

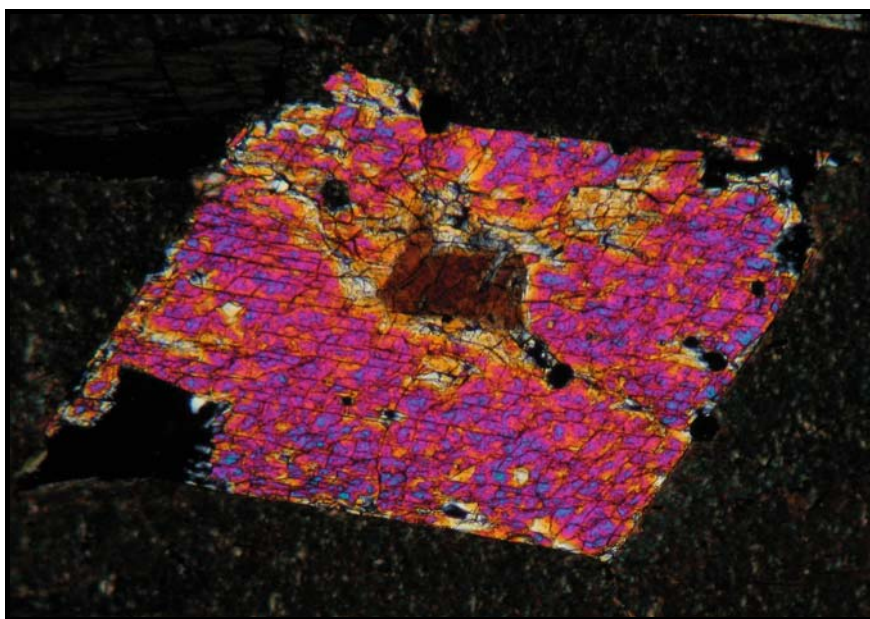
ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ - ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

του

ΓΚΙΝΗ ΠΑΝΑΓΙΩΤΗ (3691)

ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΚΥΡΙΩΝ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΣΕ ΕΠΙΔΟΤΟ ΚΑΙ ΑΛΛΑΝΙΤΗ ΑΠΟ ΤΟΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΕΛΑΤΙΑΣ



ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ

Αναπλ. Καθηγ. ΤΡΙΑΝΤΑΦΥΛΛΟΣ ΣΟΛΔΑΤΟΣ

Θεσσαλονίκη 2012

Πρόλογος

Στα πλαίσια του υποχρεωτικού μαθήματος του Ζ' εξαμήνου του Τμήματος Γεωλογίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης μου ανατέθηκε η παρούσα διπλωματική εργασία με τίτλο «Γεωχημική συμπεριφορά κυρίων στοιχείων σε επίδοτο και αλλανίτη από τον πλουτωνίτη της Ελατιάς», η εκπονήθηκε στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Α.Π.Θ.

Σκοπός της εργασίας είναι η μελέτη με τη βοήθεια χημικών αναλύσεων της συμπεριφοράς των κυρίων στοιχείων στα επουσιώδη ορυκτά επίδοτο και αλλανίτη από τα γρανιτικά πετρώματα του πλουτωνίτη της Ελατιάς.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον αναπληρωτή καθηγητή κ. Τριαντάφυλλο Σολδάτο για την ανάθεση του θέματος και την πολύτιμη βοήθεια και ενδιαφέρον του κατά την εκπόνηση της διπλωματικής μου εργασίας.

Περιεχόμενα

1. ΔΟΜΗ-ΧΗΜΕΙΑ	4
1.1. Επίδοτο	5
1.2. Αλλανίτης	8
1.3. Χημική ζώνωση	9
1.4. Εμφάνιση	11
2. ΠΕΡΙΦΡΑΦΗ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΕΛΑΤΙΑΣ	15
2.1. Τοποθεσία του πλουτωνίτη	16
2.2. Πετρογραφικοί τύποι	18
3. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΕΠΙΔΟΤΟΥ-ΑΛΛΑΝΙΤΗ	25
3.1. Επίδοτο	26
3.2. Αλλανίτης	27
3.3. Φωτογραφίες	29
4. ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ	34
4.1. Αναλυτική μέθοδος	35
4.2. Αποτελέσματα	36
4.3. Συμπεράσματα	44
5. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	46

1. ΔΟΜΗ-ΧΗΜΕΙΑ

1.1. Επίδοτο

Όλα τα μέλη της ομάδας του επιδότου έχουν στη δομή τους αλυσίδες που στις άκρες τους μοιράζονται οκτάεδρα παράλληλα στον άξονα b και συνδέονται στη κατεύθυνση του c άξονα με απλά τετράεδρα (SiO_4) και διπλά τετράεδρα (Si_2O_7). Οι σχετικά μεγάλες κοιλότητες μέσα στο πλέγμα είναι κατειλημμένες από μεγαλύτερα κατιόντα συνήθως Ca, με αριθμό σύνταξης 9 ή 10 (Deer et al. 1986).

Μέλη της ομάδας έχουν μονοκλινή συμμετρία, εκτός από αυτά, των οποίων η σύσταση προσεγγίζει το τύπο $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$, που υπάρχει είτε με ρομβική (ζοϊσίτης) είτε με μονοκλινή συμμετρία (κλίνοζοϊσίτης). Οι διακυμάνσεις σύστασης στην ομάδα σχετίζονται κυρίως με υποκαταστάσεις: $\text{Al} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+}$ και $\text{Ca}^{2+} + \text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$. Η σύσταση μπορεί να περιγραφεί από τον παρακάτω γενικό τύπο:

$\text{X}_2\text{Y}_3\text{Z}_3(\text{O},\text{OH},\text{F})_{13}$, όπου

$\text{X} = \text{Ca}, \text{Ce}, \text{La}, \text{Y}, \text{Th}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Mn}^{3+}$

$\text{Y} = \text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}^{3+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ti}$

$\text{Z} = \text{Si}, \text{Be}$

Τα κυριότερα μέλη της ομάδας είναι:

Ζοϊσίτης (κλίνοζοϊσίτης) $\text{Ca}_2(\text{Al},\text{Fe}^{3+})\text{Al}_2\text{O}.\text{OH}.\text{Si}_2\text{O}_7.\text{SiO}_4$

Επίδοτο $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+},\text{Al})\text{Al}_2\text{O}.\text{OH}.\text{Si}_2\text{O}_7.\text{SiO}_4$

Πιεμοντίτης $\text{Ca}_2(\text{Mn}^{3+},\text{Fe}^{3+},\text{Al})_3\text{O}.\text{OH}.\text{Si}_2\text{O}_7.\text{SiO}_4$

Αλλανίτης $(\text{Ca},\text{Mn},\text{Ce},\text{La},\text{Y})_2(\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Al})_3\text{O}.\text{OH}.\text{Si}_2\text{O}_7\text{SiO}_4$

Τα ορυκτά του επιδότου ανήκουν σε μια ευρεία ποικιλία παραγενέσεων. Είναι τυπικά προϊόντα περιοχικής μεταμόρφωσης. Σχηματίζονται επίσης και σε συνθήκες μεταμόρφωσης επαφής και κατά

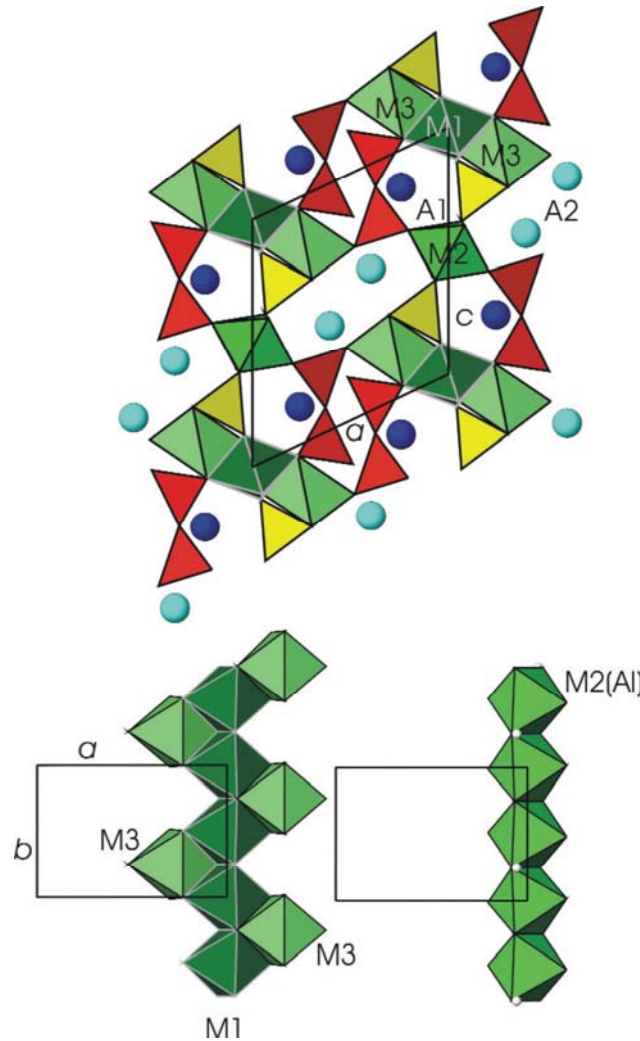
τη διάρκεια κρυστάλλωσης όξινου πυριγενούς πετρώματος (Deer et al. 1986).

Έχουν αναφερθεί επίδοτα με αξιοσημείωτα ποσά στροντίου (0,18-0,70 wt% SrO) στο μετατοναλίτη του La Halle (Stavelot, Βέλγιο) και ένα επίδοτο σε νορίτη του συμπλόκου του ανατολικού Bushveld. Ελάχιστα ποσά βαναδίου δεν είναι ασυνήθιστα και αναφέρεται και περιεκτικότητα 0,35 wt% V₂O₅ για το επίδοτο του μεταβασάλτη του Challes (Stavelot, Βέλγιο). Η παρουσία φωσφόρου φαίνεται σε αναλύσεις πολλών επιδότων, αλλά μόνο σε μικρά ποσά και δεν είναι βέβαιο αν αντιπροσωπεύει μια μικρή αντικατάσταση πυριτίου ή αν προκύπτει από εγκλείσματα απατίτη. Μια ασυνήθιστα υψηλή περιεκτικότητα P₂O₅ (0,42 wt%) αναφέρεται για ένα επίδοτο από έναν γλαυκοφανιτικό σχιστόλιθο (Deer et al. 1986).

Ένας αριθμός από επίδοτα με ασυνήθιστες περιεκτικότητες σε στοιχεία που κανονικά εμφανίζονται μόνο σε ίχνη, έχει παρ' όλα αυτά περιγραφεί. Αυτά περιλαμβάνουν χρωμιούχο επίδοτο (πάνω από 7,12 wt% Cr₂O₃), μολυβδούχο επίδοτο (18,53 wt% PbO), βαναδιούχο επίδοτο (11,29 wt% VO₃), στροντιούχο επίδοτο (SrO 1,14 wt%) κ.ά.

Στην πλειοψηφία της ισόμορφης σειράς κλινοζοϊσίτη – επιδότου, οι σπάνιες γαίες είτε απουσιάζουν είτε είναι παρούσες σε ίχνη. Ένας μικρός αριθμός περιπτώσεων με σχετικά μεγάλα ποσά έχει αναφερθεί. Το ορυκτό που περιγράφεται ως επίδοτο–αλλανίτης και βρίσκεται σε Skarn (Rudashevskii 1969) έχει συνολικά περιεκτικότητα σε σπάνιες γαίες 6,9 wt%. Το ορυκτό δείχνει μερική “μετάμιξη”, οπτικές ιδιότητες όμοιες με του αλλανίτη παρά με αυτές του επιδότου και διάγραμμα ακτινών X - μετά από θέρμανση στους 800°C - όμοιο με εκείνα του αλλανίτη. Πιο πρόσφατα, οι Maaskant et al. (1980) έχουν περιγράψει έναν κλινοζοϊσίτη με σπάνιες γαίες 6,3 wt%, από ένα ασβεστοπυριτικό πέτρωμα. Άλλα ορυκτά της ομάδας επιδότου, που περιέχουν παρόμοια ποσά σπάνιων

γαιών, έχουν περιγραφεί ως αλλανίτης και είναι πιθανόν αυτά, τα επίδοτο-αλλανίτες και οι κλινοζοϊσίτες με σπάνιες γαίες να αντιπροσωπεύουν ενδιάμεσες συστάσεις μιας ισόμορφης σειράς μεταξύ κλινοζοϊσίτη – επιδότου και αλλανίτη. (Rudashevskii 1969, Maaskant et al. 1980 σε Deer et al. 1986)



Σχ. 1.1. Δομή του επιδότου.

Η δομή του κλινοζοϊσίτη φαίνεται στο σχήμα 1.1. Η δομή περιέχει αλυσίδες, παράλληλες στον άξονα b, που μοιράζονται στις άκρες 2 ειδών οκτάεδρα. Η μία αλυσίδα αποτελείται αποκλειστικά από οκτάεδρα M2, ενώ η άλλη είναι αλυσίδα με οκτάεδρα M1, που ενώνονται εναλλάξ εκατέρωθεν με M3 οκτάεδρα κατά μήκος της αλυσίδας. Τα M1 και M2

κατιόντα είναι κεντροσυμμετρικά. Το M3 δεν είναι κεντροσυμμετρικό. Οι αλυσίδες των οκταέδρων γεφυρώνονται στην κατεύθυνση του άξονα b με απλά τετράεδρα [SiO₄] και διπλά τετράεδρα [Si₂O₇] που μοιράζονται τα οξυγόνα τους. Το πλαίσιο που σχηματίζεται περιέχει σχετικά μεγάλες κοιλότητες που καταλαμβάνονται από άτομα Ca με εννιαπλή ή δεκαπλή σύνταξη (Deer et al. 1986).

Τα M2 οκτάεδρα περιέχουν μόνο Al και εντός της (M1, M3) αλυσίδας η θέση M3 περιέχει κυρίως Fe³⁺ και Mn. Η διάταξη αυτή προκύπτει από την προτίμηση του Al για τις θέσεις M2 (που συντάσσονται με OH) και την προτίμηση των μεγαλύτερων κατιόντων Fe³⁺ και Mn για τις πιο παραμορφωμένες θέσεις M3. Η θέση του ατόμου του H δεν έχει καθορισθεί κατηγορηματικά. Οι εκτιμήσεις για την ισορροπία του σθένους δείχνουν ότι η ομάδα (OH) βρίσκεται στη θέση O(10).

1.2. Αλλανίτης

Η δομή του αλλανίτη είναι στην ουσία η ίδια η ίδια με τα υπόλοιπα μέλη της ομάδας του επιδότου. Η σύνταξη του Ca είναι λιγότερο κανονική και το Ce και οι άλλες σπάνιες γαίες εντοπίζονται στην A2 θέση που έχει εννιαπλή σύνταξη. Το πλέγμα είναι λίγο μεγαλύτερο από αυτό της σειράς κλινοζοϊσίτη-επιδότου. Οι παράμετροι της κυψελίδας δείχνουν μια γενική αύξηση με αύξηση των σπάνιων γαιών, Fe²⁺, Fe³⁺, Ti και Th, χωρίς όμως να βρεθεί κάποια συγκεκριμένη σχέση (Deer et al. 1986).

Η σύνδεση του αλλανίτη με το απλό FeAl₂-επίδοτο μπορεί να εκφρασθεί από τη διπλή αντικατάσταση $Ca^{2+} + Fe^{3+} \leftrightarrow REE^{3+} + Fe^{2+}$ και ο αλλανίτης είναι το μόνο μέλος της ομάδας του επιδότου, στο οποίο ο δισθενής Fe²⁺ είναι ουσιώδες συστατικό. Στην πλειοψηφία των

αλλανιτών υπάρχουν Th και το U σε ποσά έως και 5 ThO₂ wt% και 0,5 U₃O₈ wt%.. Έχουν περιγραφεί επίσης και σπάνιες ποικιλίες μαγγανιούχες, βηρυλλιούχες, φθοριούχες και φωσφορούχες. Ο αλλανίτης συχνά εμφανίζεται σε μεταμεικτική κατάσταση λόγω της καταστροφής του κρυστάλλου από βομβαρδισμό α-σωματιδίων εκπεμπόμενων από ραδιενεργά στοιχεία. Η μετάμειξη μειώνει τη σταθερότητα και ο αλλανίτης γίνεται πιο ευαίσθητος στην αλλοίωση.

Η μεγάλη ποικιλία στις οπτικές ιδιότητες και στη πυκνότητα των αλλανιτών οφείλεται στις μεγάλες διαφορές στη χημική σύσταση και στο βαθμό κρυσταλλικότητας σε ξεχωριστά ορυκτά.

Οι μη μεταμεικτικοί αλλανίτες ξεχωρίζουν από τα άλλα επίδοτα από το καστανό τους χρώμα, ενώ οι μεταμεικτικοί από τον ισότροπο χαρακτήρα τους και την παρουσία ρωγμών. Οι μη μεταμεικτικοί αλλανίτες ξεχωρίζουν από τις καστανές αμφιβόλους από τον απλό σχισμό και την ορθή κατάσβεση παράλληλα με την επιμήκυνση (παράλληλα στον άξονα b). Οι ισότροπες ποικιλίες ξεχωρίζουν από τους μελανίτες (γρανάτες) από τον μικρότερο δείκτη διάθλασης.

Ο αλλανίτης είναι χαρακτηριστικό επουσιώδες ορυκτό στους γρανίτες, γρανοδιορίτες, μονζονίτες και συηνίτες, και εμφανίζεται σε μεγάλες ποσότητες σε ασβεστολιθικά skarn και σε πηγματίτες (Deer et al. 1986).

1.3. Χημική ζώνωση

Όπως συμβαίνει και σε άλλα νήσο- και σωροπυριτικά ορυκτά, η χημική ζώνωση είναι ένα σύνηθες χαρακτηριστικό σε ορυκτά της ομάδας του επιδότου. Σε λεπτή τομή, η ζώνωση είναι μερικές φορές εμφανής από την ένταση του χρώματος (μόνο με πολωτή), χαρακτηριστικά όμως

φαίνεται στα χρώματα πόλωσης, επειδή η διπλοθλαστικότητα είναι συνάρτηση της χημικής σύστασης, ειδικά της περιεκτικότητας σε Fe - Al. Έτσι, ακόμα και μικρές αλλαγές σε Fe - Al είναι εμφανείς με πολωτή και αναλυτή. Η ζώνωση οφείλεται κυρίως στην ανάπτυξη παρά στη διάχυση, επειδή οι τυπικές εμφανίσεις επιδότων είναι σε πετρώματα που δεν έχουν δεχθεί θερμοκρασίες πάνω από 700° C. Η ζώνωση συχνά επηρεάζεται από ανάδρομη διάλυση-καθίζηση. Αντανακλά τις αλλαγές των παραμέτρων P-T (Grapes & Hoskins 2004) και εξαρτάται έντονα από τα χόσματα μείξης και από τη μετάβαση ζοϊσίτη σε κλινοζοϊσίτη (Franz & Selverstone 1992). Επιπρόσθετα εξαρτάται από τη μερική πίεση οξυγόνου (f_{O_2}), η οποία εξαρτάται από την παρουσία στερεών ορυκτών φάσεων και την παρουσία ρευστής φάσης. Η ζώνωση μπορεί επίσης να ελεγχθεί από την παρουσία, τοπικά, δυσκίνητων κατιόντων όπως το Cr^{3+} . Οι Sanchez-Viscaino et al. (1995) περιέγραψαν μια τέτοια κατάσταση, όπου η παρουσία υπολειμματικών κόκκων χρωμίτη επηρέαζε ισχυρά την τοπική σύσταση του επιδότου, με αποτέλεσμα ένα περίπλοκο μοντέλο ζώνωσης. Η περιεκτικότητα σε Cr ποικίλει από 4 wt% ως πάνω από 10 wt% σε μία απόσταση 50 μm , γεγονός που απεικονίζεται στη ζώνωση του επιδότου. Παρόμοια ασυνήθιστα μοντέλα ζώνωσης παρατηρούνται συχνά σε χαμηλής θερμοκρασίας μεταμορφωμένα πετρώματα, όπου μικροί ξεχωριστοί κόκκοι επιδότου σχηματίζουν έναν μονοκρύσταλλο. Οι Gieré & Sorensen (2004) δείχνουν ένα παράδειγμα ζώνωσης πυρήνα-περιφέρειας αλλανίτη-επιδότου, όπου τα περιγράμματα του εσωτερικού πυρήνα δείχνουν μία τέτοια ασυνήθιστη ζώνωση.

Η ζώνωση πυρήνα-περιφέρειας, όμως, είναι η γενική κατάσταση και οι Grapes & Hoskins (2004) δίνουν μερικούς κανόνες. Σε πολλές περιπτώσεις, το πλούσιο σε Fe επίδοτο αναπτύσσεται αρχικά σε συνθήκες υποπρασινοςχιστολιθικής φάσης και η περιεκτικότητα σε Al αυξάνεται σε συνθήκες αμφιβολιτικής φάσης, αλλά να σημειωθεί ότι

υπάρχουν και εξαιρέσεις. Στο ζοϊσίτη, οι πυρήνες είναι συνήθως πλούσιοι σε Fe. Αντικατάσταση των πλούσιων σε Fe ζωνών από ζώνες πλούσιες σε Al παράλληλα στο (100) έχει σαν αποτέλεσμα μια ταινιωτή εμφάνιση σε τομές παράλληλα στον κρυσταλλογραφικό άξονα b.

Κλεψυδροειδής ζώνωση (sector zoning) περιγράφηκε στο ζοϊσίτη (Enami 1977, Enami et al. 2004) σε τρία επίπεδα (100), (010) και (001). Επειδή το (100) είναι η διεύθυνση της πιο αργής ανάπτυξης φαίνεται ότι το Al είναι επιλεκτικά ενσωματωμένο συγκριτικά με το Fe. Στο επίδοτο, τα επίπεδα είναι (100), (110), (001) και (101) (Yoshizawa 1984, Banno & Yoshizawa 1993). Ζώνωση σε επίπεδα παρατηρήθηκε επίσης σε πλούσια σε Cr επίδοτα από χαλαζιακό σχιστόλιθο (Treloar 1987a, Treloar 1987b), σε επίδοτα υψηλής πίεσης και σε υδροθερμικά επίδοτα από γεωθερμικά πεδία (Bird & Spieler 2004) και μπορεί τελικά να αποτελεί ένα αρκετά συχνό φαινόμενο (Banno & Yoshizawa 1993).

Σπάνια παρατηρείται κυματοειδής ζώνωση σε συνήθη μεταμορφικά επίδοτα. Μια εξαίρεση αποτελεί η κυματοειδής ζώνωση σε χρωμιούχο επίδοτο που εμφανίζεται μαζί με κλεψυδροειδή ζώνωση (Treloar 1987a). Σε υδροθερμικά επίδοτα δεν είναι σπάνια. Οι Bird & Spieler (2004) αναφέρουν αρκετές τέτοιες περιπτώσεις, όπως για παράδειγμα σε ένα πλούσιο σε Mn κλινοζοϊσίτη από μια φλέβα υδροθερμικού χαλαζία (Baja California).

1.4. Εμφάνιση

Τα ορυκτά της ομάδας επιδότου είναι σταθερά σε ένα μεγάλο εύρος πίεσης και θερμοκρασίας. Θεωρούνται ως τυπικά μεταμορφικά ορυκτά, είναι επίσης γνωστά και ως μαγματικά, είναι πολύ σημαντικά ως υδροθερμικά ορυκτά και εμφανίζονται ως βαριά ορυκτά σε ιζήματα. Δεν

είναι μόνο το μεγάλο εύρος της πίεσης και της θερμοκρασίας, αλλά επίσης και το μεγάλο εύρος στη σύσταση των επιδότων που τα κάνει σημαντικά συστατικά σε πολλά πετρώματα. Η χημική μεταβολή αφορά κυρίως τα κύρια στοιχεία Al_2O_3 και Fe_2O_3 , καθώς και τα ιχνοστοιχεία Mn_2O_3 , Cr_2O_3 , SrO , PbO και REE. Συνεπώς, τα επίδοτα εμφανίζονται τόσο σε πετρώματα με συνηθισμένη σύσταση όσο και σε σπάνια πετρώματα, που είναι πλούσια σε ιχνοστοιχεία όπως τα σε μεταλλεύματα. Όμως, η δομή του επιδότου είναι τέτοια, ώστε να συγκεντρώνει τα ιχνοστοιχεία του πετρώματος, ανεξάρτητα από τη συγκέντρωσή τους στο πέτρωμα, κάτι που το κάνει πολύ σημαντικό επουσιώδες ορυκτό.

Εκτός από το να αποτελούν σημαντικά πετρογενετικά ορυκτά των πετρωμάτων, τα επίδοτα είναι επίσης άφθονα σε φλέβες και κοιλότητες, οι οποίες αναπτύσσονται κατά τη διάρκεια διαφόρων σταδίων και σε διάφορα σχήματα και διαστάσεις μέσα σε μεταμορφωμένα, πυριγενή και υδροθερμικά πετρώματα. Αυτό δείχνει ότι η μετασώματωση και η αλληλεπίδραση ρευστής φάσης – πετρώματος μπορεί να παίζει ένα σημαντικό ρόλο στο σχηματισμό του επιδότου. Ο επιδοσίτης (epidosite, Johansson 1937) είναι ένα πέτρωμα που αποτελείται κυρίως από επίδοτο και χαλαζία και η γέννησή του εξηγείται συνήθως ως αποτέλεσμα μεταφοράς μάζας (mass transport) μέσω ρευστής φάσης. Ο σχηματισμός επιδότου (epidotization) κυρίως από άστριο παρατηρείται σε πολλά πυριγενή πετρώματα κατά τη διάρκεια ενός σταδίου χαμηλής θερμοκρασίας, συνήθως σε γεωθερμικά πεδία και σε εξαλλοιωμένο ωκεάνιο φλοιό (Bird & Spieler 2004). Ο όρος “ελσινκίτης” (helsinkite) χρησιμοποιείται για τέτοια πετρώματα και ο όρος “σωσσυριτίωση” για τη διαδικασία. Ο Rosenbusch σημείωσε ήδη από το 1887 ότι η σωσσυριτίωση είναι μια μεταμορφική διαδικασία, και όχι φαινόμενο αποσάθρωσης, και ο Johansson (1937) σημείωσε τη σημαντική αντίδραση $\text{αλβίτης} + \text{ανορθίτης} + \text{νερό} = \text{ζοϊσίτης} + \text{παραγωνίτης} + \text{χαλαζίας}$.

Αυτή, όμως, η παραγένεση προκύπτει μόνο σε υψηλή πίεση σχεδόν 0.8 GPa (Franz & Althaus 1977).

Αναφορικά με την ιζηματογενή προέλευση του επιδότου δεν έχουν ακόμη αναφερθεί περιπτώσεις αυθιγενούς σχηματισμού σε συνθήκες χαμηλής πίεσης, μπορεί όμως να σχηματιστεί στο στάδιο υψηλής θερμοκρασίας της διαγένεσης. Είθισται η παρουσία των ορυκτών της ομάδας του επιδότου να χαρακτηρίζει συνθήκες μεταμόρφωσης χαμηλού – μέσου βαθμού, κάτι όμως που θα πρέπει να αντιμετωπίζεται με επιφύλαξη δεδομένου του μεγάλου εύρους σταθερότητας όλης της ομάδας του συγκεκριμένου ορυκτού. Πιο πρόσφατες μελέτες έδειξαν ότι συνδυασμός συμβατικών χημικών και ισοτοπικών αναλύσεων των επιδότων θα δώσει καλύτερο αποτέλεσμα, επειδή επιτρέπει τη διάκριση μεταξύ των πετρωμάτων που προέρχονται από το μανδύα και αυτών που προέρχονται από τον φλοιό.

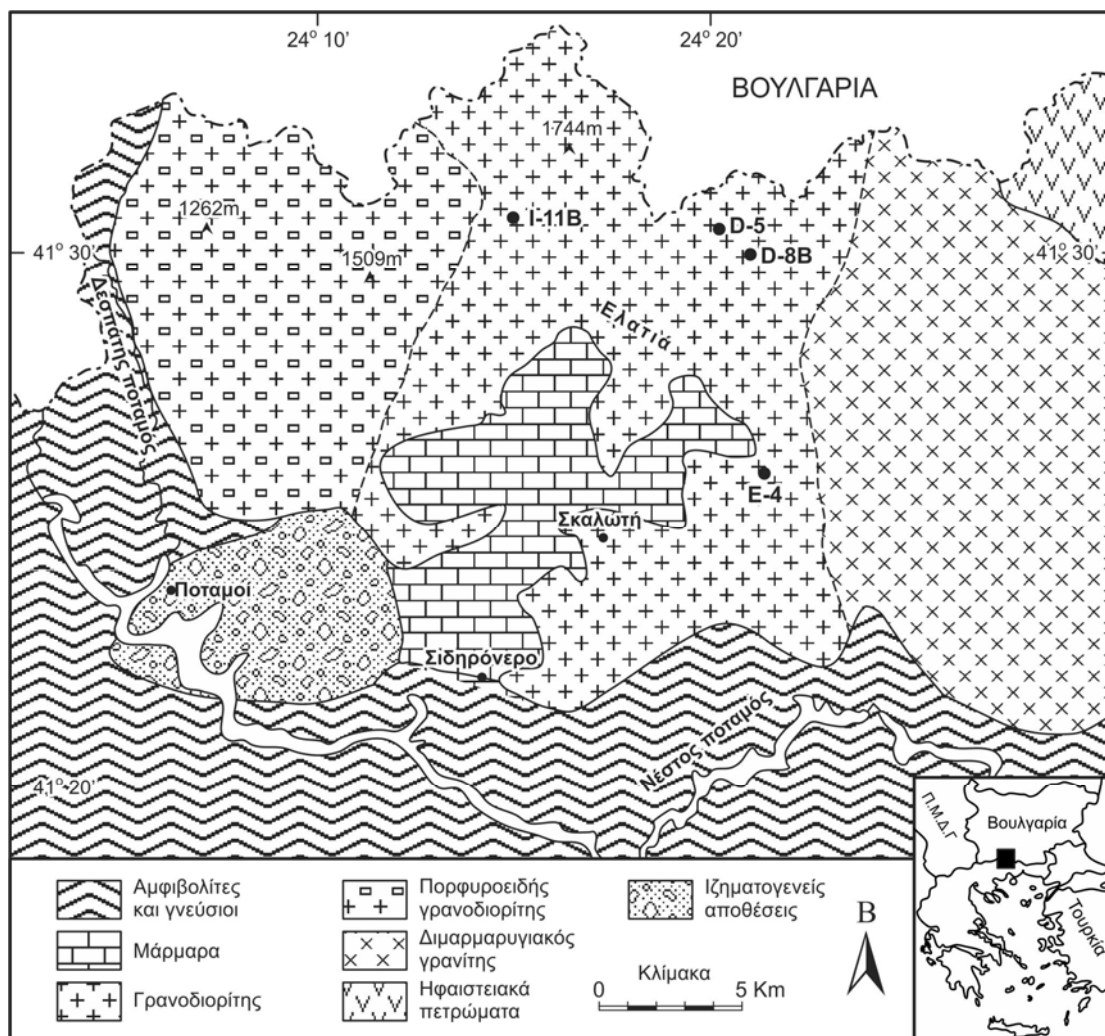
Η ελάχιστη πίεση για τη σταθερότητα του επιδότου δεν είναι γνωστή. Τα επίδοτα που βρίσκονται σε αβαθή γεωθερμικά πεδία σε βάθος λίγων εκατοντάδων μέτρων, δείχνουν μια πίεση μικρότερη από 100 MPa και μια θερμοκρασία κάτω των 200°C (Bird & Spieler 2004). Από την άλλη, η μέγιστη πίεση στην οποία ο ζοϊσίτης είναι σταθερός, είναι στα 7 GPa (Poli & Schmidt 2004). Η συνήθης σειρά επιδότου – κλινοζοϊσίτη αποδομείται στους 600° - 700° C, αλλά μπορεί να σταθεροποιηθεί με ενσωμάτωση REE, και έτσι ο αλλανίτης εμφανίζεται σε μια ποικιλία πυριγενών πετρωμάτων με υψηλής θερμοκρασίας κρυστάλλωση και έχει αναφερθεί από πειραματικές μελέτες στους 1050°C και σε 3 – 4.5 GPa (Green & Pearson 1983, Hermann 2002). Από μια πετρογενετική άποψη, λοιπόν, τα ορυκτά του επιδότου δεν είναι ακριβείς δείκτες. Από την άλλη, θα έχουν καλύτερη πετρογενετική εφαρμογή όταν γίνουν καλύτερα κατανοητές οι χημικές και θερμοδυναμικές τους ιδιότητες. Το μεγαλύτερο πρόβλημα που

αντιμετωπίζει ο πετρολόγος είναι η διάκριση μεταξύ των διαφόρων σταδίων σχηματισμού του επιδότου.

2. ΠΕΡΙΦΡΑΦΗ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΕΛΑΤΙΑΣ

2.1. Τοποθεσία του πλουτωνίτη

Ο πλουτωνίτης της Ελατιάς βρίσκεται στο βόρειο τμήμα του νομού Δράμας. Πήρε το όνομα του από την τοποθεσία Ελατιά που είναι η κεντρικότερη τοποθεσία της περιοχής αυτής και η οποία έχει δώσει επίσης το όνομά της στο μεγάλο δάσος που καλύπτει όλη τη γύρω περιοχή. Στους παλαιότερους η περιοχή αυτή είναι γνωστή με το όνομα Καρα Ντερέ. Το δάσος της Ελατιάς εκτιμάται σαν ένα από τα μεγαλύτερα των Βαλκανίων και από τα ωραιότερα της Ευρώπης.



Σχ. 2.1. Πετρογραφικός χάρτης του πλουτωνίτη της Ελατιάς με τις θέσεις των αναλυμένων δειγμάτων (τροποποίηση από Soldatos et al. 2001).

Ο πλουτωνίτης της Ελατιάς, που έχει έκταση περίπου 430 km², αποτελεί το μεγαλύτερο τμήμα ενός βαθύλιθου που καταλαμβάνει την Ελληνική κεντρική Ροδόπη συνεχίζεται δε και μέσα στη Βουλγαρία (Σολδάτος 1985). Βαθύλιθος χαρακτηρίζεται και από τους Βούλγαρους ερευνητές που μελέτησαν το αντίστοιχο τμήμα του πλουτωνίτη στη περιοχή Barutin-Buynovo εκτάσεως 160 km². Στον ίδιο βαθύλιθο ανήκουν και τα πλουτωνικά πετρώματα της περιοχής Σκαλωτής-Παρανεστίου που μελετήθηκαν από τους Κοτοπούλη (1981) και Σκλαβούνο (1981). Η επιφανειακή έκταση όλου του βαθύλιθου υπολογίζεται σε 850 km².

Γεωτεκτονικά ο πλουτωνίτης ανήκει στη μάζα της Ροδόπης και διεισδύει ασύμφωνα στα μεταμορφωμένα πετρώματα της περιοχής αυτής που είναι μάρμαρα κυρίως γραφιτικά και αμφιβολιτικοί και μαρμαρυγιακοί γνεύσιοι και σχιστόλιθοι (Σχ. 2.1).

Δυτικά έχει σαν όριο τον ποταμό Δεσπάτη (παραπόταμο του Νέστου) και έρχεται σε επαφή με μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και μάρμαρα, τα οποία πρέπει να περιέχουν οργανικές ενώσεις, πράγμα που διαπιστώνεται από την έντονη οσμή υδρόθειου που αναδίδουν αυτά κατά τη θραύση τους.

Προς το νότο τα όρια του όγκου τοποθετούνται βόρεια του ποταμού Νέστου και βρίσκονται κοντά στα χωριά Μικρομηλιά, Σκαλωτή και Σιδηρόνερο.

Δυτικά και βόρεια της Σκαλωτής τα πετρώματα στα οποία διεισδύει ο πλουτωνίτης είναι μάρμαρα, ενώ ανατολικά από το Σιδηρόνερο είναι αμφιβολιτικοί και μαρμαρυγιακοί γνεύσιοι.

Ανατολικά συνεχίζονται οι πλουτωνικοί σχηματισμοί Σκαλωτής-Παρανεστίου ενώ από τη βόρεια πλευρά, όπως είδη αναφέρθηκε, ο πλουτωνίτης εισχωρεί στο Βουλγαρικό έδαφος όπου διεισδύει ασύμφωνα σε ένα μεταμορφικό σύμπλεγμα που αποτελείται από προτεροζωικούς

γνεύσιους και μάρμαρα (Kamenov et al 1974, Atanasov et al 1975 σε Σολδάτος 1985).

Μέσα στον όγκο πολύ συχνά συναντιούνται εμφανίσεις μαρμάρων και γνευσίων. Συναντήσαμε ακόμα μικρές εμφανίσεις ηφαιστειακών πετρωμάτων λατιτικής μέχρι ανδεσιτικής σύστασης στις τοποθεσίες, Στραβόρεμα, Μπουζάλα και ύψωμα 1500. Βρέθηκαν ακόμα εμφανίσεις σερπεντινιωμένων υπερβασικών πετρωμάτων στις περιοχές Κρύα Βρύση, Ντουβαράκι, καθώς και μια μικρή φλεβική υποηφαιστειακή διείσδυση στη περιοχή Ζάρα.

Αξιοσημείωτη είναι η πληθώρα των πηγματιτικών φλεβών ιδίως στην περιοχή επαφής με τα γειτονικά πετρώματα κυρίως στη νότια πλευρά.

Στα σημεία επαφής του πλουτωνίτη με τα μάρμαρα παρουσιάζονται, σχετικά σπάνια, φαινόμενα θερμομεταμόρφωσης πολύ περιορισμένης έκτασης. Η ζώνη επαφής είναι συνήθως της τάξης μερικών εκατοστών.

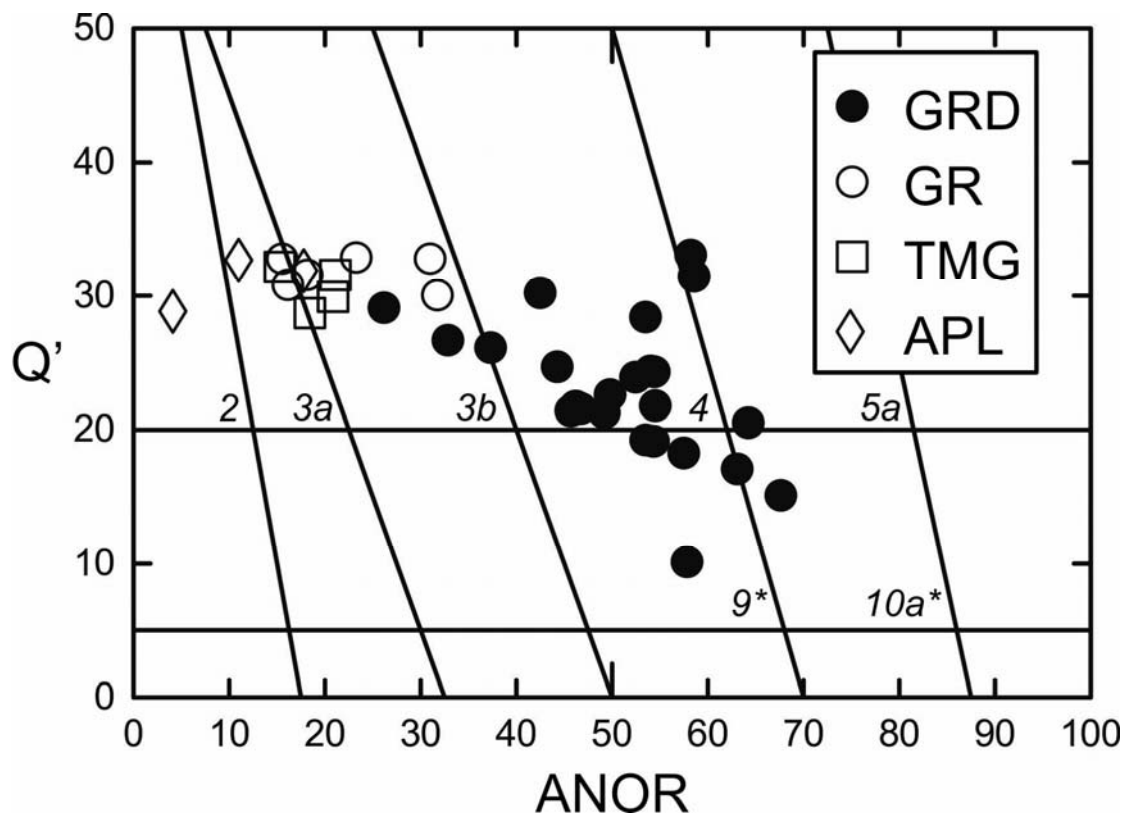
2.2. Πετρογραφικοί τύποι

Από την παρατήρηση στο ύπαιθρο βγαίνει το συμπέρασμα ότι στον πλουτωνίτη της Ελατιάς δεν υπάρχει μεγάλη ποικιλία πετρογραφικών τύπων. Σε γενικές γραμμές μπορεί να πει κανείς ότι επικρατούν οι γρανοδιορίτες και ακολουθούν οι γρανίτες. Όσον αφορά τη γεωλογική τοποθέτηση των πετρωμάτων αυτών, ο γρανοδιορίτης κατέχει το μέγιστο τμήμα της περιοχής και φαίνεται να ανταποκρίνεται σε μια βαθυλιθικού τύπου εμφάνιση ενώ οι γρανίτες, πάντοτε χαρακτηριστικά πιο λεπτόκοκκοι σε σχέση με το γρανοδιορίτη, διακόπτουν τον τελευταίο με μορφή φλεβικών διεισδύσεων μικρών ή μεγάλων διαστάσεων (Σολδάτος 1985). Πλην των παραπάνω γρανιτών, που γεωγραφικά δεν μπορούν να οριοθετηθούν μέσα στη μεγάλη μάζα του γρανοδιορίτη, υπάρχει και ο

τύπος του διμαρμαριγιακού γρανίτη που βρίσκεται στο ανατολικό μέρος της περιοχής και είναι συνέχεια του γρανίτη του Παρανεστίου (Σκλαβούνος 1981, Κοτοπούλη 1981).

Ο γρανοδιορίτης, που είναι το κύριο πέτρωμα της περιοχής, μακροσκοπικά δεν παρουσιάζει ενιαία όψη. Όχι μόνο σε μεγάλες αποστάσεις αλλά και σε έκταση λίγων μόνο μέτρων ή και εκατοστών το πέτρωμα εμφανίζει αποκλίσεις τόσο ως προς το χρωματικό δείκτη όσο και ως προς την υφή, αν και ως προς την τελευταία οι διαφορές δεν είναι ευδιάκριτες. Έτσι κάτω από το μικροσκόπιο επικρατεί ο γρανοδιοριτικός τύπος, υπάρχουν όμως και λεπτές τομές δειγμάτων τα οποία θα μπορούσαν να χαρακτηρισθούν ως χαλαζιακός μονζοδιορίτης, τοναλίτης ή και γρανίτης, που όμως δεν είναι τίποτα άλλο από μικροαποκλίσεις της μεγάλης μάζας του γρανοδιοριτικού πλουτωνίτη που καταλαμβάνει τη περιοχή. Μάλιστα για τη τελευταία περίπτωση της απόκλισης σε γρανίτη πρέπει να γίνει σαφής διάκριση ότι δε πρόκειται για το γρανίτη που αναφέρθηκε στην αρχή και του οποίου η γεωλογική εμφάνιση (με μορφή διεισδύσεων) είναι τελείως διαφορετική από αυτή του γρανοδιορίτη. Κάτι άλλο που είναι που είναι διακριτό με γυμνό μάτι και που αφορά το γρανοδιορίτη είναι η ύπαρξη κυρίως στο κεντροδυτικό μέρος της περιοχής μεγακρυστάλλων Κ-ούχων αστρίων που δίνουν στο πλουτωνίτη πορφυροειδή εμφάνιση. Πρόκειται για τον τυπικό πορφυροειδή γρανοδιορίτη

Με βάση την οπτική εξέταση, τη χημική ταξινόμηση (Σχ. 2.2, κατά Streckeisen & Le Maitre 1979) και λαμβάνοντας υπόψη τις υπαίθριες παρατηρήσεις (γεωλογική εμφάνιση) διακρίνονται οι ακόλουθοι πετρογραφικοί τύποι (Σολδάτος 1985):



Σχ. 2.2. Ταξινόμηση των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη της Ελατιάς κατά Streckeisen and Le Maitre (1979). GRD: (Κεροστιλβικός)-βιοτιτικός γρανοδιορίτης και πορφυροειδής βιοτικός γρανοδιορίτης, GR: Βιοτιτικός γρανίτης και σχιστοποιημένος λευκογρανίτης, TMG: Διμαρμαργιακός γρανίτης, APL: Απλίτες και πηγματίτες. (από Soldatos et al. 2001).

1. (Κεροστιλβικός)-βιοτιτικός γρανοδιορίτης
2. Πορφυροειδής βιοτικός γρανοδιορίτης
3. Βιοτιτικός γρανίτης
4. Σχιστοποιημένος λευκογρανίτης
5. Διμαρμαργιακός γρανίτης

Παρακάτω περιγράφονται συνοπτικά ο (κεροστιλβικός)-βιοτιτικός γρανοδιορίτης και ο πορφυροειδής βιοτιτικός γρανοδιορίτης, και αυτό επειδή σε αυτούς τους δύο τύπους συναντώνται κατά κανόνα ως επουσιώδη ορυκτά το επίδοτο και ο αλλανίτης.

(Κεροστιλβικός)-βιοτιτικός γρανοδιορίτης

Η παρένθεση στη λέξη κεροστιλβικός συμβολίζει ότι η κεροστίλβη συμμετέχει σε μικρό ποσοστό, μικρότερο από 4% και δεν ανευρίσκεται σε όλα τα δείγματα.

Ο (κεροστιλβικός)-βιοτιτικός γρανοδιορίτης αποτελεί τον κύριο πετρογραφικό τύπο του πλουτωνίτη της Ελατιάς και καταλαμβάνει το κεντρικό τμήμα της εμφάνισης (Σχ. 2.1).

Προς βορρά, όπως αναφέρθηκε στην εισαγωγή, συνεχίζεται στη Βουλγαρία ενώ προς νότο έρχεται σε επαφή με μάρμαρα με όρια που είναι αρκετά περίπλοκα. Ανατολικά συνορεύει με το διμαρμαριγιακό γρανίτη, ενώ δυτικά μεταβαίνει μάλλον σταδιακά στον άλλο πετρογραφικό τύπο του πορφυροειδή βιοτιτικού γρανοδιορίτη.

Ο (Hb)-Bi γρανοδιορίτης είναι μεσόκοκκο έως αδρόκοκκο πέτρωμα με τυπικό γρανιτικό ιστό και χρώμα γκρίζο έως σκούρο γκρίζο. Συχνά το χρώμα του γίνεται σκουρότερο εξαιτίας της συγκέντρωσης περισσότερων φεμικών ορυκτών. Η αλλαγή αυτή στο χρώμα έχει εντελώς τοπικό χαρακτήρα και μπορεί να παρατηρηθεί ακόμα και σε έκταση ορισμένων μέτρων ή εκατοστών.

Σε γενικές γραμμές είναι αποσαθρωμένο πέτρωμα με τη χαρακτηριστική σφαιροειδή εμφάνιση και αποφλοίωση του λιγότερου αποσαθρωμένου υλικού που προβάλλει ανάμεσα από χονδρόκοκκη άμμο. Τεκτονικές πιέσεις οπωσδήποτε έχουν παίξει σημαντικό ρόλο στη μορφολογία του πλουτωνίτη, τοπικά δε, προσδίδουν στο πέτρωμα μια εμφανή σχιστότητα.

Συνίσταται από πλαγιόκλαστα, μικροκλινή, χαλαζία, βιοτίτη και σε μικρότερο ποσοστό (<4%) κεροστίλβη. Σαν επουσιώδη ορυκτά έχει αλλανίτη, επίδοτο, τιτανίτη, απατίτη, ζirkόνιο και αδιαφανή ορυκτά.

Υπάρχουν ακόμα στα λιγότερο φρέσκα δείγματα δευτερογενής χλωρίτης, μοσχοβίτης και ασβεστίτης.

Ο χαλαζίας συμμετέχει σε ποσοστό 13-32% και βρίσκεται σε μικρούς και μεγάλους αλλοτριόμορφους κρυστάλλους που γεμίζουν τα διάφορα διάκενα μεταξύ των άλλων ορυκτών ενώ συχνά σχηματίζει συγκεντρώσεις κατά τόπους.

Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζονται σε ιδιόμορφους και υπιδιόμορφους κρυστάλλους μεγέθους 0,5-5mm. Η αναλογία τους στο πέτρωμα κυμαίνεται από 33% έως 67%. Συχνά αλλοιώνονται προς σερικήτη, καολίνη, επίδοτο και ασβεστίτη ιδίως στο πυρήνα των κρυστάλλων. Περιέχουν εγκλείσματα φεμικών καθώς και επουσιωδών ορυκτών, δεν είναι σπάνιο δε το φαινόμενο των αντιπερθιτών.

Ο μικροκλινή βρίσκεται ως επί το πλείστον σε σχετικά μεγάλους αλλοτριόμορφους κρυστάλλους (μεγέθους μέχρι 11mm) αλλά και σε υπιδιόμορφους. Χαρακτηρίζεται από τη γνωστή πλεγματική διδυμία ενώ τα περθιτικά φαινόμενα δεν είναι σπάνια. Εγκλείει ποικιλτικά ιδιόμορφους κρυστάλλους διαφόρων ορυκτών, όπως πλαγιοκλάστων, βιοτίτη, κεροστίλβης καθώς και τιτανίτη, αλλανίτη, επιδότου κ.α. Στα σημεία επαφής με τα πλαγιόκλαστα πολύ συχνά συναντώνται μυρμηκιτικά φαινόμενα, ενώ είναι δυνατόν ο καλιούχος άστριος να εισχωρεί στο πλαγιόκλαστο αντικαθιστώντας το. Επίσης φαίνεται πολλές φορές να αναπτύσσεται σε βάρος του βιοτίτη και να τον κατατρώει.

Ο βιοτίτης είναι το κύριο φεμικό συστατικό του πετρώματος και κυμαίνεται από 5-22%. Εμφανίζεται σε συσσωματώματα είτε με μορφή φύλλων είτε με πρισματική μορφή και άκρα αποξυσμένα, με διαστάσεις από 0,5-2,5mm περίπου.. Σε σχέση με τα άλλα ορυκτά μπορούμε να πούμε ότι ο βιοτίτης συχνά αντικαθίσταται από τον μικροκλινή, το χαλαζία και τα πλαγιόκλαστα. Επίσης πολύ συχνά βρίσκεται μαζί με επίδοτο και αλλανίτη που το σχήμα τους δίνει την εντύπωση ότι τα

ορυκτά αυτά κρυσταλλώθηκαν πριν από το βιοτίτη. Περικλείει σαν εγκλείσματα κυρίως απατίτη, τιτανίτη και ζirkόνιο. Η κεροστίλβη σε αντίθεση με το βιοτίτη, βρίσκεται στο πέτρωμα σε πολύ μικρό ποσοστό. Η υψηλότερη αναλογία που παρατηρήθηκε είναι 3,8%. Συναντάται μόνο σε αυτόν τον τύπο και σε λίγα σχετικά δείγματα. Ο γρανοδιορίτης είναι λοιπόν κυρίως ως βιοτιτικός αλλά για να επισημάνουμε και τη παρουσία της κεροστίλβης τον ονομάσαμε (κεροστιλβικό)- βιοτιτικό γρανοδιορίτη. Η κεροστίλβη σχηματίζει ιδιόμορφους κρυστάλλους. Τις περισσότερες όμως φορές συναντάται σε υπολείμματα ενώ όχι σπάνια μετατρέπεται σε βιοτίτη.

Από τα επουσιώδη ορυκτά κυριότερα είναι ο αλλανίτης που εμφανίζεται σε ιδιόμορφους και πανιδιόμορφους κρυστάλλους, το επίδοτο που είτε παρουσιάζεται μόνο του με κοκκώδη μορφή είτε αναπτύσσεται επιταξικά πάνω στον αλλανίτη και ο τιτανίτης που βρίσκεται κυρίως σε ιδιόμορφους κρυστάλλους.

Στα αδιαφανή ορυκτά ανήκουν κυρίως ο ιλμενίτης που προήλθε δευτερογενώς από τον τιτανίτη, ο αιματίτης και λίγο σιδηροπυρίτης.

Πορφυροειδής βιοτιτικός γρανοδιορίτης

Καταλαμβάνει το δυτικό τμήμα της όλης πλουτωνικής εμφάνισης. Τα νότια όρια του τοποθετούνται βόρεια του χωριού Μικρομηλιά όπου έρχεται σε επαφή με μάρμαρα. Ως δυτικό όριο μπορεί να θεωρηθεί ο ποταμός Δεσπάτης, ενώ ανατολικά γίνεται μια σταδιακή μετάβαση στον τύπο του (κεροστιλβικού)-βιοτιτικού γρανοδιορίτη. Τα υποθετικά όρια αυτής της μετάβασης μπορούμε να τα τοποθετήσουμε δυτικά του Βαθυρέματος. Τα δύο πετρώματα εμφανίζουν χαρακτηριστική

ορυκτολογική και χημική ομοιότητα με μόνη εξαίρεση την παρουσία των μεγακρυστάλλων K-αστρίων στον πορφυροειδή βιοτικό γρανοδιορίτη.

Δε θα επεκταθούμε πολύ για το τύπο αυτό διότι ισχύουν τα ίδια που αναφέραμε προηγουμένως. Θα μπορούσε όμως να προστεθεί ότι στη περιοχή αυτή το πέτρωμα είναι πολλές φορές έντονα αποσαθρωμένο με αποτέλεσμα συχνότατα να παρουσιάζεται με μορφή ψαθυρού υλικού. Έντονο επίσης είναι και το φαινόμενο της τεκτονικής καταπόνησης η οποία προσδίδει μακροσκοπικά στο πέτρωμα κάποια σχιστότητα. Σε μικροσκοπική κλίμακα αυτό αντικατοπτρίζεται στις κεκαμένες διδυμίες των πλαγιοκλάστων, στη κυματοειδή κατάσβεση του χαλαζία (μωσαϊκή δομή) καθώς και στους κεκαμένους κρυστάλλους του βιοτίτη.

Οι καλιούχοι άστριοι είναι μικροκλινείς και εμφανίζονται σε μεγάλους ιδιόμορφους κρυστάλλους μεγέθους μέχρι 6cm. Η αναλογία τους στο πέτρωμα κυμαίνεται μεταξύ 4-8% περίπου. Η διδυμία που παρατηρήθηκε είναι κυρίως η διδυμία Carlsbad και η μικροκλινική διδυμία. Τις περισσότερες φορές εγκλείουν κρυστάλλους πλαγιοκλάστων που έχουν συνήθως μια λεπτή αλβιτική ζώνη σε επαφή με καλιούχο άστρο. Επίσης εγκλείουν βιοτίτη, τιτανίτη και πιο σπάνια χαλαζία. Αυτό μαρτυρά ότι αν και καλιούχοι άστριοι είναι μεγαλύτεροι σε μέγεθος ήταν οι τελευταίοι που αναπτύχθηκαν.

3. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΕΠΙΔΟΤΟΥ-ΑΛΛΑΝΙΤΗ

3.1. Επίδοτο

Το επίδοτο εμφανίζεται ως σημαντικό επουσιώδες ορυκτό στα γρανοδιοριτικά πετρώματα του πλουτωνίτη της Ελατιάς. Εμφανίζεται αφενός σε μικρούς ακανόνιστους κρυσταλλικούς κόκκους που συνήθως εγκλείονται σε πλαγιόκλαστα και πιθανότατα έχουν δευτερογενή υδροθερμική προέλευση, αφετέρου όμως συναντάται αρκετά συχνά σε ιδιόμορφους κρυστάλλους με μεγαλύτερο μέγεθος. Οι κρύσταλλοι αυτοί εγκλείονται συνήθως σε βιοτίτη και δίνουν συνήθως την εντύπωση ότι σχηματίστηκαν πρωτογενώς. Συχνή επίσης είναι και η επιταξική ανάπτυξη επιδότου σε ιδιόμορφους κρυστάλλους αλλανίτη, οι οποίοι περιβάλλονται από το επίδοτο. Κάτω από το μικροσκόπιο εμφανίζεται με μια απαλή υποπράσινη χροιά. Από τα επουσιώδη ορυκτά του γρανοδιορίτη είναι το αφθονότερο μαζί με τον αλλανίτη και τον τιτανίτη.

Η πρωτογενής μαγματική προέλευση του επιδότου έχει απασχολήσει πολλούς ερευνητές. Στον Troeger (1967) αναφέρεται κατηγορηματικά ότι το επίδοτο δεν σχηματίζεται μαγματικά. Η εμφάνιση του σε μαγματικά πετρώματα οφείλεται στην επίδραση υδροθερμικών διαλυμάτων. Οι Deer et al. (1963) αναφέρουν ότι γενικά τα ορυκτά της ομάδας του επιδότου συναντώνται σε χαμηλού μέχρι μέσου βαθμού μεταμορφωμένα πετρώματα, σε skarn όπως επίσης και σε προϊόντα υδροθερμικών αντιδράσεων μέσα σε φλέβες. Ειδικότερα το επίδοτο καθώς και ο κλινοζοϊσίτης εμφανίζονται επίσης σε μερικά πυριγενή πετρώματα ως προϊόντα κρυστάλλωσης των τελευταίων μαγματικών υγρών.

Από την άλλη μεριά άλλοι συγγραφείς όπως ο Niggli (1926), Dietrich (1961), Marmo (1971), Hatch et al. (1972), δεν αποκλείουν τον πρωτογενή σχηματισμό επιδότου, ιδίως όταν αυτό συνδέεται με τον αλλανίτη. Οι Gromet & Silver (1983) στην εργασία τους για

γρανοδιοριτικά πετρώματα της Καλιφόρνιας αναφέρουν επί λέξει «Το επίδοτο που αναπτύσσεται στον αλλανίτη και οι διακριτοί κόκκοι επιδότου μεταξύ πλαγιοκλάστων και φεμικών ορυκτών είναι καλά σχηματισμένοι κρύσταλλοι. Δεν έχουν τα χαρακτηριστικά που αναμενόταν αν ήταν ορυκτά αντικατάστασης. Ερμηνεύονται ως πρωτογενή προϊόντα κρυστάλλωσης τήγματος». Σε άλλο σημείο σημειώνουν: «Αυτό το επίδοτο έχει ιστολογικά χαρακτηριστικά πρωτογενούς μαγματικής φάσης, που είναι σύμφωνη με πειραματικά δεδομένα, τα οποία δείχνουν ότι το επίδοτο μπορεί να κρυσταλλωθεί από τήγμα γρανοδιοριτικής σύστασης (Naney & Swanson 1980)».

Παίρνοντας υπόψη όλες τις παραπάνω απόψεις αλλά δίνοντας περισσότερη βαρύτητα στο γεγονός ότι το επίδοτο στα πετρώματα της Ελατιάς παρουσιάζει παρόμοια χαρακτηριστικά με αυτά που περιγράφουν οι Gromet and Silver (1983) δεν θεωρούμε απίθανη μια πρωτογενή προέλευση για το επίδοτο, τουλάχιστον αυτό που περιβάλλει τον αλλανίτη.

3.2. Αλλανίτης

Στα πλουτωνικά πετρώματα της Ελατιάς βρέθηκε αλλανίτης ως επουσιώδες ορυκτό. Θα πρέπει πάντως να τονισθεί ότι κυρίως συναντάται στα γρανοδιοριτικά πετρώματα, σε μεγαλύτερο δε ποσοστό σ' αυτά που έχουν και κεροστίλβη. Οι κρύσταλλοι του είναι ιδιόμορφοι έως πανιδιόμορφοι επιμήκεις, με μέγεθος που μπορεί να φτάσει μέχρι τα 1,4 mm. Το χρώμα τους είναι βαθύ καστανό και παρουσιάζει σαφή πλεοχρωϊσμό n_{α} =κιτρινοκάστανο, n_{β} =καστανό, κοκκινοκάστανο και n_{γ} =βαθύ καστανό. Διαπιστώθηκε επίσης ύπαρξη διδυμίας κατά (100).

Αρκετές φορές ο αλλανίτης είναι ζωνώδης. Η ζώνωση αυτή αντικατροπτίζεται σε μια μεταβολή στο χρώμα από πιο σκούρο στο πυρήνα σε ανοικτότερο στην περιφέρεια. Σχεδόν πάντοτε περιβάλλεται από επίδοτο το οποίο πολλές φορές έχει σαφή και απότομα όρια με τον αλλανίτη σε αντίθεση με την γενικά σταδιακή ζωνώδη δομή του τελευταίου.

Όπως αναφέρεται στους Deer et al. (1962) η μεταβολή στη σύσταση σχετίζεται ουσιαστικά με δύο αντικαταστάσεις Ca-REE και Al-Fe^{2+} . Εκτός από τον Fe^{2+} και άλλα κατιόντα όπως Fe^{3+} , Mn^{3+} , Mn^{2+} , Ti^{4+} , και Mg^{2+} μπορούν να αντικαταστήσουν το Al^{3+} (Exley 1980). Ας σημειωθεί εδώ ότι οι σπάνιες γαίες και κυρίως τα στοιχεία Ce, La, Nd αποτελούν μαζί με το Th μεγάλο ποσοστό της χημικής σύστασης του αλλανίτη που μπορεί να φθάσει γύρω στο 20%.

Η αντικατάσταση ασβεστίου από τις σπάνιες γαίες, οι οποίες έχουν μεγαλύτερο σθένος, απαιτεί τη σύγχρονη αντικατάσταση του τρισθενούς αργιλίου από δισθενή σίδηρο για την παραμονή της ισορροπίας σθένους. Έτσι ο αλλανίτης είναι το μόνο μέλος των ορυκτών του επιδότου με σημαντικό ποσοστό δισθενούς σιδήρου.

Όπως και για το επίδοτο, έτσι και για το σχηματισμό του αλλανίτη αναφέρεται στον Troeger (1967) ότι ο αλλανίτης δεν είναι προϊόν πρωτογενούς μαγματικής κρυστάλλωσης αλλά προκύπτει από αυτοπνευματολυτικές υπολειμματικές διεργασίες. Ο αλλανίτης αναφέρεται στον Exley (1980), σαν ένα από τα τελευταία προϊόντα κρυστάλλωσης από υπολειμματικά μαγματικά υγρά

Άλλοι συγγραφείς όμως, όπως οι Gromet & Silver (1983), υποστηρίζουν ότι ο αλλανίτης μπορεί να κρυσταλλωθεί νωρίς αφού βρέθηκε σε όξινα, υαλώδη και φτωχά σε φαινοκρυστάλλους ηφαιστειακά πετρώματα. Επίσης ιδιόμορφος αλλανίτης εμφανίζεται στην αρχή της

κρυστάλλωσης του μάγματος που έδωσε τον τόφο Bishop, USA (Hildreth 1979).

3.3. Φωτογραφίες

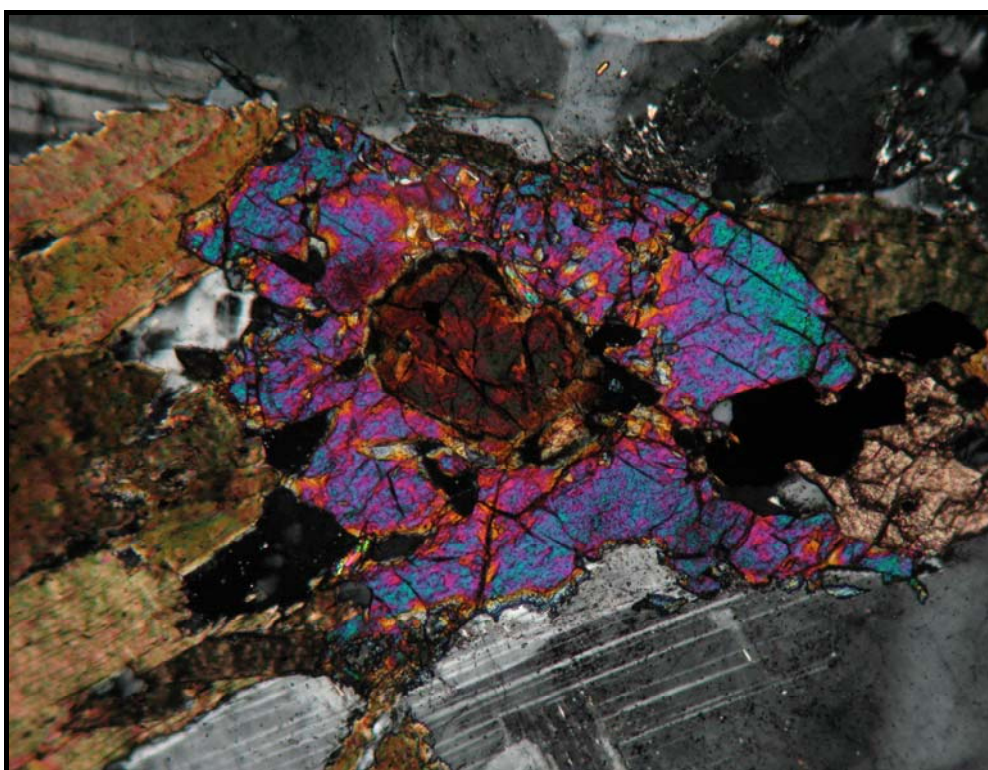
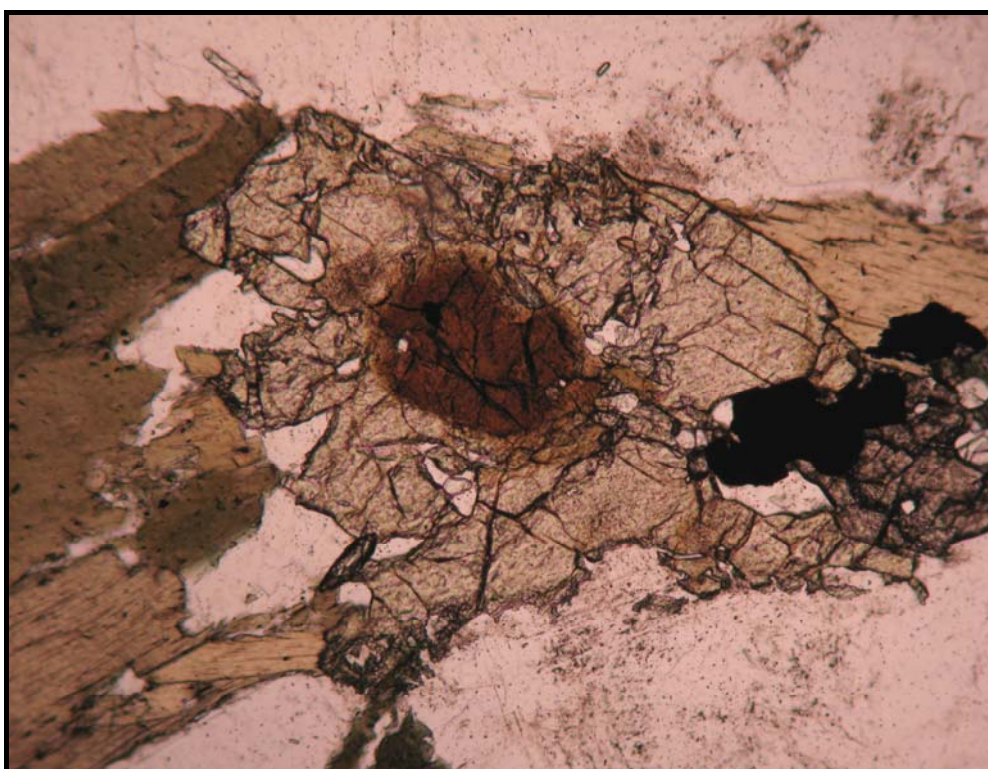
Στον πίνακα 3.1 δίνονται οι χημικές αναλύσεις με XRF των πετρωμάτων από τον (κεροστιλβικό)-βιοτιτικό γρανοδιορίτη του πλουτωνίτη της Ελατιάς, στα οποία έγιναν αναλύσεις σε κρυστάλλους επιδότου και αλλανίτη.

Στα σχήματα 3.1 έως 3.4 παρατίθενται φωτογραφίες επιδότου και αλλανίτη από λεπτές τομές του γρανοδιορίτη της Ελατιάς.

Πίν. 3.1. Χημικές αναλύσεις με XRF σε αντιπροσωπευτικά πετρώματα από τον (κεροστιλβικό)-βιοτιτικό γρανοδιορίτη του πλουτωνίτη της Ελατιάς.

Πέτρωμα Τύπος	D-5 (Κεροστιλβικός)-βιοτιτικός γρανοδιορίτης	D-8b	E-4	I-11b
SiO ₂	61,32	63,81	60,13	66,09
TiO ₂	0,68	0,63	0,73	0,52
Al ₂ O ₃	17,57	16,87	18,50	16,66
Fe ₂ O ₃	1,96	1,08	1,87	0,87
FeO	2,45	2,48	2,73	2,07
MnO	0,09	0,09	0,09	0,06
MgO	1,99	1,66	2,29	1,41
CaO	5,17	4,35	5,14	3,7
Na ₂ O	4,20	4,15	4,67	4,16
K ₂ O	2,23	2,81	2,67	3,26
P ₂ O ₅	0,41	0,36	0,44	0,33
LOI*	1,83	1,58	0,76	0,71
Σύνολο	99,90	99,87	100,02	99,84

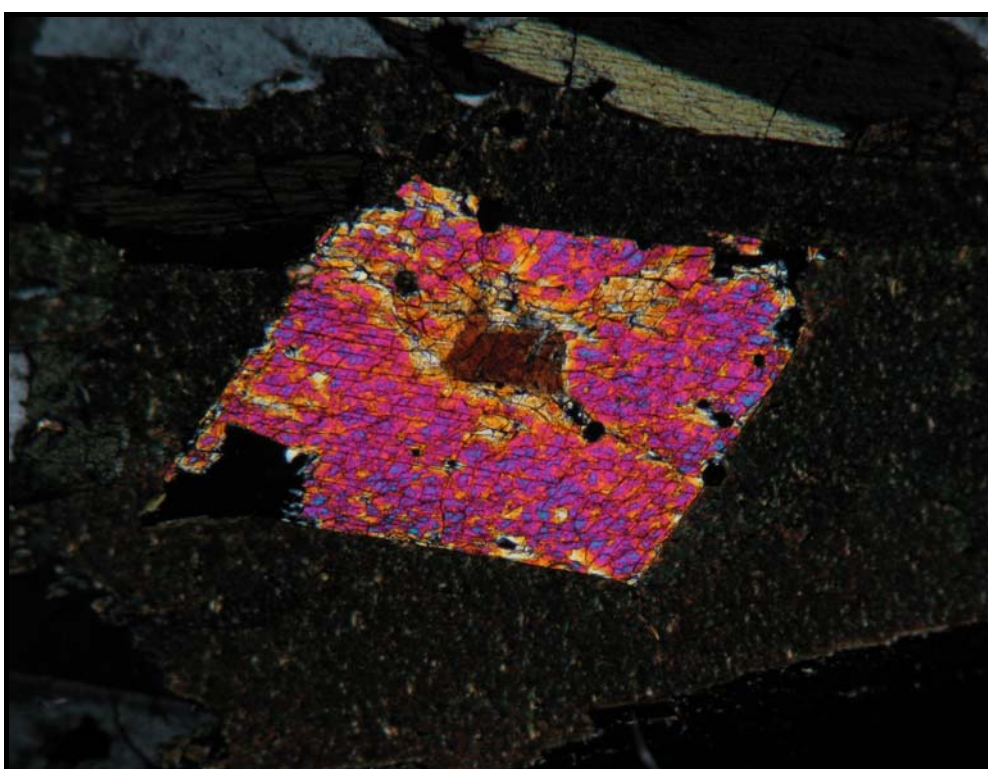
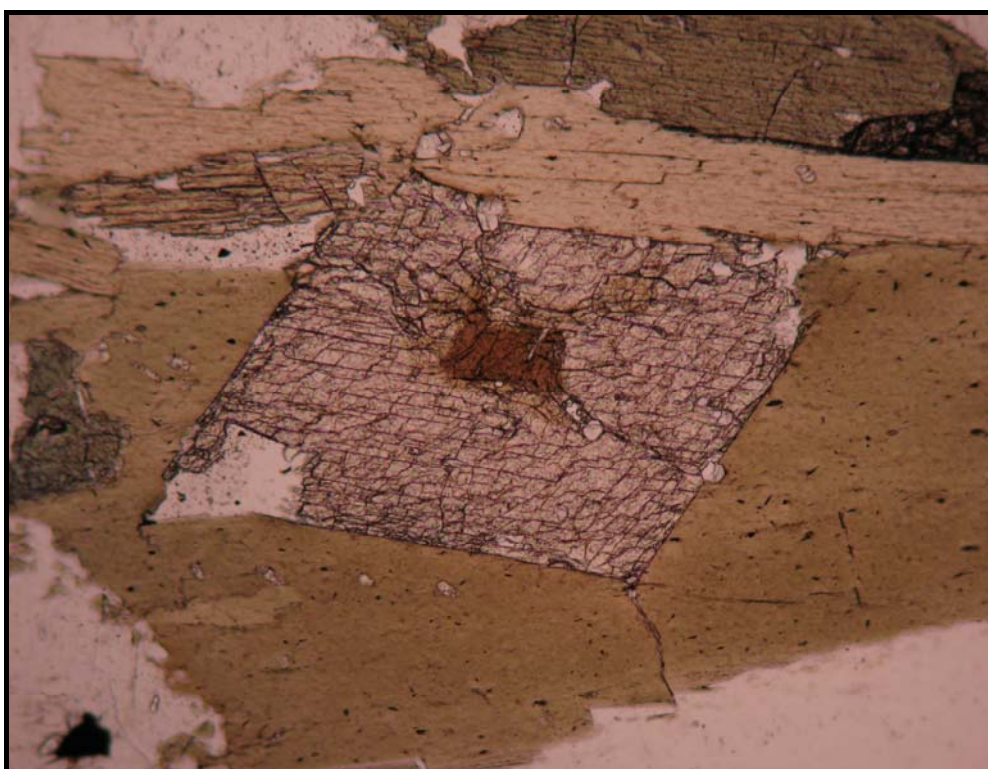
* LOI=Απώλεια πύρωσης



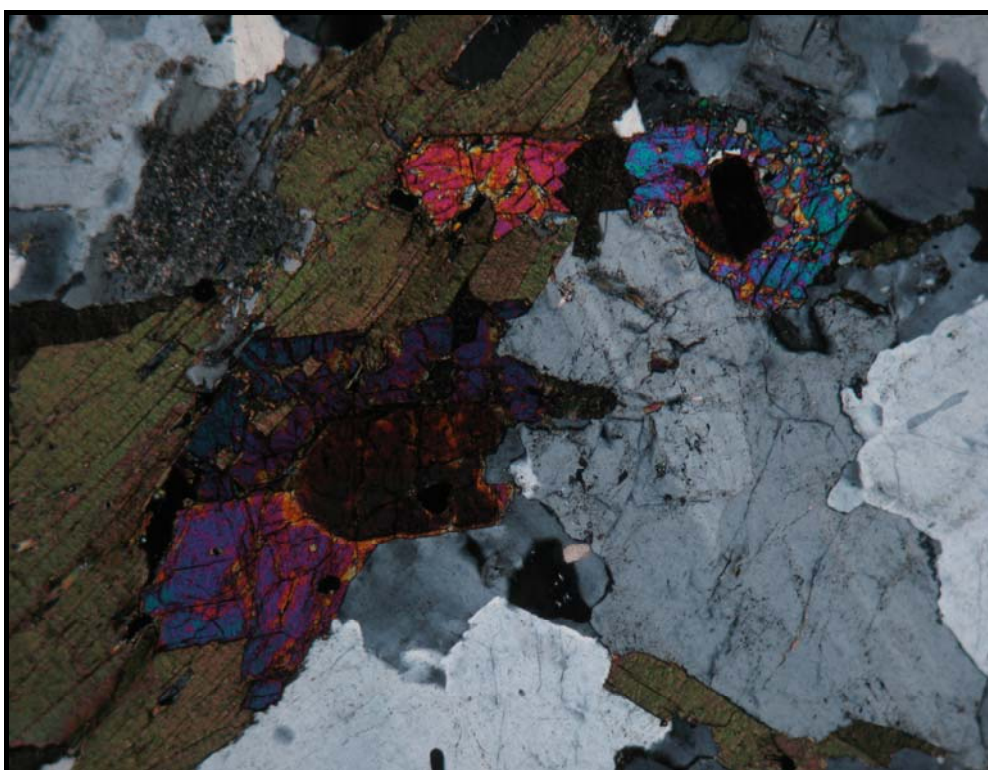
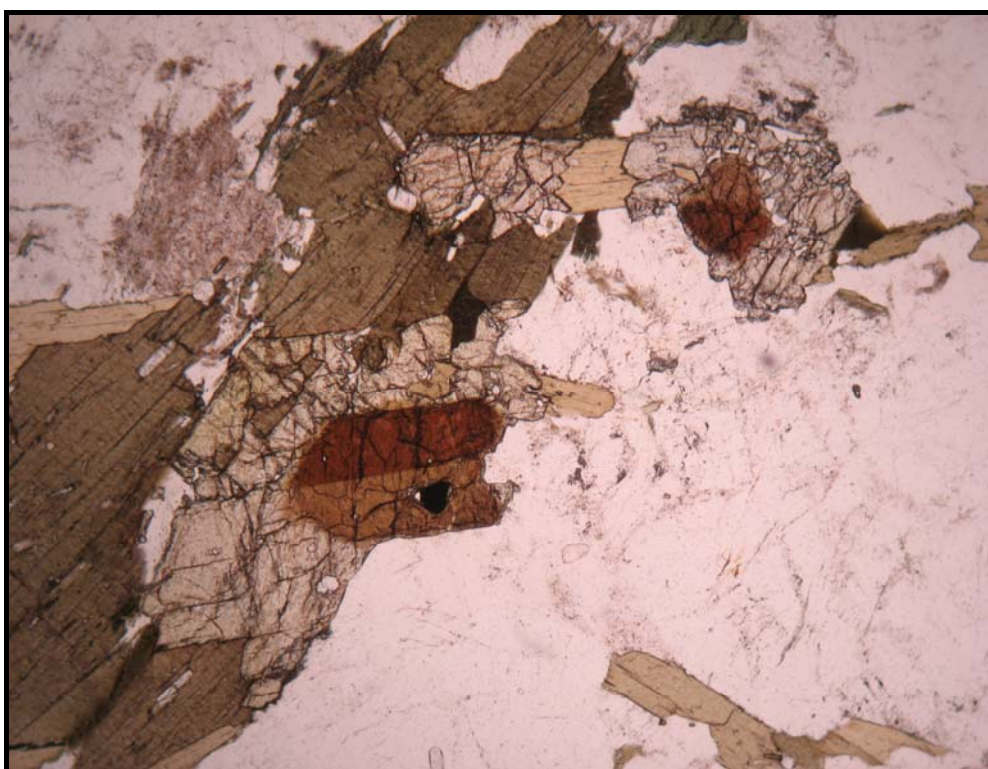
Σχ. 3.1. Κρύσταλλος επιδότου με πυρήνα αλλανίτη. Επάνω: παράλληλα Nicols, κάτω: διασταυρωμένα Nicols. Η μεγάλη διάσταση της εικόνας αντιστοιχεί σε 1,7 mm.



Σχ. 3.2. Κρύσταλλος αλλανίτη με επιταξική ανάπτυξη επιδότου. Επάνω: παράλληλα Nicols, κάτω: διασταυρωμένα Nicols. Μεγάλη διάσταση εικόνας = 1,7 mm.



Σχ. 3.3. Ιδιόμορφος κρύσταλλος επιδότου με πυρήνα αλλανίτη. Επάνω: παράλληλα Nicols, κάτω: διασταυρωμένα Nicols. Μεγάλη διάσταση εικόνας = 1,7 mm.



Σχ. 3.4. Δίδυμοι κρύσταλλοι αλλανίτη περιβάλλονται από επίδοτο. Επάνω: παράλληλα Nicols, κάτω: διασταυρωμένα Nicols. Μεγάλη διάσταση εικόνας = 1,7 mm.

4. ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ

4.1. Αναλυτική μέθοδος

Οι αναλύσεις των ορυκτών έγιναν στο Τμήμα Γεωλογίας του Πανεπιστημίου του Manchester (Μεγάλη Βρετανία). Χρησιμοποιήθηκε ηλεκτρονικός μικροαναλυτής τύπου Cambridge Geoscan με φασματόμετρο 290-KX Energy Dispersive με σύστημα Link και λογισμικό ποσοτικής ανάλυσης ZAF-4FLS. Οι συνθήκες λειτουργίας ήταν: τάση ρεύματος 15 kV, ένταση ρεύματος 15 nA και γωνία ακτίνων X 75 μοίρες. Ως πρότυπα ανάλυσης χρησιμοποιήθηκαν φυσικά ορυκτά.

Για τη μελέτη της συμπεριφοράς των κυρίων στοιχείων στο επίδοτο και τον αλλανίτη πραγματοποιήθηκαν αναλυτικά προφίλ σε κρυστάλλους, οι οποίοι αποτελούνταν από πυρήνα αλλανίτη και περιβάλλονταν από επίδοτο (βλ. Σχ. 3.1 -3.4).

4.2. Αποτελέσματα

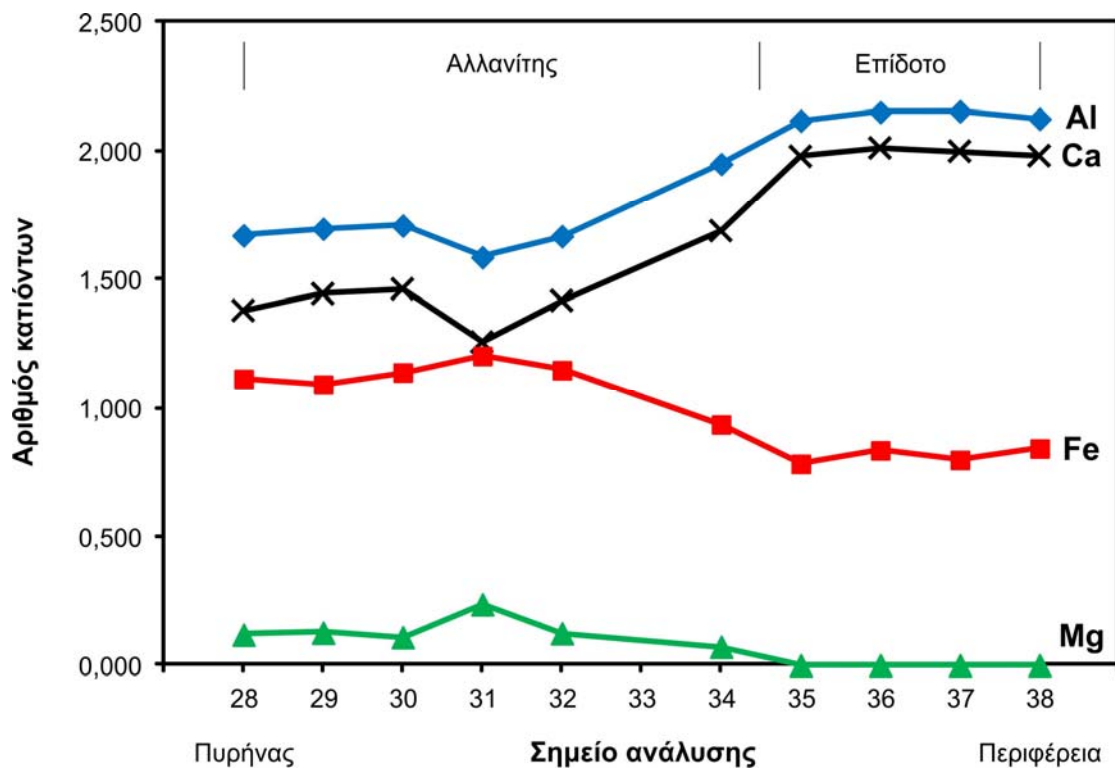
Πίν. 4.1. Χημικές αναλύσεις με μικροαναλύτη σε κρύσταλλο επιδότου και αλλανίτη στο δείγμα D5 από τον πλουτωνίτη της Ελατιάς.

Δείγμα	D5	D5	D5	D5	D5	D5	D5	D5	D5	D5
Σημείο	28	29	30	31	32	34	35	36	37	38
Πυρήνας										
Ορυκτό	All	All	All	All	All	All	Ep	Ep	Ep	Ep
SiO ₂	32,35	32,55	31,97	30,11	31,19	32,90	35,39	35,29	35,54	35,05
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,19	0,18
Al ₂ O ₃	15,26	15,59	15,43	13,49	14,69	18,12	21,18	21,48	21,64	21,04
FeO*	14,37	14,16	14,51	14,44	14,27	12,26	11,02	11,75	11,29	11,75
MgO	0,85	0,91	0,77	1,58	0,86	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	13,86	14,60	14,53	11,76	13,73	17,25	21,76	22,09	22,07	21,58
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	76,69	77,81	77,21	71,38	74,74	81,05	89,35	90,82	90,73	89,60

Κατανομή κατιόντων στις θέσεις T, M και A με βάση τα 8 κατιόντα

Si	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	2,995	3,000	3,000
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000
T	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,012	0,012
Al	1,668	1,694	1,706	1,584	1,665	1,948	2,116	2,144	2,153	2,123
Fe	1,114	1,092	1,139	1,203	1,148	0,935	0,781	0,834	0,797	0,841
Mg	0,117	0,125	0,108	0,235	0,123	0,071	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M	2,900	2,911	2,953	3,022	2,937	2,953	2,898	2,991	2,961	2,976
Ca	1,377	1,442	1,461	1,255	1,415	1,685	1,976	2,009	1,996	1,979
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
A	1,377	1,442	1,461	1,255	1,415	1,685	1,976	2,009	1,996	1,979

* Ολικός σίδηρος ως δισθενής



Σχ. 4.1. Αναλυτικό προφίλ σε κρύσταλλο επιδότου και αλλανίτη στο δείγμα D5 από τον πλουτωνίτη της Ελατιάς.

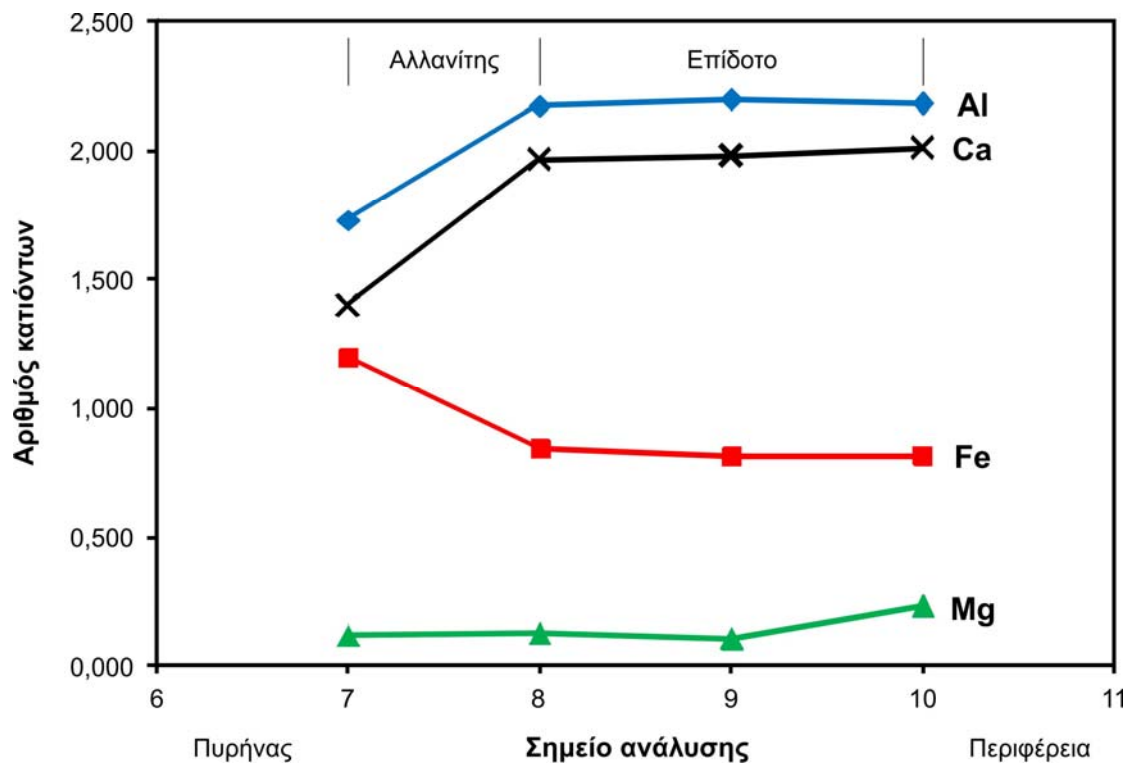
Πίν. 4.2. Χημικές αναλύσεις με μικροαναλύτη σε κρύσταλλο επιδότου και αλλανίτη στο δείγμα D8b από τον πλουτωνίτη της Ελατιάς.

Δείγμα	D8b	D8b	D8b	D8b
Σημείο	7	8	9	10
	Πυρήνας			Περιφέρεια
Ορυκτό	All	All.Ep	Ep	Ep
SiO ₂	31,37	36,97	37,56	36,66
TiO ₂	0,00	0,00	0,17	0,26
Al ₂ O ₃	15,32	22,70	23,50	22,95
FeO*	14,92	12,37	12,24	12,05
MgO	0,84	0,01	0,10	0,00
MnO	0,00	0,00	0,08	0,22
CaO	13,62	22,59	23,30	23,25
Na ₂ O	0,32	0,00	0,00	0,07
K ₂ O	0,00	0,10	0,08	0,01
Σύνολο	76,39	94,74	97,03	95,47

Κατανομή κατιόντων στις θέσεις T, M και A με βάση τα 8 κατιόντα

Si		3,000	3,000	2,978	2,955
Al		0,000	0,000	0,022	0,045
	<i>T</i>	3,000	3,000	3,000	3,000
Ti		0,000	0,000	0,010	0,016
Al		1,727	2,171	2,174	2,136
Fe		1,194	0,840	0,812	0,813
Mg		0,120	0,001	0,012	0,000
Mn		0,000	0,000	0,005	0,015
	<i>M</i>	3,040	3,012	3,013	2,980
Ca		1,396	1,964	1,979	2,008
Na		0,059	0,000	0,000	0,011
K		0,000	0,010	0,008	0,001
	<i>A</i>	1,455	1,974	1,987	2,020

* Ολικός σίδηρος ως δισθενής



Σχ. 4.2. Αναλυτικό προφίλ σε κρύσταλλο επιδότου και αλλανίτη στο δείγμα D8b από τον πλουτωνίτη της Ελατιάς.

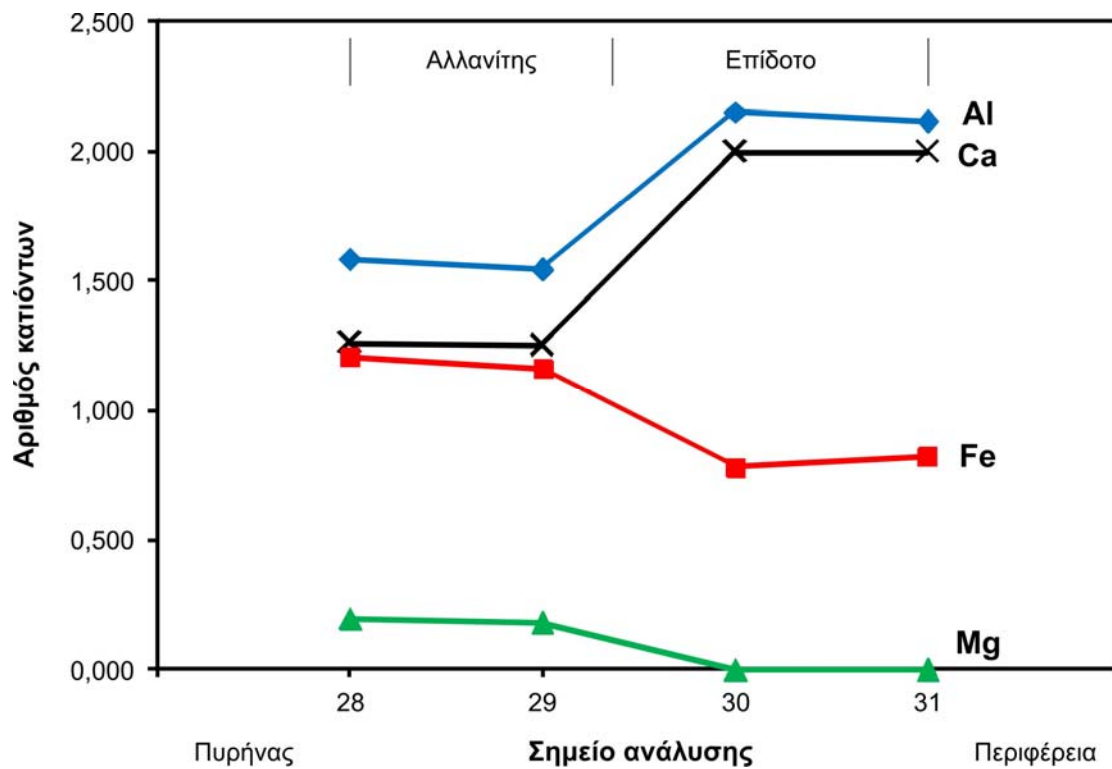
Πίν. 4.3. Χημικές αναλύσεις με μικροαναλύτη σε κρύσταλλο επιδότου και αλλανίτη στο δείγμα E4 από τον πλουτωνίτη της Ελατιάς.

Δείγμα	E4	E4	E4	E4
Σημείο	28	29	30	31
	Πυρήνας		Περιφέρεια	
Ορυκτό	All	All	Er	Er
SiO ₂	30,94	30,72	37,19	37,01
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,20
Al ₂ O ₃	13,82	13,38	22,60	22,12
FeO*	14,84	14,18	11,54	12,09
MgO	1,37	1,25	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	12,12	11,94	23,10	22,98
Na ₂ O				
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	73,09	71,47	94,43	94,40

Κατανομή κατιόντων στις θέσεις T, M και A με βάση τα 8 κατιόντα

Si		3,000	3,000	3,000	3,000
Al		0,000	0,000	0,000	0,000
	<i>T</i>	3,000	3,000	3,000	3,000
Ti		0,000	0,000	0,000	0,012
Al		1,579	1,540	2,148	2,114
Fe		1,204	1,159	0,778	0,820
Mg		0,198	0,182	0,000	0,000
Mn		0,000	0,000	0,000	0,000
	<i>M</i>	2,981	2,881	2,927	2,945
Ca		1,259	1,250	1,997	1,996
Na		0,000	0,000	0,000	0,000
K		0,000	0,000	0,000	0,000
	<i>A</i>	1,259	1,250	1,997	1,996

* Ολικός σίδηρος ως δισθενής



Σχ. 4.3. Αναλυτικό προφίλ σε κρύσταλλο επιδότου και αλλανίτη στο δείγμα E4 από τον πλουτωνίτη της Ελατιάς.

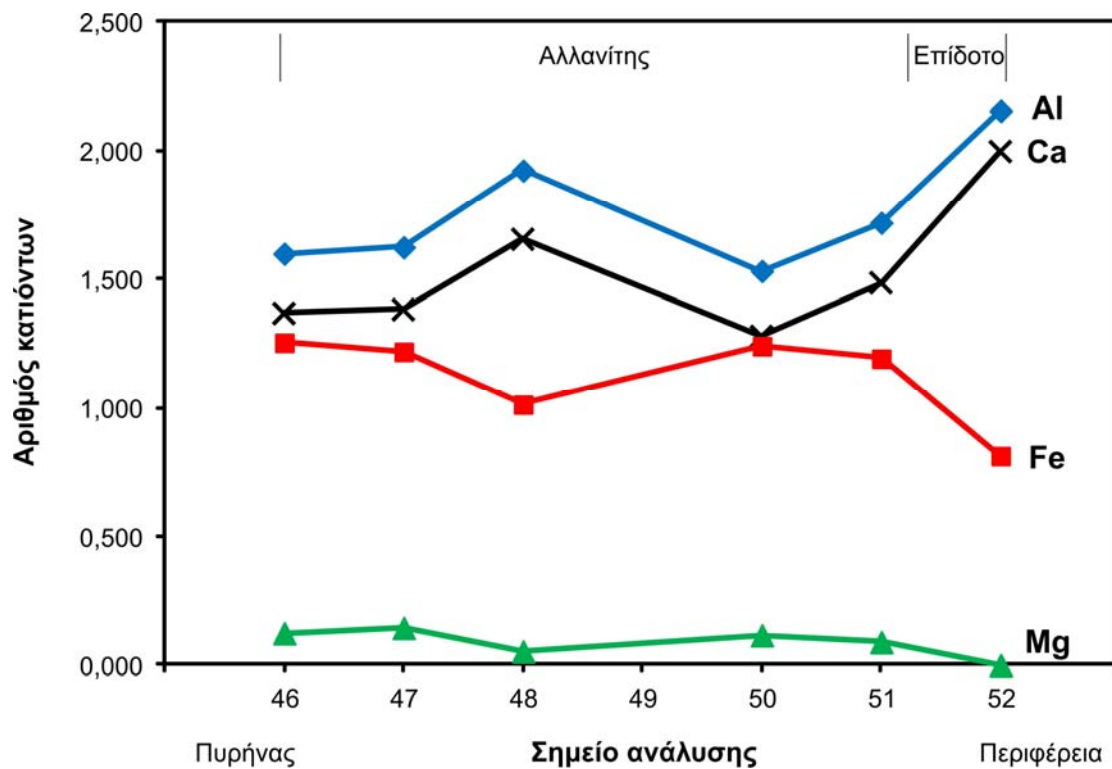
Πίν. 4.4. Χημικές αναλύσεις με μικροαναλύτη σε κρύσταλλο επιδότου και αλλανίτη στο δείγμα I11b από τον πλουτωνίτη της Ελατιάς.

Δείγμα	I11b	I11b	I11b	I11b	I11b	I11b
Σημείο	46	47	48	50	51	52
	Πυρήνας			Περιφέρεια		
Ορυκτό	All	All	All	All	All	Ep
SiO ₂	30,51	30,79	32,99	30,31	30,67	37,15
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23
Al ₂ O ₃	13,78	14,13	17,93	13,12	14,90	22,66
FeO	15,25	14,96	13,31	14,99	14,58	12,04
MgO	0,84	0,99	0,39	0,78	0,61	0,01
MnO	0,00	0,00	0,08	0,00	0,01	0,29
CaO	12,96	13,22	16,95	12,04	14,16	23,09
Na ₂ O	0,09	0,00	0,00	0,11	0,00	0,06
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σύνολο	73,43	74,09	81,65	71,35	74,93	95,53

Κατανομή κατιόντων στις θέσεις T, M και A με βάση τα 8 κατιόντα

Si		3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	2,995
Al		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005
	T	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Ti		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014
Al		1,597	1,622	1,922	1,531	1,717	2,149
Fe		1,254	1,219	1,012	1,241	1,193	0,812
Mg		0,123	0,144	0,053	0,115	0,089	0,001
Mn		0,000	0,000	0,006	0,000	0,001	0,020
	M	2,975	2,985	2,992	2,887	3,000	2,996
Ca		1,366	1,380	1,651	1,277	1,484	1,995
Na		0,017	0,000	0,000	0,022	0,000	0,009
K		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	A	1,383	1,380	1,651	1,299	1,484	2,004

* Ολικός σίδηρος ως δισθενής



Σχ. 4.4. Αναλυτικό προφίλ σε κρύσταλλο επιδότου και αλλανίτη στο δείγμα I11b από τον πλουτωνίτη της Ελατιάς.

4.3. Συμπεράσματα

Από τη μελέτη των κυρίων στοιχείων σε κρυστάλλους επιδότου και αλλανίτη προκύπτουν τα παρακάτω συμπεράσματα.

Τα αθροίσματα των αναλύσεων του επιδότου κυμαίνονται από 89,4-97,0% (Πίν. 4.1 – 4.4) και είναι χαμηλότερα του θεωρητικού 100%, λόγω της παρουσίας (OH) στον τύπο του επιδότου και την αδυναμία αναλυτικού προσδιορισμού από τον ηλεκτρονικό μικροαναλυτή. Στον αλλανίτη τα αθροίσματα είναι ακόμη χαμηλότερα, κυμαινόμενα μεταξύ 71,4-81,1%, λόγω της σημαντικής παρουσίας σπανίων γαιών στον τύπο του αλλανίτη και την αδυναμία του συγκεκριμένου μικροαναλυτή για τον προσδιορισμό τους.

Όπως προκύπτει από τον θεωρητικό τύπο του επιδότου $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})\text{Al}_2\text{O} \cdot \text{OH} \cdot \text{Si}_2\text{O}_7 \cdot \text{SiO}_4$ οι τετραεδρικές θέσεις T (ή Z) καταλαμβάνονται από 3 κατιόντα Si, οι οκταεδρικές θέσεις M (ή Y) από 3 κατιόντα κυρίως Al και σε μικρότερο βαθμό από Fe^{3+} και οι θέσεις A από 2 κατιόντα Ca. Οι τύποι δομής στους πίνακες 4.1 – 4.4 υπολογίστηκαν με βάση τα 8 κατιόντα. Παρατηρείται ότι οι θέσεις T, τόσο στο επίδοτο όσο και στον αλλανίτη, περιέχουν 3 κατιόντα, τα οποία είναι σχεδόν αποκλειστικά Si.

Οι θέσεις M στο επίδοτο κυμαίνονται από 2,898-3,013 κατιόντα που συμπίπτουν με τον θεωρητικό αριθμό κατιόντων 3 στη θέση M. Οι επιμέρους κατανομές για τα βασικά κατιόντα Al και Fe (λογιζόμενου ως δισθενούς) είναι 2,114-2,174 και 0,778-0,841 αντίστοιχα που δείχνει τη σαφή υπεροχή του Al στη θέση M έναντι του Fe. Στον αλλανίτη οι θέσεις M βρίσκονται και εδώ γύρω από τον θεωρητικό αριθμό 3 και κυμαίνονται από 2,881-3,040, με επιμέρους κατανομές για Al και Fe 1,531-1,948 και 0,935-1,254 αντίστοιχα.

Οι θέσεις Α στο επίδοτο κυμαίνονται από 1,976-2,020 που συμπίπτει με τον θεωρητικό αριθμό κατιόντων 2 στη θέση Α και περιέχουν αποκλειστικά Ca, όπως φαίνεται από τις τιμές του Ca που κυμαίνονται από 1,976-2,009. Για τον αλλανίτη οι θέσεις Α κυμαίνονται από 1,250-1,685, όσο ακριβώς είναι και το Ca.

Όπως φαίνεται το επίδοτο έχει υψηλότερο ποσοστό Al και Ca και χαμηλότερο ποσοστό Fe σε σχέση με τον αλλανίτη κάτι που επιβεβαιώνει τις θεωρητικές υποκαταστάσεις: $Al \leftrightarrow Fe^{3+}$ και $Ca^{2+} + Fe^{3+} \leftrightarrow REE^{3+} + Fe^{2+}$.

Οι διακυμάνσεις αυτές για τα βασικά κατιόντα Al, Fe και Ca που μεταβάλλονται φαίνονται πολύ χαρακτηριστικά στα αναλυτικά προφίλ των σχημάτων 4.1 – 4.4. Δηλαδή, από τον αλλανίτη προς το επίδοτο το Al και το Ca αυξάνουν με παράλληλη μείωση του Fe και σε μικρότερο βαθμό του Mg.

5. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Banno S. & Yoshizawa H. (1993): Sector zoning of epidote in the Sanbagawa schists and the question of an epidote miscibility gap. *Minal. Mag.*, 57: 739-743.
- Bird D. & Spieler A.R. (2004): Epidote in geothermal systems. *Rev. Mineral. Geochem.*, 56: 235-300.
- Deer R.L., Howie R.A., Zussman J. (1986): Rock-forming minerals, Vol. 1B: Disilicates and ringsilicates (2nd edition). Longman, Harlow.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussan J.(1963): Rock-forming minerals. Vol 1, 2, 3, 4, 5, London: Longmans.
- Dietrich R.V. (1961): Petrology of the mountain Airy 'granite'. *Bull. Virg. Polyt. Inst.*, LIV, 6, 63p.
- Enami M. (1977): Sector zoning of zoisite from a metagabbro at Fujiwara, Sanbagawa metamorphic terrane in central Shikoku. *J. Geol. Soc. Japan*, 83: 693-697.
- Enami M., Liou J.G. & Mattinson C.G. (2004): Epidote minerals in high P/T metamorphic terranes: Subduction zone and high-to ultrahigh-pressure metamorphism. *Rev. Mineral. Geochem.*, 56: 347-398
- Exley, R.A. (1980): Microprobe studies of REE-rich accessory minerals. Implications for Skye Granite Petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48: 97-110.
- Franz G. & Althaus E. (1977): The stability relations of the paragenesis paragonite-zoisite-quartz. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 130: 159-167.
- Franz G. & Selverstone J. (1992): An empirical phase diagram for the clinozoisite-zoisite transformation in the system $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ - $\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. *Am. Mineral.*, 77: 631-642.
- Giere R. & Sorensen S.S. (2004): Allanite and other REE-rich epidote-group minerals. *Rev. Mineral. Geochem.*, 56: 431-494.
- Grapes R.H. & Hoskins P.W.O. (2004): Epidote group minerals in low-medium pressure metamorphic terranes. *Rev. Mineral. Geochem.*, 56: 301-345.

- Green T.H. & Pearson N.J. (1983): REE partitioning between sphene, allanite and chevkinite and coexisting intermediate-felsic liquids at high P, T, Lithosphere dynamics and evolution of the continental crust, Abstract, Vol, p. 157. Geological Soc. Australia, Canberra.
- Gromet L.P. & Silver L.T. (1983): Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 47: 925-939.
- Hatc F.H, Wells, A.K & Wells, M.K. (1972): *Petrology of the igneous rocks.* London, Tomas Murby & Co, 551p.
- Hermann J. (2002): Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. *Chem Geol.*, 192: 289-306.
- Hildreth W. (1979): The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 180: 43-75.
- Johannson A. (1937): *A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks.* The University of Chicago Press, Chicago.
- Marmo V. (1971): *Granite petrology and the granite problem.* Amsterdam, London, New York, Elsevier, 244p.
- Naney M.T. & Swanson S.E (1980): The effect of the Fe and Mg on crystallization in granitic systems. *Am. Miner.*, 65: 639-653.
- Niggli P. (1926): *Lehrbuch der Mineralogie, II. Spezielle Mineralogie.* Zweite Auflage. Berlin: Verlag von Gerbruder Borntrager.
- Poli S. & Schmidt M.W. (2004): Experimental subsolidus studies on epidote minerals. *Rev. Mineral. Geochem.*, 56: 171-195.
- Sanchez-Viscaino V.L., Franz G. & Gomez-Pugnaire M.T. (1995): The behavior of Cr during metamorphism of carbonate rocks from the Nevado-Filabride complex, Betic Cordilleras, Spain. *Can. Mineral.*, 33: 85-104.
- Soldatos, T., Koroneos, A., Christofides, G. & Del Moro, A. (2001): Geochronology and origin of the Elatia plutonite (Hellenic Rhodope

- Massif, N. Greece) constrained by new Sr isotopic data. N. Jb. Mineral. Abh., 176: 179-209.
- Streickeisen, A. & Le Maitre, R.W (1979): A chemical approximation to the Modal QAPF Classification of the Igneous Rocks. N. Jb. Miner. Abh., 136: 169-206.
- Treloar P.J. (1987a): Chromian muscovites and epidotes from Outukumpu, Finland. Mineral. Mag., 51: 593-599.
- Treloar P.J. (1987b): The Cr-minerals of Outukumpu-their chemistry and significance. J. Petrol., 28: 867-886.
- Troeger, W.E. (1967): Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Mineral, Teil 2. Textband, Stuttgart:E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 822p.
- Yoshizawa H. (1984): Notes on petrography and rock-forming mineralogy; (16), Sector-zoned epidote from Sanbagawa Schist in Central Shikoku, Japan. J. Japan Assoc. Mineral. Petrol Econ. Geol., 79: 101-110.
- Κοτοπούλη Κ.Ν. (1981): Οι εμφανίσεις των μαγματικών πετρωμάτων Σκαλωτή-Παρανεστίου, Ελληνική Ροδόπη. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Πάτρας, 255 σελ.
- Σκλαβούνος, Σ.Α. (1981): Ο γρανίτης του Παρανεστίου. (Ορυκτολογία-Πετρογραφία). Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Επιστημονική Επετηρίδα της της Φυσικομαθηματικής Σχολής, Παράρτημα 33, τόμος 20, 175 σελ.
- Σολδάτος, Τ. (1985): Πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη της Ελατιάς (Κεντρική Ροδόπη). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Επιστημονική Επετηρίδα της Σχολής Θετικών Επιστημών Α.Π.Θ., παράρτημα 37, 23ος τόμος, 320 σελ.