

SUR LES PHENOMENES D' ALTERATION DE LA PLUTONITE DES KASSITERA (GRECE DU NORD)

Par

C. ECONOMOU, Th. MARCOPOULOS, C. SIDERIS*

ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΕΩΣ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΟΥ ΤΩΝ ΚΑΣΣΙΤΕΡΩΝ

Υπό

Κ. ΟΙΚΟΝΟΜΟΥ, Θ. ΜΑΡΚΟΠΟΥΛΟΥ, Κ. ΣΙΔΕΡΗ*

La plutonite des Kassitera affleure à la partie Ouest de la région des mines de Kirki, Kassitera étant le nom des ruines d' un village abandonné.

La région des mines de Kirki, à 20km au Nord Nord-Ouest de la ville d' Alexandroupolis, se trouve dans la partie Sud du massif cristallin de Rhodope. Ce massif se situe au Nord-Est de la Grèce (Thrace) et s' étend aussi en Bulgarie et en Yougoslavie. En se basant sur les travaux de TRIKKALINOS (1955), RENTZEPERIS (1956), MARATOS et ANDRONOPOULOS (1964), KOCKEL et WALTHER (1965), KOPP (1966), MERCIER (1966), IVANOV et KOPP (1969), la stratigraphie du massif de Rhodope, en allant des horizons les plus anciens vers les plus récents, est la suivante:

- a. Formation des gneiss: Cette formation est constituée par des gneiss et des marbres, d' âge probablement précambrien et d' une épaisseur de 10km.
- b. Formation des gneiss schisteux et des marbres: Cette formation est constituée par des gneiss, des schistes, des amphibolites et des marbres, d' âge probablement présilourien et d' une épaisseur de 7 à 8 Km.
- c. Formation des phyllites de Rhodope orientale: L' épaisseur de cette formation est moins de 1000 m. et les fossiles trouvés jusqu' à présent indiquent l' âge du Mésozoïque. Les types pétrologiques qui constituent cette formation sont les phyllites, les calcaires, les grawakes et quelques diabases. Les phyllites sont formées avant la mise en place des brèches de l'âge Eocène.

* Laboratoire de Minéralogie et Petrologie, Université d' Athènes, Panepistimiopolis, Ano Ilissia, Athènes — GRÈCE.

*Εργαστήριο Όρυκτολογίας και Πετρολογίας Πανεπιστημίου Άθηνών.

d. Le Tertiaire: Dans la partie Sud du massif de Rhodope on distingue:

- L' Eocène moyen, qui comprend, de bas en haut, des brèches rouges, des schistes, des grès et des conglomérats, (une discordance) et des calcaires à nummulites.
- L' Eocène supérieur, qui comprend, de bas en haut, des marnes calcaifères, des tuffites, (une discordance), des marnes ou des grès, en suite des andésites, des marnes argileuses, des marnes, des andésites et des calcaires siliceux.
- Le Sanoïcien, qui comprend des marnes et des argiles.
- Le Roupélien, qui comprend, de bas en haut, des conglomérats, des marnes et des argiles, des liparites, des marnes et des calcaires.
- Le Satien, qui comprend des grès houilleux et des marnes.
- Le Pontien - Tortonien, qui comprend, de bas en haut, des calcaires, des argiles et des grès rouges.

Les roches volcaniques ci-dessus mentionnées, s'étendent à la région de Sappai-Ferrai (partie orientale de la région). Celles-ci constituent une série complète calcoalcaline, de laquelle les membres extrêmes sont les andésites basaltiques et les rhyolites, et les membres intermédiaires les andésites, les dacites et les rhyodacites (SIDERIS, 1973). A part les roches ci-dessus, dans la partie Sud du massif cristallin de Rhodope (région des mines de Kirki, sensus largus) il existe en plus des roches plutoniques acides, variant jusqu' à une acidité moyenne. Ces plutonites sont les suivantes:

- la plutonite d' Aghios Philippos; c' est une granodiorite à hornblende et biotite
- la plutonite de Kelebek; c' est une diorite quartzique-diorite à hornblende et biotite
- la plutonite des Kassitera; c' est une diorite quartzique à hornblende et biotite
- la plutonite d' Ismaros, qui est une monzonite.

Des datations radiométriques, concernant l' âge des roches volcaniques et plutoniques de la partie Sud-Est du massif cristallin de Rhodope, sont citées par BITZIOS (1973), SIDERIS (1975) et ECONOMOU, et al (1980). D' après ces datations les âges des plutonites de Kirki (sensus largus) varient entre 45 et 28 M.A.

La plutonite des Kassitera est une diorite quartzique (RENTZEPERIS, 1956 et SIDERIS 1975). La composition minéralogique de la roche comprend le quartz, l' orthose (peu), le plagioclase (de composition qui varie entre l' andésine et le labrador), la hornblende verte et la biotite.

Les plagioclases ont été mesurés à la platine universelle. Plusieurs valeurs de ces mesures obtenues se placent entre les courbes de basses et de hautes températures du stéréogramme perpendiculaire au n_m (BURRI, PARKER et WENK, 1967). Ces plagioclases s' est à dire de "température intermédiaire", se présentent dans les plutonites qui sont congelées relativement assez vite (BURRI, 1956). Il faut noter que les valeurs

de la $\Delta(\theta)_1 = 2\theta_{131} - 2\theta_{1\bar{3}1}$

et de la $\Delta(\theta)_2 = 2\theta_{\bar{1}11} - 2\theta_{2\bar{1}\bar{1}}$

du plagioclase sont environ de $1,86^\circ$ pour la première et $0,44^\circ$ pour la deuxième. La projection des valeurs relatives ci-dessus, aux diagrammes correspondants des BAMBAUER et al. (1967), place les plagioclases de la diorite quartzique au champ des O/D plagioclases. Les auteurs (BAMBAUER et al., 1967), avec le terme O/D plagioclases, qualifient les plagioclases, lesquels, d'après leur réseau cristallin, se placent entre les plagioclases de "haute température", et les plagioclases de "basse température".

Les premiers se caractérisent par la plus grande distribution désordonnée (disordered distribution) du Al et du Si dans le réseau cristallin et sont connus comme D-Plagioclases. Les deuxièmes se caractérisent par la distribution ordonnée (ordered distribution) du Al et du Si dans le réseau cristallin et sont connus comme O-Plagioclases. Les D-Plagioclases se rencontrent dans les roches volcaniques et subvolcaniques et voilà pourquoi se caractérisent comme plagioclases de "haute température". Par contre, les O-Plagioclases se rencontrent dans les granites, les pégnatites et en général dans les plutonites et c'est pourquoi se caractérisent comme plagioclases de "basse température" (HUTCHISON, 1974). Par conséquent la disposition des plagioclases de la plutonite des Kassitera au champ des O/D-Plagioclases, confirme la précision comme plagioclases de "température intermédiaire".

La projection des valeurs des angles de réfraction des feldspaths alcalins, $2\theta_{060} = 41,70^\circ$ et $2\theta_{\bar{2}04} = 51,68^\circ$, au diagramme relatif des BAMBAUER et al. (1967), prouve que le feldspath alcalin se classe dans la série de l'orthose, avec une contenance 80,51% en Or. On peut utiliser le diagramme relatif des BAMBAUER et al. (1967), sous réserve, de la régularité de la dimension de la maille élémentaire. La vérification de la régularité de la maille élémentaire se fait par comparaison de l'angle actuel $2\theta_{\bar{2}01}$ de l'échantillon avec l'angle qu'on peut calculer par le diagramme ci-dessus. Au cas de l'orthose de la granodiorite des Kassitera, l'angle $2\theta_{\bar{2}01} = 21,10^\circ$ est égal avec l'angle qu'on calcule par le diagramme. En plus la moyenne de l'angle $2V_{np}$ est d'environ 43° . De cette valeur, d'après le diagramme de la variation de l'angle $2V_{np}$ et de la composition des feldspaths alcalins des TUTTLE et BOWEN (1958), résulte une contenance qui varie entre 80 et 85% en Or.

Entre l'orthose et le quartz se distingue une syncristallisation sous forme de structure micrographique ou micropégmatitique (ROUBAULT, 1963). La distribution statistique du quartz et de l'orthose des paragenèses micropégmatitiques est d'environ 30% de participation pour le premier et 70% pour le deuxième. Si on considère que SCHLOEMER (1962) a réussi à produire des structures graphiques pendant la cristallisation d'un verre, composé de 75% en $KAlSi_3O_8$ et de 25% en SiO_2 , et que TUTTLE et BOWEN (1958) ont montré que la participation du quartz au pourcentage co-tectique varie entre 38 et 46% (cette variation dépend du PH_{20}), on peut expliquer la formation des structures graphiques de la plutonite des Kassitera, comme le résultat d'une cristallisation eutectique. D'ailleurs les "îlots" de quartz dans l'orthose ont la même orientation, condition indispensable à une cristallisation eutectique. MEHNERT (1968) et HATCH, WELLS et WELLS (1975) sont d'accord aussi à ce qui concerne le caractère primaire des formations des structures graphiques.

La taille des cristaux des composants pétrogénétiques primaires de la plutonite des Kassitera varie entre 2 et 5 mm, c'est à dire, la taille des cristaux est typiquement intermédiaire (WILLIAMS, TURNER et GILBERT, 1954). Ainsi, la roche se caractérise comme une microgranodiorite quartzique. La taille intermédiaire des cristaux, l'existence des plagioclases de "température intermédiaire" et la présence des formes de structure graphique entre l'orthose et le quartz (MEHNERT, 1968), conduisent à la conclusion de caractériser la plutonite des Kassitera, comme une plutonite de "petite profondeur".

L'affleurement de la granodiorite quartzique des Kassitera, à ce qui concerne la partie centrale, n'est pas altéré. Mais, en bordure la diorite quartzique passe à des formes "d'aspect du sucre cristallisé". Ces formes sont visibles à l'oeil nu. La plutonite des Kassitera est traversée par des veines acides jusqu'à une acidité moyenne, qui sont aussi altérées. On distingue aussi des veines du quartz très fines avec (rarement) une minéralisation sulfurée. Le minerai des veines est pauvre et se limite à des cristaux de pyrite, sous forme de dispersion, et à la présence des minéraux de cuivre, sous forme d'efflorescence et de couleur bleue - verte.

Le but de ce travail est l'étude de la bordure altérée de la diorite quartzique (plutonite) des Kassitera. A cause de la taille fine des cristaux, de la plutonite, qui passent par endroits, dans des masses terreuses, nous avons préféré utiliser l'analyse aux Rayons X, (diffractomètre de Philips, tube CuK α , 36 KV et 20 mA, filtre Ni) pour étudier la composition minéralogique de la plutonite. Nous avons aussi étudié des lames minces, autant que nous pouvions le faire.

De l'interprétation des diagrammes de rayons-X, en combinaison avec les observations microscopiques, résulte la composition suivante (voir Tableau).

La composition minéralogique des échantillons examinés comprend surtout du quartz, des micas et ou de la kaolinite. Parfois on trouve aussi de la chlorite, du talc, de l'illite, de la montmorillonite et de la pyrophyllite.

L'échantillon No KA 14 est représentatif de la roche pour une grande région qui s'étend vers le Sud et l'Est des ruines du village des Kassitera. Ces roches sont friables et "d'aspect du sucre cristallisé". La composition minéralogique d'échantillon comprend seulement les minéraux de quartz et de muscovite. Les lames minces de cette roche montrent la figure d'un agrégat des cristaux de quartz très fins, entre lesquels s'intercalent, par endroits, des petits cristaux incolores et phylliteux de micas, et des rares cristaux de rutil. Aux petits cristaux incolores et phylliteux de micas convient la caractérisation sericite. (TRÖGER, 1967).

La présence du quartz et de la muscovite (sericite) dans la roche altérée conduit à l'admission de l'existence d'une altération, laquelle, d'après MEYER et HEMLEY (1967) est connue comme "altération sericitique". Tant la paragenèse dominante de quartz + muscovite que les caractères structuralux de la roche altérée, sont analogues des greisens. Ce terme, pour l'agrégat des minéraux ci-dessus, est le meilleur pour caractériser la bordure altérée de la diorite quartzique des Kassitera. CHAROY et WEISBROD (1974), TAYLOR (1974 et 1978), ONTOEV (1978), SHCHERBA et al. (1978) citent des greisens de composition minéralogique semblable.

Les masses du greisen se racontent comme des parties marginales de la plutonite

TABLEAU

COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DE LA PLUTONITE DES
KASSITERA ET DE LEURS PRODUITS D' ALTERATION

KA1	Qz + Ka + Mu + Ill
KA2	Qz + Ka + Mu + Ill
KA3	Qz + (Plag) + Ka + Cl + Mont
KA4	Qz + Ka + Mu + Ill
KA5	Qz + Ka + Mu + Ill
KA6	Qz + (Or) + Ka + Mu + Ill + Ta
KA7	Qz + Ka + Mu + Ill
KA8	Qz + Ka + Mu + Ill + Ta
KA9	Qz + Ka
KA10	Qz + Or + Plag + Bi + Ho + (Cl)
KA11	Qz + Or + Plag + Bi + Ho
KA12	Qz + Or + Plag + Bi + Ho + Cl + (Tou ?)
KA13	Qz + Ka + Mu + Ill
KA14	Qz + Mu
KA15	Qz + (Or) + Plag + Ka + Mu × Ill + Cl + Mont
KA15A	Qz + (Or) + Plag + (Ho) + Pyroph + Cl + Py

NOTA:

1. Qz : Quartz
 Plag : Plagioclase
 Or : Orthose
 Mu : Muscovite
 Bi : Biotite
 Ho : Hornblende
 Ka : Kaolinite
 Cl : Chlorite
 Ta : Talc
 Ill : Illite
 Mont : Montmorillonite
 Pyroph : Pyrophyllite
 Tou : Tourmaline
 Py : Pyrite

2. Les parenthèses indiquent une petite quantité de participation
 3. L' échantillon KA11 représente la diorite quartzique à hornblende et biotite des Kassitera. La composition du plagioclase de la plutonite et des produits altérés varie entre l' andésine et le labrador.
 4. L' échantillon KA14 est représentatif de la roche qui affleure vers le Sud et l' Est des ruines du village des Kassitera.

des Kassitera et ne sont pas accompagnées la présence des joints ou des fissurings. Il faut noter que l'altération sericitique se prolonge au gneiss adjacents au socle cristallin

lin vers la coté du village Sykarayi.

La présence des veines quartziques en combinaison avec le volume, relativement grand, du greisen, exclut une altération primaire locale et limitée aux parties marginales de la plutonite (HATCH, WELLS et WELLS, 1975). Les auteurs soutiennent la présence d'un phénomène, nettement postérieur, qui se consiste à l'action de résidus en solution du magma initial en parties périphériques de la plutonite. D'ailleurs, la présence du greisen caractérise les parties supérieures des plutonites de composition granitoïde (BANKWITZ 1978, BAUMANN et TISCHENDORE, 1978, KOZLOV, 1978, etc).

Plus près, vers la plutonite inaltérée, la présence de la combinaison des minéraux quartz + muscovite + kaolinite, ressemble plus aux caractères d'une altération avancée argileuse (advanced argillic alteration) MEYER et HEMLEY (1967).

La présence du minéral pyrophyllite détermine la limite supérieure de la température des solutions thermales qui ont agi aux contours de la plutonite. Ce minéral (la pyrophyllite) a été déterminé par ECONOMOU, et al (1980) dans à la région des mines de Kirki, tout près vers la veine minéralisée (minéralisation de galène, blende, pyrite et chalkopyrite). Dans cette région trois zones d'altération ont été déterminées, de la veine minéralisée vers la granodiorite locale inaltérée:

- a. zone de la pyrophyllite
- b. zone de l'illite-montmorillonite
- c. zone de l'illite.

La création des ces trois zones est dûe à l'activité répétée des solutions hydrothermales de haute température.

Malgré que les données expérimentales sur des substances pures soient différentes des conditions géologiques, ROY et OSBORN (1954) en étudiant le système $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ à des différentes P_{H_2O} ont montré que la pyrophyllite est stable à des températures entre 420° et 575° C en milieu riche en SiO_2 . DEER, HOWIE et ZUSSMAN (1967) se réfèrent à la formation de la pyrophyllite provenant de l'altération des feldspaths à des températures qui varient entre 300° et 550°C, tandis que TRÖGER (1967) accepte non seulement la formation hydrothermale de la pyrophyllite, provenant des feldspaths et des argiles, mais accepte aussi la formation pneumatolytique de ce minéral provenant des argiles.

Par conséquence, la température des solutions thermales dont l'activité a abouti à l'altération des contours de la diorite quartzique des Kassitera, se place aux limites du processus hydrothermale vers le processus pneumatolytique d'après SCHNEIDER-HÖHN (1955) et probablement détermine un environnement de caractère catathermique.

Περίληψη

Ο Πλουτωνίτης των Κασσιτερών χαρακτηρίζεται σαν χαλαζιακός διορίτης με όρυκτολογική σύσταση που περιλαμβάνει χαλαζία, όρθόκλαστο, πλαγιόκλαστο συστάσεως άνδρσινικής έως λαβραδορικής, πράσινη κερσοσίλβη και βιοτίτη.

Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Οί όπτικές σταθερές του πλαγιόκλαστου, προδιαγράφουν «ένδιάμεσες θερμοκρασίες» κρυστάλλωσης του ένω ή τιμή

$$\Delta(\theta)_1=2\theta_{131} - 2\theta_{131} = 1,86 \text{ και } \Delta(\theta)_2=2\theta_{241}-2\theta_{241} = 0,44$$

τό κατάσσουν στά Ο/Δ πλαγιόκλαστα. Τό όρθοκλαστο μέ σύσταση 80,51% σέ Οθ όπως άποδεικνύεται άπό άκτινογραφική έρευνα, σχηματίζει μικρογραφικές ή μικροπηγματιτικές συμφύσεις μέ τόν χαλαζία, πού έχουν πρωτογενή συντηκτικό χαρακτήρα. Τό μέγεθος τών κυρίων πετρογενετικών όρυκτών του πλουτωνίτη κυμαίνεται μεταξύ 2 και 5 mm. 'Ο πλουτωνίτης τών Κασσιτερών χαρακτηρίζεται σάν μικρο-χαλαζιακός διορίτης μικρού βάθους.

Τά έγκτά εξαλλοιώσεως τών περιφερειακών τμημάτων του πλουτωνίτη είναι: Καοлинίτης, Χλωρίτης, Τάλκης, Τουρμαλίνης (;), 'Ιλλίτης, Μοντοριλλονίτης, Πυροφυλλίτης και Χαλαζίας. 'Επίσης προσδιορίσθηκε Σιδηροπυρίτης. Τά δείγματα της μεγάλης περιοχής εξαλλοιώσεως προς Ν και Α τών Κασσιτερών έχουν παραγένεση Χαλαζία + Μοσχοβίτη (Σερικίτη). 'Επομένως πρόκειται γιά μία σερικιτική εξαλλοίωση τύπου GREISEN. Πλησιέστερα προς τόν άναλλοίωτο πλουτωνίτη ή παρουσία του Καοлинίτη προσδίδει χαρακτηρισά προχωρημένη άργιλικής εξαλλοιώσεως.

Τ' άνωτέρω όρια θερμοκρασίας τών ύπολοίπων θερμών διαλυμάτων πού εξαλλοίωσαν τόν πλουτωνίτη τών Κασσιτερών όπως καθορίζονται άπό τήν παρουσία του όρυκτου Πυροφυλλίτης, προσδιορίζουν ένα περιβάλλον στά όρια ύδροθερμικής και πνευματολυτικής δράσεως πιθανότατα καταθερμικού χαρακτήρα.

BIBLIOGRAPHIE

- BAMBAUER, H.U. CORLETT, M., EBERHARD, E., VISWANATHAN, K., 1967. Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods. *Sch. Min. Petr. Mitt.* 47:333.
- BANKWITZ, P., 1978. Remarks concerning the development of the Erzgebirge pluton. *MAWAM* vol. 2:159.
- BAUMANN, L. TISCHENDORF, G., 1978. The metallogeny of tin in Erzgebirge. *MAWAM* vol. 2:17.
- BITZIOS, D., 1973. La géologie et métallogénie de la région de Kirki (Thrace Occidentale - Grèce). *Univ. Paris VI, Thèse pour dipl. Dr. 3ème C.*
- BURRI, C, 1956. Optische Charakterisierung von zwischen Hoch-und Tieftemperatur-form gelegenen Übergangsstadien bei Plagioklasen. *Z. Krist.* 108:15.
- BURRI, C., PARKER, R., WENK, E., 1967. Die optische Orientierung des Plagioklase. Birkhäuser, Basel.
- CHAROY, B., WEISBORD, A., 1974. Interactions between rocks and solutions in mineralized Greisens from St. Renan (Brittany, France). *MAWAM*. vol. 1:254.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J., 1969. Rock Forming Minerals. *Longmans*, London.
- ECONOMOU, C., MARCOPOULOS, Th., SIDERIS, C., 1980. Altération hydrothermale d'une plutonite dans la région des mines d' Aghios Philippos, Kirki (Crée du Nord) *Sci. Géol. Bull.* 33, 2, p. 103 - 110, Strasbourg.
- HATCH, F., WELLS, A., WELLS, M., 1975. Petrology of Igneous Rocks. *T. Murby*, London.
- HUTSCHISON C., 1974. Laboratory Hand book of Petrographic Techniques. *J. Wiley and Sons*, London.
- IVANOV, R., KOPP, K., 1969. Das Alttertiär Thrakiens und der Ostrhodope. *Geol. et Paleontol.*, 3:123
- KOCKEL, O., WALTHER, H., 1965. Die Strimonlinie als Grenze Zwischen Serbo-Mazedonischem und Rila-Rhodope Massiv in Ost-Mazedonien. *Geol. Jb.*, 83:575.
- KOPP, O., 1966. Geologie Thrakiens III. Das Tertiär zwischen Phodope und Evros. *Ann. Géol. Pays Helén.*, 15:315.

- KOZLOV, V.D., 1978. The sequence of phase and facies in the massifs of rare-metal granites in Thansbaikalia and the problem of their ore-bearing capacity. *MAWAM* vol. 2:249.
- MARATOS, G. ANDRONOPOULOS, B., 1964. Contribution à la détermination de l' âge d' un horizon dans le cristallophyllien de Rhodope. *Bull. Soc. Géol. Gr.*, 6:25.
- MEHNERT, K., 1968. Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. *Elsevier*, London.
- MERCIER, J., 1966. Paléogéographie, orogénèse, métamorphisme et magmatisme des zones internes des Hellénides en Macédoine (Grèce). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8:1020.
- MEYER, C., HEMLEY, J., 1967. Wall Rock Alteration in BARNES, H.L., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, London.
- ONTOEV, D.O., 1978. Relation of multi-stage deposits of tungsten, molybdenum and tin to the history of granitoid formation. *MAWAM* vol. 2:97.
- RENTZEPERIS, P., 1956. The tertiary volcanic rocks of nomos Evrou (West Thrace). *Ph. D. Thesis, Univ. of Thessaloniki*.
- ROUBAULT, M., 1963. Détermination des Minéraux des Roches au Microscope Polarisant *Lamarre-Poinat*, Paris.
- ROY, R, OSBORN, E.F., 1954. The system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Ann Univ. vol.* 39:853.
- SHCHERBA, G.N., KUDRYASHOV, A.V., LAUMULIN, T.N., MASGUTOV, K.V., MALKOVA, R.N., SENHILO, N.P., 1978. Ore content of the intrusion and supraintrusion zone system of the two types of rare metalbearing Kazakhstan granites. *MAWAM* vol. 2:109.
- SCHLOEMER, H., 1962. Hydrothermal synthetische gemeinsame Kristallisation von Orthoklas und Quarz. *Radex. Rumschau*: 133, 177.
- SCHNEIDERHÖHN, H., 1955. Erzlagerstätten. *Fischer Verlag*, Stuttgart.
- SIDERIS, C., (1973). Petrochemistry of some Volcanic Rocks from West Thrace. Tectonic and Petrochemical Relationships with Volcanics of Greece. *Chem. Erde*, 32,3:174.
- SIDERIS, C., 1975. Investigation of particular characters on the plutonites and volcanites of eastern Rhodope zone. Relations between volcanicity and plutonism. *Docent thesis Univ. of Athens*.
- TAYLOR, R.G., 1974. Metallogenic provinces as an approach to the problems of classifications and genesis of tin deposits with special reference to E. Australia. *MAWAM* vol. 1:71.
- TAYLOR, R.G., 1978. Five tin provinces in eastern Australia: an approach to the classification and genesis of tin deposits. *MAWAM* vol. 2:43.
- TRIKKALINOS, J., 1955. Über das Alter vortertiärer Schichten des Gebiets von Alexandroupolis - Didymotichon, Westthrazien. *Ann. Géol. Pays Hell.*, 6:81.
- TRÖGER, V.E., 1967. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. *E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung*, Stuttgart.
- TUTTLE, O., BOWEN, N., 1958. Origin of Granite in the light of Experimental Studies in the system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$. *Geol. Soc. Am., Mem.* 74.
- WILLIAMS, H., TURNER, F., GILBERT, C., 1954. Petrography. An Introduction to the Study of Rocks in Thin Section. *Freeman*, San Francisco.