

LE CONTROLE THERMODYNAMIQUE  
DANS LA MÉTALLOGENÈSE ASSOCIÉE AU VOLCANISME NÉOGÈNE  
DES MONTS MÉTALLIFÈRES DE LA TRANSYLVANIE

par M. BORCOȘ (\*)

---

(4 figures)

---

Les considérations générales exposées dans l'introduction, présentées afin de circonvvenir d'autres aspects de la métallogenèse et dans le but d'obtenir une meilleure compréhension du sujet attaqué, s'appuient sur : les travaux et les observations de l'auteur, élaborées en collaboration dans : *Evoluția geologică a Munților Metaliferi* (V. Ianovici, D. Giușcă, T. P. Ghițulescu, M. Borcoș, M. Lupu, M. Bleahu, H. Savu, 1968), dans *Spätsubsequenter alpiner Magmatismus in Rumänien* (D. Rădulescu, M. Borcoș, 1967), dans *Progrès récents dans l'étude des gisements et leur contribution au développement des conceptions concernant la métallogenèse de la Roumanie* (D. Rădulescu, M. Borcoș, H. Kräutner, 1967), dans *Le contrôle structural dans la métallogenèse néogène associée au volcanisme néogène dans les Monts Métallofères de la Transylvanie* (T. P. Ghițulescu, M. Borcoș, 1958) ; sur le travail à caractère monographique *Études géologiques et minières dans les Monts Métallifères* (T. P. Ghițulescu et M. Socolescu, 1941) et aussi sur des autres travaux personnels, quelques uns non publiés encore, se trouvant dans les Archives de l'Institut Géologique, Bucarest.

INTRODUCTION A LA MÉTALLOGENÈSE VOLCANIQUE NÉOGÈNE

La métallogenèse volcanique néogène représente un stade dans l'évolution qui s'est déroulée en continuation des processus d'altération hydrothermale, après le deuxième cycle d'éruption des Monts Métallifères (fig. 1 et 2). La métallogenèse se développe pendant un intervalle de temps relativement court (Tortonien supérieur — Pannonien inférieur), en deux phases. *La première phase* s'associe aux éruptions d'andésites type Barza-Săcărimb-Porcurea et c'est la plus importante, en fournissant la plupart des gisements de la région. *La deuxième phase* s'associe aux dacites de Cetraș. Par rapport à la première, celle-ci est limitée généralement, à des accumulations minérales de petites dimensions.

L'analyse du contrôle structural montre que la profondeur de formation des gisements hydrothermaux varie entre 2000 - 3000 m sous la surface topographique de l'époque, dépassant rarement ces chiffres. La plupart des gisements se localisent dans les structures volcaniques et subvolcaniques, dans les colonnes d'explosion et ensuite, par ordre d'importance, dans les zones bréchiques et dans l'enveloppe des corps magmatiques néogènes développés dans un faciès hypoabyssal. Sans qu'il y

(\*) Institut Géologique, Bucarest. En automne 1968 « Guest investigator » aux Laboratoires de Géologie appliquée et de prospection géophysique et minière de l'Université de Liège.

ait là une liaison génétique directe, la minéralisation se développe aussi dans les structures volcaniques créés pendant le premier cycle d'éruption ; elle peut aussi s'étendre dans les roches éruptives (ophiolitiques) ou sédimentaires du soubassement.

Les effets du contrôle chimique, qui se reflètent surtout dans la relation existant entre l'association des caractères pétrochimiques des foyers magmatiques, le type d'altération hydrothermale et la minéralisation, ont joué surtout sur le déroulement de la fonction métallogénique, en déterminant la succession générale des phénomènes,

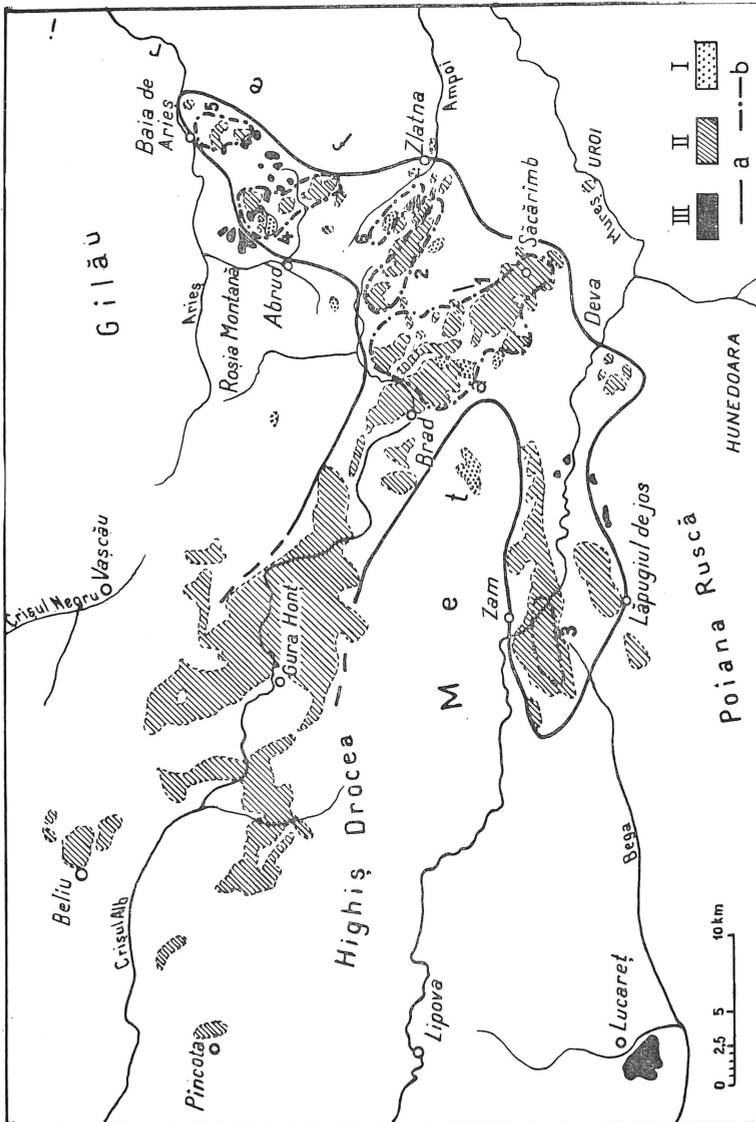


Fig. 1. — Répartition des volcanites néogènes dans les Monts Apuseni et des unités métallogéniques associées. I. Premier cycle d'éruption ; II. deuxième cycle d'éruption ; III. troisième cycle d'éruption ; a) Subprovince des concentrations associées au volcanisme néogène, Monts Apuseni ; b) district métallogénique (1. Brad-Săcărimb, 2. Almaș-Stănița, 3. Bulza, 4. Roșia Montană-Bucium, 5. Izvorul Ampoiului).

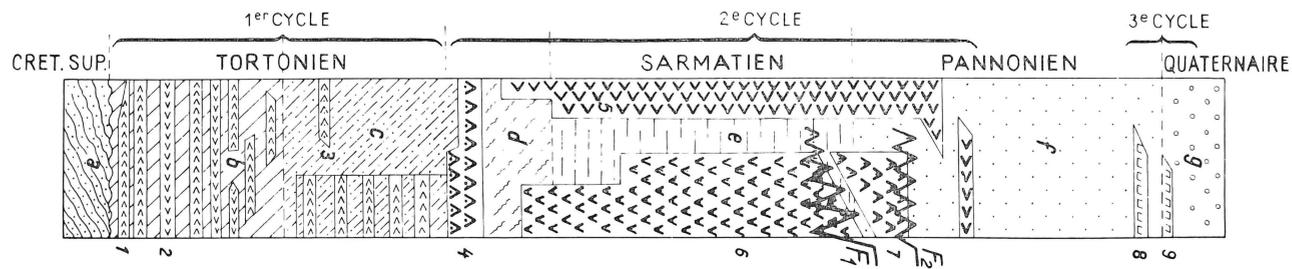


Fig. 2. — Schéma de l'évolution du magmatisme subséquent (volcanisme négène) dans les Monts Apuseni. a) formations sédimentaires ; conglomérats polygènes ; c) graviers ; d) marnes, argiles, grès gypse, formations volcanogène-sédimentaires ; e) marnes, grès, argiles, gypse ; f) argiles, marnes, sable, conglomérats ; g) aluvions, graviers. 1. Rhyolites (Băița) ; 2. Andésites (Fața Băii) ; 3. Rhyolites et dacites (faciès ignimbritique) ; 4. Dacites (Cîinel — Roșia Montană) ; 5. Andésites (Zarand) ; 6. Andésites quartzifères (Barza-Săcărîmb) ; 7. Dacites (Cetraș) ; 8. Andésites basaltoides (Rotunda) ; 9. Basaltes (Detunata). F<sub>1</sub> — Première phase de minéralisation. F<sub>2</sub> — deuxième phase de minéralisation.

le caractère monoascendant ou polyascendant des solutions, les phénomènes de télescopage et aussi l'activité en phases indépendantes. Leur action s'est manifestée aussi par les effets locaux, à cause de l'interaction physico-chimique entre la phase liquide des solutions minéralisatrices d'une part, et les phases solides ou liquides avec lesquelles elles sont venues en contact d'autre part, effets très importants dans le processus de précipitation et d'accumulation des minéraux. C'est une chose significative que, bien que les processus se soient manifestés sur un territoire assez grand, constitué par des formations très variées et bien que celles-ci aient été affectées par un nombre relativement grand de foyers magmatiques actifs, on constate une certaine uniformité dans le déroulement des processus métallogéniques, conduisant à un caractère dominant auro-argentifère pour la minéralisation de la première phase ; à un caractère cuprifère pour la deuxième. Dans la succession de la minéralogenèse, on voit aussi l'influence du contrôle thermodynamique qui a permis l'émission échelonnée des éléments au départ des foyers, la différenciation cinétique dans le processus de transport et la complexité des phénomènes de dépôt.

La ligne de succession de la minéralogenèse créée dans la première phase met en évidence quatre stades caractéristiques, délimités par des discontinuités géochimiques, thermiques et tectoniques. *Le stade ferrosulfureux* (1) est présent dans tous les gisements, ayant une extension relativement grande. Il s'est déroulé sous le contrôle d'un apport considérable, en présence de soufre, de fer et d'arsenic. En solution, il y avait aussi, en petites concentrations,  $\text{Fe}^{+3}$ ,  $\text{O}^{+2}$ ,  $\text{Zn}^{+2}$ ,  $\text{Cu}^{+2}$ ,  $\text{Pb}^{+2}$ , Au et Ag. Dans ces conditions se sont formés la pyrite, la pyrite aurifère, la pyrrotine l'oligiste, le mispickel, la marcassite, la marcassite aurifère, et en faibles quantités la blende, la chalcopyrite et la galène. En tant que minéraux de gangue caractéristique, il y a : le quartz, la tourmaline, la nacrinite, accessoirement des carbonates. *Le stade des sulfures polymétalliques* (2) a évolué dans les conditions d'un apport moins important, en présence de soufre de  $\text{Zn}^{+2}$ ,  $\text{Cu}^{+2}$ ,  $\text{Pb}^{+2}$  accompagné parfois par  $\text{In}^{+2}$  et le  $\text{Cd}^{+2}$ . En solution ont coexisté des ions de  $\text{Fe}^{+2}$ , Au, Ag,  $\text{Te}^{+2}$ ,  $\text{Ga}^{+2}$ ,  $\text{Mo}^{+4}$ . D'habitude à ce stade apparaissent d'une manière caractéristique la blende, la chalcopyrite et la galène ; mais ces minéraux ne sont abondants que dans quelques gisements. En même temps se forment la bornite, l'alabandine et quelques minéraux de tellure. L'or et l'argent, généralement en petites quantités, précipitent en même temps que les sulfures polymétalliques. La gangue est complexe, elle est constituée par le quartz, les carbonates, la fluorine et la barytine. *Le stade des tellurures et des sulfosels* (3) n'a été reconnu que dans quelques gisements ; il est — même dans ceux-ci — inégalement développé. En solution, la teneur en fer et probablement l'acidité diminuaient ; la concentration des ions de  $\text{Te}^{+2}$ , Ag,  $\text{Sb}^{+3}$ ,  $\text{Cu}^{+2}$  et, accessoirement celle des ions de Au,  $\text{As}^{+3}$ ,  $\text{Pb}^{+2}$ ,  $\text{Bi}^{+3}$ ,  $\text{Ge}^{+4}$  augmentaient. L'ordre approximatif de formation des tellurures est : la krennerite, la sylvanite, le naghayagite, l'altaite, le tetradymite, la hessite, la petzite et le tellure. On peut mentionner des sulfosels — la tetraedrite, la tennantite, la bournonite, la boulangerite, l'enargite-luzonite, la proustite, la pearceite, la polybazite, la pyrargyrite, la stefanite, la jamesonite. On a fréquemment signalé, associé aux tellurures, l'arsenic natif, et localement la germanite et l'argyrodite. Les carbonates représentent la gangue caractéristique pour ce stade. D'une manière sporadique apparaît aussi la fluorine. *Le stade aurifère* (4), à quelques exceptions, a été identifié dans tous les gisements. La concentration de l'or augmente en solution à cause d'un nouvel apport, ce qui en détermine la précipitation, souvent massive, ou en formes variées : dentritique, lamellaire, en fils ou cristaux largement développés. En solution, existaient encore des ions  $\text{S}^{+2}$ ,  $\text{As}^{+3}$ ,  $\text{Zn}^{+2}$ ,  $\text{Sb}^{+2}$  et Ag, ce qui a déterminé l'apparition, en association

avec l'or, de la marcassite, de la melnicovite, de la stibine, du realgar, de la pyrite et de la blende. Les minéraux de gangue sont représentés par le quartz, le calcite, l'aragonite, la dolomite, la barytine et le gypse. L'association cinabre-marcassite se développe indépendamment et tout à fait localement à la périphérie des gisements auro-argentifères. On considère qu'elle représente une séquence finale de l'activité de la première phase, qui peut être éventuellement différente et postérieure, par rapport à celle où s'est formé l'or massif.

La ligne de succession de la minéralogénèse pendant la deuxième phase associée au volcanisme dacitique, est moins bien établie ; aussi la délimitation des deux stades y est moins exacte. *Le stade ferrosulfureux* (1) est peu développé. Le processus a évolué en formant de petites quantités de pyrite, pyrrhotine et oligiste. *Le stade cuprifère* (2) s'est déroulé dans les conditions d'un riche apport de  $\text{Cu}^{+2}$  et accessoirement de  $\text{S}^{+2}$ ,  $\text{As}^{+3}$ ,  $\text{Sb}^{+3}$ ,  $\text{Pb}^{+2}$ ,  $\text{Mo}^{+4}$ ,  $\text{Te}^{+2}$ , Au, Ag,  $\text{Se}^{+2}$ ,  $\text{Ge}^{+4}$ , qui ont précipité, soit sous la forme des minéraux riches en cuivre, soit comme sulfures, sulfosels et tellurures. Vers la fin du stade apparaît la pyrite, la marcassite, la melnicovite, la stibine, le realgar, le cinabre ou la clausenthalite. En tant que minéraux de gangue on identifie le quartz, le pseudobrookite, le calcite, la barytine et la fluorine.

Pour chaque stade des deux phases de minéralisation, il y a des variations, quelquefois assez importantes sous l'aspect quantitatif, concernant les relations entre minéraux tant dans le cadre du même gisement que, surtout, dans des gisements différents. Il y a des situations où on constate, sur certains intervalles, quelques déviations par rapport à la ligne commune de la succession. Elles sont marquées surtout par la modification de l'ordre de formation des sulfures polymétalliques, par l'apparition prématurée des tellurures, par l'inversion de l'ordre de formation des tellurures et sulfosels et par les possibilités accrues et variées de précipitation de l'or. La systématisation des accumulations mises en discussion sur des critères minéralogiques, en considérant les paragenèses minérales et les associations minérales caractéristiques, conduit à la classification suivante :

*Première phase :*

- gisements de pyrrhotine à sulfures polymétalliques aurifères.
- gisements de mispickel aurifère
- gisements de sulfures :
  - polymétalliques
  - plombo-zincifères partiellement métasomatiques
  - pyrite métasomatique
- gisements de sulfures polymétalliques aurifères
- gisements de tellurures aurifères
- gisements d'or natif :
  - à quartz
  - à quartz et carbonates
  - à tellurures
  - à quartz et sulfosels
  - à quartz et sulfures polymétalliques aurifères
- gisements de cinabre.

*Deuxième phase :*

- gisements cuprifères :
  - à molybdène
  - à germanium

La répartition spatiale de ces gisements dans les conditions géologiques données marque le contour de la « Subprovince des concentrations associées aux volcanites néogènes des Monts Apuseni » considérée comme une unité majeure où s'individualise une « zone métallogénique auro-argentifère à cinabre et à sulfures polymétalliques aurifères ». Dans le cadre de cette « zone », les accumulations minérales, selon le type génétique et les caractères de la paragenèse sont distribuées dans les districts suivants :

1. Brad — Săcăřimb : concentrations d'or natif, tellure et sulfures polymétalliques aurifères.
2. Almaș — Stănița : concentration d'or natif, tellure et sulfures polymétalliques aurifères.
3. Bulza : concentrations de sulfures polymétalliques.
4. Roșia Montană — Bucium : concentration d'or natif et de sulfures polymétalliques  $\pm$  Ge.
5. Baia de Arieș : concentrations de mispickel aurifère et sulfures plumbo-zincifère à Cd.
6. Izvorul Ampoiului : concentrations de cinabre, encadrant, à leur tour, plusieurs champs métallogéniques localisés, dont quelques uns sont situés en dehors des districts établis.

\* \* \*

Le contrôle structural et son influence sur la métallogenèse, vu dans le cadre large de l'évolution du magmatisme néogène, doit être regardé sous deux aspects, d'une part lié au régime thermodynamique régional ou local préexistant à l'activité hydrothermale, et d'autre part, lié aux effets ultérieurs, surimposés, pendant la métallogenèse. T. P. Ghițulescu (1934) a montré, le premier, que les surfaces isothermes ont été intensément modifiées par les phénomènes magmatiques. Elles moulent les structures volcaniques, ce qui a déterminé l'affleurement de surfaces isothermes de température élevée. Sur la base de cette observation, je voudrais émettre des considérations concernant la concentration et la distribution de la minéralisation dans les structures volcaniques, formuler des conclusions concernant la morphologie du gisement et aborder une discussion générale sur la question de la zonalité de la minéralisation.

#### LES CONDITIONS THERMODYNAMIQUES ANTÉRIEURES AUX PROCESSUS HYDROTHERMAUX

De la distribution hypothétique des surfaces isothermes dans les structures volcaniques enracinées, on constate qu'il existe de grandes variations des gradients tant dans le sens horizontal que dans le sens vertical (fig. 3). Les plus grandes variations se localisent toujours à la partie supérieure des structures effusives et dans l'enveloppe de l'apex des corps subvolcaniques. Les valeurs moyennes se placent dans les flancs des structures, et les plus petites à la partie centrale des appareils effusifs ou dans l'axe des structures volcaniques. Ceci conduit à la conclusion que dans la partie inférieure du cratère règne une température relativement uniforme. Les zones de racine, dans tous les cas, ont des gradients faibles tendant à diminuer vers le profondeur. La répartition inégale de la température et les grandes variations

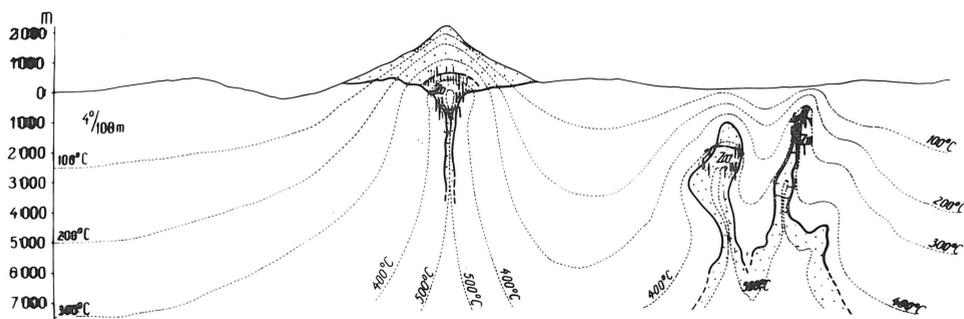


Fig. 3. — Représentation schématique de la distribution des surfaces isothermes dans des régions à structures volcaniques.  $Z_0$  — zone optimale de concentration de la minéralisation.

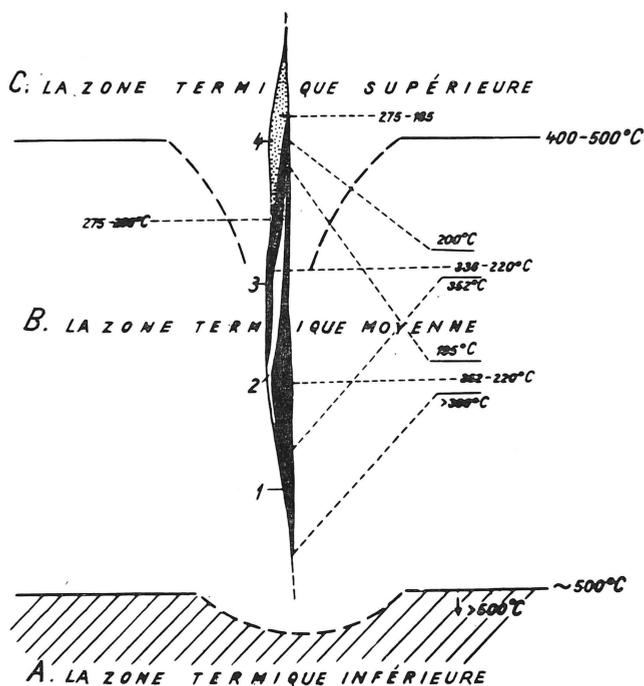


Fig. 4. — Représentation schématique de la répartition spatiale des produits des quatre stades de minéralogénèse par rapport aux zones thermiques : A) inférieure, B) médiane, C) supérieure. 1. Stade ferrosulfureux, 2. stade des sulfures polymétalliques, 3. stade des tellurures et sulfosels, 4. stade aurifère.

des gradients géothermiques selon la verticale dans les structures volcaniques caractéristiques des Monts Métallifères délimitent trois zones thermiques, ayant une influence différente sur les processus métallogéniques (fig. 4). Leur délimitation est, bien sûr, encore relative, et les valeurs attribuées peuvent admettre des corrections. Elles ont été déduites de données géologiques, géophysiques, volcanologiques et aussi des valeurs des gradients géothermiques des solutions hydrothermales calculées dans les études minéralothermométries.

La zone thermique supérieure est placée dans le voisinage de la surface. Les variations de température, dans son cadre, sont très grandes ; elles vont de la température de surface jusqu'à 400° C environ, pour la limite inférieure de la zone.

La zone thermique médiane, siège de l'activité métallogénique, a un régime thermique relativement constant, de 400-550° C. Sa limite inférieure correspond au niveau où la fissuration filonienne disparaît ; on considère que la hauteur de cette zone dans les conditions des structures volcaniques étudiées varie entre 1000 et 1500 m.

La zone thermique inférieure se développe vers la profondeur, sous la surface de l'isotherme de 550° C.

Il est beaucoup plus difficile de prévoir la disposition et la délimitation des zones thermiques dans le cas des structures subvolcaniques. Il faut admettre que le rôle du contrôle géothermique a été ici particulièrement important. Dans ce cas, on ne peut expliquer l'élévation des solutions jusqu'à ce niveau et la formation des gisements à caractère mésothermal et meso-hypothermal (M. Borcoş, 1965<sup>2</sup>, 1967, 1968) que par un chauffage préalable des voies primaires d'accès.

#### LES CONDITIONS THERMODYNAMIQUES PENDANT LA MÉTALLOGENÈSE

Les débuts de l'activité hydrothermale — la propylitisation — n'ont pas modifié essentiellement le régime thermique du milieu ; les solutions ont circulé dans les pores de la roche, en prenant la température de celle-ci ; ultérieurement, à cause de la fissuration, la température des solutions a eu la possibilité de se différencier de celle du milieu ; on suppose qu'elle a été un peu plus élevée pendant les processus d'argilitisation-sericitisation. Il est probable par contre que pendant les phases de minéralisation la température de la solution approchait celle du milieu sur la plupart de l'intervalle de la zone thermique médiane. Dans leur chemin ascendant, à travers la zone thermique supérieure, la température des solutions diminuait constamment, mais à un rythme différent par rapport aux gradients géothermiques du milieu. La différence de température augmentait progressivement vers la surface. Mais, la distribution des températures a été modifiée d'une manière variable par le caractère pulsatif de l'activité hydrothermale, une augmentation de température correspondant à chaque pulsation. Les données géothermométriques (M. Borcoş, 1965<sup>2</sup>) démontrent que la température est plus grande au début de la nouvelle pulsation qu'à la fin de la pulsation précédente. Un tel exemple peut être suivi dans le gisement Haneş (tableau 1).

TABLEAU 1

*L'évolution du régime thermique dans le gisement Haneş (M. Borcoş, 1965<sup>2</sup>)*

Pulsation	T° C initiale	T° C finale	Différence °C
1	352 ; > 552	290	62 ; > 62
2	350	268	82
3	307	253	54

La caractérisation des conditions thermodynamiques de développement de la minéralogénèse s'appuie sur les résultats des études géothermométriques. Dans ce sens, on détient des données pour les principaux gisements de la première phase (M. Borcoş, 1964, 1965<sup>1</sup>, 1965<sup>2</sup>, 1965<sup>3</sup>, 1967, 1968). Celles se référant aux gisements de la deuxième phase sont beaucoup moins nombreuses et ont, pour le moment, un caractère informatif.

En synthétisant ces données, on constate (tableau 2) que pour chaque stade de minéralisation de la première phase on peut définir de manière approximative un niveau optimum de minéralisation, un domaine spécifique de la température de formation.

TABLEAU 2

*Le domaine spécifique de la température de formation  
pour les stades de minéralisation de la première phase  
(d'après M. Borcoş)*

Stade de minéralisation	T° C initiale	T° C finale	T° C différence
1) ferrosulfureux	352 ; > 360	220 sporadiquem. < 220	132 > 132
2) sulfures polymétalliques communs	360	220	116
3) tellures et sulfosels	275	200	75
4) aurifère	275	185 sporadiquem. < 185	90 sporadiquem. > 90

Il apparaît, comme une conclusion générale, que les solutions pendant cette phase, ont eu en majorité une température comprise entre 350 et 200° C, et diminuant lentement dans le temps, les différences de température variant entre 75 et 132° C.

Le stade ferrosulfureux dans les zones les plus profondes a dépassé, parfois largement, au début de l'activité, la température de 360° C ; ceci signifie que les processus se sont déroulés dans les conditions d'un domaine hypothermal, ce qui est confirmé par l'apparition fréquente de la tourmaline, du grenat, de la pyrrhotine et, plus rarement, de la wollastonite. Le stade des sulfures polymétalliques a évolué dans des conditions correspondant à un domaine mésothermal avec des minéraux formés fréquemment entre 336 et 220° C. Parfois, sont enregistrées aussi des températures plus élevées. Le stade des tellures et sulfosels s'installe dans la moitié supérieure du domaine mésothermal, la plupart des données indiquant des minéraux formés à une température comprise entre 250 et 207° C. Le stade aurifère, avec un domaine spécifique de la température de formation de 275-185° C, caractérise des conditions méso-épithermales.

L'intervalle de température caractéristique pour chaque stade dépend de la perte de chaleur et peut être considéré dans les conditions données, comme une mesure de l'extension dans le temps du processus. Ainsi, on confirme encore une fois, à quelques exceptions près, l'idée générale qui suppose que les deux premiers stades et parfois le quatrième ont eu un développement considérable, cependant que le troisième a été beaucoup plus restreint.

En rapportant les valeurs de la température de formation des principaux minéraux (tableau 3) aux valeurs du domaine spécifique de température pour chaque stade (tableau 2), on observe que les premières sont plus étendues, l'intervalle du domaine diminuant progressivement par rapport à l'ordre d'apparition du minéral dans la succession de la minéralogenèse. Les séquences riches en minéraux métalliques couvrent entre 1/3 et 1/2 du domaine spécifique, pendant que les séquences à formation des minéraux de gangue tentent à couvrir l'intervalle tout entier.

TABLEAU 3

*Le domaine de la température apparente de formation  
pour quelques minéraux de la première phase  
(d'après M. Borcoş)*

Minéral	Domaine de temp. de formation °C	Intervalle °C	Séquences riches °C	Séquences pauvres °C
Pyrrhotine	> 340	—	—	—
Pyrite	> 360- < 185	> 175	> 360-287	> 360- < 185
Mispickel	> 346-185	> 161	> 346-346 -185	> 346-? ; 185
Blende-galène	> 346 ; 346 -200	146 ; > 146	320-268	346-320 ; 268-200
Or	320-185 ; < 185	135 ; > 135	240-185 < 185	320-275 ; 275-250
Chalcopyrite	346-216	130	—	—
Blende claire	336-210	126	307-276 ; 223-210	336-307 ; 276-223
Tellurures	315-200	115	315-275	275-200
Arsenic	270-200	70	270-230	230-200
Quartz	> 360- < 185	≥ 175	352-267 ; 300-200	< 200 > 352
Calcite	350- < 195	> 165	350-300 ; 305-195	< 195 > 350
Siderite	225-200	—	—	—
Barytine	322-260	60	322-260	283-260
Fluorine	> 260-217	> 43	260-228	228-217

Les gisements formés pendant la deuxième phase associée au dacites de Cetraş présentent, semble-t-il, les mêmes conditions de formation : mésothermales et mésohypothermales. La présence de pseudobrookite, pyrrhotine, molybdenite, stannine, énarbite, avec la série isomorphe, fluorine et al. est aussi une indication de température élevée.

Des données concernant la profondeur de formation de ces gisements, appréciée à 2000-3000 m, et aussi des données géothermométriques, on peut déduire un cadre général, correspondant à un niveau métallogénique mésothermal, avec incursions dans le domaine hypothermal et plus rarement dans l'épithermal. Dans les conditions structurales de formation des gisements hydrothermaux des Monts Métallifères, dans le cadre d'un système ouvert de fractures (M. Borcoş, 1968), la pression totale est dans la majorité des cas de nature hydrostatique, de l'ordre de 200-300 bars. Elle augmente, proportionnellement vers la profondeur dans les structures subvolcaniques, étant augmentée par les effets dynamiques liés à l'ascension des solutions dans des milieux solides à perméabilité réduite. On peut donc admettre que le régime de pression qui a contrôlé la métallogénèse a eu des valeurs moyennes.

En ce qui concerne les rapports réciproques entre les quatre stades minéralogéniques de la première phase et leur répartition spatiale hypothétique par rapport aux zones thermales définies plus haut (fig. 4), on peut faire les considérations suivantes. On constate que les processus des trois premiers stades se déroulent à des températures spécifiques réalisées dans les fractures filoniennes de la zone thermique médiane. Les conditions thermodynamiques caractéristiques du stade aurifère se localisent à la limite supérieure de la même zone. Ici, la variation brusque des gradients thermiques a déterminé la précipitation de l'or. Cette disposition spatiale est déterminée par le caractère pulsatif de l'activité hydrothermale lorsque la minéralogénèse prend place dans une zone à régime thermique relativement constant. Chaque stade est interprété comme une pulsation caractérisée par un potentiel thermique, une composition et une concentration spécifiques. Voilà pourquoi la superposition dans le sens vertical de quatre stades de minéralisation a été réalisée, pour la plupart des corps, dans le tiers supérieur des gisements ; et pourquoi on observe le décalage de plus en plus accentué vers la surface des produits de chaque stade par rapport aux produits du stade précédent (fig. 4). Ainsi s'explique aussi comment nous retrouvons dans des espaces restreints des produits qui, d'après Lindgren, se sont formés dans des conditions différentes.

DISCUSSION SUR QUELQUES IDÉES PRINCIPALES  
CONCERNANT LA MÉTALLOGÈNE HYDROTHERMALE NÉOGÈNE,  
A TRAVERS LE PRISME DU CONTROLE THERMODYNAMIQUE

Ces observations remettent en discussion certaines idées majeures concernant spécialement la genèse, le déroulement des processus, la variation primaire de la minéralisation, la classification des accumulations, les relations existant entre la métallogénèse et la succession des phénomènes qui la déterminent et aussi la capacité de prévoir la présence, le développement spatial et l'importance économique des concentrations minérales dans des structures données.

Dans les conditions de structure créées par le magmatisme subséquent tardif — le volcanisme néogène — (T. P. Ghiţulescu, M. Borcoş, 1967) la distribution dans l'espace des températures a été réalisée dans le cadre de formes presque cylindroïdes à axes orientés le long des racines des structures volcaniques, ce qui a influencé aussi, d'une manière correspondante, la distribution primaire de la minéralisation. Dans ces conditions, le système du V. Emmons, imaginé en zones quasi-horizontales, ne se vérifie certainement pas. En effet, bien que la hauteur de la colonne ou de l'étage minéralisé atteigne parfois 800 m, on ne constate pas de variation évidente de la minéralisation sur la verticale sauf à la partie supérieure. Cette particularité est due, comme on l'a montré, au fond thermique relativement uniforme de la zone

thermique médiane où s'est déroulée la métallogénèse. Toutefois, on remarque parfois une tendance à la formation de sulfures polymétalliques dans les parties profondes de l'étage minéralisé, et de l'or dans les parties supérieures de celui-ci (M. Borcoş, 1968).

Sans revenir sur le développement du sujet concernant le mode de déroulement et le caractère de l'activité, les recherches effectuées démontrent assez clairement que l'activité minéralisante s'est déroulée en deux phases bien délimitées et qu'elles ont un caractère manifestement polyascendant.

Un autre problème important est celui de la classification des gisements hydrothermaux volcaniques. Les deux systèmes de classification de W. Lindgren et H. Schneiderhön, malgré qu'en apparence ils s'appuient sur des critères différents, se caractérisent par un élément commun d'expression ; la paragenèse minérale, qui détermine finalement le type du gisement. Le premier système impose une classification génétique en fonction des conditions de formation des gisements hydrothermaux ; mais presque toujours, les paramètres utilisés y étaient déduits indirectement, et présentaient un caractère arbitraire. La température a été déduite de la disposition zonaire de la minéralisation dans des conditions structuro-génétiques insuffisamment connues, pour lesquelles la profondeur et la pression ne correspondent qu'en théorie. C'est l'un des principaux motifs pour lesquels récemment le système a été critiqué, de nombreuses discordances ayant été constatées.

Nous considérons qu'il faut conserver cette classification, mais qu'il faut l'utiliser exclusivement afin de caractériser les conditions physiques de formation des gisements à *un instant donné*. Mais il faut réviser l'ordre de grandeur des paramètres : température, pression, et profondeur, sur lesquels s'appuient cette classification. Aujourd'hui, on dispose de beaucoup de données d'observation directe, déduites par des voies différentes, spécialement géothermométriques, qui établissent les valeurs de ces paramètres et indiquent un large intervalle de variation. Les observations sur les gisements des Monts Métallifères démontrent ce fait et rapportent une série de paragenèses considérées comme relativement uniformes à différentes conditions physiques de formation.

Au début, la plupart des gisements hydrothermaux volcaniques et particulièrement les gisements des Monts Métallifères, ont été considérés par W. Lindgren comme représentant le type des gisements épithermaux. Mais, ces faits plaident plutôt pour la renonciation à cette classification ; pour pouvoir considérer encore certaines paragenèses minérales comme caractéristiques du type génétique initialement défini, on devrait procéder à la modification des limites proposées : soit, 50-200° C pour le domaine épithermal, de 200-300° C pour le domaine mésothermal et de 300-500° C pour le domaine hypothermal.

En ce qui concerne la paragenèse minérale, la classification du H. Schneiderhön, est plus expressive (voir la classification du chapitre introductif). Les deux systèmes se complètent réciproquement et doivent être accompagnés aussi par une caractérisation structurale des gisements, qui — dans les conditions géologiques spécifiques pour les Monts Métallifères. — se présente ainsi :

Gisements situés dans	— épithermaux	— cinabre
l'enveloppe des corps		
volcaniques cachés		

Gisements situés dans des structures volcaniques	}	— mésothermaux	— or natif
			— tellurures aurifères — cuprifères à germanium
	}	— mésothermaux et mésohypothermaux	— sulfures polymétalliques aurifères
Gisements situés dans des structures subvolcaniques		}	— mésothermaux
	— mésohypother- maux		— sulfures cuprifères à molybdène — pyrrhotine
Gisements situés dans des structures acrobatho- lithiques		— mésohypother- maux	— sulfures polymétalliques

Le développement continu de la recherche et des discussions dans cette direction conduiront généralement, au point de vue théorique, à une meilleure compréhension des principaux processus et, au point de vue pratique, à mettre en évidence d'autres gisements dans des régions volcaniques semblables aux Monts Métallifères.

#### RÉFÉRENCES

- [<sup>1</sup>] BORCOȘ M., 1964. — Observații asupra importanței în termometria geologică a incluziunilor lichide din cristalele de blendă. *St. cercet. geol.*, vol. 9, nr. 2, Buc.
- [<sup>2</sup>] BORCOȘ M., 1965<sup>1</sup>. — Metoda omogenizării fazelor în analiza mineralotermometrică pentru determinarea condițiilor termodinamice de formare a zăcămintelor hidrotermale. *Rev. Minelor.*, No. 12.
- [<sup>3</sup>] BORCOȘ M., MANILICI V., 1965<sup>2</sup>. — Geothermometric analysis — a criterion for the determination of thermodynamic conditions of hydrothermal mineralisation. *Symposium, Problems of postmagmatic ore deposition*. Vol. II, Praha.
- [<sup>4</sup>] BORCOȘ M., IOSOF V., 1965<sup>3</sup>. — Some considerations on the mineralothermometry of sphalerites. *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, VII Congr., part II, Sofia.
- [<sup>5</sup>] BORCOȘ M., 1965<sup>2</sup>. — Observații în legătură cu determinarea condițiilor termodinamice de formare a unor filoane și zăcăminte hidrotermale din reg. Munților Metaliferi. Sectorul Almaș-Stănița (I). *St. Cercet.*, vol. 10, nr. 1, Buc.
- [<sup>6</sup>] BORCOȘ M., 1967. — Studiul genetic al rocilor eruptive și al produselor hidrotermale asociate de la Roșia Montană. *Assoc. Carp.-Balk.*, VIII Congr., Belgrad.
- [<sup>7</sup>] BORCOȘ M., 1968. — Observații în legătură cu determinarea condițiilor termodinamice de formare a unor filoane și zăcăminte hidrotermale din reg. Munților Metaliferi. Sector Brad-Bulza-Baia de Arieș (II). *St. Cercet. geol.*, vol. 13, nr. 1, Buc.
- [<sup>8</sup>] GHIȚULESCU T. P., 1934. — Distribution de la minéralisation dans les gisements d'âge tertiaire de Transylvanie. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, II, București.
- [<sup>9</sup>] GHIȚULESCU T. P. et SOCOLESCU M., 1941. — Distribution de la minéralisation dans les gisements d'âge tertiaire de Transylvanie. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, II, Buc.
- [<sup>10</sup>] GHIȚULESCU T. P. et SOCOLESCU M., 1941. — Étude géologique et minère des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, Buc.
- [<sup>11</sup>] GHIȚULESCU T. P., BORCOȘ M., 1966. — Incadrarea funcțională a magmatismului alpin din Munții Metaliferi. *St. și Cerc. geol., geofiz., geogr.*, Seria geologie, 11, 2, Buc.

- [12] GHIȚULESCU T. P., BORCOȘ M., 1968. — Le contrôle structural dans la métallogenèse associée au magmatisme subséquent tardif des Monts Métallifères de la Transylvanie. *International Geological Congress*, Prague, 1968.
- [13] IANOVICI V., RADULESCU D., DIMITRESCU R., KRAUTNER H., MIRAUTA O., 1966. — Harta metalogenetică a României scara 1 : 2.500.000. *St. și cerc. de geol., geofiz., geogr.*, seria geologie, 11, nr. 2, București.
- [14] IANOVICI V., GIUSCA D., GHIȚULESCU T. P., BORCOȘ M., LUPU M., BLEAHU M., SAVU H., 1968. — Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Edit. Acad. RSR. Buc.
- [15] RADULESCU D., BORCOȘ M., 1967. — Spätsubsequenter alpiner Magmatismus in Rumänien. *Acta geol. Acad. Scient. Hungaricae*, 11, Budapesta.
- [16] RADULESCU D., BORCOȘ M., KRAUTNER H., 1967. — Progrès récents dans l'étude des gisements et leur contribution au développement des conceptions concernant la métallogenèse de la Roumanie. *Ann. Com. d'état pour la Géol.*, XXXVI, Buc.