



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

Γεωργισούδης Πασχάλης
ΓΕΩΛΟΓΟΣ



ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ
ΠΥΡΙΓΕΝΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ
ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΩΝ ΑΒΔΗΡΩΝ

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ
Μεταπτυχιακό Πρόγραμμα Σπουδών στη Γεωλογία
Ειδίκευση: Πετρολογία-Γεωχημεία

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2006

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

1. Ελευθεριάδης Γεώργιος, Καθηγητής Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ.,
επιβλέπων καθηγητής
2. Σολδάτος Τριαντάφυλλος, Επίκουρος Καθηγητής Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ.
3. Κίλιας Αδαμάντιος, Καθηγητής Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ.,

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
2. Η ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	3
2.1 Μάζα Ροδόπης-Γεωλογική τοποθέτηση	3
2.2 Ηλικία της μάζας της Ροδόπης	6
2.3 Μεταμόρφωση και τεκτονική της μάζας της Ροδόπης	7
2.4 Τριτογενείς λεκάνες	8
2.5 Τριτογενής μαγματισμός	10
3. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ	13
3.1 Διάκριση πετρογραφικών τύπων	13
3.2 Μέθοδοι ανάλυσης	14
3.3 Οι ανδεσιτικές φλέβες	16
3.4 Ο γρανίτης και οι απλιτικές φλέβες	19
3.5 Τα πυροκλαστικά υλικά	20
3.6 Η ιζηματογενής ακολουθία	21
4. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ	22
4.1 Εισαγωγή	22
4.2 Χαλαζίας	22
4.3 Άστριοι	23
4.4 Αμφίβολοι	30
4.5 Πυρόξενοι	35
4.6 Μαρμαρυγίες	41
4.7 Αδιαφανή ορυκτά	46
5. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ	48
5.1 Κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία	48
5.2 Χημικός χαρακτήρας	50
5.3 Σπάνιες γαίες	54
5.4 Σύγκριση με γειτονικά πετρώματα	58
6. ΗΛΙΚΙΑ	64
6.1 Γενικά	64
6.2 Η ηλικία των πετρωμάτων	65

7. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ	68
7.1 Γεωτεκτονικό περιβάλλον	68
7.2 Πηγή μάγματος	74
7.3 Τεκτονικά στοιχεία	75
8. ΠΕΡΙΛΗΨΗ	79
9. SUMMARY	81
10. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	83
11. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	93

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα πετρώματα που μελετώνται στην παρούσα εργασία βρίσκονται στην ευρύτερη περιοχή των Αβδήρων. Τα Άβδηρα, ένα μικρό χωριό στις μέρες μας, 30 km περίπου νοτιοανατολικά της Ξάνθης, έχουν πλούσια ιστορία. Η πόλη κατοικήθηκε από τον 7^ο π.Χ. αιώνα και από τον 4^ο π.Χ. αιώνα έως τα ρωμαϊκά χρόνια παρουσίασε ιδιαίτερη ακμή όπως μαρτυρούν τα τείχη, η ακρόπολη, το λιμάνι και τα λοιπά αρχαιολογικά ευρήματα. Τα Άβδηρα είναι γνωστά και ως η πατρίδα του Δημοκρίτου, του μεγάλου αυτού φιλοσόφου και επιστήμονα της αρχαιότητας.

Η περιοχή μελέτης εκτείνεται κυρίως βόρεια των Αβδήρων, στο χώρο όπου εντοπίζονται τα χωριά Μάνδρα, Πεζούλα και Μυρωδάτο. Αποτελεί μία ημιπεδινή έκταση όπου κυριαρχούν οι καλλιεργήσιμες εκτάσεις και οι βοσκότοποι. Καλύπτεται κυρίως από τριτογενή ιζήματα μέσα στα οποία εμφανίζονται μαγματικά πετρώματα. Τα πετρώματα αυτά έχουν εντοπιστεί και αναφερθεί από προηγούμενους μελετητές χωρίς όμως να έχουν εξεταστεί αναλυτικά. Στόχος της συγκεκριμένης διατριβής είναι μια πρώτη γεωλογική προσέγγισή τους και η συμβολή στη μελέτη της γεωλογίας της περιοχής. Συνοπτικά τα αντικείμενα της έρευνας ήταν ο προσδιορισμός της ορυκτολογικής και χημικής σύστασης των πετρωμάτων, η γεωχημεία, η ηλικία, το γεωτεκτονικό περιβάλλον και η πηγή γένεσής τους.

Σε αυτό το σημείο θα ήθελα να αναφερθώ στους ανθρώπους που με βοήθησαν και μου συμπαραστάθηκαν ηθικά και να τους ευχαριστήσω. Καταρχήν θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Καθηγητή κ. Γ. Ελευθεριάδη που μου ανέθεσε το θέμα, για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε και για τη συνεχή του βοήθεια κατά τη διάρκεια εκπόνησης αυτής της διατριβής. Ευχαριστίες οφείλω επίσης στο Λέκτορα κ. Μ. Τρανό για τις χρήσιμες υποδείξεις του

στο πεδίο της Τεκτονικής αλλά και την ψυχολογική στήριξη στις δύσκολες στιγμές. Ευχαριστώ τους κ. G. Poli και Z. Pecskey για τις χημικές αναλύσεις και τις ισοτοπικές αναλύσεις K-Ar που πραγματοποίησαν αντίστοιχα στα εργαστήρια στα οποία εργάζονται. Τον κ. Σ. Οικονομίδα ευχαριστώ για τη βοήθεια που μου προσέφερε κατά τη διάρκεια των μικροαναλύσεων στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σαρώσεως. Ιδιαίτερα ευχαριστώ την κ. Λ. Παπαδοπούλου τόσο για τη βοήθειά της στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο όσο και για την καθοδήγηση που μου προσέφερε στη μελέτη της ορυκτολογίας των πετρωμάτων. Δε θα έπρεπε να παραλείψω τους κ. Π. Παπαδόπουλο και Ι. Αναστασιάδη του παραρτήματος του Ι.Γ.Μ.Ε. στην Ξάνθη, οι οποίοι με τις συζητήσεις, τις υποδείξεις και τη στήριξη που μου έδειξαν, με βοήθησαν να κατανοήσω καλύτερα τη γεωλογική ιστορία της περιοχής. Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους συναδέλφους κ. Ι. Γεωργιάδη, Α. Ζιαφέτη και Γ. Τσιάντα για τη βοήθεια και την ηθική στήριξη που μου παρείχαν κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής.

2. Η ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

2.1 Μάζα Ροδόπης-Γεωλογική τοποθέτηση

Η μάζα της Ροδόπης αποτελεί μια πολυμεταμορφωμένη περιοχή που καταλαμβάνει το βόρειο-βορειοανατολικό τμήμα της Ελλάδας και τη νότια Βουλγαρία. Συγκεκριμένα στο ελληνικό τμήμα της, περιλαμβάνονται η Θράκη, η Θάσος και η ανατολική Μακεδονία με δυτικό όριο τη γραμμή του ποταμού Στρυμώνα (Σχήμα 2.1)

Ο Brunn (1956) θεωρεί ότι η μάζα της Ροδόπης αντιπροσωπεύει την εσωτερικότερη ζώνη των Ελληνίδων. Αργότερα χαρακτηρίστηκε ως γεωτεκτονική μονάδα μεγαλύτερη της κλίμακας της ζώνης και πλέον οι περισσότεροι ερευνητές την αναφέρουν ως μάζα.



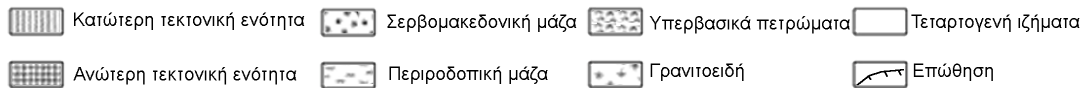
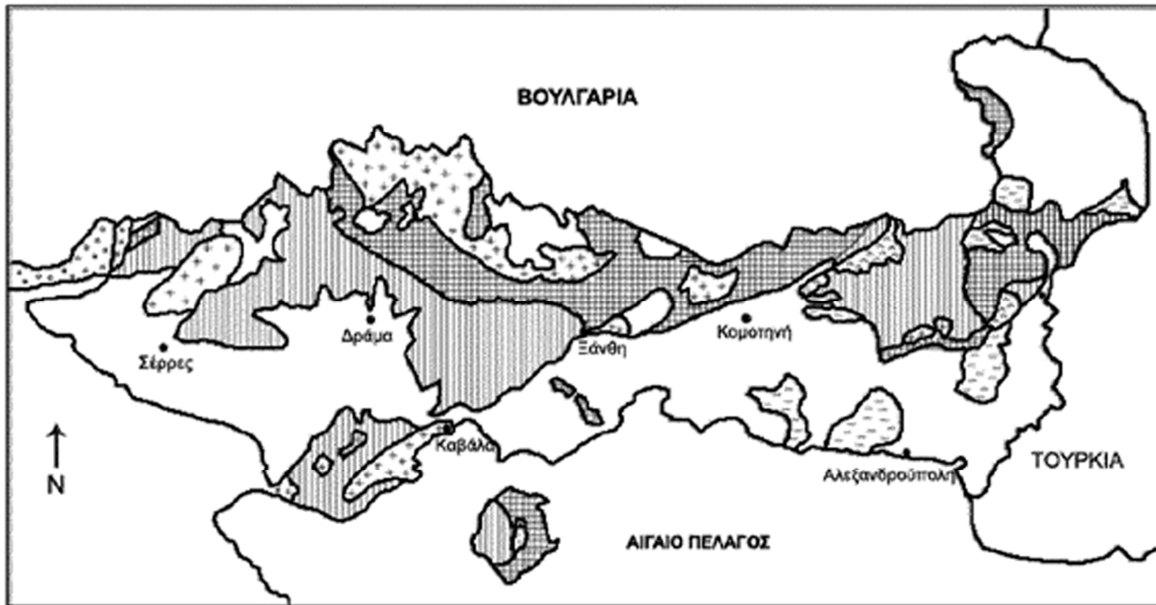
Σχήμα 2.1. Τοποθέτηση της μάζας της Ροδόπης στον ελληνικό χώρο

Παλαιότεροι ερευνητές (Kronberg et al. 1970, Boncev 1988) θεώρησαν τη μάζα της Ροδόπης ως ένα σταθερό κρατονικό σύμπλεγμα το οποίο περιβάλλεται από τον Αλπικό και τον Διναρικό κλάδο. Παρ' όλα αυτά νεότερες εργασίες (Paranikolaou & Panagopoulos 1981, Liati 1986, Kiliias & Mountrakis 1990) αναγνωρίζουν στο ελληνικό τμήμα αλλά και στο βουλγάρικο (Burg et al 1990) αλπικές επιδράσεις.

Η πρώτη μελέτη της μάζας της Ροδόπης έγινε το 1938 από τον Osswald ο οποίος διακρίνει τέσσερις σειρές μεταμορφωμένων πετρωμάτων οι οποίες από τις κατώτερες προς τις ανώτερες είναι οι εξής: η σειρά των γνευσίων, η σειρά των μαρμάρων, η σειρά των μαρμαρυγιακών σχιστολίθων και η σειρά των σχιστολίθων και μαρμάρων. Οι Kronberg et al. (1970), διακρίνουν τρεις ομάδες πετρωμάτων, μία ανώτερη και μία κατώτερη με γνεύσιους και σχιστόλιθους και μία ενδιάμεση με μάρμαρα. Οι πρωτόλιθοι των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της μάζας της Ροδόπης θεωρούνται Παλαιοζωικής ηλικίας.

Σήμερα, μετά από πιο πρόσφατες έρευνες, το ελληνικό τμήμα της μάζας της Ροδόπης διαχωρίζεται σε δυο τεκτονικές ενότητες: Την ενότητα Σιδηρόνερου, ή Ανώτερη Τεκτονική Ενότητα, κατά μήκος των ελληνοβουλγαρικών συνόρων και την ενότητα Παγγαίου, ή Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα που καταλαμβάνει τη δυτική, νοτιοδυτική Ροδόπη (Paranikolaou & Panagopoulos 1981) (Σχήμα 2.2). Η ενότητα Παγγαίου αποτελείται από ορθογνεύσιους, σχιστόλιθους, αμφιβολίτες και μάρμαρα ενώ η ενότητα Σιδηρόνερου περιλαμβάνει πετρώματα πολύ υψηλότερου βαθμού μεταμόρφωσης (μιγματιτωμένους ορθογνεύσιους, αμφιβολιτικούς εκλογίτες, αμφιβολίτες, λεπτές ενστρώσεις μαρμάρων και μιγματίτες). Η ενότητα Σιδηρόνερου επιπεύει την ενότητα Παγγαίου από Βορρά προς

Νότο κατά μήκος μιας μεγάλου μήκους τεκτονικής γραμμής γενικής διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ (περίπου 110°). Παρομοίως στη Βουλγαρία η μάζα της Ροδόπης διαχωρίζεται σε πολλές τεκτονικές σειρές από τους Ivanov (1988) και Burg et al. (1990) με βάση την επίδραση τεκτονικών γεγονότων.



Σχήμα 2.2. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της μάζας της Ροδόπης, με τις δύο τεκτονικές ενότητες (από Μπόσκος 1994).

Η μάζα της Ροδόπης χωρίζεται από τη Σερβομακεδονική μάζα στα δυτικά με τη γραμμή του Στρυμόνα. Οι Kockel & Walther (1965) και Κουκουζάς (1972), οι οποίοι εντόπισαν τα όρια αυτής της επαφής, υποστήριξαν την επώθηση της Σερβομακεδονικής μάζας πάνω στη μάζα της Ροδόπης. Νεότερες απόψεις (Dinter & Royden 1993, Sokoutis et al. 1993) υποστηρίζουν την εκτατική εκταφή (extensional exhumation) της ενότητας Παγγαίου ως αποτέλεσμα της αποκόλλησης ενός τμήματος της ανώτερης

τεκτονικής ενότητας Σιδηρόνερου και την προς τα δυτικά κίνησή του, κατά τη διάρκεια του Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου.

Στο ανατολικό όριο της μάζας της Ροδόπης υπάρχει τεκτονική επαφή με την Περιοδοπική ζώνη, η οποία αποτελώντας ένα Μεσοζωικό κάλυμμα επωθείται στη μάζα της Ροδόπης με ΝΔ διεύθυνση (Παπαδόπουλος 1980, 1982, Paranikolaou 1984, Tranos et al. 1999). Άλλες έρευνες (Ricou et al. 1998) απορρίπτουν αυτή την άποψη και υποστηρίζουν την ύπαρξη δύο διακριτών πρασινοσχιστολιθικών ζωνών.

2.2 Ηλικία της μάζας της Ροδόπης

Οι προσπάθειες προσδιορισμού της ηλικίας του κρυσταλλικού υποβάθρου της μάζας της Ροδόπης, καθώς και της φύσης των πρωτόλιθων δεν έχουν δώσει σαφή αποτελέσματα. Στη Βουλγαρία μέσα στη σειρά των μαρμάρων βρέθηκαν βραχιόποδα τα οποία δείχνουν Μέσω-Κάτω Παλαιοζωική ηλικία (Δεβόνιο) (Jones et al. 1992). Οι Ancirev et al. (1980) προσδιόρισαν ηλικία Μέσου Ορδοβισίου – Κάτω Λιθανθρακοφόρου με βάση απολιθώματα που βρέθηκαν σε σχηματισμούς υποκείμενους των μαρμάρων στην περιοχή της Βουλγαρίας. Οι Kozhukharov & Timofeev (1980), με βάση και πάλι απολιθώματα, προτείνουν για τη μάζα της βουλγαρικής Ροδόπης ηλικία Κατώτερου – Μέσου ή Ανώτερου Προτεροζωικού. Τέλος ραδιοχρονολογήσεις με τη μέθοδο U-Pb σε ζirkόνια στην ανατολική Βουλγαρία έδειξαν ότι οι πρωτόλιθοι των ορθογενεσίων αντιπροσωπεύουν ερκύνιας ηλικίας μαγματίτες (296 Ma, Peicheva et al. 1992).

Όσον αφορά τα πλουτωνικά και τα ηφαιστειακά πετρώματα που βρίσκονται διάσπαρτα στη μάζα της ελληνικής Ροδόπης, οφείλουν την ύπαρξή τους σε μία Τριτογενούς ηλικίας μαγματική δραστηριότητα.

Γεωχρονολογήσεις που έχουν γίνει σε αυτά δίνουν ηλικίες κυρίως Ηωκαίνου – Ολιγοκαίνου (Innocenti et al. 1984, Eleftheriadis & Lippolt 1984, Κυριακόπουλος 1987, Del Moro et al. 1988, Eleftheriadis et al. 1994, Soldatos et al. 2001). Ακόμα, στις περιοχές της Καβάλας, της Αλεξανδρούπολης και της Σαμοθράκης παρατηρείται και μία κάτω μειοκαινική περίοδος δραστηριότητας (Eleftheriadis et al. 1994, Dinter et al. 1995, Eleftheriadis et al. 2001, Christofides et al. 2004).

2.3 Μεταμόρφωση και τεκτονική της μάζας της Ροδόπης

Πετρολογικές έρευνες στο ελληνικό τμήμα της μάζας της Ροδόπης αποκάλυψαν ότι η Ροδόπη επηρεάστηκε από τρία διαδοχικά κύρια μεταμορφικά επεισόδια: α) μία προ-Ηωκαινική υψηλής πίεσης (εκλογιτική φάση, 15 kb) μεταμόρφωση, που τεκμηριώνεται με την παρουσία αμφιβολουχών εκλογιτών, β) μία κάτω- έως μέσο-Ηωκαινική, μεσαίων πιέσεων (τύπου Barrow, 7kb/650° C) μεταμόρφωση, που διαπιστώθηκε σε μεταπηλίτες και γ) μία ανάδρομη μεταμόρφωση χαμηλών πιέσεων (πρασινοςχιστολιθική φάση) που παρατηρείται επιλεκτικά σε όλα τα πετρώματα της περιοχής (Kronberg & Raith 1977, Mposkos & Perdikakis 1987, Kiliadis & Mountrakis 1990, Liati & Mposkos 1990).

Από την τεκτονική ανάλυση του κρυσταλλοσχιστώδους, που έγινε μέχρι τώρα στην περιοχή της ελληνικής Ροδόπης, διαπιστώθηκαν τρεις κύριες φάσεις πτυχώσεων (Kokkinakis 1980, Papanikolaou & Panagopoulos 1981, Mountrakis 1986, Hatzipanagis 1988). Η πρώτη φάση, Παλαιοζωικής ηλικίας, προκάλεσε ισοκλινείς πτυχές με άξονες διεύθυνσης B-N στην κατώτερη τεκτονική ενότητα και BA-NΔ έως A-Δ στην ανώτερη τεκτονική ενότητα. Η δεύτερη φάση με πτυχές υποίσοκλινείς αξονικής διεύθυνσης BA-NΔ σχετίζεται με την τοποθέτηση των πλουτωνιτών και έχει την ίδια

ηλικία με αυτούς (Ηώκαινο – Ολιγόκαινο). Τέλος η τρίτη φάση (τριτογενούς ηλικίας) έχει πτυχές ανοιχτές διεύθυνσης αξόνων ΒΔ-ΝΑ και συνδέεται με την εφίππευση της ενότητας Σιδηρόνερου στην ενότητα Παγγαίου.

2.4 Τριτογενείς λεκάνες

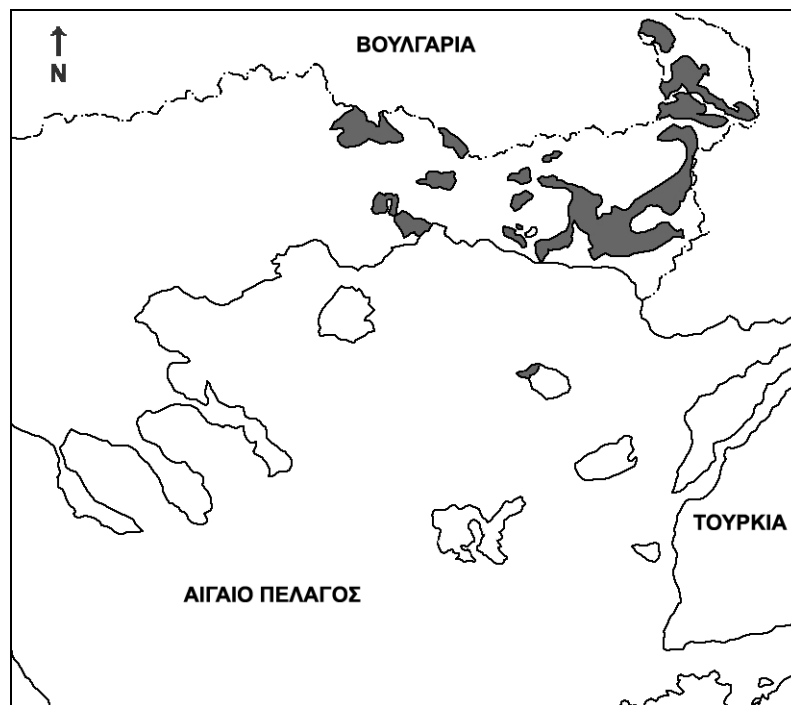
Κατά την περίοδο του Τριτογενούς στο χώρο της ελληνικής Ροδόπης παρατηρείται έντονος εφελκυσμός που έχει σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία τεκτονικών βυθισμάτων (Σχήμα 2.3). Μέσα σε αυτές τις ρηξιγενείς λεκάνες αποτέθηκαν ιζήματα καθώς επίσης και ηφαιστειοκλαστικά υλικά ενώ συχνή είναι και η παρεμβολή συμπαγών ηφαιστειακών και πλουτωνικών πετρωμάτων.

Ξεκινώντας από τα δυτικά προς τα ανατολικά η πρώτη λεκάνη που συναντάμε είναι η λεκάνη του Στρυμόνα ή Σερρών. Έχει ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση και ο σχηματισμός της ξεκίνησε κατά το Κάτω-Μέσο Μειόκαινο. Τα νεογενή – τεταρτογενή κλαστικά ιζήματα που περιέχει, τα συναντάμε σε βάθη έως και 3,5 km (Syrides 1995).

Στην επόμενη λεκάνη που παρατηρούμε, αυτή της Δράμας ή Φιλλίπων, η ιζηματογενής ακολουθία περιλαμβάνει άργιλους, πηλούς, άμμους, κροκαλοπαγή και μάργες (Borjonas & Rondogianni-Tsiambaou 1983). Ο σχηματισμός της άρχισε το Μειόκαινο (Ψιλοβίκος 1990)

Το σημαντικότερο, από οικονομική άποψη, τεκτονικό βύθισμα της περιοχής είναι σίγουρα αυτό του Πρίνου ή Θρακικής θάλασσας. Εκτείνεται στην περιοχή του βορείου Αιγαίου, από το Άγιο Όρος έως τα νησιά του βορείου Αιγαίου (Λήμνος, Ίμβρος, Σαμοθράκη). Χαρακτηριστική είναι η παρουσία κοιτασμάτων υδρογονανθράκων μέσα στην κλαστική σειρά. Ο σχηματισμός της λεκάνης θεωρείται ότι άρχισε στο Μέσο Ηώκαινο. Συνέχειά της αποτελεί το τεκτονικό βύθισμα του Νέστου που

δημιουργήθηκε εξαιτίας εφελκυστικών τάσεων στο Μέσο Μειόκαινο (Lalechos 1986).



Σχήμα 2.3. Εμφάνισεις τριτογενών ιζηματογενών σχηματισμών στη μάζα της Ροδόπης (από Ρούσσος 1994).

Στο χώρο της Θράκης τα τεκτονικά βυθίσματα Ξάνθης - Κομοτηνής και Αλεξανδρούπολης – Ορεστιάδας έχουν παρόμοια εξέλιξη. Η ιζηματογενής ακολουθία αποτελείται στο κατώτερο τμήμα της από κροκαλοπαγή, ψαμμίτες και άργιλους ηλικίας Μέσου Ηωκαίνου (Λουτήσιο). Η ιζηματογένεση συνεχίζεται κατά το Πριαμπόνιο με νουμμουλιτικούς ασβεστόλιθους, ψαμμίτες και μάργες με εναλλαγές πυροκλαστικών υλικών. Στην Ολιγοκαινική σειρά παρατηρούνται αρχικά καθαρά θαλάσσιοι σχηματισμοί οι οποίοι μεταβαίνουν σε ψαμμιτικούς-μολασσικούς σχηματισμούς αβαθούς θάλασσας. Την εποχή αυτή ξεκινά και ο κύριος κύκλος ηφαιστειότητας και πλουτωνισμού (ρυόλιθοι, ανδεσίτες, πυροκλαστικά, μονζονίτες). Τέλος στο Νεογενές μετά από μία μακρά

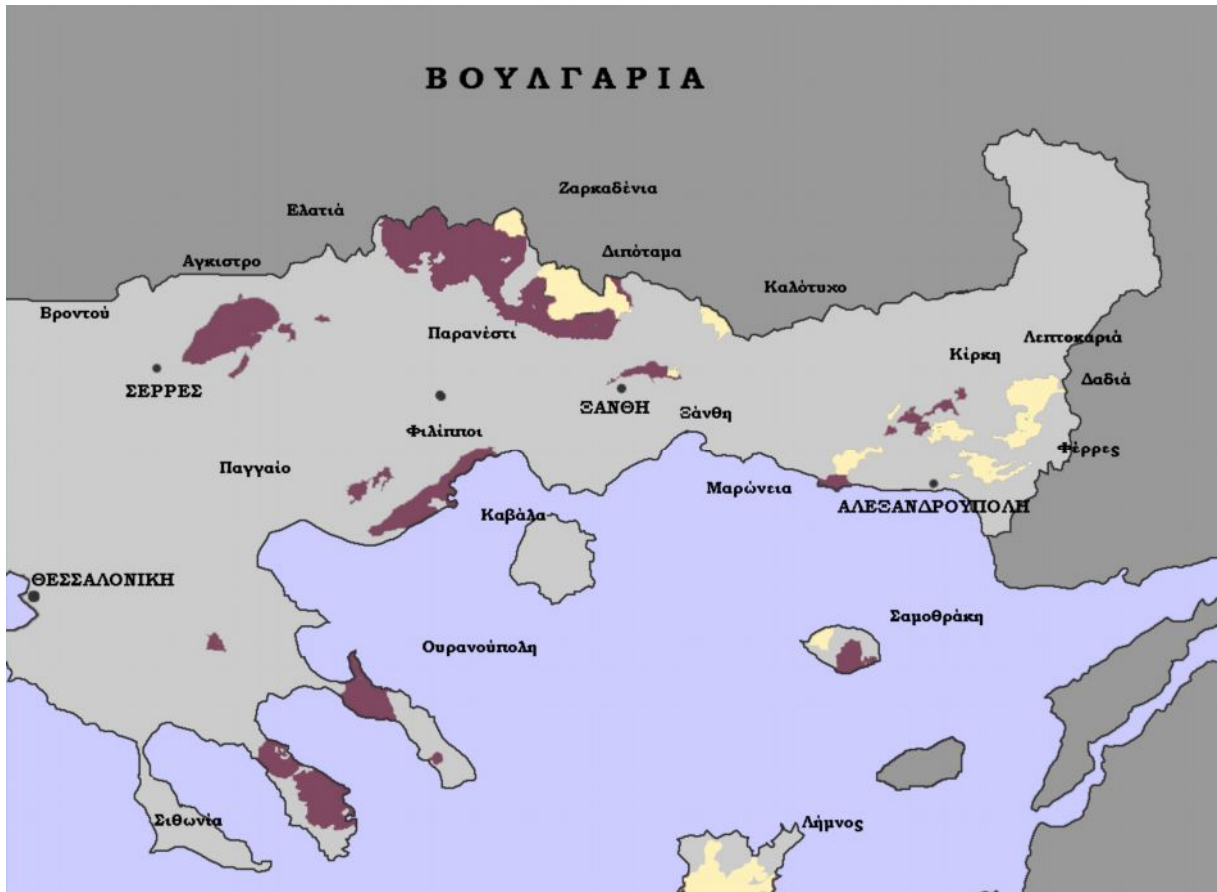
περίοδο διακοπής, η ιζηματογένεση, αρχίζει και πάλι στο Α. Μειόκαινο με την απόθεση κλαστικών-μολασσικών ιζημάτων αβαθούς θάλασσας (Lalechos 1986, Papadopoulos et al. 2003, 2005). Η κυριότερη διαφορά μεταξύ των δυο λεκανών, Ξάνθης-Κομοτηνής και Αλεξανδρούπολης-Ορεστιάδας είναι η απουσία στην πρώτη των μειοκαινικών σχηματισμών.

2.5 Τριτογενής μαγματισμός

Κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς στην ανατολική Μακεδονία και τη Θράκη παρατηρείται έντονη μαγματική δραστηριότητα. Πλουτωνικά και ηφαιστειακά πετρώματα απαντώνται τόσο στη μάζα της ελληνικής Ροδόπης όσο και στην Περιοδοπική ζώνη (Σχήμα 2.5).

Οι ηφαιστειακές εμφανίσεις εντοπίζονται κυρίως σε δυο μεγάλες περιοχές, μία βορειοδυτικά της Ξάνθης και μία στην περιοχή της Αλεξανδρούπολης. Η ηφαιστειακή δράση ξεκίνησε στο Μέσο Ηώκαινο και συνεχίστηκε έως το Κάτω Μειόκαινο δίνοντας υψηλού καλίου, ασβεσταλκαλικής έως σωσωνιτικής σύστασης συμπαγή ηφαιστειακά πετρώματα καθώς και πυροκλαστικά υλικά. Η δραστηριότητα αυτή συνδέεται με το σχηματισμό των τριτογενών λεκανών στον ίδιο χώρο. Η ηλικία των ηφαιστιτών, σύμφωνα με τη μέθοδο K/Ar, στις περιοχές Ζαρκαδένια, Διπόταμα, Καλότυχο (βορειοδυτικά της Ξάνθης) υπολογίστηκε σε 35-24 Ma (Eleftheriadis & Lippolt 1984) ενώ στις περιοχές των Σαπών, Αισύμης και Κίρκης (περιοχή Αλεξανδρούπολης) οι ηλικίες, όπως δείχνουν νεότερες έρευνες (Christofides et al. 2004), υπολογίζονται σε 33-19,5 Ma. Στην ηφαιστειότητα της ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης θα πρέπει να συμπεριλάβουμε και την ‘παλιά σειρά’ ηφαιστιτών της Σαμοθράκης που αποτελείται κυρίως από ανδεσίτες με ηλικία 27-22 Ma (Eleftheriadis et al. 1994, Βλάχου 2003).

Δείγματα παλαιότερης ηφαιστειακής δράσης καταγράφονται μέσα στα Α. Ηωκαινικής και Πριαμπόνιας ηλικίας ιζήματα της περιοχής. Αυτά αφορούν κυρίως τις περιορισμένης έκτασης ανδεσιτικές λάβες και τις ηφαιστειοκλαστικές ενστρώσεις μέσα στα μολασσικά ιζήματα της περιοχής της Αλεξανδρούπολης (Papadopoulos et al. 2005).



Σχήμα 2.4. Τα μαγματικά συμπλέγματα Ανατολικής Μακεδονίας-Θράκης. Μωβ: πλουτωνίτες, κίτρινο: ηφαιστίτες (από Ελευθεριάδης κ.ά. 2004).

Στην περιοχή της ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης εμφανίζεται επίσης και μια σειρά πλουτωνικών σωμάτων ασβεσταλκαλικής σύστασης. Οι πετρογραφικοί τύποι που συναντάμε είναι κυρίως γρανίτες (διμαρμαρυγικοί και αμφιβολιτικοί), γρανοδιορίτες, μονζονίτες, χαλαζιακοί μονζονίτες και διορίτες. Οι διεισδύσεις αυτές εντοπίζονται στη

Λεπτοκαρυά, στην Κίρκη, στα Χαλάσματα και στη Μαρώνεια (Κυριακόπουλος 1987, Del Moro et al. 1988, Παπαδοπούλου 2002), στην Ξάνθη (Χριστοφίδης 1977, Κυριακόπουλος 1987, Christofides 1990), στην Ελατιά και το Παρανέστι (Σκλαβούνος 1981, Σολδάτος 1985, Soldatos et al. 2001), στην Καβάλα και το Παγγαίο (Κυριακόπουλος 1987, Neiva et al. 1996, Koroneos & Eleftheriadis 2002), στη Βροντού (Kolokotroni 1992, Soldatos et al. 1998) και στη Σαμοθράκη (Christofides et al. 2000). Οι ηλικίες αυτών των πλουτωνιτών έχουν προσδιοριστεί από τους παραπάνω ερευνητές σε 38-21 Ma (Ολιγόκαινο-Κάτω Μειόκαινο). Εξάιρεση αποτελεί ο πλουτωνίτης της Ελατίας που είναι Ηωκαινικής ηλικίας (Soldatos et al. 2001).

3. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ

3.1 Διάκριση πετρογραφικών τύπων

Στο σχήμα 3.1 απεικονίζεται ο γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης. Ο χάρτης αυτός σχεδιάστηκε με βάση τους γεωλογικούς χάρτες του Ι.Γ.Μ.Ε. (φύλλα Ξάνθη και Άβδηρα, κλίμακα 1:50.000, Kronberg & Eltgen 1971, Κουρής 1978) και εμπλουτίστηκε με βάση τις υπαίθριες παρατηρήσεις. Πάνω σε αυτόν σημειώνονται οι εμφανίσεις και οι περιοχές δειγματοληψίας των μελετώμενων πετρωμάτων.

Η μορφολογία της περιοχής χαρακτηρίζεται από ήπιο σχετικά ανάγλυφο και χαμηλά υψόμετρα. Σχεδόν ολοκληρωτική είναι η παρουσία καλλιεργούμενων εκτάσεων και βοσκοτόπων. Έτσι ο εντοπισμός των εμφανίσεων και η συλλογή δειγμάτων περιορίστηκε στα σημεία όπου υπάρχουν ανθρωπογενείς τομές (δρόμοι, λατομεία κτλ.) ή σε σημεία που τα πετρώματα διατηρήθηκαν εξαιτίας της μεγάλης ανθεκτικότητάς τους και προβάλλουν ως εξάρματα λόγω της διάβρωσης των περιβαλλόντων σχηματισμών.

Στην περιοχή μελέτης εντοπίστηκαν και εξετάστηκαν τρεις διαφορετικοί τύποι πετρωμάτων μαγματικής προέλευσης:

α) Οι ανδεσιτικές φλέβες που διακόπτουν την ιζηματογενή ακολουθία,

β) Ο γρανίτης που διασχίζεται από απλιτικές φλέβες

γ) Ο τοφφίτης που παρεμβάλλεται μέσα στα ιζήματα

Για τον προσδιορισμό της ορυκτολογικής σύστασης και της ονοματολογίας των ανδεσιτικών και απλιτικών πετρωμάτων κατασκευάστηκαν λεπτές τομές οι οποίες εμβαδομετρήθηκαν. Τα αποτελέσματα των εμβαδομετρήσεων παρουσιάζονται στον πίνακα 3.1.

Πίνακας 3.1 Αποτελέσματα εμβαδομετρήσεων των μαγματικών πετρωμάτων (όγκος %)

Δείγμα	Τύπος	Θ.Μ.	Q	Pl	Kf	Px	Hbl	Bi	Mu	Λοιπά
G1	Απλίτης	-	50	9,5	36	-	-	2	2	0,5
G8	Απλίτης	-	36	15	40	-	-	-	6,5	2,5
C3	Ανδεσίτης	54	-	29	-	14	-	-	-	3
D3	Ανδεσίτης	59,5	-	27,5	-	10	1	-	-	2
D2	Ανδεσίτης	64,5	-	22,5	-	2	9	-	-	2
D6	Ανδεσίτης	61,5	-	25	-	1	10,5	-	-	2

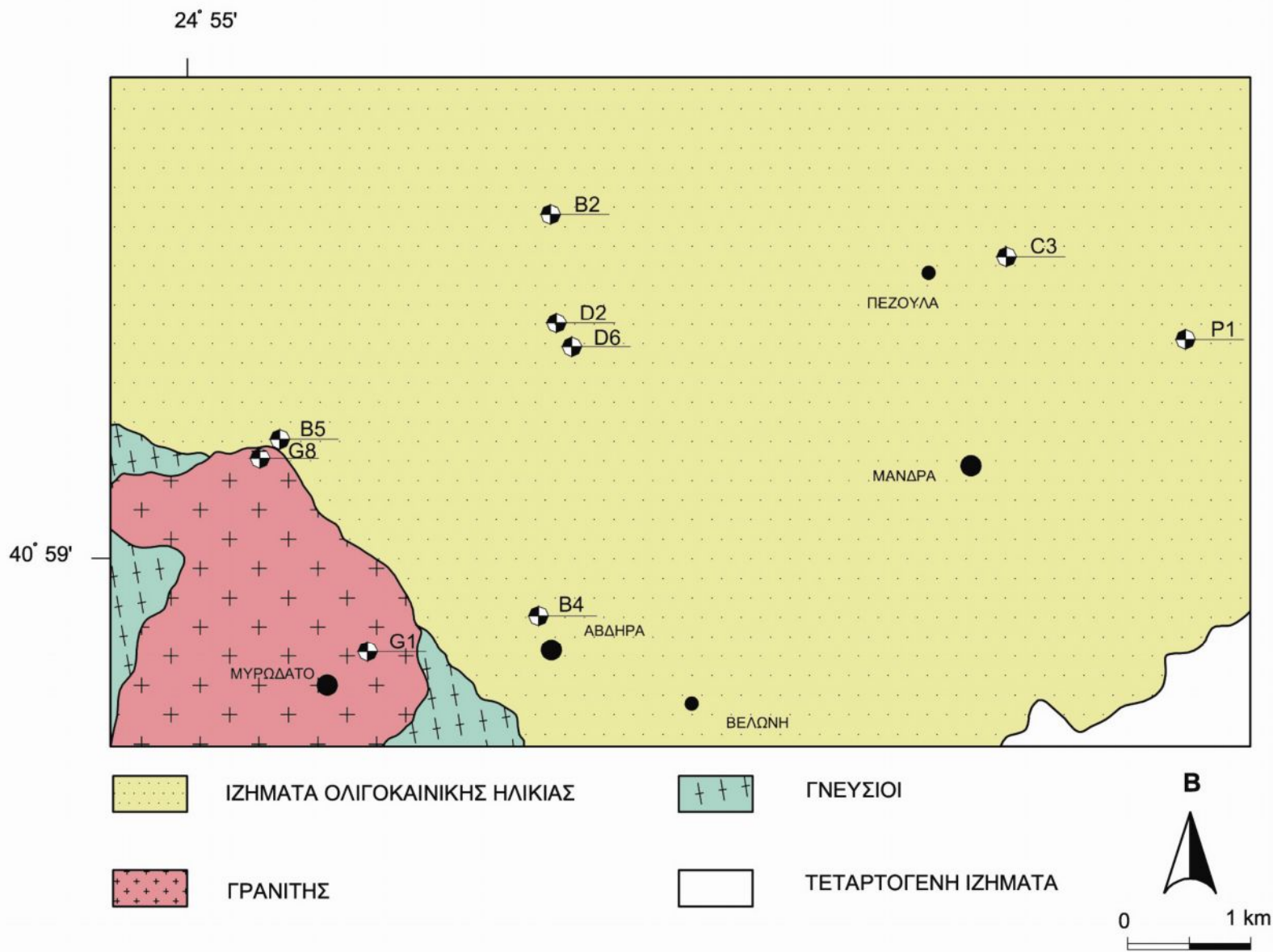
Θ.Μ. : θεμελιώδης μάζα, Q: χαλαζίας, Pl: πλαγιόκλαστο, Kf: καλιούχος άστριος, Px: πυρόξενος, Hbl: κεροσίλβη, Bi: βιοτίτης, Mu: μοσχοβίτης, λοιπά: επουσιώδη

3.2 Μέθοδοι ανάλυσης

Για την εύρεση των γεωχημικών χαρακτηριστικών των πετρωμάτων έγιναν χημικές αναλύσεις κυρίων στοιχείων, ιχνοστοιχείων και σπανίων γαιών. Επιλέχθηκαν αντιπροσωπευτικά δείγματα των ανδεσιτικών και των απλιτικών φλεβών που διασχίζουν το γρανίτη.

Οι χημικές αναλύσεις έγιναν στο Πανεπιστήμιο της Perugia της Ιταλίας, στο τμήμα των Γεωεπιστημών. Για την ανάλυση των κυρίων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της φασματοσκοπίας φθορισμού ακτινών X (XRF) και για την ανάλυση των σπανίων γαιών η μέθοδος της φασματοσκοπίας μάζας επαγωγικά συζευγμένου πλάσματος (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, ICP-MS)

Η αρχή λειτουργίας της μεθόδου XRF βασίζεται στο φαινόμενο της παραγωγής χαρακτηριστικής δευτερογενούς ακτινοβολίας X από άτομα που διεγέρθηκαν από μία επίδραση πρωτογενών ακτινών X. Αν το δείγμα που θα υποστεί τη δέσμη των πρωτογενών ακτινών X είναι υλικό που αποτελείται από πολλά στοιχεία, τότε η δευτερογενής ακτινοβολία X που παράγεται έχει



Σχήμα 3.1. Γεωλογικός χάρτης της μελετώμενης περιοχής.

ένα φάσμα που αποτελείται από τις επιμέρους χαρακτηριστικές ακτινοβολίες. Με τη βοήθεια ανιχνευτή κρυστάλλου και γνωρίζοντας τη γωνία για την κάθε χαρακτηριστική ακτινοβολία μπορεί να γίνει η ανίχνευσή της και η ποσοτική καταμέτρησή της.

Η φασματοσκοπία μάζας επαγωγικά συζευγμένου πλάσματος (ICP-MS) είναι μία σχετικά νέα τεχνική η οποία χρησιμοποιείται συχνά καθώς χαρακτηρίζεται από μεγάλη ακρίβεια στον ποσοτικό προσδιορισμό ιχνοστοιχείων με μικρή ανιχνευσιμότητα. Κατά τη μέθοδο αυτή, τα ιόντα αποσπώνται από το πλάσμα μέσα από μια μικροσκοπική οπή μέσω ενός συστήματος αναρρόφησης και εστιάζονται στο φασματογράφο μάζας με τη βοήθεια ιοντικών φακών εστίασης.

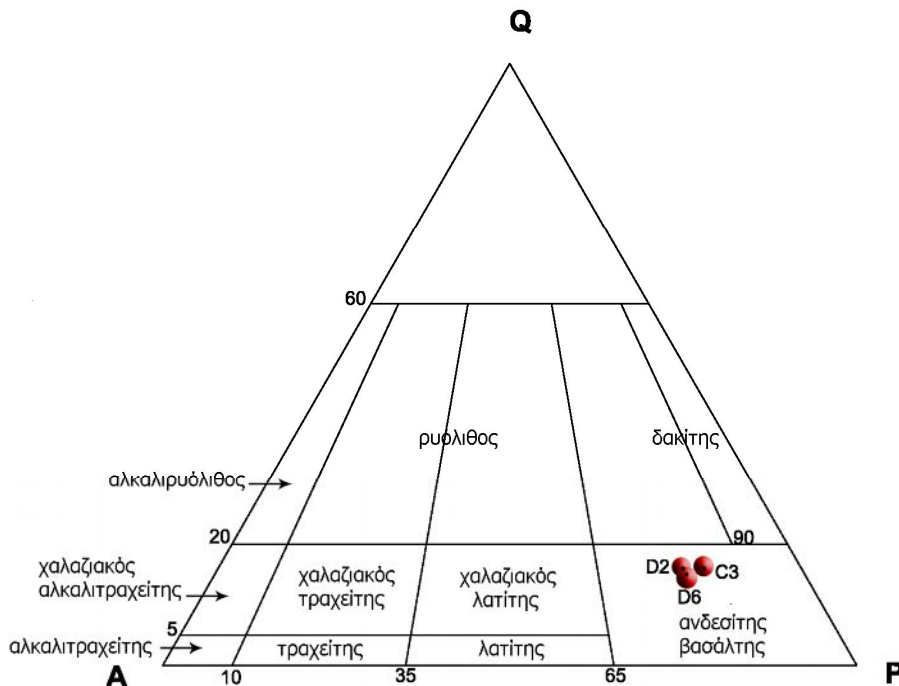
Πριν από τον ποσοτικό προσδιορισμό της συγκέντρωσης των στοιχείων στα δείγματα, έγινε και προσδιορισμός της απώλειας κατά την πύρωση (Α.Π.) τόσο στο Εργαστήριο Γεωχημείας του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. όσο και στο Πανεπιστήμιο της Perugia. Μεταξύ των δύο μετρήσεων δεν παρατηρηθήκαν σημαντικές διαφορές. Η μέτρηση της απώλειας κατά την πύρωση πραγματοποιήθηκε με θέρμανση μικρής ποσότητας ξηρού δείγματος (περίπου 1 gr) στη θερμοκρασία των 1050⁰ για 4 ώρες.

3.3 Οι ανδευσιτικές φλέβες

Στην περιοχή μελέτης εντοπίζονται αρκετές εμφανίσεις υποφαιστειακών φλεβών που το πάχος τους ποικίλει, από 1-2 m έως 30 m. Χαρακτηρίζονται ως φλέβες γιατί διεισδύουν σχεδόν κάθετα και ασύμφωνα στα περιβάλλοντα ιζήματα. Μερικές εμφανίσεις διακρίνονται από το ανάγλυφο καθώς διατηρούνται σαν εξάρματα επειδή είναι ανθεκτικότερα στην αποσάθρωση και τη διάβρωση από τους γύρω ιζηματογενείς

σχηματισμούς. Σε άλλα σημεία τα βρίσκουμε έντονα αποσαθρωμένα και τεκτονικά καταπονημένα. Χαρακτηριστικές είναι οι σφαιρικές δομές αποσάθρωσης που συχνά συναντάμε (Φωτ. 17,18). Στα όρια επαφής με τα ιζήματα δεν παρουσιάζονται φαινόμενα μεταμόρφωσης, γεγονός που δείχνει ότι το μάγμα που τροφοδότησε τις ανδεσιτικές φλέβες είχε χαμηλή θερμοκρασία. Το χρώμα τους μακροσκοπικά είναι γκρίζο έως γκριζοπράσινο και συνήθως παρουσιάζονται συμπαγή.

Μικροσκοπικά ο ιστός που εμφανίζουν οι ανδεσιτικές φλέβες είναι τυπικά πορφυριτικός (Φωτ. 25) με τους φαινοκρυστάλλους να αποτελούν το 40% περίπου του συνολικού όγκου τους (Πίνακας 3.1). Η θεμελιώδης μάζα αποτελείται κυρίως από πλαγιόκλαστα ενώ στη γενιά των φαινοκρυστάλλων

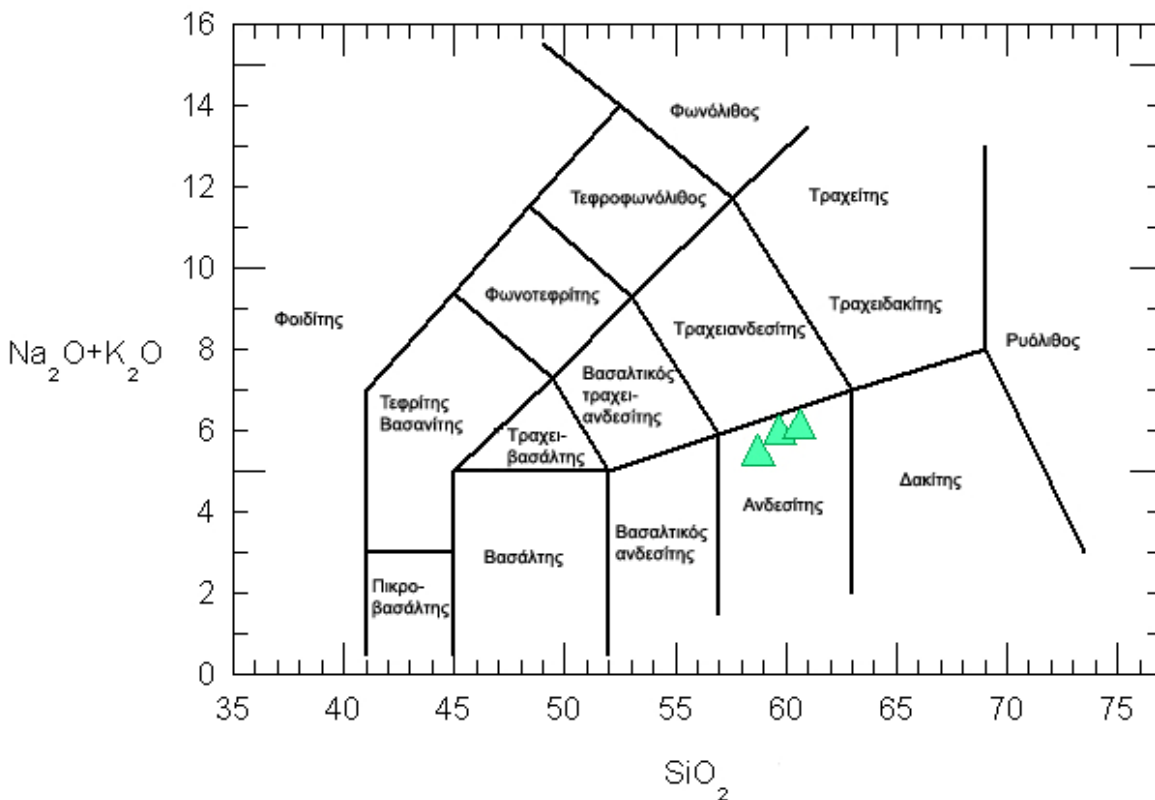


Σχήμα 3.2. Ταξινόμηση της δυνητικής σύστασης του πετρώματος κατά Streckeisen (1979).

συναντάμε πλαγιόκλαστα (Φωτ. 25), κεροστίλβη (Φωτ. 26) και πυρόξενους (Φωτ 27). Εμφανίζονται επίσης εποψιδώδης ζιρκόνιο, απατίτης και αδιαφανή ορυκτά (ιλμενίτης, μαγνητίτης, αιματίτης, σιδηροπυρίτης) και δευτερογενώς χλωρίτης.

Προβάλλοντας στο τρίγωνο του Streckeisen (Σχήμα 3.2, Streckeisen 1979) τη δυνητική σύσταση των πετρωμάτων, παρατηρούμε ότι αυτά προβάλλονται στο πεδίο του ανδεσίτη. Το ίδιο πεδίο επίσης περιλαμβάνει το βασάλτη, αλλά τα μελετώμενα πετρώματα έχουν χαμηλό δυνητικό χρωματικό δείκτη (13-17) σε σχέση με αυτόν των βασαλτών ($X.D.>38$).

Οι φλέβες αυτές χημικά ταξινομούνται ως ανδεσίτες και με βάση το διάγραμμα TAS (Σχήμα 3.3), που εκφράζει τη σχέση του αθροίσματος των αλκαλίων ως προς το πυρίτιο (Le Bas et al. 1986).



Σχήμα 3.3. Χημική ταξινόμηση και ονοματολογία των φλεβικών πετρωμάτων με βάση το διάγραμμα TAS (κατά Le Bas et al. 1986).

Το διάγραμμα αυτό χρησιμοποιείται για την ταξινόμηση και την ονοματολογία ηφαιστειακών πετρωμάτων των οποίων η ορυκτολογική σύσταση δεν είναι δυνατόν να προσδιοριστεί με ακρίβεια λόγω της παρουσίας είτε υάλου, είτε μικροκρυσταλλικής μάζας. Οι τιμές που προβάλλονται σε αυτό το διάγραμμα είναι ανηγμένες στο 100% σε άνυδρη βάση.

3.4 Ο γρανίτης και οι απλιτικές φλέβες

Στη βάση των ιζηματογενών σχηματισμών και στο όριό τους με το μεταμορφωμένο υπόβαθρο εμφανίζεται μία γρανιτική διείδυση που είναι γνωστή ως γρανίτης του Μυρωδάτου. Πρόκειται για ένα αδροκρυσταλλικό έως μεσοκρυσταλλικό γρανίτη έντονα εξαλλοιωμένο και τεκτονικά καταπονημένο. Ορυκτολογικά αποτελείται από Κ-άστριους, πλαγιόκλαστα, χαλαζία και βιοτίτη. Το χρώμα του μακροσκοπικά εμφανίζεται ροδοκόκκινο εξαιτίας των έντονων αλλοιώσεων που έχουν υποστεί οι άστριοι που περιέχει. Σύμφωνα με προηγούμενους μελετητές (Κουρής 1978), ο γρανίτης είναι παλαιότερος του Άνω Ηώκαινου – Κάτω Ολιγόκαινου. Εξαιτίας της έντονης εξαλλοίωσης του πετρώματος δεν εντοπίστηκαν θέσεις από τις οποίες θα γινόταν συλλογή δειγμάτων κατάλληλων για κατασκευή λεπτών τομών και χημική ανάλυση.

Τον όγκο του πλουτωνίτη διατρέχουν πολυάριθμες απλιτικές φλέβες (Φωτ. 7,8,9) των οποίων το πάχος ποικίλει από μερικά εκατοστά έως 1 μέτρο. Συνήθως συνδέονται μεταξύ τους ενώ παρατηρήθηκαν και θέσεις όπου σχηματίζονται τοπικές συγκεντρώσεις σφαιρικού σχήματος από απλιτικό υλικό. Αποτελούνται κυρίως από χαλαζία, καλιούχους άστριους,

πλαγιόκλαστα και μοσχοβίτη ενώ επουσιωδώς εμφανίζονται βιοτίτης, απατίτης, χλωρίτης, μοναζίτης και μεταλλικά ορυκτά.

3.5 Τα πυροκλαστικά υλικά

Μέσα στην κλαστική ιζηματογενή σειρά εντοπίζονται σε ορισμένα σημεία φακοί με μεγάλη περιεκτικότητα υλικού ηφαιστειακής προέλευσης. Πρόκειται για επανατοποθετημένο πυροκλαστικό υλικό, προϊόν έκρηξης ηφαιστειακού κέντρου της περιοχής. Οι φακοί αυτοί άλλοτε αποτελούνται εξ ολοκλήρου από πυροκλαστικά υλικά, οπότε τους χαρακτηρίζουμε ως τόφφους, και άλλοτε από μείγμα πυροκλαστικών και τυπικών κλαστικών ή επικλαστικών υλικών σε οποιαδήποτε αναλογία και άρα τους ονομάζουμε τοφφίτες (Φωτ. 10,11,12).

Οι τόφφοι αποτελούνται κυρίως από γυαλί και θραύσματα κρυστάλλων χαλαζία και αστρίων. Οι κρύσταλλοι των αστρίων παρουσιάζονται έντονα καολινιωμένοι. Τα κλαστικά υλικά που συναντάμε στους τοφφίτες μοιάζουν με αυτά της ιζηματογενούς ακολουθίας της υπόλοιπης περιοχής. Συναντάμε δηλαδή, αποστρογγυλεμένους κόκκους χαλαζία, κρυστάλλους μοσχοβίτη και θραύσματα πετρωμάτων του μεταμορφωμένου υποβάθρου. Το μέγεθος των κόκκων και των κρυστάλλων δεν ξεπερνάει το 1 mm.

Μακροσκοπικά τα πετρώματα αυτά διακρίνονται από το έντονα λευκό χρώμα τους και το σχετικά μικρό ειδικό βάρος που έχουν. Συνήθως εμφανίζονται εμποτισμένα με οξειδία σιδήρου που έχουν διεισδύσει κατά μήκος των επιφανειών στρώσης.

Όσον αφορά την προέλευση των πυροκλαστικών αυτών υλικών δεν είναι δυνατή η εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων. Η έντονη υδροθερμική εξαλλοίωση των πετρωμάτων από διαλύματα μετά την απόθεσή τους δεν

επιτρέπει την περαιτέρω χημική τους ανάλυση και τον πιθανό συσχετισμό τους με αλλά ηφαιστειακά πετρώματα της περιοχής. Πρόκειται για επανατοποθετημένα προϊόντα είτε μεγάλων εκρήξεων των ηφαιστειακών κέντρων που βρίσκονται στην περιοχή βορειοδυτικά της Ξάνθης, είτε μικρών, τοπικού χαρακτήρα εκρήξεων. Η ηλικία τους με βάση τη θέση τους στην ιζηματογενή ακολουθία υπολογίζεται στο Κατώτατο Ολιγόκαινο.

3.6 Η ιζηματογενής ακολουθία

Το σύνολο των μαγματικών πετρωμάτων εμφανίζεται μέσα στον όγκο ενός ιζηματογενούς σχηματισμού που καταλαμβάνει το νότιο τμήμα της λεκάνης της Ξάνθης. Ο σχηματισμός αυτός αποτελείται από κροκαλοπαγή, μικροκροκαλοπαγή, άμμους, ψαμμίτες και αρκόζες. Τα κροκαλοπαγή εμφανίζονται σε φακούς ή σε στρώματα σε πλευρική εναλλαγή με άμμους. Γενικά τα χρώματα που παρουσιάζει η ακολουθία είναι ανοιχτά, συχνά με ερυθρές αποχρώσεις. Το υλικό προέρχεται από μεταμορφωμένα πετρώματα. Διακρίνονται καλά αποστρογγυλεμένες κροκάλες και κόκκοι χαλαζία, κρύσταλλοι μοσχοβίτη και θραύσματα των πετρωμάτων του υποβάθρου. Κοντά στη βάση του σχηματισμού παρατηρείται, υπό μορφή λεπτού στρώματος, ένας βιογενής, νουμμουλιτικός ασβεστόλιθος καστανού χρώματος (Φωτ.13,14).

Ο ιζηματογενής σχηματισμός επικάθεται ασύμφωνα στα μεταμορφωμένα πετρώματα της περιοχής. Στη βάση του μάλιστα εντοπίζεται το κροκαλοπαγές επίκλυσης (Φωτ 15). Υψηλότερα στη στρωματογραφική ακολουθία ο σχηματισμός αυτός καλύπτεται, ασύμφωνα και πάλι, από τεταρτογενή ιζήματα.

4. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ

4.1 Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό μελετώνται τα ορυκτά συστατικά των ανδεσιτικών και των απλιτικών φλεβών. Τα δείγματα εξετάστηκαν με πολωτικό μικροσκόπιο, με ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (SEM – scanning electron microscope) Jeol Scanning Microscope JSM 840-a και με σύστημα μικροανάλυσης (EDS – energy dispersive spectroscopy) Oxford ISIS-300, στο Εργαστήριο Σαρωτικής Μικροσκοπίας του Α.Π.Θ. Για τις ανάγκες της μικροανάλυσης κατασκευάστηκαν λεπτές-στιλπνές τομές οι οποίες επικαλύφθηκαν με άνθρακα πάχους περίπου 200 Å για να επιτευχθεί η αγωγιμότητα του υλικού. Η επανθράκωση έγινε σε JEOL-4x εξαχνωτή κενού. Οι μετρήσεις έγιναν με τάση επιτάχυνσης 20 kV και χρόνο μέτρησης 60 sec.

4.2 Χαλαζίας

Ο χαλαζίας είναι ένα από τα πιο διαδεδομένα ορυκτά στη φύση και αποτελεί βασικό συστατικό πολλών πυριγενών, ιζηματογενών και μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Αποτελείται από πυριτικά τετράεδρα συνδεδεμένα μεταξύ τους με όλες τις κορυφές τους, ώστε να σχηματίζεται ένα τρισδιάστατο πλέγμα με αναλογία Si:O = 1:2. Είναι από τα πιο σταθερά ορυκτά και αποτελείται σχεδόν από καθαρό SiO₂.

Χαλαζία συναντάμε, σε μεγάλο ποσοστό μάλιστα, στις απλιτικές φλέβες. Εμφανίζεται σε αλλοτριόμορφους κρυστάλλους που συχνά παρουσιάζουν κυματοειδή κατάσβεση. Στα όρια μεταξύ K-αστρίου και πλαγιοκλάστου εμφανίζονται μυρμηκίτες, δηλαδή σκωληκόμορφες συμφύσεις χαλαζία και πλαγιοκλάστου.

4.3 Άστριοι

Οι άστριοι αποτελούν την πιο διαδεδομένη ομάδα ορυκτών στη φύση. Είναι αργιλοπυριτικά ορυκτά του καλίου, νατρίου και ασβεστίου και κρυσταλλώνονται στο μονοκλινές και τρικλινές σύστημα. Η δομή τους αποτελείται από τετράεδρα (Si, Al)O₄ που συνδέονται μεταξύ τους σχηματίζοντας ένα τρισδιάστατο πλέγμα. Στα ενδιάμεσα αυτού του πλέγματος τοποθετούνται μεγάλα κατιόντα (K, Na, Ca ή Ba). Άλλα ιόντα που παίρνουν μέρος στη σύσταση των αστρίων σε περιορισμένες ποσότητες είναι τα Ti, Fe³⁺, Fe²⁺, Mg, Mn, Sr. Ο γενικός χημικός τύπος των αστρίων είναι:



όπου τη θέση T καταλαμβάνουν τα στοιχεία Si και Al και τη θέση M τα K, Na, Ca και Ba.

Οι περισσότεροι άστριοι μπορούν να ταξινομηθούν χημικά με βάση το τριαδικό σύστημα που αποτελείται από τα εξής ακραία μέλη: ορθόκλαστο (Or, KAlSi₃O₈), αλβίτης (Ab, NaAlSi₃O₈) και ανορθίτης (An, CaAl₂Si₂O₈). Στα παραπάνω μέλη θα πρέπει να προστεθεί και ο κελσιανός, ο οποίος αποτελεί το βαριούχο μέλος (Cn, BaAl₂Si₂O₈) και είναι σπάνιος στη φύση.

Οι αλκαλιούχοι άστριοι αποτελούν μία συνεχή σειρά μεικτών κρυστάλλων μεταξύ αλβίτη και ορθόκλαστου. Μπορεί όμως να περιέχουν και μικρή ποσότητα ανορθίτη (έως 10%), η οποία αυξάνεται καθώς πλησιάζουμε το νατριούχο μέλος. Αντίστοιχα τα πλαγιόκλαστα αποτελούν μία συνεχή σειρά κρυστάλλων μεταξύ αλβίτη και ανορθίτη. Με βάση την περιεκτικότητά τους σε αλβίτη τα διάφορα μέλη ονομάζονται: αλβίτης, ολιγόκλαστο, ανδесίνης, λαβραδόριο, βυτωβνίτης, ανορθίτης με σειρά μειούμενου ποσοστού Ab. Τα τρία πρώτα μέλη χαρακτηρίζονται συμβατικά ως όξινα πλαγιόκλαστα ενώ τα τρία επόμενα βασικά. Τα πλαγιόκλαστα

μπορεί να συμπεριλαμβάνουν και ένα ποσοστό καλιούχου άστριου (έως 10%), το οποίο αυξάνεται σταδιακά προς τα πιο νατριούχα μέλη της σειράς.

Στους πίνακες 4.1, 4.2 και 4.3 δίνονται τα αποτελέσματα μικροαναλύσεων των αστρίων και η κατανομή των ιόντων στο πλέγμα. Στο τριγωνικό διάγραμμα Or-Ab-An (Σχήμα 4.1) παρουσιάζονται τα παραπάνω αποτελέσματα.

Στις ανδεσιτικές φλέβες τα πλαγιόκλαστα είναι το κυρίαρχο ορυκτό τόσο στους φαινοκρυστάλλους όσο και στη θεμελιώδη μάζα. Σχηματίζουν ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους φαινοκρυστάλλους οι οποίοι παρουσιάζουν αλβιτική διδυμία και αλλοιώσεις (καολινίωση, σερικιτίωση). Τα πλαγιόκλαστα που βρίσκονται στους ανδεσίτες είναι βέβαια πιο βασικά από αυτά των απλιτών με εύρος χημικής σύστασης $An_{88}Ab_{12}Or_0$ έως $An_{55}Ab_{42}O_3$ (βυτωβνίτης-λαβραδόριο) (Πίνακας 4.1). Κατά τόπους εμφανίζονται και μερικοί κρύσταλλοι με ζώνωση. Πρόκειται για κανονική ζώνωση με βασικό πυρήνα και πιο όξινη περιφέρεια στα όρια πάντα βυτωβνίτη-λαβραδορίου.

Στις απλιτικές φλέβες εμφανίζονται καλιούχοι άστριοι και πλαγιόκλαστα. Οι καλιούχοι άστριοι, οι οποίοι μαζί με το χαλαζία είναι τα κύρια ορυκτά συστατικά του πετρώματος, σχηματίζουν αλλοτριόμορφους κρυστάλλους. Συχνά εμφανίζονται αλλοιωμένοι προς καολίνη και σερικίτη. Η μέση σύσταση των καλιούχων αστρίων, που οπτικά προσδιορίζονται ως ορθόκλαστο, είναι $Or_{89}Ab_{11}An_0$ (Πίνακας 4.3).

Τα πλαγιόκλαστα συμμετέχουν στο πέτρωμα με μικρό, αλλά σημαντικό για απλίτη, ποσοστό (μέχρι 15%) (Πίνακας 3.1). Οι κρύσταλλοι είναι αλλοτριόμορφοι έως υπιδιόμορφοι, συχνά δίδυμοι κατά τον αλβιτικό νόμο. Συνηθισμένη είναι η παρουσία αλλοιωμένων κρυστάλλων, κυρίως προς καολίνη. Η σύστασή τους παρουσιάζεται σταθερή και κυμαίνεται μεταξύ $An_{19}Ab_{81}Or_0$ και $An_{11}Ab_{87}Or_2$ (Πίνακας 4.2). Τα πλαγιόκλαστα των

Πίνακας 4.1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις φαινοκρυστάλλων πλαγιοκλάστων από τις ανδεσιτικές φλέβες. Ο υπολογισμός της κατανομής των ιόντων στο πλέγμα έγινε με βάση 8 οξυγόνα.

δείγμα	D-24		D-64α	D-64β	D-65		C-341		
	περ.	πυρ.	πυρ.	πυρ.	περ.	πυρ.	περ.	ενδ.	πυρ.
SiO₂	48.52	48.47	47.39	50.57	46.61	46.10	53.99	51.74	49.82
Al₂O₃	32.34	32.18	32.69	31.24	33.83	34.20	28.92	30.60	32.39
FeO	0.87	0.78	0.85	0.52	0.54	0.79	0.65	0.00	0.00
CaO	15.87	15.65	16.38	14.25	17.33	17.89	11.61	13.16	15.00
Na₂O	2.34	2.58	2.12	3.45	1.63	1.34	4.65	3.76	3.05
K₂O	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.54	0.43	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σύνολο	100.19	99.66	99.43	100.02	99.94	100.32	100.36	99.69	100.26
Si	2.222	2.228	2.188	2.303	2.145	2.118	2.437	2.357	2.265
Al^{IV}	1.745	1.742	1.779	1.677	1.835	1.852	1.539	1.643	1.736
FeO	0.033	0.030	0.033	0.020	0.021	0.030	0.024	0.000	0.000
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Ca	0.778	0.771	0.810	0.695	0.855	0.881	0.562	0.642	0.731
Na	0.208	0.230	0.190	0.305	0.145	0.119	0.407	0.332	0.269
K	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.031	0.025	0.000
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Or	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.1	2.5	0.0
Ab	20.8	23.0	19.0	30.5	14.5	11.9	40.7	33.2	26.9
An	77.8	77.0	81.0	69.5	85.5	88.1	56.2	64.3	73.1

πυρ.: πυρήνας ενδ.: ενδιάμεση ζώνη, περ.: περιφέρεια, Or: ορθόκλαστο, Ab: αλβίτης, An: ανορθίτης.

Πίνακας 4.1 συνέχεια

δείγμα	C-34α	C-34β	C-34γ	C-34δ	περ.	C-331	πυρ.	C-33
	πυρ.	πυρ.	πυρ.	πυρ.		ενδ.		πυρ.
SiO₂	50.13	50.80	52.95	49.25	54.28	51.12	49.17	50.51
Al₂O₃	31.63	30.77	26.98	31.68	29.18	31.38	31.50	31.45
FeO	0.73	0.72	0.69	0.72	0.00	0.00	0.98	0.55
CaO	14.84	13.95	12.53	15.03	11.37	14.00	15.10	14.48
Na₂O	3.14	3.00	4.49	2.94	4.83	3.38	2.88	3.18
K₂O	0.00	0.89	0.00	0.00	0.50	0.38	0.00	0.26
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σύνολο	100.48	100.13	100.34	99.61	100.15	100.26	99.63	100.43
Si	2.278	2.318	2.393	2.260	2.449	2.321	2.258	2.295
Al^{IV}	1.694	1.655	1.581	1.713	1.551	1.679	1.705	1.684
FeO	0.028	0.028	0.026	0.028	0.000	0.000	0.038	0.021
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Ca	0.723	0.682	0.607	0.739	0.549	0.681	0.743	0.705
Na	0.277	0.266	0.393	0.261	0.422	0.297	0.256	0.280
K	0.000	0.052	0.000	0.000	0.028	0.022	0.000	0.015
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Or	0.0	5.1	0.0	0.0	2.8	2.2	0.0	1.5
Ab	27.7	26.6	39.3	26.1	42.2	29.7	25.6	28.0
An	72.3	68.3	60.7	73.9	55.0	68.1	74.4	70.5

Πίνακας 4.2. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις φαινοκρυστάλλων πλαγιοκλάστων από τις απλιτικές φλέβες. Ο υπολογισμός της κατανομής των ιόντων στο πλέγμα έγινε με βάση 8 οξυγόνα

δείγμα	G-83α	G-83β	G-83γ	G-121		G-85α
	πυρ.	πυρ.	πυρ.	περ.	πυρ.	πυρ.
SiO₂	64.89	65.74	64.70	64.45	64.72	64.97
Al₂O₃	21.76	21.31	21.71	22.17	22.68	21.77
CaO	2.86	2.27	2.78	3.24	3.64	2.80
Na₂O	10.10	10.27	9.97	9.89	9.78	9.95
K₂O	0.00	0.28	0.21	0.00	0.00	0.28
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σύνολο	99.61	99.87	99.36	99.75	100.82	99.77
Si	2.866	2.895	2.867	2.846	2.831	2.868
Al^{IV}	1.134	1.105	1.133	1.154	1.169	1.132
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Ca	0.135	0.107	0.132	0.153	0.171	0.132
Na	0.865	0.877	0.856	0.847	0.829	0.852
K	0.000	0.016	0.012	0.000	0.000	0.016
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Or	0.0	1.6	1.2	0.0	0.0	1.6
Ab	86.5	87.7	85.6	84.7	82.9	85.2
An	13.5	10.7	13.2	15.3	17.1	13.2

πυρ.: πυρήνας, ενδ.: ενδιάμεση ζώνη, περ.: περιφέρεια, Or: ορθόκλαστο, Ab: αλβίτης, An: ανορθίτης.

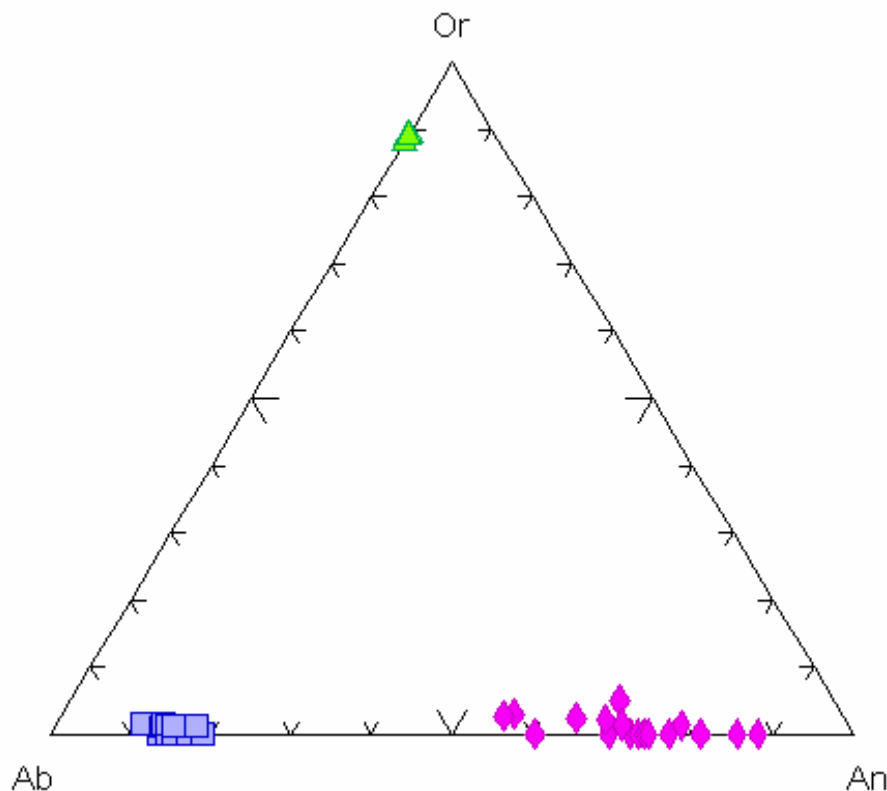
Πίνακας 4.2 συνέχεια

δείγμα	G-85β		G-111		G-141	
	πυρ.	περ.	πυρ.	περ.	ενδ.	πυρ.
SiO₂	64.89	63.23	64.05	65.17	63.82	64.95
Al₂O₃	22.05	22.76	22.45	22.05	22.55	22.19
CaO	3.04	3.97	3.56	2.95	3.67	3.11
Na₂O	10.03	9.41	9.54	9.95	9.47	9.86
K₂O	0.00	0.00	0.23	0.27	0.24	0.26
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σύνολο	100.02	99.37	99.83	100.39	99.75	100.36
Si	2.0856	2.809	2.831	2.860	2.824	2.852
Al^{IV}	1.144	1.191	1.169	1.140	1.176	1.148
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Ca	0.144	0.189	0.168	0.139	0.174	0.146
Na	0.856	0.811	0.818	0.846	0.812	0.839
K	0.000	0.000	0.014	0.015	0.014	0.014
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Or	0.0	0.0	1.3	1.5	1.4	1.4
Ab	85.6	81.1	81.8	84.6	81.2	83.9
An	14.4	18.9	16.9	13.9	17.4	14.7

Πίνακας 4.3. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις φαινοκρυστάλλων καλιούχων αστρίων από τις απλιτικές φλέβες. Ο υπολογισμός της κατανομής των ιόντων στο πλέγμα έγινε με βάση 8 οξυγόνα

δείγμα	G-11α	G-11β	G-121	
	πυρ.	πυρ.	περ.	πυρ.
SiO₂	64.84	65.26	65.72	65.52
Al₂O₃	18.32	18.48	18.68	18.46
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00
Na₂O	1.19	1.33	1.25	1.24
K₂O	15.13	15.02	15.29	15.20
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00
Σύνολο	99.48	100.08	100.94	100.42
Si	3.001	3.000	2.997	3.003
Al^{IV}	0.999	1.000	1.003	0.997
T	4.000	4.000	4.000	4.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.107	0.118	0.110	0.111
K	0.893	0.882	0.890	0.889
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000
M	1.000	1.000	1.000	1.000
Or	89.3	88.1	88.9	89.0
Ab	10.7	11.9	11.1	11.0
An	0.0	0.0	0.0	0.0

πυρ.: πυρήνας, ενδ.: ενδιάμεση ζώνη, περ.: περιφέρεια, Or: ορθόκλαστο, Ab: αλβίτης, An: ανορθίτης.



Σχήμα 4.1. Προβολή της χημικής σύστασης των αστρίων στο διάγραμμα Or-Ab-An. Τρίγωνα: καλιούχοι άστριοι, τετράγωνα: πλαγιόκλαστα απλιτικών φλεβών, ρόμβοι: πλαγιόκλαστα ανδεσιτικών φλεβών.

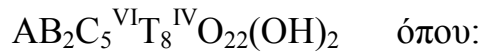
απλιτικών φλεβών λοιπόν, χαρακτηρίζονται ως όξινα, ολιγοκλαστικής σύστασης.

4.4 Αμφίβολοι

Οι αμφίβολοι αποτελούν την πιο πολύπλοκη, από άποψη χημικής σύστασης, ομάδα ορυκτών στη φύση. Είναι ινοπυριτικά ορυκτά που χαρακτηρίζονται από την παρουσία τετραέδρων SiO_4 τα οποία συνδέονται μεταξύ τους με τέτοιο τρόπο ώστε να σχηματίζουν διπλές αλυσίδες. Η σειρά των διπλών αλυσίδων συνδέεται με ενδιάμεσα κατιόντα. Οι κατιονικές διαθέσιμες θέσεις διακρίνονται σε εκείνες που βρίσκονται μεταξύ τετραεδρικών κορυφών και σε εκείνες που βρίσκονται μεταξύ τετραεδρικών

βάσεων. Οι πρώτες αναφέρονται ως M1, M2 και M3 θέσεις και οι δεύτερες ως M4 και A. Οι M1, M2 και M3 θέσεις έχουν αριθμό σύνταξης 6, η M4 έχει 6 ή 8 ενώ η θέση A έχει αριθμό σύνταξης 10 ή 12.

Ο γενικός τύπος των αμφιβόλων δίνεται από τη σχέση:



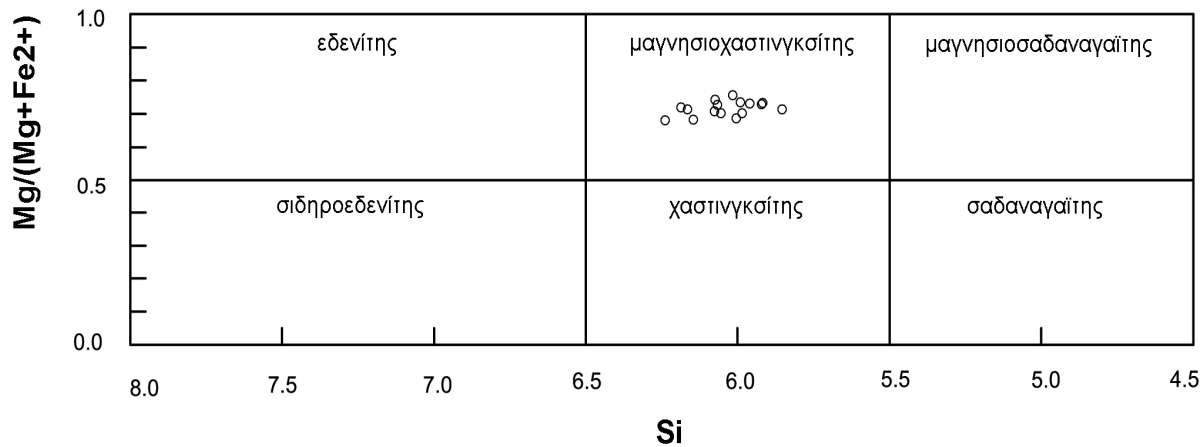
- A μία A θέση ανά μονάδα κυψελίδας, η οποία καλύπτεται από Na και K.
- B δύο M4 θέσεις ανά μονάδα κυψελίδας, οι οποίες καλύπτονται από Ca, Na, Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg και Li.
- C πέντε θέσεις που περιλαμβάνουν δύο M1, δύο M2 και μία M3 θέσεις και καλύπτονται από Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg, Fe^{3+} , Ti^{4+} και Al.
- T οκτώ θέσεις ανά μονάδα κυψελίδας, που καλύπτονται από Si, Al και Ti^{4+} .
- OH δυο θέσεις ανά μονάδα κυψελίδας.

Η θέση A μπορεί να παραμείνει μερικώς κενή. Επίσης στη θέση του OH μπορούν να βρεθούν ακόμη F, Cl, και O. Ο προσδιορισμός του παραπάνω τύπου δομής γίνεται κανονικά με βάση 24 ιόντα (O, OH, Cl, F). εφόσον όμως δεν είναι γνωστό το ποσοστό του νερού και των αλογόνων που περιέχονται, τότε ο υπολογισμός του χημικού τύπου των αμφιβόλων γίνεται με βάση 23 ανιόντα.

Οι αμφίβολοι, με βάση την κατανομή των ιόντων στη B θέση, διακρίνονται σε τέσσερις ομάδες (Leake et al. 1997):

- Mg-Fe-Mn-Li αμφίβολοι, όπου $(Ca+Na)_B < 1,00$ $(Mg, Fe, Mn, Li) > 1,00$
- Ασβεστούχοι αμφίβολοι, όπου $(Ca+Na)_B \geq 1,00$ και $Na_B < 0,50$.
Συνήθως, αλλά όχι πάντα, ισχύει $Ca > 1,50$
- Νατριούχοι-ασβεστούχοι αμφίβολοι, όπου $(Ca+Na)_B \geq 1,00$ και $0,50 < Na_B < 1,50$.
- Νατριούχοι αμφίβολοι, όπου $Na_B \geq 1,50$.

Οι αμφίβολοι εμφανίζονται σχεδόν σε όλα τα δείγματα των ανδεσιτικών φλεβών. Σε αρκετά από αυτά μάλιστα είναι το κύριο φεμικό συστατικό. Παρατηρούνται ιδιόμορφοι έως υπιδιόμορφοι κρύσταλλοι πράσινου ή καστανοπράσινου χρώματος. Αρκετές αμφίβολοι εμφανίζονται οπακιτωμένες, αντικαθίστανται δηλαδή από λεπτόκοκκο αυγίτη και μαγνητίτη στα περιφερειακά κυρίως τμήματα των κρυστάλλων τους. Σε κάποιες περιπτώσεις εντοπίστηκαν δίδυμοι κρύσταλλοι καθώς και κρύσταλλοι πλαγιοκλάστων οι οποίοι περικλείονται από αμφίβολο. Δεν παρατηρήθηκε ζώνωση κάτι που επιβεβαιώθηκε και από τις μικροαναλύσεις καθώς δεν εντοπίζεται διαφορά στη χημική σύσταση της περιφέρειας και του πυρήνα των κρυστάλλων (Πίνακας 4.4).



Σχήμα 4.2. Διάγραμμα ταξινόμησης των αμφιβόλων κατά Leake et al. (1997). Ισχύει $Ca_B > 1.5$, $(Na+K) > 0.5$ και $Al^{VI} < Fe^{3+}$.

Στον πίνακα 4.4 όπου παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των σημειακών αναλύσεων σε επιλεγμένους κρυστάλλους αμφιβόλων καθώς και η κατανομή των ιόντων ανά μονάδα κυψελίδας, η στοιχειομετρία υπολογίστηκε με βάση τα 23 οξυγόνα. Σύμφωνα με τα χημικά κριτήρια των Leake et al. (1997) που προαναφέρθηκαν, οι αμφίβολοι των ανδεσιτικών

Πίνακας 4.4. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις φαινοκρυστάλλων αμφιβόλων από τις ανδεσιτικές φλέβες.

δείγμα	D-21α	D-21β	D-21γ	D-22α	D-22β	D-22γ	D-231	
	πυρ.	πυρ.	πυρ.	πυρ.	πυρ.	πυρ.	περ.	πυρ.
SiO₂	39.94	41.23	39.39	40.14	40.86	41.05	40.94	41.51
TiO₂	2.91	2.89	2.71	3.66	3.30	3.07	2.74	3.41
Al₂O₃	13.38	11.44	12.82	12.09	11.59	11.57	11.46	10.68
FeO	12.81	13.83	14.10	12.71	12.91	12.61	13.42	13.42
MnO	0.43	0.31	0.29	0.33	0.00	0.63	0.41	0.15
MgO	13.06	13.41	12.86	13.86	13.58	13.55	13.85	13.98
CaO	12.05	11.66	11.98	11.82	11.99	12.01	12.41	11.54
Na₂O	2.21	2.54	2.65	2.47	2.57	2.39	1.84	2.58
K₂O	0.96	0.91	0.85	1.01	0.94	0.77	1.02	0.79
Σύνολο	97.75	98.22	97.64	98.09	97.74	97.65	98.09	98.06
Si	5.891	6.077	5.854	5.922	6.054	6.067	6.017	6.145
Al^{IV}	2.109	1.923	2.146	2.078	1.946	1.933	1.983	1.855
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al^{VI}	0.217	0.064	0.100	0.024	0.078	0.082	0.003	0.009
Ti	0.323	0.320	0.303	0.406	0.368	0.341	0.303	0.380
Fe³⁺	0.537	0.491	0.613	0.435	0.320	0.444	0.668	0.229
Mg	2.872	2.946	2.850	3.048	3.000	2.985	3.035	3.085
Fe²⁺	1.043	1.178	1.134	1.087	1.235	1.115	0.981	1.297
Mn	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.033	0.010	0.000
C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe²⁺	0.000	0.035	0.006	0.046	0.045	0.000	0.000	0.135
Mn	0.045	0.039	0.037	0.041	0.000	0.046	0.041	0.019
Ca	1.904	1.841	1.908	1.868	1.903	1.902	1.954	1.823
Na	0.051	0.085	0.049	0.044	0.052	0.052	0.005	0.016
B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.581	0.641	0.715	0.662	0.687	0.632	0.519	0.725
K	0.181	0.171	0.161	0.190	0.178	0.145	0.191	0.149
A	0.761	0.812	0.876	0.852	0.864	0.778	0.711	0.874
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0.734	0.708	0.714	0.729	0.701	0.728	0.756	0.683

πυρ.: πυρήνας, περ.: περιφέρεια

Πίνακας 4.4. συνέχεια

δείγμα	D-23		D-631		D-641		D-65α	D-65β	D-65γ
	πυρ.	περ.	πυρ.	περ.	πυρ.	πυρ.	πυρ.	πυρ.	
SiO₂	41.98	42.34	41.23	40.44	39.99	40.68	42.22	40.32	
TiO₂	3.09	3.32	2.65	3.12	2.43	2.97	3.04	3.35	
Al₂O₃	10.60	10.95	11.20	12.43	12.55	12.27	10.65	12.07	
FeO	13.01	13.12	13.33	13.41	13.44	14.30	13.79	13.23	
MnO	0.26	0.23	0.22	0.16	0.29	0.17	0.00	0.16	
MgO	14.33	14.04	13.85	13.07	13.25	13.27	13.43	12.96	
CaO	11.99	11.02	12.35	11.74	12.64	11.68	11.36	11.96	
Na₂O	2.36	2.63	2.17	2.53	2.40	2.23	2.68	2.55	
K₂O	0.74	0.79	0.90	0.84	0.79	0.88	0.69	0.82	
Σύνολο	98.36	98.44	97.90	97.74	97.78	98.45	97.86	97.42	
Si	6.166	6.187	6.074	5.985	5.917	5.960	6.238	6.004	
Al^{IV}	1.834	1.813	1.926	2.015	2.083	2.040	1.762	1.996	
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
Al^{VI}	0.001	0.073	0.019	0.154	0.106	0.079	0.092	0.123	
Ti	0.341	0.365	0.294	0.347	0.270	0.327	0.338	0.375	
Fe³⁺	0.344	0.411	0.586	0.429	0.595	0.686	0.319	0.329	
Mg	3.138	3.058	3.042	2.884	2.923	2.898	2.958	2.877	
Fe²⁺	1.176	1.092	1.057	1.186	1.068	1.010	1.294	1.296	
Mn	0.000	0.000	0.004	0.000	0.036	0.000	0.000	0.000	
C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	
Fe²⁺	0.078	0.100	0.000	0.045	0.000	0.057	0.091	0.023	
Mn	0.032	0.028	0.024	0.020	0.000	0.021	0.000	0.020	
Ca	1.887	1.725	1.949	1.862	2.000	1.833	1.798	1.908	
Na	0.002	0.147	0.027	0.074	0.000	0.089	0.111	0.049	
B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Na	0.670	0.598	0.593	0.652	0.689	0.545	0.657	0.687	
K	0.139	0.147	0.169	0.159	0.149	0.164	0.130	0.156	
A	0.809	0.746	0.762	0.811	0.838	0.709	0.787	0.843	
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0.714	0.720	0.742	0.701	0.732	0.731	0.681	0.686	

φλεβών κατατάσσονται στην ασβεστούχο ομάδα ($(Ca+Na)_B \geq 1,00$ και $Na_B < 0,50$). Με βάση τα διαγράμματα ονοματολογίας που έχει προτείνει η I.M.A. (International Mineralogical Association) χαρακτηρίζονται ως μαγνησιοχαστινγκσίτες (Σχήμα 4.2).

4.5 Πυρόξενοι

Οι πυρόξενοι είναι η πιο σημαντική ομάδα σιδηρομαγνησιούχων ορυκτών και εμφανίζονται ως σταθερές φάσεις σχεδόν σε όλους τους τύπους των πυριγενών πετρωμάτων. Κρυσταλλώνονται είτε στο ρομβικό, είτε στο μονοκλινές σύστημα και χαρακτηρίζονται ορθοπυρόξενοι και κλινοπυρόξενοι αντίστοιχα. Είναι ινοπυριτικά ορυκτά απλής αλυσίδας που αποτελούνται από ατέρμονες αλυσίδες SiO_3 , παράλληλες προς τον κρυσταλλογραφικό άξονα c. Κάθε τετράεδρο SiO_4 μοιράζεται δύο οξυγόνα με άλλα τετράεδρα για να σχηματίσουν αλυσίδες, ενώ τα άλλα δύο οξυγόνα παίρνουν μέρος σε δεσμούς με άλλα άτομα. Τα κατιόντα που συμμετέχουν στη χημική σύσταση των πυροξένων και ενώνουν τις αλυσίδες κάθετα μεταξύ τους, κατανέμονται σε δυο διαφορετικές θέσεις γνωστές ως M1 και M2. Οι θέσεις M1 είναι εξαπλής σύνταξης και βρίσκονται κυρίως μεταξύ των κορυφών των τετραέδρων πυριτίου, ενώ οι θέσεις M2 είναι εξαπλής ή οκταπλής σύνταξης, βρίσκονται μεταξύ των βάσεων των τετραέδρων πυριτίου και καταλαμβάνονται συνήθως από τα πιο μεγάλα κατιόντα.

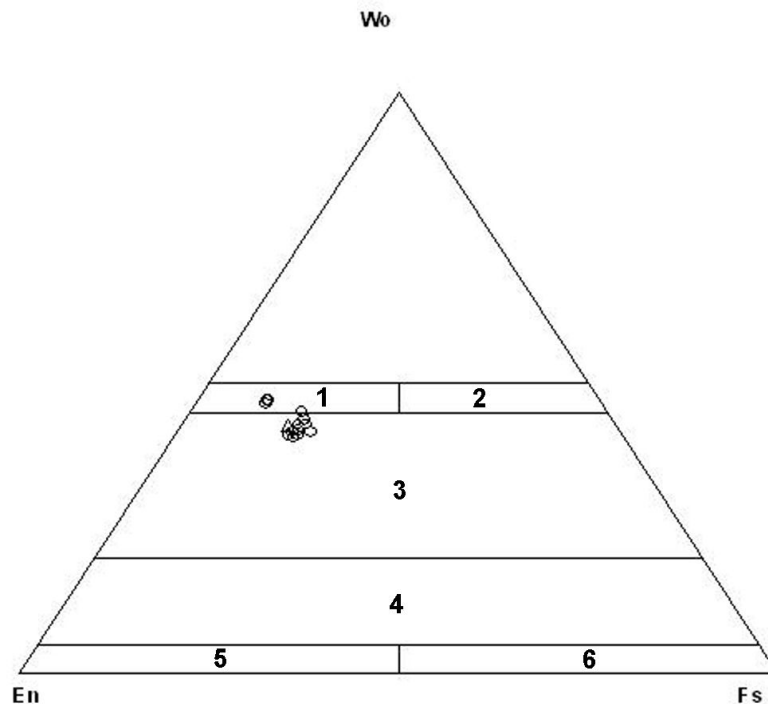
Ο γενικός χημικός τύπος των πυροξένων μπορεί να εκφραστεί ως:



όπου τη θέση M2 καταλαμβάνουν τα Ca, Na, Mn^{2+} , Fe^{2+} και Mg, τη θέση M1 τα κατιόντα Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{3+} , Al, Cr και Ti και τη θέση T τα Si, Al και Fe^{3+} .

Οι πυρόξενοι με βάση τη χημική τους σύσταση διαχωρίζονται σε τέσσερις κατηγορίες (Morimoto & Kitamura 1983):

- Ca-Mg-Fe πυρόξενοι, οι οποίοι ονομάζονται και πυρόξενοι ‘τετραπλεύρου’ (quadrilateral) γιατί σχηματίζουν μεικτούς κρυστάλλους που εμπίπτουν στο τετράεδρο διοψιδίου - εδενβεργίτη - ενστατίτη – φερροσυλλίτη του τριαδικού συστήματος Wo-En-Fs.
- Ca-Na πυρόξενοι, οι οποίοι είναι νατριούχοι πυρόξενοι που σχηματίζουν συνεχή σειρά μεικτών κρυστάλλων με τους Ca-Mg-Fe πυρόξενους.
- Na πυρόξενοι, όπου το κύριο κατιόν είναι το Na
- ‘Άλλοι’ πυρόξενοι, οι οποίοι χαρακτηρίζονται από την παρουσία κάποιου άλλου κατιόντος (Li, Mn, Zn) σε σημαντικό ποσοστό



Σχήμα 4.3. Διάγραμμα ταξινόμησης των πυροξένων από τις ανδρειακές φλέβες κατά Morimoto et al. 1988. Πεδίο 1=διοψιδίος, 2=εδενβεργίτης, 3=αυγίτης, 4=πιζονίτης, 5=ενστατίτης, 6=φερροσυλλίτης

Πίνακας 4.5. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις φαινοκρυστάλλων πυροξένων από τις ανδεσιτικές φλέβες

δείγμα	D-61α	D-61β	D-61γ	D-621		D-62	C-31α
	πυρ.	πυρ.	πυρ.	περ.	πυρ.	πυρ.	πυρ.
SiO ₂	50.33	51.12	50.87	50.05	49.62	50.39	50.02
TiO ₂	0.64	0.70	0.88	0.57	0.59	0.13	0.66
Al ₂ O ₃	2.04	2.99	1.91	2.45	3.10	2.45	3.10
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	9.02	10.47	9.45	9.36	9.90	9.46	9.35
MnO	0.13	0.42	0.44	0.71	0.34	0.83	0.04
MgO	15.72	14.05	14.87	14.38	14.26	15.21	14.35
CaO	21.83	19.92	21.24	21.58	20.93	20.41	22.35
Na ₂ O	0.38	0.41	0.47	0.47	0.52	0.68	0.35
K ₂ O	0.11	0.00	0.01	0.00	0.00	0.09	0.21
NiO	0.10	0.03	0.39	0.00	0.47	0.22	0.10
Σύνολο	100.30	100.11	100.53	99.57	99.73	99.87	100.51
Si	1.853	1.904	1.880	1.866	1.849	1.864	1.846
Al ^{IV}	0.089	0.096	0.083	0.108	0.136	0.107	0.135
Fe ³⁺	0.059	0.000	0.037	0.026	0.015	0.029	0.019
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al ^{VI}	0.000	0.035	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.144	0.051	0.105	0.136	0.156	0.182	0.152
Ti	0.018	0.020	0.024	0.016	0.017	0.004	0.018
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.003	0.001	0.012	0.000	0.014	0.007	0.003
Mg	0.000	0.780	0.819	0.799	0.792	0.808	0.789
Fe ²⁺	0.000	0.113	0.040	0.049	0.220	0.000	0.038
M1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Mg	0.027	0.000	0.000	0.000	0.000	0.031	0.000
Fe ²⁺	0.075	0.162	0.111	0.081	0.116	0.081	0.080
Mn	0.004	0.013	0.014	0.022	0.011	0.026	0.001
Ca	0.862	0.795	0.841	0.862	0.836	0.809	0.884
Na	0.027	0.030	0.034	0.034	0.038	0.049	0.025
K	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.010
M2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
En	43.0	40.7	41.7	40.5	40.7	42.7	40.2
Fs	14.0	17.7	15.6	15.9	16.4	16.2	14.8
Wo	42.9	41.5	42.8	43.6	42.9	41.1	45.0
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	75.4	69.7	72.8	71.8	71.3	72.5	73.1

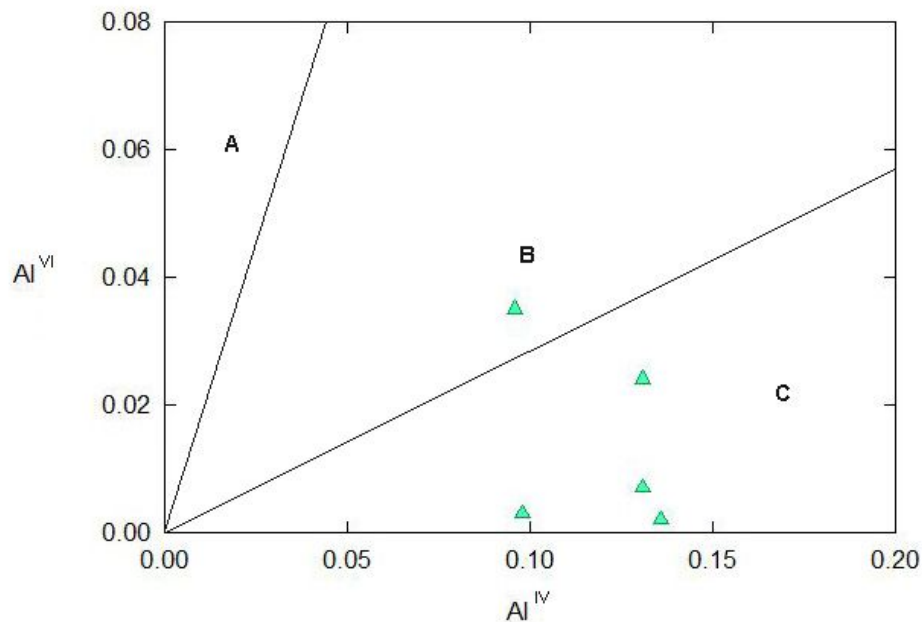
πυρ.: πυρήνας, περ.: περιφέρεια

Πίνακας 4.5. συνέχεια

δείγμα	C-31β		C-313		C-321		C-322		C-323	
	πυρ.	περ.	πυρ.	περ.	πυρ.	περ.	πυρ.	περ.	πυρ.	περ.
SiO₂	50.90	50.63	50.76	50.85	51.05	51.14	50.28			
TiO₂	0.49	0.48	0.50	0.24	0.45	0.42	0.47			
Al₂O₃	3.59	3.18	3.18	2.45	2.30	2.30	2.13			
Cr₂O₃	0.52	0.20	0.45	0.17	0.03	0.00	0.00			
FeO	6.02	5.71	5.94	9.23	9.68	9.88	9.55			
MnO	0.00	0.21	0.00	0.34	0.00	0.17	0.63			
MgO	15.22	15.59	15.60	15.60	15.33	15.39	15.15			
CaO	22.84	23.30	22.80	20.18	20.45	20.02	20.99			
Na₂O	0.15	0.27	0.20	0.56	0.10	0.46	0.31			
K₂O	0.11	0.05	0.26	0.15	0.11	0.01	0.14			
NiO	0.19	0.00	0.01	0.01	0.05	0.00	0.00			
Σύνολο	100.33	99.62	99.70	99.78	99.55	99.79	99.65			
Si	1.869	1.864	1.869	1.879	1.902	1.896	1.871			
Al^{IV}	0.131	0.136	0.131	0.107	0.098	0.101	0.093			
Fe³⁺	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.003	0.036			
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000			
Al^{VI}	0.024	0.002	0.007	0.000	0.003	0.000	0.000			
Fe³⁺	0.080	0.123	0.109	0.149	0.081	0.114	0.132			
Ti	0.014	0.013	0.014	0.007	0.013	0.012	0.013			
Cr	0.015	0.006	0.013	0.005	0.001	0.000	0.000			
Ni	0.014	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000			
Mg	0.833	0.856	0.856	0.839	0.851	0.851	0.840			
Fe²⁺	0.019	0.000	0.000	0.000	0.049	0.024	0.014			
M1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000			
Mg	0.000	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000	0.000			
Fe²⁺	0.086	0.053	0.074	0.122	0.171	0.166	0.114			
Mn	0.000	0.007	0.000	0.011	0.000	0.005	0.020			
Ca	0.899	0.919	0.900	0.799	0.816	0.795	0.837			
Na	0.011	0.190	0.014	0.040	0.007	0.033	0.022			
K	0.005	0.002	0.012	0.007	0.005	0.000	0.007			
M2	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000			
En	43.5	43.7	44.2	44.0	43.2	43.5	42.1			
Fs	9.6	9.3	9.4	15.1	15.3	15.9	15.9			
Wo	46.9	47.0	16.4	40.9	41.5	40.6	42.0			
Mg/(Mg+Fe²⁺)	81.8	82.4	82.4	74.4	73.8	73.2	72.6			

Οι πυρόξενοι εμφανίζονται σε όλα τα δείγματα των ανδεσιτικών φλεβών. Σχηματίζουν ιδιόμορφους έως υπιδιόμορφους κρυστάλλους με ανοιχτό πράσινο έως πράσινο χρώμα. Εμφανίζουν πλάγια κατάσβεση με τιμές κατασβεστικών γωνιών περίπου 40° έως 50° (κλινοπυρόξενοι), ενώ επίσης παρατηρήθηκαν διδυμίες. Οι κρύσταλλοι είναι χημικά ομογενείς, δεν παρουσιάζουν δηλαδή ζώνωση.

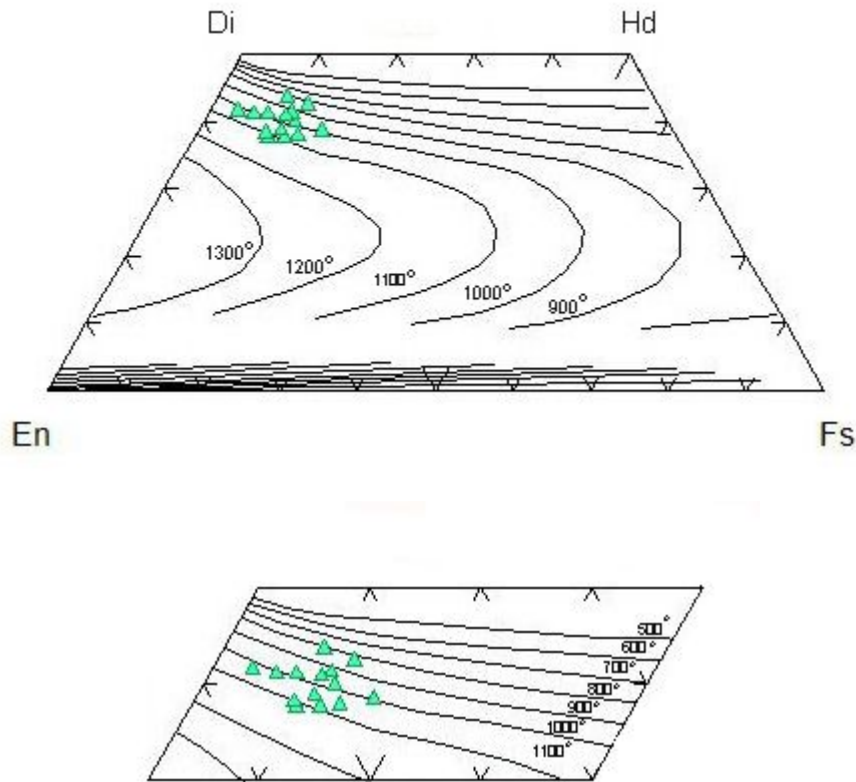
Τα αποτελέσματα μικροαναλύσεων επιλεγμένων κρυστάλλων πυροξένων δίνονται στον πίνακα 4.5. Ο υπολογισμός της στοιχειομετρίας τους έγινε με βάση 6 οξυγόνα. Σύμφωνα με τη χημική σύστασή τους, ανήκουν στην ομάδα των Ca-Mg-Fe πυροξένων. Αυτό σημαίνει ότι για την ταξινόμησή τους θα χρησιμοποιηθεί το τριγωνικό διάγραμμα Wo-En-Fs σύμφωνα με τους Morimoto et al. (1988). Στο διάγραμμα αυτό οι πυρόξενοι εμπίπτουν στο πεδίο του διοψιδίου και του αυγίτη (Σχήμα 4.3).



Σχήμα 4.4. Σχετικές αναλογίες των Al^{VI} και Al^{IV} στους κλινοπυρόξενους των ανδεσιτικών φλεβών, κατά Aoki & Kushiro (1968). A: εκλογίτες, B: γρανουλίτες και εγκλείσματα βασαλών C: πυριγενή πετρώματα

Για τον υπολογισμό των συνθηκών πίεσης στις οποίες κρυσταλλώθηκαν οι πυρόξενοι κατασκευάστηκε το διάγραμμα Al^{VI} ως προς Al^{IV} στο οποίο ο διαχωρισμός των πεδίων έγινε σύμφωνα με τους Aoki & Kushiro (1968) (Σχήμα 4.4). Όπως παρατηρούμε οι πυρόξενοι των ανδεσιτικών φλεβών προβάλλονται στο πεδίο των «πυριγενών πετρωμάτων», δηλαδή στο πεδίο των χαμηλών πιέσεων.

Για τον υπολογισμό της θερμοκρασίας κρυστάλλωσης των πυροξένων χρησιμοποιήθηκε το γραφικό θερμομέτρο των Lindsley & Andersen (1983). Όπως προκύπτει από το διάγραμμα (Σχήμα 4.5), οι κρύσταλλοι των πυροξένων προβάλλονται κυρίως μεταξύ των ισόθερμων των 900° και 1100° .

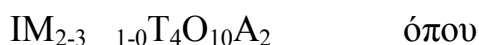


Σχήμα 4.5. Προβολή των πυροξένων των ανδεσιτικών φλεβών στο γραφικό θερμομέτρο των Lindsley & Andersen (1983).

4.6 Μαρμαρυγίες

Οι μαρμαρυγίες είναι φυλλοπυριτικά ορυκτά στη δομή των οποίων τα πυριτικά τετράεδρα ενώνονται μεταξύ τους με τρεις κορυφές με αποτέλεσμα να σχηματίζονται τετραεδρικά φυλλάκια (T_S). Μεταξύ δύο τέτοιων τετραεδρικών, αντικατοπτρικά τοποθετημένων, στρωμάτων βρίσκονται κατιόντα με οκταεδρική διάταξη που συνδέονται με τα οξυγόνα της τέταρτης κορυφής των πυριτικών τετραέδρων έτσι ώστε να σχηματίζουν ένα οκταεδρικό φύλλο (O_S). Αυτό το σύμπλεγμα δημιουργεί ένα στρώμα το οποίο διαχωρίζεται από τα γειτονικά στρώματα από επίπεδα άνυδρων ενδοστρωματικών κατιόντων δωδεκαεδρικής συνήθως σύνταξης (I). Έτσι δημιουργείται μία διαδοχή στρωμάτων που έχει ως εξής: $I T_S O_S T_S I T_S O_S T_S I$. Τέλος, στα κέντρα των δακτυλίων των οξυγόνων κορυφής των πυριτικών τετραέδρων καταλαμβάνουν θέσεις ανιόντα (OH, Cl, F) τα οποία συνδέονται επίσης με κατιόντα του οκταεδρικού στρώματος (Rieder et al. 1998).

Ο γενικός τύπος των μαρμαρυγιών μπορεί να εκφρασθεί ως:



η θέση I καλύπτεται από K, Na, Ca, Cs, Rb, Ba

η θέση M καλύπτεται κυρίως από Li, Fe (δισθενή ή τρισθενή), Mg, Mn (δισθενές ή τρισθενές), Zn, Al, Cr, V, Ti

η θέση αντιπροσωπεύει κενή θέση στη δομή

η θέση T καλύπτεται από Si, Al, Fe, Be, B

και η θέση A από OH, F, Cl, O, S.

Οι μαρμαρυγίες διακρίνονται σε δι-οκταεδρικούς, εάν αποτελούνται από λιγότερα από 2,5 οκταεδρικά κατιόντα (M) ανά μονάδα κυψελίδας και σε τρι-οκταεδρικούς με περισσότερα από 2,5 οκταεδρικά κατιόντα.

Πίνακας 4.6. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις φαινοκρυστάλλων βιοτιτών από τις απλιτικές φλέβες.

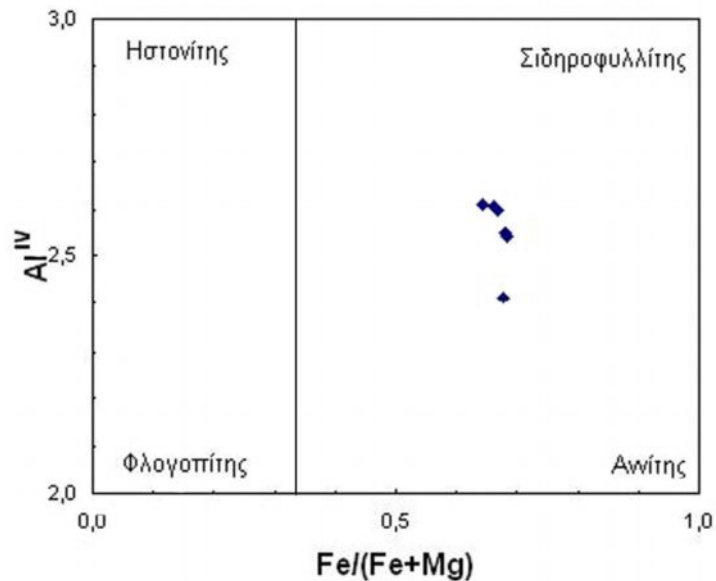
δείγμα	G-13α	G-13β	G-13γ	G-15	G-152	
	πυρ.	πυρ.	πυρ.	πυρ.	περ.	πυρ.
SiO₂	35.53	34.35	35.13	33.99	34.75	34.53
TiO₂	3.70	4.31	3.74	3.95	3.94	3.70
Al₂O₃	15.70	15.35	16.07	15.85	15.98	15.03
FeO	23.72	23.92	24.88	24.17	25.9	25.42
MnO	0.77	0.74	0.71	0.29	0.13	0.86
MgO	6.32	7.43	6.47	6.90	7.02	6.74
CaO	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	0.13
Na₂O	0.12	0.60	0.40	0.25	0.55	0.22
K₂O	8.66	8.75	9.32	9.03	9.05	9.14
Σύνολο	94.54	95.51	96.72	94.43	96.51	95.77
Si	5.585	5.388	5.455	5.392	5.401	5.449
Al^{IV}	2.415	2.612	2.545	2.608	2.599	2.551
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al^{VI}	0.494	0.226	0.396	0.355	0.329	0.244
Ti	0.437	0.508	0.437	0.471	0.461	0.439
Fe²⁺	3.118	3.138	3.231	3.206	3.261	3.355
Mn	0.103	0.098	0.093	0.039	0.017	0.115
Mg	1.481	1.737	1.498	1.632	1.627	1.586
Y	5.633	5.708	5.655	5.703	5.694	5.739
Ca	0.003	0.010	0.000	0.000	0.000	0.022
Na	0.037	0.182	0.120	0.077	0.166	0.067
K	1.737	1.751	1.846	1.827	1.795	1.840
X	1.777	1.944	1.967	1.904	1.960	1.929
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0.322	0.356	0.317	0.337	0.333	0.321

πυρ.: πυρήνας, περ.: περιφέρεια

Πίνακας 4.7. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις φαινοκρυστάλλων μοσχοβιτών από τις απλιτικές φλέβες.

δείγμα	G-81α	G-81β	G-82	G-822		G-84	G-842	
	πυρ.	πυρ.	πυρ.	περ.	πυρ.	πυρ.	περ.	πυρ.
SiO₂	45.36	45.99	46.99	46.79	47.73	46.24	44.84	47.11
TiO₂	0.36	0.53	0.18	0.42	0.37	0.47	0.61	0.67
Al₂O₃	34.94	34.97	34.33	35.11	34.87	34.35	34.53	34.11
FeO	2.65	2.02	2.82	2.29	2.40	2.21	2.84	2.93
MnO	0.00	0.19	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.58	0.48	0.78	0.76	0.78	0.22	0.83	0.78
CaO	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na₂O	0.42	0.59	0.39	0.68	0.55	0.79	0.48	0.59
K₂O	10.69	10.48	10.47	10.43	10.33	10.65	10.27	10.47
Σύνολο	95.10	95.38	95.96	96.73	97.03	94.93	94.40	96.66
Si	6.104	6.151	6.246	6.196	6.252	6.216	6.079	6.229
Al^{IV}	1.896	1.849	1.754	1.831	1.748	1.784	1.921	1.771
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al^{VI}	3.645	3.663	3.623	3.625	3.635	3.659	3.597	3.544
Ti	0.047	0.053	0.018	0.042	0.036	0.048	0.062	0.067
Fe²⁺	0.298	0.226	0.313	0.253	0.263	0.248	0.322	0.324
Mn	0.000	0.022	0.000	0.028	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.116	0.096	0.155	0.149	0.152	0.044	0.168	0.154
Y	4.106	4.059	4.109	4.097	4.087	3.999	4.149	4.088
Ca	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.110	0.153	0.101	0.174	0.140	0.206	0.126	0.151
K	1.835	1.788	1.775	1.754	1.726	1.827	1.776	1.766
X	1.945	1.951	1.876	1.928	1.866	2.032	1.902	1.917
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0.281	0.298	0.330	0.372	0.367	0.151	0.343	0.322

πυρ.: πυρήνας, περ.: περιφέρεια

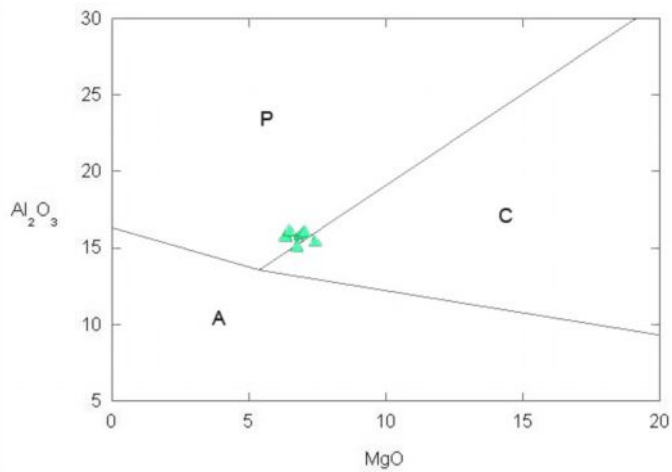
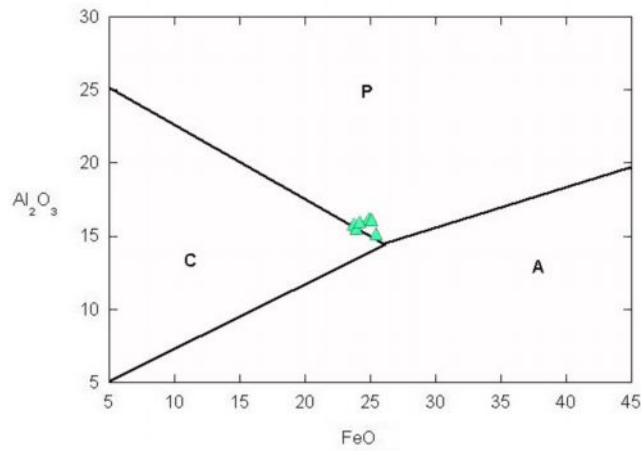
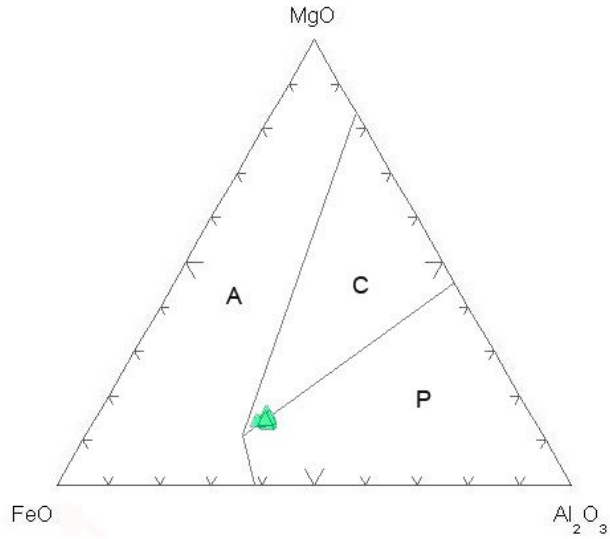


Σχήμα 4.6. Διάγραμμα ονοματολογίας των βιοτιτών από τις απλιτικές φλέβες κατά Deer et al. 1962.

Χαρακτηριστικό παράδειγμα δι-οκταεδρικού μαρμαρυγία αποτελεί ο μοσχοβίτης και τρι-οκταεδρικού ο βιοτίτης.

Βιοτίτης και μοσχοβίτης εντοπίζονται στις απλιτικές φλέβες που διατρέχουν το γρανίτη. Σχηματίζουν υπιδιόμορφους κρυστάλλους με έντονη μαρμαρυγή σε θέση κατάσβεσης. Μοσχοβίτης παρατηρήθηκε σε όλες τις λεπτές τομές που κατασκευάστηκαν και μάλιστα σε σημαντική αναλογία, ενώ βιοτίτης μόνο σε μερικές από αυτές σαν επουσιώδες ορυκτό (Πίνακας 3.1). Οι κρύσταλλοι του βιοτίτη εμφανίζουν πλεοχροϊσμό από σκούρο καστανό έως καστανοκίτρινο χρώμα ενώ δεν παρουσιάζουν ζώνωση και αλλοιώσεις.

Στους πίνακες 4.6 και 4.7 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα αντιπροσωπευτικών αναλύσεων βιοτιτών και μοσχοβιτών αντίστοιχα, καθώς επίσης η κατανομή των ιόντων στο πλέγμα. Ο υπολογισμός της στοιχειομετρίας τους έγινε με βάση 22 οξυγόνα. Αξιοσημείωτο είναι ότι η μέση τιμή του λόγου $Mg/Mg+Fe$ στους βιοτίτες είναι αρκετά χαμηλή



Σχήματα 4.7α,β,γ. Προβολή των συγκεντρώσεων των στοιχείων των βιοτιτών υπό μορφή οξειδίων α) Mg-Fe-Al, β) Al-Fe & γ) Al-Mg. A: αλκαλικά πετρώματα, C: ασβεσταλκαλικά πετρώματα, P: υπεραργιλικά πετρώματα. Κατά Abdel-Rahman 1994

($Mg/Mg+Fe = 0.33$), γεγονός που εκφράζεται με την αυξημένη συμμετοχή του Fe στις οκταεδρικές θέσεις. Οι δωδεκαεδρικές θέσεις και στους δύο μαρμαρυγίες καλύπτονται σχεδόν αποκλειστικά από το K που αποτελεί συνήθως πάνω από το 90% του συνόλου της ομάδας αυτής. Στο σχήμα 4.6 παρουσιάζεται η κατάταξη των δειγμάτων του βιοτίτη κατά τους Deer et al. (1962).

Τέλος, στα διακριτικά διαγράμματα $FeO-MgO-Al_2O_3$, Al_2O_3-MgO και Al_2O_3-FeO (Abdel-Rahman 1994) που παρουσιάζονται στα σχήματα 4.7α,β,γ οι βιοτίτες των απλιτικών φλεβών φαίνεται να προβάλλονται στο όριο των πεδίων των ασβεσταλκαλικών και υπεραργιλικών πετρωμάτων.

4.7 Αδιαφανή ορυκτά

Σε όλες τις λεπτές τομές των ανδευσιτικών φλεβών παρατηρούνται αδιαφανή ορυκτά. Μετά από μικροαναλύσεις διαπιστώθηκε ότι πρόκειται κυρίως για μαγνητίτη. Ο μαγνητίτης είναι μεταλλικό ορυκτό, μέλος της ομάδας των σπινελίων με γενικό τύπο $Fe^{2+}Fe^{3+}O_4$. Ο Fe^{2+} μπορεί να αντικατασταθεί από Mg, Mn, Zn, Ni και Ti ενώ ο Fe^{3+} από Al, Ti, V και Cr. Σημαντικό ποσοστό Ti μπορεί να εισέλθει στη δομή του μαγνητίτη με αποτέλεσμα τη δημιουργία μιας σειράς μεικτών κρυστάλλων μεταξύ των δύο ακραίων μελών μαγνητίτη και ουλβοσπινέλλιου (Fe_2TiO_4).

Οι κρύσταλλοι του μαγνητίτη είναι ιδιόμορφοι έως υπιδιόμορφοι. Απαντώνται κυρίως στη θεμελιώδη μάζα ενώ συχνά εγκλείονται σε κρυστάλλους των σιδηρομαγνησιούχων ορυκτών. Στον πίνακα 4.8 δίνονται τα αποτελέσματα μικροαναλύσεων φαινοκρυστάλλων μαγνητίτη καθώς και η ιοντική συμμετοχή στο πλέγμα. Παρατηρούμε ότι σημαντικό ποσοστό Ti συμμετέχει στη σύστασή τους και άρα σημαντική είναι και η συμμετοχή του ουλβοσπινέλλιου στο μεικτό κρύσταλλο.

Πίνακας 4.8. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις φαινοκρυστάλλων μαγνητιτών από τις ανδεσιτικές φλέβες

δείγμα	C-34α	C-34β	C-34γ	C-344		C-31α	C-31β	C-313	
	πυρ.	πυρ.	πυρ.	πυρ.	περ.	πυρ.	πυρ.	πυρ.	περ.
SiO₂	0.24	0.05	0.31	0.11	0.27	0.20	0.49	0.14	0.59
TiO₂	9.76	9.73	10.06	12.08	11.87	9.30	9.16	12.10	12.28
Al₂O₃	2.67	2.58	2.72	1.70	1.60	2.53	2.27	1.52	1.91
V₂O₃	1.03	0.93	0.68	0.52	0.78	0.68	0.52	0.97	1.29
FeO	78.03	79.54	79.33	78.15	77.41	79.18	76.83	78.33	76.32
MnO	0.31	1.03	0.55	0.60	0.63	0.44	0.54	0.53	0.85
MgO	2.11	1.90	2.26	1.67	1.71	1.71	2.14	1.45	1.64
CaO	0.11	0.00	0.15	0.00	0.13	0.04	0.14	0.00	0.01
ZnO	0.16	0.00	0.00	0.64	0.45	0.32	1.00	0.05	0.00
Σύνολο	94.42	95.76	96.06	95.47	94.85	94.40	93.09	95.09	94.89
Si	0.009	0.002	0.012	0.004	0.010	0.007	0.019	0.005	0.022
Al	0.117	0.112	0.117	0.075	0.071	0.112	0.101	0.067	0.084
Fe³⁺	1.287	1.317	1.286	1.224	1.216	1.329	1.324	1.210	1.141
Ti	0.274	0.270	0.277	0.339	0.335	0.262	0.261	0.342	0.346
V	0.031	0.028	0.020	0.016	0.023	0.020	0.016	0.029	0.039
A	1.718	1.729	1.712	1.658	1.655	1.730	1.721	1.653	1.632
Mg	0.117	0.104	0.123	0.093	0.096	0.095	0.121	0.081	0.092
Fe²⁺	1.147	1.135	1.142	1.213	1.212	1.150	1.109	1.248	1.249
Mn	0.010	0.032	0.017	0.019	0.020	0.014	0.017	0.017	0.027
Zn	0.004	0.000	0.000	0.017	0.012	0.009	0.028	0.001	0.000
Ca	0.004	0.000	0.006	0.000	0.005	0.002	0.006	0.000	0.000
B	1.282	1.271	1.288	1.342	1.345	1.270	1.279	1.347	1.368

πυρ.: πυρήνας, περ.: περιφέρεια

5. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

5.1 Κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία

Επιλεγμένα δείγματα των ανδεσιτικών και των απλιτικών φλεβών αναλύθηκαν χημικά με σκοπό τον προσδιορισμό της περιεκτικότητάς τους σε οξείδια των κυρίων στοιχείων, δηλαδή SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O και P_2O_5 . Επίσης προσδιορίστηκε η περιεκτικότητά τους σε ορισμένα ιχνοστοιχεία. Τα αποτελέσματα αυτών των αναλύσεων παρουσιάζονται στον πίνακα 5.1.

Τα δεδομένα των κυρίων στοιχείων και των ιχνοστοιχείων χρησιμοποιήθηκαν στην ταξινόμηση των πετρωμάτων, στη σύγκρισή τους με άλλες σειρές και στην εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με την προέλευση και το γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσής τους. Ακόμη, με βάση τις χημικές αναλύσεις προσδιορίστηκε η δυνητική σύσταση (CIPW-norm) των πετρωμάτων και ο δείκτης διαφοροποίησης ($\Delta\Delta$). Ο δείκτης διαφοροποίησης δίνεται από τη σχέση $\Delta\Delta = Q + Or + Ab + Ne + Kp + Le$, δηλαδή από το άθροισμα του συνόλου των δυνητικών σαλικών ορυκτών της CIPW-norm εκτός του ανορθίτη (Thornton & Tuttle 1960). Στον πίνακα 5.2 παρουσιάζονται οι δυνητικές συστάσεις (CIPW-norm) των αναλυθέντων δειγμάτων.

Στο σημείο αυτό θα πρέπει να σημειωθεί ότι δεν υπάρχουν χημικά δεδομένα για τους τοφφίτες. Αυτό συμβαίνει γιατί η χημική τους ανάλυση κρίθηκε άσκοπη καθώς η εξαλλοίωσή τους και η περιεκτικότητά τους σε κλαστικά υλικά είναι μεγάλη.

Πίνακας 5.1. Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων των ανδεσιτικών και απλιτικών φλεβών. Τα κύρια στοιχεία δίνονται σε ποσοστό % κ.β., ενώ τα ιχνοστοιχεία σε ppm.

Δείγμα Τύπος	C3	D6	D2	G1	G8
	Ανδεσίτης	Ανδεσίτης	Ανδεσίτης	Απλίτης	Απλίτης
SiO₂	57,61	58,37	58,91	73,48	75,38
TiO₂	0,76	0,77	0,74	0,05	0,05
Al₂O₃	18,35	18,83	18,45	14,77	15,60
Fe₂O₃	4,03	4,46	4,57	0,35	0,19
FeO	2,40	0,88	0,39	0,05	0,03
MnO	0,15	0,09	0,09	0,02	0,02
MgO	3,63	2,01	1,72	0,04	0,04
CaO	5,99	6,77	6,67	1,03	1,40
Na₂O	3,42	3,41	3,51	3,53	5,47
K₂O	1,87	2,37	2,36	6,37	1,41
P₂O₅	0,26	0,26	0,26	0,03	0,03
Α.Π.	1,53	1,78	2,33	0,27	0,38
Σύνολο	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00
Cr	25	17	14	4	0
Co	39	26	32	70	96
Ni	10	11	7	3	0
Cu	22	24	22	13	9
Zn	76	90	81	11	8
V	210	163	182	10	1
Mn	1325	576	601	21	11
Ga	21	21	20	19	18
Rb	102	70	68	123	29
Sr	700	648	661	413	222
Y	28	31	27	4	4
Zr	157	175	165	19	17
Nb	8	8	8	1	2
Cs	3	1	1	1	1
Ba	645	691	1040	955	119
Hf	4	5	5	1	1
Ta	1	1	1	0	0
Pb	15	15	14	44	35
Th	11	11	12	3	2
U	3	3	3	1	1

Πίνακας 5.2. Δυνητικές συστάσεις (CIPW-norm) και δείκτες διαφοροποίησης (Δ.Δ.) των αναλυθέντων πετρωμάτων, όπως υπολογίστηκαν με βάση τα δεδομένα του πίνακα 5.1

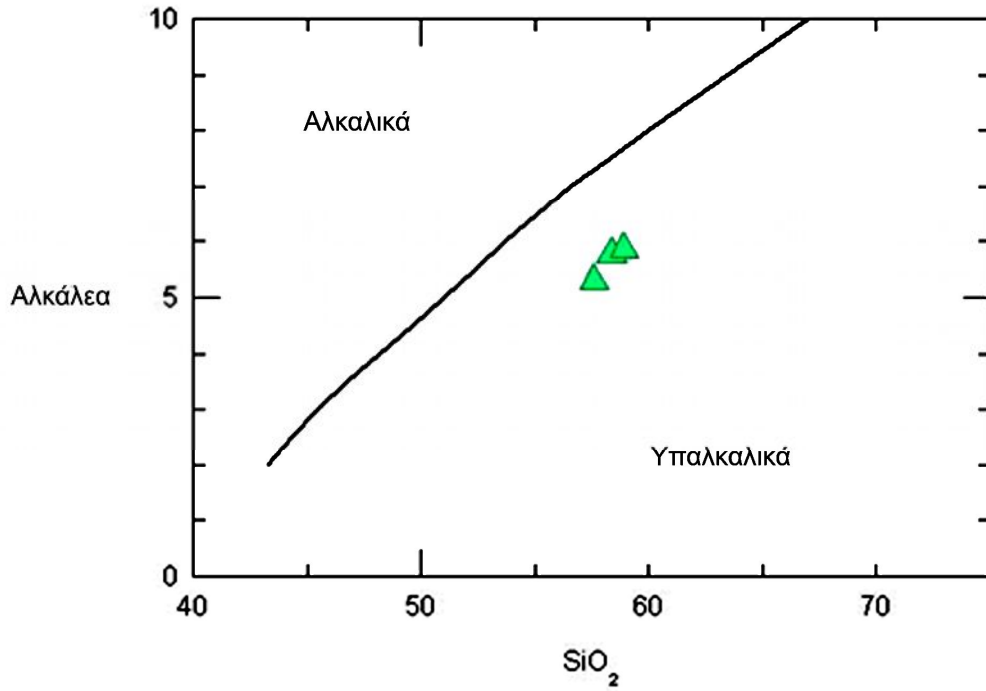
Δείγμα	C3	D6	D2	G1	G8
Q	13,21	13,56	14,51	26,46	35,31
ab	29.36	29.36	30.38	29.96	46.45
an	28.47	29.61	28.28	4.91	6.80
or	11,23	14,24	14,30	37,76	8,39
ne	-	-	-	-	-
C	0,44	-	-	0,27	2,60
di	-	2,23	2,41	-	-
hy	9,30	4,07	3,27	0,10	0,10
ol	-	-	-	-	-
mt	5,93	0,93	-	0,08	0,02
il	1,46	1,48	1,04	0,09	0,09
hem	-	3,90	4,68	0,29	0,18
ti	-	-	0,52	-	-
ap	0,60	0,60	0,63	0,07	0,07
Δ.Δ.	53.8	57.2	59.2	94.2	90.2

5.2 Χημικός χαρακτήρας

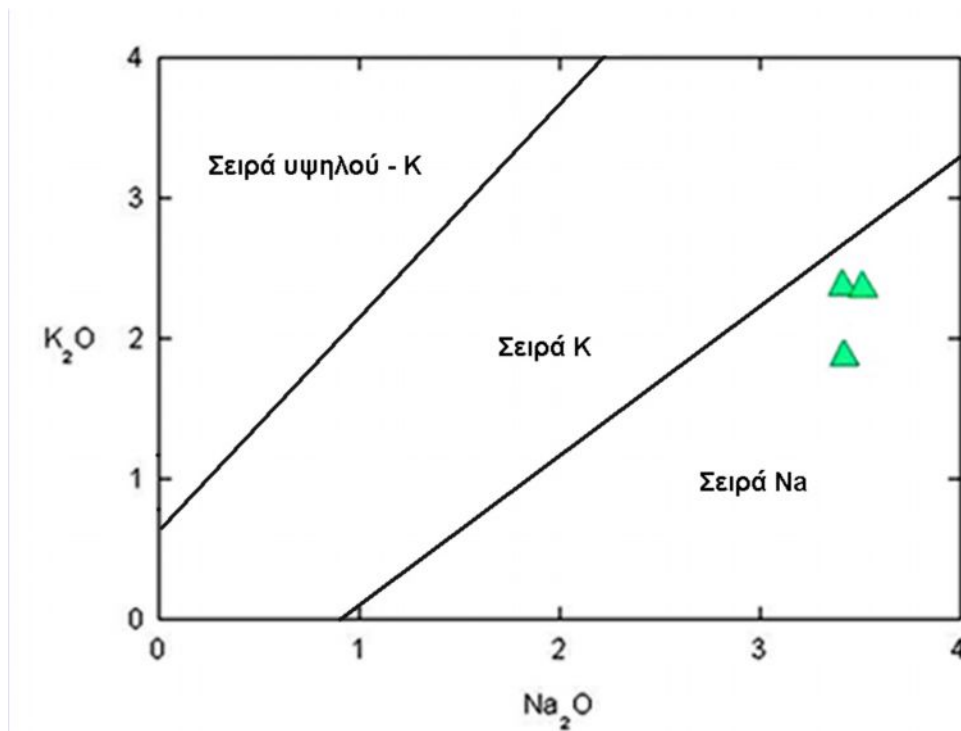
Με βάση τα χημικά δεδομένα των δειγμάτων των ανδεσιτικών φλεβών κατασκευάστηκαν διαγράμματα τα οποία παρέχουν πληροφορίες για το χημισμό των πετρωμάτων. Η χημική τους ταξινόμηση πραγματοποιήθηκε έχοντας ως σημείο αναφοράς προηγούμενες μελέτες πάνω στο ζήτημα αυτό.

Με βάση τα διαγράμματα K_2O+Na_2O ως προς SiO_2 και K_2O ως προς Na_2O (MacDonald 1968 και Middlemost 1975 αντίστοιχα) τα μελετώμενα πετρώματα εμπίπτουν στο πεδίο της υπαλκαλικής σειράς και περαιτέρω της νατριούχου υποσειράς (Σχήματα 5.1 και 5.2).

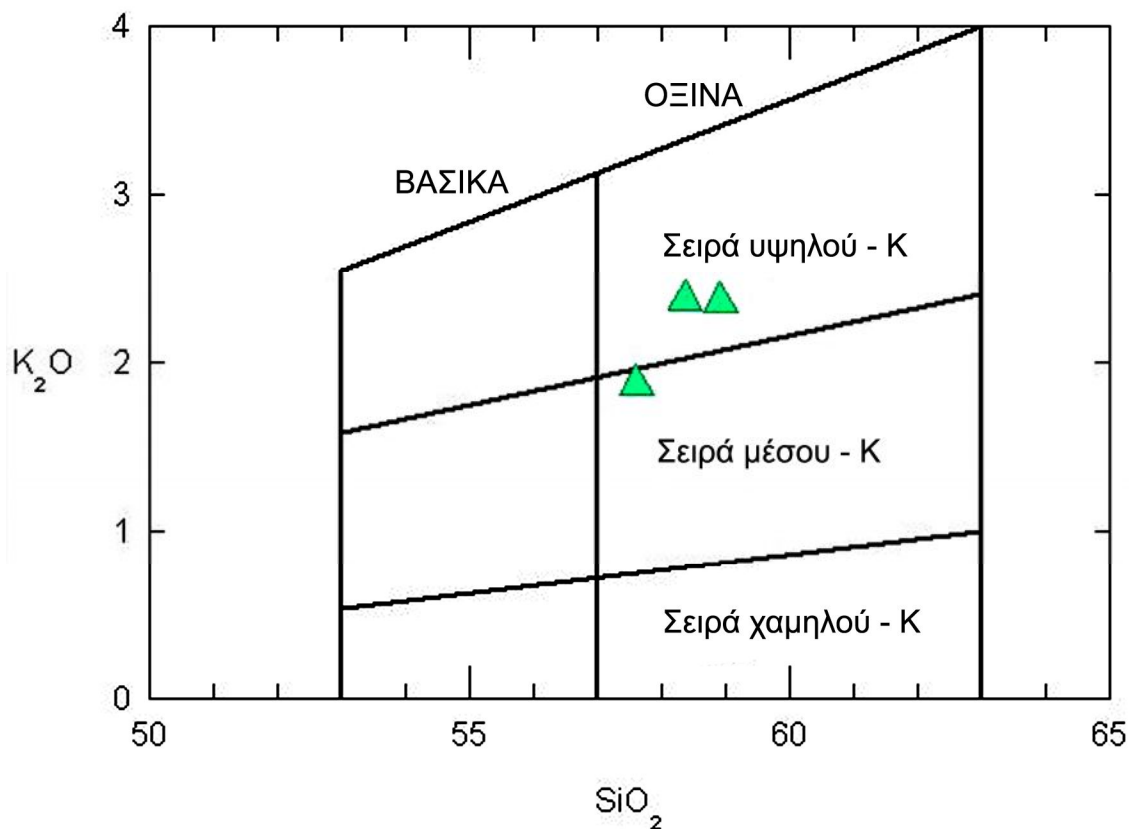
Στο τριγωνικό διάγραμμα AFM (Irvine & Barager 1971) γίνεται σαφές ότι η τάση που παρουσιάζουν τα πετρώματα είναι τυπική ασβεσταλκαλική (Σχήμα 5.4). Εμφανής επίσης είναι ο μη εμπλουτισμός που παρουσιάζουν τα δείγματα σε σίδηρο. Ο ασβεσταλκαλικός χαρακτήρας των πετρωμάτων επιβεβαιώνεται και από το διάγραμμα CaO/Na_2O+K_2O ως προς SiO_2 (Σχήμα 5.5) (Brown 1982).



Σχήμα 5.1. Προβολή των αλκάλειων ως προς το SiO_2 των ανδεσιτικών φλεβών κατά MacDonald (1968).



Σχήμα 5.2. Προβολή του K_2O ως προς το Na_2O των ανδεσιτικών φλεβών κατά Middlemost (1975).

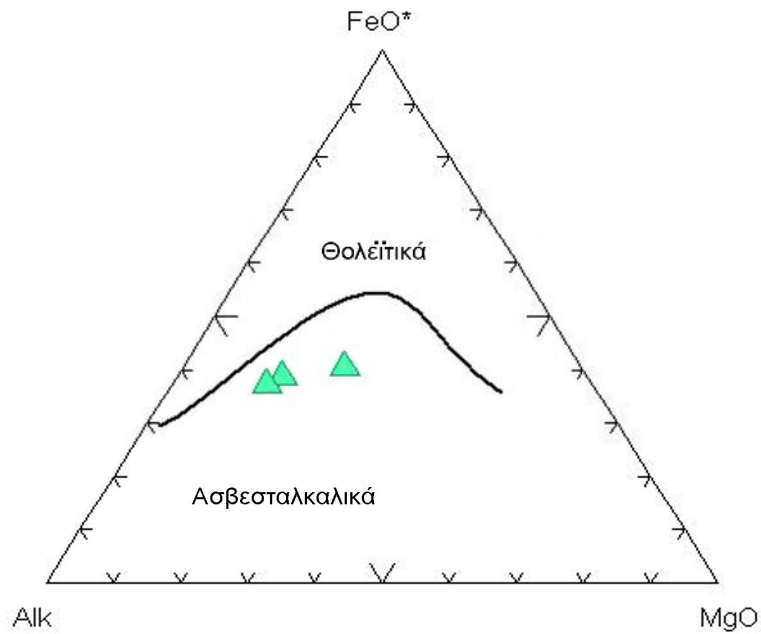


Σχήμα 5.3. Προβολή του K_2O ως προς το SiO_2 των ανδεσιτικών φλεβών κατά Le Maitre et al. (1989).

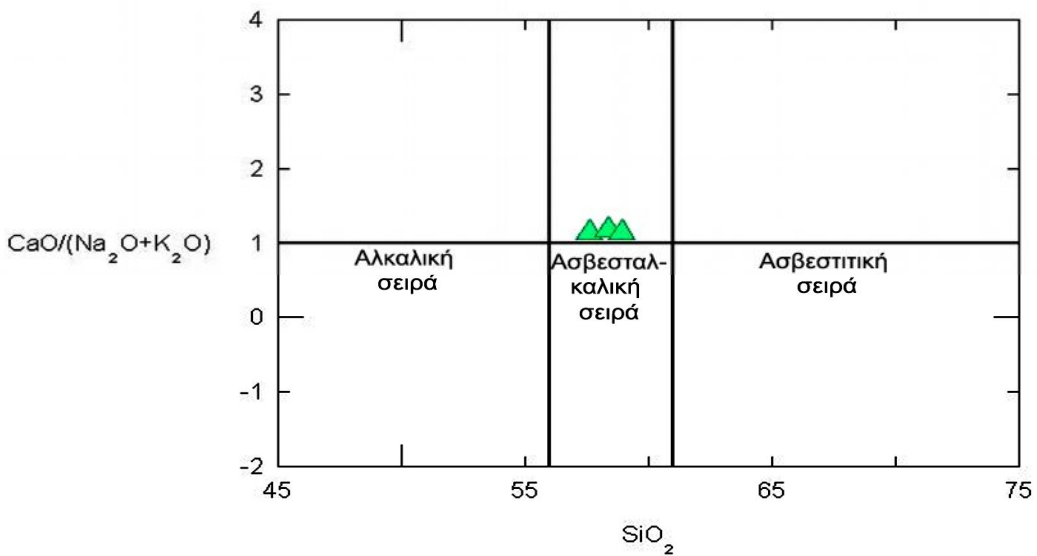
Τα αναλυμένα δείγματα προβλήθηκαν στο διάγραμμα K_2O ως προς SiO_2 (Σχήμα 5.3) των Le Maitre et al. (1989). Τα πυριγενή πετρώματα με βάση το διάγραμμα αυτό, το οποίο εκφράζει την αλκαλικότητα τους, διαχωρίζονται σε 3 μαγματικές σειρές:

- A) Σειρά χαμηλού καλίου (ή θολειτική)
- B) Σειρά μέσου καλίου (ή ασβεσταλκαλική)
- Γ) Σειρά υψηλού καλίου (ή ασβεσταλκαλική υψηλού καλίου)

Όπως παρατηρούμε τα δείγματα από τις ανδεσιτικές φλέβες προβάλλονται στο πεδίο της ασβεσταλκαλικής σειράς μέσου έως υψηλού καλίου.



Σχήμα 5.4. Προβολή των ανδεσιτικών φλεβών στο τριγωνικό διάγραμμα AFM (Irvine and Baragar 1971)



Σχήμα 5.5. Προβολή των ανδεσιτικών φλεβών στο διάγραμμα Ca/(Na₂O+K₂O) ως προς το SiO₂ κατά Brown (1982).

5.3 Σπάνιες γαίες

Οι σπάνιες γαίες είναι ιχνοστοιχεία που περιλαμβάνουν τη σειρά των μετάλλων με ατομικό αριθμό 57 έως 71 (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Διαχωρίζονται στις ελαφριές σπάνιες γαίες (LREE) με ατομικό αριθμό 57 έως 61, στις ενδιάμεσες (MREE) με ατομικό αριθμό 62 έως 67 και στις βαριές (HREE) με ατομικό αριθμό 68 έως 71.

Όλες οι σπάνιες γαίες έχουν παρόμοιες φυσικές και χημικές ιδιότητες. Έχουν μεγάλη ιοντική ακτίνα η οποία μειώνεται καθώς αυξάνεται ο ατομικός αριθμός. Όλες είναι τρισθενείς (με εξαίρεση το Eu και το Ce οι οποίες κάτω από ειδικές συνθήκες μπορεί να παρουσιάζονται με δισθενή και τρισθενή μορφή αντίστοιχα). Οι μικρές αυτές διαφορές στο μέγεθος και τη χημική συμπεριφορά γίνονται έντονα αισθητές κάτω από συνθήκες διαφοροποίησης και οι REE διαχωρίζονται, κάτι που τις καθιστά πολύτιμους πετρογενετικούς δείκτες.

Η παρουσίαση των αποτελεσμάτων των σπανίων γαιών έχει επικρατήσει να γίνεται κυρίως με τα αραχνοδιαγράμματα. Πρόκειται για λογαριθμικά διαγράμματα της συγκέντρωσης των REE ως προς τον ατομικό τους αριθμό. Η τιμή της συγκέντρωσης που προβάλλεται είναι κανονικοποιημένη, δηλαδή ανηγμένη ως προς κάποιο υλικό αναφοράς (συνήθως χρησιμοποιούνται οι χονδρίτες ή μια εκτίμηση για το πρωταρχικό υλικό δημιουργίας της γης).

Η προβολή του Eu πολλές φορές αποκλίνει από την τάση των υπολοίπων σπανίων γαιών. Αυτή η απόκλιση ονομάζεται «ανωμαλία Eu» και προσδιορίζεται ποσοτικά από τη σχέση:

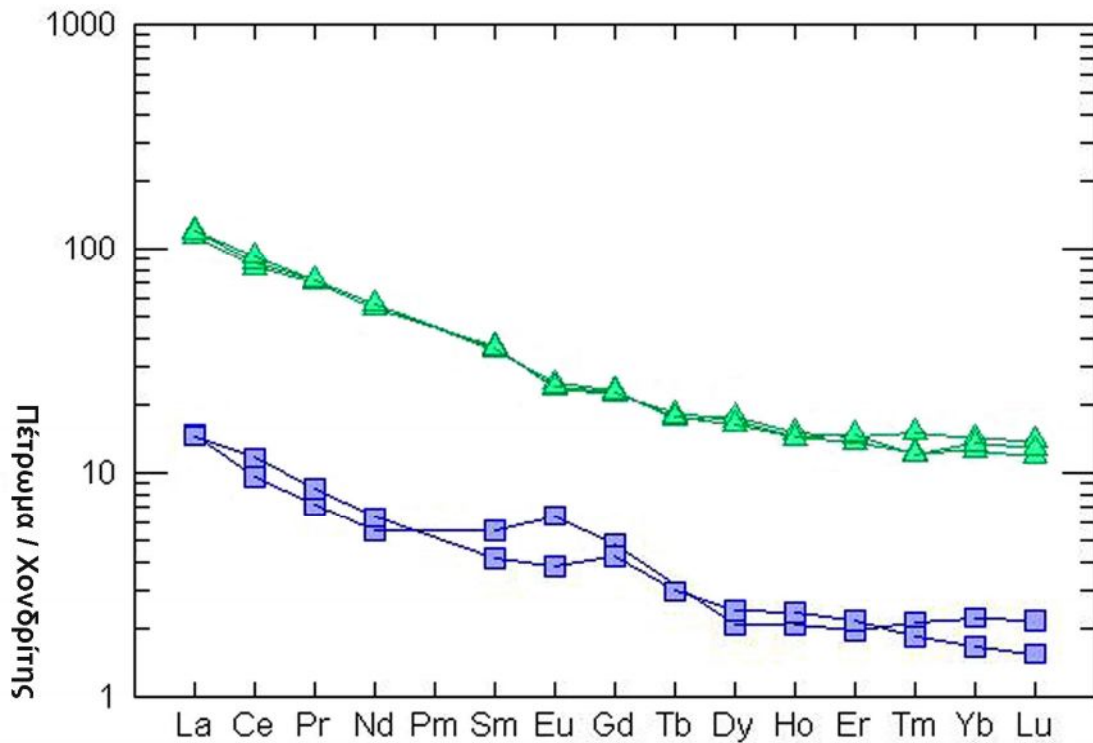
$$Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}$$

όπου Eu_N , Sm_N , Gd_N οι κανονικοποιημένες τιμές των στοιχείων και Eu^* η αναμενόμενη συγκέντρωση Eu (Taylor & McLennan 1981). Η ανωμαλία Eu χαρακτηρίζεται θετική όταν $Eu/Eu^* > 1$, ενώ αρνητική όταν $Eu/Eu^* < 1$.

Άλλες παράμετροι που χρησιμοποιούνται στην μελέτη των σπανίων γαιών είναι η συνολική περιεκτικότητα του δείγματος σε REE (ΣREE) και οι λόγοι της ανηγμένης συγκέντρωσης μίας REE ως προς το λόγο της ανηγμένης συγκέντρωσης μίας άλλης. Έτσι, ο λόγος $(La/Yb)_N$ δείχνει την κλασμάτωση των REE, ο λόγος $(La/Sm)_N$ των LREE και ο λόγος $(Gd/Yb)_N$ των HREE. Στον πίνακα 5.3 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των αναλύσεων των σπανίων γαιών καθώς και οι τιμές των παραπάνω

Πίνακας 5.3. Χημικές αναλύσεις σπανίων γαιών (σε ppm) από αντιπροσωπευτικά δείγματα των ανδεσιτικών και απλιτικών φλεβών.

Δείγμα Τύπος	C3	D6	D2	G1	G8
	Ανδεσίτης	Ανδεσίτης	Ανδεσίτης	Απλίτης	Απλίτης
La	35.25	37.38	36.98	4.58	4.52
Ce	66.52	69.79	74.52	7.75	9.45
Pr	8.57	8.73	8.86	0.88	1.04
Nd	32.52	33.91	33.95	3.30	3.79
Sm	7.14	6.78	7.00	1.07	0.80
Eu	1.74	1.85	1.77	0.47	0.28
Gd	5.78	6.02	5.92	1.23	1.09
Tb	0.87	0.82	0.84	-	0.14
Dy	5.52	5.73	5.32	0.67	0.78
Ho	1.03	1.09	1.03	0.15	0.17
Er	2.85	3.07	3.13	0.41	0.46
Tm	0.40	0.49	0.39	0.07	0.06
Yb	2.64	2.97	2.82	0.47	0.35
Lu	0.38	0.45	0.41	0.07	0.05
ΣREE	171.21	179.08	182.94	21.12	22.98
(La/Yb)_N	9.00	8.49	8.84	6.57	8.71
(La/Sm)_N	3.11	3.47	3.32	2.69	3.55
(Gd/Yb)_N	1.77	1.64	1.69	2.11	2.51
Eu/Eu*	0.83	0.89	0.84	1.25	0.92



Σχήμα 5.6. Διάγραμμα κατανομής των REE για τα μαγματικά πετρώματα της περιοχής των Αβδέρων. Κανονικοποίηση κατά Boynton (1984). Τρίγωνα: ανδεσιτικές φλέβες, τετράγωνα: απλιτικές φλέβες.

παραμέτρων. Τα αραχνοδιαγράμματα, που προκύπτουν με βάση την κανονικοποίηση κατά Boynton (1984), φαίνονται στο σχήμα 5.6.

Ο κύριος παράγοντας που καθορίζει το σχήμα της κατανομής των REE είναι η παρουσία συγκεκριμένων ορυκτών κατά τη διάρκεια της διαφοροποίησης του μάγματος. Ανάλογα με τα ορυκτά που αποχωρίζονται από το τήγμα και τη συγκέντρωση των REE σε αυτά διαμορφώνεται η τελική μορφή του αραχνοδιαγράμματος. Το μέγεθος της επίδρασης στο σχήμα εξαρτάται από τη συγκέντρωση του ορυκτού στη στερεή φάση και από την τιμή του συντελεστή κατανομής K_D για το συγκεκριμένο στοιχείο.

Γενικώς οι REE είναι ασυμβίβαστα ιχνοστοιχεία, δηλαδή η συγκέντρωσή τους στο τήγμα αυξάνει καθώς προχωρά η διαφοροποίηση αφού η τιμή της K_D των περισσότερων συνηθισμένων ορυκτών για τις REE

είναι χαμηλή. Όμως στα τελευταία στάδια της διαφοροποίησης, δηλαδή στα όξινα πετρώματα, οι REE συμπεριφέρονται σαν συμβιβαστά στοιχεία. Αυτό συμβαίνει εξαιτίας της παρουσίας κάποιων επουσιωδών ορυκτών, όπως το ζirkόνιο, τα οποία αν και βρίσκονται σε μικρό ποσοστό στα πετρώματα επηρεάζουν σημαντικά τη συνολική συγκέντρωση των σπανίων γαιών λόγω των υψηλών τιμών K_D για αυτές. Έτσι, όπως παρατηρούμε και στο αραχνοδιάγραμμα (Σχήμα 5.6), οι ανδεσίτες παρουσιάζουν σχετικά υψηλές τιμές ΣREE, ενώ οι απλίτες (εξελιγμένα πετρώματα του τελευταίου σταδίου της διαφοροποίησης) παρουσιάζουν πολύ χαμηλές τιμές ΣREE.

Επίσης, όπως φαίνεται στο διάγραμμα κατανομής, τα δείγματα των ανδεσιτικών φλεβών που αναλύθηκαν εμφανίζονται ελαφρώς εμπλουτισμένα σε LREE σε σχέση με τις HREE. Η μέση τιμή του λόγου $(La/Yb)_N$, ο οποίος εκφράζει το βαθμό διαχωρισμού των REE, είναι 8,77 (Πίνακας 5.3). Αυτός ο εμπλουτισμός είναι πιθανό να οφείλεται σε κρυστάλλωση και αποχωρισμό από το τήγμα ορυκτών που συγκεντρώνουν τις HREE, όπως ο ολιβίνης, η κεροστίλβη και οι πυρόξενοι. Δεν μπορεί όμως να αποκλειστεί και η πιθανότητα τα πετρώματα αυτά να προέρχονται από μία πηγή μάγματος πρωτογενώς εμπλουτισμένη σε LREE.

Το Eu έχει την ιδιότητα να συμπεριφέρεται ως δισθενές στοιχείο κάτω από συνθήκες χαμηλής πίεσης οξυγόνου και να αντικαθιστά το Sr στο πλέγμα των πλαγιοκλάστων. Έτσι λοιπόν όταν τα πλαγιόκλαστα συμμετέχουν στη στερεά φάση κατά τη διάρκεια της διαφοροποίησης, η συγκέντρωση του Eu μειώνεται με αποτέλεσμα να εμφανίζεται η αρνητική ανωμαλία Eu στο διάγραμμα κατανομής των σπανίων γαιών. Σύμφωνα με τις αναλύσεις των ανδεσιτικών φλεβών, η ανωμαλία Eu είναι αρνητική με τιμές λίγο μικρότερες της μονάδας (μέση τιμή 0,85) (Πίνακας 5.3) που ερμηνεύεται ως μικρός βαθμός αποχωρισμού πλαγιοκλάστων.

Οι απλίτες γενικότερα παρουσιάζονται συχνά εμπλουτισμένοι σε HREE, πτωχοί σε LREE και εμφανίζουν μεγάλες αρνητικές ανωμαλίες Eu (Mittlefehldt & Miller 1983, Noyes et al. 1983). Όμως οι K_D των REE παρουσιάζουν μεγάλη μεταβλητότητα στα πολύ λευκοκρατικά πετρώματα εξαιτίας της έντονης παρουσίας δευτερογενών ορυκτών τα οποία ρυθμίζουν την κατανομή των REE (Mahood & Hildreth 1983, Nash & Crecraft 1985). Για το λόγο αυτό σε απλιτικά πετρώματα τα αραχοδιαγράμματα των σπανίων γαιών πολλές φορές έχουν ασυνήθιστα σχήματα. Στο σχήμα 5.6 για παράδειγμα, η συγκέντρωση του Eu στα απλιτικά δείγματα είναι ασυνήθιστα μεγάλη (στο ένα από τα δύο δείγματα μάλιστα η ανωμαλία Eu είναι θετική). Το γεγονός αυτό μπορεί να εξηγηθεί με την πιθανή παρουσία κάποιων επουσιωδών ορυκτών (όπως ο απατίτης και ο σεελίτης κάτω από ορισμένες συνθήκες, απατίτης μάλιστα εντοπίστηκε σε λεπτές τομές), τα οποία εμφανίζουν μεγάλες τιμές K_D για το Eu. Δεν αποκλείεται βέβαια το ενδεχόμενο η συγκεκριμένη θετική ανωμαλία να οφείλεται σε μία τυχαία αυξημένη τοπική συγκέντρωση Eu, ενδεχόμενο που δεν μπορεί να αποκλειστεί λόγω του περιορισμένου αριθμού δειγμάτων.

5.4 Σύγκριση με γειτονικά πετρώματα

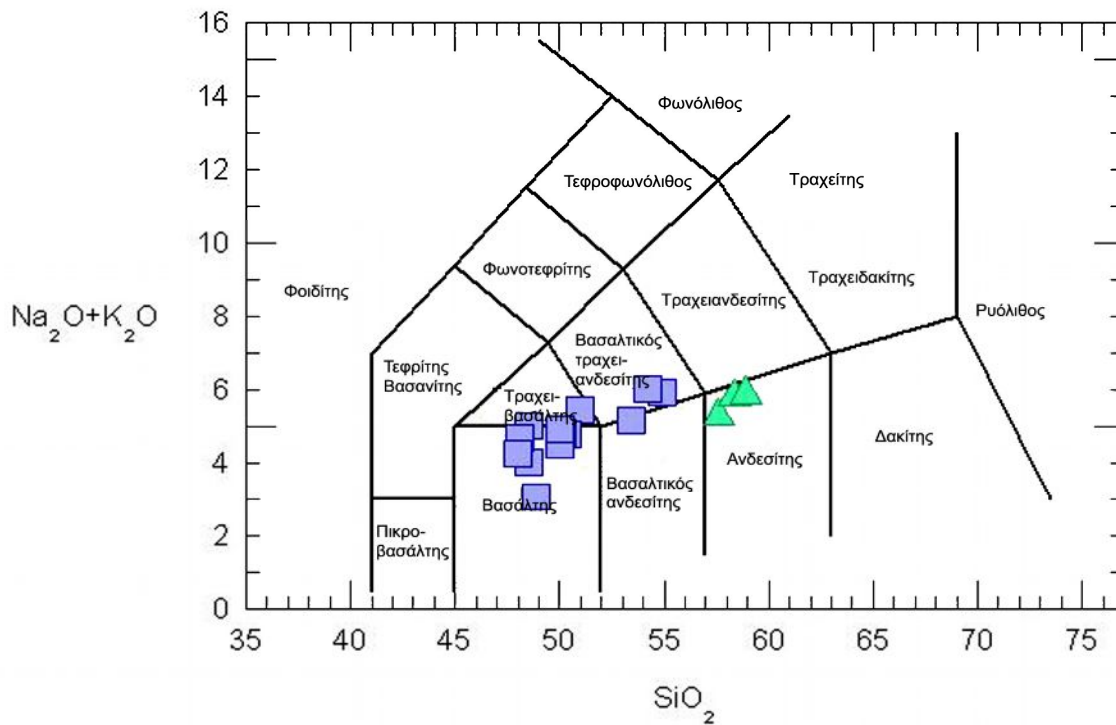
Τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των ανδεσιτικών φλεβών συγκρίθηκαν με τα αντίστοιχα ομοειδών πετρωμάτων που βρίσκονται κοντά στην περιοχή μελέτης με σκοπό τον πιθανό συσχετισμό τους. Συγκεκριμένα για τη σύγκριση χρησιμοποιήθηκαν τα ηφαιστειακά πετρώματα των περιοχών της Ζαρκαδένιας, των Διποτάμων και του Καλότυχου καθώς και οι εμφανίσεις βασαλτικών κυρίως φλεβών που εντοπίζονται ανατολικά του πλουτωνίτη της Ξάνθης. Τα δεδομένα για την ηφαιστειακή σειρά της κεντρικής Ροδόπης αντλήθηκαν από τον Ελευθεριάδη (1995) και περιλαμβάνουν στοιχεία από όλο το φάσμα των πετρωμάτων.

Τα ηφαιστειακά πετρώματα ανατολικά του πλουτωνίτη της Ξάνθης έχουν παλαιότερα μελετηθεί από τους Soldatos & Papadakis (1971), Christofides et al. (1978) και τους Eleftheriadis et al. (1984). Η ιζηματογενής ακολουθία, την οποία διακόπτουν, έχει κοινά χαρακτηριστικά και ίδια ηλικία με αυτήν της περιοχής των Αβδήρων. Η ηλικία των φλεβικών πετρωμάτων προσδιορίστηκε σε περίπου 34 εκ. χρόνια με τη μέθοδο K-Ar σε κεροστίλβη (Eleftheriadis et al. 1984).

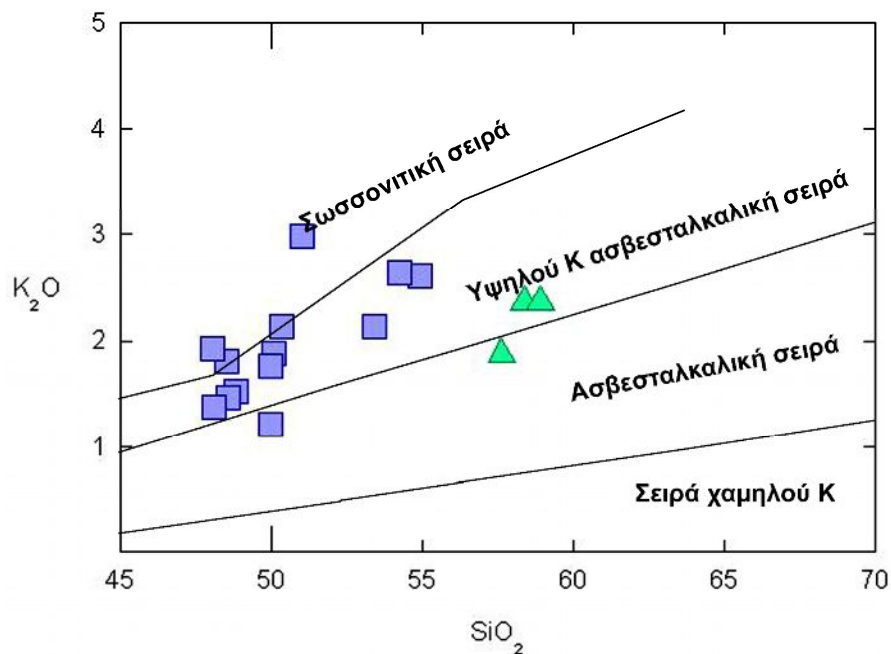
Όπως φαίνεται από την προβολή των στοιχείων στο διάγραμμα TAS (Σχήμα 5.7), τα πετρώματα ανατολικά του πλουτωνίτη της Ξάνθης εμπίπτουν στα πεδία του βασάλτη, του τραχειβασάλτη και του τραχειτικού ανδেসίτη και περιέχουν σαφώς λιγότερο SiO₂ από αυτά των Αβδήρων. Στο εξής χάριν συντομίας τα πετρώματα αυτά θα αναφέρονται ως "βασάλτες". Επίσης από την τάση τους στο διάγραμμα K₂O ως προς SiO₂ (Σχήμα 5.8) καθώς και τα διαγράμματα μεταβολής των υπόλοιπων στοιχείων ως προς το SiO₂ (Σχήμα 5.9), προκύπτει ότι τα δύο αυτά πετρώματα πιθανότατα δεν είναι συμμαγματικά, παρά τις ομοιότητές τους.

Αντίθετα στα αραχνοδιαγράμματα όπου απεικονίζονται τα συγκριτικά αποτελέσματα των αναλύσεων των σπανίων γαιών των δύο σειρών (Σχήμα 5.10), τα σχήματα που προκύπτουν σχεδόν ταυτίζονται. Η ερμηνεία αυτού του γεγονότος είναι ότι τα δυο είδη πετρωμάτων είχαν όμοια πηγή και ακολούθησαν παρόμοια διαδικασία εξέλιξης.

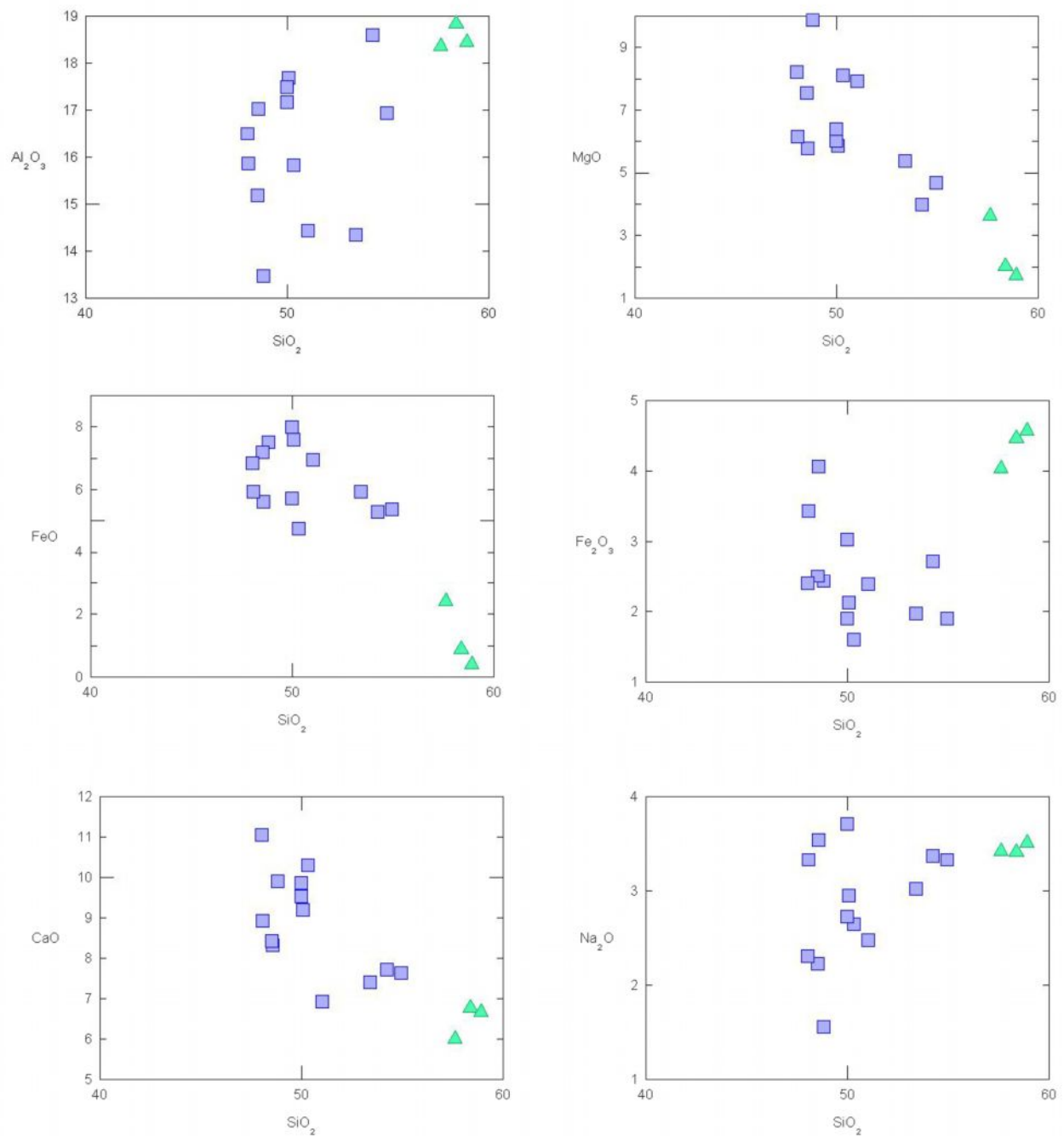
Στο σχήμα 5.11 προβάλλονται τα δείγματα από τους ηφαιστίτες της κεντρικής Ροδόπης μαζί με αυτά των ανδেসιτικών φλεβών των Αβδήρων, οι οποίες δείχνουν να ακολουθούν τη γενικότερη τάση των ασβεσταλκαλικών πετρωμάτων στην περιοχή. Στο σχήμα 5.12 η ταύτιση και πάλι των αραχνοδιαγραμμάτων επιβεβαιώνει την κοινή διαδικασία γένεσης όλων των πετρωμάτων της ευρύτερης περιοχής.



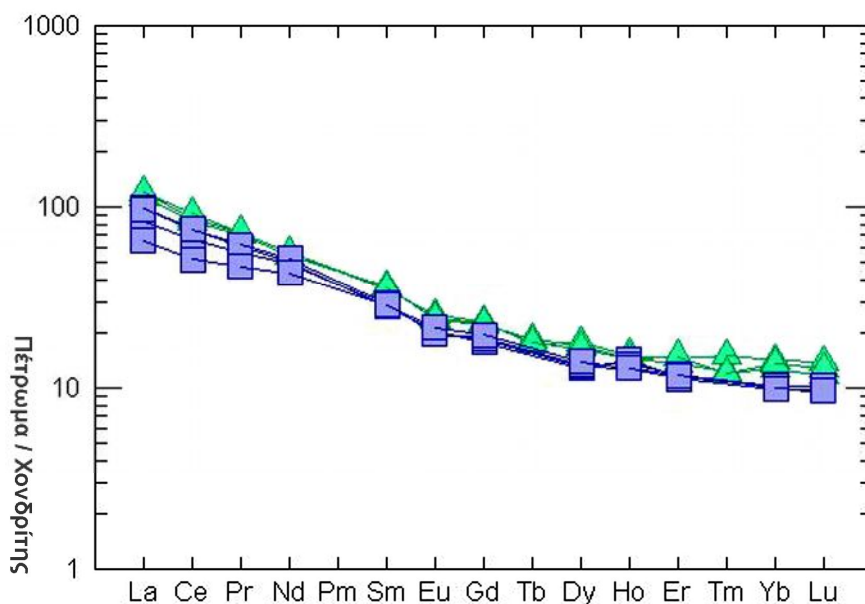
Σχήμα 5.7. Χημική ταξινόμηση και ονοματολογία των δύο σειρών φλεβικών πετρωμάτων με βάση το διάγραμμα TAS (Le Bas et al. 1986). Τρίγωνα: ανδεσιτικές φλέβες Αβδήρων, τετράγωνα: "βασαλτικές" φλέβες ανατολικά του πλουτωνίτη της Ξάνθης.



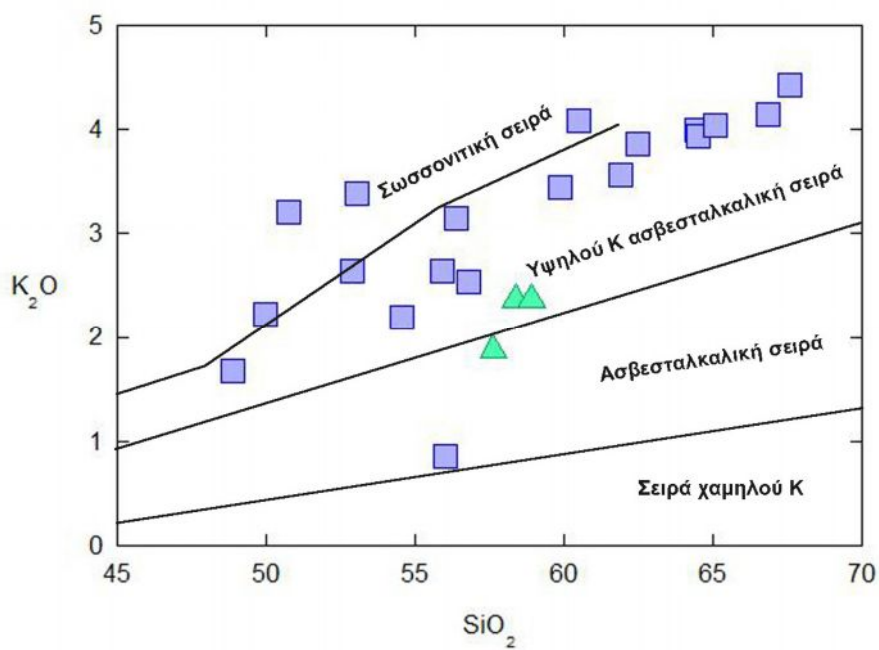
Σχήμα 5.8. Προβολή του K_2O ως προς το SiO_2 των δύο σειρών φλεβικών πετρωμάτων κατά Peccerillo & Taylor (1976). Συμβολισμός όπως στο σχήμα 5.7.



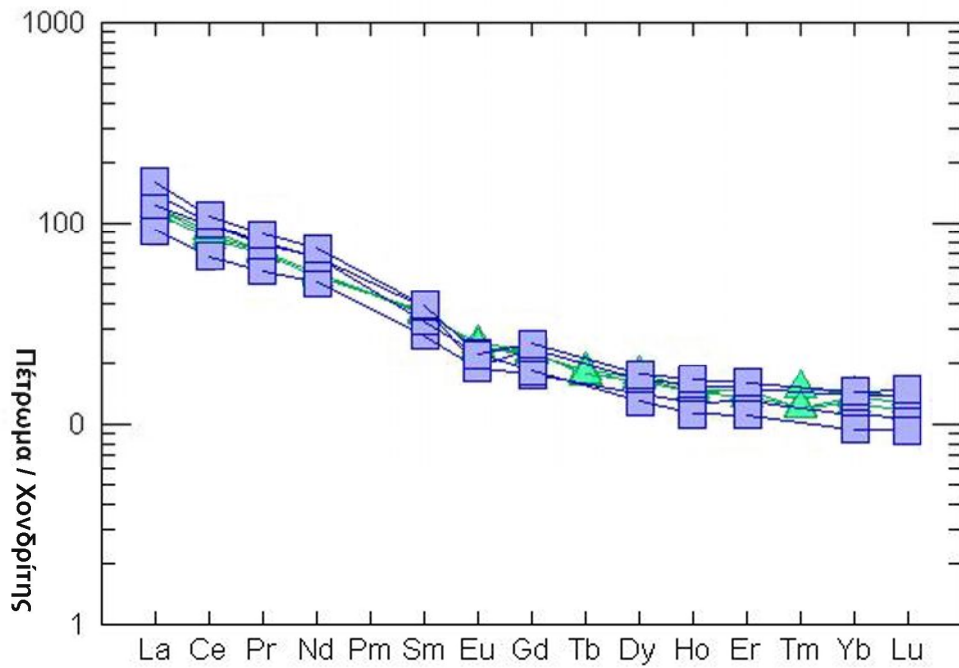
Σχήμα 5.9. Προβολή των οξειδίων των κυρίων στοιχείων ως προς το SiO₂ των δύο σειρών φλεβικών πετρωμάτων. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 5.7.



Σχήμα 5.10. Διάγραμμα κατανομής των REE για τα φλεβικά πετρώματα των Αβδήρων και των "βασαλτών" ανατολικά του πλουτωνίτη της Ξάνθης. Κανονικοποίηση κατά Boynton (1984). Συμβολισμός όπως στο σχήμα 5.7.



Σχήμα 5.11. Προβολή του K_2O ως προς το SiO_2 των ηφαιστειακών πετρωμάτων της κεντρικής Ροδόπης και των ανδεσιτικών φλεβών των Αβδήρων κατά Pecerillo & Taylor (1976). Τρίγωνα: ανδεσιτικές φλέβες, τετράγωνα: επιλεγμένα δείγματα των ηφαιστειακών πετρωμάτων της κεντρικής Ροδόπης



Σχήμα 5.12. Διάγραμμα κατανομής των REE για τα ηφαιστειακά πετρώματα της κεντρικής Ροδόπης και των ανδεσιτικών φλεβών των Αβδήρων Κανονικοποίηση κατά Boynton (1984). Συμβολισμός όπως στο σχήμα 5.11.

6. ΗΛΙΚΙΑ

6.1 Γενικά

Ραδιενέργεια είναι η δυνατότητα που έχει ένας ατομικός πυρήνας να μετατρέπεται αυτόματα και με ταχύτητα που μπορεί να μετρηθεί, σε έναν άλλο σταθερότερο από τον πρώτο, με σύγχρονη αποβολή ενέργειας υπό μορφή ακτινοβολίας (α , β σωματίδια, γ ακτινοβολία). Η ραδιενεργός διάσπαση εξελίσσεται με σταθερό ρυθμό που δεν επηρεάζεται από εξωτερικούς παράγοντες αλλά μόνο από τη φύση του αρχικού υλικού. Έτσι η διαδικασία αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί σαν ένα 'ρολόι' που μετράει το γεωλογικό χρόνο. Η ισοτοπική μελέτη βασίζεται στη διάσπαση ραδιενεργών στοιχείων με συγκεκριμένη ημιπερίοδο ζωής, ερευνώντας ζεύγη στοιχείων που συνδέονται ως μητρικά-θυγατρικά ισότοπα. Το μητρικό ισότοπο είναι το στοιχείο που διασπάται και το θυγατρικό ισότοπο είναι αυτό που προκύπτει από τη διάσπαση.

Η μέθοδος K-Ar βασίζεται στη διάσπαση του ^{40}K προς ^{40}Ca και ^{40}Ar . Καθώς το ^{40}Ca είναι πολύ κοινό στη φύση και ο προσδιορισμός της αναλογίας ραδιογενές ^{40}Ca προς μη ραδιογενές ^{40}Ca είναι δύσκολος, χρησιμοποιούμε στη ραδιοχρονολόγηση το ^{40}Ar . Το αργό είναι αδρανές στοιχείο που έχει όμως την ιδιότητα να διαφεύγει από κάποιο πέτρωμα ή ορυκτό όταν αυτό βρίσκεται σε υψηλές θερμοκρασίες. Επίσης το σύνολο σχεδόν του αργού που βρίσκεται στη φύση έχει ραδιογενή προέλευση. Υπολογίζοντας λοιπόν τις συγκεντρώσεις ^{40}K και ^{40}Ar σε ένα υλικό μπορούμε να προσδιορίσουμε την ηλικία του βασιζόμενοι στη σχέση:

$$^{40}\text{Ar} = ^{40}\text{Ar}_0 + (\lambda_\epsilon/\lambda) ^{40}\text{K}(e^{-\lambda t}-1)$$

όπου λ_ϵ είναι η σταθερά σύλληψης ηλεκτρονίων κατά τη διάσπαση, λ η σταθερά απώλειας σωματιδίων β κατά τη διάσπαση και $^{40}\text{Ar}_0$ η αρχική

ποσότητα αργού, την οποία θεωρούμε μηδενική. Οι ποσότητες ^{40}Ar και ^{40}K μετρούνται με φασματογράφο μάζας.

Η μέθοδος K-Ar, λόγω του σχετικά εύκολου προσδιορισμού του ^{40}Ar και της ημιπεριόδου ζωής του ^{40}K ($1,27 \cdot 10^9$ έτη), εφαρμόζεται σε πολλά ορυκτά και πετρώματα. Όπως όμως προαναφέρθηκε, για κάθε πέτρωμα ή ορυκτό υπάρχει μία ορισμένη θερμοκρασία πάνω από την οποία το θυγατρικό ισότοπο διαχέεται και αρχίζει πάλι να συσσωρεύεται μόνο όταν η το ορυκτό ή το πέτρωμα ψυχθεί κάτω από τη θερμοκρασία στην οποία η διάχυση πρακτικά σταματά. Από μελέτες που έγιναν σε μαρμαρυγίες προέκυψε ότι η οριακή αυτή τιμή της θερμοκρασίας για το μοσχοβίτη είναι $350 \pm 50^\circ\text{C}$ και για το βιοτίτη $300 \pm 50^\circ\text{C}$ (Jager et al., 1979). Η ραδιοχρονολόγηση λοιπόν ενός ορυκτού με τη μέθοδο αυτή, δε θα μας δώσει την ηλικία σχηματισμού του ορυκτού αλλά την ηλικία που το ορυκτό είχε, για τελευταία φορά στη γεωλογική ιστορία του, θερμοκρασία ίση με την οριακή. Η ηλικία αυτή μπορεί να αντιπροσωπεύει την ηλικία ψύξης του ορυκτού ή την ηλικία κάποιου θερμικού γεγονότος.

6.2 Η ηλικία των πετρωμάτων

Για τον προσδιορισμό της ηλικίας των μελετώμενων πυριγενών πετρωμάτων έγιναν ραδιοχρονολογήσεις με τη μέθοδο K-Ar σε δύο δείγματα των απλιτικών φλεβών και σε δύο δείγματα των ανδεσιτικών φλεβών. Οι αναλύσεις πραγματοποιήθηκαν από τον Dr. Zoltan Pecskey στα πλαίσια της συνεργασίας του τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. με το Ινστιτούτο Πυρηνικής Έρευνας της Ουγγρικής Ακαδημίας Επιστημών.

Στις απλιτικές φλέβες οι αναλύσεις έγιναν σε κρυστάλλους μοσχοβίτη και βιοτίτη και οι ηλικίες που υπολογίστηκαν ήταν 36,1 και 27,5 εκ. έτη

αντίστοιχα. Στις ανδেসιτικές φλέβες η μέθοδος εφαρμόστηκε σε ολικό πέτρωμα και τα αποτελέσματα ήταν 29,6 και 30,4 εκ. έτη. Στον πίνακα 6.1 παρουσιάζονται αναλυτικά τα αποτελέσματα.

Πίνακας 6.1. Ηλικίες με τη μέθοδο K-Ar

Δείγμα	Πετρογραφικός Τύπος	Υλικό	K(%)	⁴⁰ Ar _{ρδ} (ccSTP/g)	⁴⁰ Ar (%)	Ηλικία εκ. έτη
G-8	Απλίτης	Mu	9,25	1,3112 x 10 ⁻⁵	91,0	36,10±1,09
G-1	Απλίτης	Bi	6,12	7,2454 x 10 ⁻⁶	47,0	27,52±1,02
D-2	Ανδেসίτης	Ο.Π.	1,95	2,242 x 10 ⁻⁶	65,9	29,64±0,96
D-6	Ανδেসίτης	Ο.Π.	2,00	2,388 x 10 ⁻⁶	72,2	30,45±0,97

Ο.Π.=ολικό πέτρωμα, Mu=μοσχοβίτης, Bi=βιοτίτης, ⁴⁰Ar_{ρδ}=ραδιογενές ⁴⁰Ar

Οι ηλικίες που προέκυψαν από τις αναλύσεις των ανδেসιτικών φλεβών είναι σε συμφωνία με τις γεωλογικές παρατηρήσεις και πλησιάζουν πολύ αυτές που διαπιστώθηκαν στα γειτονικά ηφαιστειακά πετρώματα. Στα φλεβικά πετρώματα που βρίσκονται ανατολικά του πλουτωνίτη της Ξάνθης, έχει υπολογιστεί ηλικία 33,5 εκ έτη με τη μέθοδο K-Ar σε φαινοκρυστάλλους κεροστίλβης (Eleftheriadis et al., 1984), ενώ στα ηφαιστειακά πετρώματα της κεντρικής Ροδόπης οι ηλικίες, που έχουν προσδιοριστεί με τη μέθοδο K-Ar σε διάφορα ορυκτά και ολικό πέτρωμα, κυμαίνονται μεταξύ 35 και 24 εκ. έτη με κύρια φάση στα 30±1 εκ. έτη (Eleftheriadis & Lippolt, 1984).

Όπως προαναφέρθηκε η οριακή τιμή της θερμοκρασίας κατά την οποία το αργό διαφεύγει από τον κρύσταλλο του ορυκτού, είναι υψηλότερη στον μοσχοβίτη από ότι στο βιοτίτη. Άρα είναι αναμενόμενο οι τιμές της ηλικίας να είναι μεγαλύτερες όταν η μέθοδος εφαρμόζεται σε κρυστάλλους μοσχοβίτη. Αυτό συμβαίνει πράγματι στα δείγματα των απλιτικών φλεβών αν και το ηλικιακό εύρος είναι αρκετά μεγάλο για τόσο μικρή θερμοκρασιακή διαφορά. Το γεγονός ότι το δείγμα στο οποίο η μέθοδος

εφαρμόστηκε στο βιοτίτη παρουσιάζει μικρότερη ηλικία είναι πιθανότατα συνέπεια και της διαφυγής ραδιογενούς αργού από το δείγμα. Η απώλεια αυτή του αργού μπορεί να οφείλεται σε μεταηφαιστειακή δραστηριότητα, τεκτονισμό ή αλλοίωση του πετρώματος από υπόγεια ύδατα. Αξιοσημείωτο είναι τέλος το γεγονός ότι η ηλικία που υπολογίστηκε σε κρυστάλλους βιοτίτη, σχεδόν ταυτίζεται με αυτές που υπολόγισαν οι Meyer (1968) και Κυριακόπουλος (1987) για τον πλουτωνίτη της Ξάνθης. Συγκεκριμένα ο Meyer με τη μέθοδο K-Ar σε βιοτίτη υπολόγισε ηλικίες $27,1 \pm 0,4$ και $27,9 \pm 0,5$ εκ. έτη και ο Κυριακόπουλος προσδιόρισε ηλικίες $28,8 \pm 0,7$ και $26,3 \pm 0,1$ εκ. έτη με τη μέθοδο Rb-Sr σε ζεύγη ολικού πετρώματος-βιοτίτη.

Σύμφωνα με τα παραπάνω δεδομένα για τις απλιτικές φλέβες, η ηλικία του γρανίτη του Μυρωδάτου υπολογίζεται ότι είναι μεγαλύτερη από 36 εκ. χρόνια (άποψη η οποία υποστηρίζεται και από τα γεωλογικά δεδομένα της περιοχής), καθώς η κρυστάλλωσή του έγινε χρονικά νωρίτερα από αυτή των απλιτικών φλεβών. Οι δύο αυτές ηλικίες δεν θα πρέπει να έχουν μεγάλη διαφορά αν θεωρήσουμε ως δεδομένο ότι οι απλιτικές φλέβες είναι προϊόν κρυστάλλωσης του υπολειμματικού μάγματος που απέμεινε μετά την κρυστάλλωση του κυρίου όγκου του πλουτωνίτη. Την υπόθεση αυτή όμως δεν μπορούμε να την υποστηρίξουμε με απόλυτη βεβαιότητα καθώς δεν είναι γνωστά τα γεωχημικά χαρακτηριστικά του γρανίτη με βάση τα οποία θα γινόταν η σύγκριση των δύο πετρωμάτων.

7. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ

7.1 Γεωτεκτονικό περιβάλλον

Η Wilson (1989), με βάση τη θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών, διακρίνει τέσσερα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα όπου μπορεί να δημιουργηθεί μαγματισμός:

α) Αποκλίνοντα περιθώρια λιθοσφαιρικών πλακών (constructive plate margins). Στο περιβάλλον αυτό περιλαμβάνονται οι μεσοωκεάνιες ράχες και οι οπισθοτόξιες λεκάνες.

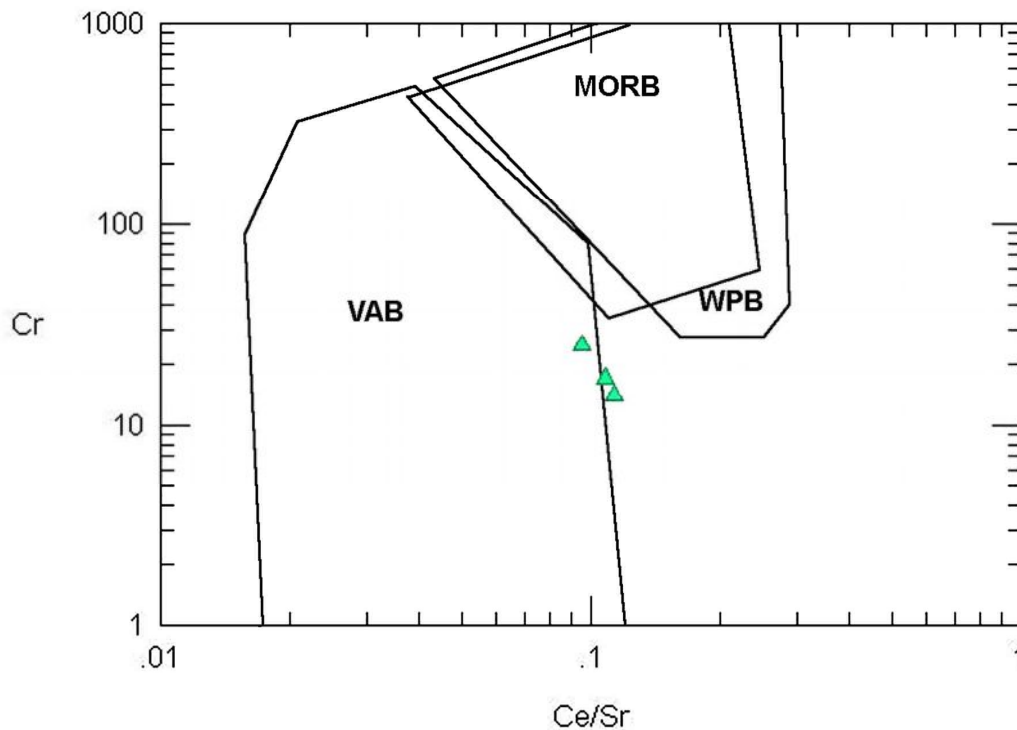
β) Συγκλίνοντα περιθώρια λιθοσφαιρικών πλακών (destructive plate margins). Στο περιβάλλον αυτό ανήκουν τα νησιωτικά τόξα, τα ηφαιστειακά τόξα και η σύγκρουση ηπειρωτικών πλακών.

γ) Ωκεάνιες ενδοπλακικές θέσεις (oceanic intra-plate settings). Είναι το περιβάλλον όπου δημιουργούνται τα ωκεάνια νησιά.

δ) Ηπειρωτικές ενδοπλακικές θέσεις (continental intra-plate settings). Στο περιβάλλον αυτό περιλαμβάνονται τα ηπειρωτικά καλύμματα βασαλτών, οι ζώνες ηπειρωτικής διάρρηξης και οι περιοχές υπεραλκαλικού μαγματισμού.

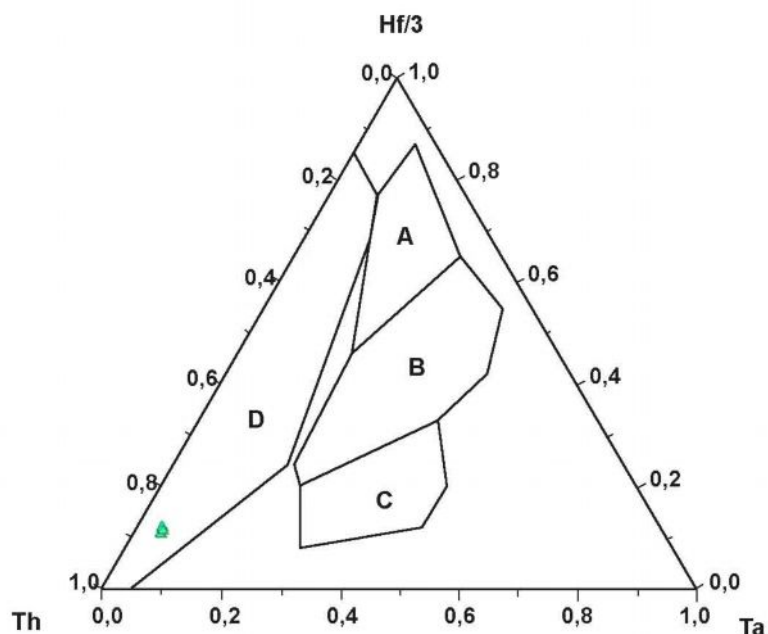
Πολλοί ερευνητές (Pearce & Cann 1973, Wood 1980, Pearce 1982) προσπάθησαν να συνδέσουν το γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης των πετρωμάτων με την ορυκτολογική και χημική τους σύσταση. Γι' αυτό το σκοπό λοιπόν, κατασκεύασαν εμπειρικά κυρίως διαγράμματα στα οποία προβάλλοντας συγκεντρώσεις κυρίων στοιχείων και ιχνοστοιχείων γίνεται ο διαχωρισμός των πετρωμάτων με βάση το γεωτεκτονικό περιβάλλον. Βέβαια τα διαγράμματα αυτά δεν μπορούν από μόνα τους να αποτελέσουν ασφαλές κριτήριο και για αυτό θα πρέπει να χρησιμοποιούνται με προσοχή.

Ο Pearce (1982) χρησιμοποίησε το λόγο Ce/Sr για να χαρακτηρίσει πετρώματα ηφαιστειακού τόξου. Στο σχήμα 7.1 προβάλλεται ο λόγος Ce/Sr ως προς το Cr των ανδεσιτικών φλεβών. Τα δείγματα βέβαια δεν προβάλλονται καθαρά σε κάποιο πεδίο καθώς το διάγραμμα αυτό (όπως και μια σειρά άλλων διαγραμμάτων π.χ. Ti-Zr-Y, Ti-Zr-Sr των Pearce & Cann 1973) βρίσκουν καλύτερη εφαρμογή σε πιο βασικά, βασαλτικής σύστασης, πετρώματα.

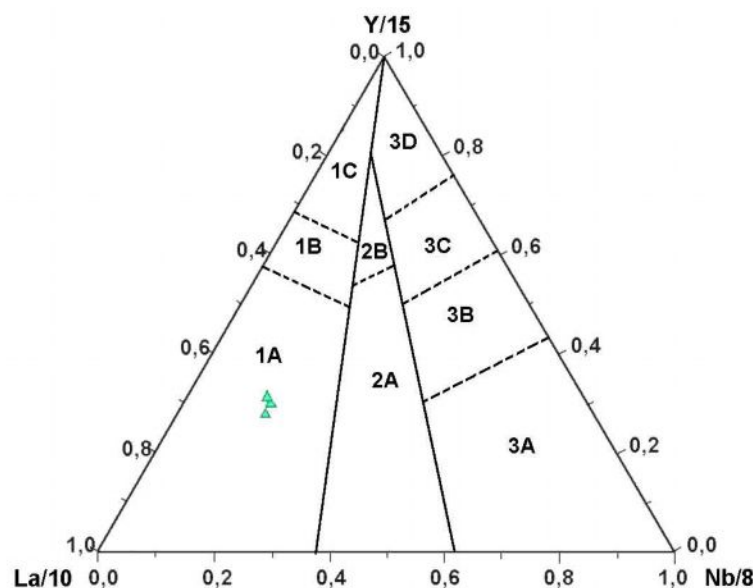


Σχήμα 7.1. Προβολή των ανδεσιτικών φλεβών στο διακριτικό διάγραμμα Cr προς Ce/Sr κατά Pearce (1982). VAB: βασάλτες ηφαιστειακού τόξου, MORB: βασάλτες μεσο-ωκεάνιας ράχης, WPB: ενδοπλακικοί βασάλτες.

Ο Wood (1980) πρότεινε ένα διάγραμμα το οποίο μπορεί να χρησιμοποιηθεί εκτός από βασάλτες και για πετρώματα ενδιάμεσης και όξινης σύστασης. Στο σχήμα 7.2 τα δείγματά μας προβάλλονται σε αυτό το

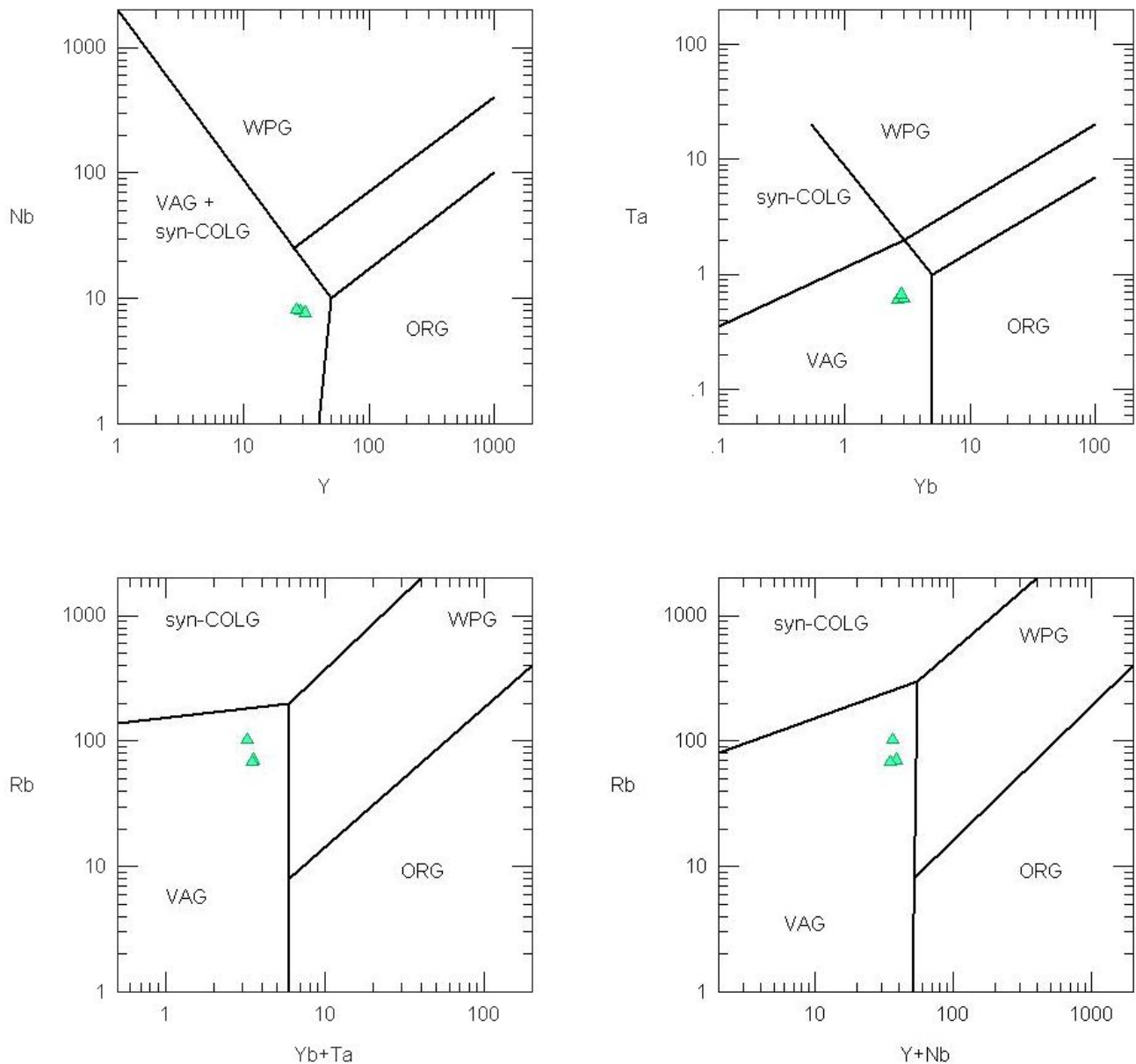


Σχήμα 7.2. Προβολή των ανδεσιτικών φλεβών στο τριγωνικό διάγραμμα Hf-Th-Ta (κατά Wood 1980). A: N-τύπου MORB. B: E-τύπου MORB και ενδοπλακικοί βασάλτες, C: αλκαλικοί ενδοπλακικοί βασάλτες, D: βασάλτες ηφαιστειακών τόξων.



Σχήμα 7.3. Προβολή των ανδεσιτικών φλεβών στο τριγωνικό διάγραμμα La-Y-Nb (κατά Cabanis & Lecomte 1989). 1A: ασβεσταλκαλικοί βασάλτες, 1C: θολειίτες ηφαιστειακού τόξου, 1B: περιοχή επικάλυψης μεταξύ 1A και 1C, 2A: ηπειρωτικοί βασάλτες, 2B: βασάλτες οπισθοτόξιας λεκάνης, 3A: αλκαλικοί βασάλτες ενδοηπειρωτικής διάρρηξης, 3B: εμπλουτισμένοι ανώμαλοι MORB (E-τύπου), 3C: ανώμαλοι MORB (E-τύπου), 3D: κανονικοί MORB (N-τύπου).

τριγωνικό διάγραμμα Th-Hf-Ta και όπως παρατηρούμε εμπíπτουν στο πεδίο των βασαλτών ηφαιστειακού τόξου. Το αντίστοιχο πεδίο καλύπτουν και αν χρησιμοποιήσουμε το διάγραμμα La-Y-Nb των Cabanis & Lecomte (1989) (Σχήμα 7.3).



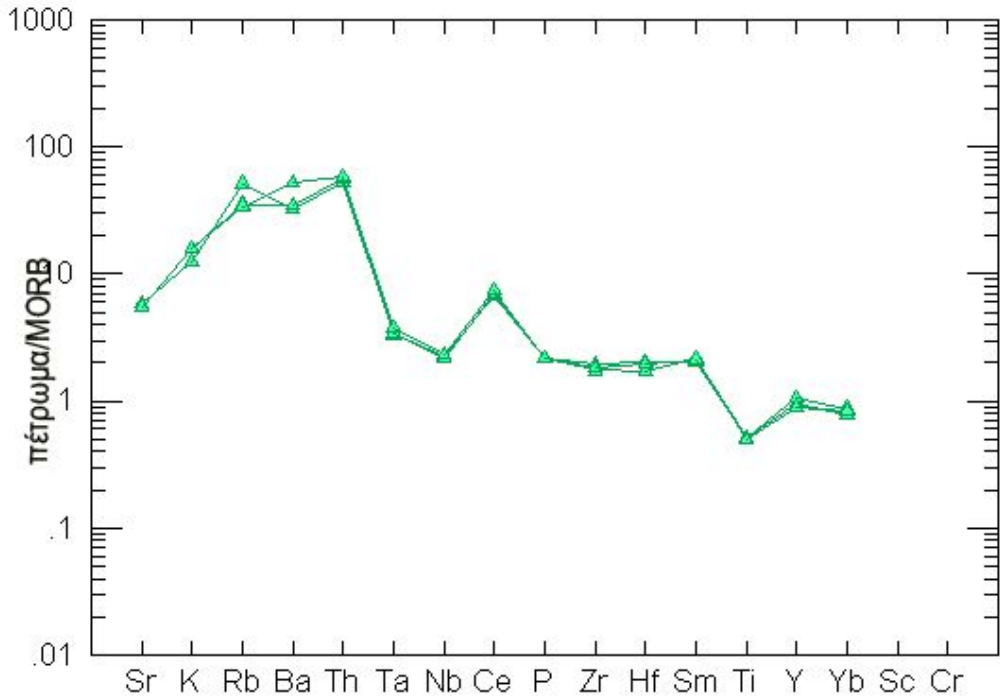
Σχήμα 7.4. Διακριτικά διαγράμματα α) Nb-Y, β) Ta-Yb, γ) Rb-(Yb+Ta) και δ) Rb-(Y+Nb) κατά Pearce et al (1984). ORG: γρανίτες μεσοωκεάνειων ράχων, VAG: γρανίτες ηφαιστειακών τόξων, WPG: ενδοπλακικοί γρανίτες και synCOLG: συνσυγκρουσιακοί γρανίτες.

Ευρέως διαδεδομένα επίσης είναι τα εμπειρικά διαγράμματα που κατασκεύασε ο Pearce (1984) για να χαρακτηρίσει πλουτωνικά πετρώματα γρανιτικής σύστασης. Αξιοσημείωτο είναι ότι, αν και διαφορετικής σύστασης και φύσης, τα δείγματα των ανδεσιτικών φλεβών προβάλλονται στο πεδίο των γρανιτών ηφαιστειακών τόξων σε όλα τα διαγράμματα αυτά (Σχήμα 7.4).

Τέλος, όπως αναφέρθηκε στο κεφάλαιο 5, οι ανδεσιτικές φλέβες παρουσιάζουν φανερά ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα. Σύμφωνα με τη Wilson (1989), μάγματα ασβεσταλκαλικού χημισμού περιορίζονται σε περιβάλλοντα σύγκλισης λιθοσφαιρικών πλακών και συγκεκριμένα σε ζώνες κατάδυσης.

Όλα τα παραπάνω λοιπόν συνηγορούν υπέρ της άποψης ότι τα υπό μελέτη πετρώματα συνδέονται με συγκλίνοντα περιθώρια λιθοσφαιρικών πλακών πιο συγκεκριμένα με κατάδυση ωκεάνιας πλακάς κάτω από ηπειρωτική (ηφαιστειακό τόξο). Κάτι τέτοιο άλλωστε μας δείχνουν και τα αποτελέσματα που δίνουν τα πολυστοιχειακά διαγράμματα.

Τα πολυστοιχειακά διαγράμματα είναι αντίστοιχα των αραχνοδιαγραμμάτων και στα οποία προβάλλονται οι συγκεντρώσεις κυρίων στοιχείων, ιχνοστοιχείων και σπανίων γαιών ανηγμένες ως προς κάποιο υλικό αναφοράς. Τα στοιχεία που χρησιμοποιούνται συμπεριφέρονται ως ασυμβίβαστα κατά τη διάρκεια της κλασματικής κρυστάλλωσης ή της μερικής τήξης και τοποθετούνται στο διάγραμμα κατά σειρά αυξανόμενης συμβιβαστότητας. Στο σχήμα 7.5 παρουσιάζονται τα πολυστοιχειακά διαγράμματα των ανδεσιτικών φλεβών. Οι συγκεντρώσεις των στοιχείων είναι ανηγμένες ως προς τη μέση σύσταση βασαλτών μεσοωκεάνιας ράχης (MORB) κατά τον Pearce (1982). Συγκρίνοντας τα διαγράμματα αυτά με αντίστοιχα πετρωμάτων τα οποία συνδέονται με ζώνες



Σχήμα 7.5. Πολυστοιχειακά διαγράμματα των ανδεσιτικών φλεβών. Κανονικοποίηση ως προς τη σύσταση MORB κατά Pearce (1982).

κατάδυσης ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας παρατηρούμε αρκετές ομοιότητες, όπως ο εμπλουτισμός σε K, Rb, B, Th και οι αρνητικές ανωμαλίες Nb, Ti. Έχουμε λοιπόν ακόμα ένα στοιχείο που υποδηλώνει ότι τα μελετώμενα πετρώματα συνδέονται με το συγκεκριμένο περιβάλλον. Σ' αυτό το σημείο πρέπει να τονιστεί για μία ακόμη φορά ότι όλα τα παραπάνω αποτελούν ενδείξεις καθώς βασίζονται σε εμπειρικά μοντέλα και δεν πρέπει να βασιστούμε μόνο σε αυτά για τη διάκριση γεωτεκτονικού περιβάλλοντος, ιδιαίτερα αν συνυπολογίσουμε και το μικρό αριθμό δειγμάτων.

Για τα δείγματα από τις απλιτικές φλέβες θεωρήθηκε προτιμότερο να μην κατασκευαστούν διακριτικά και πολυστοιχειακά διαγράμματα λόγω της ανώμαλης κατανομής των ιχνοστοιχείων τους, όπως προαναφέρθηκε στο κεφάλαιο 4.

7.2 Πηγή μάγματος

Η γεωχημεία των ιχνοστοιχείων μπορεί να μας προσφέρει πληροφορίες και για την πηγή γένεσης του μάγματος, το υλικό δηλαδή που είτε με μερική τήξη είτε με κλασματική κρυστάλλωση έδωσε το πέτρωμα που μελετάμε.

Στο κεφάλαιο 5 στα αραχνοδιαγράμματα των REE των ανδεσιτικών φλεβών παρατηρήθηκε έντονη κλασμάτωση των REE, κάτι που εκφράζεται και με τις υψηλές τιμές του λόγου $(La/Yb)_N$. Αυτό το στοιχείο δίνει μια ένδειξη για τη συμμετοχή του γρανάτη στη διαδικασία γένεσης, καθώς ο γρανάτης είναι το μόνο από τα γνωστά κύρια ορυκτά που προσλαμβάνει τις HREE στο πλέγμα του σε τέτοιο βαθμό. Τέτοια υλικά που περιέχουν γρανάτη είναι ο γρανατούχος περιδοτίτης και ο εκλογίτης. Ακόμη, στο ίδιο αραχνοδιάγραμμα παρατηρούνται μικρές μόνο αρνητικές ανωμαλίες Eu κάτι που όπως προαναφέρθηκε υποδηλώνει μικρό βαθμό αποχωρισμού πλαγιοκλάστων. Αυτό είναι ακόμα ένα στοιχείο που συνηγορεί υπέρ της τήξης ή της κλασματικής κρυστάλλωσης σε υψηλές πιέσεις καθώς σε χαμηλές πιέσεις θα είχαμε εντονότερο αποχωρισμό πλαγιοκλάστων.

Παρ' όλα αυτά υπάρχουν κάποια άλλα στοιχεία τα οποία οδηγούν προς την αντίθετη κατεύθυνση, ότι δηλαδή υπήρξε συμμετοχή του φλοιού στη διαδικασία εξέλιξης. Για παράδειγμα ο εμπλουτισμός των δειγμάτων σε ελαφρά λιθόφιλα (LIL) στοιχεία (Σχήμα 7.5) δεν μπορεί να εξηγηθεί με κλασματική κρυστάλλωση μανδουακού μάγματος. Επίσης οι τιμές μιας σειράς από λόγους μεταξύ ιχνοστοιχείων ενισχύουν την άποψη αυτή. Οι λόγοι Ce/Pb, Ba/Nb, La/Nb εμφανίζουν αυξημένες τιμές στα πετρώματα του φλοιού σε σύγκριση με αυτά του μανδύα (Alici et al. 2002). Στα δείγματα των ανδεσιτικών φλεβών οι μέσες τιμές τους είναι 4.9, 99.6 και 4.5

αντίστοιχα, σημαντικά δηλαδή αυξημένες υποδηλώνοντας σημαντική συμμετοχή φλοιικού συστατικού στη γένεσή τους.

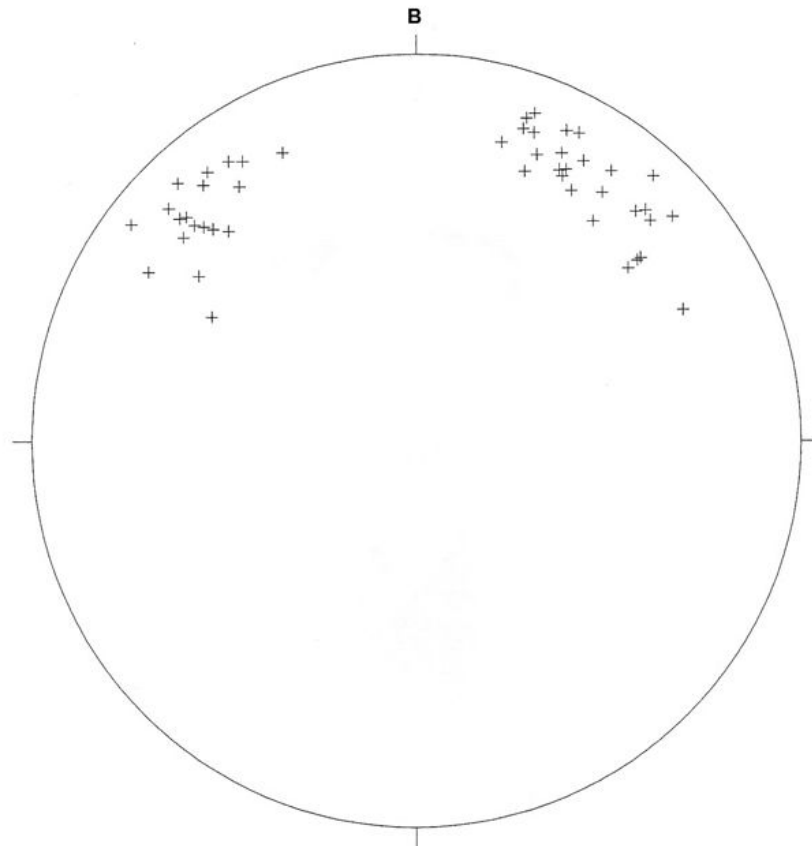
Σύμφωνα με όλα τα παραπάνω και καθώς δεν υπάρχουν πετρολογικά δεδομένα που να υποστηρίζουν τη μείξη μαγμάτων ή την αφομοίωση φλοιικού υλικού, μπορούμε να υποθέσουμε ότι εμπλουτισμένος άνω μανδύας υπήρξε η πηγή του μάγματος.

Η παραπάνω υπόθεση συμφωνεί με προηγούμενες απόψεις ερευνητών σχετικά με τη πηγή προέλευσης των ενδιάμεσης σύστασης μαγμάτων της ευρύτερης περιοχής (Fytikas et al. 1984, Eleftheriadis 1995, Christofides 1998).

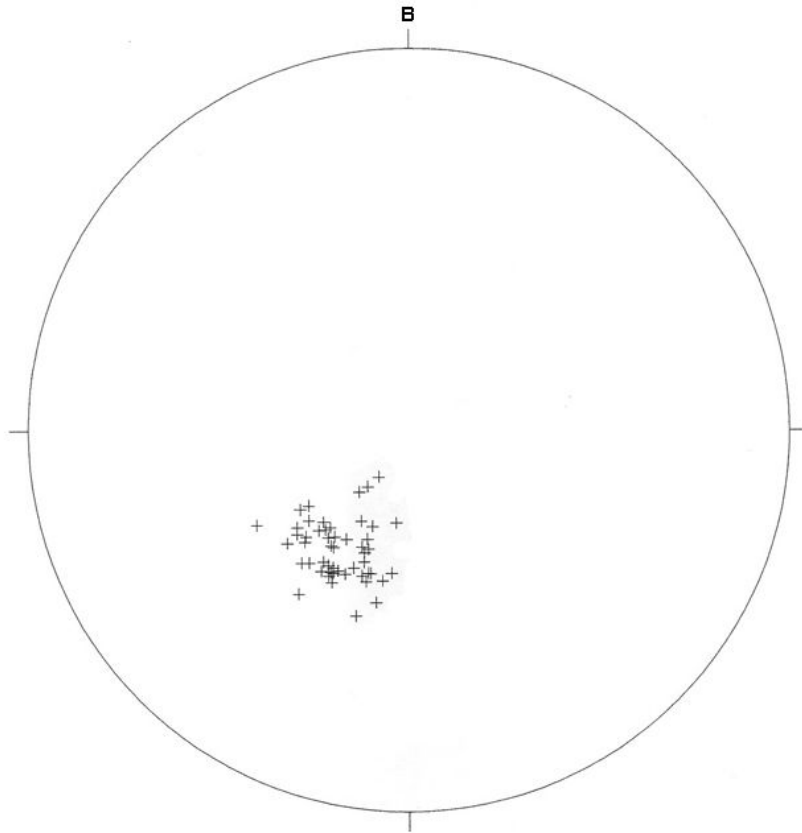
7.3 Τεκτονικά στοιχεία

Στην περιοχή μελέτης έγινε μία καταγραφή των διαθέσιμων τεκτονικών στοιχείων με στόχο τον πιθανό συσχετισμό των ανδесиτικών φλεβών με την τεκτονική κατάσταση της περιοχής κατά το χρόνο διείσδυσης τους. Καταρχήν έγινε χαρτογραφική απεικόνιση χαρακτηριστικών τομών στις οποίες παρουσιάζονται τα φλεβικά πετρώματα. Στη συνέχεια μετρήθηκαν οι διευθύνσεις και οι γωνίες κλίσης των ιζηματογενών στρωμάτων καθώς και των διακλάσεων οι οποίες παρατηρήθηκαν στους συμπαγείς πυριγενείς σχηματισμούς. Οι ιζηματογενείς σχηματισμοί εμφανίζονται να κλίνουν προς τα βορειοανατολικά συμφωνώντας με την τάση της ευρύτερης περιοχής. Οι κλίσεις των επιφανειών ασυνέχειας φαίνεται να ομαδοποιούνται σε δύο κύριες διευθύνσεις, μια προς τα νοτιοδυτικά και μία προς τα νοτιοανατολικά. Κατά τη διάρκεια της καταγραφής των επιφανειών επαφής μεταξύ των ανδесиτικών φλεβών και της ιζηματογενής ακολουθίας δε διαπιστώθηκε κάποια συγκεκριμένη τάση η οποία να αποτυπώνει το

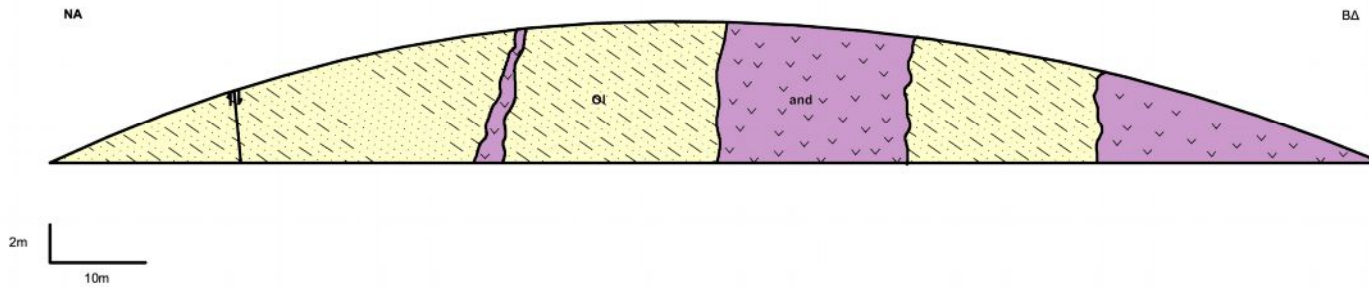
τεκτονικό καθεστώς διείσδυσης. Στα σχήματα 7.6, 7.7, 7.8 και 7.9 που ακολουθούν παρουσιάζονται τα παραπάνω στοιχεία.



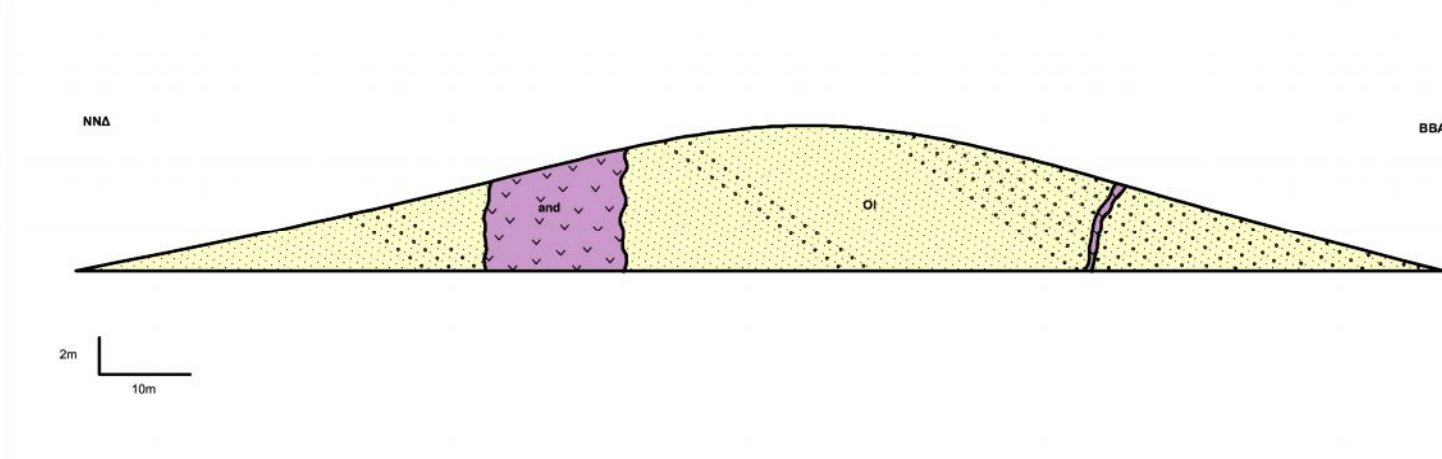
Σχήμα 7.6. Προβολή σε δίκτυο Schmidt των διευθύνσεων και γωνιών κλίσης των διακλάσεων που υπάρχουν στις ανδρσιτικές φλέβες.



Σχήμα 7.7. Προβολή σε δίκτυο Schmidt των διευθύνσεων και γωνιών κλίσης των στρωμάτων της ιζηματογενούς ακολουθίας.



Σχήμα 7.8. Χαρακτηριστική τομή του δρόμου από Γενισέα προς Άβδηρα όπου διακρίνονται οι διεισδύσεις των ανδεσιτικών φλεβών. ΟΙ: ιζηματογενής ακολουθία Ολιγοκαινικής ηλικίας αποτελούμενη από άμμους, ψαμμίτες και αργίλους, and: ανδεσίτες



Σχήμα 7.9. Χαρακτηριστική τομή του δρόμου από Γενισέα προς Άβδηρα όπου διακρίνονται οι διεισδύσεις των ανδεσιτικών φλεβών. ΟΙ: ιζηματογενής ακολουθία Ολιγοκαινικής ηλικίας αποτελούμενη από άμμους, ψαμμίτες και κροκαλοπαγή, and: ανδεσίτες

8. ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα διατριβή μελετώνται η πετρογραφία, η γεωχημεία και η πετρογένεση των μαγματικών πετρωμάτων της ευρύτερης περιοχής των Αβδήρων. Η περιοχή μελέτης βρίσκεται 30 km νοτιοανατολικά της πόλης της Ξάνθης και ανήκει γεωλογικά στη μάζα της Ροδόπης. Τα μαγματικά πετρώματα που εντοπίστηκαν είναι οι ανδεσιτικές φλέβες που διακόπτουν την ιζηματογενή ακολουθία, ο γρανίτης που διασχίζεται από απλιτικές φλέβες και ο τοφίτης που παρεμβάλλεται μέσα στα ιζήματα ηλικίας Ολιγοκαίνου.

Τα κύρια ορυκτολογικά συστατικά των ανδεσιτικών φλεβών είναι πλαγιόκλαστα, κεροστίλβη και πυρόξενοι ενώ εποψιδώδως εμφανίζονται ζιρκόνιο, απατίτης και αδιαφανή ορυκτά. Τα πλαγιόκλαστα είναι βασικά με σύσταση βυτωβνίτη-λαβραδορίου (An_{55} έως An_{88}). Μερικές φορές εμφανίζονται ζωνώδεις κρύσταλλοι. Η αμφίβολος είναι μαγνησιοχαστινγκσίτης με $Mg/(Mg+Fe^{2+})=0,68-0,74$. Οι πυρόξενοι είναι κλινοπυρόξενοι που ταξινομούνται ως αυγίτες και διοψίδιοι. Υπολογίστηκε ότι έχουν σχηματιστεί κάτω από συνθήκες χαμηλής πίεσης και σε θερμοκρασία μεταξύ 900° και 1100° . Το σημαντικότερο από τα αδιαφανή ορυκτά που παρατηρούνται είναι ο μαγνητίτης με σημαντική συμμετοχή Ti.

Οι απλιτικές φλέβες αποτελούνται κυρίως από χαλαζία, καλιούχους άστριους, πλαγιόκλαστα και μοσχοβίτη ενώ εποψιδώδως εμφανίζονται βιοτίτης, απατίτης, χλωρίτης, μοναζίτης και μεταλλικά ορυκτά. Τα πλαγιόκλαστα είναι πιο όξινα από αυτά των ανδεσιτών με τη σύστασή τους να κυμαίνεται μεταξύ An_{19} και An_{11} (ολιγόκλαστο). Η μέση σύσταση των καλιούχων αστρίων, που οπτικά προσδιορίζονται ως ορθόκλαστο, είναι

$\text{O}_{89}\text{Ab}_{11}$. Μοσχοβίτης παρατηρήθηκε σε όλες τις λεπτές τομές που κατασκευάστηκαν και μάλιστα σε σημαντική αναλογία, ενώ βιοτίτης μόνο σε μερικές από αυτές σαν επουσιώδες ορυκτό. Η μέση τιμή του λόγου $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ στους βιοτίτες είναι αρκετά χαμηλή ($\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+} = 0.33$).

Ο χημικός χαρακτήρας των πετρωμάτων είναι καθαρά ασβεσταλκαλικός όπως έδειξε η ταξινόμησή τους σε διάφορα διαγράμματα. Τα αραχνοδιαγράμματα που κατασκευάστηκαν με βάση τις συγκεντρώσεις των REE στα πετρώματα, δείχνουν τον εμπλουτισμό των τελευταίων σε LREE και μικρές αρνητικές ανωμαλίες Eu. Κατά την κατασκευή συγκριτικών διαγραμμάτων παρατηρήθηκε ότι τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των ανδεσιτικών φλεβών μοιάζουν πολύ με αυτά άλλων ηφαιστειακών πετρωμάτων της περιοχής (ηφαιστίτες κεντρικής Ροδόπης και βασαλτικές φλέβες ανατολικά του πλουτωνίτη της Ξάνθης).

Στα πλαίσια της διατριβής έγιναν ραδιοχρονολογήσεις σε δείγματα των πετρωμάτων με τη μέθοδο K-Ar. Στις ανδεσιτικές φλέβες η μέθοδος εφαρμόστηκε σε δείγματα ολικού πετρώματος και έδωσε ηλικίες 29,6 και 30,4 εκ. έτη ενώ στις απλιτικές φλέβες οι αναλύσεις έγιναν σε κρυστάλλους μοσχοβίτη και βιοτίτη και οι ηλικίες που υπολογίστηκαν ήταν 36,1 και 27,5 εκ. έτη αντίστοιχα. Η ηλικία του γρανίτη του Μυρωδάτου θεωρείται ότι είναι μεγαλύτερη των 36 εκ. ετών.

Τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των μελετώμενων πετρωμάτων συνδέονται με ζώνες κατάδυσης και αντανακλούν την πηγή προέλευσης του μάγματος. Ως πηγή του μάγματος μπορεί να θεωρηθεί ένας εμπλουτισμένος σε LILE και LREE άνω μανδύας με βάση την γεωχημεία των ιχνοστοιχείων των πετρωμάτων.

9. SUMMARY

Petrology, mineralogy, geochemistry and K-Ar dating of igneous rocks in Avdira area, Thrace, Greece.

The area of Avdira town is situated 30 km southeast of the city of Xanthi and belongs geotectonically to the Rhodope massif. The rocks under investigation are the andesitic dykes that intrude the sedimentary sequence, the granite and the aplitic dykes that intrude it and the tuffite that is interpolated between the sediments of Oligocene age.

The andesitic dykes mainly consist of plagioclase, hornblende and pyroxene. Accessory minerals also present are zircon, apatite and Fe-Ti oxides. Plagioclase's composition ranges between An₅₅ and An₈₈. Sometimes appear zoned plagioclase phenocrystals. Hornblende is magnesiohastingsite and the Mg/(Mg + Fe²⁺) ratio ranges between 0.68 and 0.74. Pyroxene is diopside and augite. Magnetite is often present as an accessory mineral.

The aplitic dykes consist of quartz, K-feldspar, plagioclase, muscovite and biotite, apatite, chlorite, monazite and Fe-Ti oxides as accessory minerals. Plagioclase's composition ranges between An₁₉ and An₁₁. The average composition of K-feldspar is Or₈₉Ab₁₁. Muscovite is the most abundant micaceous mineral and biotite is only present in smaller amounts. The average Mg/(Mg+Fe²⁺) ratio in biotite is quite low (Mg/(Mg+Fe²⁺)=0.33).

Based on various classification diagrams, the rocks under study show a calc-alkaline affinity. The REE spiderdiagrams show LREE enrichment and non significant negative Eu anomalies. The correlation of the andesitic

dykes with other neighboring volcanic rocks shows that they have common geochemical characteristics.

K-Ar age determination on whole rock specimens gave a Lower Oligocene age (29.6-30.4 ma) for the andesitic dykes. Age determination was also carried out in crystals of muscovite and biotite of the aplitic dykes and gave 36.1 and 27.5 ma respectively.

Geochemical characteristics of the investigated rocks point to a subduction related environment and reflect the composition of the magma source. Based on the trace element composition of the rocks we may conclude that they have evolved from an enriched in LILE and LREE mantle.

10. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Abdel-Rahman, A-F. M. (1994). Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline and Peraluminous Magmas. *J. Petrol.*, 35, 2, 525-542
- Alici, P., Temel, A. & Gourgaud, A. (2002). Pb-Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region (western Anatolia, Turkey). *J. Volc. Geother. Res.*, 115, 487-510.
- Ancirev, A., Gorozanin, O., Velickov, D & Bogoyavlenskaya, O. (1980). About a find of faunistic remains in the metamorphic rocks of the Western Rhodopes. *Geol. Balc.*, 10(1), 29-32
- Aoki, K. & Kushiro, I. (1968). Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contr. Mineral. And Petrol.*, 18, 326-337
- Βλάχου, Μ. (2003). Τριτογενής ηφαιστειότητα της Σαμοθράκης και συνδεδεμένα με αυτήν βιομηχανικά ορυκτά (ζεόλιθοι, Κ-άστριοι). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 355σ
- Boncev, E. (1988). Notes sur la tectonique alpine des Balkans. *Bull. Soc. Geol. France*, 8, 241-249
- Bornovas, J. & Rondogianni-Tsiambaou, T. (1983). Geological map of Greece, scale 1:500.000, I.G.M.E., Athens
- Boynnton, W.V. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed), Rare earth element geochemistry. Elsevier, 63-114
- Brown, G.C., 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: Orogenic Andesites, R.S. Thorpe ed. John Wiley, 437-461.
- Brunn, J. (1956). Contribution a l' etude géologique du Pinde serpenrional et d' une partie de la Macedoine Occidentale. *Ann. Geol. Pays Hell.* 7, 1-135
- Burg, J.P., Ivanov, Z., Ricou, L.E., Dimor, D. & Klain, L. (1990). Implications of shear-sense criteria for the tectonic evolution of the central Rhodope massif, southern Bulgaria. *Geology*, 18, 451-454

- Cabanis, B. & Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcanique et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. C. R. Acad. Sci. Ser. II, 309, 2023-2029.
- Christofides, G. (1990). Evolution of the Xanthi pluton (NE Greece). XIV Congress of Carpatho-Balkan Geological Association, Sofia, 198-199
- Christofides, G., Eleftheriadis, G., Esson, J., Soldatos, T., Koroneos, A. & Broecker, M. (2000). The evolution of the Samothraki granitic pluton (N. Aegean Sea, Greece): geochronology, chemical and isotopic constraints for AFC modelling. Proc. 3rd Int. Confer. Geol. Eastern Mediterranean, Nicosia. Eds Panayides, I., Xenophontos, C. & Malpas, J., Hermes Ltd Printers, 193-209
- Christofides, G., Pécskay, Z., Eleftheriadis, G., Soldatos, T. & Koroneos, A. (2004). The Tertiary Evros volcanic rocks (Thrace, northeastern Greece): Petrology and K/Ar geochronology. *Geologica Carpathica*, 55, 5, 379-409
- Christofides, G., Soldatos, T., Eleftheriadis, G. & Koroneos, A. (1998). Chemical and isotopic evidence for source contamination and crustal assimilation in the Hellenic Rhodope plutonic rocks. *Acta Vulcan.*, 10/2, 305-318
- Deer, W.A., Howie, R. A. & Zussman, J. (1962). Rock-forming minerals. 1, 2, 3, 4, 5, Longman, London.
- Del Moro, A., Innocenti, F., Kyriakopoulos, C., Manetti, P. & Papadopoulos, P. (1988). Tertiary granitoids from Thrace (N. Greece): Sr isotope and petrochemical data. *N. Jb. Mineral Abh.*, 159, 113-135
- Dinter, D. A. & Royden, I. (1993). Late Cenozoic extension in north-eastern Greece: Strymon Valley detachment and Rhodope metamorphic core complex. *Geology*, 2d, 45-48
- Dinter, D. A., Macfarlane, A., Hames, W., Isachsen, C., Bowering, S. & Royden, L. (1995). U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of the Symvolon granodiorite. Implications for the thermal and structural evolution of the Rhodope metamorphic core complex, northeastern Greece. *Tectonics*, 14, 886-908

- Eleftheriadis, G. (1990). Petrology and geochemistry of the Oligocene volcanic rocks from the Central Rhodope massif (N. Greece). 2nd Hellenic-Bulgarian Symposium, Thessaloniki, 1989. *Geol. Rhodop.*, 2, 180-196
- Eleftheriadis, G. (1995). Petrogenesis of the Oligocene volcanics from the Central Rhodope massif (N. Greece). *Eur. J. Mineral*, 7, 1169-1182
- Eleftheriadis, G. & Lippolt, H. L. (1984). Altersbestimmungen zum oligozänen Vulkanismus der Süd-Rhodopen/Nord-Griechenland. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 3, 179-191
- Ελευθεριάδης, Γ., Βουγιουκαλάκης, Γ. & Φυτίκας, Μ. (2004). Σημειώσεις Ηφαιστειολογίας. Α.Π.Θ.
- Eleftheriadis, G., Frank, W. & Petrakakis, K. (1999). ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of the Pangeon granitoids, Rhodope Unit (northeastern Greece). *Beih. Z. Eur. J. Mineral*, 11, 62
- Eleftheriadis, G., Frank, W. & Petrakakis, K. (2001).). ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and cooling history of the Pangeon granitoids, Rhodope massif (Eastern Macedonia, Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, 34, 911-916
- Eleftheriadis, G., Pe-Piper, G., Christofides, G., Soldatos, T. & Esson, J., (1994). K-Ar dating of the Samothraki volcanic rocks, Thrace, North-eastern Aegean (Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece* 30/1, 205-212
- Esson, J., Christofides, G. & Eleftheriadis, G. (1990). Ferromagnesian minerals as indicators of the conditions of evolution of the lavas of Samothraki island (N. Greece). *Geologica Rhodopica*, 2, 263-279
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A & Villari, L. (1985). Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Eds: Dixon, J.E. & Robertson A.H.F., *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 17, 687-699.
- Gill, J.B., (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin, 389p.

- Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P. & Mazzuali, R., Peccerillo, A., Rita, F. & Villari, L. (1984). Evolution and geodynamic significance of Tertiary orogenic volcanism in northeastern Greece. *Bull. Volcanol.*, 47-1, 25-37
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548
- Ivanov, Z. (1998). Aperçu general sur l' evolution géologique et structurale du massif des Rhodopes dans le cadre des Balkanides. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 227-240
- Jager, E. & Hunziker, J.C.(1979). *Lectures in isotope Geology*. Springer-Verlag, Berlin.
- Jones, E. C., Tarney, J., Baker, H. J. & Gerouki, F. (1992). Tertiary granitoids of Rhodope, northern Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen? *Tectonophysics*, 210, 295-314
- Κασώλη-Φουρναράκη, Α. (1997). Γεωχρονολογήσεις. Α.Π.Θ. 69σ
- Kilias, A., & Mountrakis, D. (1990). Kinematics of the crystalline sequences in the western Rhodope massif. 2nd Hellenic-Bulgarian Symposium, Thessaloniki, 1989. *Geol. Rhodop.*, 100-116
- Kilias, A., & Mountrakis, D. (1998). Tertiary extension of the Rhodope massif associated with granite emplacement (Northern Greece). *Acta Vulcan.*, 10, 331-337
- Kockel, F. & Walther, H. (1965). Die Strimonlinie als Grenze zwischen Serbo-Mazedonischen und Rila-Rhodope Massiv in Ost-Mazedonien. *Geol. Jb.*, 83, 575-602
- Koroneos, A. & Eleftheriadis, G. (2002). Mineralogical constraints on the petrogenesis of the Pangeon granitoids (Central Macedonia, northern Greece). *Geol. Balc.* 32, 13-29
- Kotopouli, C.N., Pe-Piper, G. & Katagas, C. G. (1991). The metamorphism and migmatization of the Xanthi-Echinos metamorphic complex, Central Rhodope, Greece. *Lithos.* 27, 79-93
- Koukouzas, C. (1972). Le chevauchement de Strymon dans la region de la frontiere gréco-bulgare. *Deuts. Geol. Ges.*, 2, 123

- Kozhukharov, D. & Timofeev, B. (1980). First finds of microphytofossils in the Precambrian of the Rhodope massif. I.G.C.P. Project 22, The Precambrian on the South Bulgaria. Sofia 1980, 27-32
- Kronberg, P. & Eltgen, H. (1971). Γεωλογικός χάρτης, φύλλο Ξάνθη, κλίμακα 1:50.000, Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Kronberg, P., Meyer, W. & Pilger, A. (1970). Geologie der Rila-Rhodope Masse zwischen Strimon und Nestos (Nordgriechenland). Geol. Jahrb. Beih., 88, 133-180
- Κουρής, Χ. (1978). Γεωλογικός χάρτης, φύλλο Άβδηρα-Μέση, κλίμακα 1:50.000, Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα.
- Κυριακόπουλος, Κ. (1987). Γεωχρονολογική – Γεωχημική – Ορυκτολογική μελέτη τριπογενών πλουτωνίων πετρωμάτων της μάζας της Ροδόπης και ισοτοπικοί χαρακτήρες αυτών. Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 343σ
- Lalechos, N. (1986). Correlations and observations in molassic sediments in onshore and offshore areas of Northern Greece. Mineral Wealth, 42, 7-34
- Leak, B.C., Wooley, A., Arps, C., Birch, W., Gilbert, M., Grice, J., Hawthorne, F., Kato, A., Kirsch, H., Krivovichev, V., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W., Nickel, E., Rock, N., Schumacher, J., Smith, D., Ungaretti, L., Whittaker, E. & Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association on New Minerals and Mineral Names. Eur. J. Mineral., 9, 623-651
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol., 27, 745-750
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyere Le Bas, M. J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A.R. & Zanettin, B. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.

- Liati, A. (1986). Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone, near Xanthi (N. Greece). Ph. D. Thesis, Techn. Univ. Braunschweig, 186 pp
- Liati, A. & Mposkos, E. (1990). Evolution of the eclogites in the Rhodope zone of northern Greece. Third International Eclogite Conference. *Lithos*, 25, 89-99
- Lindsley, D. H. & Andersen, D. J. (1983). A two-pyroxene thermometer. *J. Geophys. Res.*, 88, A 887-A 906
- Macdonald, G.A. (1968). Composition and origin of Hawaiian lavas. In: *Studies in Volcanology: A Memoir in Honor of Howel Williams*. Eds: Coats, R.R, Hay, R.L & Anderson, C.A., *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 116
- Magganas, A., Bigazzi, G., Kyriakopoulos, K. & Balestrieri, M.L. (2004). Low-T thermochronological evolution of the Vrontou composite pluton (northern Greece) using apatite fission track analyses. *Proceeding of 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, Thessaloniki, Greece, 3, 1165-1168
- Mahood, G. & Hildreth, W. (1983). Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 11-30
- Meyer, W. (1968). Zur Alterstellung des plutonismus im südteil der Rila-Rhodope-Masse (Nordgriechenland). *Geol. Paläont.*, 2, 173-192.
- Middlemost, E.A.K. (1975). The basalt clan. *Earth Sci. Rev.*, 11, 337-364
- Mittlefehldt, D.W. & Miller, C.F. (1983). Geochemistry of the Sweetwater Wash Pluton, California: Implications for "anomalous" trace element behaviour during differentiation of felsic magmas. *Geochim. Acta*, 47, 109-124
- Morimoto, N. & Kitamura, M. (1983). Q-J diagram for classification of pyroxenes. *J. Japanese Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 78, 141
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifer, F. A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, G. (1988). Nomenclature of Pyroxenes. *Mineral. Petrol.* 39, 55-76

- Μπόσκος, Ε. (1994). Ερμηνεία της πορείας μεταμόρφωσης της κατώτερης και ανώτερης τεκτονικής ενότητας της Ροδόπης. Ομοιότητες και διαφορές. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, 30/1, 255-269
- Mposkos, E. & Perdikatsis, V. (1987). Eclogite-amphibolites in East Rhodope Massif. Geol. Rhodop., 1, 160-168
- Μουντράκης, Δ. (1986). Γεωλογία Ελλάδος. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 207σ
- Nash, W.P. & Crecraft, H.R. (1985). Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. Geochim. Cosmochim. Acta, 49, 2309-2342
- Neiva, A.M.R., Christofides, G., Eleftheriadis, G. & Soldatos, T. (1996). Geochemistry of granitic rocks and their minerals from the Kavala pluton, northern Greece. Chem. Erde, 56, 117-142
- Noyes, H.J., Frey, F.A., & Wones, D.R. (1983). A tale of two plutons: geochemical evidence bearing on the origin and differentiation of the Red Lake and Eagle Peak Plutons, central Sierra Nevada, California. J. Geol., 91, 487-509
- Παπαδόπουλος, Π. (1980). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, φύλλο Φέρρες, κλίμακα 1:50.000, Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα
- Παπαδόπουλος, Π. (1982). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, φύλλο Μαρώνια, κλίμακα 1:50.000, Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα
- Παπαδόπουλος, Π., Αναστασιάδης, Ι. (2003). Γεωλογία των Τριτογενών λεκανών της ΝΑ Ροδόπης-Θράκης. Έργο ΔΕ.: Μελέτη του Ολιγοκαίνου των Τριτογενών λεκανών της Θράκης. Ι.Γ.Μ.Ε., Ξάνθη
- Παπαδόπουλος, Π., Αναστασιάδης, Ι. & Ιωακείμ, Χ. (2005). Στρωματογραφία και παλαιογεωγραφική εξέλιξη των Τριτογενών λεκανών της ελληνικής Θράκης. Επιστημονική συνεδρία της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας. Σαμοθράκη
- Παπαδοπούλου, Λ. (2002). Ισορροπία ορυκτών φάσεων, συνθήκες κρυστάλλωσης και εξέλιξη του πλουτωνίτη της Μαρώνιας, Θράκη. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 343σ

- Papanikolaou, D. (1984). The three metamorphic belts of the Hellenides. In: Geological evolution of the Eastern Mediterranean. Eds. Dixon, J. E. & Robertson, A.H.F., Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17, 551-556
- Papanikolaou, D. & Panagopoulos, A. (1981). On the structural style of southern Rhodope, Greece. Geol. Balc., 11, 13-22
- Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Andesites: Orogenic andesites and related rocks. Eds. Thorpe, R.S., John Wiley & Sons, 525-548
- Pearce, J. A. & Cann, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Plan. Sci. Let., 19, 290-300.
- Pearce, J. A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25/4, 956-983.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R., (1976). Geochemistry of the Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol. 58, 63-81
- Pecskay, Z., Eleftheriadis, G., Koroneos, A., Soldatos, T. & Christofides, G. (2003). K/Ar dating, geochemistry and evolution of the Tertiary volcanic rocks (Thrace, northeastern Greece). Mineral Exploration and Sustainable Development. Millpress, Rotterdam, 1229-1232
- Peitcheva, J. M., Bibikova, E. V. & Makarov, V. (1992). U-Pb isotope dating of zircons from two types of gneisses in southeastern Rhodope Mountains (Bulgaria). Comptes rendus de l' Academie Bulgare des Sciences. T. 45, N 8, 71-74
- Pe-Piper, G., Christofides, G. & Eleftheriadis, G. (1998). Lead and neodymium isotopic composition of Tertiary igneous rocks of northern Greece and their regional significance. Acta Vulcanologica, 10, 2,255-263
- Pe-Piper, G. & Piper, D.J.W. (2002). The igneous rocks of Greece. The anatomy of an orogen. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 573p

- Psilovicos, A. (1990). Neotectonic impact on the modification of drainage networks of the southwestern Rhodope. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 22, 171-182
- Ricou, L. E., Burg, J. P., Godfriaux, I. & Ivanov, Z. (1998). Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. *Geodynamica Acta*, 11, 6, 285-309
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y., Frank-Kamenetskii, V., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P., Mueller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z. & Wones, D.R. (1998). Nomenclature of the micas. *Can. Mineral.*, 36, 905-912
- Rollinson, H. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, Essex. 352 p.
- Ρούσσος, Ν. (1994). Στρωματογραφία και παλαιογεωγραφική εξέλιξη των παλαιογενών μολασσικών λεκανών του Β. Αιγαίου. *Δελ. Ελ. Γεωλ. Εταιρ.* 30/2, 275-294
- Σκλαβούνος, Σ. (1981). Ο γρανίτης του Παρανεστίου (Ορυκτολογία - Πετρογραφία). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 175σ
- Sokoutis, D., Brun, J. P., Van Den Driessche, J. & Pavlides, S. (1993). A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. *J. Geol. Soc. London*, 150, 243-246
- Σολδάτος, Τ. (1985). Πετρολογία και Γεωχημεία του πλουτωνίτη της Ελατιάς (Κεντρική Ροδόπη). Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 303σ
- Σολδάτος, Κ. & Παπαδάκης, Α. (1971). Συμβολή εις την μελέτη των ανατολικώς της Ξάνθης φλεβικών ηφαιστειακών εμφανίσεων. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 23, 308-322
- Soldatos, T., Koroneos, A., Christofides, G. & Del Moro, A. (2001). Geochronology and origin of the Elastic plutonite (Hellenic Rhodope Massif, N. Greece) constrained by new Sr isotopic data. *N. Jb. Miner. Abh.*, 176, 179-209

- Soldatos, T., Poli, G., Christofides, G., Eleftheriadis, G., Koroneos, A. & Tommasini, T. (1998). Petrology and evolution of transitional alkaline-subalkaline granitoids from Vrondou (NE Greece): evidence for fractional crystallization and magma mixing. *Acta Vulcanologica*, 10(2), 319-330
- Streckeisen, A. (1967). Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of an inquiry). *N. Jb. Min. Abh.*, 107, 144-214, 215-240
- Streckeisen, A. & Le Maitre, R. W. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *N. Jb. Min. Abh.*, 136, 169-206
- Syrides, G. E. (1995). Neogene Mollusk Faunas from Strymon basin, Macedonia, Greece. First results for biochronology and paleoenvironment. *Geobios*, 18, 381-388
- Taylor, S.R. & McLennan, S.C. (1985). *The Continental Crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications, Oxford
- Thornton, C.P. & Tuttle, O.F. (1960). Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index. *Am. J. Sci.* 258, 664-684
- Tranos, M., Kiliadis, A. & Mountrakis, D. (1999). Geometry and kinematics of the Tertiary post-metamorphic Circum Rhodope Belt Thrust System (CRBTS), northern Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 23, 5-16
- Χριστοφίδης, Γ. (1977). Συμβολή εις την μελέτη των πλουτωνίων πετρωμάτων της περιοχής Ξάνθης. Διδακτορική διατριβή. Αριστοτέλειο πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 249σ
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach*. Unwin Hyman, London, 466p.
- Wood, D.A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 50, 11-30.

11. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ



Φωτ. 1,2,3. Εμφάνιση της διείσδυσης των ανδεσιτικών φλεβών. Εικόνες από τομές του δρόμου από Γενισέα προς Άβδηρα.





Φωτ. 4,5,6. Εμφάνιση της διείσδυσης των ανδεσιτικών φλεβών. Εικόνες από τομές του δρόμου από Γενισέα προς Άβδηρα.





Φωτ. 7,8,9. Εμφάνιση των απλιτικών φλεβών που διατρέχουν το γρανίτη. Εικόνες από τομές του δρόμου από Άβδηρα προς Μυρωδάτο.



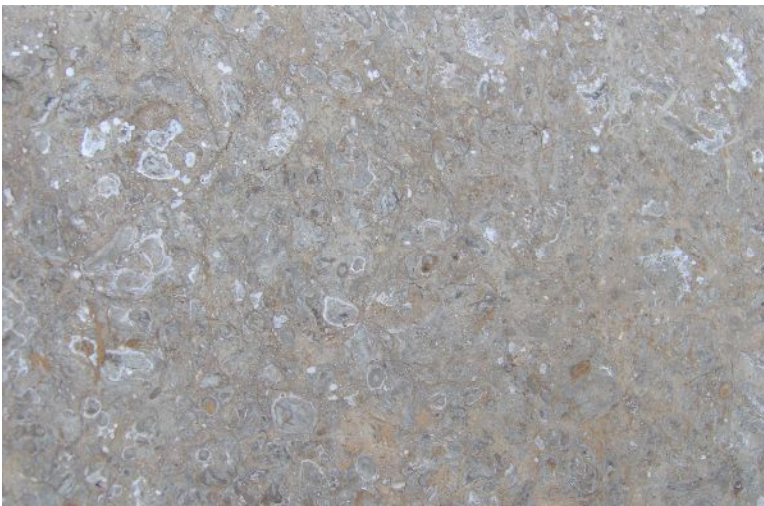


Φωτ. 10,11,12.Εικόνες του τοφίτη από λατομείο κοντά στο χωριό Μάνδρα.





Φωτ. 13. Άποψη του στρώματος του ασβεστόλιθου που εμφανίζεται στη βάση της ιζηματογενούς ακολουθίας.



Φωτ. 14. Λεπτομέρεια της παραπάνω εικόνας όπου διακρίνονται οι νουμμουλίτες.



Φωτ. 15. Εμφάνιση του κροκαλοπαγούς επίκλυσης κοντά στα Άβδηρα.



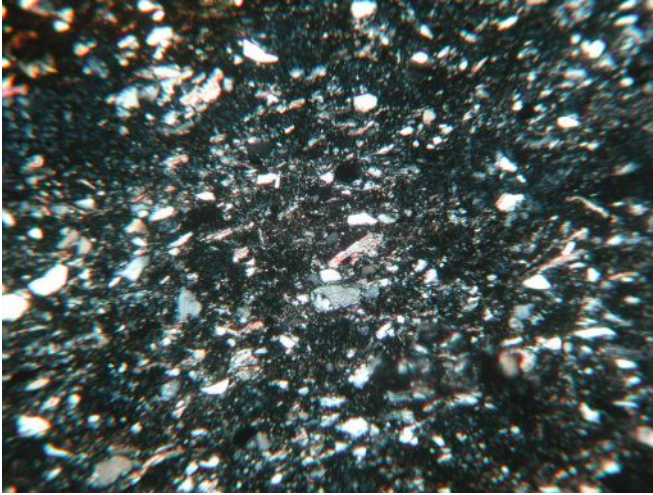
Φωτ. 16. Λεπτομέρεια της προηγούμενης εικόνας.



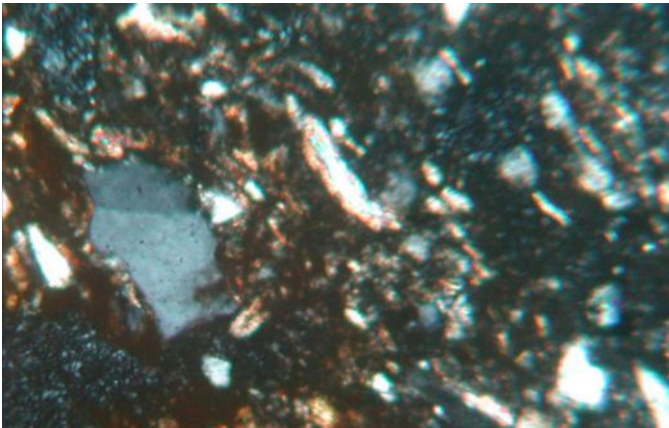
Φωτ. 17. Σφαιροειδής αποσάθρωση σε ανδεσιτική φλέβα. Εικόνα από τομή του δρόμου από Γενισέα προς Άβδηρα.



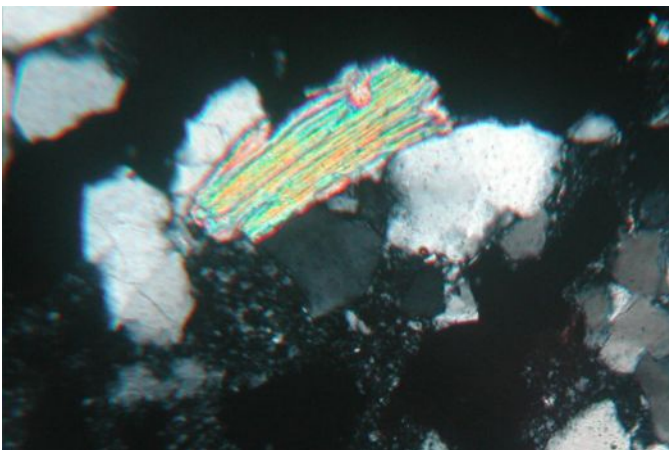
Φωτ. 18. Σφαιροειδής αποσάθρωση σε ανδεσιτική φλέβα. Εικόνα από τομή του δρόμου στο υδραγωγείο του χωριού Πεζούλα.



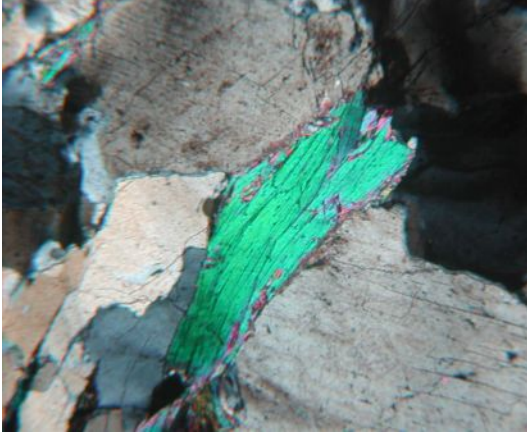
Φωτ. 19. Μικροσκοπική άποψη του ιστού του τοφφίτη. Εικόνα με N(+). Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 2,9 mm.



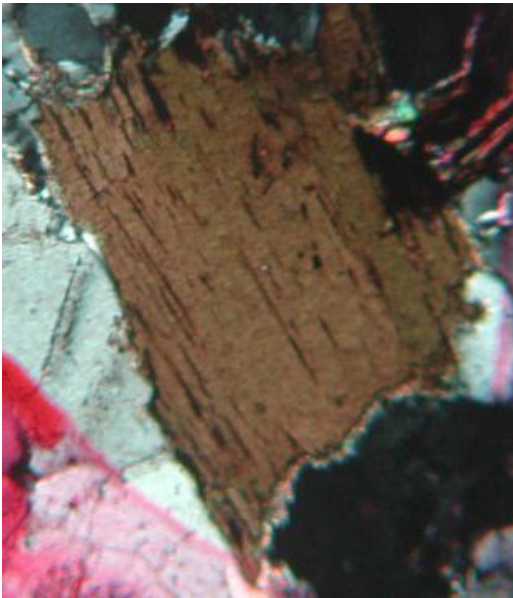
Φωτ. 20. Αναλλοίωτος κρύσταλλος αστρίου σε λεπτή τομή του τοφφίτη. Εικόνα με N(+). Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 0,66 mm.



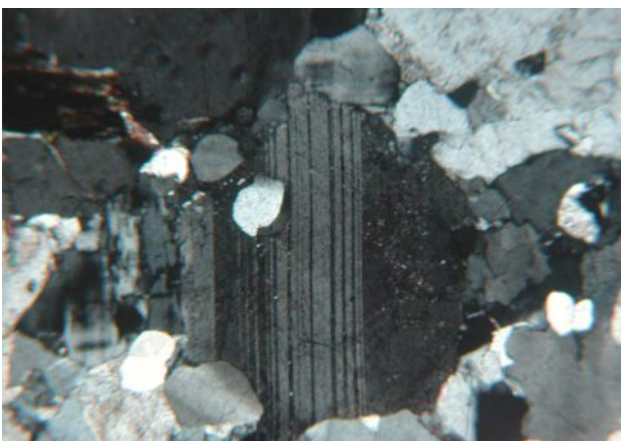
Φωτ. 21. Φύλλο μοσχοβίτη σε λεπτή τομή του τοφφίτη. . Εικόνα με N(+). Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 0,75 mm.



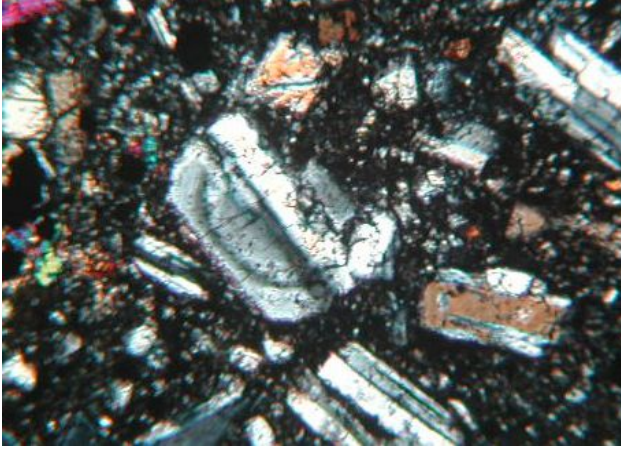
Φωτ. 22. Φυλλάριο μοσχοβίτη σε λεπτή τομή απλιτικής φλέβας. . Εικόνα με N(+). Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 0,75 mm.



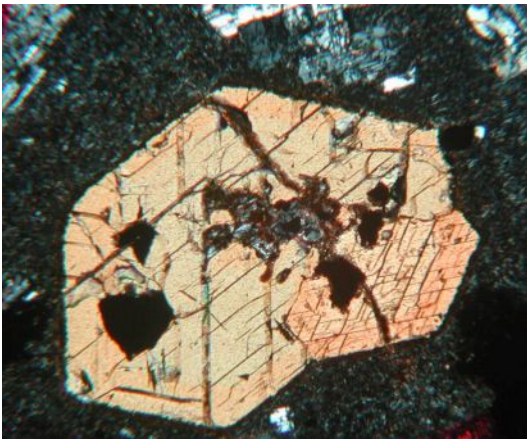
Φωτ. 23. Φυλλάριο βιοτίτη σε λεπτή τομή απλιτικής φλέβας. Εικόνα με N(+). Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 0,37 mm.



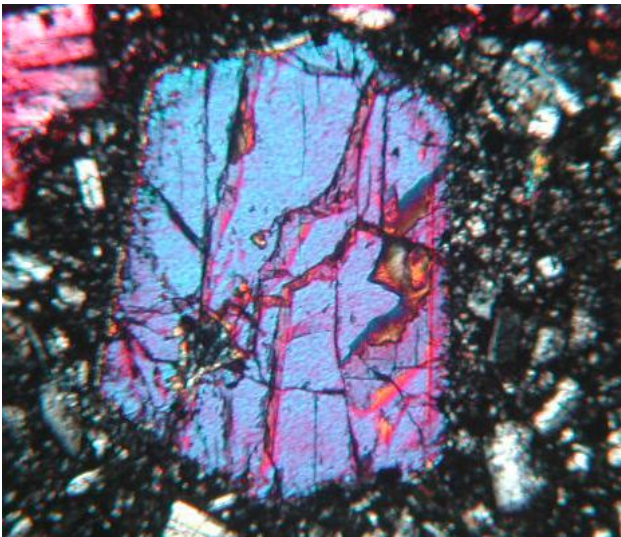
Φωτ. 24. Κρύσταλλος πλαγιοκλάστου με πολυδυμία σε λεπτή τομή απλιτικής φλέβας. . Εικόνα με N(+). Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 0,95 mm.



Φωτ. 25. Φαινοκρύσταλλος πλαγιοκλάστου με ζώνωση σε λεπτή τομή ανδεσιτικής φλέβας. Πορφυριτικός ιστός. Εικόνα με N(+). Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 0,5 mm.



Φωτ. 26. Φαινοκρύσταλλος κεροστίλβης σε λεπτή τομή ανδεσιτικής φλέβας. Εικόνα με N(+). Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 0,66 mm.



Φωτ. 27. Φαινοκρύσταλλος πυροξένου σε λεπτή τομή ανδεσιτικής φλέβας. Εικόνα με N(+). Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 0,5 mm.