

Académie royale des Sciences d'Outre-Mer
Classe des Sciences Naturelles et Médicales, N.S., XIX-5, Bruxelles, 1975

CLASSIFICATION
DES GISEMENTS D'ÉTAIN

PAR

Nicolas VARLAMOFF

Ingénieur civil des Mines
Ingénieur géologue
Correspondant de l'Académie

350 F

Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
Klasse voor Natuur- en Geneeskundige Wetenschappen, N.R., XIX-5, Brussel, 1975

Académie royale des Sciences d'Outre-Mer
Classe des Sciences Naturelles et Médicales, N.S., XIX-5, Bruxelles, 1975

CLASSIFICATION DES GISEMENTS D'ÉTAIN

PAR

Nicolas VARLAMOFF

Ingénieur civil des Mines
Ingénieur géologue
Correspondant de l'Académie

Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
Klasse voor Natuur- en Geneeskundige Wetenschappen, N.R., XIX-5, Brussel, 1975

Mémoire présenté à la Séance du 22 janvier 1974

D/1975/0149/1

RÉSUMÉ

Dans le présent mémoire, l'auteur propose une classification des gisements d'étain basée sur les répartitions spatiales des minéralisations ainsi que sur les paragenèses minérales. Une tentative est faite pour coordonner les connaissances acquises dans le domaine des profondeurs de mise en place des granites avec lesquels les gisements d'étain sont associés. En partant des profondeurs limites auxquelles les gisements peuvent encore se former, l'auteur, distingue successivement:

a) les gisements d'étain associés aux coupoles granitiques dans ou autour desquelles se développent les pegmatites et les filons de quartz dont certains types spécifiques portent des minéralisations d'étain;

b) les gisements d'étain liés aux coupoles granitiques albitisées ou greisenifiées (les deux phénomènes pouvant coexister, de même que des filons de quartz peuvent accompagner ces coupoles); dans ces deux premiers types le développement des sulfures est modéré ou inexistant;

c) les gisements à grandes quantités de sulfures, subdivisés en deux sous types:

c 1) à sulfures et à silicates tels que la topaze, la tourmaline, la chlorite et, dans le cas de contact avec les calcaires ou les dolomies, les minéraux des scarns et

c 2) les gisements à sulfures et sulfosels des types sub-volcaniques et volcaniques.

Sur la base de cette classification, l'auteur montre l'influence prépondérante des climats et de l'orographie sur la formation des gisements détritiques et des gisements d'altération sur place. Dans les climats équatoriaux, même les gisements primaires avec des minéralisations relativement faibles peuvent donner naissance à des gisements détritiques d'importance économique considérable. Les mêmes gisements primaires placés dans des climats désertiques ou glaciaires ne donnent ni alluvions, ni éluvions, ni altération en place.

A la fin du mémoire, l'auteur tire quelques conclusions concernant les études théoriques et pratiques des granites et des minéralisations stannifères.

SAMENVATTING

De auteur stelt een klassificatie voor van de tinlagen, rekening houdend met de geologie, de mineralogische samenstelling en de technologische eigenschappen van de primaire afzettingen. Deze klassificatie houdt rekening met de klimatologische en orografische omstandigheden waarin de oppervlakkige vernietiging der primaire afzettingen gebeurt.

De auteur onderzoekt de toepassingen voor het ontginnen van de tinlagen, van de nieuwe metallogenische opvattingen en van de moderne technieken zoals de fotogeologie, de geofysica en de geochemie.

De monsterverzameling, in alle stadia van de prospectie, is van het grootste belang. De bekomen cijfers kunnen op verschillende manieren opgenomen worden in de berekening der reserves, naargelang de belangrijkheid der lagen.

SUMMARY

In the foregoing memoir the author suggests a classification for tin deposits based on the spatial distribution of mineralizations as well as the paragenesis of minerals. An attempt has been made to co-ordinate all known facts on the depths of tin deposit formations. Starting from depths at which tin deposits may still be generated, and proceeding upwards, the author finds the following succession of tin deposit types: granitic coupolas, in or around which pegmatites and quartz veins are developed — cer-

tain types of which are associated with tin mineralization, essentially cassiterite; greisenized and/or albitized granitic coupolas that may be associated with some quartz veins — these two types carry only limited amounts of sulphides; tin deposits, mainly of vein type, with considerable amounts of sulphides which can be subdivided into two sub-types: (a) tin deposits with sulphides and with silicates such as topaz, tourmaline or chlorite, and, in cases of limestone or dolomite contact, with scarn minerals; and (b) tin deposits with sulphides and sulphosalts of sub-volcanic and volcanic type.

On the basis of this classification, the author indicates the climatic influences on formations of detrital tin deposits and on weathered superficial deposits. In equatorial climates, even primary tin deposits with a weak tin mineralization may produce rich alluvial and eluvial placer deposits. The same primary tin deposits in desertic or glacial climates are not accompanied by placer or alteration deposits.

At the end of the memoir, the author gives some conclusions related to theoretical and practical investigations of tin bearing granites and associated mineralizations.

I. INTRODUCTION

Les gisements d'étain se rencontrent à travers toutes les époques géologiques; ils peuvent se trouver en relation soit avec les zones de subduction, soit avec les grandes fractures des plateformes continentales, soit avec des orogénies; ils peuvent être associés à des granites cristallisant à des profondeurs fort différentes et dans des conditions géologiques, géochimiques et structurales très variées: on les trouve soit dans ou autour des coupoles granitiques associés aux filons de pegmatites, aux filons de quartz ainsi qu'aux phénomènes de greisénification, d'albitisation et de lépidolitisation, soit au-dessus des coupoles, dans les fractures des roches des exocontacts remplies de produits de chloritisation, de tourmalinisation, de topazeification, de scarnification, ainsi que de sulfures, de sulfosels, et avec ou sans quartz.

Tous ces facteurs géochronologiques, géologiques, géochimiques, structuraux, thermiques et bathimétriques ont créé une multitude de types de gisements d'étain, caractérisés par des associations minérales fort différentes qui représentent en fait le résultat de l'interaction de toutes ces variantes du système au moment du dépôt des minéraux d'étain.

Malgré l'existence de nombreux minéraux d'étain, ce métal est produit principalement et souvent exclusivement à partir de la cassitérite. De plus, actuellement 80 pour cent d'étain utilisé dans le monde occidental provient de la fonte des concentrés de cassitérite obtenus par l'exploitation des alluvions, des éluvions et des gîtes primaires rendus meubles par l'altération superficielle. Ces dernières considérations montrent que les climats et l'orographie favorables à la formation des gîtes détritiques jouent un rôle primordial dans la genèse des gisements d'étain d'intérêt économique.

Le financier tout comme le géologue, l'explorateur et le prospecteur doit tenir compte de la multiplicité de ces données pour le choix des régions favorables et des méthodes de recherche à employer. L'homme de science qui cherche à établir les formes

de transport de l'étain, qui tente d'expliquer les paragenèses et, en général, qui veut comprendre la géochimie de l'étain dans son entièreté et dans ses applications pratiques, ne peut non plus négliger ces facteurs.

Pour donner une idée de l'éventail et de la diversité des types de gisements d'étain de nombreuses classifications des gîtes primaires ont été proposées. Souvent ces classifications ne tiennent compte que des facteurs génétiques et géologiques. Tels ont été les cas des classifications de S.S. SMIRNOV (1937), O.D. LEVITSKY (1947), E.A. RADKEVITCH (1956 et 1958), I.F. GRIGORIEV et E.I. DOLOMANOVA (1956), M.I. ITSIKSON (1958), M.P. MATERIKOV (1964), S.F. LUGOV (1963), V.T. MATVEENKO (1968), Wm.C. KELLY et F.S. TURNEAURE (1970) et K.F.G. HOSKING (1970). Actuellement S.F. LUGOV et B.V. MAKEYEV (1972) et S.F. LUGOV, B.V. MAKEEV et T.M. POTAPOVA (1972) proposent pour les gisements d'étain ce qu'ils appellent une classification génétique et industrielle. Toutes ces classifications ont des portées plus ou moins générales; elles ont certainement un grand intérêt pour les régions pour lesquelles elles ont été établies; leur ensemble peut servir à des généralisations prudentes. Cependant, l'auteur estime que toutes ces classifications négligent des facteurs très importants comme les climats et les régimes orographiques qui régissent la genèse des gisements détritiques. Le climat, de plus, est une donnée primordiale pour la géochimie superficielle de l'étain et pour les méthodes de recherches à mettre en œuvre.

Un simple exemple montre le rôle que joue le climat: en Afrique les mêmes types de coupoles granitiques associées avec des pegmatites, des filons de quartz, des greisens et des albitisations, donnent dans les conditions équatoriales d'importants gisements d'alluvions, d'éluvion et d'altération en place et pas de gisements du tout dans les déserts. Ces mêmes coupoles ne donneraient rien d'intéressant non plus, si elles se trouvaient dans les climats glaciaires.

Le facteur climatique fausse également la notion de « province stannifère », cela est particulièrement vrai pour l'Afrique parce que l'on prend en considération seulement les gisements détritiques, seuls exploitables, qui se forment près de l'équateur à partir des gîtes primaires qui existent tout aussi bien dans les

déserts mais qui ne donnent rien d'exploitable (Tibesti, Aïr, Adrar des Iforas, Hoggar et le désert de l'Est égyptien).

Dans la présente note, l'auteur tente d'établir une classification des gisements d'étain en tenant compte de tous les facteurs mentionnés ci-dessus. Cette classification est schématisée sur le *tableau I* montrant les profondeurs relatives de formation de divers types de gisements, les associations minérales les plus caractéristiques ainsi que l'importance relative des types de gisements primaires et détritiques suivant les conditions climatiques et orographiques. Ce tableau essaie de montrer (en même temps que, comme dans tout processus naturel, il n'y a pas de limites nettes entre les types de gisements primaires. Il y a toujours une longue chaîne de transitions.

La classification une fois établie, il sera plus aisé de discuter, d'une part, le choix des zones à explorer sous différents climats ainsi que les méthodes à mettre en œuvre et, d'autre part, de mieux orienter les discussions d'ordre scientifique relatives à la géochimie de l'étain, à son transport et aux formes minérales de sa distribution. D'un autre côté, cette classification permettra de mieux situer les gisements et les minéralisations d'étain africains dans le cadre général et facilitera les comparaisons avec les gisements brésiliens. Cette classification soulignera un fait très important: il existe notamment en Afrique des régions et de grandes provinces stannifères situées dans des climats défavorables à la formation des gisements détritiques et pour cette raison complètement ignorées, car beaucoup d'auteurs ont basé leurs études de « provinces » sur les gisements détritiques exploitables qui n'existent que dans certains climats.

Les gisements d'étain se rencontrent dans les formations géologiques de toutes les époques en commençant par les précambriennes et en finissant par les quaternaires. Ils sont toujours en relations spatiales plus ou moins évidentes avec un nombre limité de types de granites et de leurs dérivés ou équivalents subvolcaniques ou volcaniques.

Ces types de granites ainsi que leurs équivalents sont associés avec trois sortes de structures tectoniques:

— avec les phénomènes post-tectoniques des grands géosynclinaux;

— avec les zones de subduction récentes et probablement anciennes;

— avec les grandes dislocations des plateformes continentales depuis le Précambrien jusqu'au Tertiaire.

Il est très probable qu'un jour, des différences spécifiques seront établies entre les granites et les gisements d'étain associés à ces diverses structures tectoniques. Il convient de remarquer cependant qu'il reste encore un travail énorme à accomplir pour définir, même d'une manière approximative, les détails de la géologie, de la géophysique, de la géochimie et des paragenèses qui pourraient caractériser les gisements d'étain et les granites appartenant à tel ou tel environnement tectonique, d'autant plus que les notions des dislocations des plateformes et des zones de subduction sont relativement récentes.

Actuellement, les comparaisons sont difficiles à établir car s'il existe des petits gisements sans importance économique, (tels que par exemple, ceux d'Erzgebirge et de Krusne Hory en Europe Centrale) pour lesquels on possède des études détaillées grâce à la proximité de nombreuses universités et institutions scientifiques; il existe aussi de nombreux grands gisements très productifs que les reconnaissances générales ont à peine effleurés parce qu'ils sont loins des centres scientifiques et qu'ils sont décomposés sur des dizaines de mètres de profondeur.

Certes, les gisements de cassitérite sont connus depuis l'antiquité et ont été toujours recherchés depuis ces temps reculés et cependant, on trouve toujours de nouvelles régions avec des minéralisations stannifères. Entre les deux guerres et pendant la dernière guerre, les gisements du Maniema et du Kivu (Zaire) ceux du Rwanda et du Burundi en Afrique et ceux des chaînes de Sikhote Alin en Sibérie ont été découverts et développés. L'exploration encore toute récente de l'Amazonie a déjà permis de localiser des gisements importants de cassitérite. Il est incontestable que beaucoup reste encore à faire pour la recherche des gisements d'étain tant en Amérique latine qu'en Asie. Il existe probablement encore des types de gisements qui ont échappé aux méthodes traditionnelles d'exploration et de prospection. Actuellement, avec l'aide des techniques modernes de recherches minières et notamment de la géochimie on peut espérer de nouvelles découvertes.

Mais la connaissance approfondie des gisements primaires qui affleurent, doit permettre la mise au point des méthodes d'exploration et de prospection des gisements cachés. D'autre part, dans pas mal de parties du monde, on en est toujours au stade d'exploitation des gisements détritiques; un jour, il faudra envisager la recherche des gîtes primaires et c'est ici que les connaissances métallogéniques concrètes pourront servir aux géologues. La connaissance approfondie des types des gisements ainsi que des modes de la distribution des minéralisations seront particulièrement utiles.

II. LA CLASSIFICATION DES GISEMENTS D'ETAIN

La classification des gisements d'étain, schématisée sur le *tableau I*, essaie de tenir compte de la profondeur de formation des divers types de gisements en soulignant leurs caractéristiques et leur intérêt économique soit en tant que gîtes « in situ » soit en tant que sources possibles pour les alluvions et les éluvions.

Les facteurs qui déterminent l'intérêt économique de tel ou tel type de gisement sont certainement fort nombreux, mais l'auteur considère que les facteurs principaux, qui seront examinés en détail plus loin, sont les suivants:

- la profondeur de formation;
- la distribution spatiale de la minéralisation;
- la composition chimique des minéraux et des minerais;
- les conditions climatiques et orographiques sous lesquelles se fait l'altération superficielle et l'érosion du gisement primaire.

1. LA PROFONDEUR DE FORMATION DES GISEMENTS D'ÉTAIN

La profondeur de la formation des gisements d'étain est un des facteurs les plus importants tant du point de vue théorique que pratique. Cependant, la profondeur initiale de formation est très difficile à déterminer pour la plupart des gisements, et surtout pour les gisements se trouvant dans les formations paléozoïques ou précambriennes. Aussi les profondeurs renseignées sur le *tableau I*, doivent-elles être considérées comme une première approximation pouvant servir de base de discussion et permettant, dès à présent, la représentation de la répartition spatio-temporelle des différents types des gisements d'étain. Pour obtenir des chiffres indiscutables, il faudra encore beaucoup de temps et de travaux.

Comme le montre le *tableau I*, les granites avec lesquels les gisements sont associés, commencent à se mettre en place vers

les profondeurs de l'ordre de 5 à 6 000 mètres. Plus haut les granites ou leurs équivalents sub-volcaniques et volcaniques continuent à se mettre en place à des profondeurs de plus en plus faibles, atteignant pratiquement la surface, créant une série presque ininterrompue de types de gisements.

Les profondeurs de cristallisation des granites ou de leurs équivalents sub-volcaniques ou volcaniques ainsi que des minéralisations associées ont été estimées par beaucoup d'auteurs par des moyens fort différents en tenant compte de facteurs énumérés ci-dessous:

a) *Les propriétés physiques des roches*

L.N. OVCHINIKOV (1970) a montré qu'en dessous des 5 000 mètres de profondeur le dégagement des fluides et des solutions à partir des magmas n'était pratiquement plus possible par suite de fortes pressions.

A des profondeurs encore plus grandes, au voisinage des granites, les roches peuvent devenir franchement plastiques et la migration des éléments revêt d'autres formes. En effet, d'après O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN (1958), V.P. PETROV (1964), V.V. BELOUSOV (1965) et beaucoup d'autres, la granitisation peut déjà commencer à des profondeurs de 5 à 7 000 mètres et à des températures de l'ordre de 650 à 700 degrés centigrades.

L'ensemble de ces travaux fixe au moins une frontière inférieure. Les travaux de N.L. OVCHINIKOV, montrent d'autre part qu'à partir de 3 500 à 4 000 mètres les solutions hydrothermales peuvent s'échapper de plus en plus facilement des magmas.

b) *Propriétés physico-chimiques des roches*

V.V. ARKHANGUELSKAYA, A.I. GUINSBOURG, I.V. DAVIDENKO et G.G. RODIONOV (1964) et G.G. RODIONOV, A.G. BOUCHEV et E.N. KALOUGIN (1972) suite à des études physico-chimiques concluent que les granites auxquels sont associées les pegmatites à métaux rares se mettent en place à des profondeurs de 4 à 6 000 mètres alors que les roches encaissantes subissent un métamorphisme régional correspondant au faciès cordièrite-antophyl-

lite-schistes tachetés. Les mêmes auteurs montrent en même temps l'évolution de la composition des granites associés avec différents genres de pegmatites.

c) *Reconstructions géologiques directes des profondeurs*

- (i) H. TERMIER, B. OWODENKO et J. AGARD (1950 pp. 119-121) ont établi, après reconstitution stratigraphique des formations, que le granite d'Oulmès (Maroc Central) s'est mis en place à une profondeur probable de 4 000 mètres. Cette donnée est très importante car elle donne une idée des profondeurs vers lesquelles ont pu cristalliser les « younger granites » de l'Afrique dont les minéralisations ressemblent très fortement à celles d'Oulmès de même que les granites du Maniéma, Zaïre.
- (ii) Après de nombreuses reconstructions géologiques des profondeurs des intrusions et des gisements hydrothermaux associés de l'U.R.S.S., I.P. KUSHNAREV (1970) conclut que le processus hydrothermal se déroule dans l'intervalle de profondeurs de 500 à 4 500 mètres. Il fait en même temps remarquer que la profondeur de 2 200 mètres correspond à la pression critique de la vapeur d'eau (220 bars) et qu'au voisinage de cette profondeur ont lieu d'importantes modifications physico-chimiques ainsi que les précipitations de nombreuses minéralisations. Le plus grand nombre et les plus importants gisements de cassitérite se forment en-dessous de cette limite.
- (iii) Wm.C. KELLY and F.S. TURNEAURE (1970) après des reconstructions stratigraphiques plus ou moins sûres estiment que dans le Centre et le Sud boliviens les profondeurs auxquelles se sont formés les gisements stannifères sub-volcaniques, varient de 350 à 2 000 mètres, les pressions correspondantes seraient de l'ordre de 30 à 500 bars. Les gisements stannifères de la Cordillera Real se seraient formés à des profondeurs de l'ordre de 2 000 à 4 000 mètres et à des pressions de 190 à 1 000 bars. L'étude des inclusions gazeuses du quartz et de la cassitérite montre que les émanations fluides

de la première phase sont entrées en ébullition à des profondeurs moindres que 3 000 mètres et y ont déposé des minéralisations très riches en cassitérite mais de courte extension verticale.

- (iv) S.F. LUGOV, B.V. MAKEEV et T.M. POTAPOVA (1972) ont procédé à des reconstructions stratigraphiques des couvertures des intrusions et des gisements stannifères dans le Nord-Est de l'U.R.S.S. Ils concluent que les gisements d'étain associés aux pegmatites et aux filons de quartz proprement dits se sont formés entre les profondeurs de 1 500 et 3 500 mètres; que les gisements de cassitérite associée aux silicates se situent entre les profondeurs de 1 000 et 2 500 mètres et que ceux associés essentiellement aux sulfures ne dépassent pas les profondeurs de 1 500 mètres. Dans un travail de la même année, S.F. LUGOV et B.V. MAKEEV (1972 p. 56) en généralisant leurs conclusions, estiment que tous les gisements d'étain se sont formés entre 3 000 mètres de profondeur et la surface. Cela est peut-être très vrai pour les types de gisements de l'U.R.S.S. qui sont relativement très jeunes et se rattachent surtout au type hydrothermal.
- (v) L'auteur a étudié les gisements stannifères qui sont en relation soit avec les orogénies précambriennes soit avec les granites jeunes africains qui sont en relation avec les phénomènes de rajeunissement des plateformes africaines de différents âges allant du précambrien au mésozoïque. Pour ces types de gisements il n'est pas possible de faire des reconstructions stratigraphiques pour pouvoir déterminer la profondeur de leur formation. On peut cependant noter que l'accumulation des pegmatites gigantesques à métaux rares et des filons de quartz qui les accompagnent tels qu'on les rencontre au Katanga, au Kivu (Zaïre), au Rwanda et dans une mesure moindre en Ouganda et en Rhodésie ne peut se faire à des profondeurs inférieures à 4 000 mètres; à ces profondeurs le départ rapide des fluides et des solutions hydrothermales serait assuré par suite de la porosité des roches et la possibilité de fracturation du toit des coupoles. L'accumulation de telles masses de mag-

ma résiduel n'est possible qu'en système relativement fermé au moins jusqu'à la fin du processus pegmatitique. De plus, les granites se sont mis en place dans des roches nettement plus chaudes et ayant subi un métamorphisme régional et de contact plus importants que ceux qui sont décrits pour les granites de l'U.R.S.S., de Bolivie et en partie pour la Malaisie (K.F.G. HOSKING, 1970).

Sur le *tableau I*, l'auteur place donc les granites, les pegmatites et les filons de quartz de l'Afrique à des profondeurs plus grandes. Il en est de même des pegmatites zonées à métaux rares de Madagascar dont la profondeur semble être telle qu'elle empêche l'étain de passer dans la phase fluide.

Quant aux coupoles granitiques du type Maniéma et Mitwaba (Zaïre) ainsi qu'à celles des « younger granites » du Nigéria, de l'Aïr, du Tibesti, du Hoggar et du désert de l'Est égyptien, dans lesquelles les filons de quartz ainsi que les greisens et les albitisations sont localisés ou bien de part et d'autre des contacts ou, franchement, dans des granites eux-mêmes, alors que leurs permatites ont de très faibles développements ou sont presque inexistantes, elles doivent se situer vers les profondeurs limites permettant déjà un départ relativement rapide des fluides et des solutions qui laissent leurs minéralisations sur ou au voisinage des contacts. Il doit en être de même pour les coupoles greisénifiées et encore plus pour celles qui sont albitisées, dans lesquelles il n'y a plus ni pegmatites, ni filons de quartz tant soit peu importants. Ces coupoles se situent à des profondeurs oscillant autour de 4 000 mètres et marquent la limite inférieure des gisements hydrothermaux.

La classification des gisements par profondeurs, si imparfaite qu'elle soit encore, montre cependant déjà les grandes différences qui peuvent exister dans les conditions physiques, chimiques, physico-chimiques et géochimiques qui ont présidé à la formation des divers types de gisements.

Il est difficile d'admettre que l'étain, le wolfram, le niobium, le tantale, le béryl, le lithium etc., se soient séparés des magmas et aient été transportés sous la même forme de composés chimi-

ques et dans le même type de solutions dans des conditions aussi différentes de profondeurs, de pressions, de températures, de vitesses de chute de pressions et de températures, de vitesses de dégazéifications des magmas et de précipitation des solutions et même des vitesses et facilités de circulation dans les pores et les fractures des roches encaissantes, elles-mêmes de températures variables.

D'ailleurs, comme l'a déjà fait remarquer l'auteur (N. VARLAMOFF 1968), le processus pulsatoire est très différent: il est beaucoup plus faible pour les pegmatites, par exemple, que pour les gisements sub-volcaniques et volcaniques.

A la lumière du *tableau I*, on peut examiner la question bien posée par le Symposium de Prague de 1965 sur les problèmes des dépôts de minerais post-magmatiques (M. STEMPROK 1965 a. et b.) au sujet de l'existence des pneumatolytes. Pour l'auteur, comme pour beaucoup d'autres, les pneumatolytes existent dans les gisements pegmatitiques à métaux rares. Dans les coupoles du type « Maniéma », la phase hydrothermale de haute température apparaît déjà et se développe progressivement pour être complètement remplacée par la phase hydrothermale dans les gisements d'étain associés aux silicates et aux sulfures (colonne 1 du *tableau I*). Il existe des types de gisements d'étain de transition entre les gisements pneumatolytiques et hydrothermaux prévus déjà par CISSARZ (1928) et qu'il a appelés « Übergangslagerstätten ». Beaucoup d'auteurs semblent chercher les pneumatolytes dans les gisements typiquement hydrothermaux et n'en trouvent pas de traces, ce qui est pour le moins normal!

2. DISTRIBUTION SPATIALE DE LA MINÉRALISATION DANS LES DIFFÉRENTS TYPES DE GISEMENTS

La subdivision précédente a été consacrée à l'établissement approximatif des profondeurs les plus probables, compte tenu des connaissances présentes des intrusions granitiques et des minéralisations qui les accompagnent; cette partie du mémoire sera consacrée à la discussion de la répartition spatiale des minéralisations d'étain dans ou autour des massifs granitiques.

La distribution spatiale de la minéralisation est importante tant pour la valeur économique des gîtes primaires que pour celle des alluvions, des éluvions et des gîtes d'altération qui peuvent en dériver. Du point de vue scientifique, il est important de situer spatialement les phénomènes secondaires tels que les greisénifications, les albitisations, les lépidolitisations, les topazéifications, les chloritisations et les scarnifications éventuelles étroitement associées aux minéralisations d'étain proprement dites, pour mieux comprendre leur diversité et la valeur relative des études, parfois très détaillées, sur tel ou tel aspect limité de ces phénomènes. Souvent ceux qui n'ont pas étudié l'ensemble des phénomènes sus-mentionnés et qui ne soupçonnent même pas leur complexité font des généralisations trop hâtives à partir des faits parfaitement observés mais qui ne concernent qu'une partie limitée d'un processus spatialement très étendu. En effet, comme le montre le *tableau I*, les greisénifications, les albitisations, les lépidolitisations, les tourmalinisations ainsi que les minéralisations elles-mêmes commencent à se manifester dans les pegmatites et se poursuivent sous des aspects variés, loin dans les gisements hydrothermaux. Sans entrer dans les détails, l'auteur examinera les répartitions spatiales des pegmatites, des filons de quartz, des phénomènes secondaires et des minéralisations associées.

Dans cette partie du mémoire il sera question des coupoles granitiques très profondes, profondes, de profondeurs moyennes et de faibles profondeurs. La profondeur se rapporte à la partie de la croûte terrestre dans laquelle peuvent se former d'abord les pegmatites et les filons de quartz à métaux rares et ensuite des gisements hydrothermaux, c'est-à-dire la partie comprise entre 5 à 6 000 mètres et la surface.

A. Coupoles granitiques nettement associées aux pegmatites, aux aplites et aux filons de quartz stannifères (voir tableau I)

a) Coupoles très profondes entre 5 500 et 6 000 mètres

Dans les coupoles granitiques les plus profondes du type de celles qui sont associées avec les pegmatites zonées à métaux rares de Madagascar, il n'y a pas de différenciation notable dans les granites eux-mêmes; toutes les pegmatites sont localisées dans

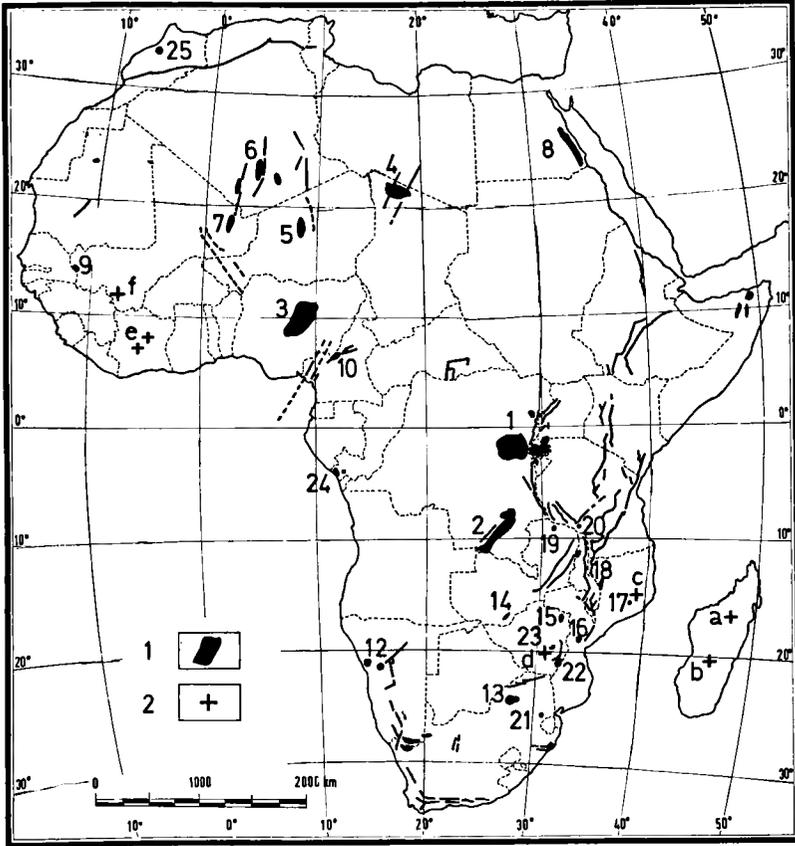


Fig. 1. — Localisation des minéralisations stannifères en Afrique.

1. Minéralisations stannifères.

2. Pegmatites à métaux rares souvent avec columbo-tantalite, béryl et minéraux lithiques sans cassitérite.

Nomenclature des champs stannifères exploités et des minéralisations stannifères ou wolframifères.

1: Maniema-Kivu-Rwanda, importantes alluvions et masses de roches altérées en place avec faibles teneurs en cassitérite (Voir aussi Fig. 2). Les minéralisations sont d'âge précambrien.

2: Katanga, Zaïre, principalement pegmatites stannifères (les plus importantes du monde) et gisements de Mitwaba-Busanga. Age précambrien. Pour la répartition des minéralisations, voir Fig. 2.

3: Gisements du Nigéria avec les coupoles albitisées et greisénifiées. Structures annulaires. Importants champs d'alluvions stannifères et de granites altérés en place avec des minéralisations de columbo-tantalite. Age précambrien pour les vieux granites et leurs pegmatites; âge mésozoïque pour les « younger granites ».

4: Minéralisations stannifères et wolframifères du Tibesti, Tchad. Non exploitées, il n'y a ni alluvions, ni éluvions, ni gisement d'altération « in situ ». Age probablement paléozoïque-mésozoïque.

5: Minéralisations stannifères de l'Aïr, Niger. Exploitées à l'échelle artisanale. L'environnement désertique est défavorable à la formation des dépôts détritiques.

Les coupoles, parfois avec structures annulaires comme au Nigeria, sont d'âge paléozoïque-mésozoïque du type « younger granites ».

6: Minéralisations stannifères et wolframifères du Hoggar type « youger granite », âge paléozoïque-mésozoïque. Non exploitées parce que les coupoles granitiques se trouvent dans un environnement désertique.

7: Minéralisations stannifères de l'Adrar des Iforas, Mali. Ont été exploitées à l'échelle artisanale. L'environnement désertique n'a pas permis la formation des gisements détritiques exploitables. Coupoles du type « younger granite ». Age paléozoïque-mésozoïque.

8: Minéralisations stannifères, wolframifères avec columbite du désert de l'Est égyptien. Exploitées dans le passé à l'échelle artisanale. L'environnement désertique a été défavorable à la formation des gisements détritiques. Coupoles granitiques du type « younger granite », d'âge probable paléozoïque-mésozoïque.

9: Minéralisations stannifères de Kénieba, frontière Sénégal-Mali. Coupoles granitiques appartenant à l'orogénèse birrimienne, précambrienne. Le climat aride et les conditions orographiques ne permettent pas la formation des gisements détritiques exploitables.

10: Gisements d'étain de Mayo Darlé, Cameroun. Coupoles du type « younger granite » d'âge probable paléozoïque-mésozoïque. Ces coupoles ont donné naissance à des alluvions et des éluvions exploitables étant placées dans les climats encore humides.

11: Minéralisations d'étain de Somalie, exploitées pendant la deuxième guerre mondiale à l'échelle artisanale. Coupoles greisénifiées et albitisées du type « younger granite », âge probable précambrien supérieur-mésozoïque?

12: Minéralisations stannifères de Brandberg West et du Brandberg Southern Tin Belt de l'Afrique du Sud. Exploitées à petite échelle. Et pegmatites à métaux rares de la région de Khan avec béryl, cesium, minéraux lithiques et columbo-tantalite.

13: Minéralisations stannifères de Rooiberg et de Zanitplaats de l'Afrique du Sud. Exploitées à petite échelle.

14: Mines d'étain de Phoenix, Marel et Simwami, Zambie.

15: Minéralisations de wolframite de Ball, Rhodésie.

16: Gisements détritiques d'Inchope, Mozambique.

17: Pegmatites à métaux rares de Alto de Ligonha et de Morrua, Mozambique, avec béryl, minéraux lithiques, columbo-tantalite et faibles teneurs en cassitérite.

18: Pegmatites à métaux rares d'Aries et de Mzimba, Malawi, avec béryl, columbite et mica.

19: Minéralisations stannifères du Chambeshi River, Zambie.

20: Pegmatites à métaux rares avec columbo-tantalite de Panda Hill, Rhodésie.

21: Minéralisations stannifères de Lesotho.

22: Minéralisations de wolfram de Hippo, Rhodésie.

23: Pegmatites à métaux rares de Bikita, Rhodésie avec un peu de minéralisation d'étain. Les pegmatites sont exploitées surtout pour les minerais lithiques.

24: Minéralisations stannifères du Congo (Brazzaville) exploitées à l'échelle artisanale.

25: Petits gisements stannifères d'Oulmès, Maroc. Coupoles mésozoïques type « younger granite ».

a) Pegmatites à métaux rares de Berere, Madagascar, exploitées pour le béryl pierreux et la columbo-tantalite.

b) Pegmatites à métaux rares d'Ampanramaïka-Malakialina, Madagascar, exploitées pour le béryl et la columbo-tantalite.

c) Pegmatites à métaux rares de Alto de Ligonha et de Morrua, Mozambique avec béryl, minerais lithiques, columbo-tantalite et un peu de cassitérite.

d) Pegmatites à métaux rares de Bikita, Rhodésie, avec béryl minerais lithiques surtout pétalite, columbo-tantalite et cassitérite.

e) Pegmatites à métaux rares de la Côte d'Ivoire à columbo-tantalite non exploitables.

f) Pegmatites à métaux rares de Bougouni, Mali, avec spodumène non exploitées.

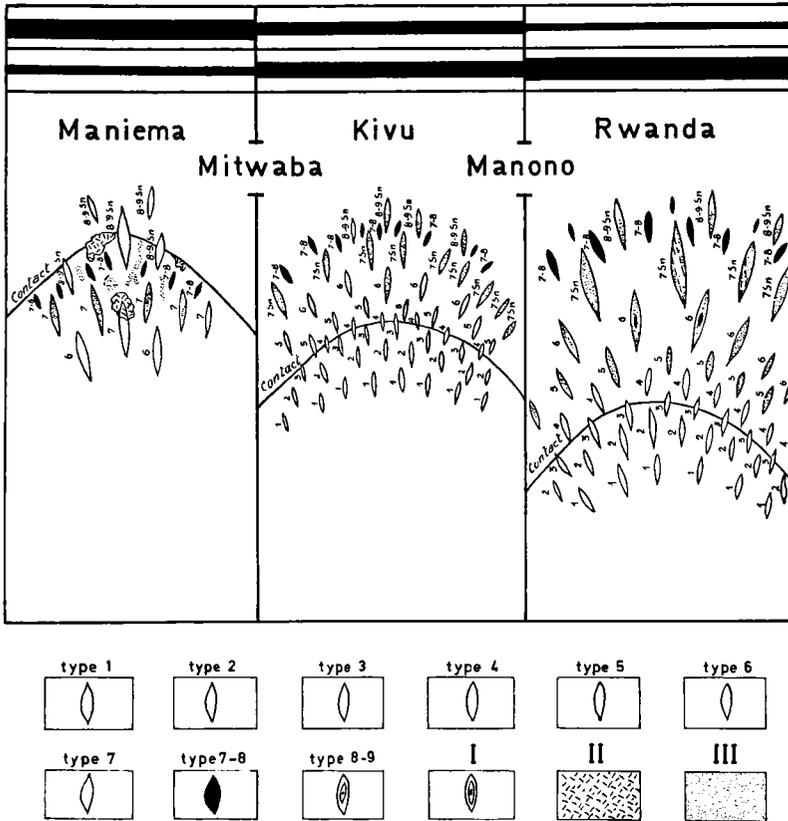


Fig. 2. — Distribution spatiale de différents types de pegmatites autour des massifs granitiques du Maniema, du Kivu et du Rwanda.

Type 1: Pegmatite à biotite à plagioclases et à microcline avec un peu de quartz.

Type 2: Pegmatites à biotite et à tourmaline noire, on note un fort développement de structures graphiques quartz-feldspath et quartz tourmaline. La muscovite est encore très rare; elle n'apparaît que dans les petits noyaux de quartz; elle montre souvent une sorte d'association graphique avec le quartz.

Type 3: Pegmatites à deux micas proprement dits avec tourmaline noire et muscovite largement répandues à travers toute la pegmatite (à Madagascar: zones à gros prismes de tourmaline noire). L'importance des structures graphiques diminue progressivement vers le haut.

Type 4: Pegmatites à muscovite et à tourmaline noire largement répandues dans la pegmatite et dans les zones de contact de la pegmatite à Madagascar.

Type 5: Pegmatite à muscovite abondante, à microcline et à quartz dont la proportion devient importante. Apparition de petits prismes de béryl pierreux et début d'albitisation. Dans les pegmatites zonées de Madagascar, la tourmaline noire ne subsiste que dans la zone de pegmatite à grain fin voisine des épontes.

Type 6: Pegmatites à béryl pierreux en gros prismes, à amblygonite, spodumène, à columbo-tantalite à traces de cassitérite et à microlite. Dans les pegmatites du

Zaïre et du Rwanda c'est dans ce type qu'apparaît le plus fréquemment le zonage interne et le noyau de quartz.

Type 7: Pegmatites pouvant être complètement albitisées avec quartz et muscovite; au Zaïre et au Rwanda, elles contiennent du spodumène, de la cassitérite, de la columbo-tantalite et de petits prismes de quelques centimètres de béryl vert ou blanc. A Madagascar, les pegmatites complètement albitisées contiennent des petits prismes centimétriques de béryl.

Type 7-8: Filons de quartz avec grands cristaux de microcline frais ou albitisé, avec muscovite, cassitérite et wolframite.

Type 8-9: Filons de quartz avec muscovite et cassitérite passant vers le haut aux filons de quartz avec cassitérite et scheelite (anthoinite) et ferbélite ou reinite. Parfois filons stériles.

I: Pegmatites zonées à noyau de quartz en général.

II: Parties greisénifiées des granites ou des pegmatites.

III: Parties albitisées des granites ou des pegmatites.

les roches de contact; les phénomènes secondaires affectent seulement les pegmatites et les filons de quartz des types supérieurs qui contiennent de la colombo-tantalite mais pas de cassitérite. Les pegmatites se présentent sous forme de champs filoniens à faible densité de filons de pegmatite et de quartz. Les pegmatites de Alto de Ligonha au Mozambique sont probablement un peu moins profondes et contiennent en plus la cassitérite. Les pegmatites recoupantes du Lac Ross, au nord-ouest du Canada, décrites par R.W. HUTCHINSON (1955) appartiennent probablement à la même classe que les pegmatites de Madagascar.

b) Coupoles profondes mésoabyssales inférieures (5 500 à 5 000 mètres)

Cette catégorie de coupoles se rencontre surtout dans les roches précambriennes, comme par exemple au Rwanda, au Burundi, en Ouganda, au Zaïre dans le Kivu, et au Katanga, au Nigéria ainsi qu'en Rhodésie (voir *Fig. 1* et *Fig. 2*).

Dans ces coupoles, lorsqu'elles sont un peu érodées, on peut déjà noter des différenciations de granite conduisant à la formation, dans les parties apicales, des granites à deux micas et même des granites à muscovite comme au Kivu (Zaïre).

Les pegmatites sont localisées dans les coupoles de part et d'autre des contacts comme il est indiqué sur la *Fig. 2*.

Les pegmatites des types 5, 6 et 7, en général se trouvent au-dessus des contacts. Les pegmatites du type 6 sont riches en minéraux tels que le béryl pierreux, le spodumène et l'amblygonite, ils contiennent aussi de faibles teneurs (100 à 200 gr au m³) de columbo-tantalite assez riche en Ta₂O₅ et des traces de cassitérite et de microlite. Les pegmatites du type 7 sont, le plus souvent, profondément albitisées et légèrement greisénifiées. Les albitisations et les greisénifications sont accompagnées de minéralisations de cassitérite, de columbite, de béryl blanc ou vert très clair en petits prismes centimétriques. Ces pegmatites ont des teneurs en cassitérite variant de 1 à 2 kilos au m³ et quelques centaines de grammes de columbo-tantalite. Les filons de quartz qui se trouvent en général au-dessus des pegmatites du type 7 sont riches en cassitérite (teneurs de 5 à 10 kilos au m³ et parfois plus).

Les pegmatites des types 5, 6 et 7, peuvent atteindre des dimensions gigantesques plus de 100 m d'épaisseur et plusieurs centaines de mètres de longueur.

Les pegmatites de Manono-Kitotolo, Katanga, Zaïre se classent certainement parmi les plus grandes du monde tant par leurs dimensions que par leurs réserves de cassitérite contenues dans la partie altérée, meuble, des pegmatites.

Les dimensions maxima des intrusions granitiques qui sont encore accompagnées par ce type de pegmatites se situent vers les 10 000 km². Les dimensions plus grandes indiquent une érosion plus profonde, et l'enlèvement par l'érosion des filons de pegmatites et de quartz qui sont en relation avec la partie apicale de la coupole.

Les pegmatites stannifères de la partie est du district de Kamativi, Rhodésie (H.R.P. RIJKS et VAN DER VEEN, 1972) ainsi que les pegmatites à lépidolite et à cassitérite de Phangnga, Thaïlande (M.S. GARSON, N. BRADSHAW et RATTAWONG, 1969) pourraient appartenir à des coupoles granitiques comme celles décrites ci-dessus.

c) Coupoles granitiques mésoabyssales inférieures se localisant vers les profondeurs de 5 500 à 4 000 mètres

Dans ce type de coupoles les pegmatites sont situées entièrement dans les granites; seuls les filons de quartz se trouvent de

part et d'autre des contacts et, en général, ne pénètrent que peu dans les roches du toit surtout lorsqu'elles sont schisteuses et peu cassantes.

En Afrique, les meilleurs exemples de ce type de coupoles peuvent être trouvés au *Maniéma* (Zaïre) où elles donnent naissance à d'importants gisements détritiques (voir *Fig. 1* et *Fig. 2*).

Dans les coupoles granitiques elles-mêmes on note une forte différenciation des granites allant des granites à biotite de diverses variétés aux granites à muscovite et finissant, près des contacts des coupoles, par des granites à très gros grains, riches en muscovite dont les feuillets peuvent atteindre un centimètre de longueur (N. VARLAMOFF, 1952). Ces coupoles granitiques sont associées avec des massifs granitiques dont les dimensions sont, généralement, comprises entre quelques kilomètres carrés et 1 000 km²; au-delà de ces dimensions, les granites sont trop profondément érodés; les gisements détritiques de cassitérite sont dispersés et deviennent sporadiques et pauvres. Dans ces granites on note une nette diminution de la taille des pegmatites, elles n'ont plus aucune importance économique; les aplites et les transitions aplites-pegmatites sont nombreuses (N. VARLAMOFF, 1954 a) surtout dans les coupoles. Les phénomènes de greisénification et d'albitisation affectent les granites, les pegmatites et même les filons de quartz près des contacts. Des poches ou nids de greisens très riches en cassitérite se forment parfois près des contacts des coupoles; la minéralisation de cassitérite est principalement associée aux filons et filonnets de quartz, aux greisens, dans une mesure moindre aux albitisations. Dans les greisens les topazes sont encore généralement rares. Cependant, il existe à Kailo, Maniéma, Zaïre, dans de petites coupoles à peine entamées par l'érosion, des greisens constitués pour une bonne part par de la topaze et du quartz accompagnés par du wolfram. Il est à noter que dans ce cas, les filons de quartz contiennent de la cassitérite, de la wolframite et des quantités appréciables de sulfures de cuivre, de zinc, de plomb et de fer ainsi que de la stannine. Quant aux greisens à tourmaline noire en fines aiguilles ils apparaissent juste aux contacts ou au-dessus. Généralement, ils ne sont pas associés à la cassitérite. Au Maniéma (Zaïre), un autre phénomène apparaît: dans sa partie inférieure, la zone à cassitérite contient de faibles quantités de colombo-tantalite (5 à 10 pour

cent des concentrés dans les alluvions) qui provient des filonnets de quartz et des greisens à colombo-tantalite; dans sa partie supérieure elle est associée soit au wolfram soit à la ferbélite sous forme de réinite qui provient du remplacement de la scheelite (N. VARLAMOFF, 1958). Les premiers sulfures tels que la stannine, la pyrite, l'arsénopyrite, rarement la chalcopyrite et la molybdénite font apparition dans les filons de quartz.

Les filons et les filonnets de quartz ainsi que les greisens stannifères sont concentrés de part et d'autre du contact, leur altération et leur érosion, sous les climats équatoriaux, peut parfois produire des gisements d'éluvions et d'alluvions très riches comme au Maniéma (réserves se chiffrant par des centaines de milliers de tonnes). L'érosion de certaines coupoles et de leurs petits satellites ont produit des gisements détritiques de l'ordre de 100 à 200 000 tonnes de cassitérite.

Les filons de quartz sont rarement exploitables par eux-mêmes de même que les poches et les filonnets de greisen, vu leurs faibles dimensions et leurs faibles teneurs mais, dans les coupoles décomposées et rendues meubles, ils peuvent être exploités en abattant la masse du granite par des moyens hydrauliques (voir photographies 7, 8 et 10) ou autres et constituer des réserves appréciables de cassitérite à basse teneur. Ces types de gisements existent au Nigéria associés aux vieux granites; d'après les généralisations de K.F.G. HOSKING (1970 *Fig. 23*) ce type doit être très répandu dans le Sud-Est asiatique, et d'après J.B. KLOOSTERMAN (1967) on le trouve aussi au Brésil.

En Bolivie certaines catégories de gisements associés aux granites appartiennent probablement aussi à ce type.

B. Coupoles granitiques mésoabyssales supérieures partiellement ou totalement greisenifiées ou albitisées avec ou sans filons de quartz

Il s'agit de massifs granitiques plus petits et de mise en place moins profonde; leurs coupoles sont en général finement fracturées. Suivant qu'elles se trouvent dans des horizons plus ou moins élevés, les coupoles sont soit intensément greisenifiées soit fortement albitisées. Ces deux phénomènes peuvent être poussés

jusqu'au remplacement complet des minéraux constitutifs du granite (voir *tableau I, colonnes 7 à 9*) ou des roches du toit.

La greisénification est souvent associée avec les dépôts de la cassitérite, de la wolframite, de la pyrite et de la topaze; tandis que l'albitisation est communément accompagnée par la columbite, plus rarement par la columbo-tantalite, par la cassitérite, le béryl, les sulfures et très rarement par l'or et l'uranium ou par les minéraux radioactifs.

Parfois, au-dessus de ces coupoles et des roches greisénifiées du toit, on peut rencontrer des filons de quartz qui pénètrent loin dans les roches encaissantes surtout lorsqu'elles se prêtent à la fracturation. Le plus souvent, cependant, on rencontre les filons de quartz et les embryons de pegmatites en dessous des parties greisénifiées ou albitisées. En général, ils sont de faibles dimensions et sont sans intérêt économique si la roche n'est pas décomposée et rendue meuble.

Dans les parties albitisées, plus rarement dans les parties greisénifiées, on peut rencontrer des poches recristallisées avec de grands cristaux de feldspath et du béryl, beaucoup plus rarement avec du spodumène et de l'amblygonite, qui peuvent prendre des allures de pegmatites. Ces pegmatites métasomatiques (stockschaiders) peuvent se former près des contacts des coupoles (Altenberg, Massifs Central et Armoricaïn en France).

En général les parties greisénifiées ne représentent que quelques mètres d'épaisseur parfois quelques dizaines et ce n'est que lorsque le toit est très fissurable et qu'il est composé de roches granitoïdes que ces épaisseurs peuvent atteindre 300 à 400 mètres au maximum. Il en est de même pour les albitisations.

De telles coupoles sont connues en Europe, en Asie, en Australie, en Afrique et en Amérique du Sud.

L'auteur ne citera que les études les plus récentes ayant pour but la révision de leurs particularités et de leurs minéralisations.

En Europe centrale M. STEMPROK (1965 a. et b.) s'est attaché à la révision des données accumulées sur les gisements de Cinovec (Zinnwald, Tchécoslovaquie), tandis que H.J. RÖSLER, L. BAUMANN et W. JUNG (1968) mettaient au point ce qui était connu sur les gisements de la région bien connue d'Altenberg en République Démocratique Allemande.

En France, L. CHAURIS (1965) a rassemblé toutes les données et a procédé à un nouvel examen des coupoles granitiques du Massif Armoricaïn; G. AUBERT (1969) a fait de même pour les coupoles du Massif Central.

Débordant les frontières de l'U.R.S.S., D.V. RUNDKVIST, V.K. DENISENKO et I.G. PAVLOVA (1971) ont étudié les phénomènes de greisénification de l'Europe, de l'Asie, de l'Australie et dans une mesure moindre des autres continents.

Ils ont composé un tableau résumant leur vision des coupoles greisénisées (1971 pp. 56-57, *Fig. 15*) dont la traduction est reproduite sur la *Fig. 3*.

Les coupoles albitisées de l'U.R.S.S. et de l'Asie ainsi que leurs minéralisations ont été étudiées particulièrement par A.A. BEUS (1962, 1967); dans son récent travail (1970), il a résumé ses idées dans un tableau qui est reproduit sur la *Fig. 4* et qui renseigne les différents types d'albitisations qui peuvent se produire dans la nature.

Les coupoles greisénifiées et albitisées sont largement répandues en Afrique, on les rencontre surtout dans les « younger granites » telles que celles:

— du Nigéria (R.R.E. JACOBSON, W.N. MACLEOD et R. BLACK, 1958, et D.C. TURNER, 1963) où de plus elles sont souvent associées avec les structures annulaires;

— du Niger dans l'Aïr (G. ROCCI, 1960 et M. RAULAIS, 1946-1959 et observations personnelles de l'auteur); où elles sont également associées avec des structures annulaires;

— du Tchad dans le Tibesti (N. VARLAMOFF, 1960 a.);

— de l'Algérie dans le Hoggar (J. BOISSONAS, 1962 et P. ILLY et P. LAUNEY, 1955, et observations personnelles de l'auteur);

— du Mali dans l'Adrar des Iforas (R. KARPOFF, 1949 à 1958);

— du Cameroun à Mayo Darlé (observations personnelles de l'auteur et P. KOCH, 1956);

— du Maroc à Oulmès (H. TERMIER, B. OWODENKO et J. AGARD, 1950);

— du désert Est égyptien Gabel Muelha et beaucoup d'autres (M.F. EL-RAMLI, M. KAMAL-AKAAD et D.M. AL-FAR, 1959 et observations personnelles de l'auteur);

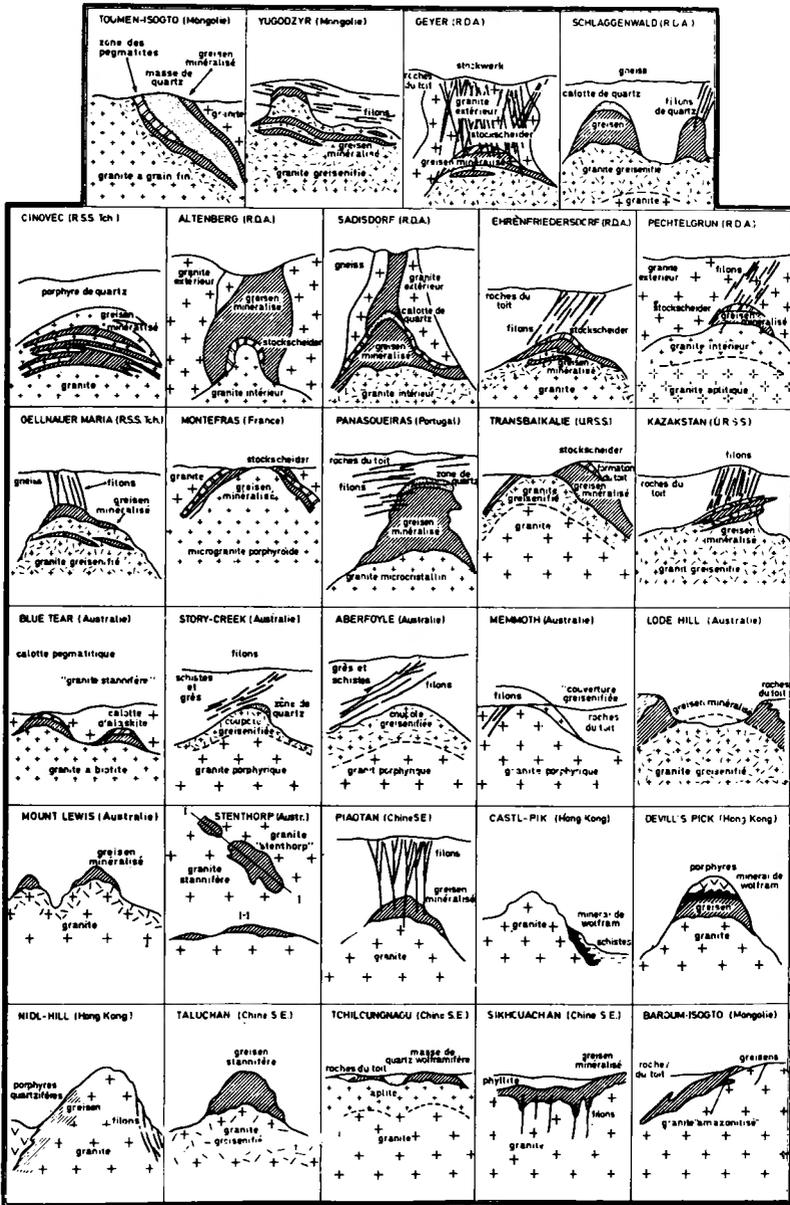


Fig. 3. — Exemples de divers types de greisénifications d'après D.V. Rundkvist (1971, pp. 56 et 57, Fig. 15).

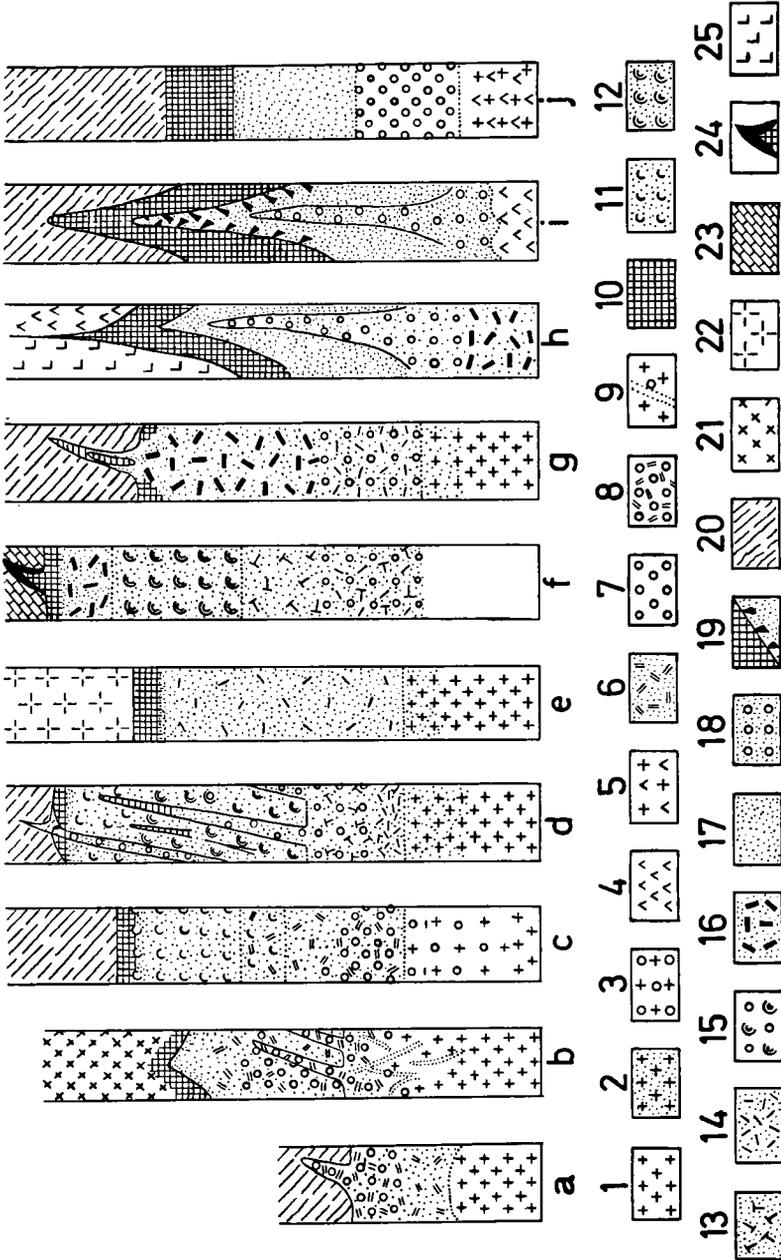


Fig. 4. — Successions des différents types d'abitisations d'après A.A. Beus (1970, page 326, Fig. 1).

- a) Apogranite à muscovite - microcline - quartz - albite avec béryl et wolframite.
 - b) Apogranite à muscovite - microcline - quartz - albite (avec béryl) avec une épaisse zone à quartz - albite qui peut se former par remplacement des plagiogranites ou des granodiorites.
 - c) Apogranite à lépidolite - amazonite - quartz - albite avec columbo-tantalite et microlite, passant en profondeur à un apogranite à muscovite avec columbo-tantalite.
 - d) Apogranite à lépidolite - amazonite - quartz - albite avec pyrochlore - microlite et columbite; en profondeur la zone à lépidolite est remplacée par un apogranite à cryophyllite et plus bas par un apogranite avec zinnwaldite et biotite lithique.
 - e) Apogranite à biotite - microcline - quartz - albite avec columbite et zircon.
 - f) Apogranite à riebeckite - microcline - quartz - albite avec pyrochlore et zircon, remplacé en profondeur par un apogranite à columbo-tantalite d'abord à cryophyllite et après par celui à zinnwaldite.
 - g) Apogranite à riebeckite - microcline - quartz - albite avec pyrochlore, zircon et gagarinite.
 - h) Apogranite à riebeckite - albite avec les minéraux à tantalonibates yttriques et malacon.
 - i) Apogranites alcalines typiques avec zirconium, pyrochlore et les minéraux à terres-rares cériques.
 - j) Colonne généralisée des dépôts albitiques.
1. granitoïdes; 2. granites albitisés; 3. granites avec des phénomènes de silicification; 4. roches alcalines; 5. roches acides ou alcalines intrusives; 6. apogranite à muscovite - microcline - quartz - albite; 7. phénomènes de silicification de haute température; 8. greisen à quartz - muscovite; 9. zones albitisées et silicifiées dans le granite; 10. microclinsation, microclinites à quartz, microclinites; 11. apogranite à lépidolite - microcline (amazonite) - quartz - albite; 12. idem, mais avec cryophyllite; 13. idem, mais avec zinnwaldite; 14. apogranite à biotite - microcline - quartz - albite; 15. greisen à cryophyllite - topaze - quartz; 16. apogranite à riebeckite - microcline - quartz - albite; 17. albitite; 18. quartz albite; 19. concentration des minéraux noirs et des minéraux de métaux rares dans l'albitite; 20. schistes métamorphiques; 21. granodiorites, plagiogranites; 22. granites porphyriques; 23. calcaires cristallines; 24. fluoritisation, zones avec minéraux de béryllium; 25. diorites.

— de l'Arabie Saoudite, dans le socle précambrien semblable à celui de l'Est égyptien.

Elles existent également au Brésil (J.B. KLOOSTERMAN 1967) où elles sont accompagnées également de structures annulaires.

Ces types de coupoles doivent également exister dans le Sud-Est asiatique mais jusqu'à présent on ne les a pas décrits spécialement.

L'intérêt économique de ce type de gisements de cassitérite, de wolfram, de columbite et de columbo-tantalite dépendra, comme on le verra plus loin, du climat et de l'orographie.

Au Nigéria, dans les conditions semi-équatoriales, ce genre de coupoles granitiques a donné d'importants gisements détritiques ou d'altération superficielle où la production totale se chiffre par

des centaines de milliers de tonnes. Au Cameroun où le climat est plus aride, le massif de Mayo Darlé n'a donné que 6 à 7 000 tonnes de cassitérite. Partout ailleurs en Afrique, dans les conditions désertiques, la production de concentrés a été négligeable à partir de cette catégorie de gisements. Jusqu'à présent il ne semble pas que les coupoles du Brésil aient donné lieu à d'importants gisements détritiques ou autres.

Il convient de remarquer que les scarns stannifères ne se forment pratiquement pas en association avec les coupoles du type « Maniéma » pas plus qu'en association avec les coupoles du type « younger granite » malgré que ces derniers peuvent être en contact avec des roches carbonatées comme dans le Hoggar et le Tibești et donner naissance à quelques grains de scheelite. Il semble que ce soit la même chose dans quelques cas de Malaisie (K.F.G. HOSKING, 1971) où il existe des filons ou des pipes stannifères dans les calcaires sans production de scarns. Il est plus que probable que les granites de ces coupoles cristallisent à des profondeurs telles que le CO_2 ne peut encore être éliminé en grandes quantités et les carbonates restent stables.

C. Gisements d'étain à cassitérite et à sulfures (voir tableau I)

Les gisements d'étain associés aux sulfures peuvent se diviser en deux sous-groupes:

— les gisements à sulfures et à silicates tels que la topaze, la tourmaline et la chlorite et, dans les cas des roches encaissantes constituées par des carbonates, les minéraux des scarns.

— les gisements à sulfures et sulfosels avec ou sans fluorine et avec ou sans séricitisation ou kaolinisation des épontes.

Il est à noter que la quantité de quartz dans les filons diminue en partant de la *colonne 6* et en allant vers la *colonne 1*.

Ces gisements sont importants surtout parce que leurs teneurs en étain récupérable peuvent atteindre plusieurs pourcents: elles sont plus fortes que celles des filons de pegmatites et de quartz ainsi que celles des coupoles greisenifiées ou albitisées, de ce fait, ils peuvent être exploités avec bénéfice en souterrain ce qui est très important lorsqu'ils se trouvent dans les climats arides ou désertiques, glaciaires ou montagneux, qui ne permettent pas la formation de gisements détritiques ou d'altération importants.

Dans les climats équatoriaux, ces gisements peuvent donner des alluvions et des éluvions riches, débarrassés des sulfures mais en général de tonnage modéré; en effet, les filons sont souvent espacés et isolés et ne peuvent nourrir en cassitérite tout un réseau hydrographique comme les grandes coupoles du type Maniéma avec leurs minéralisations disséminées et relativement pauvres mais intéressant de grands tonnages et s'étendant sur de grandes surfaces et affectant des volumes considérables de granites.

a) Les gisements filoniens de cassitérite avec silicates et sulfures (*colonnes 5 et 6 du tableau I*) qui sont associés avec des granites cristallisant entre les profondeurs de 2 000 et 3 500 mètres (mésobasiques partie supérieure)

Ces gisements sont très répandus en Angleterre, en Union Soviétique, dans le Sud-est asiatique, en Australie et en Bolivie. Ils fournissent la plus grande production d'étain provenant des gîtes primaires. Outre leurs teneurs en cassitérite qui peuvent atteindre plusieurs pourcents et localement des concentrations richissimes, ils montrent une grande continuité tant en direction qu'en profondeur; ils peuvent atteindre des centaines et même des milliers de mètres de longueur et de profondeur. Ces filons peuvent remplir les vides des fractures qui ne sont pas nécessairement causées par la mise en place des granites générateurs des solutions minéralisées, mais par des mouvements tectoniques qui ont précédé les intrusions. Aussi la distribution de ces filons peut être de nature très différente de celle des filons de pegmatites et de quartz qui sont en relations étroites avec les coupoles profondes. Ces filons peuvent être tellement éloignés des granites générateurs que les relations peuvent être difficiles à établir avec certitude.

Les filons peuvent affecter les granites, mais ils s'étendent surtout dans les roches encaissantes de toute nature.

Comme il a été signalé plus haut, dans les climats équatoriaux et tropicaux, ces filons contribuent largement à la formation des gisements détritiques. Cependant, étant donnée la faible densité des filons, les gisements détritiques peuvent être très riches, mais de dimensions plus modestes que ceux qui dérivent des grandes coupoles comme celles qui ont été décrites dans les paragraphes précédents.

Lorsque les scarns stannifères et wolframifères existent, il est probable qu'ils se forment entre les profondeurs de 2 500 à 3 000 mètres qui semblent être les plus favorables à leur production. A ces profondeurs, les roches carbonatées peuvent être très sensibles à l'action des solutions hydrothermales et à la production des silicates. En général, les scarns se forment dans les formations d'âge paléozoïque et surtout mésozoïque parce que, d'une part, les roches carbonatées sont de plus en plus développées et fréquentes et que d'autre part, les conditions de formation des gisements ont été souvent moins profondes que dans les formations précambriennes dont il ne subsiste que des gisements d'étain de types profonds même si des gisements formés à des profondeurs moindre avaient existé dans les parties plus proches de la surface, ils auraient été enlevés par l'érosion).

b) Gisements d'étain à sulfures qui se forment entre les profondeurs de 2 000 et 1 000 mètres (*colonne 4 du tableau I*) du type hypabyssal

Il n'y a pas de coupure nette avec le type de gisement précédent; on peut noter que la plus grande partie des filons contiennent de moins en moins de silicates et de plus en plus de sulfures et de sulfosels. Ils remplissent des fractures résultant du cisaillement des roches, parfois avec brèches, les filons peuvent encore avoir de grandes dimensions.

Dans ces parties le phénomène pulsatoire se développe et des récurrences de minéralisations sont fréquentes.

Ce type de gisements existe en Bolivie, dans le Nord-est de la Sibérie, en Alaska et dans le Sud-est asiatique.

Les gisements filoniens sont exploitables en souterrain car ils peuvent avoir des teneurs de plusieurs pourcents d'étain: dans des conditions favorables ils peuvent donner de petits gisements détritiques isolés. Ils sont très avantageux dans les climats glaciaires et désertiques et dans les régions à orographie jeune.

Ces gisements forment la transition entre les gisements profonds et sub-volcaniques.

c) Gisements à sulfures et à sulfosels de type sub-volcanique qui se forment entre les profondeurs de 500 à 1 000 mètres

Dans ce type de gisements les mouvements pulsatoires sont très prononcés par suite de la dégazéification rapide des magmas

et de la possibilité pour les gaz et les vapeurs de trouver des chenaux qui peuvent alternativement se colmater et s'ouvrir. Ces mouvements pulsatoires qui se produisent au-dessus des foyers magmatiques provoquent les formations des brèches d'explosion, des brèches tectoniques et des brèches volcaniques ainsi que des fractures et fissures de types les plus variés dont les formes de distribution dépendent de la nature des roches encaissantes. Les brèches comme les fractures peuvent être minéralisées par des solutions qui, elles aussi, arrivent de manière pulsatoire et provoquent des remplissages caractérisés par de nombreuses récurrences et des cristallisations fibroradiées, en cocarde, avec géodes etc. A côté des sulfures et des sulfosels on peut trouver de l'étain de bois et de la silice hydratée à divers degrés.

Les filons et les brèches peuvent avoir des centaines de mètres d'extension verticale et horizontale, contenir plusieurs pourcents d'étain et être exploitables.

Ces types de gisements existent en Bolivie, dans l'Alaska, au Mexique, au Japon et dans l'extrême Nord-est de la Sibérie. Leur importance locale peut être parfois importante, mais dans l'ensemble ils ne contribuent pas pour beaucoup à la production mondiale.

d) Gisements sub-superficiels et superficiels volcaniques

Il existe des gisements qui se placent dans les cônes volcaniques ou qui sont associés avec les rhyolites. Certains gisements, particulièrement ceux qui sont associés aux cônes volcaniques ainsi que les gisements filoniens et brèchiques dans les rhyolites suggèrent que la source des solutions se trouvait plus bas et que ces dernières sont venues remplir et minéraliser des cavités déjà existantes produites ou non par la mise en place de l'intrusion génératrice. Mais les rhyolites peuvent elles-mêmes contenir de la cassitérite disséminée (P.J.M. YPMA et J.H. SIMONS, 1969).

Certes il n'y a pas encore de gisements exploitables, mais les observations démontrent clairement que les rhyolites sont associées à l'étain et que leurs solutions hydrothermales peuvent porter des minéralisations tout aussi bien que celles qui émanent des granites.

Ces types de gisements existent au Mexique et dans l'extrême Nord de la Sibérie.

Leur importance économique est très limitée.

3. INFLUENCE DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES COMPOSANTS DES MINÉRAIS

La composition chimique des minéraux utiles ainsi que de ceux qui composent la gangue a une grande influence tant sur les qualités technologiques des minerais que sur leur comportement dans certains climats qui peuvent rendre très instables certains de leurs composants ou, au contraire, peuvent préserver de l'altération certains minéraux indésirables.

Dans le présent chapitre l'auteur examine les diverses variations du chimisme des minéralisations en partant des plus grandes profondeurs et en allant vers la surface.

a) Comme le montre le *tableau I* (colonnes 11, 12, 13) et la *Fig. 2*, les coupoles granitiques profondes sont associées essentiellement aux pegmatites et filons de quartz stannifères qui se trouvent au-dessus des coupoles, dans les terrains encaissants. Il s'agit des pegmatites des types 6 et 7 de la *Fig. 2*. Elles contiennent de la cassitérite, de la columbo-tantalite, de la columbite, du béryl, du spodumène et de l'amblygonite et en quantités négligeables de la mangan-tantalite, de la thoreaulite et de la microélite. A part le spodumène, tous ces minéraux résistent très bien à l'altération superficielle.

Le traitement des alluvions, des éluvions et des gîtes d'altération en place ne présente pas de difficultés spéciales. Le traitement des pegmatites dures n'est pas aussi simple; on ne peut broyer toute la pegmatite directement à une grande finesse sans risquer le surbroyage des minéraux utiles qui sont plus fragiles que le quartz. Il faut donc récupérer la cassitérite et les autres minéraux utiles au fur et à mesure de leur libération et d'autre part certains minéraux se débitent non en grains mais en plaquettes (micas) ou en bâtonnets (spodumène, certains feldspaths) ce qui complique le classement et le traitement sur les jigs.

b) Les sulfures tels que la stannine, la pyrite, dans une mesure moindre le mispickel, la chalcopyrite et la molybdénite et très rarement la blende et la galène, commencent à apparaître déjà dans les filons de quartz, les greisens et les parties albitisées des coupoles granitiques du type « Maniéma » (*tableau I*, colonne 10 et *Fig. 2*). La stannine peut être aussi abondante que la cassi-

térite. La fluorine appartient à la phase tardive, on la rencontre dans les filons massifs ou dans les diaclases.

La quantité de sulfures va en augmentant lorsque l'on se déplace des coupoles du type « Maniéma », vers les coupoles greisé-nifiées et albitisées (*colonnes 7, 8 et 9 du tableau I*); en même temps la topaze devient un minéral normal des greisens et des filons et la fluorine se rencontre fréquemment dans les greisens.

Les minerais des greisens, malgré que les teneurs locales peuvent atteindre des valeurs spectaculaires, sont le plus souvent inexploitable; les teneurs sont trop faibles; en général elles sont inférieures à 0,3 pour cent, et les tonnages de minerais ne sont pas suffisamment grands pour permettre des exploitations à très basses teneurs comme cela se fait pour le cuivre. Les coupoles greisé-nifiées ont, en plus de la cassitérite du wolfram. Les greisens à colombo-tantalite sont très rares et sont situés en général en-dessous des calottes greisé-nifiées, dans des filonnets; plus haut, on ne rencontre plus ce minéral. Les sulfures sont fréquents dans les greisens; parmi eux on rencontre principalement la pyrite et la chalcoppyrite; la stannine semble plutôt localisée dans les filons et les filonnets de quartz.

Dans les coupoles intensément albitisées on rencontre communément la colombite, la colombo-tantalite, la cassitérite et des nids de grands cristaux de béryl ou de petits prismes centimétriques de béryl dissimulé dans la masse de l'albite ainsi que les sulfures. Les teneurs des concentrés de columbite, de colombo-tantalite et de cassitérite ne dépassent que rarement 0,2 à 0,3 pour cent. De telles teneurs en roche dure avec des réserves de quelques dizaines ou centaines de milliers de tonnes de réserves ne sont pas exploitables dans les conditions normales.

Les sulfures ne sont pas encore assez abondants pour constituer un problème mais les greisens très riches en micas sont difficiles à broyer car le mica est élastique et peut former des boulettes qui résistent à l'écrasement par leur élasticité. Les micas, comme on le verra dans le chapitre suivant, résistent bien à l'altération. Les coupoles albitisées peuvent être accompagnées par des filons de quartz du type hydrothermal avec cassitérite et molybdénite et d'autres sulfures.

c) Les coupoles albitisées (*tableau I, colonne 7*) semblent marquer la limite entre le domaine des systèmes plus ou moins fermés

de haute température (avec leurs minéralisations localisées dans les coupes ou à leur voisinage immédiat) et le domaine des systèmes de plus en plus ouverts, franchement hydrothermaux (*colonne 8 du tableau I*) (dans lequel les solutions sont canalisées par des fractures ouvertes dont certaines peuvent être en relation avec des fractures qui n'ont rien à voir avec les mises en place des granites). Dans les gisements des colonnes plus à gauche du *tableau I*, les sulfures augmentent; l'aspect des filons change très fortement: ils deviennent plus continus tant en profondeur que suivant la direction; dans le remplissage l'importance du quartz diminue; la gangue peut être constituée par la chlorite, la topaze, la tourmaline, la fluorine et des carbonates. Les teneurs en étain peuvent devenir très élevées et représenter plusieurs pourcents, ce qui, joint à la continuité des filons, rend rentable l'exploitation en souterrain.

Les minerais cependant posent des problèmes car les sulfures doivent être éliminés ce qui, d'une part, rend le processus d'enrichissement plus coûteux, occasionne de fortes pertes et donne un produit final de qualité inférieure. Cette catégorie de gisements est largement répandue dans le monde sauf en Afrique et probablement au Brésil. Les gisements typiques sont repris au bas du *tableau I*; parmi eux on peut citer ceux de Cornouailles dont les minéralisations d'étain passent progressivement aux gisements à sulfures de cuivre; d'autres exemples peuvent être trouvés parmi les nombreux gisements boliviens et asiatiques qui, sans nécessairement passer aux gisements de sulfures exploitables pour d'autres métaux, ont cependant beaucoup de traits communs avec ceux de Cornouailles.

d) Vers les deux mille deux cents mètres de profondeur (*colonne 4 du tableau I*) on passe dans le domaine des gisements hypoabyssaux. Ce point, comme on l'a dit plus haut, correspond au point critique de la vapeur d'eau (I.P. KUSHNAREV, 1970); beaucoup de cassitérite se dépose avant ce point critique dans la partie précédente.

Les silicates de la gangue tels que la chlorite, la topaze et la tourmaline disparaissent presque complètement, le quartz n'est pas le minéral dominant des filons. Les sulfures et les sulfosels peuvent constituer à eux seuls les remplissages des filons.

La kaolinisation des roches encaissantes peut se produire; la fluorine, certains carbonates et la barytine peuvent se rencontrer en quantités non négligeables. Malgré ce changement de composition chimique générale, le minerai d'étain reste la cassitérite que l'on cherche à récupérer.

De tels filons peuvent donner des alluvions et des éluvions dans des climats favorables mais leur extension peut être limitée. Ils peuvent souvent être exploités en souterrain.

Ce type de gisements est très répandu en Bolivie; un des exemples est constitué par le gisement de Llallagua bien connu dans la littérature (Wm.C. KELLY et F.S. TURNEAURE, 1970).

e) Les *colonnes 1 et 2* du *tableau I*, montrent des gisements sub-superficiels et superficiels, dans lesquels le télescopage des minéralisations et les structures bréchiées sont de règle. Les filons peuvent être localement très riches en cassitérite et exploitables. Cependant, les gisements de rhyolites à minéralisation de cassitérite dispersée n'ont pas de teneurs assez élevées pour pouvoir être exploitées dans les conditions actuelles des prix du marché. De telles rhyolites existent au Mexique et dans l'extrême Nord Est de la Sibérie (P. YPMA, 1969).

L'importance de ces deux derniers types de gisements sans être négligeable n'est pas très grande. Jusqu'à présent, leur existence n'est connue que dans les pays montagneux ou glaciaires.

4. INFLUENCE DES CONDITIONS CLIMATIQUES ET OROGRAPHIQUES

Les climats et les orographies jouent un rôle prépondérant dans la formation des gisements détritiques qui fournissent au monde occidental près de 80 pour cent de l'étain, obtenu par le traitement des concentrés de cassitérite. Les conditions d'altération et de décomposition des roches ainsi que la formation des alluvions et des éluvions varient très fortement en fonction de ces deux facteurs: dans les déserts et les climats glaciaires la destruction mécanique domine; dans les climats chauds et humides de l'équateur, la décomposition chimique joue un rôle prépondérant.

Pour bien saisir le mécanisme de la formation des gisements détritiques ou d'altération « in situ », il est nécessaire de s'arrêter sur quelques aspects particuliers du comportement des minéraux et des minerais d'étain au cours du processus de destruction de leurs gîtes primaires sous des climats et des régimes orographiques différents.

— Dans les climats désertiques, sous l'effet des changements plus ou moins brusques de température, les roches et les minéraux éclatent et leurs débris sont entraînés vers les vallées par l'eau des pluies ou dispersés par les vents et les tempêtes.

L'action des vents et des tempêtes des sables joue encore un autre rôle très important dans l'érosion éolienne des roches et dans l'enlèvement et la dispersion de très fines particules.

Suite à l'action des eaux et des vents, il ne reste sur les versants des vallées que des morceaux de roches ou de minéraux trop gros ou trop lourds et qui résistent aux actions d'entraînement par les agents mentionnés plus haut (voir *photographies 1 et 3 à 6*).

Dans les petites vallées secondaires, l'eau s'infiltré dans les sables et abandonne les produits grossiers et anguleux contenant, lorsqu'ils existent, les minéraux lourds. Ces dépôts sont ensuite recouverts par des sables éoliens plus ou moins fins. On obtient, de cette façon, dans les fonds des vallées des formations finement litées, constituées par des alternances de minces lits de débris grossiers, de lits de sables éoliens et parfois de lits de boues très fines qui sont particulièrement intéressantes pour le géochimiste.

Comme il n'y a que peu d'altération chimique et d'usure différentielle des minéraux, on les retrouve dans les vallées à peu près dans les mêmes proportions que dans les roches originelles des flancs des vallées. Il ne se produit pas de concentration sensible de minéraux lourds, sauf à certains endroits particuliers où l'eau et les vents enlèvent les sables fins en même temps que les minéraux légers (voir *photographies Nos. 1 et 3 à 6*).

Les grands oueds (ou éneris ou quebradas) ne coulent que rarement et pour de très courtes périodes. Souvent, il s'agit plutôt de coulées de boues que de courants d'eau. Les boues, suivant les densités qu'elles acquièrent et suivant les pentes des terrains peuvent transporter en suspension ou rouler des boulders qui,

dans les cas extrêmes, peuvent atteindre plusieurs mètres cubes. Lors de ces transports, il n'y a pas de classement de produits et on rencontre ce que l'on appelle des dépôts de décrue.

Dans les régions à pluies plus fréquentes, des concentrations de minéraux lourds locales peuvent se former, mais elles ne représentent pas de grandes valeurs économiques.

En conclusion, on peut dire que les climats désertiques ne sont pas favorables à la formation des éluvions et des alluvions contenant des concentrations de cassitérite. Dans le grand désert du Sahara, en plus, on ne trouve pas d'anciennes alluvions datant de périodes pré-désertiques. Avant l'établissement du désert, il a dû se produire une période d'intense érosion qui a éliminé les éventuels dépôts d'alluvions.

— Dans les climats semi-désertiques tels que les climats sahéliens de l'Afrique, la situation est à peu près la même que dans les déserts proprement dits. Il y a un peu plus d'altération chimique; cependant, il ne se forme pas de dépôts d'éluvions et d'alluvions économiquement importants.

— Dans les climats glaciaires, la désagrégation mécanique des roches et des minéraux domine également: ils éclatent sous l'action répétée des gels et des dégels. De plus, les glaciers produisent l'usure et le transport des débris, qui s'accumulent à leur terminaison sous forme de moraines. Les avalanches et les eaux de la fonte de neiges acheminent les produits de désagrégation des roches des versants vers les fonds des vallées; là encore, s'il n'y a pas d'eau courante, les débris ne sont pas classés et les minéraux lourds ne sont pas concentrés.

— Dans les régions à climats équatoriaux et certains climats tropicaux, chauds et humides, à sols couverts par des forêts ou une végétation luxuriante, la décomposition chimique prend le maximum d'importance. La décomposition des roches peut atteindre des dizaines de mètres à partir de la surface et rendre les roches complètement friables.

Un des premiers effets de cette altération est la décomposition et l'élimination de tous les sulfures au moins jusqu'au niveau hydrostatique; aussi dans les minerais même complexes, il ne reste que la cassitérite et la wolframite qui se retrouveront, plus tard dans les éluvions et dans les alluvions, débarrassées des sulfures gênants pour les fonderies.

Les roches elles-mêmes subissent directement des effets notables: dans les granites et les pegmatites par exemple, la décomposition des feldspaths et des micas ainsi que d'une grande partie des éléments accessoires permet l'élimination de la chaux, de la soude, de la potasse, du fer et d'une partie de la silice colloïdale, ce qui provoque déjà une réduction en poids de l'ordre de 10 à 20 pour cent. Le fait que la roche perd sa densité et devient meuble provoque un tassement et accentue le foisonnement des filons de pegmatite, de quartz et de greisen qui étaient serrés entre des parois dures et rigides. Aussi les filons se fissurent et commencent à se désagréger suivant tous les joints de faiblesse; les pegmatites se tassent.

Sur les plateaux et sur les versants, l'eau qui circule dans les éluvions et à la surface de la partie décomposée des roches provoque souvent le départ de la partie argileuse et ne laisse que l'arène sableuse. Ce phénomène est particulièrement visible dans les granites dont le volume diminue; il accentue le tassement en renforçant encore l'action de la désagrégation des filons de quartz qui d'abord se trouvent debout dans les éluvions et qui finissent par être fauchés par le glissement lent et progressif des éluvions vers les fonds des vallées. Au cours de ces phénomènes de foisonnement, de tassements des terrains encaissants, de fauchage et de glissement, les minéraux qui ont résisté à l'altération chimique tels que la cassitérite, la colombo-tantalite, la wolframite, le béryl et l'amblygonite se détachent du quartz qui pouvait encore les emprisonner. La pratique montre que dans les éluvions les 95 pour cent de la cassitérite, de la wolframite, de la colombo-tantalite et du béryl sont déjà libérés.

Lorsque les éluvions et le granite ou les roches basiques ou schisteuses du toit granitique touchent l'eau de la rivière, la partie argileuse qui représente 75 à 80 pour cent de la masse est emportée par l'eau. Il ne reste dans le lit de la rivière que le quartz que l'action du transport par l'eau classe d'abord et use ensuite. Pendant ce transport, les minéraux lourds atteignent aisément le bedrock et s'y fixent plus ou moins. De cette manière il se produit déjà une concentration considérable d'éléments lourds ou durs et inaltérables. L'usure différentielle des minéraux accentue encore cette concentration. Ces minéraux comme on le verra plus

loin subissent également l'usure et l'arrondissement des grains endéans les quelques kilomètres de leur origine.

Ce processus d'altération chimique intense, de cheminement des éluvions vers les fonds des vallées, d'élimination des parties argileuses et colloïdales au contact de l'eau et d'usure différentielle des minéraux crée des gisements détritiques de cassitérite de première importance. Comme il a été rappelé plus haut, ce sont eux qui fournissent au monde plus de 80 pour cent de l'étain consommé. Il suffit de considérer la position géographique de la Birmanie, de la Thaïlande, de la Malaisie, de l'Indonésie, du Nigéria, du Zaïre et du Rwanda pour comprendre pourquoi les gisements détritiques de cassitérite y sont si fortement développés. Cela permet de comprendre aussi pourquoi l'Amazonie du Brésil peut donner des espoirs pour la découverte de gisements détritiques importants de cassitérite.

En fait, en Afrique, dans certaines parties du désert du Sahara, il existe des régions qui ont la même intensité de minéralisation primaire en cassitérite et wolframite que l'on peut trouver, par exemple, au Maniéma (au Zaïre). La différence au point de vue de l'importance des gisements détritiques réside dans les climats.

— Dans les régions à relief jeune et à forte érosion, même dans les climats tropicaux et équatoriaux, il ne se forme pas d'éluvions et souvent la croûte altérée n'existe pas, car l'érosion peut être plus rapide que l'altération chimique. Dans de telles conditions la cassitérite et surtout la wolframite sont broyées et réduites par le transport torrentiel en particules difficilement récupérables.

Les gisements détritiques peuvent cependant exister dans des conditions locales favorables à la formation des alluvions. Cependant, dans de telles régions, ce sont surtout les gisements primaires exploitables à ciel ouvert ou en souterrain qui fournissent la majeure partie de la production comme c'est le cas de la Bolivie et de nombreux gisements de l'U.R.S.S.

Dans le bas du tableau I, l'auteur a essayé de résumer le comportement des divers types de gisements primaires dans différentes conditions climatiques et orographiques.

Les pegmatites et les gîtes primaires des coupoles du type « Maniéma », ainsi que beaucoup de coupoles greisénifiées, albitisées ou amazonitisées donnent de très bonnes éluvions et allu-

vions dans les climats équatoriaux. Leurs gîtes primaires ne sont exploitables que lorsque les filons de quartz, les pegmatites et les granites sont décomposés en place sous les climats favorables. Les teneurs des filons de quartz dépassent rarement 0,5 pour cent, celles des pegmatites 0,25 pour cent et celles des masses de granites avec gréisens et filonnets de quartz 0,1 pour cent. Dans les déserts, dans les climats glaciaires et dans les régions à orographies jeunes, leur intérêt n'est pas très grand.

Les gisements filoniens (*colonnes 6 à 3 du tableau I*) ont des teneurs de l'ordre de plusieurs pour cents d'étain et beaucoup d'entre eux peuvent être exploités avec profit dans n'importe quelles conditions climatiques, malgré les complications du traitement des minerais provoqués par la présence des sulfures et des sulfosels. Ces gisements donnent en général des éluvions et des alluvions de moindre étendue comparées à celles des coupoles du type « Maniéma » ou des coupoles greiséniées ou albitisées même dans les climats favorables à leur formation. Cependant, ce sont les seuls exploitables dans les régions à relief jeune, à orographie peu favorable ou dans les climats désertiques ou glaciaires.

Quelques exemples suffiront pour illustrer ce qui vient d'être dit plus haut.

Les pegmatites du Kivu et du Katanga (Manono) du Zaïre ainsi que les pegmatites du Rwanda ne sont exploitables que parce qu'elles sont altérées sur des profondeurs pouvant atteindre et dépasser 50 mètres (voir *les photographies N° 11 à N° 16 et 14, 21 et 22*).

Les granites décomposés des coupoles du Maniéma partiellement greiséniés et albitisés sont exploitables sur des épaisseurs variant de quelques mètres à plus de 20 mètres sous les éluvions; principalement lorsque les filons de quartz sont abondants mais de faibles épaisseurs et ne donnent pas de boulders difficiles à mouvoir par les moyens de l'abattage hydraulique. Les *photographies du N° 7 au N° 10 et 20* montrent l'exploitation des granites de telles coupoles pour la cassitérite au Maniéma. Les coupoles à peu près semblables existent dans le Hoggar en Algérie, dans le Tibesti au Tchad et dans le désert de l'Est égyptien, mais elles sont dures et ne sont pas exploitables, elles n'ont pas donné naissance non plus à des éluvions ou des allu-

vions exploitables autrement que par des moyens artisanaux. *Les photographies N° 1 et N° 3 à 6* montrent des coupoles greisénifiées et albitisées du Tibesti, Tchad, et celles de Gabel Muelha, Egypte qui sont minéralisées mais dures et ne donnent pratiquement pas de gisements détritiques.

III. CONSIDERATIONS GENERALES SUR LA GEOLOGIE DES GISEMENTS D'ETAIN

1. GISEMENTS D'ETAIN ET LES CLIMATS

La distribution des gisements d'étain est représentée sur le croquis de la *fig. 5*. Comme on peut le voir sur cette figure, les gisements d'étain sont distribués tant à l'intérieur des continents que sur leurs bordures. Les gisements les plus productifs sont ceux qui se trouvent dans la zone équatoriale; cela est dû au climat et aux conditions orographiques très favorables: d'une part, l'altération des roches est profonde et rapide; d'autre part, l'abondance de l'eau assure une érosion intense, le transport et la classification des minéraux lourds. En même temps les sulfures, s'ils existent, sont oxydés et éliminés. A l'équateur, tous les types de gisements donnent des alluvions, des éluvions et des gîtes d'altération en place qui souvent, en entier ou en partie, peuvent être exploités avec profit. Dans les climats désertiques, glaciaires ou de haute montagne, une grande partie de types de gisements deviennent improductifs (ceux en principe compris entre les *colonnes 7 à 13 du tableau I*) parce que les conditions sont telles qu'il ne se produit pas de gisements détritiques importants et parce que leurs gisements primaires sont, en général, trop pauvres pour pouvoir être exploités, d'autant plus que les concentrés sont souvent pollués par des sulfures. Dans ces conditions, seuls les gisements des types franchement hydrothermaux (*colonnes 1 à 6 du tableau I*) qui ont des teneurs en cassitérite dépassant 1 % et allant souvent jusqu'à plusieurs pourcents, peuvent être exploités avec profit malgré qu'ils contiennent des sulfures et des sulfosels qu'il n'est pas toujours aisé d'éliminer complètement.

Il existe donc des facteurs strictement géographiques, qui n'ont rien à voir avec les types de gisements primaires, qui influencent fortement l'intérêt économique des minéralisations. Jusqu'à présent on a souvent distingué des « provinces stannifères » sans tenir compte de ce facteur géographique qui certainement fausse

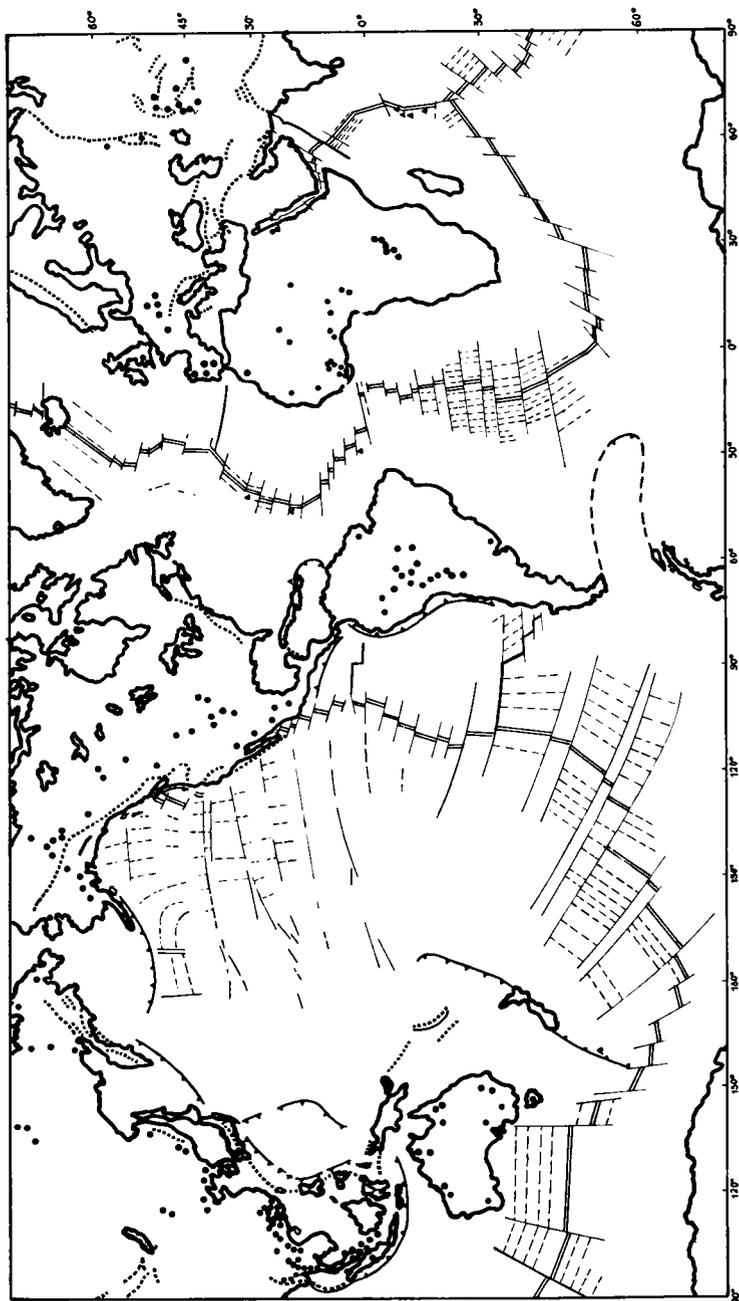


Fig. 5. — Minéralisations stannifères dans le monde.

les idées. Par exemple, en Afrique. Il n'y a pas que le Nigéria et le Maniéma (Zaire) qui ont des minéralisations stannifères; le Hoggar, le Tibesti, L'Air, l'Adrar des Iforas, le désert de l'Est égyptien en ont les mêmes dans les gisements primaires, mais le climat désertique est défavorable à la formation des gisements détritiques. Par contre, les granites post-tectoniques et ceux en relation avec les grandes fractures du socle précambrien de l'Amazonie, se trouvant dans la zone équatoriale, donneront des gisements détritiques exploitables, sans être différents de ceux des déserts africains.

2. GISEMENTS D'ÉTAIN À TRAVERS LES ÉPOQUES GÉOLOGIQUES

Les gisements d'étain peuvent être associés avec les roches granitiques de tous les âges allant du Précambrien au Cénozoïque. Dans le Précambrien on rencontre des granites accompagnés surtout par des pegmatites et des filons de quartz porteurs de minéralisations stannifères. Dans le cas de granites profonds (*colonnes 11 et 12 du tableau I*), les filons de quartz et les pegmatites stannifères se trouvent au-dessus des contacts, les greisénifications, les albitisations, les lépidolitisations ainsi que les tourmalinisations, affectent exclusivement les pegmatites et les filons de quartz et pas du tout les granites. Dans le cas de coupes moins profondes (*colonne 10*) les filons de quartz stannifères se trouvent sur les contacts, les pegmatites sont insignifiantes et les greisénifications, les albitisations, les lépidolitisations ou les zinwaldifications ainsi que les tourmalinisations commencent à se produire le long des filons de quartz ou par poches dans les parties apicales des granites ou au-dessus d'elles dans les roches encaissantes. Dans le Paléozoïque, on rencontre des granites avec des suites filoniennes comme celles des *colonnes 11 et 10* et aussi des coupes greisénifiées et albitisées (*colonnes 7 à 9 du tableau I*) ainsi que des gisements hydrothermaux (*colonnes 5 et 6 du tableau I*). En fait, on assiste à l'élimination progressive des pegmatites, à la diminution d'importance des filons de quartz, au développement des phénomènes de greisénification, d'albitisation etc... dans les coupes et finalement à la canalisation des solutions hydrothermales par les fractures du toit avec

déposition des silicates tels que la topaze, la tourmaline et la chlorite dans les filons qui en même temps contiennent la cassitérite, la wolframite et des sulfures d'étain et d'autres métaux. Dans le Mésozoïque, les granites et leurs équivalents sub-volcaniques et volcaniques sont accompagnés surtout par des minéralisations et par des paragenèses des types moins profonds (*colonnes 1 à 8 du tableau I*) quoique dans le cas d'intrusions profondes on puisse rencontrer des types de coupoles figurées dans la *colonne 10* et plus rarement des coupoles schématisées dans la *colonne 11 du tableau I*. C'est dans le Mésozoïque que l'on rencontre le plus fréquemment des dépôts carbonatés parmi les formations sédimentaires; aussi c'est surtout dans les formations de cette époque que l'on rencontre des scarns à cassitérite et à minéraux de tungstène près des contacts des coupoles (*colonnes 4 à 6 du tableau I*). Les gisements d'étain du Mésozoïque sont les plus répandus: on les rencontre sur tous les continents. Quant aux gisements du Cénozoïque, ils sont constitués surtout par des types sub-volcaniques et volcaniques (*colonnes 1 à 3 du tableau I*); les paragenèses à sulfures et à sulfosels dominant.

Lorsque l'on observe le processus de formation des gisements d'étain du Précambrien au Cénozoïque, on constate une évolution certaine et progressive; de plus, à chaque époque, dans les gisements les plus profonds, il y a un rappel des gisements de l'époque précédente.

A quoi est due cette évolution? A l'heure actuelle on ne peut que la constater. Il manque encore beaucoup de connaissances essentielles pour pouvoir en donner une explication. Certains pensent voir dans ce phénomène, un simple effet de l'érosion: le Précambrien serait plus érodé et montrerait des types de gisements les plus profonds; le Cénozoïque n'ayant subi que des débuts d'érosion, ne laisserait apparaître que les types sub-superficiels et superficiels. Cette explication ne tient pas compte de la vitesse d'accumulation des sédiments ni des épaisseurs en jeu, pas plus du fait qu'il y a pas mal d'endroits dans le monde où les formations du précambrien supérieur sont bien conservées.

3. LES GISEMENTS D'ÉTAIN ET LES GRANDES STRUCTURES TECTONIQUES

Les gisements d'étain se rencontrent en association soit avec les granites post-tectoniques des grandes structures géosynclinales, soit avec les grandes fractures et les zones de faiblesse des plateformes continentales, soit avec les zones de subduction. L'étude des types de gisements associés avec ces tectoniques diverses n'a pas encore été faite, surtout en ce qui concerne les zones de subduction dont la notion est toute récente. La question ne manque pas d'intérêt tant du point de vue pratique que théorique; elle mérite certainement une étude approfondie. L'auteur se bornera dans la présente note à quelques indications, se réservant la possibilité d'examiner cette question plus en détail dans un autre travail.

a. Gisements de cassitérite associés avec les grandes structures orogéniques du type géosynclinal

Dans les grandes structures géosynclinales, d'une manière générale, les granites accompagnés de gisements stannifères sont post-tectoniques, c'est-à-dire mis en place après la phase ou les phases de plissements proprement dits; ils sont du type de « *granites circonscrits* ». Parfois, comme au Maniéma (Zaïre) les contacts peuvent esquisser des allures de diapirs, de dômes ou d'anticlinaux, dont les axes ne correspondent pas nécessairement avec ceux des plis de la phase principale de plissements.

Pour l'Afrique Centrale et de l'Ouest, l'auteur (N. VARLAMOFF, 1972) a constaté que les granites et la distribution spatiale des minéralisations stannifères associées présentaient des variations systématiques en partant des bords des géosynclinaux et en allant vers les parties centrales. Pour le géosynclinal Burundien, ces variations sont schématisées sur la *fig. 2*. On peut faire des observations semblables dans le géosynclinal Kibarien et au Nigéria sur les gisements d'étain associés aux « vieux granites ». Ces phénomènes doivent exister dans d'autres géosynclinaux, mais jusqu'à présent ont reçu peu d'attention, malgré que leur connaissance peut être d'un grand intérêt scientifique et pratique.

b. Gisements d'étain associés aux fractures profondes et aux zones de faiblesse des plateformes continentales

De tels gisements ont été signalés pour la première fois au Nigéria où ils ont donné naissance à d'importants dépôts d'alluvions et d'éluvions et ont formé des gisements d'altération en place. Les granites associés avec ces gisements coupent ou sont intrusifs dans des roches précambriennes, ils sont d'âge Mésozoïque. Plus tard des granites semblables ont été reconnues dans beaucoup d'endroits de l'Afrique par exemple au Maroc, au Hoggar, dans l'Adrar des Iforas, en Aïr, au Tibesti, au Cameroun et dans le désert de l'Est Egyptien. On ne connaît pas encore leurs âges, mais ils recourent les formations précambriennes et sont en général associés avec les zones de fracturation ou avec les zones de faiblesse de la vieille Plateforme Africaine. Comme il a déjà été expliqué plus haut, par suite des conditions désertiques, il ne s'est pas formé de gisements économiquement exploitables dans ces régions à l'exception du Cameroun (Mayo Darlé), mais les types de minéralisations primaires sont les mêmes.

Ce type de granites existe également au Brésil (J.B. KLOOSTERMAN, 1967 et 1969), avec ou sans structures annulaires entourant les granites. Dans les climats de l'Amazonie, on peut s'attendre à l'existence d'importants gisements détritiques.

Les granites et les minéralisations stannifères associées de l'Erzgebirgue d'après G. TISCHENDORF, G. HOSEL, H. LANGE et H. BOLDUAN (1970) pourraient fort bien appartenir à ce type de granites fissuraux communément appelés « younger granites ».

A.D. SHEGLOV (1968), considère que de telles régions appartiennent à des zones ou régions « d'activation autonome » c'est-à-dire à des régions sous lesquelles se développent des processus magmatiques locaux indépendants de toute orogénie. Ces processus magmatiques sont accompagnés par des fracturations caractéristiques. Il signale dans son très intéressant ouvrage d'autres plateformes ayant subi des réactivations semblables et sur lesquelles se sont développés les mêmes processus accompagnés par des minéralisations stannifères.

Le phénomène n'est pas limité aux plateformes précambriennes de l'Afrique et du Brésil.

D'après ce qui est connu par l'auteur, ce type de gisements stannifères, tout au moins en Afrique, au Brésil, en Europe centrale et occidentale, est caractérisé par des coupoles greisénifiées et albitisées avec un développement très réduit de pegmatites et

des filons de quartz, au Nigéria, dans l'Aïr et dans l'Amazonie, certains granites sont, en plus, accompagnés de structures annulaires indiquant des mouvements pulsatoires importants dans la mise en place des granites. Ces types de coupoles sont indiquées dans les *colonnes 7 à 9 du tableau I*. On comprend aisément que des passages à des types plus profonds (*colonne 10*) ou plus superficiels (*colonne 6*) puissent exister ailleurs.

c. Gisements d'étain en relation avec les zones de subduction

La possibilité des relations des granites stannifères avec les zones de subduction a été mise en évidence par A.H.G. MITCHELL et M.S. GARSON (1972) qui ont étudié les minéralisations circum-pacifiques et, parmi elles, celles de l'étain. Les relations des « porphyry copper » et des zones de subduction ont déjà été soulignées par de nombreux auteurs et particulièrement par H. PÉLISSONNIER (1972), qui démontre statistiquement que les gisements de cuivre porphyrique se trouvent au-dessus de la zone de Benioff. Il faut remarquer que pour le cuivre les exemples sont indiscutables. Pour ce qui est des minéralisations d'étain, A.H.G. MITCHELL et M.S. GARSON (1972) les placent sur les continents, au-dessus de la zone de Benioff plus bas que les « porphyry coppers », ce qui signifierait que les granites stannifères prendraient naissance à des niveaux plus profonds que les magmas (souvent plutôt grandioritiques ou dioritiques) qui sont en relation avec les gisements de « porphyry coppers ». Les caractères spécifiques des minéralisations circum-pacifiques pourraient peut-être correspondre à ce mode d'origine bien différent des deux autres.

Beaucoup de gisements d'étain de cette catégorie correspondraient aux *colonnes 1 à 6 du tableau I* et peut être aux *colonnes 7 et 8*. Mais il faut encore des études de détail pour voir si tous les gisements d'étain de la zone Birmanie-Thaïlande-Malaisie-Indonésie sont du même type et de la même époque géologique. Il se pourrait qu'il ait des granites et des minéralisations d'étain plus anciens appartenant à d'autres types de tectonique.

Ces divers phénomènes tectoniques peuvent certainement, dans une certaine mesure, influencer les types de gisements d'étain qui en résultent. Il est probable que les trois cas cités plus haut néces-

sitent, pour se produire, des profondeurs plus ou moins grandes et se passent dans des conditions de tranquillité tectonique très différente. En tous cas, on peut remarquer que les phénomènes pulsatoires sont très atténués dans les coupoles qui seraient associées avec les géosynclinaux; ils seraient plus accentués dans les granites fissuraux et seraient très prononcés dans les granites des zones de subduction.

4. ORIGINE DES FLUIDES ET DES SOLUTIONS HYDROTHERMALES STANNIFÈRES

Tous ceux qui ont étudié les gisements stannifères, se sont posé la question: d'où viennent les solutions et les fluides porteurs des minéralisations stannifères? Pour les uns ils dérivent directement du granite dans lequel on les trouve ou bien du granite le plus proche; c'est un peu la position des auteurs anglo-saxons; pour les autres ils pourraient venir d'une chambre de différenciation magmatique située quelque part plus bas dans le massif granitique; pour les autres encore ils pourraient dériver du même bassin magmatique que le granite lui-même; enfin pour les transformistes l'étain pourrait dériver des sédiments ou d'une manière plus large des roches subissant la granitisation.

La discussion détaillée de ces questions sort des cadres du présent mémoire qui est consacré à la classification des gisements d'étain, cependant, l'auteur résumera rapidement ses conceptions qui sont d'ailleurs en relation directe avec la classification proposée sur le *tableau I*.

Tout d'abord, les relations spatiales entre les granites et les gisements d'étain sont statistiquement établies pour les principaux gisements stannifères du monde. Il reste encore à raffiner et à réunir systématiquement les analyses chimiques et minéralogiques des granites. Par analyses chimiques l'auteur entend, l'analyse courante complétée par l'analyse des éléments traces.

Lorsque l'on observe les granites, les pegmatites et les filons stannifères ainsi que les phénomènes de greisenification, d'albitisation, de tourmalinisation et de lépidolitisation, on constate que, lorsqu'ils sont à l'intérieur de l'intrusion, ils sont superposés au granite dans un ordre plus ou moins défini surtout à l'intérieur d'une même province métallogénique. Entre la mise en

place des granites et la production de divers processus métasomatiques, il se produit des fracturations, des réouvertures de fissures, parfois des déplacements. Pour que les fracturations, les fissurations, les déplacements aient pu se produire, le granite encaissant devait être déjà bien cristallisé et consolidé; les pegmatites, les filons de quartz et les processus métasomatiques ainsi que les fluides et les solutions qui les ont provoqués sont venus après, de plus bas et d'une manière pulsatoire. Le granite dans lequel on les trouve n'a servi que de support à tous ces phénomènes.

Le caractère pulsatoire de la mise en place des pegmatites, des filons de quartz, des processus métasomatiques et des minéralisations a été reconnu par tous ceux qui ont étudié les gisements stannifères de différents types. De plus, le processus pulsatoire s'accroît lorsque l'on part des gisements les plus profonds et que l'on progresse vers les gisements sub-volcaniques et volcaniques. La voûte de la chambre de différenciation se trouve donc à des profondeurs différentes et devient de plus en plus vulnérable aux mouvements tectoniques ainsi qu'aux pulsations dues à l'accumulation des fluides et des vapeurs, accumulation d'autant plus rapide et plus tumultueuse que la chambre de différenciation se trouve plus près de la surface et se refroidit plus rapidement. La chambre de différenciation est donc intimement liée à l'intrusion granitique et se trouve sous la zone des filons. En fait, lorsque la coupole granitique atteint un certain niveau et ne peut progresser plus haut, le granite cristallise plus ou moins rapidement suivant la température des terrains encaissants; la chaleur qu'il cède ainsi que les fluides et les solutions qu'il libère produisent le métamorphisme de contact, parfois quelques filonnets de quartz saccharoïde dans les roches de contact, mais ne produit pas de minéralisation notable.

Lorsque par la cristallisation de la croûte de granite et l'échange de chaleur que cela provoque, un certain régime de refroidissement est établi, alors seulement commence une différenciation du granite et l'accumulation des fluides et des solutions qui, à la faveur des mouvements tectoniques ou sous leur propre pression, vont créer la voûte cristallisée et s'y déposer en formant des suites de filons de pegmatites, de filons de quartz et des successions de métasomatites ou de filons hydrothermaux dans les roches encaissantes.

Une autre question se pose immédiatement: si l'étain dérive du granite comment arrive-t-il là? Provient-il de la granitisation des roches elles-mêmes ou bien dérive-t-il du manteau? D'après la communication faite par A.A. BEUS à la journée du Professeur RAGUIN (Paris, avril 1971), la granitisation des roches sédimentaires produirait plutôt des magmas granodioritiques relativement secs; la production des granites donnant des minéralisations d'étain et d'autres métaux rares exigerait un apport spécifique à partir du manteau.

IV. CONCLUSIONS GENERALES

1. La classification proposée dans le mémoire et esquissée dans le *tableau I*, peut certainement être encore améliorée et détaillée, cependant, telle quelle, elle peut déjà servir à ceux qui n'étudient qu'un type de gisement d'étain à placer leurs études dans un cadre plus général et à se rendre compte que les conclusions des études d'un type de gisement, si minutieuses et précises qu'elles soient, ne s'appliquent pas nécessairement à d'autres types, formés dans des conditions physico-chimiques bien différentes. Cela s'applique tant à l'étude des granites eux-mêmes qu'à celle des minéralisations y compris les inclusions gazeuses, les éléments traces, les habitus cristallins, les paragenèses etc...

2. Le *tableau I* montre clairement que l'étude des granites et de leurs éléments traces (et particulièrement les traces ou les faibles teneurs en éléments de métaux rares), devrait tenir compte de la profondeur de mise en place et du niveau atteint par l'érosion dans un granite déterminé associé d'une manière ou d'une autre aux gisements d'étain. Les conditions de mise en place des granites varient et il doit en être de même de la physico-chimie de leur processus de différenciation. L'auteur a pu constater lui-même de grandes différences même dans les limites d'une province métallogénique.

3. En fait si l'on tient compte des facteurs tectoniques différents qui peuvent conditionner la formation et la mise en place des granites associés aux gisements stannifères, les différences entre les granites et le mode d'association des minéralisations peuvent se révéler comme beaucoup plus fondamentales qu'elles ne le paraissent dans l'état actuel de nos connaissances.

4. La question: existe-t-il des fluides ou bien les minéralisations sont-elles transportées par des solutions hydrothermales? prend un tout autre aspect dans les cadres du *tableau I*. On se rend parfaitement compte que pour ceux qui étudient les pegmatites et les filons de quartz associés aux coupes profondes (*co-*

lonnes 10 à 13 du tableau I) les fluides peuvent exister, et que pour ceux qui étudient des gisements moins profonds (colonnes 1 à 6 du tableau I) seules les solutions hydrothermales sont possibles. La question peut être très discutée pour les gisements intermédiaires (colonnes 7 à 9 du tableau I).

5. Le tableau I, met en évidence l'influence des conditions climatiques sur la formation des gisements détritiques. La richesse et la grandeur de ces derniers n'indiquent pas nécessairement l'existence de gisements primaires exploitables.

6. Du point de vue pratique la connaissance approfondie des types de gisements permet une bonne orientation des recherches pour découvrir l'extension des gisements déjà connus. Dans l'avenir, il faudra certainement passer à la recherche des gisements cachés, non affleurants et la connaissance approfondie de la géologie et des types de gisements servira plus que jamais.

A l'heure actuelle, même pour les types de gisements déjà connus il reste encore énormément à faire notamment en Amazonie, dans le Nord de l'Argentine et dans beaucoup de parties intérieures de l'Asie. La connaissance approfondie de la géologie de l'étain peut encore mener à des découvertes importantes.

BIBLIOGRAPHIE

- ARKHANGUELSKAIA, V., GUINSBURG, A.I., DAVIDENKO, I.V., RODIONOV, G. (1964): Geology of Rare Elements Ore Deposits in "Questions related to the Geology and the Genesis of Pegmatites" Fasc. 22, pp. 1-134, (*Nedra*), Moscow, 1964.
- AUBERT, G. (1969): Les coupoles granitiques de Montebrias et d'Echasières (Massif Central français) et la genèse de leurs minéralisations. (*Mémoires du B.R.G.M. Bureau de recherches géologiques et minières*), N° 46, pp. 1-349, Paris, 1969.
- BEUS, A.A. (1960): Geochemistry of Greisen Deposits and Regularities in the Distribution of Rare Elements in them. XXI International Geological Congress in Copenhagen. Communications of Soviet Geologists, pp. 52-64, 1960.
- BEUS, A.A., SEVEROV, E.A., SITIN, A.A., SUBOTIN, K.D. (1962): Les granites albitisés et greisenifiés (apogranites). (*Académie des Sciences de l'U.R.S.S.*), pp. 1-196, Moscou, 1962.
- BEUS, A.A., DIKOV, U.P. (1967): Géochimie du béryllium dans les processus de la formation des minéraux endogènes. (*Editions Nedra*), Moscou, 1967.
- BEUS, A.A. (1970): Metasomatic Zoning in Deposits of Rare Elements of the Albitite Formation. Problems of Hydrothermal Ore Deposition. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 325-329, Fig. 1, Stuttgart, 1970.
- BOISSONAS, J. (1962): Contribution à l'étude du granite d'In-Tounein (Hoggar central). (*Publications du Service de la carte géologique de l'Algérie, nouvelle série*). Bull. N° 30, pp. 9-95, 11 figures, 11 photographies, 6 planches, Alger, 1962.
- BURTON, C.K. (1969): The Geological Environment of Tin Mineralizations in the Malaya-Thailand Peninsula. A Second Technical Conference on Tin, Bangkok, Vol. 1, pp. 107-122, 1969.
- CHAURIS, L. (1965): Les minéralisations pneumatolytiques du Massif Armoricaïn. (*Mémoires du B.R.G.M.*), N° 31, Paris, 1965.
- COTELO NEIVA, J. (1944): Jazigos portuguesas de cassiterite e de volframite. (*Comunicações dos serviços geológicos de Portugal*). Tomo XXV, pp. 1-251, Lisboa, 1944.
- CISSARZ, A. (1928): Übergangslagerstätten innerhalb der intrusiv-magmatischen Abfolge Teil I. Zinn-Wolfram und Molybdänformationen. (*N. Jb. Min. Geol. Pal.*), LVI, B, pp. 100-262, 1928.
- (1967): Department of Mineral Resources of the Ministry of National Development of Thailand, 1967. Works and Problems on Tin in

- Thailand. A Technical Conference on Tin, London, 1967, pp. published by the International Tin Council.
- DOLGOV, Yu.A. (1970): Deep Intrusions and Ore Veins connected with them. Problems of Hydrothermal Ore Deposition. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 60-61, Stuttgart, 1970.
- DOUCET, S. (1971): Processus d'évolution supergène et minéraux détritiques. (*Bulletin du B.R.G.M.*, Deuxième série), Section II, N° 1, pp. 22-49, Paris, 1971.
- EL-RAMLI, M.F., KAMAL-AKAAD, M., AL-FAR, D.M., (1959): Cassiterite Wolframite Mineralization near Gabel el-Muelha, Eastern Desert of Egypt. Geological Survey and Mineral Research Department, Paper N° 6, Cairo, 1959.
- FELDMAN, L.G., BOUGAETS, A.N., MATUAS, V.V., NARSEEV, V.A., STAVROV, O.D., TIMOFEEV, I.N. (1967): Géologie des gisements des éléments rares. Fasc. 31: Amazonitisation des granites et le problème des minéralisations associées, pp. 1-62 (*Editions Nedra*), Moscou, 1967 (en russe).
- GARSON, M.S., BRADSHAW N. and RATTAWONG S. (1969): Lepidolite Pegmatites in the Phangnga Area of Peninsular Thailand. A Second Technical Conference on Tin. Bangkok, 1969. Volume I, pp. 327-339. Published by the International Tin Council and the Department of Mineral Resources of the Government of Thailand. London, 1969.
- GOLOVKOV, G.S., RYABOV, V.K. (1970): On the Vertical Extent of Tin Mineralization in Cassiterite Sulphide Deposits of Priamur'e. Problems of Hydrothermal Ore Deposition. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 158-160, Stuttgart, 1970.
- GORZHEVSKY, D.I., KOZERENKO, V.N. (1970): On the Depth Problem of Postmagmatic Deposits. Problems of Hydrothermal Ore Deposition. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 161-164, Stuttgart, 1970.
- GRIGORIEV, I.F., DOLOMANOVA, E.I. (1956): Types génétiques des gisements d'étain de Transbaïkalie. Trudy Moskovskogo geologorazvedotchnogo instituta (*Travaux de l'Institut de recherches minières de Moscou*), T. XXIX, Moscou, 1956.
- HOSKING, K.F.G. (1965): The Search for Tin. (*Mining Magazine*), pp. 448-461, London, December 1965.
- HOSKING, K.F.G. (1967): The Relationship between Primary Tin Deposits and Granitic Rocks. International Tin Council, London, March 1967.
- HOSKING, K.F.G. (1969): Aspects of the Geology of the Tin Fields in South-East Asia. A Second Technical Conference on Tin. Vol. I, pp. 41-80, Bangkok, 1969.
- HOSKING, K.F.G. (1970): The Primary Tin Deposits of South-East Asia. (*Minerals Science and Engineering*), Fasc. 2, pp. 24-50, London, 1970.

- HUTCHINSON, R.W. (1955): Regional Zonation of Pegmatites near Ross Lake, District of Mackenzie, North West Territories, (*Geological Survey of Canada*), Bull. N° 34, pp. 1-40, Ottawa, 1955.
- ILLY, P., LAUNEY, P. (1955): Le granite Taourirt d'In-Tounine et ses minéralisations. (*Bulletin scientifique et économique du B.R.M.A.*), N° 3, pp. 109-127, Alger, 1955.
- ITSIKSON, M.I. (1958): Répartition des gisements d'étain dans zones plissées. (*Sovetskaya Gueologuia*), N° 1, Moscou, 1958.
- JACOBSON, R.R.E., MACLEOD, W.N., BLACK, R. (1958): Ring Complexes in the Younger Granite Province of Northern Nigeria. (*Mem. Geol. Soc.*), London, 1958.
- JANECK, A., STEMPROK, M. (1967): Endogenous Tin Mineralization in the Bohemian Massif. A Technical Conference on Tin, London, 1967, pp. 247-263, published by the International Tin Council.
- KARPOFF, R. (1949): Les granites du Sahara. (*Comptes rendus de l'Académie des Sciences*), T. 228, pp. 585-587, Paris, 1949.
- KARPOFF, R. (1957): Esquisse géologique de l'Arabie Séoudite. (*Bull. Soc. Géol. Fr.*), 6e série, T. VII, pp. 653-697, Paris, 1957.
- KARPOFF, R. (1958): La géologie de l'Adrar des Iforas (Sahara central). Thèse, Paris, 1958.
- KELLY, Wm.C., TURNEAURE, F.S. (1970): Mineralogy, Paragenesis and Geochemistry of the Tin and Tungsten Deposits of the Eastern Andes, Bolivia. (*Economic Geology*), Vol. 65, N° 6, pp. 609-680, Lancaster, Pa., September-October 1970.
- KLOOSTERMAN, J.B. (1967): A Tin Province of the Nigerian type in Southern Amazonia. A Technical Conference on Tin, London, 1967, Vol. II, pp. 383-398.
- KLOOSTERMAN, J.B. (1969): A Twofold Analogy between the Nigerian and the Amazonian Tin Provinces. A Second Technical Conference on Tin. Vol. I, pp. 195-222, Bangkok, 1969.
- KOCH, P. (1956): Les formations « ultimes » des environs de Mayo-Darlé (Cameroun). (*Journal West African Scientific Association*), Vol. 2, pp. 81-86, Nigeria, 1956.
- KUSHNAREV, I.P. (1970): Depth of Formation of Hydrothermal Endogenic Ore Deposits. Problems of Hydrothermal Ore Deposition. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 184-187, Stuttgart, 1970.
- LUGOV, S.F., MAKEEV, B.V. (1970): Extension in Depth and some Features of the Genesis of Tin Metallization of the Pevets Ore Knot. Problems of Hydrothermal Ore Deposition. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 193, Stuttgart, 1970.
- LUGOV, S.F., MAKEEV, B.V., POTAPOVA, T.M. (1972): Lois de la formation et de la répartition des gisements d'étain du Nord-Est de l'U.R.S.S., pp. 1-358, (*Editions Nedra*), Moscou, 1972.
- LUGOV, S.F., MAKEYEV, B.V. (1972): Genetic and Industrial Classification of Tin Deposits. (*Sovetskaya Gueologuia*), Fasc. 5, pp. 49-60, Moscow, May 1972.

- MATERIKOV, M.P. (1964): Groupes et formations génétiques des gisements d'étain. (*Sovetskaya Gneologia*), N° 11, Moscou, 1964.
- MATVEENKO, V.T. (1968): La classification des gisements d'étain de S.S. Smirnov et son rôle dans le développement de l'industrie d'étain. (*Trudy Vsesoyuznogo nauchnogo isledovatel'skogo geologicheskogo institouta*) (*Travaux de l'Institut soviétique de recherches géologiques et scientifiques*), N° 155, Moscou, 1968.
- MITCHELL, A.H.G., GARSON, M.S. (1972): Relationship of Porphyry Copper and Circum-Pacific Tin Deposits to Palaeo-Benioff Zones. (*Transactions (Section B) of the Institute of Mining and Metallurgy*), Vol. 81, pp. B10-B25, London, 1972.
- MIYAZAWA, T. (1970): Lowest Limit and Depth of Formation of Hydrothermal Veins. Problems of Hydrothermal Ore Deposition. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 204-208, Stuttgart, 1970.
- OVCHINNIKOV, L.N. (1970): The Depth of Formation of Sialic Plutogenic Hydrothermal Deposits. Problems of Hydrothermal Ore Deposition. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 210-212, Stuttgart, 1970.
- PELISSONNIER, H., MICHEL, H. (1972): Les dimensions des gisements de cuivre du monde; Essai de métallogénie quantitative. *Mémoires du B.R.G.M., Fr. (Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, France)*. N° 57, p. 405, fig. 90, tabl. 49, pl. 5 en couleur.
- POUBA, Z. (1970): The Depth of Formation and the Vertical Extent of Ore Deposition - A Review of Contributed Papers. Problems of Hydrothermal Ore Deposition. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 148-156, Stuttgart, 1970.
- RADKEVITCH, D.V. (1956): Question de la classification des gisements d'étain. (*Izvestia de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S.*), Série géologique, N° 6, Moscou, 1956.
- RADKEVITCH, E.A. (1958): Formations stannifères et leur signification pratique. (*Sovetskaya Gneologia*), N° 1, Moscou, 1958.
- RAULAIS, M. (1946): La série granitique de l'Air au Niger et sa minéralisation stannifère. (*Comptes rendus de l'Académie des Sciences*), T. 233, p. 96, Paris, 1946.
- RAULAIS, M. (1948): Sur la découverte de wolfram dans le jeune granite à biotite de l'Air (Niger). (*Comptes rendus sommaires de la Société géologique de France*), pp. 113-114, Paris, 1948.
- RAULAIS, M. (1956): Sur la tectonique de l'Air (Niger A.O.F.). (*Comptes rendus de l'Académie des Sciences*), T. 243, pp. 291-292, Paris, 1956.
- RAULAIS, M. (1957): Sur la minéralisation de l'Air (terr. du Niger), et ses relations avec la tectonique. (*Comptes rendus de l'Académie des Sciences*), T. 244, pp. 913-916, Paris, 1957.
- RAULAIS, M. (1959): Esquisse géologique sur le massif cristallin de l'Air

- (Niger). (*Bulletin de la Société géologique de France*), 7e série, Vol. I, pp. 207-223, Paris, 1959.
- RIJKS, H.R.P., VAN DER VEEN, A.H. (1972): The Geology of the Tin-bearing Pegmatites in the Eastern Part of the Kamativi District, Rhodesia. (*Mineralium Deposita*), Vol. 7, N° 4, pp. 383-395, Heidelberg, 1972.
- ROCCI, G. (1960): Le Massif du Tarraouadji (République du Niger). (*Notes du Bureau de recherches géologiques et minières*), pp. 1-39, Dakar, 1960.
- RODIONOV, G.G., BOUCHEV, A.G., KALOUGIN, E.N. (1972): Particularités des pegmatites provoquées par les conditions de leur formation. (*Géologie des gisements minéraux*), T. XIV, N° 6, pp. 17-29, Moscou, 1972.
- RÖSLER, H.J., BAUMANN, L., JUNG, W. (1968): Post-mineral Deposits of the Northern Edge of the Bohemian Massif (Erzgebirge-Hartz). International Geological Congress, XXIII Session, Prague, 1968. Guide to Excursion 22AC (c) German Democratic Republic, pp. 14-26, 1968.
- RUDAKOVA, Zh.N., TIKHOMIROV, N.I. (1970): Sources of Hydrothermal Solutions and the Depth of Formation of the Transbaikalian Tin Deposits. Problems of Hydrothermal Ore Deposition. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 87-89, Stuttgart, 1970.
- RUNDKVIST, D.V., DENISENKO, V.K., PAVLOVA, I.G. (1971): Gisements de greisens. (*Editions Nedra*), pp. 1-308, Moscou, 1971.
- SAINSBURY, C.D., MULLIGAN, R.R., SMITH, Ward C. (1969): The Circum-Pacific "Tin Belt" in North America. A Second Technical Conference on Tin. Vol. I, pp. 125-148, Bangkok, 1969.
- SCHUILING, R.D. (1967): Tin belts around the Atlantic Ocean: some Aspects of the Geochemistry of Tin. A Technical Conference on Tin, London, 1967, Vol. 2, pp. 529-550. Published by the International Tin Council.
- SHEGLOV, A.D. (1968): Métallogénie des régions d'activation autonome. Nedra, Moscou, 1968 (en russe).
- SHCHEGLOV, A.D. (1970): Criteria of the Vertical Extent of Ore Bodies of Endogenic Deposits. Problems of Hydrothermal Ore Deposition. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, pp. 218-221, Stuttgart, 1970.
- STEMPROK, M. (1965a): Genetic Features of the Deposits of Tin, Tungsten, and Molybdenum Formation. Symposium, Problems of Postmagmatic Ore Deposition, Vol. II, pp. 472-481, Prague, 1965.
- STEMPROK, M., VANECEK, M. (1965b): Review of Opinions on the Question "Reasons for or against the Distinguishing of a Pneumatolytic Phase in the Classification of Postmagmatic Processes". Symposium, Problems of Postmagmatic Ore Deposition. Vol. II, pp. 499-508, Prague, 1965.
- STEENSTRA, B. (1967): Les pegmatites du Maniéma et du Rwanda et les roches de transition entre les aplites et les pegmatites du Maniéma.

- (*Mineralium Deposita*), fasc. 2, pp. 271-285, 1967.
- TAYLOR, R.G., STEVENSON, B.G. (1972): An Analysis of Metal Distribution and Tin Zoning In the Herberton Tinfield, North Queensland, Australia. (*Economic Geology*), Vol. 67, pp. 1234-1240, Lancaster, Pa., 1972.
- TERMIER, H., OWODENKO, B., AGARD, J. (1950): Les gîtes d'étain et de tungstène de la région d'Oulmes (Maroc central). Protectorat de la République Française au Maroc. Direction de la production industrielle et des mines. Division des mines et de la géologie. Service géologique. Notes et mémoires N° 82, pp. 1-328, Maroc, 1950.
- TISCHENDORF, G., HÖSEL, G., LANGE, H., BOLDUAN, H. (1970): The Geochemical and Structural Control of the Tin Mineralization in the Erzgebirge. Proceedings of the IMA-IAGOD Meetings, 1970, IAGOD Volume. International Association of the Genesis of Ore Deposits, Tokyo Meetings, Papers and Proceedings edited by The Society of Mining Geologists of Japan, Special Issue, N° 3, pp. 15-19, Tokyo, 1971.
- TURNER, D.C. (1963): Ring Structures in the Sara-Fier Younger Granite Complex, Northern Nigeria. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, N° 475, Vol. 119, part 3, pp. 346-366.
- VARLAMOFF, N. (1948): Gisements de cassitérite de la région de Kalima (Maniéma, Congo belge). (*Ann. de la Soc. Géol. de Belgique*), T. LXXI, Bull., N° 7, pp. 194-237, Liège, 1948.
- VARLAMOFF, N. (1950a): Granites et minéralisation au Maniéma (Congo belge). (*Ann. de la Soc. Géol. de Belgique*), T. LXXIII, pp. 111-170, Liège, 1950.
- VARLAMOFF, N. (1950b): Types de gisements de cassitérite du Maniéma et du Rwanda. *Comptes rendus des travaux du Congrès scientifique Elisabethville, 1950*; p. 6, fig. 2, Elisabethville.
- VARLAMOFF, N. (1952): Géologie des gisements stannifères de Symétain (Maniéma, Congo belge). (*Institut royal colonial belge, Section des Sciences naturelles et médicales; Mémoires*). Collection in-8°. T. XXII, fasc. 2, 55 pages, 13 fig., 3 planches hors texte, Bruxelles, 1952.
- VARLAMOFF, N. (1954a): Transitions entre les aplites et les pegmatites dans les zones de contact des massifs granitiques des concessions Symétain à Kalima (Maniéma, Congo belge). (*Ann. Soc. Géol. de la Belgique*), T. LXXVII, pp. B 101-116, 1 fig., 13 photographies, Liège, 1954.
- VARLAMOFF, N. (1954b): Tendances actuelles dans l'étude des pegmatites à travers le monde: revue des travaux sur les pegmatites du Congo belge et du Ruanda-Urundi; propositions d'une classification des pegmatites du Congo belge et du Ruanda-Urundi. (*Ann. Soc. Géol. de Belgique*), T. LXXVII, pp. B. 245-267, 2 fig., Liège, 1954.

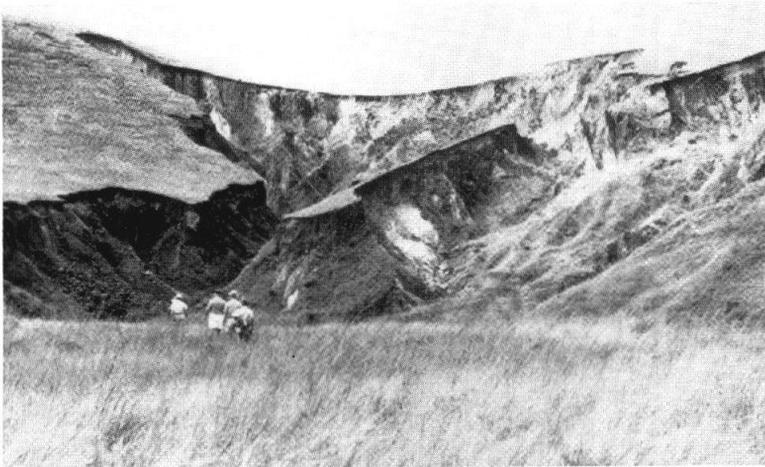
- VARLAMOFF, N. (1954c): Répartition des types de pegmatites autour de la partie nord-ouest du grand massif granitique de Nyanza (Rwanda, Afrique). (*Ann. Soc. Géol. de Belgique*), T. LXXVIII, pp. 1-21, 2 fig., 1 planche hors texte, Liège, 1954.
- VARLAMOFF, N. (1956): Transitions entre les pegmatites et les filons de quartz dans les massifs granitiques de régions stannifères du Maniema (Congo belge). (*Ann. Soc. Géol. de Belgique*), T. LXXIX, pp. B 385-403, 4 fig., 8 photographies, Liège, 1956.
- VARLAMOFF, N. (1958): Zonéographie de quelques champs pegmatitiques de l'Afrique Centrale et les classifications de K.A. Vlasov et de A.I. Guinsbourg. (*Ann. Soc. Géol. de Belgique*), T. LXXXII, pp. B 55-87, 3 fig., 3 tableaux, Liège, 1958.
- VARLAMOFF, N. (1960a): Contribution à l'étude de la métallogénie des minéralisations wolframifères du Tibesti (République du Tchad). (*Académie royale des Sciences d'Outre-Mer, Bulletin des séances*), nouvelle série, T. VI, fasc. 2, pp. 374-406, 1p fig., 2 tableaux, 4 photographies, Bruxelles, 1960.
- VARLAMOFF, N. (1960b): Relations spatiales entre les granites et les pegmatites en Afrique Centrale. (*Ann. Soc. Géol. de Belgique*), T. LXXXIV, pp. 153-162, Liège, 1960.
- VARLAMOFF, N. (1960c): Relations spatiales entre les granites et les pegmatites en Afrique centrale et à Madagascar. (*Bulletin de la Société géologique de France*), 7ème série, T. II, pp. 711-722, Liège, 1960.
- VARLAMOFF, N. (1963): Les phénomènes de greisénification, d'albitisation et de lépidolitisation et leurs relations spatiales avec les granites et les pegmatites granitiques d'Afrique. (*Ann. Soc. Géol. de Belgique*), T. LXXXVI, Bull. 5, pp. B 285-332, Liège, 1963.
- VARLAMOFF, N. (1969): Transitions entre les filons de quartz et les pegmatites stannifères de la région de Musha N'tunga (Rwanda). (*Ann. Soc. Géol. de Belgique*), T. 92, pp. 288-308, Liège, 1969.
- VARLAMOFF, N. (1971): Considérations sur les types de pegmatites et sur leurs répartitions spatiales dans et autour des granites du Centre et de l'Ouest Africain. Colloque scientifique E. Raguin. Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux, 5-7 avril 1971, Paris.
- VARLAMOFF, N. (1972): Central and West African Rare-Metal Granitic Pegmatites, related Aplites, Quartz Veins and Mineral Deposits. (*Mineralium Deposita*), pp. 204-216.
- YPM, P.J.M., SIMONS, J.H. (1969): Genetical Aspects of the Tin Mineralization in Durango, Mexico. A Second Technical Conference on Tin. Vol. I, pp. 179-192, Bangkok, 1969.
- ZUBEK, V., TAUSON, L.V., KOZLOV, V.D., KUZMIN, M.I. (1972): Preliminary Results of the Geological and Geochemical Comparison of Tin-bearing Granitoids of Krušne Hory (Czechoslovakia) and East Transbaikalia (U.S.S.R.). Siberian Institute of Geochemistry Year Book, 1971, pp. 48-53, Irkutsk, 1972.

TABLE DE MATIERES

RÉSUMÉ	3
I. Introduction	7
II. Classification des gisements d'étain	12
1. Profondeur de formation des gisements d'étain	12
2. Distribution spatiale de la minéralisation dans les différents types de gisements d'étain	17
A. Coupoles granitiques nettement associées aux pegmatites et aux filons de quartz stannifères	18
B. Coupoles granitiques mesoabyssales supérieures partiellement ou totalement greisénifiées ou albitisées avec ou sans filons de quartz	25
C. Gisements d'étain à sulfures et à cassitérite	31
3. Influence de la composition chimique des minéraux et des minerais	35
4. Influence des conditions climatiques et orographiques	38
III. Considérations générales sur la géologie des gisements d'étain	45
IV. Conclusions générales	55
BIBLIOGRAPHIE	57



Photographie 1. — Désert du Tibesti, Tchad; granites de Yédri à cassitérite et à wolframite, contenus soit dans les filons de quartz soit dans les filonnets de greisen. À remarquer que les roches affleurent partout dans le climat désertique. Il n'y pas d'altération profonde des roches, elles sont dures.



Photographie 2. — Région d'Ankazobe, Madagascar. Vieux plateaux sur socle granitisé. Le climat est humide; la décomposition des granites est tellement forte que lorsqu'elles sont imbibées d'eau en saison de pluies, elles deviennent semi-pâteuses et s'écoulent vers les vallées, ce ne sont même plus des éboulements mais des coulées de boue. Une fois l'entaille faite, l'érosion progresse très rapidement.



Photographie 3. — Désert du Tibesti, Tchad. Granites jeunes de Yédri. A remarquer: au milieu de la photographie, une coupole greisenifiée (greisen à quartz-mica-topaze et fluorine), très dure; à gauche de la photographie, une coupole dont la partie greisenifiée a déjà été enlevée par l'érosion.



Photographie 4. — Désert du Tibesti, Tchad. Granites jeunes du Yédri, petites coupoles greisenifiées. Au sommet, parfois, des filons de quartz avec wolframite. Au dessus de la première coupole, dans un filon de quartz, un énorme cristal de wolframite avait été trouvé; son extraction a permis de ramasser deux tonnes de wolframite.



Photographie 5. — Désert du Tibesti, Tchad. Granites de Yédri. Chantier expérimental de ramassage de wolframite. Sur un bed-rock granitique dur, il ne restait que des cailloux assez gros et des grains de wolframite, les éléments fins avaient été éliminés par le vent ou emportés par l'eau. Les ramasseurs de wolframite ont soigneusement repoussé les cailloux en rangées et ont collecté la wolframite. Cette photographie montre ce que l'on peut espérer de mieux comme éluvions dans un désert.



Photographie 6. — Désert du Tibesti. La colline blanche au milieu de la photographie, représente l'affleurement d'une pegmatite, les roches noires de l'arrière plan sont les schistes encaissant le granite qui, en cet endroit, est érodé et couvert d'arène blanche. La pegmatite est dure et non exploitable.



Photographie 7. — Zaïre, Maniema. Climat équatorial, chaud et humide, avec couverture du sol par la grande forêt. En dessous d'une couche d'éluvions de 2 à 3 mètres d'épaisseur, on exploite le bed-rock altéré sur plus de 15 mètres d'épaisseur. (Gr: granites, F: filon de quartz partant des granites, Rb: dolérites altérées friables, pouvant être abattues par un jet d'eau.). Camp Salukwango, 1956.



Photographie 8. — Zaïre, Maniema. Même climat que ci-dessus. Coupole granitique décomposée sur plus de 20 mètres d'épaisseur à partir de la base des éluvions et minéralisée par de petits filonnets de quartz et de greisen d'allure sub-verticale. Premier étage d'exploitation: éluvions, deuxième étage: première tranche du bed-rock abattu par l'eau sous pression et évacué par pompe à gravier. Camp Lubile, 1956.



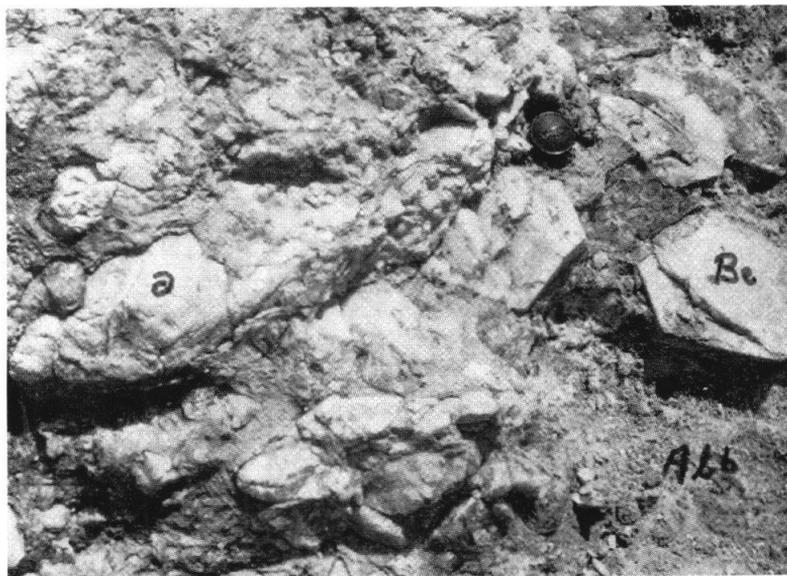
Photographie 9. — Zaïre, Maniema. Même climat que ci-dessus. Dans une coupole secondaire, filon de quartz du milieu de la coupole et le fouillis de filonnets de quartz et de greisen. Le grand filon constitue un obstacle à l'exploitation qu'elle soit mécanique ou hydraulique. Camp Munkuku, 1949.



Photographie 10. — Zaïre, Maniema. Même climat que ci-dessus. Coupole granitique, exploitée sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur de la zone décomposée et friable. Moka, 1951.



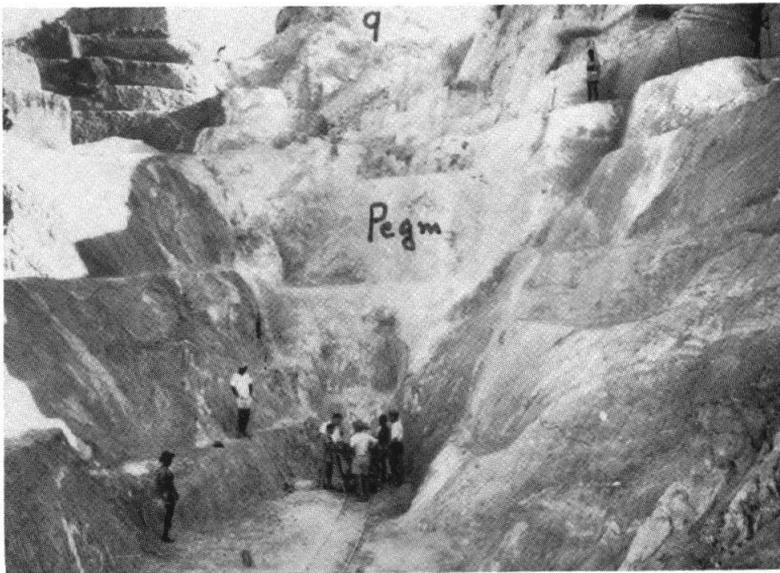
Photographie 11. — Rwanda, région de Katumba (Gatumba). Climat équatorial, chaud et humide, montagnes. Exploitation des pegmatites complètement décomposées et friables. Les pegmatites sont blanches, la partie grise entre les pegmatites est la dolérite altérée, friable elle aussi. 1950.



Photographie 12. — Rwanda, Région de Katumba. Le béryl (Be) et l'amblygonite (a) résistent à l'altération. La partie albitique qui les entoure (Alb), s'altère et devient friable. Les deux premiers minéraux sont libérés par simple abattage.



Photographie 13. — Rwanda, région de Katumba, pegmatites de Bijojo. La taille des hommes donne une idée de la hauteur de l'altération des pegmatites et des roches encaissantes: schistes et dolérites. Les terrains encaissants sont abattus hydrauliquement. 1953.



Photographie 14. — Madagascar, pegmatites de Berere. Vieux plateaux, climat chaud et humide, la région est couverte par une savanne boisée. La pegmatite (Pegm) à noyau de quartz (q) a été exploitée pour le béryl et la columbo-tantalite. A observer que la pegmatite et les roches encaissantes (amphibolischistes et gneiss) sont complètement décomposées et friables sur plus de 20 m de hauteur. En fait l'exploitation de la pegmatite est arrêtée à la quille de la pegmatite, mais l'altération continue encore plus bas sur une dizaine de mètres. Année 1956.



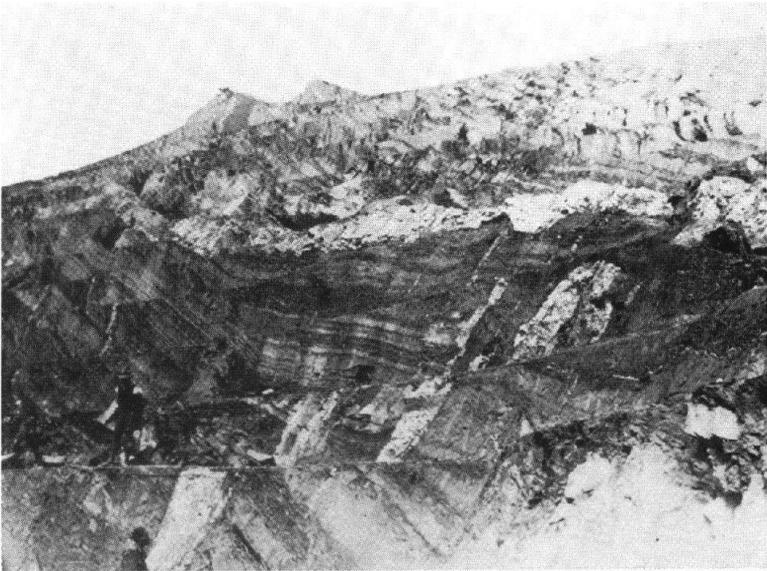
Photographie 15. — Rwanda, début d'exploitation des pegmatites de Kirengo en 1940. Par la suite plus de 40 mètres de la colline ont été enlevés. La pegmatite était complètement albitisée et minéralisée en cassitérite et columbo-tantalite. A remarquer la belle ordonnance des gradins dès les débuts et à comparer avec les photographies 13 et 16 qui atteignent la perfection de ce qui peut être fait à la main.



Photographie 16. — Rwanda, Bijojo. Pegmatite albitisée, complètement décomposée. Près de la surface, elle est imprégnée par les oxydes de fer ce qui lui donne une couleur rouge; plus bas elle devient blanche. En cet endroit, il y a eu plus de 35 mètres d'altération. Ici, comme à Kirengo, photographie 15, les exploitations se trouvaient au sommet des montagnes, l'abattage hydraulique n'a pas été possible à appliquer. Année 1954.



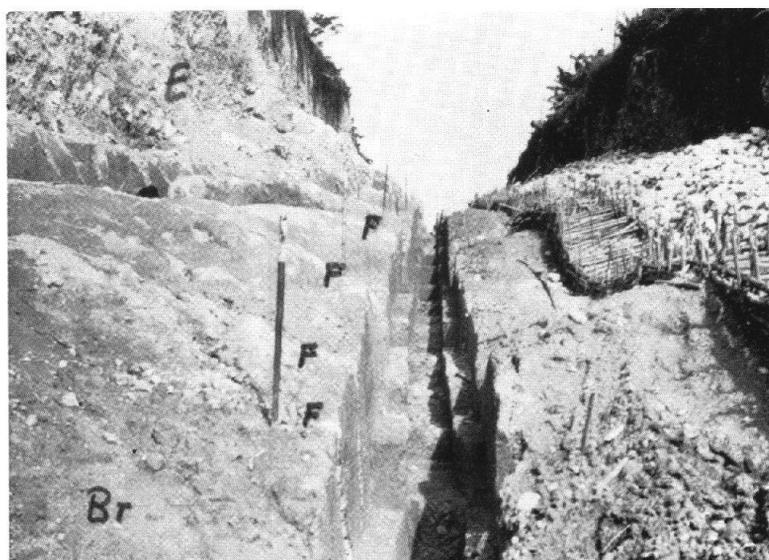
Photographie 17. — Nord-Est du Rwanda. Climat pluvieux de haute montagne, couverture du sol: savanne. Exploitation manuelle des schistes noirs graphiteux, minéralisés en ferbélite associée avec anthoineite et en profondeur avec scheelite. Les schistes sont rendus friables par altération sur des profondeurs dépassant 50 mètres. Bugarama, 1956.



Photographie 18. — Même région du Rwanda que ci-dessus. Exploitation des schistes graphiteux noirs minéralisés en ferbélite (reinite). Les schistes sont complètement décomposés sur des épaisseurs dépassant 50 mètres de profondeur. Ici, comme sur la photographie précédente les teneurs en wolframite au mètre cube sont en général comprises entre 100 et 200 grammes. Seule une organisation par-faite a rendu ces exploitations profitables. Kifuruve, 1955.



Photographie 19. — Rwanda central, région du lac Musha, Mine N'tunga. Climat équatorial chaud et humide; couverture savanne par places boisée. Sur les plateaux: développement des latérites. Ces plateaux sont très favorables à la formation des latérites et d'excellentes éluvions. La photographie montre, dans le fond, une carrière ouverte dans les éluvions de plus de 10 m d'épaisseur (E); une partie non exploitée avec des filons de quartz à gros cristaux de microcline, non payante (P); et une puissante pegmatite (Pegm) de 100 m de largeur et de 500 m de longueur, altérée sur plus de 30 m d'épaisseur à partir de la base des éluvions. N'tunga, 1968.



Photographie 20. — Zaïre, Maniéma Nord. Climat chaud et humide, couverture par la grande forêt équatoriale. Tranchée de reconnaissance du bed-rock constitué par une roche doléritique (Br), minéralisée par des filons et des filonnets de quartz avec cassitérite (F). Cet ensemble de filons de quartz a donné naissance à des éluvions très riches (E). La roche basique doléritique est altérée sur une quinzaine de mètres de profondeur. Elle sera exploitée avec profit. Tchamaka, 1956.



Photographie 21. — Rwanda, région montagneuse de Katumba (Gatumba), mine de Lohanga, 1950. Climat équatorial pluvieux et chaud couverture de savanne et de paturages. La pegmatite décomposée blanche est exploitée pour la cassitérite et la columbo-tantalite. A remarque les exploitations des éluvions et des pegmatites au sommet de la colline. Au stade final presque toute la colline ser enlevée.



Photographie 22. — Rwanda central, Climat équatorial, chaud et humide très favorable à la formation des latérites sur les plateaux et à une forte décomposition de bed-rock. La photographie représente l'exploitation des éluvions, du bed-rock et des têtes des filons. Les roches encaissantes sont des schistes et des quartzites. Rutongo, 1942.

Note: A l'exception des photographies prisés dans les déserts, toutes les prises de vues sont dues à Madame Paule VARLAMOFF.

TABLEAU I

SCHEMA DE LA CLASSIFICATION GENERALE DES GISEMENTS D'ETAIN

- Gisements d'étain associés aux rhyolites.
- Gisements d'étain localisés dans les édifices volcaniques sub-superficiels ou superficiels.
- Veines avec la cassitérite, la stannine, la pyrite, ainsi que les sulfures d'autres métaux tels que Zn, Pb, Cu etc., les sulfosels et les silicates tels que la topaze et les chlorites. Le quartz commence à jouer progressivement un rôle de moins en moins important dans le remplissage filonien.
- Coupoles granitiques partiellement ou totalement albitisées avec de la cassitérite, de la columbite ou de la columbo-tantalite en disséminations ou en veinules. Le béryl peut accompagner l'albitisation: on le trouve soit disséminé soit en nids d'allure pegmatitoïde. Voir détails sur la Fig. 4.
- Coupoles granitiques greisénifiées avec de la cassitérite disséminée ou en veinules. Les greisens peuvent être à muscovite et quartz, ou avec, en plus, de la tourmaline, de la topaze et de la fluorine. Parfois la wolframite accompagne la cassitérite. Voir détails sur la Fig. 3.
- Coupoles avec calottes de quartz couvrant les coupoles partiellement greisénifiées avec cassitérite et wolfram.
- Filons de quartz avec cassitérite, parfois accompagnée d'un peu de wolfram, sur les épontes des filons de quartz des lisérés de muscovite disparaissant dans les parties supérieures. Voir détails sur la Fig. 2.
- Pegmatites non zonées partiellement ou totalement albitisées avec cassitérite, columbo-tantalite et béryl en prismes centimétriques. Voir détails sur la Fig. 2.
- Pegmatites faiblement zonées, avec noyau ou grandes poches de quartz, avec amblygonite, spodumène, béryl en prismes pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilos et plus exceptionnellement des centaines et des milliers. C'est dans ces pegmatites que l'on trouve toute une série de phosphates ainsi que de la cassitérite, de la columbo-tantalite et de la microélite en teneurs ne dépassant pas 100 à 200 grammes au mètre cube. Voir détails sur la Fig. 2.
- Pegmatites albitisées de Madagascar avec prismes centimétriques de béryl et probablement très petits cristaux de columbite.
- Pegmatites franchement zonées de Madagascar avec, dans le type le plus élevé, prismes de béryl pierreux pouvant atteindre plusieurs tonnes et exceptionnellement dépasser 10 tonnes.
- Autres types de pegmatites (voir classification Fig. 2).
- Pegmatites métasomatiques encaissées dans les migmatites.

Exemples:

- Colonne 1: Etats de Durango et Zatecas, Mexique.
- Colonne 2: Assio, Nord-Est Japon.
- Région Oruro-Potosi, Bolivie.
- Colonne 3: Maly Khingan, Sinancha de la région Sikhie Alin, Sibérie. Oruro-Potosi-Chakaya, Bolivie.
- Colonne 4: Lifudzin et Khrustal'noe de la région Sikhote Alin et Khetinskoe, extrême Nord-Est de la Sibérie.
- Colonne 5: Gisements de la Cordillera Real, Bolivie. Certains gisements de la région de Kinta, Malaisie.
- Colonne 6: Cornouailles y compris les scarns. Mount Bishof et Cleaveland mine, Tasmanie. Extrême Nord-Est de la Sibérie y compris les scarns de Yakutie, Région de Kinta et ses skams, Malaisie. Billiton Indonésie. Laochan Chine du Sud et ses scarns.
- Colonne 7: Coupoles albitisées (voir

fig. 4) Mongolie, Transbaikalie, Nigéria, Désert de l'Est égyptien.

Colonne 8: Voir nombreux exemples sur la fig. 3, et aussi Hoggar, Algérie; Tibesti, Tchad, Air, Niger, Nigéria, Gabel Muelha, Egypte.

Colonne 9: Calottes de quartz, Tibesti, Tchad.

Colonne 10: Coupoles du Maniema et Nord Katanga, Zaïre; Campina, rio Grande do Sul, Brésil; Mauchi et Tavoy en Birmanie, certains gisements du Sud de la Chine? Pémoinsule Ibérique.

Colonne 11: Kivu, Zaïre; Vieux Granites du Nigéria; Phangnga, Thaïlande. Kamativi district, Rhodésie.

Colonne 12: Région de Katumba, Rwanda; Manono-Kitoto Nord Katanga, Zaïre.

Colonne 13: Berere et Ampandrakutie, Région de Kinta et ses skams, Malaisie. Billiton Indonésie. Laochan Chine du Sud et ses scarns.

Colonne 7: Coupoles albitisées (voir

TYPES DE GISEMENTS D'ETAIN	GISEMENTS D'ETAIN A CASSITERITE ET A SULFURES					GISEMENTS D'ETAIN A CASSITERITE AVEC GREISENIFICATION - ET ALBITISATION				GISEMENTS D'ETAIN ASSOCIES AVEC LES FILONS DE QUARTZ ET LES PEGMATITES A METAUX RARES AVEC CASSITERITE, COLUMBO-TANTALITE, GREISENS ET ALBITITES				PEGMATITES A MUSCOVITE INDUSTRIELLE	PEGMATITES A MINERAUX DE TERRES-RARES
	A sulfosels et sulfures		A sulfures et silicates		Albitisation dominante	Greisens dominants et filons de quartz		Pegmatites non zonées et filons de quartz importants. Cassitérite dominante, filons de greisens et albitisation		Pegmatites non zonées et filons de quartz importants. Cassitérite dominante, filons de greisens et albitisation		Pegmatites zonées à Columbo-tantalite dominante		Pas de gisements d'étain associés	Pas de gisements d'étain associés
EXEMPLES DE GISEMENTS D'ETAIN	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
LEPIDOLITE															
AMBLYGONITE															
SPODUMÈNE															
BÉRYL															
SCARNIFICATION															
TOPAZE															
SULFOSELS															
FLUORINE															
SULFURES															
STANNINE															
COLUMBITE															
COLUMBO-TANTALITE															
WOLFRAMITE, SCHEÉLITE															
CASSITERITE															
KAOLIN															
TOURMALINE															
CHLORITISATION															
ALBITISATION															
GREISENIFICATION															
FILONS DE QUARTZ															
PEGMATITES A METAUX RARES															
0 m															
500 m															
1.000 m															
2.000 m															
3.000 m															
4.000 m															
5.000 m															
6.000 m															
7.000 m															
8.000 m															
IMPORTANCE RELATIVE															
Gisements primaires															
.. désertiques															
.. glaciaires															
.. tempérés															
Reliefs à forte érosion															



Zonographie des pegmatites non encore établie

Zonographie des pegmatites non encore établie





Achévé d'imprimer le 31 janvier 1975
par l'Imprimerie SNOECK-DUCAJU et Fils, S.A., Gand-Bruxelles