

ΜΑΓΜΑΤΙΚΟ ΕΠΙΔΟΤΟ ΑΠΟ ΤΟΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΣΙΘΩΝΙΑΣ (ΧΑΛΚΙΔΙΚΗ): ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΚΑΙ ΚΡΥΣΤΑΛΛΙΚΗ ΔΟΜΗ

Κεραμιδάς Κ.,¹ Βουτσάς Γ.,¹ Χριστοφίδης Γ.² και Ελευθεριάδης Γ.²

¹ Εργαστήριο Εφηρμοσμένης Φυσικής, Τμήμα Φυσικής, Α.Π.Θ. 541 24 Θεσσαλονίκη,
kerdas@auth.gr, voutsas@auth.gr

² Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 541 24
Θεσσαλονίκη, christof@geo.auth.gr, gelefthe@geo.auth.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη επιδότου ως ορυκτού συστατικού του. Ιστολογικές σχέσεις και ιδιομορφία των κρυστάλλων υποστηρίζει πρωτογενή (μαγματική) προέλευση για το επίδοτο αυτό. Το μαγματικό επίδοτο του πλουτωνίτη της Σιθωνίας είναι χημικά ομογενές και γενικά δεν παρουσιάζει χημική ζώνωση. Σύγκρισή του, από χημικής απόψεως, με επίδοτα προερχόμενα από σχηματισμό skarn και από μεταμορφωμένο πέτρωμα δείχνει μικρότερες τιμές σε πιεστασιότητα (26,8 έναντι 28,4 και 30,0, αντίστοιχα). Η γεωχημεία των ιχνοστοιχείων του όμως το διαχωρίζει σαφώς από τα άλλα δύο, αφού εμφανίζεται να έχει μεγαλύτερες συγκεντρώσεις σε όλα τα ιχνοστοιχεία που αναλύθηκαν, όπως Sc, Ba, Rb, Cr κ.ά. καθώς επίσης σπάνιες γαίες όπως το La, Ce, Pr κ.ά. Το μαγματικό επίδοτο που εξετάστηκε ανήκει δομικά στη μονοκλινή ομάδα χώρου P2₁/m και οι σταθερές κυψελίδας που προσδιορίστηκαν είναι: a = 8,877(5) Å, b = 5,632(5) Å, c = 10,154(4) Å και γωνία β = 115,454(12)^ο. Σε γενικές γραμμές οι πιο πάνω σταθερές είναι παρόμοιες με εκείνες που αναφέρονται στην βιβλιογραφία για μη μαγματικά επίδοτα.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η άποψη ότι το επίδοτο γρανιτικών πετρωμάτων μπορεί να είναι και μαγματικής προέλευσης είναι γνωστή από πολύ παλιά (Niggli 1926, Deer et al. 1963). Η δυνατότητα κρυστάλλωσης του επιδότου από γρανιτικά μάγματα κάτω από ορισμένες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας αποδείχθηκε και πειραματικά (Naney 1983).

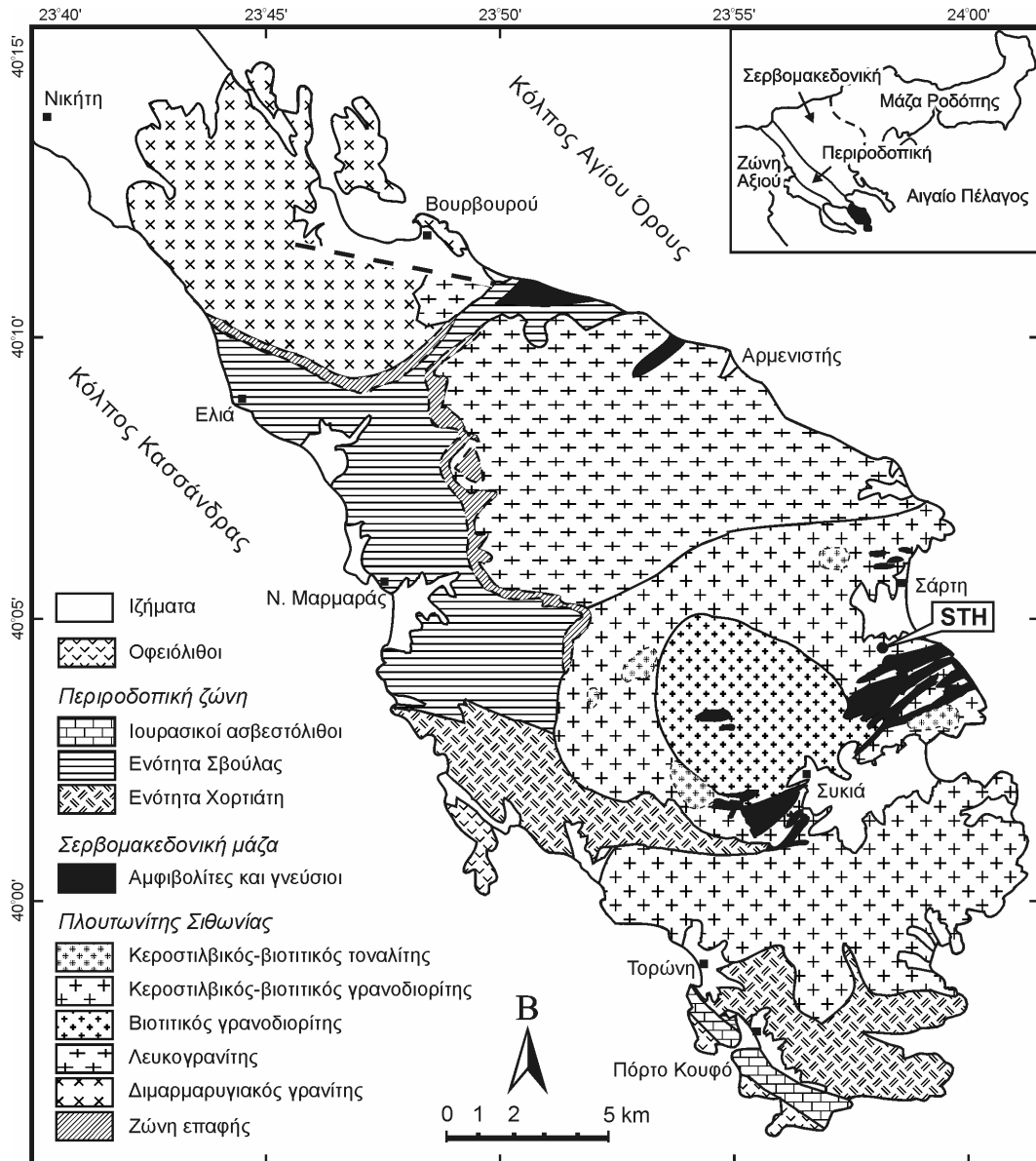
Η πετρολογική σημασία του μαγματικού επιδότου για το βάθος σχηματισμού των όξινων πλουτωνικών πετρωμάτων συζητήθηκε εκτενώς από τους Zen & Hammarstrom (1984, 1986) και Zen (1985), οι οποίοι με βάση τα πειραματικά δεδομένα του Naney (1983) και τις δικές τους παρατηρήσεις σε πλουτωνικά πετρώματα υποστήριξαν την άποψη ότι το μαγματικό επίδοτο κρυσταλλώνεται σε πιέσεις μεταξύ 6 και 8 kbar. Αργότερα αναφέρθηκε (Tulloch 1986, Moench 1986) ότι το μαγματικό επίδοτο μπορεί να κρυσταλλωθεί και σε χαμηλότερες πιέσεις πράγμα το οποίο επιβεβαιώθηκε πειραματικά από τους Schmidt & Thompson (1996).

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι το μαγματικό επίδοτο είναι ορυκτό το οποίο κρυσταλλώνεται κάτω από συνθήκες σχετικά υψηλής πίεσης. Στο πλαίσιο αυτό και με δεδομένο ότι η δομή ενός ορυκτού εξαρτάται μεταξύ των άλλων από τις συνθήκες κρυστάλλωσής του και τη χημική σύστασή του επιχειρείται η σύγκριση του μαγματικού επιδότου από τα πλουτωνικά πετρώματα της Σιθωνίας (Χριστοφίδης & Ελευθεριάδης 1992) με επίδοτα προερχόμενα από μεταμόρφωση και από skarn. Παράλληλα, γίνεται η διερεύνηση της δομής του μαγματικού επιδότου και η σύγκρισή της με τις δομές άλλων επιδότων από τη βιβλιογραφία.

2 ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας, ο οποίος καταλαμβάνει το μεγαλύτερο τμήμα της ομωνύμου χερσονήσου της Χαλκιδικής (Σχ. 1), διεισδύει κυρίως σε μεταβασίτες, αμφιβολίτες, γνευσίους και φυλλί-

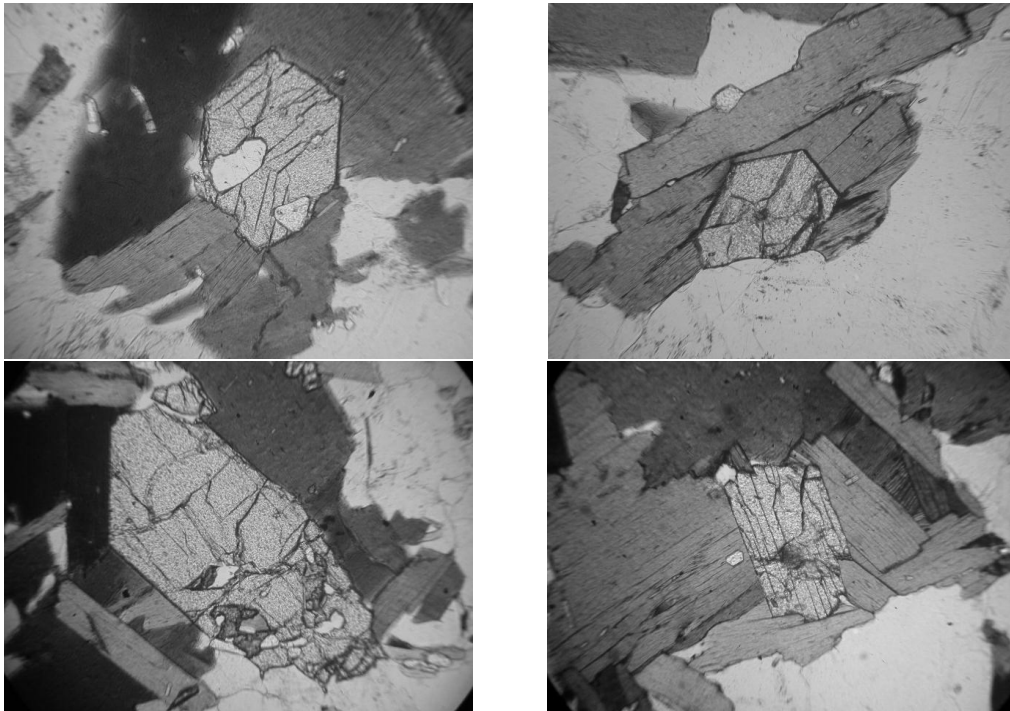
τες και σχηματίζει φαινόμενα θερμομεταμόρφωσης με σχηματισμό διαφόρων ορυκτών. Σε ορισμένες περιπτώσεις τα πλουτωνικά πετρώματα είναι τεκτονισμένα κατά ζώνες και εμφανίζονται σχιστοποιημένα. Τα πλουτωνικά πετρώματα της Σιθωνίας, τα οποία στη σύστασή τους κυμαίνονται από τοναλίτες μέχρι λευκογρανίτες, παρουσιάζουν χαρακτηριστές ασβεσταλκαλικών πετρωμάτων και έχουν ηωκαινική ηλικία (Christofides et al. 1990). Αποτελούνται από χαλαζία, πλαγιόκλαστα, Κ-αστρίους, βιοτίτη και κεροσίλη. Σε επουσιώδη ποσά υπάρχουν επίδοτο, αλλανίτης, απατίτης τιτανίτης και μαγνήτιτης. Το επίδοτο κυμαίνεται συνήθως από 1% μέχρι 5% κατ' όγκον, σε ορισμένες όμως περιπτώσεις ξεπερνάει το 10%.



Σχήμα 1. Πετρογραφικός χάρτης του πλουτωνίτη της Σιθωνίας.

Το επίδοτο του πλουτωνίτη της Σιθωνίας έχει μέγεθος κρυστάλλων μικρότερο του 1 mm και εμφανίζει πλεοχρυσισμό στις αποχρώσεις του κιτρίνου. Παρουσιάζει διάφορα ιστολογικά γνωρίσματα τα οποία σύμφωνα με τους Zen & Hammarstrom (1984) είναι χαρακτηριστικά της μαγματικής του

προέλευσης, όπως είναι (βλ. Χριστοφίδης & Ελευθεριάδης 1992): α) οι ιδιόμορφες τομές σε επαφή με βιοτίτη ή όταν εγκλείεται από αυτόν (Σχ. 2), β) οι δίδυμοι κρύσταλλοι, γ) η ανάπτυξη γύρω από κρυστάλλους αλλανίτη, δ) οι στρογγυλεμένες γωνίες και εγκολπώσεις σε επαφή με πλαγιόκλαστο και χαλαζία. Επιπλέον, η περιεκτικότητά του σε πιστασίτη, η οποία είναι 27% (Πιν. 1), επιβεβαιώνει τον πρωτογενή χαρακτήρα του (βλ. Tuloch 1979). Τέλος, Ο χαρακτηρισμός του ως μαγματικού επιδότου συμφωνεί με την πίεση κρυστάλλωσης του φιλοξενούντος πετρώματος, η οποία, με βάση το γεωβαρόμετρο της κροστίλβης, βρέθηκε ότι κυμαίνεται από 3,6 έως 6,1 kbar (Christofides et al. 1998).



Σχήμα 2. Ιδιόμορφοι κρύσταλλοι μαγματικού επιδότου από τον πλουτωνίτη της Σιθωνίας.

3 ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑ

Με τη βοήθεια του ηλεκτρονικού μικροαναλυτή έγιναν πολλές αναλύσεις κύριων στοιχείων σε διάφορα σημεία του μαγματικού επιδότου και κυρίως στην περιφέρεια και τον πυρήνα, τόσο ιδιόμορφων όσο και αλλοτριόμορφων κρυστάλλων, καθώς επίσης σε επίδοτα τα οποία αναπτύσσονται γύρω από αλλανίτη.

Από τις αναλύσεις προέκυψε ότι δεν υπάρχουν αξιοσημείωτες διαφορές στη χημική σύσταση τόσο στον ίδιο κρύσταλλο μεταξύ κέντρου και περιφέρειας όσο και μεταξύ των διαφόρων κρυστάλλων. Στον πίνακα 1 παρέχονται οι μέσοι όροι των αναλύσεων του μαγματικού επιδότου (STH) μαζί με τους μέσους όρους ενός επιδότου από σχηματισμό skarn (KIM1) και ενός μεταμορφικού επιδότου (KX6), τα οποία αναλύθηκαν κάτω από τις ίδιες συνθήκες. Όπως φαίνεται από τον πίνακα οι διαφορές μεταξύ των τριών επιδότων, όσον αφορά τα κύρια στοιχεία, είναι ασήμαντες αν και το μαγματικό επίδοτο εμφανίζεται κάπως πλουσιότερο σε Al_2O_3 και φτωχότερο σε Fe_2O_3 σε σύγκριση με τα άλλα δύο επίδοτα. Η διαφορά αυτή αντανακλάται στην περιεκτικότητα των τριών επιδότων σε πιστασίτη (Ps), ο οποίος βρέθηκε ότι είναι 26,8, 28,4 και 30,0%, αντίστοιχα (Πιν. 1).

Πίνακας 1. Χημικές αναλύσεις κυρίων στοιχείων* (κ.β.%) (μέσος όρος) επιδότων από διάφορα γεωλογικά περιβάλλοντα.

Δείγμα	STH	KIM1	KX6
SiO ₂	37,89	37,18	36,69
TiO ₂	<O.A.	0,10	0,01
Al ₂ O ₃	23,10	22,83	21,89
Fe ₂ O _{3t}	13,25	14,16	14,62
MnO	<O.A.	0,27	0,11
MgO	<O.A.	0,14	0,07
CaO	23,49	23,27	23,04
Σύνολο	97,73	97,95	96,43
Κατανομή ιόντων με βάση 25 (O)			
Si	0,631	0,619	0,611
Ti	0,000	0,001	0,000
Al	0,227	0,224	0,215
Fe ³⁺	0,083	0,089	0,092
Mn	0,000	0,004	0,002
Mg	0,000	0,003	0,002
Ca	0,419	0,415	0,411
Ps	26,8	28,4	30,0

STH μαγματικό επίδοτο, KIM1 επίδοτο από skarn, KX6 επίδοτο από σχιστόλιθο.

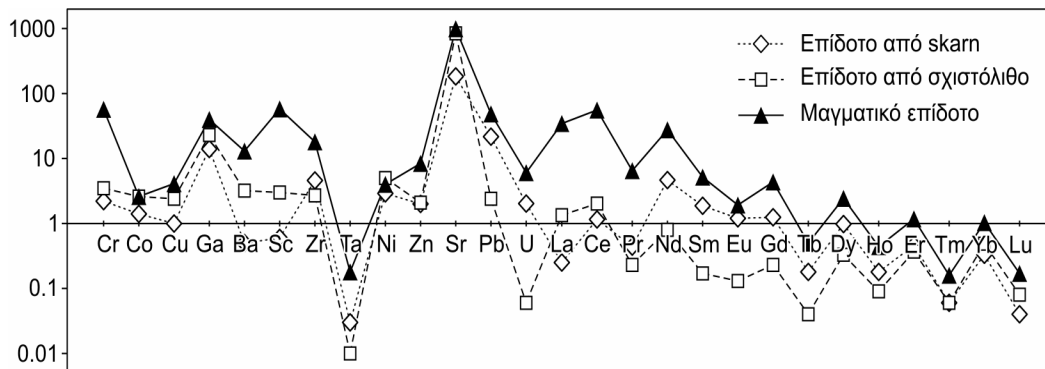
* Αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή. <O.A., κάτω από τα όρια ανιχνευσιμότητας.

Τα παραπάνω επίδοτα αναλύθηκαν και για ένα μεγάλο αριθμό ιχνοστοιχείων, συμπεριλαμβανομένων και των σπανίων γαιών (Πιν. 2), με τη μέθοδο ICP-MS-LA. Η γεωχημεία των ιχνοστοιχείων δείχνει σαφώς τη διαφορά του μαγματικού επιδότου από τα άλλα δύο επίδοτα καθώς το πρώτο εμφανίζεται με μεγαλύτερες συγκεντρώσεις σε όλα τα ιχνοστοιχεία που αναλύθηκαν όπως π.χ. το Sc, Ba, Rb, Cr κ.ά. καθώς επίσης και σε σπάνιες γαίες π.χ. La, Ce, Pr κ.ά. (Πίν. 2). Η διαφορά αυτή φαίνεται καλύτερα στο διάγραμμα του σχήματος 3.

Πίνακας 2. Χημικές αναλύσεις ιχνοστοιχείων* (ppm) επιδότων από διάφορα γεωλογικά περιβάλλοντα.

	Cr	Co	Cu	Ga	Ba	Sc	Zr	Ta	Ni	Zn	Sr	Rb	U	
STH	57,0	2,6	4,1	40,0	13,0	58,0	18,0	0,2	4,0	8,4	995	49,0	6,0	
KIM1	2,2	1,4	1,0	14,0	0,5	0,6	4,6	0,0	2,9	2,0	183	22,0	2,0	
KX6	3,5	2,6	2,4	23,0	3,2	3,0	2,7	0,0	5,0	2,1	842	2,4	0,1	
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
STH	35,0	56,0	6,5	28,0	5,2	1,9	4,4	0,5	2,4	0,4	1,2	0,2	1,0	0,2
KIM1	0,3	1,2	0,4	4,6	1,9	1,2	1,3	0,2	1,0	0,2	0,5	0,1	0,3	0,0
KX6	1,3	2,0	0,2	0,8	0,2	0,1	0,2	0,0	0,3	0,1	0,4	0,1	0,5	0,1

* Αναλύσεις με ICP-MS-LA. Δείγματα όπως στον πίνακα 1.



Σχήμα 3. Σύγκριση χημικής σύστασης επιδότου (ιχνοστοιχεία σε ppm) από διάφορα γεωλογικά περιβάλλοντα.

4 ΔΟΜΗ

Για τον προσδιορισμό της δομής του μαγματικού επιδότου επιλέχθηκε ένας μικρός κρύσταλλος, διαστάσεων 0,8x0,5x0,02mm, ο οποίος τοποθετήθηκε στο περιθλασίμετρο μονοκρυστάλλου Philips PW-1100 τεσσάρων κύκλων, του Εργαστηρίου Εφηρμοσμένης Φυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Ελήφθησαν 1719 ανακλάσεις από τις οποίες οι 1481 ήταν μοναδιαίες. Οι σταθερές της κυψελίδας, οι οποίες υπολογίστηκαν με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, έχουν ως εξής: $a = 8,877(5) \text{ \AA}$, $b = 5,632(5) \text{ \AA}$, $c = 10,154(4) \text{ \AA}$ και $\beta = 115,454(12)^\circ$ (Πιν. 3).

Πίνακας 3. Κρυσταλλοδομικά δεδομένα του εξετασθέντος επιδότου.

Εμπειρικός τύπος	$\text{Ca}_2\text{Al}_{2,18}\text{Fe}_{0,82}\text{Si}_3\text{O}_{13}\text{H}$
Κρυσταλλογραφικό σύστημα	Μονοκλινές
Ομάδα συμμετρίας χώρου	$P 2_1/m$
Διαστάσεις κυψελίδας	$a=8,887 \text{ \AA}$, $b=5,632 \text{ \AA}$, $c=10,154 \text{ \AA}$, $\beta=115,454^\circ$
Όγκος κυψελίδας V	$458,89 \text{ \AA}^3$
Αριθμός μορίων ανά μονάδα κυψελίδας Z	2
F(000)	445,0
Δείκτες ανακλάσεων	$-12 < h < 11$, $0 < k < 7$, $0 < l < 14$
Ανακλάσεις που μετρήθηκαν	1719
Δείκτης Αξιοπιστίας R	0,032

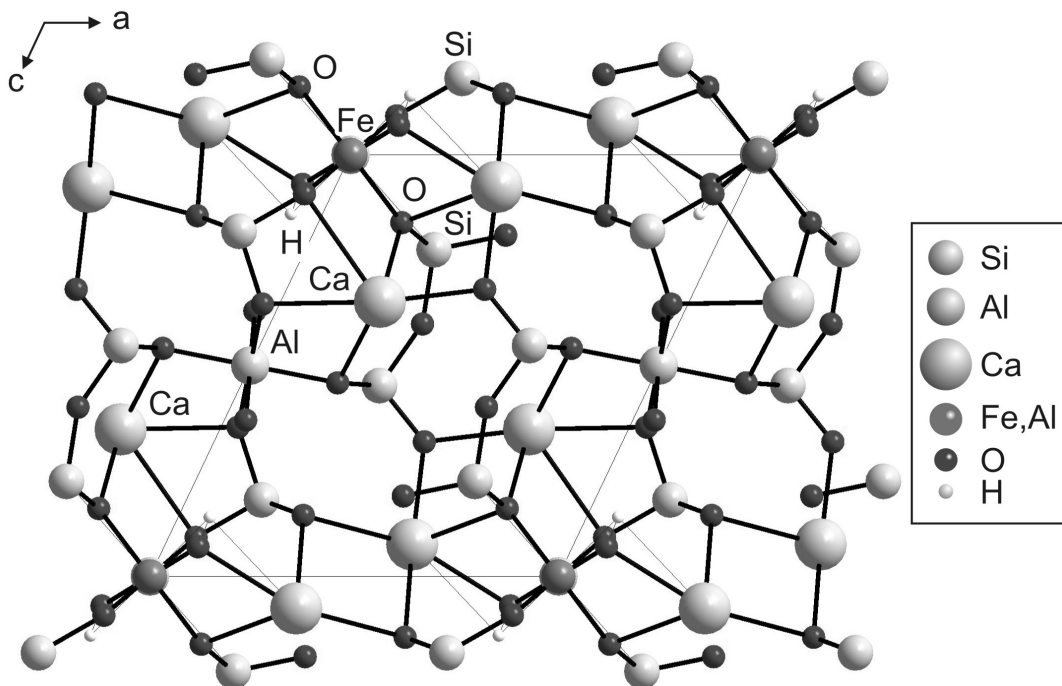
Τα τρισδιάστατα δεδομένα έντασης μετρήθηκαν με ακτινοβολία MoK α και με τη χρήση μονοχρωμάτορα γραφίτη. Ο ακριβής υπολογισμός της απορρόφησης κρίθηκε ως απαραίτητος λόγω του πολύ μεγάλου συντελεστή απορρόφησης ($\mu=2,44 \text{ mm}^{-1}$) και της μορφής του κρυστάλλου (λεπτοπλακώδης). Οι συστηματικές κατασβέσεις και οι στατιστικές έντασης έδειξαν ότι ο κρύσταλλος ανήκει στην κεντροσυμμετρική ομάδα χώρου $P2_1/m$.

Η δομή προσδιορίστηκε κυρίως από τον άμεσο προσδιορισμό φάσης με τη χρήση των προγραμμάτων SHELX76 (Sheldrick 1976) και SHELX86 (Sheldrick 1993).

Οι τελικές παράμετροι θέσης και οι θερμοκοί παράγοντες δόνησης για όλα τα άτομα της ένωσης δίνονται στον πίνακα 4. Ο βαθμός κατάληψης θέσης για όλα τα άτομα είναι 1 (100%) εκτός του (Al, Fe)₃, όπου έχουμε μερική κατάληψη από Al (0.18) και Fe (0.82), με ποσοστά 18% και 82% αντίστοιχα. Στο σχήμα 4 δίνεται η κλινογραφική προβολή του εξεταζομένου επιδότου ενώ στο σχήμα 5 παρουσιάζονται τα πολύεδρα σύνταξης για τα άτομα Ca, (Al,Fe) και (Al,Si).

Πίνακας 4. Θέσεις ατόμων, και παράγοντες ανισότροπης θερμικής κίνησης.

Ατομο	X	Y	Z	U ₁₁	U ₂₂	U ₃₃	U ₂₃	U ₁₃	U ₁₂
Ca1	0,75686	0,75	0,65127	0,01371	0,00703	0,00583	0,00000	0,00562	0,00000
Ca2	0,60460	0,75	0,92400	0,01227	0,01587	0,00364	0,00000	0,00142	0,00000
Si1	0,33958	0,75	0,54743	0,00627	0,00315	0,00207	0,00000	0,00076	0,00000
Si2	0,18396	0,75	0,81864	0,00546	0,00380	0,00167	0,00000	0,00052	0,00000
Si3	0,68481	0,25	0,77467	0,00627	0,00383	0,00254	0,00000	0,00082	0,00000
Al1	1,00000	0,5	1,00000	0,00608	0,00274	0,00331	-0,00007	0,00018	-0,00005
Al2	0,00000	0,5	0,5	0,00540	0,00149	0,00148	0,00025	0,00015	0,00032
Al3	0,29419	0,25	0,72428	0,01311	0,01250	0,01769	0,00000	-0,02889	0,00000
Fe(3)	0,29419	0,25	0,72428	0,00556	0,00347	0,00160	0,00000	0,00188	0,00000
O1	0,23403	0,50588	0,54093	0,00804	0,00406	0,00724	-0,00031	0,00233	-0,00037
O2	0,30439	0,51853	0,85552	0,00948	0,00615	0,00446	0,00067	0,00229	0,00258
O3	0,79554	0,01384	0,83904	0,00913	0,00420	0,00671	-0,00070	-0,00156	0,00082
O4	0,05240	0,25	0,62941	0,00760	0,00448	0,00271	0,00000	0,00099	0,00000
O5	0,04191	0,75	0,64599	0,00870	0,00385	0,00180	0,00000	0,00031	0,00000
O6	0,06752	0,75	0,90765	0,00923	0,00431	0,00508	0,00000	0,00420	0,00000
O7	0,51500	0,75	0,68092	0,00818	0,00886	0,00433	0,00000	-0,00067	0,00000
O8	0,52657	0,25	0,80940	0,01206	0,01266	0,01003	0,00000	0,00683	0,00000
O9	0,37316	0,75	0,40122	0,19140	0,01828	0,00433	0,00000	0,00618	0,00000
O10	0,91694	0,75	1,07019	0,00872	0,00588	0,00310	0,00000	0,00200	0,00000
H1	0,92226	0,75	1,14034	0,05675					

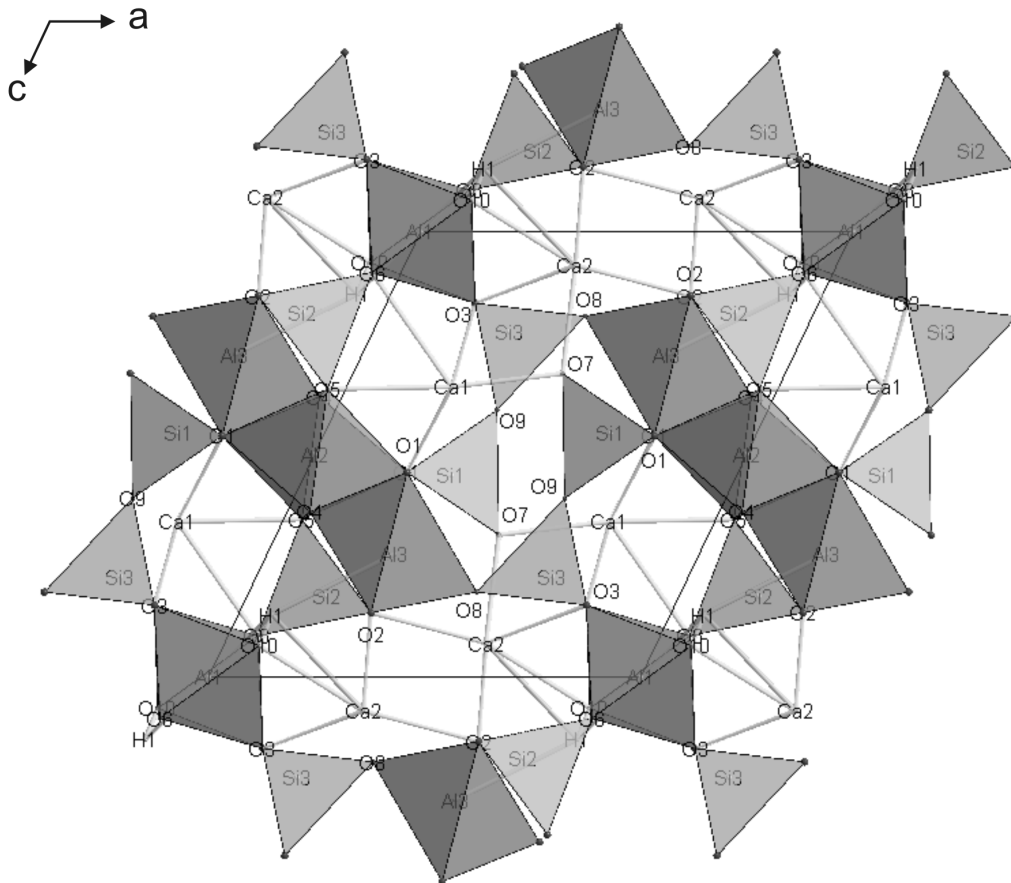


Σχήμα 4. Κλινογραφική προβολή της δομής του μαγματικού επιδότου παράλληλα στον άξονα b.

5 ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η γεωχημεία των επιδότων που εξετάζονται έδειξε ότι το δείγμα STH (μαγματικό) διαφέρει από το μεταμορφικό (ΚΧ6) και από το επίδοτο του σχηματισμού skarn (ΚΙΜ1), όσον αφορά τα κύρια στοιχεία έχοντας μικρότερες τιμές πιστασίτη. Διακρίνεται όμως σαφέστατα όσον αφορά τα ιχνο-

στοιχεία, έχοντας για όλα τα αναλυθέντα ιχνοστοιχεία υψηλότερες τιμές (Σχ. 3). Τα στοιχεία αυτά σε συνδυασμό με κάποια ιστολογικά και παραγενετικά χαρακτηριστικά καθώς και με το ιδιόμορφο των κρυστάλλων του συνηγορούν για τη μαγματική του προέλευση και ταυτόχρονα συμφωνούν με τα συμπεράσματα άλλων συγγραφέων που ασχολήθηκαν με το μαγματικό επίδοτο (βλ. Stephen & Morrison 1997, Dahlquist 2001).



Σχήμα 5. Πολύεδρα σύνταξης γύρω από τα άτομα Si και Al.

Αν και η δομή του μαγματικού επιδότου της Σιθωνίας βρέθηκε ότι είναι παρόμοια με τις δομές επιδότων που προσδιορίστηκαν με τις προηγούμενες αναφερθείσες έρευνες σε μη μαγματικά επίδοτα (Dollase 1968,1971, Gabe et al. 1973, Stergiou et al. 1987), οι διαφορετικές συνθήκες σχηματισμού του κρυστάλλου (υψηλή πίεση), οι σχέσεις αναλογίας μεταξύ του Fe και του Al στη δομή και οι διαφορές των ατόμων σύνδεσης για το εξεταζόμενο επίδοτο μας οδήγησαν στο να συνεχίσουμε τον προσδιορισμό αυτής της δομής.

Έτσι, η δομή του μαγματικού επιδότου της Σιθωνίας βρέθηκε ότι αποτελείται από τετράεδρα Si, οκτάεδρα Al ή Al-Fe και σύνθετα πολύεδρα Ca. Το κάθε ένα από τα τρία άτομα Si (Si1, Si2, Si3) είναι συνδεδεμένα με 4 άτομα O σχηματίζοντας τετράεδρα πυριτίου. Δύο από τα τρία τετράεδρα (Si(1) και Si(3)) συνδέονται μεταξύ τους διαμορφώνοντας μια ομάδα Si_2O_7 . Στην ομάδα αυτή τα τετράεδρα Si(1) και Si(3) έχουν ένα κοινό άτομο οξυγόνου το O9. Τα δύο άτομα Al είναι συνδεδεμένα με 6 άτομα O. Το άτομο Fe που μοιράζεται τη θέση του με το άτομο Al διαμορφώνει ένα πολύ διαστρεβλωμένο οκτάεδρο.

Όπως φαίνεται στο σχήμα 5, η δομή περιέχει δύο τύπους αλυσίδων οι οποίες αποτελούνται από οκτάεδρα που μοιράζονται κοινές ακμές. Τα ενωμένα οκτάεδρα Al(1)O₆ διαμορφώνουν μια ενιαία

αλυσίδα. Τα πολυέδρα $Al(1)O_6$ και $(Fe,Al)O_6$ σχηματίζουν μια οδοντωτή αλυσίδα οκτάεδρων, η οποία εκτείνεται παράλληλα στον άξονα b. Τα άτομα $Al(1)$ και (Fe,Al) βρίσκονται στον άξονα b σε ειδικές θέσεις συμμετρίας.

Μια πιο πολύπλοκη αλυσίδα πολυέδρων, τα οποία μοιράζονται κοινές κορυφές, εκτείνεται παράλληλα στον άξονα c και αποτελείται από εναλλασσόμενα οκτάεδρα $Al(1)O_6$ – τετράεδρα $Si(2)O_4$ – οκτάεδρα $Al(2)O_6$ – τετράεδρα $Si(2)O_4$. Δύο οκτάεδρα $Al(1)$ και ένα τετράεδρο $Si(2)$ μοιράζονται το άτομο $O(6)$ ενώ το τετράεδρο $Si(2)$ και το επόμενο οκτάεδρο $Al(2)$ έχουν κοινό το άτομο $O(5)$. Οι γωνίες $Al(1)-Si(2)-Al(2)$ είναι $126,11^\circ$ και $102,47^\circ$ αντίστοιχα.

Τα δύο άτομα Ca έχουν αριθμό σύνταξης 9 και 10 σχηματίζοντας πολύπλοκα πολυέδρα που ενώνονται με ακμές τους και σχηματίζουν αλυσίδα παράλληλη στον άξονα b. Μεταξύ των δύο ατόμων O_2 σχηματίζεται ακμή η οποία αποτελεί κοινή ακμή για τα δύο πολυέδρα Ca. Μεταξύ των ατόμων $Ca_2-Si_2-Al_2-Si_1$ υπάρχουν σήραγγες που προσανατολίζονται κατά μήκος του άξονα b (Σχ. 4). Τα πολυέδρα $Ca(2)$ και τα οκτάεδρα $Al(1)$ μοιράζονται μια κοινή ακμή O_3-O_{10} .

Σε αντίθεση με τα αποτελέσματα των Gabe et al. (1973) για την ύπαρξη συρρίκνωσης του μήκους δεσμών στα οκτάεδρα της δομής, που οφείλεται στο ποσοστό του σιδήρου (Πίν. 2), στο επίδοτο που εξετάζεται φαίνεται ότι το ποσοστό αυτό δε διαδραματίζει τον κύριο ρόλο. Η ύπαρξη της υψηλής πίεσης και πιθανόν των σπάνιων γαιών κατά τη διάρκεια του σχηματισμού του ορυκτού μας έδωσε μάλλον αντίθετα αποτέλεσμα από εκείνα που αναφέρθηκαν ήδη στη βιβλιογραφία.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι αναλύσεις ιχνοστοιχείων έγιναν στο Τμήμα Γεωεπιστημών του Πανεπιστημίου του Bristol (H.B.) στα πλαίσια του κοινοτικού προγράμματος "Training and mobility of researchers" του οποίου ο Γ.Χ. έκανε χρήση. Οι αναλύσεις κύριων στοιχείων έγιναν στο Τμήμα Γεωλογίας του Πανεπιστημίου του Manchester (H.B.) το οποίο οι Γ.Χ και Γ.Ε. ευχαριστούν.

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Χριστοφίδης Γ. & Ελευθεριάδης Γ. 1992. Μαγματικό επίδοτο από τους πλουτωνίτες της Σιθωνίας και Ουρανούπολης (Χαλκιδική). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 35, 389-400.
- Christofides G., D'Amico C., Del Moro A., Eleftheriadis G. & Kyriakopoulos C. 1990. Rb/Sr geochronology and geochemical characters of the Sithonia plutonic complex (Greece). *Eur. J. Mineral.*, 2, 79-87.
- Christofides G. Eleftheriadis G., Neiva A.M., Vlahou M. & Papadopoulou L. 1998. Major and trace element geochemistry of micas and amphiboles of the Sithonia pluton (Chalkidiki, N.Greece): Constraints on its evolution. *Proc. 8th Congress of GSG, Patras, 1998. Bull. Geol. Soc. Greece*, 32/3, 231-240.
- Dahlquist J.A. 2001. REE fractionation by accessory minerals in epidote-bearing metaluminous granitoids from the Sierras Pampeanas, Argentina. *Min. Mag.*, 65, 463-475.
- Deer W.A., Howie R.A. & Zussman J. 1963. *Rock-forming minerals*, 3, Longman Press, London, 270 pp.
- Dollase W.A. 1968. Refinement and comparison of the structures of zoisite and clinozoisite. *Am. Mineral.*, 53, 1882-1898.
- Dollase W.A. 1971. Refinement and comparison of the structures of epidote, allanite and hancockite. *Am. Mineral.*, 56, 447-464.
- Gabe E.J., Portheine J.C. & Whitlow S.H. 1973. A reinvestigation of the epidote structure confirmation of the iron location. *Am. Mineral.*, 5, 218-223.
- Moench R.H. 1986. Comments and reply on "Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "magmatic epidote and its petrologic significance". *Geology*, 14, 187-188.
- Naney M.T. 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Am. J. Sci.*, 283, 993-1033.
- Niggli P. 1926. *Lehrbuch der Mineralogie, II. Spezielle Mineralogie. Zweite Aufgabe.* Verlag von Gebrüder Bornträger, Berlin, 698 pp.
- Schmidt M.W. & Thompson A.B. 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *Am. Mineral.*, 81, 462-474.
- Sheldrick G.M. 1976. SHELX-76, Program for crystal structure determinations. Univ. of Cambridge, England.
- Sheldrick G.M. 1993. SHELX-86, Program for crystal structure refinement. Göttingen University, Germany.
- Stephen D.K. & Morrison J. 1997. Distinguishing magmatic from subsolidus epidote: laser probe oxygen isotope compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 126, 265-274.

- Stergiou A.C. Rentzeperis P.J. & Sklavounos S. 1987. Refinement of the crystal structure of a medium iron epidote. *Z. Kristallogr.*, 178, 297-305.
- Tulloch A.J. 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 105-117.
- Tulloch A.J. 1986. Comments and reply on "Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "magmatic epidote and its petrologic significance". *Geology*, 14, 186-187.
- Zen E-an 1985. Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America. *Geology*, 13, 266-269.
- Zen E-an & Hammarstrom J.M. 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, 12, 515-518.
- Zen E-an & Hammarstrom J.M. 1986. Comments and reply on "Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America" and "Magmatic epidote and its petrologic significance". *Geology*, 14, 188-189.

ABSTRACT

MAGMATIC EPIDOTE FROM THE SITHONIA PLUTON (CHALKIDIKI): COMPARATIVE GEOCHEMISTRY AND CRYSTAL STRUCTURE

Keramidas K.¹, Voutsas G.¹, Christofides G.² and Eleftheriadis G.²

¹ *Applied Physics Laboratory, School of Physics, Aristotle University of Thessaloniki, 541 24 Thessaloniki, Greece. kerdas@auth.gr, voutsas@auth.gr*

² *Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 546 21, Thessaloniki, christof@geo.auth.gr, gelefthe@geo.auth.gr*

The Sithonia pluton (Chalkidiki, N. Greece) is characterized by the presence of epidote as a mineral constituent. Textural relations and idiomorphism of epidote crystals support a primary (magmatic) origin for it. Investigation of the Sithonia magmatic epidote shows that it is in general chemically homogenous without any chemical zoning. Its major element geochemistry is similar to normal epidote. Compared with an epidote from a skarn formation and a metamorphic epidote the Sithonia magmatic epidote has lower values (26.8%) of pistacite than the skarn epidote (28.4%) and the metamorphic epidote (30.0%). Trace elements geochemistry, however, shows higher values than the skarn epidote and much higher values than the metamorphic epidote. Trace elements compared are Sc, Ba, Rb, Cr and others as well as rare earth elements e.g. La, Ce, Pr and others. The magmatic epidote investigated belongs to the monoclinic space group $P2_1/m$. Its unit cell dimensions determined are: $a = 8.877(5) \text{ \AA}$, $b = 5.632(5) \text{ \AA}$, $c = 10.154(4) \text{ \AA}$ and $\beta = 115.454(12)^\circ$, and in general are similar to those referred for non magmatic epidote.