureolă de contact termic; 7, filoane și impregnații; 8, zona cu mineralizații de tip porphyry copper; 9, zona cu mineralizații de molibdenit+sfalerit (? tip porphyry molybdenum); 10, zona mineralizațiilor filoniene de temperatură medie-ridicată; 11, zona (centura) externă cu mineralizații de temperatură scăzută; 12, triunghiurile mari — pentru minereul primar, triunghiurile mici — pentru limonite; 13, turmalinizare.

Mineralization zoning from the Tibleș Massif (geological sketch after Edelstein et al., 1981).

1, quartz monzdioritic rocks; 2, quartz dioritic rocks, porphyry microgranodiorites, quartz andesites, andesites with pyroxenes and hornblende; 3, microgranodiorites and dacites; 4, andesites with pyroxenes, quartz microdiorites and andesitoid rocks; 5, Oligocene-Miocene sedimentary rocks; 6, halo of thermic contact; 7, veins and impregnations; 8, zone with porphyry-copper type mineralizations; 9, zone with molybdenite-sphalerite mineralizations (? porphyry-molybdenum type); 10, zone of middle-high temperature vein mineralizations; 11, external zone (belt) with low temperature mineralizations; 12, large triangles — for primary ore, small triangles — for limonites; 13, tourmalinization.



**Impregnații și mineralizații de tip stockwerk.** Zonele de impregnărie din jurul filoanelor sunt în general de mică ampoare, ca și mineralizațiile localizate în brecii eruptive, cum ar fi cele de la vest de vîrful Tomnatec (E d e l s t e i n et al., 1981 b).

Zonele filoniene de la est de vîrful Bran, explorate încă în dece-niul trecut, s-au dovedit a fi de mică importanță. Identificarea recentă a mineralizațiilor din cursul superior al Văii Mesteacăñului (E d e l s t e i n et al., 1981 a) arată însă că potențialul acestei zone nu este pe deplin conturat. Dezvoltarea areală a mineralizațiilor și prezența molibdenului (prima semnalare a acestui mineral în mineralizațiile din masivul Tibleș) deschide o perspectivă promițătoare flancului estic și contribuie la „simetrizarea“ gitologică a acestui masiv eruptiv. Mineralizațiile formează filonașe cu grosimi centimetrice și impregnații în masa rocilor eruptive intens transformate. Mineralul metalifer dominant este sfaleritul bruniu (cca 5% Fe, tab. 2), asociat cu calcopirită, molibdenit, pirită și rutil. Molibdenitul și rutilul sunt deseori intim concrese cu turmalină aciculară. Local au fost observate granule foarte mici cu optică similară casiteritului. În calcopirită apar uneori incluziuni stelate de sfalerit. Mineralele nemetalifere sunt reprezentate prin cuarț, carbonați etc., în care se pot observa local granule extrem de mici cu optică de topaz. În ansamblu mineralizațiile de aici contrastează cu cele filoniene din amonte (la est de vîrful Bran), unde mineralul metalifer principal pare să fi fost galena (în materialul de pe haldă).

În zona sudică (Izvorul Tibleșului-Izvorul Netedului-Măgura Neagră) se găsesc impregnații sărace, mai rar vinișoare, de magnetit euhe-dral sau subhedral, asociat deseori cu calcopirită, dispuse în masa rocilor eruptive slab transformate, uneori ușor brecificate. Prezența asocia-ției magnetit+pirită+calcopirită pe materialul de pe halda galeriei 47 Netedu, formind pelicule sau vinișoare în masa rocilor dioritice-granodioritice, a condus la concluzia că în această zonă este posibilă existența unor mineralizații de tip porphyry copper (U d u b a ș a et al., 1977). Magnetitul și calcopirita depășesc nivelul cantitativ de minerale accesoriei semnalat în roci cu compoziție asemănătoare. De altfel, forma de prezentare a acestui magnetit nu este aceea a titanomagnetitului accesoriu întâlnit în aproape toate rocile eruptive, în care sunt frecvente concreșterile și relațiile de exsoluție dintre magnetit și ilmenit. Prin examinarea a peste 200 șlifuri cuprinzând toate tipurile petrografice separate în masivul Tibleș au fost deosebite trei tipuri de magnetit, care pot fi recunoscute după morfologie, asociații și probabil după compoziție<sup>7</sup>: 1) magnetit accesoriu, cu forme euhedrale și anhedrale, totdeauna asociat cu ilmenit sau cu produsele de alterație ale acestuia (sfen, rutil, etc.), care cantitativ se coreleză în linii generale cu bazicitatea rocilor; 2) magnetit secundar, care apare sub forma unei pulberi opace pe fenocristalele de piroxeni și hornblendă; 3) magnetit dezvoltat sub forma unor cuburi microscopice sau a unor vinișoare milime-trice cu continuitate limitată. Nu este asociat cu alți oxizi, dar frecvent este însotit de calcopirită. Semnificativ este faptul că acest ultim tip de magnetit îmbracă uneori forme lamelare și arată neomogenități cromatice care amintesc de aşa-numitul magnetit „kenotetrahedral“, cu deficit de cationi (Kullerud et al., 1969); deosebit de semnificativ

este că acest tip de magnetit a fost remarcat în toate șlifurile provenind din mineralizații de tip porphyry copper : Roșia Poieni, Deva, Bolcana-Troiești, Medet/Bulgaria, Reczk/Ungaria, Butte-Montana/USA etc. Apariția acestui tip de magnetit nu este caracteristică zonelor de contact, cel puțin nu contactelor eruptive din masivul Țibleș, unde asociația stabilă este pirotină+rutil+calcopirită. Asemenea particularități ale magnetitului din zona sudică a masivului sugerează declanșarea unor procese de concentrare a metalelor specifice sistemelor de tip porphyry. Concentrațiile scăzute de cupru, chiar în probele de pe halda galeriei 47, unde asociația magnetit+pirlită+calcopirită a fost semnalată pentru prima dată (Udubasa et al., 1977) pot sugera că sistemul a fost relativ sărac în cupru. Trebuie totuși menționat că asemenea conținuturi pot fi privite ca „normale“, deoarece posibilul sistem porphyry a fost deschis numai la nivelul alterației propilitice. Arealul de dezvoltare a acestui tip de magnetit coincide cu unele anomalii magnetometrice conturate de Hanisch et al. (1970), anomalii parțial „deformat“ de concentrarea pirotinei în zonele de contact.

Nu se poate aprecia încă valoarea economică a acestor presupuse mineralizații cuprifere sărace, este însă cert că procesul genetic a fost declanșat și nu are legătură directă nici cu fenomenele de contact, nici cu cele hidrotermale, ci cu un tip de evoluție magmatică specifică, în care activarea timpurie a unora din compoziții volatili a jucat un rol determinant.

## EVOLUȚIA METALOGENETICĂ

### A) Desfășurarea activității magmatische

Din datele de observație acumulate pînă în prezent se poate conchide că activitatea magmatică din masivul Țibleș s-a desfășurat în cadrul a două etape magmatische principale, ale căror produse n-au ajuns la suprafața timpului respectiv. Prima fază magmatică este reprezentată de microgranodioritele de tip Hudin și de dacitele subefuzive de tip Tomnatec și Grohot (Edelstein et al., 1981). Caracterele chimice ale rocilor acestei etape se deosebesc destul de mult de ale fazei următoare (Pop et al., 1981), ceea ce reflectă probabil și o adâncime diferită de formare a magmelor generatoare.

A doua etapă magmatică cuprinde tot cortegiul de roci monzodioritice, monzogabbroice, granodioritice, dioritice, etc., în care o succesiune clară nu poate fi stabilită. Există totuși unele indicații că rocile microdioritice, dezvoltate ca o coroană în jurul intruziunii principale, ar putea reprezenta o fază precursoră a cortegiului monzodioritic-granodioritic (Pop et al., 1981). Este probabil că activitatea metalogenetică să se fi concentrat la nivelul intruziunii principale, în care diferențierea a fost mai avansată.



## B) Desfășurarea activității metalogenetice

Funcția metalogenetică a primei etape magmatice nu este pentru moment clară, existând unele argumente pentru a o considera sterilă, rolul dacitelor fiind în special de colectori. Rămâne însă de explicat alterația hidrotermală extensivă a acestor roci, uneori chiar în zone în care nu apar mineralizații, sau există indicații slabe, neechivalente ca intensitate cu alterația hidrotermală sau de tip hidrotermal. În contextul diferențelor semnificative de chimism dintre cele două etape magmatice ar fi trebuit să apară deosebiri mai pronunțate și pe plan metalogenetic, cel puțin (sau mai ales) în zonele de interferență între arealele de distribuție ale magmatitelor celor două etape. Prezența ivirilor de stibină de la sud de vîrful Sătrița ar putea fi invocată pentru a susține un rol metalogenetic oarecare pentru rocile etapei a întâia (dacitele de Tomnatec). Asemenea mineralizații, provenite din soluții hidrotermale intens diferențiate, sunt asociate în alte regiuni (ex. Kremnica, Slovacia centrală, cf. Böhmér, Stohl, 1968) cu roci acide, riolitice sau riodacitice. Problema se complică însă prin luarea în considerație a mineralizațiilor de pe Izvorul Zimbrului, unde stibiu este asociat cu Zn, Pb, As și Ag, iar asocierea spațială cu rocile primei etape magmatice nu mai este așa de frapantă ca în cazul ivirii din vîrful Sătrița.

Datorită acestor incertitudini este probabil mai corect ca producțele metalogenetice să fie atribuite integral etapei magmatice ulterioare, în care procesele de diferențiere au fost mult mai intense — prețiză importantă pentru desfășurarea unor procese mineralizante de ampoloare. În cadrul etapei a doua intensitatea maximă a proceselor metalogenetice se plasează la nivelul intruziunii principale monzodiorit-granodioritice, cu care se asociază, în etape ușor decalate în timp, mai multe momente de activare/concentrare a metalelor.

*B1. Etapa mineralizațiilor de tip porphyry copper.* În ciuda lipsei unor argumente „de conținut” și a unui model magnetic care să amintească de modelele existente la mineralizații similare din alte regiuni din țară, trebuie totuși admis că evoluția magmatismului din masivul Tibleș a îmbrăcat aspecte particulare, dintre care unele sunt specifice amorsării proceselor care conduc la apariția mineralizațiilor de diseminare. În afară de prezența magnetitului neaccesoriu (tipul 3) și a calco-piritei, care depășește nivelul de mineral accesoriu, mai trebuie adăugată apariția unor zone de alterație în care asociația de minerale ar corespunde alterației filice. Unele îmbogățiri locale în feldspat alcalin observate în rocile din partea de sud a masivului (Pop et al., 1981) ar putea fi interpretate și ca efect îndepărtat al alterației potasice, foarte caracteristice pentru acest tip de mineralizații (Lowell, Gilbert, 1970; Woodcock, Hollister, 1978). Mineralizațiile filoniene din zona Măgura Neagră, evident îmbogățite în cupru în raport cu celelalte mineralizații filoniene din masivul Tibleș, dovedesc că sistemul magmatic în ansamblu n-a fost foarte sărac în cupru. Caracterul satelitar al acestor filoane în raport cu poziția presupusă a mineralizațiilor de diseminare este comun și altor regiuni, unde filoanele — tot-



deauna prezente — apar fie periferic, fie la partea superioară a sistemelor de tip porphyry.

B2. *Mineralizațiile de tip stockwerk* din Valea Mesteacănu lui, caracterizate de prezența molibdenului strâns asociat cu turmalină și rutil, ar putea fi interpretate ca un microsistem specializat în molibden apartinând intruziunii principale, cu o evoluție oarecum independentă, dar genetic și paragenetic mai apropiate de mineralizațiile de diseminare decât de cele filoniene.

B3. *Mineralizațiile filoniene din filoanele principale* sunt concentrate în partea central-nord-vestică a masivului și se deosebesc de grupul de filoane Măgura Neagră nu numai prin variația raportului Pb+Zn/Cu ci și prin unele aspecte geo chimice ale mineralizațiilor. Deși există diferențe de orientare la filoanele din această grupă asociațiile de minerale metalifere sunt similare. Diferențierea cantitativă remarcată chiar la filoane cu aceeași orientare a fost pusă pe seama deschiderii succesive, de la nord spre sud, a fracturilor filoniene (Udubășa et al., 1976)<sup>8</sup>. Asocierea genetică a mineralizațiilor cu intruziunea principală și dispoziția preferențială a filoanelor în masa dacicelor implică admiserea extinderii rocilor fazei a două mult mai spre nord și la o adâncime mult mai mare decât sunt ele expuse în partea sudică a masivului. Odată admise aceste supozitii trebuie admis în continuare că sistemul magmatic care a generat a două etapă magmatică, multiepisodică, a început să evolueze de la un moment dat în mod diferențiat în sud și în nord, cauzele fiind de natură geologică locală, iar efectele materializîndu-se în tipuri diferite de concentrații metalifere. Una din expresiile acestei diferențieri este sărăcirea treptată a filoanelor de la nord spre sud, compensată însă de prezența posibilului sistem de tip porphyry copper în partea sudică a masivului.

B4. *Mineralizațiile de temperatură scăzută*, îmbogățite în stibiu, se caracterizează prin scăderea fugacităii sulfului în soluțiile hidrotermale (fig. 3), așa cum rezultă din asociația dominată de berthierit (Barton jr., 1971). Centura externă cu astfel de mineralizații este (încă) discontinuă, dar ea exprimă efectul unei activități metalogenetice poli ascendentă, concretizate prin zonalitatea regională orizontală (fig. 2). Este mai greu acum de afirmat dacă această zonalitate orizontală a avut și un echivalent pe verticală. O zonalitate similară, dublată de asemănări paragenetice surprinzătoare, există în cîmpul minier Kutna Hora din Cehoslovacia (Kouteck, 1964), dar și acolo zona sudică, cu mineralizații de berthierit și sulfosăruri de argint, se află în același stadiu de cunoaștere ca și în masivul Tibleş.

Alterația supergenă a minereurilor este în general puțin accentuată, cu excepția unui segment din filonul Tomnatec întrat în raza de acțiune a apelor meteorice, unde sulfurile primare au fost descompuse în cea mai mare parte; un studiu sistematic și de mare detaliu asupra minereului din filonul Tomnatec a fost efectuat de Boganski



et al. (1979). În diverse filoane apare local ceruzit pe seama galenei (mai frecvent pe materialele de pe halde, galeriile Bran, galeriile de coastă pe filonul Preluci etc.). Uneori apar zone extinse cu limonit masiv, în care de regulă ultimul mineral primar nedescompus rămâne galena, iar primul care dispără ca entitate fizică este calcopirita. Este interesant de remarcat că analizele spectrale efectuate pe limonite formate pe mineralizații cu compoziție cunoscută (ex. filonul Saci) reflectă în general spectrul geochemical al minereului primar. Pe această bază

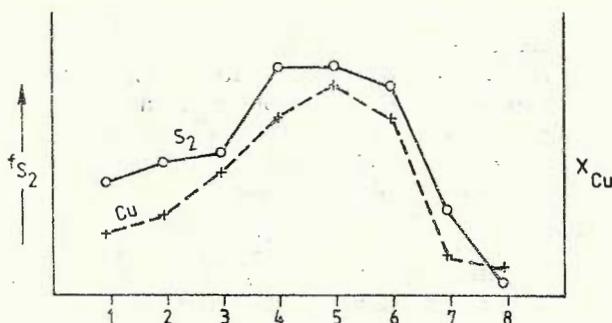


Fig. 3. — Estimarea fugacității sulfului ( $fS_2$ ) și a concentrației cuprului ( $X_{Cu}$ ) în sistemul magmatic și în timpul proceselor postmagmatische din complexul eruptiv Tibleș. 1, fugacitatea sulfului și concentrația cuprului în magma; 2, în corneene și în skarnele magneziene; 3, în posibilul sistem de tip porphyry; 4, în grupa central-nord-vestică de filoane, cu minereu de temperatură ridicată; 5, în filoanele din zona Măgura Neagră; 6, în mineralizațiile din valea Mesteacăñului; 7, în filoanele de pe Izvorul Zimbrului aparținând centurii externe; 8, în produsele supergene (limonite).

Sulphur fugacity ( $fS_2$ ) and copper ( $X_{Cu}$ ) concentration estimated values within the magmatic system and during postmagmatic processes in the Tibleş eruptive complex. 1, sulphur fugacity and copper concentration in magma; 2, in hornfelses and magnesian skarns; 3, in the possible porphyry type system; 4, in the central-north-western vein group, with high temperature ore; 5, in the Măgura Neagră veins; 6, in the Mesteacăñ valley mineralizations; 7, in the Izvorul Zimbrului veins belonging to the external belt; 8, in supergene products (limonites).

s-a presupus de exemplu că limonitele de pe vîrful Stegioara pot reprezenta pălăria de fier a unor mineralizații similare celor de pe Izvorul Zimbrului (Udubaşa et al., 1978).

## CONCLUZII

În mod cu totul general s-ar putea accepta că în masivul Țibleș există un element (plan) de simetrie orientat NV-SE, mai evident probabil dacă se ia în considerație numai etapa a doua (magmatică), dominată de întruziunea principală monzodiorit-granodioritică. Ar fi deci de așteptat ca și pe plan metalogenetic să existe un astfel de element de simetrie, a cărui existență era îndoilenică datorită concentrării mineralizațiilor importante în zona Tomnatec-Preluci și unei aparente săracii a versantului nord-estic al masivului Țibleș. Datele prezentate mai sus pot însă argumenta simetria gitologică a acestui masiv, având în vedere în special identificarea mineralizațiilor de pe valea Mesteacănu lui.

Din punct de vedere teoretic problema mineralizațiilor de tip porphyry (copper sau molybdenum) poate fi susținută cu câteva argumente, unele deja prezentate mai sus. În cadrul celei de a doua etape fugacitatea sulfului s-a menținut relativ ridicată pe un interval destul de larg al evoluției magmatice și postmagmatice (fig. 3), iar prezența mineralelor de cupru, în special a calcopiritei, practic în toate ivirile mineralizate din cuprinsul masivului, arată că sistemul magmatic n-a fost lipsit de cupru. Pentru etapa magmatică secundă pot fi imaginate schematic (fig. 4) succesiunea și conexiunea evenimentelor magmatice și postmagmatice. Sistemul magmatic a evoluat pe fondul unui grad relativ ridicat de oxidare a magmelor, premiză importantă, poate chiar fundamentală, pentru amorsarea proceselor de concentrare a metalelor în cadrul unui sistem de tip porphyry. Propilitizarea autometamorfă, posibilă — după părerea noastră — doar în condiții subvulcanice, a contribuit probabil la amplificarea procesului, evoluat pînă acum în sistem inchis. Deschiderea sistemului a permis formarea concentrațiilor filoniene (tip Măgura Neagră), care însotesc totdeauna corpurile eruptive subvulcanice sau plutonice cu mineralizații disperse. Momentul deschiderii sistemului pare să fie de asemenea foarte important pentru configurația, extinderea și concentrația metalelor în rocile respective.

În momentul de față este încă dificil de exprimat o opinie fermă privind valoarea economică a eventualelor mineralizații de diseminare din masivul Țibleș, care poate fi sub cerințele actuale, fie datorită conținuturilor scăzute, fie adincimii mari la care s-ar situa concentrațiile mai importante. Trebuie subliniat că ideea existenței unor astfel de mineralizații în Carpații Orientali nu este singulară, exclusivă, pentru masivul Țibleș; sugestii similare au existat pentru munții Harghita (Stan ciu, 1976) și tot în această zonă există acum și argumente de „conținut” (Stan ciu et al., 1981). Observațiile privind masivul Țibleș și rezultatele concrete din munții Harghita sunt de natură să corecteze



concluzia „deficitului regional de cupru al structurilor de tip porfiric“ în Carpații Orientali (Andrei et al., 1981). Este prematur să se facă considerații privind compoziția plăcii subduse în zona Carpaților Orientali. Alături de cantitatea probabilă de cupru din materialul subdus un rol important ar fi putut să-l aibă sistemele convective dezvoltate

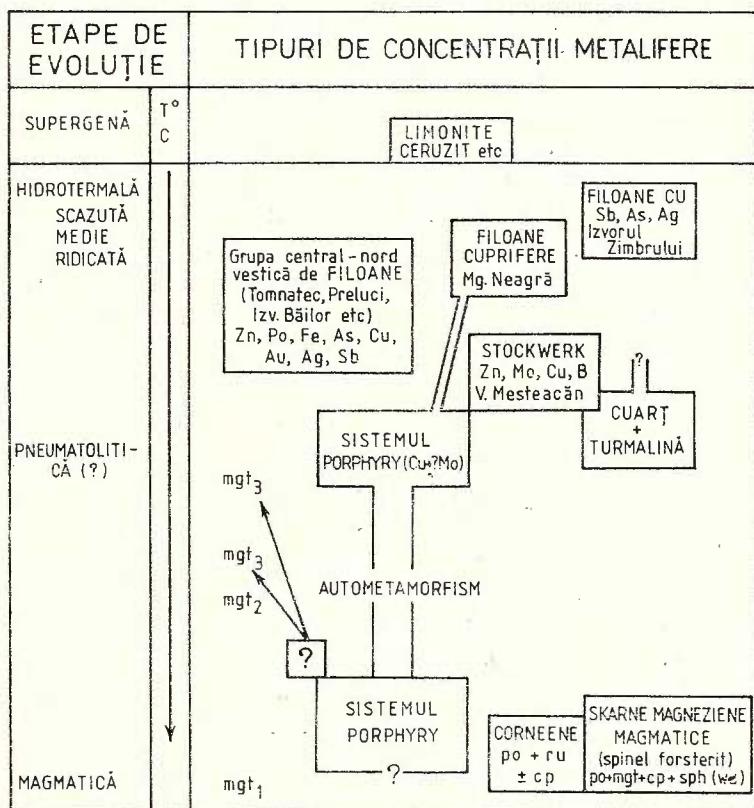


Fig. 4. — Evoluția sistemului magmatic la nivelul etapei a doua (magmatice), cu schițarea posibilelor conexiuni între diferitele tipuri de procese magmatice și postmagmatice prin care au apărut posibilități de concentrare a metalelor sub formă oxizilor și sulfurilor.  
 mgf<sub>1</sub>, mgf<sub>2</sub>, mgf<sub>3</sub> — cele trei tipuri de magnetit observate în rocile eruptive din masivul Țibleș (pentru detalii vezi textul) : po, pirotină ; ru, rutil ; cp, calcopirittă ; sph, sfalerit ; wu, wurtzit.

Evolution of the magmatic system the second stage during (magmatic) with the sketch of possible connections among various types of magmatic and postmagmatic processes generating possibilities of metal concentrations as oxydes and sulphides.

mgf<sub>1</sub>, mgf<sub>2</sub>, mgf<sub>3</sub> — the three types of magnetite noticed within the eruptive rocks of the Țibleș Massif (see the text for details) : po, pyrrhotite ; ru, rutile ; cp, chalcopyrite ; sph, sphalerite ; wu, wurtzite.

în jurul intruziunilor, care sănt capabile să concentreze metalele în complexe magmatice cu evoluție particulară, aşa cum pare să fie cazul complexului eruptiv Țibleş.

<sup>5</sup> Zona subvulcanică din Carpații Orientali este definită în sensul propus de S. Peltz et al. (1972).

<sup>6</sup> În ultimul timp calcopirotina (sensul dat de P. Ramdohr, 1969) nu este unanim acceptată ca specie minerală validă (vezi de ex. W. Uytendagaardt, E. Burke, 1971). Prin studiul experimental al sistemului ternar Cu-Fe-S s-a pus însă de multă vreme în evidență o soluție solidă de temperatură înaltă, denumită „intermediate solid solution“ (iss), cu compoziție apropiată de cea presupusă de P. Ramdohr, dar exact cu structura, de tip sfalerit, prevăzută de acest autor.

<sup>7</sup> Este vorba de variații de compoziție presupuse după variația proprietăților optice. Date cantitative exacte ar putea fi obținute numai cu ajutorul microsondei electronice.

<sup>8</sup> Apariția asociației metalifere de tip Preluci (cu sfalerit și galenă dominante) în extremitatea nord-estică a filonului Tomnatec poate fi interpretată ca expresie a unei zonalități locale; ceea ce ar confirma indirect afirmația deschiderii succesive a fracturilor filoniene de la nord spre sud, zona centrală a filonului Tomnatec fiind constituită din minereu în care predomină asociația pirotină + + pirită, anterioară asociației sfalerit + galenă.

## BIBLIOGRAFIE

- Andrei J., Ciucur E., Duma N., Nedelcu C. (1980) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- (1981) Considerații geofizice asupra structurii masivului Țibleş, cu privire specială la magmatitele neogene. (sub tipar).
- Andronescu A. (1959) Studiul calcografic al minereului complex din zăcămîntul Țibleş. *Rev. Mineror* X, 3, 115-122, București.
- Barton P. B Jr. (1971) The Fe-Sb-S system. *Econ. Geol.* 66, 1, 121-132, Lancaster.
- Böhmer M., Stohl J. (1968) Laws of location and development of endogenous mineralization in neovulcanites of Central Slovakia. XXIII. *Int. Geol. Congr. Reports* 7, 241-253, Praga.
- Bogăncsik V., Pop N., Lepedus M., Grama C., Pop E., Petrar C., Szenthpeteri S. (1979) Raport, arhiva IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
- Bordea R. (1961) Raport, arhiva IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
- Cristescu T., Stăfanciu Al. (1967) Raport, arhiva IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
- Edelstein O., Istvan D., Kovacs M., Stan D., Roman L., Bernad A., Udubaşa G., Pop N., Pop V., Götz A. (1981) Raport, arhiva IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
- Istvan D., Pop N., Răduț M., Kovacs M., Stan D., Bernad A., Andrei A., Pop V., Götz A., Bordea R., Roman L. (1981) Alcătuirea geologică a muntelor Țibleş. (sub tipar).
- Hannich D., Hannich E., Maran C., Rusu V., Strugaru T. (1970) Raport, arhiva IGPSMS, București.



- Kalmar I., Pop N. (1977) Mineralizațiile de la Măgura Neagră (Tibleș) : considerații mineralogice și geochemice. *St. tehn. econ. Inst. geol. geofiz.* A, 11, 175-203, București.
- Koutek J. (1964) Geologie československých rudních ložisek. I. Ložiska Českeho jadra. *Statní Pedag. Naklad.*, 116 p., Praga.
- Kullerud G., Donnay G., Donnay J. D. H. (1969) Omission solid solution in magnetite : kenotetrahedral magnetite. *Z. Kristallogr.* 128, 1-17.
- Lowell J. D., Guilbert J. M. (1970) Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol.* 65, 4, 373-408, Lancaster.
- Pantoi G. (1950) Montangeologische Verhältnisse der Umgebung von Cibles. *Mag. All. Föld. Int. Evi Jelent.* II, 226-237, Budapest.
- Peltz S., Vasiliu C., Udrescu C. (1972) Petrologia magmatitelor zonei subvulcanice neogene din Carpații Orientali. *An. Inst. geol.* XXXIX, 179-256, București.
- Pop N., Pop V., Edelstein O., Răduț M., Istvan D., Götz A., Kovacs M., Stan D., Bernad A., Roman L. (1981) Considerații petrologice asupra magmatitelor din munții Tibleș. (sub tipar).
- Pop N., Răduț M., Pop V., Edelstein O., Roman L., Coroiu G. (1981) Mineralizațiile epitermale din sectorul văii Zimbrului. (sub tipar).
- Petrulian N., Steclaci L., Jude R., Popescu R. (1974) Raport, arhiva IPEG „Maramureș“, Baia Mare.
- Ramdohr P. (1969) The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, Braunschweig.
- Routhier P. (1977) Vers un schema unitaire de la métallogenie régionale. Sa portée théorique et pratique. Propos en forme de manifeste. *Chr. Rech. Min.* 45, no. 436, 11-22, Paris.
- Scarlat L., Scarlat I., Tucaliuc C., Popescu C. (1971) Raport, arhiva întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.
- Stanciu C. (1976) Transformări hidrotermale în craterul Ostoroș (foraj 3) din munții Harghita. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/1, 199-213, București.
- Udrescu C., David M., Popescu F. (1981) Raport, arhiva Inst. geol. geofiz., București.
- Steclaci L., Jude R., Cioran A., Popescu R. (1975) Raport, arhiva IPEG „Maramureș“. Baia Mare.
- Stiopol V. (1962) Studiu mineralologic și geochemical al complexului filonian din munții Tibleșului. Ed. Acad., 93 p., București.
- Stoicovici E. (1949) Raport, arhiva IPEG „Maramureș“, Baia Mare.
- Superceanu C., Bordea R., Andronescu A. (1961) Noi apariții de scheelit în mineralizațiile complexe de la Tibleș-Măgura Neagră. *Rev. Minelor* XII, 11, 507-510, București.
- Udubașa G. (1981) Rutile of postmagmatic mineral formation. In : Ore genesis 1980, Springer (sub tipar).
- Lang B., Vasiliu C., Miñdroiu V. (1976) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Istrate G., Miñdroiu V., Vasiliu C. (1977) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Istrate G., Pomărleanu V., Medeașan A., Vanghelie I., Nicolau V. (1978) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Edelstein O., Pop N., Istvan D., Bernad A., Kovacs M., Stan D. (1979) Berthieritul din munții Tibleșului. Comun. la ses. jubil. Muz. Jud. Maramureș. Sub tipar la „Marmația“, Baia Mare.



- Edelstein O., Pop N., Istrate G., Kovacs M., Istvan D., Bogancsik V., Roman L. (1980) Skarnele magneziene de la Țibleș: date preliminare. *D. S. Inst. geol. geofiz.* (sub tipar).
- Uyttenbogaart W., Burke E. A. J. (1971) Tables for microscopic identification of ore minerals. 2nd ed., 430 p., Elsevier, Amsterdam.
- Woodcock J. R., Hollister (1978) Porphyry molybdenite deposits of the North American Cordillera. *Minerals Sci. Engng.* 10, 1, 3-18, Johannesburg.

### ÎNTREBĂRI

V. Bologa: Din punct de vedere tectono-metalogenetic, marile fracturi, parțial mineralizate, transversale, dispuse NE-SV, se regăsesc în schema metalogenetică propusă de autor?

Răspuns: Ele se regăsesc, iar importanța lor a fost subliniată în lucrare. Observațiile existente acum sugerează faptul că nu este vorba de filoane cu extindere de mai mulți km, ci de aliniamente filoniene de acest ordin de mărime, în care fracturile sunt discontinui, unele dispuse în culise, avind deschideri diferite și grade diferite de mineralizare.

V. Ignat: În contextul controlului tecto-structural al metalogenezei care sunt caracteristicile, intensitatea mineralizării și respectiv importanța economică a mineralizațiilor asociate principalelor sisteme de fracturi din munții Țibleș?

Răspuns: Cele mai importante elemente structurale cu funcție metalogenetică clar conturată sunt fracturile orientate NE-SV, urmate de cele cu orientări E-V. Până în momentul de față nu se cunosc fracturi filoniene cu alte orientări care să aibă extensiune mare sau să aibă mineralizații mai importante.

N. Stan: Cele două moduri de mineralizare porphyry și filonian, care se succed în timp, au aceeași sursă magmatică?

Răspuns: Presupunem că sursa celor două tipuri de mineralizații este comună. Problema care se pune, evident nu numai pentru mineralizațiile din masivul Țibleș, este eșalonarea în timp a momentelor de activare a diverselor metale, care se realizează în diverse stadii ale activității magmatice și postmagmatice. În masivul Țibleș s-ar putea admite că au existat mai multe momente sau etape de activare a metalelor: 1) momentul amorsării proceselor de tip porphyry, 2) momentul formării filoanelor principale, cu asociații de temperatură relativ ridicată, 3) momentul apariției filoanelor cuprifere din zona Măgura Neagră, legate genetic de posibilul sistem porphyry copper și 4) momentul sau etapa mineralizațiilor din centura externă, de temperatură mică, cînd fugacitatea sulfului a scăzut.

### METALLOGENESIS OF THE ȚIBLEȘ NEOGENE IGNEOUS COMPLEX, EASTERN CARPATHIANS

#### (Summary)

The Țibleș igneous complex belongs to the so-called subvolcanic zone of the Eastern Carpathians. This igneous complex of Neogene age has formed in two



main igneous phases: 1) the acidic phase, the products of which, i.e. microgranodiorites and dacites, developed in the northern part and 2) the intermediate to basic rock sequence comprising a very large number of rock types. The rock types belonging to this second phase display a nearly symmetrical or zonal arrangement: the main intrusion (quartz monzodiorites and monzogabbros, granodiorites etc) in the central part, and a ring of microdioritic and andesitoid rocks (Fig. 2).

### Types of mineralizations

There are both veins and impregnations or stockwork-like mineralizations with different mineral compositions.

*Veins.* The central-north-western group of veins represents the most important type of mineralizations. The ores consist of high-temperature mineral assemblages including pyrrhotite, arsenopyrite, pyrite, Fe-rich (10-12% Fe) sphalerite, galena, chalcopyrite, chalcopyrhosite (or the intermediate solid solution of the system Cu-Fe-S), cubanite, mackinawite etc. Copper-enriched ore veins develop in the southern part; the ores contain Fe-poor (2-3% Fe) sphalerite, chalcopyrite (not only as inclusions in sphalerite, as in the main veins ores, but also as monomineralic aggregates), bournonite, fahlore etc (Tab. 1). An external belt of lower-temperature mineral assemblages envelops discontinuously the central area (Fig. 2). Berthierite and arsenopyrite in association with some Ag-sulphosalts (Pop et al., 1981) are here the dominant mineral species.

*Impregnations and stockwork mineralizations.* Abnormal amounts of magnetite in samples from the southern part of the main intrusion may frequently be found both macroscopically and microscopically. In association with chalcopyrite the magnetite forms either thin veinlets or impregnations in fairly transformed rocks of quartz-monzodioritic and granodioritic composition. This special type of magnetite ( $mgt_3$ , Fig. 4) is presumed to have appeared under conditions of a certain oxidizing degree of magma. Such a non-accessory magnetite is further thought to be indicative of the porphyry copper mineralization, for it has been observed only in porphyry copper ores (Butte-Montana, USA, Medet, Bulgaria, Reczk, Hunedoara, Roșia Poieni, Romania etc.).

A stockwork mineralization with sphalerite + molybdenite + rutile + tourmaline occurs within an isolated minor intrusion of monzogabbroic composition near the main intrusion (Fig. 2).

### Succession of events leading to metal concentration

The acidic rocks of the first magmatic phase exhibit a pervasive alteration (Pop et al., 1981) and represent at the same time the main collectors for the vein mineralizations (Fig. 2). Nevertheless few other arguments could be considered in assessing a metallogenetic function of this igneous phase.

The activation of metals in the magmatic system of the Târbleș complex (second phase) began probably very early. The relatively high sulphur fugacity and copper concentration in the magma itself is shown by the appearance of



pyrrhotite  $\pm$  chalcopyrite at igneous contacts (the stable assemblage is : pyrrhotite+chalcopyrite+rutile) and of pyrrhotite+chalcopyrite+vallerite+sphalerite (pseudomorphs after wurtzite) within the magmatic magnesian skarns (Udubas et al., 1980). The estimated  $f_{S_2}$  and  $X_{Cu}$  during the magmatic and postmagmatic events are shown in Figure 3, and the relationships among the different events concentrating metals in Figure 4. The copper-enriched ore veins in the southern part have probably opened the porphyry system and reveal — as in other porphyry settings they do — the presence of a hidden porphyry copper mineralization.

The polyascendent ore deposition within the Țibleș igneous complex gave rise to a horizontal zoning on the regional scale (Fig. 2). A similar zoning pattern (excepting the central zone of the presumed porphyry copper mineralization) is known in the Kutna Hora mining district, Czechoslovakia (Koutek, 1964).





Institutul Geologic al României

## 2. ZĂCĂMINTE

### RECENZII

J. BARRY MAYNARD : *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*. Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York, 1983, 305 pp., 150 figs., 59 tables, 755 references.

In 1983 the Springer-Verlag published the book written by Prof. J. Barry Maynard from the University of Cincinnati, Ohio, dealing with a subject of great present interest – Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits. It is a modern treatise of sedimentary metallogeny, in which problems connected with the sedimentary iron, copper, silver, aluminium, nickel, manganese, uranium, lead and zinc ore deposits are approached. The last chapter is devoted to the volcanic-sedimentary ore deposits.

The treatment of all the ore deposits types is made in connection with the relationship between the sedimentary and metallogenetic processes, the role played by petrography, sedimentology and geochemistry being taken into consideration. The deposits are examined within the regional and local geological framework with special regard to lithology. At the same time, the tendency of treating the problems of sedimentary metallogeny in the light of the modern theories of global tectonics can be noticed.

The author largely tackles the mineralogy problems, including also the experimental one, and the geochemical problems, including the isotopic one.

In treating the lead and zinc ore deposits, the author favoured the separate characterization of the „Carbonate-Hosted Deposits” and the “Clastic-Hosted Deposits”. Also the volcanic-sedimentary deposits are separated into two types : one within the divergent plate boundaries (Red Sea) and the other within the convergent plate boundaries (Kuroko).

The book comprises also the characterization, based on a modern petrology and sedimentary metallogeny, of the well-known ore deposits from White Pine, Michigan, Crete, Oklahoma, the Central African Cooperbelt-Kupferschiefer, Nikopol, Sullivan, Mc. Arthur River, Morocco.

In addition to the great number of geological data, the book includes also numerous chemical data presented in tables ; they are related to major and trace elements or isotopic values. The graphic illustration comprises 150 figures representing diagrams of theoretical mineralogy, lithological columns, geological sections. A rich list of references comprising 755 titles, helps the reader to know the studied problems in detail.

The book of Prof. Maynard is a valuable work for the specialists concerned with the complex problems raised by the modern study of the sedimentary ore deposits. The selection of some representative examples of deposits offers the Romanian specialists the opportunity to improve their theoretical and practical knowledge based on comparative considerations.

S. Peltz



**Redactor responsabil : M. BORCOŞ  
Tehnoredactor : G. BORLEA  
Traducători : A. BRATU, R. LUPAN, M. TOPOR  
Illustrația : V. NIȚU**

---

*Dat la cules : sept. 1983. Bun de tipar : iulie 1984. Tiraj : 700 ex.  
Hartie scris I A. Format 70 × 100/56 g. Coli de tipar : 15 1/4.  
Comanda : 317. Pentru biblioteci indicele de clasificare : 55(058).*

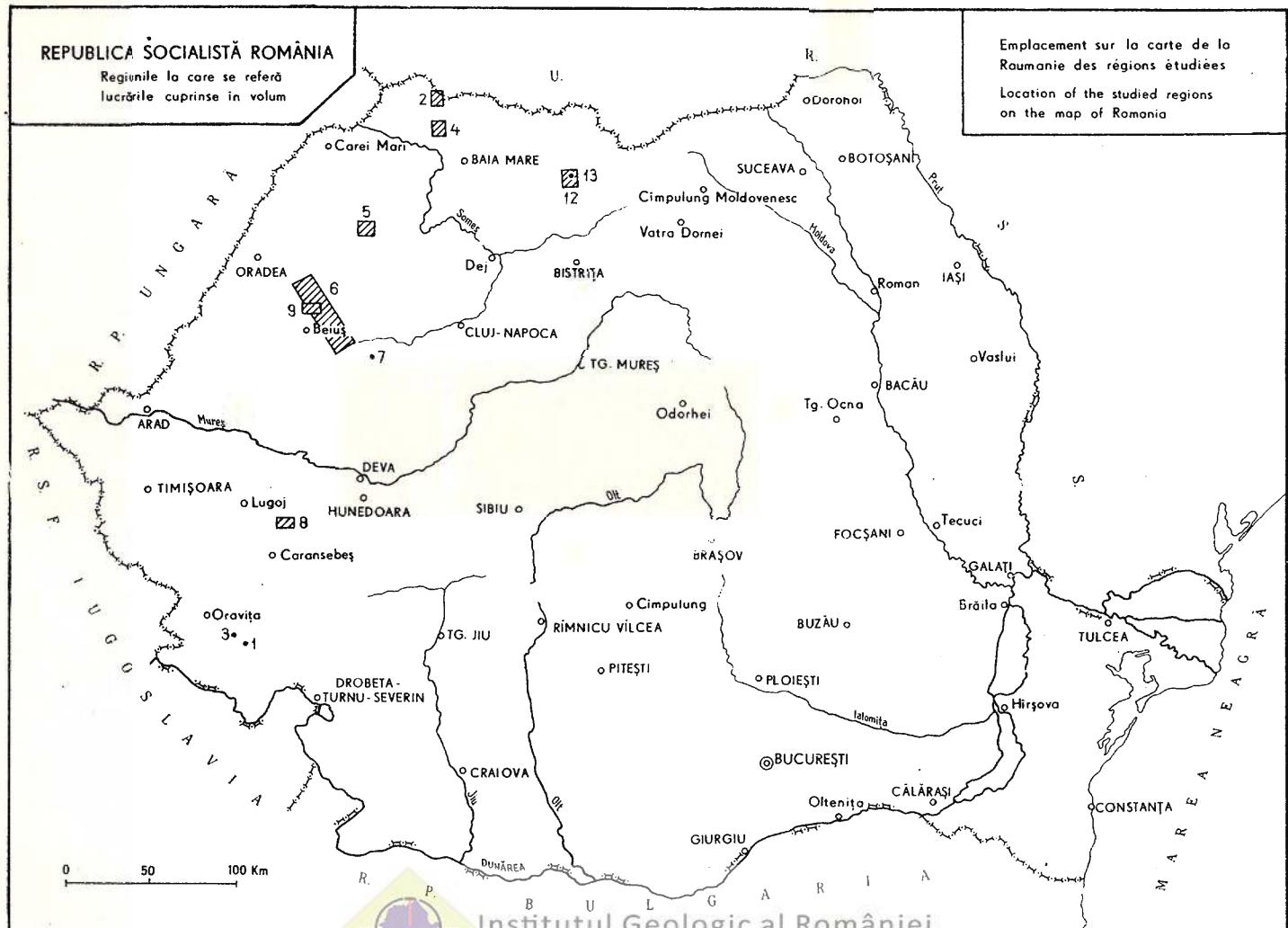
---



Intreprinderea poligrafică „Informația“. Str. Brezoianu  
nr. 23–25, București — România



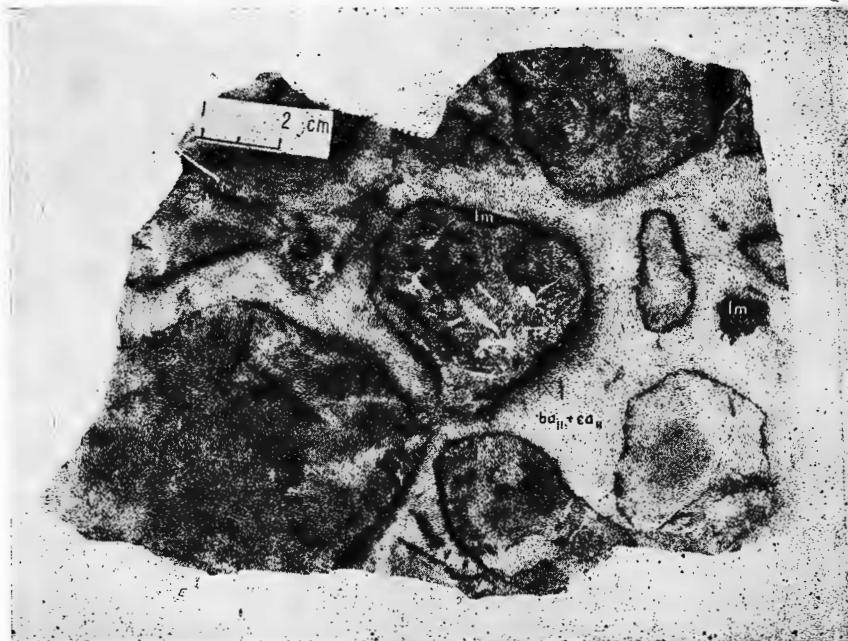
**Institutul Geologic al României**



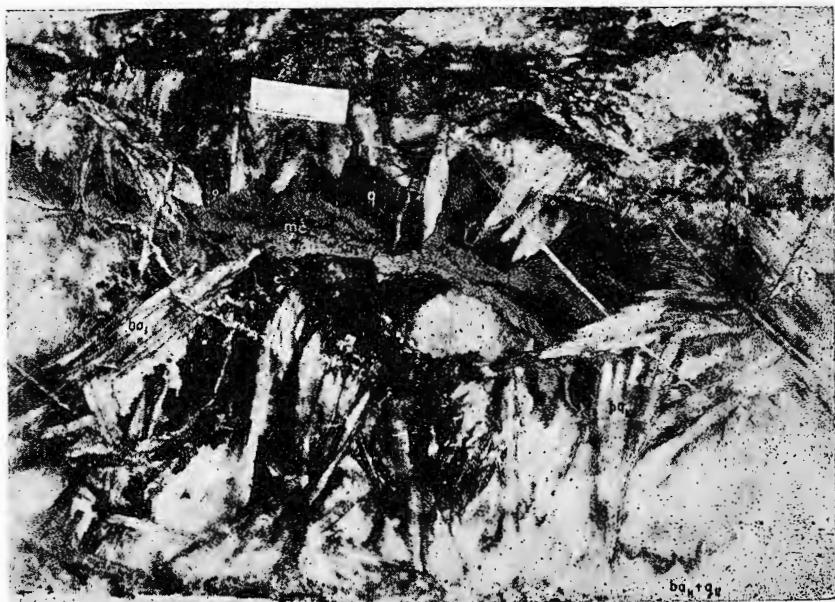
138741

I.BERBELEAC et al. Pyrite-Barite Mineralisation from Cioaca  
Bradului Hill.

Pl. I.



1

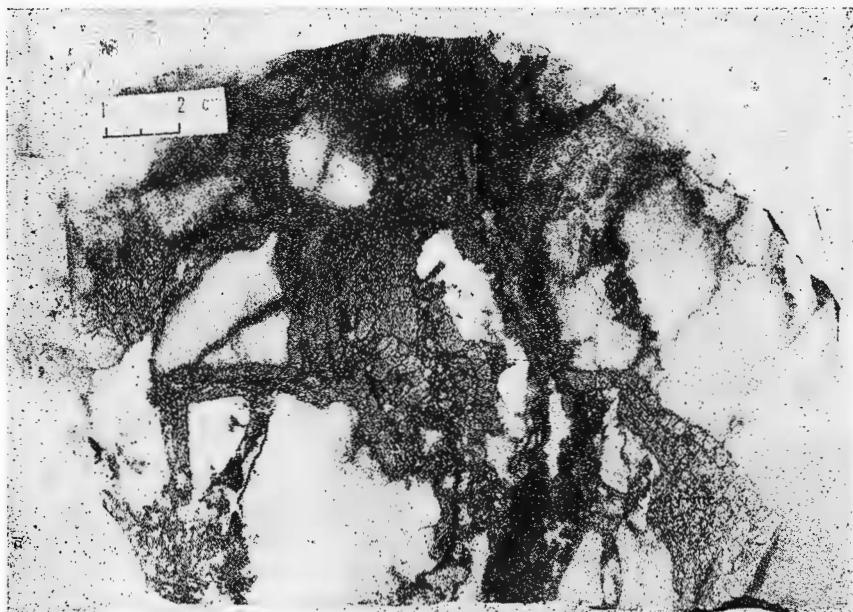


2

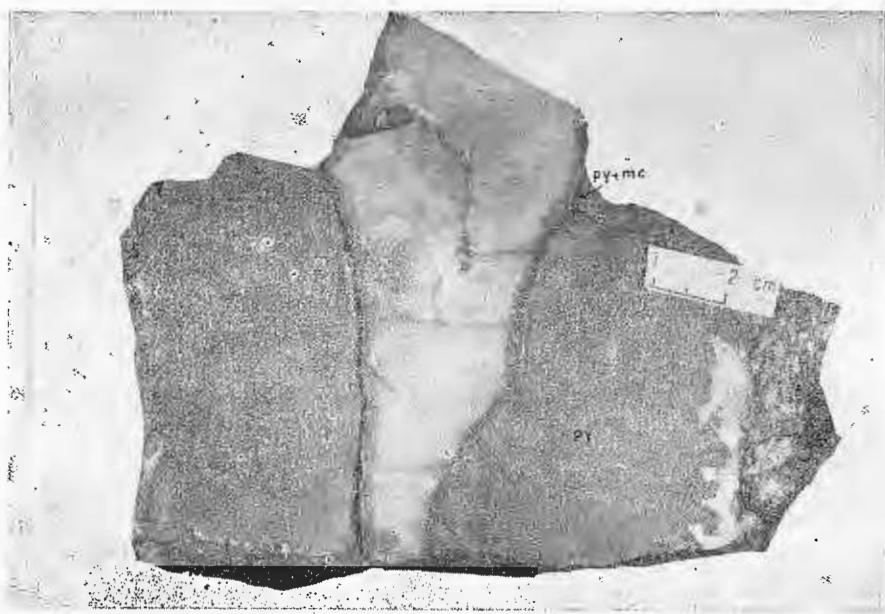
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.



Institutul Geologic al României



1



2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.



Institutul Geologic al României

I. BERBELEAC et al. Pyrite-Barite Mineralisation from Cioaca Bradului Hill.

Pl. III.



1



2



3



4

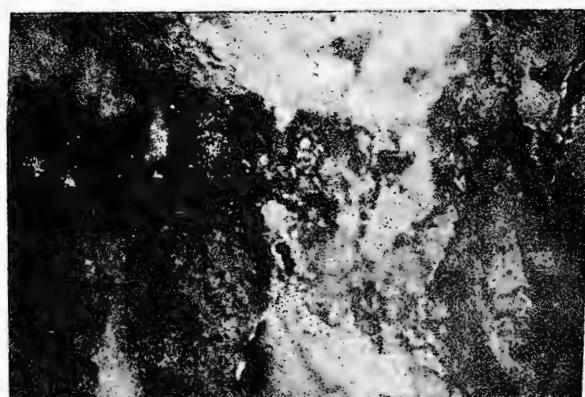
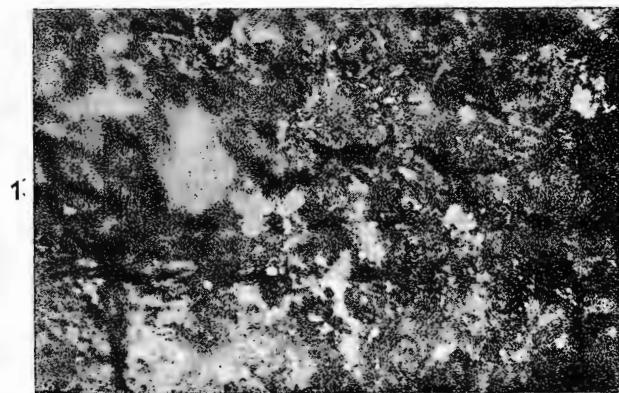
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.



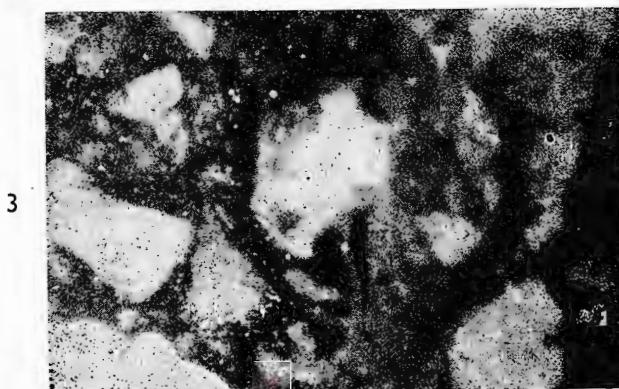
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



CEI + SEC 12  
138741

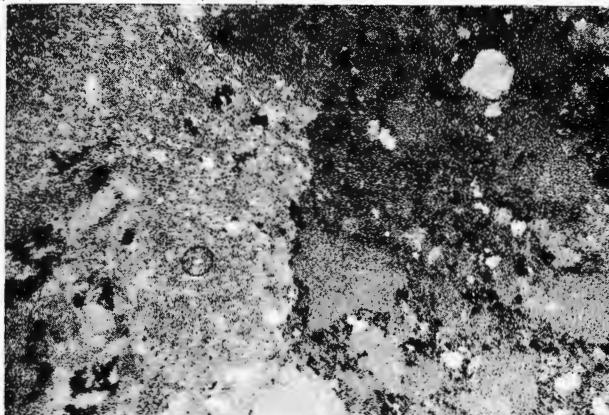


Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.

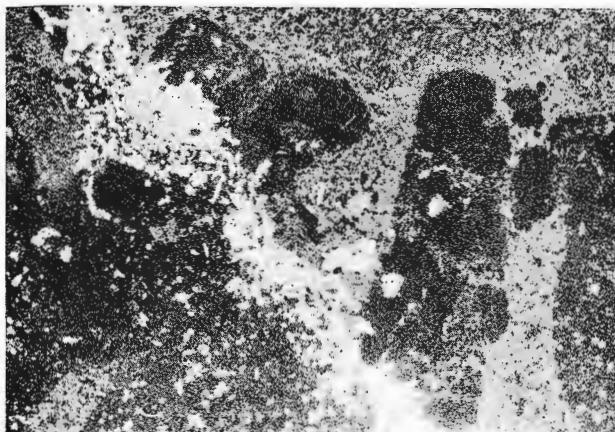


Institutul Geologic al României

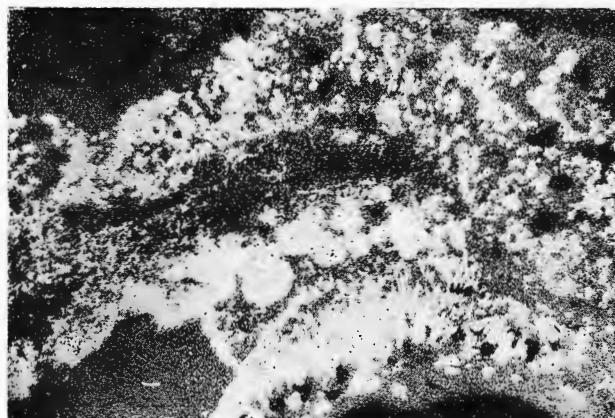
1



2



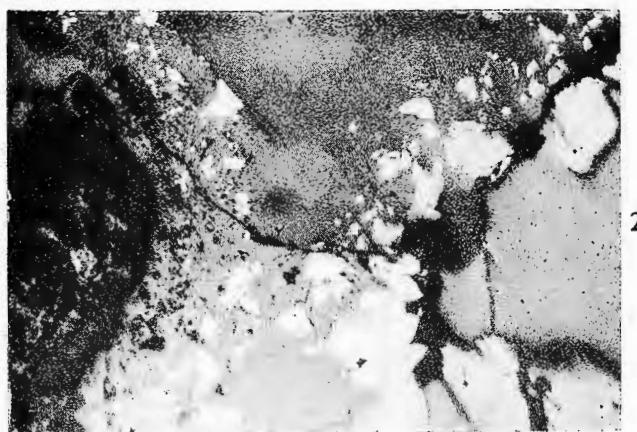
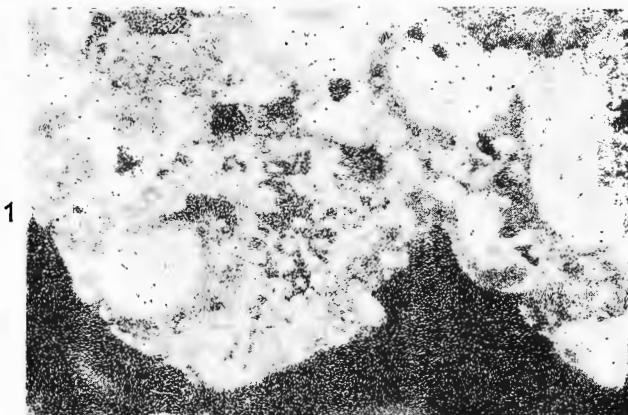
3



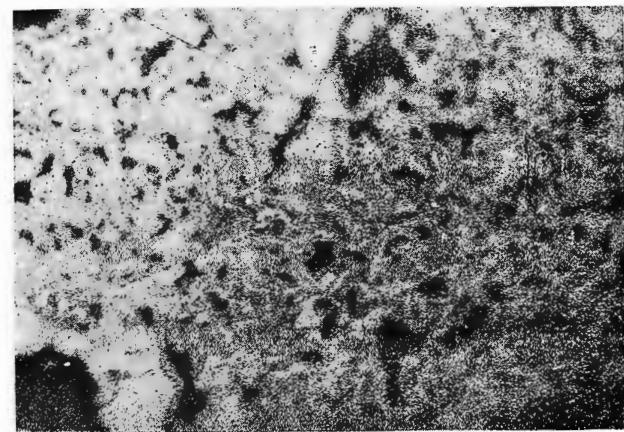
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.



Institutul Geologic al României



138741  
1978



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

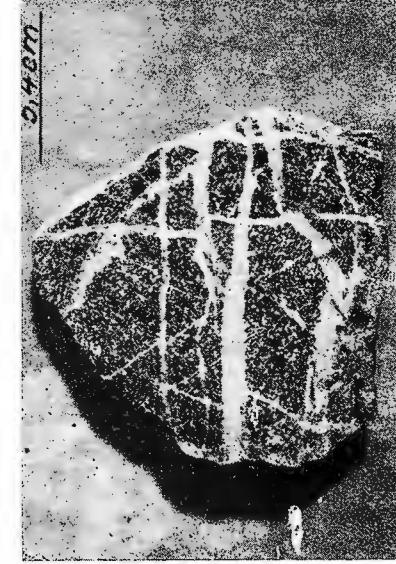
I. INTORSUREANU et al. Mineralizația „porphyry copper“ de la Lăpușnicu Mare.



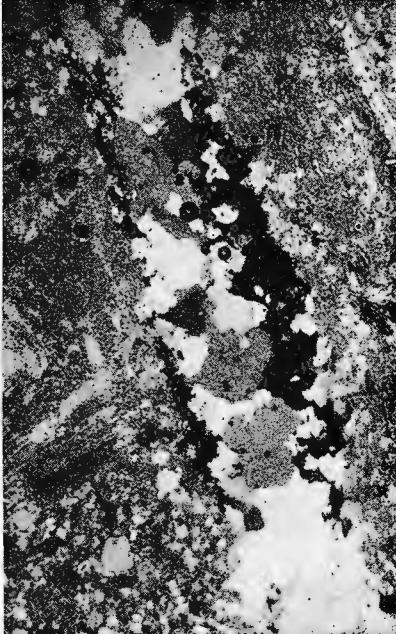
1



2



3



4

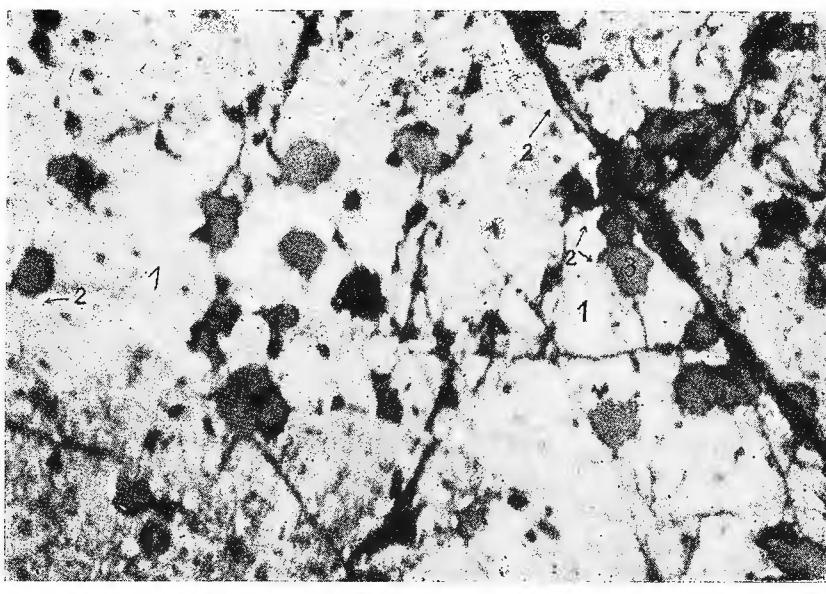
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.



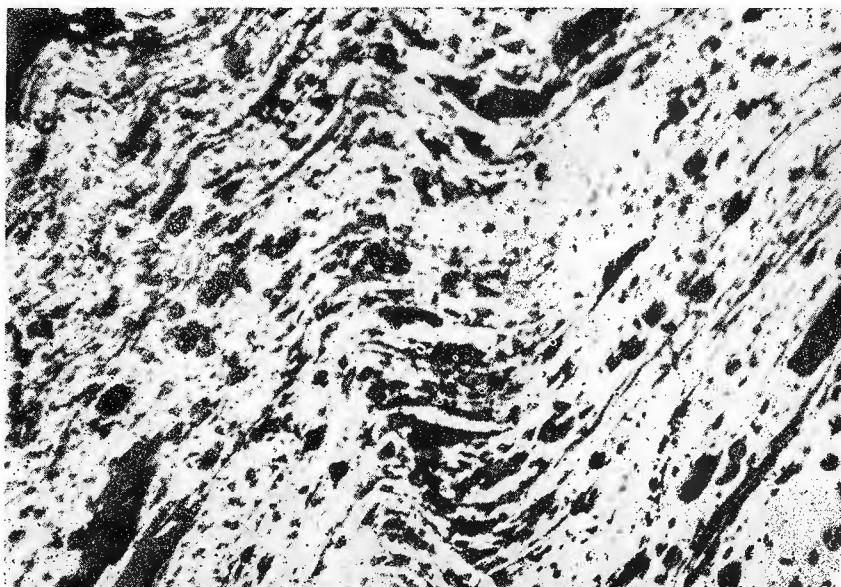
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



1



2

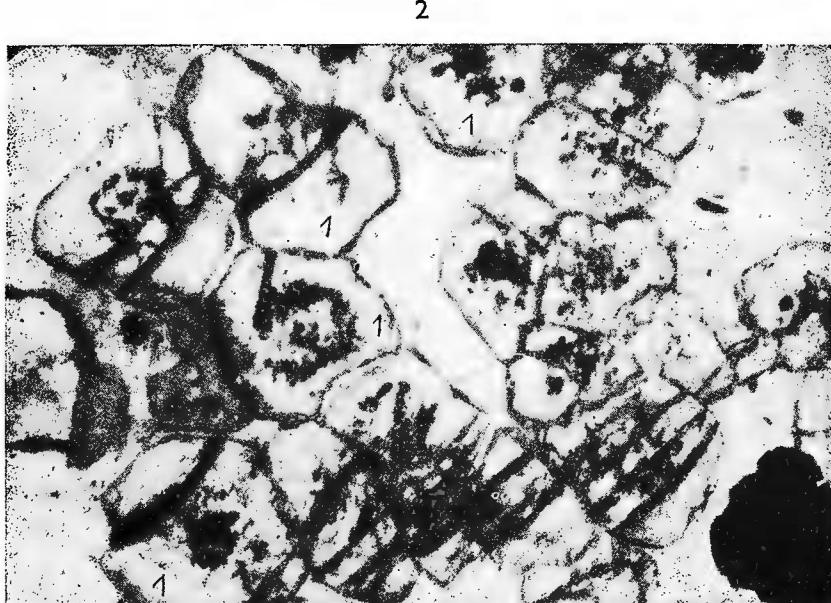
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.



Institutul Geologic al României



1

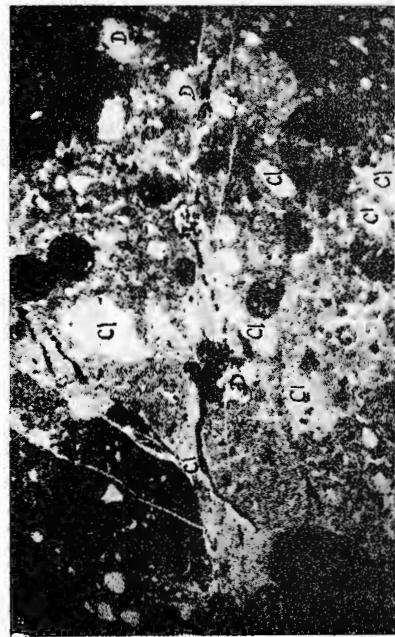


2

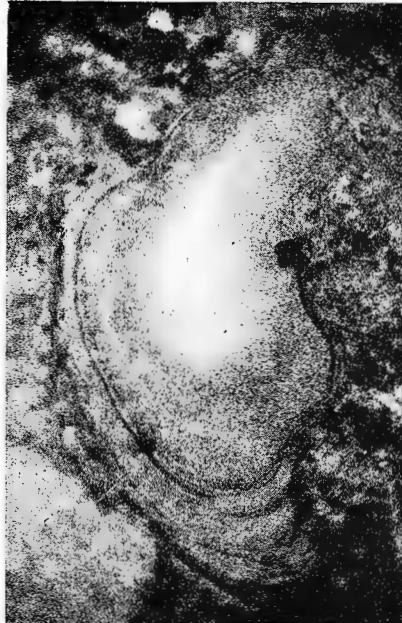
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.



Institutul Geologic al României



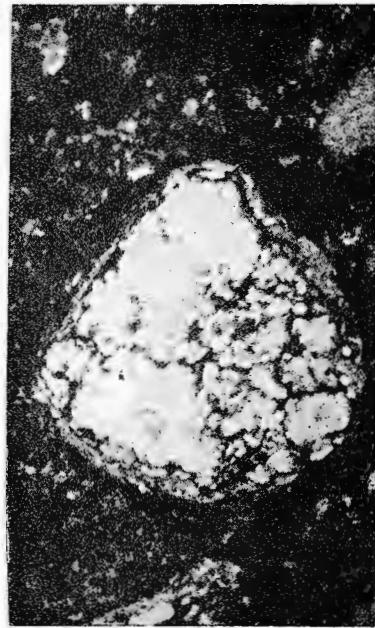
1



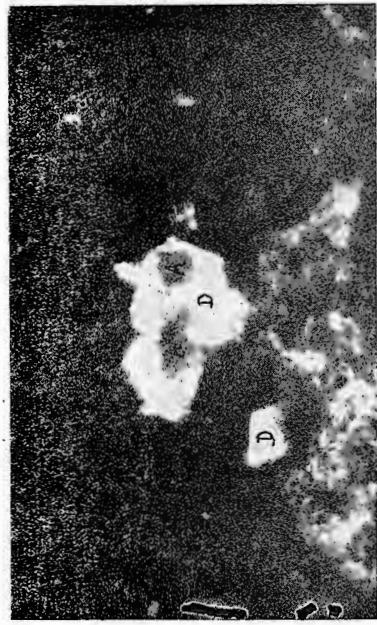
2



3



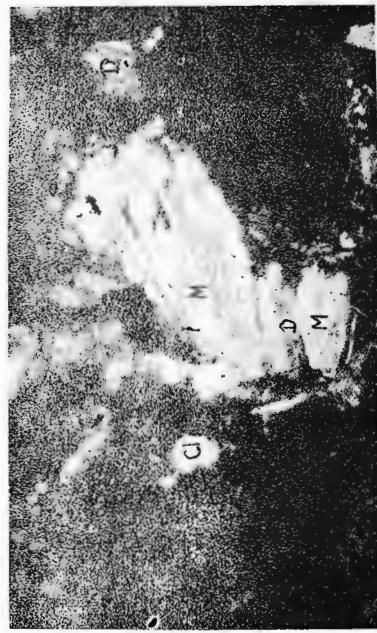
4



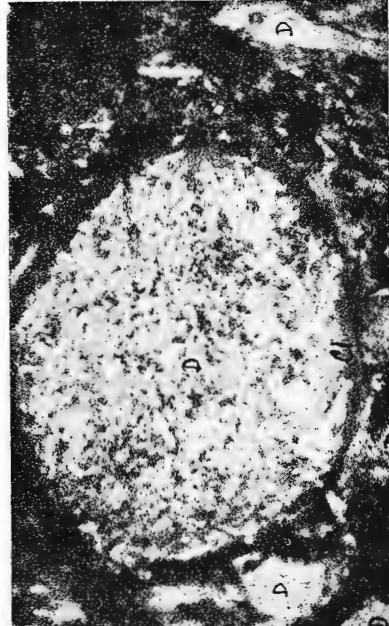
1



2.



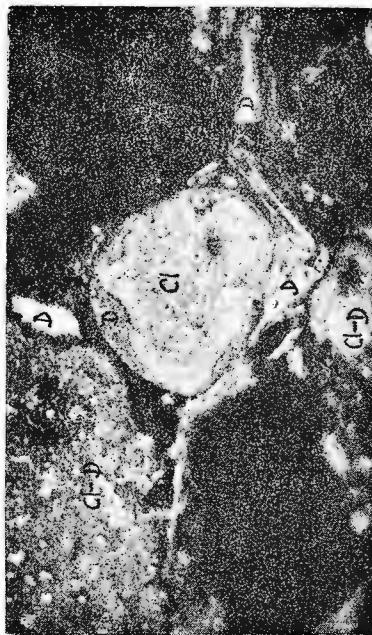
3



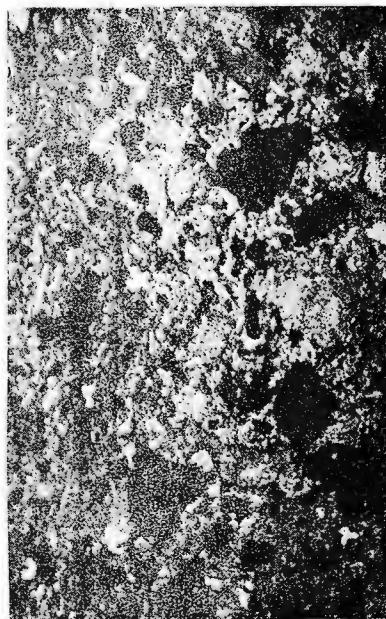
4

C. V. PAPIU et al. Bauxites de Poiana Rusă.

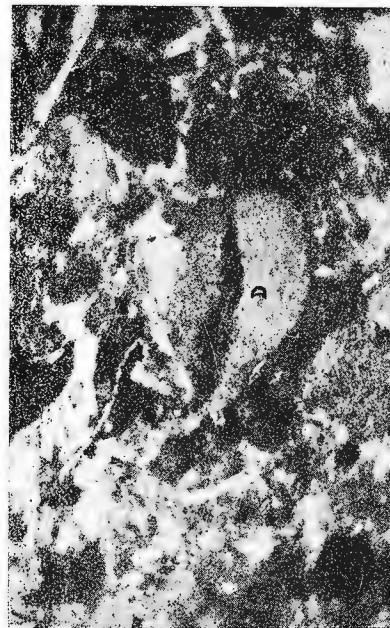
Pl. III.



1



3



2



4

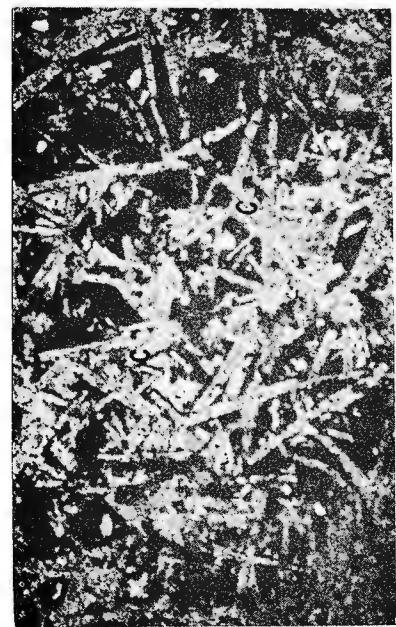
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXXVIII/2.



Institutul Geologic al României

C. V. PAPIU et al. Bauxites de Poiana Rusă.

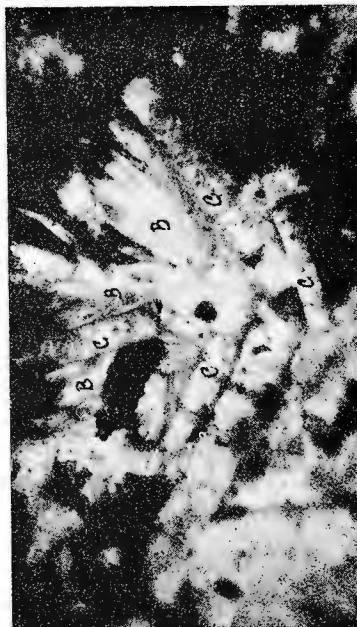
Pl. IV.



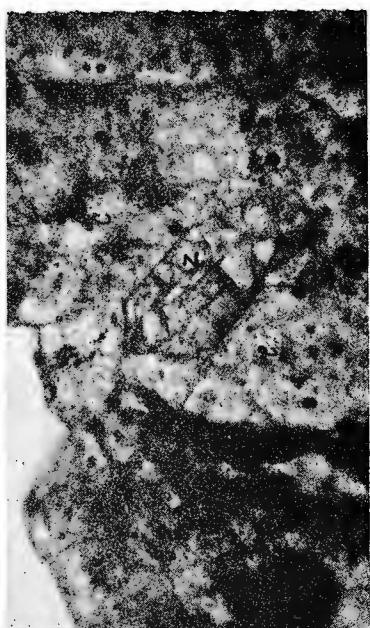
1



2



3

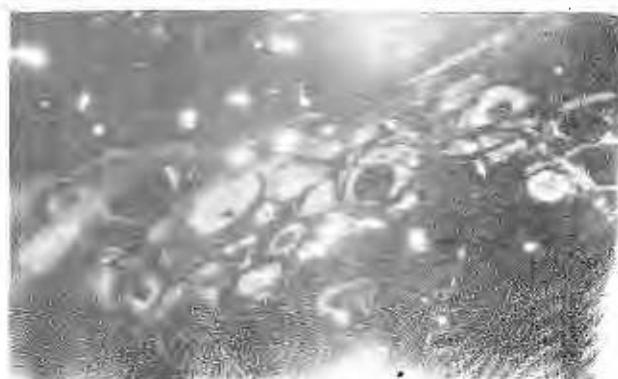
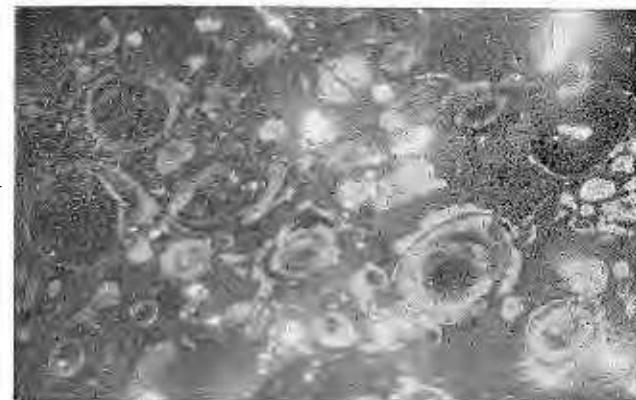


4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale sedințelor, vol. LXVIII/2.



Institutul Geologic al României



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.



Institutul Geologic al României

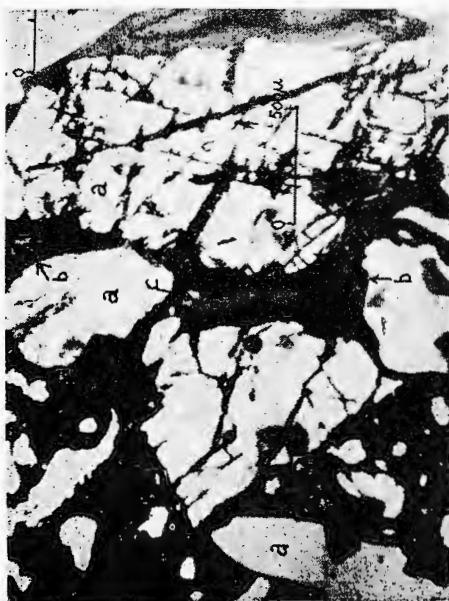
Revista de Geologie și Minerită  
Geological and Mineralogical Review



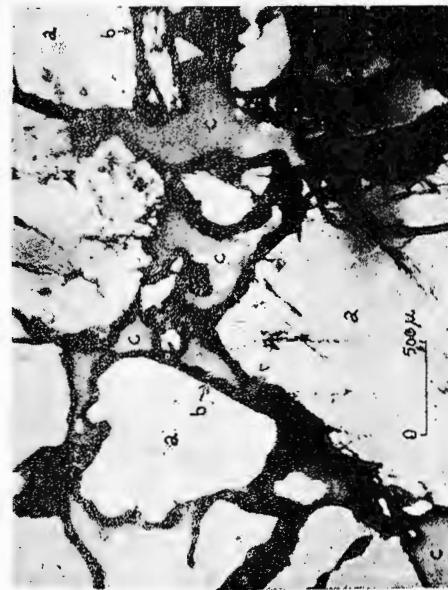
Institutul Geologic al României

GR. POP. Gisement de fer de Bétioky.

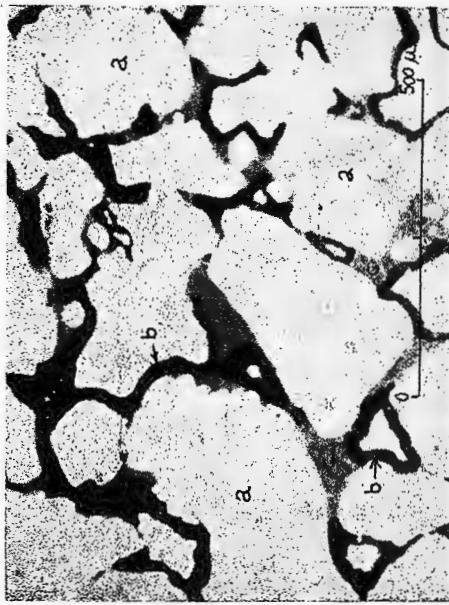
Pl. II.



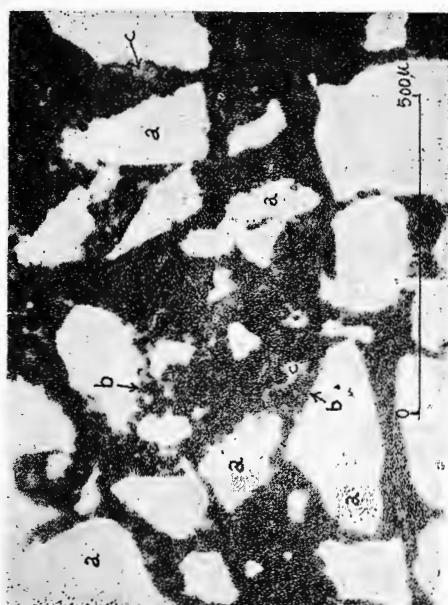
1



3



2

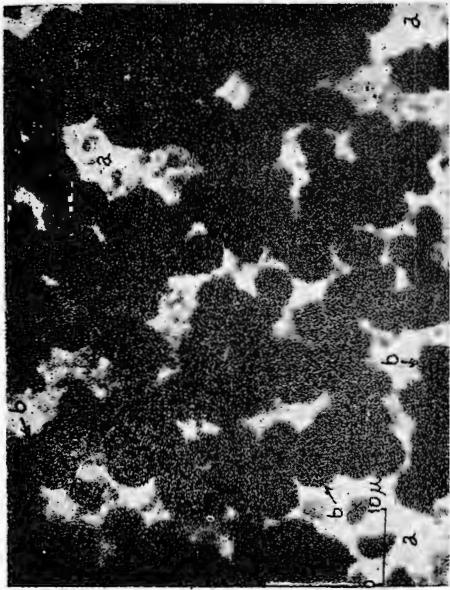


4

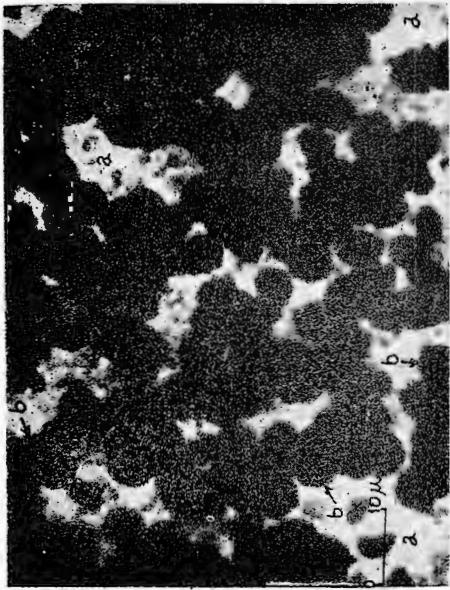
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.

GR. POP. Gisement de fer de Bétioky.

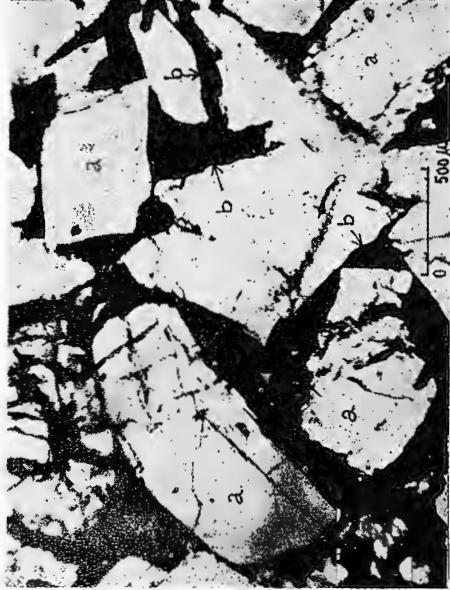
Pl. III.



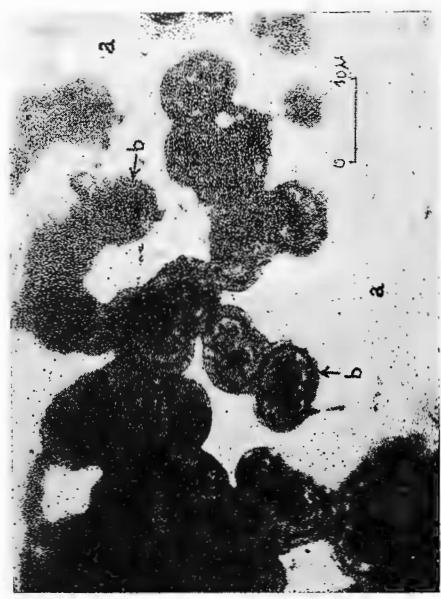
1



2



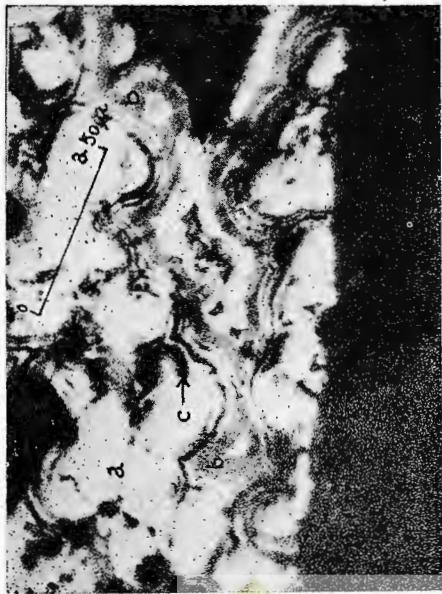
4



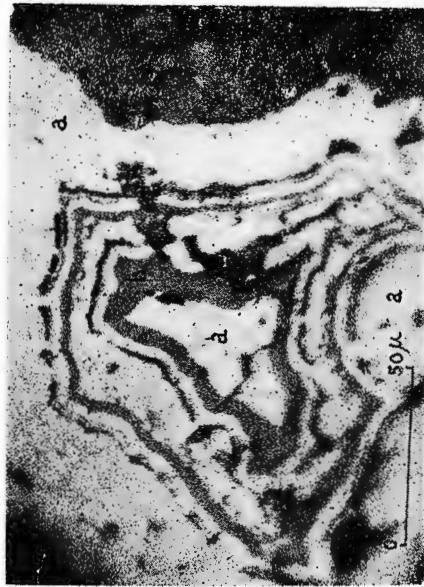
3

GR. POP. Gisement de fer de Bétioky.

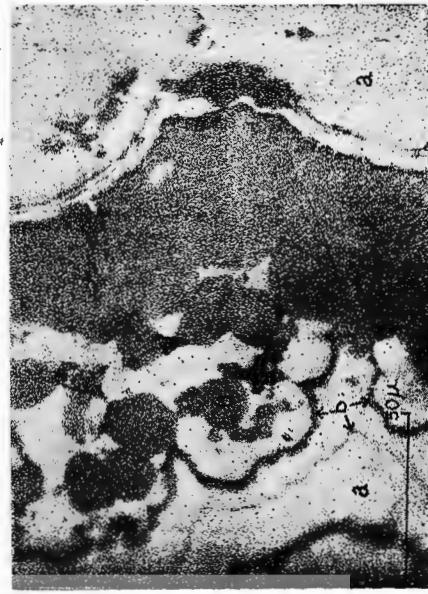
Pl. IV.



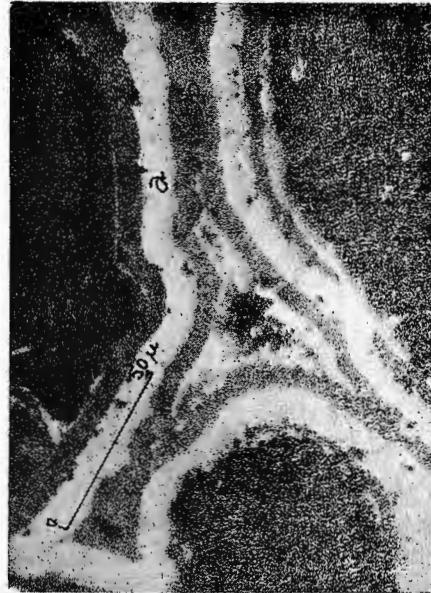
1



2



3



4

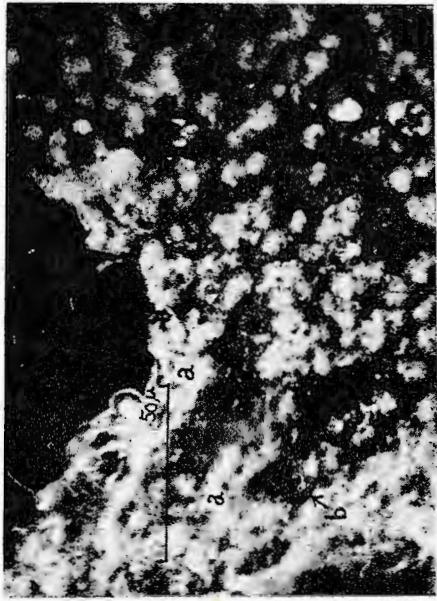
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.



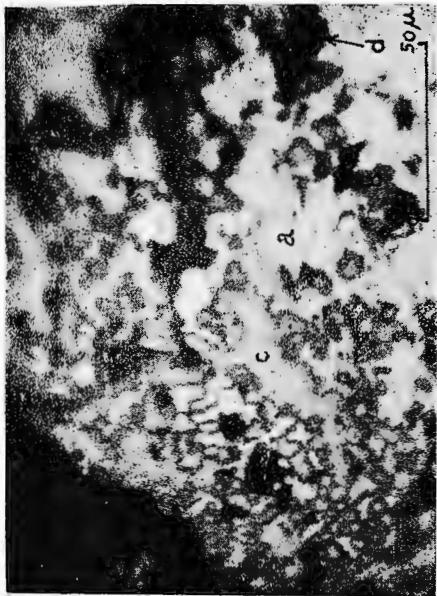
Institutul Geologic al României

GR. POP. Gisement de fer de Bettioky.

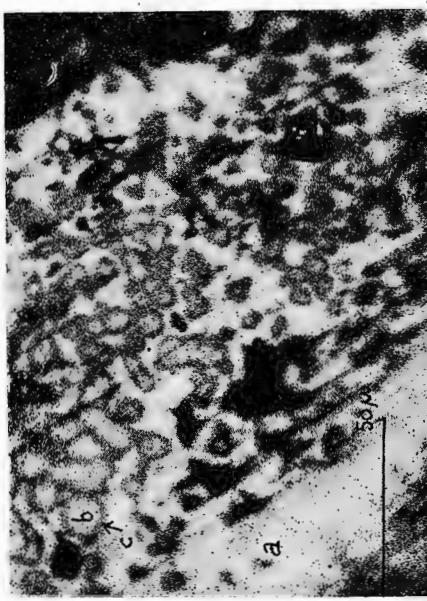
Pl. V.



1



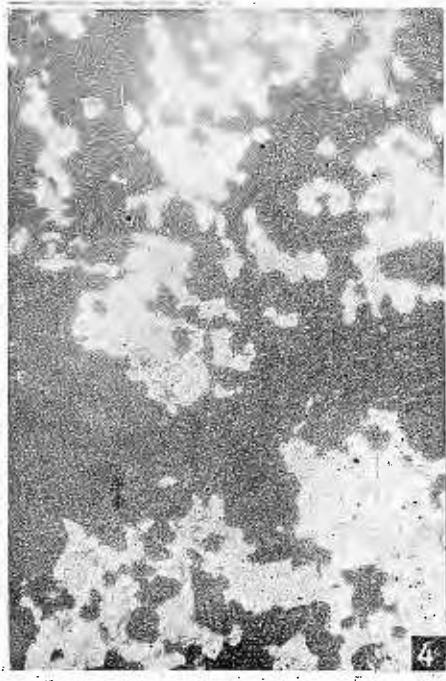
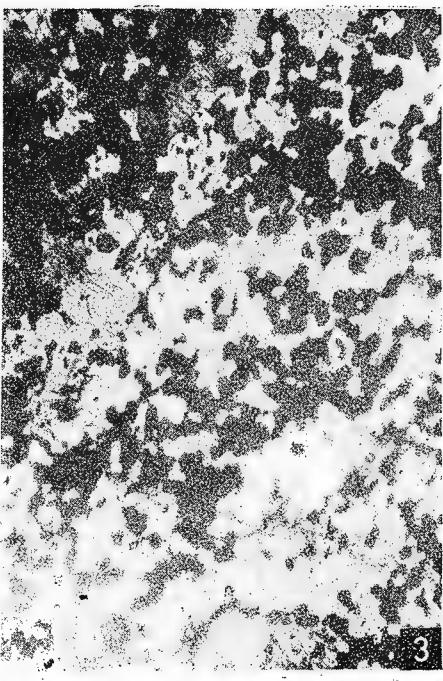
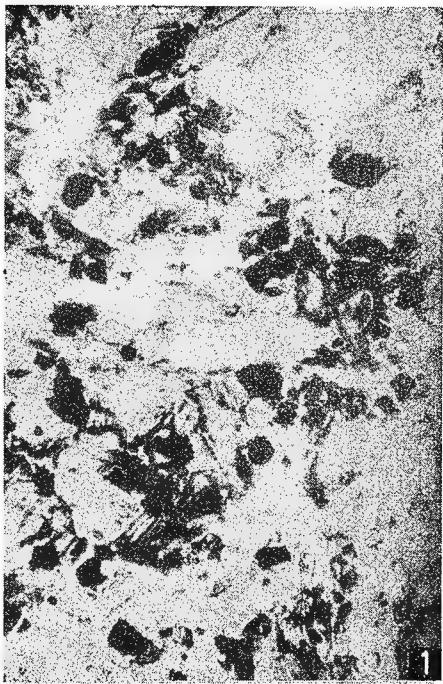
2



3



4



9

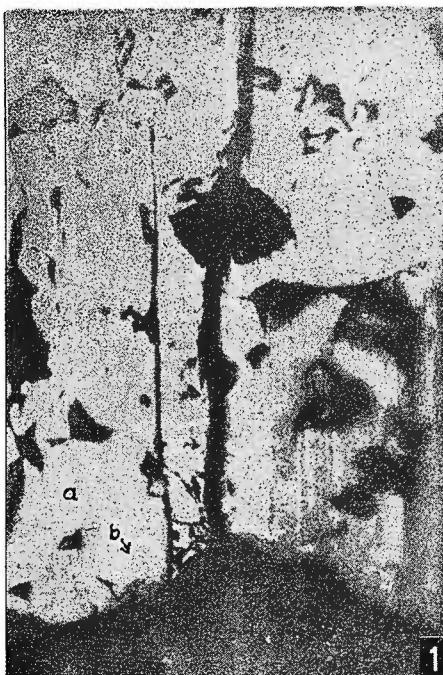
50  $\mu$

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.

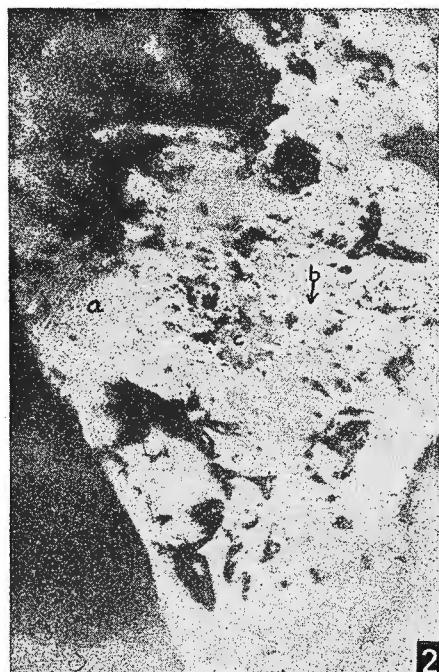


Institutul Geologic din România

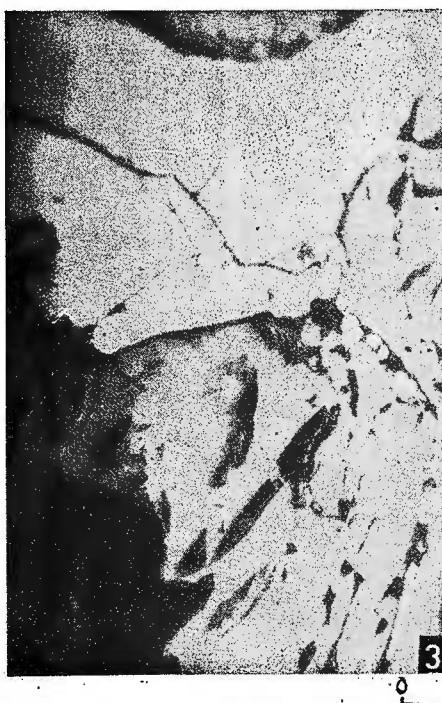
138741



1



2



0



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.



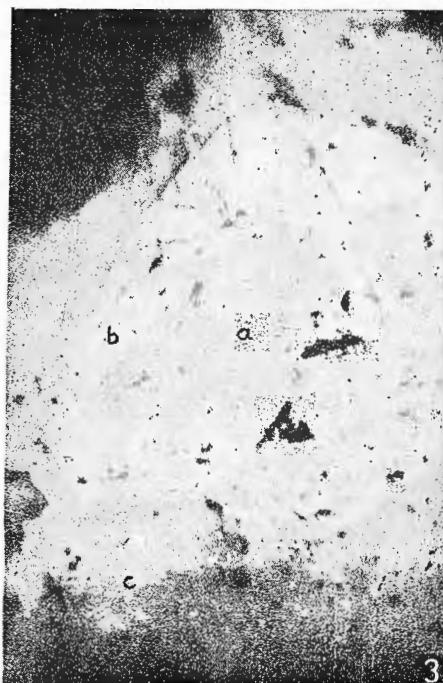
Institutul Geologic al României



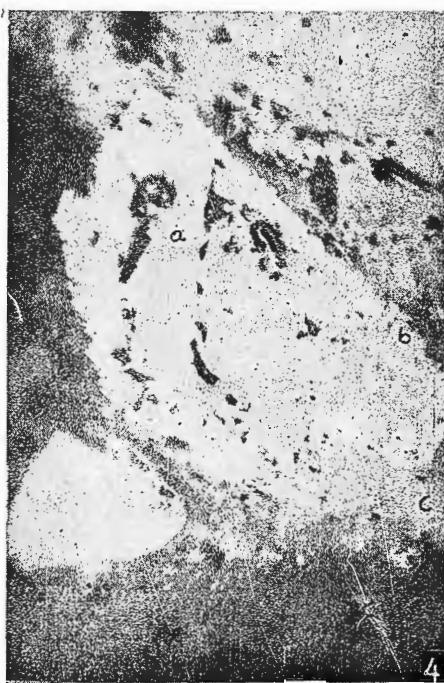
1



2



3



4

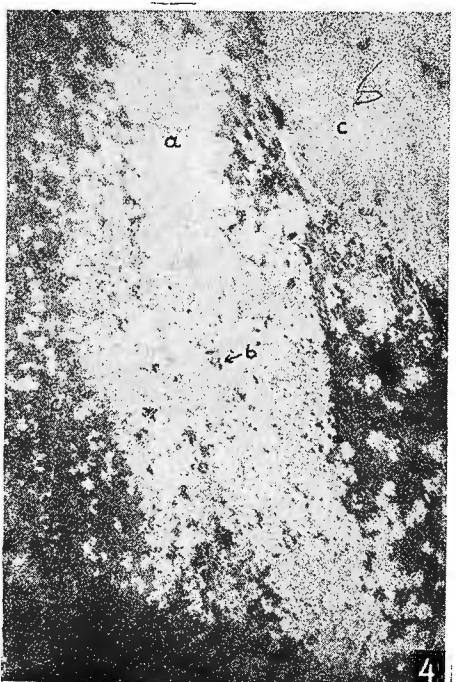
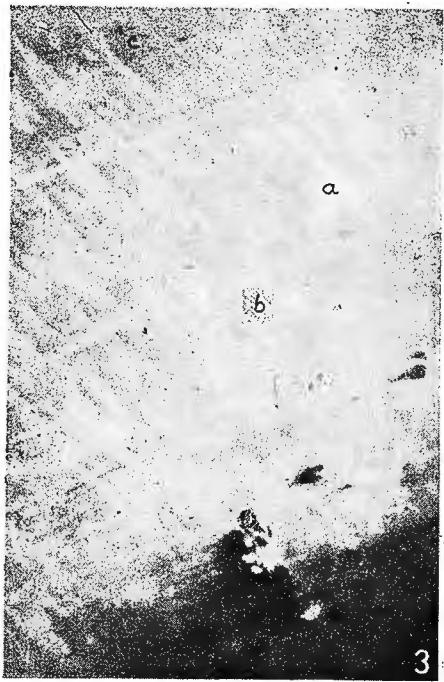
0  $50\mu$

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.

138741



Institutul Geologic al României



0

50  $\mu$

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.



Institutul Geologic al României

GR. POP. Gisement de fer de Bekisopa.



1



2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXXVIII/2.

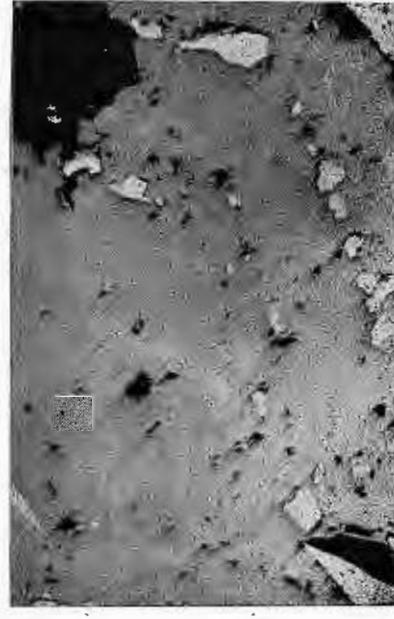
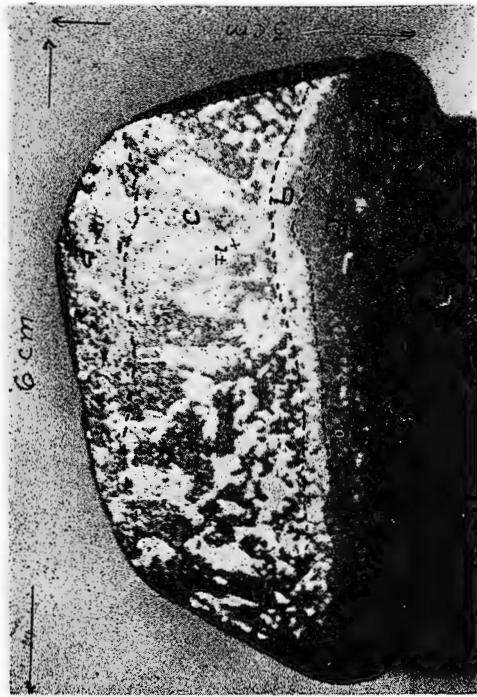
138741



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



N. POP et al. Mineralizăția de la Izvorul Zimbrului.

Pl. II.



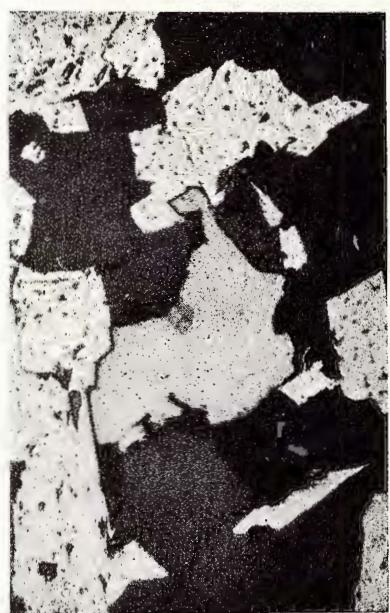
1



2



3

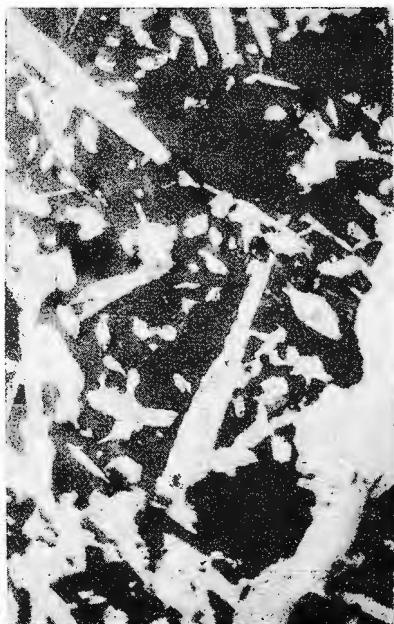


4

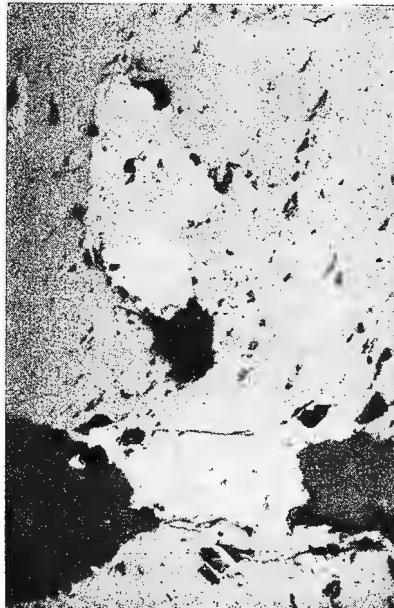
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/2.



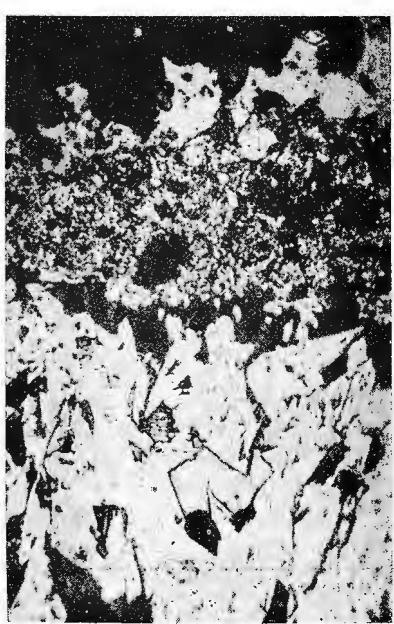
Institutul Geologic al României



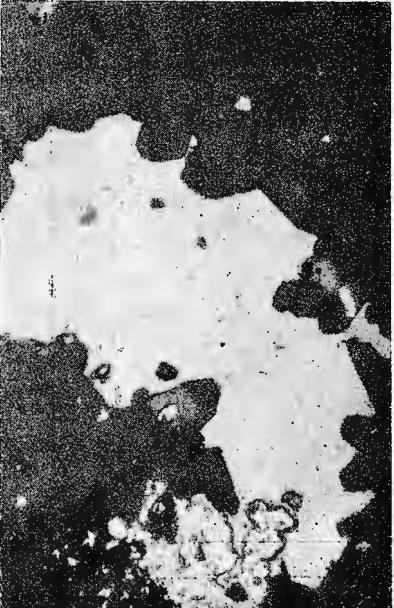
1



2

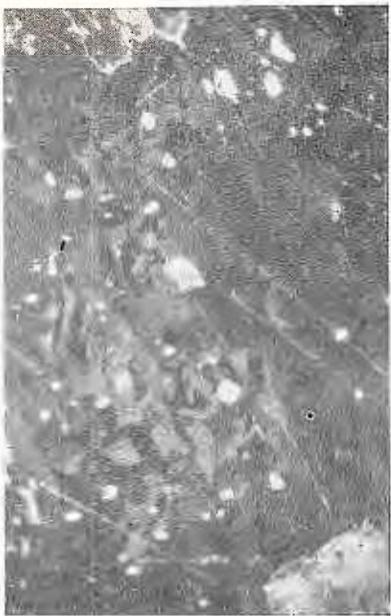


3

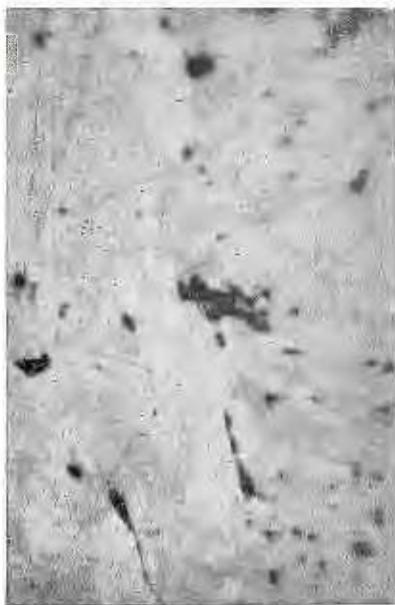


4

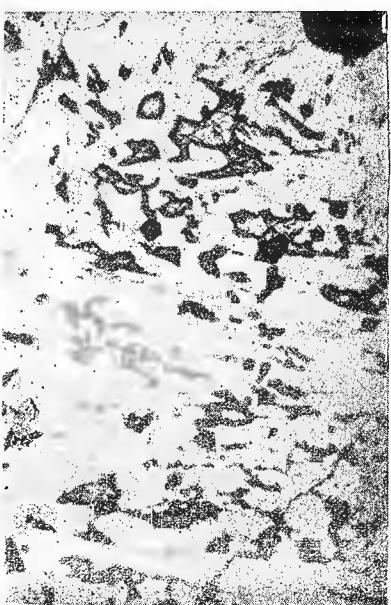
4



2



1



3

Comptes rendus des séances (Dari de seamă ale ședințelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions :

- Institutul Geologic al României t. I-XXXVI (1910-1952)
- Comitetul Geologic t. XXXVII-LII/1 (1953-1966)
- Comitetul de Stat al Geologiei t. LII/2-LV/1 (1967-1969)
- Institutul Geologic t. LV/2-LX (1970-1974)
- Institutul de Geologie și Geofizica - à partir du tome LXI (1975)



MINISTÈRE DE LA GÉOLOGIE  
INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXVIII

1981

2. GIEMENTS



Institutul Geologic al României