

## **ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΑΜΦΙΒΟΛΙΤΩΜΕΝΩΝ ΕΚΛΟΓΙΤΩΝ ΚΑΙ ΤΡΟΝΤΙΕΜΙΤΙΚΩΝ ΦΛΕΒΩΝ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΟΡΓΑΝΗΣ-ΚΥΜΗΣ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ**

Μπόσκος Ε. και Μπαζιώτης Ι.

*Τομέας Γεωλογικών Επιστημών, Σχολή Μηχανικών Μεταλλείων Μεταλλουργών, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Ηρώων Πολυτεχνείου 9, 157 80, Ζωγράφου, Αθήνα,  
mposkos@metal.ntua.gr, baziotis@metal.ntua.gr*

### **ΠΕΡΙΛΗΨΗ**

Γρανατούχοι αμφιβολίτες του τεκτονομεταμορφικού συμπλέγματος της Κύμης, στην Ανατολική Ροδόπη αποτελούν προϊόντα αμφιβολιτώσεως εκλογιτών που υπέστησαν μεταμόρφωση υπέρ-υψηλών πιέσεων. Η γεωχημεία των κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων δείχνει ότι οι πρωτόλιθοι τους ήταν γάββροι, οι οποίοι κρυσταλλώθηκαν από θολείτικης σύστασης μάγμα σε περιβάλλον διεύρυνσης. Τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των τροντιεμιτικών φλεβών που τέμνουν τους γρανατούχους αμφιβολίτες, δείχνουν ότι το τροντιεμιτικό μάγμα προήλθε από μερική τήξη των αμφιβολιτωμένων εκλογιτών. Η συνύπαρξη μαγματικού κλινοζοϊσίτη με μοσχοβίτη, χαλαζία και πλαγιόκλαστο (An 14-20%) τεκμηριώνει κρυστάλλωση του μάγματος σε βάθος ~32-36 km.

### **1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ**

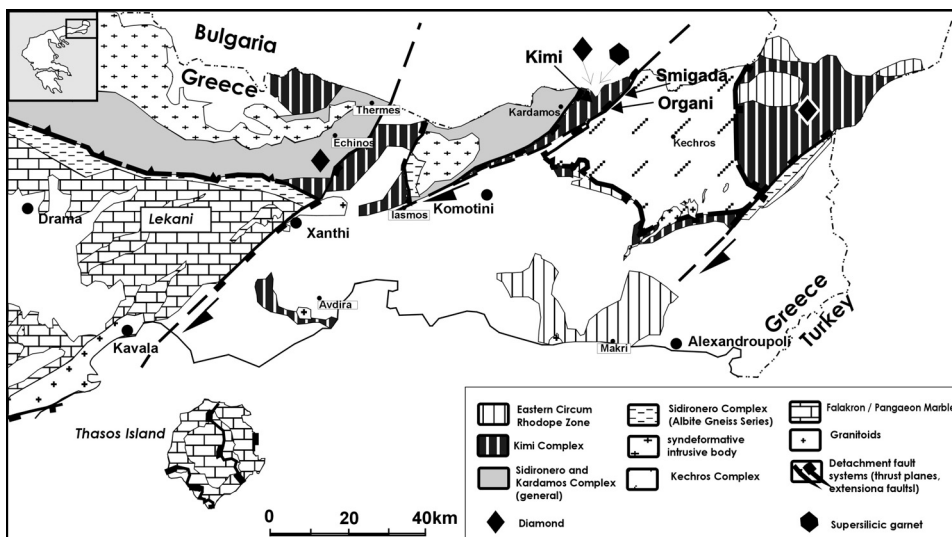
Η Ροδόπη αποτελεί την ανατολικότερη γεωτεκτονική ζώνη των Ελληνίδων. Δομείται από τεκτονομεταμορφικά συμπλέγματα τα οποία χαρακτηρίζονται από αλπικής ηλικίας μεταμόρφωση και καλυμματική τεκτονική (Krohe & Mroskos 2002). Στο ανώτερο τεκτονομεταμορφικό σύμπλεγμα της Κύμης στην Ανατολική Ροδόπη μεταξύ των επικρατέστερων λιθολογιών συμπεριλαμβάνονται μεταβασίτες οι οποίοι αποτελούνται κατεξοχή από μερικώς ή πλήρως αμφιβολιτωμένους εκλογίτες, οι οποίοι συχνά τέμνονται από μικρού πάχους λευκοκρατικές φλέβες τροντιεμιτικής σύστασης.

Η προέλευση των μαγμάτων τροντιεμιτικής σύστασης αποτέλεσε αντικείμενο πολλών ερευνών. Για το θέμα αυτό υπάρχουν μελέτες πειραματικές, μελέτες κατανομής ιχνοστοιχείων και ισοτοπικές μελέτες. Σε όλες σχεδόν τις περιπτώσεις η γένεση τέτοιων μαγμάτων αποδίδεται είτε σε κλασματική κρυστάλλωση βασαλτικών μαγμάτων χαμηλής περιεκτικότητας σε K (Singer et al. 1992) είτε σε προϊόντα μερικής τήξης υπαλκαλικών μεταβασαλτικών πετρωμάτων (π.χ. Wolf & Willie 1994, Barnes et al. 1996). Στην παρούσα εργασία μελετώνται αμφιβολιτωμένοι εκλογίτες και φλεβικά πετρώματα τροντιεμιτικής σύστασης που τέμνουν τους αμφιβολίτες από την περιοχή Οργάνης-Κύμης. Ιδιαίτερη έμφαση δίδεται στη γεωχημεία των λιθολογιών αυτών με στόχο να διαπιστωθεί η ενδεχόμενη προέλευση των τροντιεμιτικής σύστασης τηγμάτων από μερική τήξη των αμφιβολιτωμένων εκλογιτών

### **2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΠΛΑΙΣΙΟ ΤΟΥ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑΤΟΣ ΚΥΜΗΣ**

Το τεκτονομεταμορφικό σύμπλεγμα της Κύμης (Σχ. 1) έχει υποστεί μεταμόρφωση υπέρ-υψηλών πιέσεων (Mroskos & Kostopoulos 2001). Αποτελείται από μεταμορφωμένα πετρώματα ηπειρωτικού φλοιού και πετρώματα μανδύα. Κυριαρχούν μιγματιτωμένοι χαλαζιο-αστριούχοι και πηλιπικοί γνεύσιοι, μάρμαρα και μεγάλα σώματα αμφιβολιτών, μερικώς αμφιβολιτωμένων εκλογιτών και ορθογνεύσιων. Στα πετρώματα μανδουακής προέλευσης συμπεριλαμβάνονται γρανατούχοι-σπινελιούχοι μεταπεριδοτίτες και σπινελιούχοι-γρανατούχοι πυροξενίτες (Mroskos 2002). Μοσχοβιτικοί πηγματίτες τέμνουν όλες τις λιθολογίες. Δείκτες που τεκμηριώνουν τη μεταμόρφωση υπερ-υψηλών πιέσεων διαπιστώθηκαν μόνο σε πετρώματα ηπειρωτικού φλοιού. Οι δείκτες αυτοί περιλαμβάνουν (α) πολυκρυσταλλικά συσσωματώματα χαλαζία σε ψευδομόρφωση κατά κοεσίτη, από αμφιβολιτωμέ-

νους εκλογίτες, (β) απομίξεις ράβδων χαλαζία σε κλινοπυρόξενο από μερικώς αμφιβολιτωμένο εκλογίτη, (γ) εγκλείσματα μικροδιαμαντιών σε γρανάτες από γρανατούχους-κλινοτούχους μιγματιωμένους γνεύσιους (Mroskos et al. 2004, Perraki et al. 2004). Η ηλικία της μεταμόρφωσης υπέρ-υψηλών πιέσεων δεν είναι γνωστή. Ηλικία Sm-Nd γρανάτη-κλινοπυρόξενου – ολικού πετρώματος 119 εκ.χ. από σπιινελιούχο-γρανατούχο πυροξενίτη (Wawrzenitz & Mroskos 1997) καταγράφει την ηλικία ενός σταδίου ανάδυσσης του συμπλέγματος Κύμης σε συνθήκες P-T ~16 kbar και ~770°C. Η διείδυση και κρυστάλλωση των μοσχοβιτικών πηγματιτών έλαβε χώρα μεταξύ 65 και 63 εκ.χ. όπως προκύπτει από την ηλικία Rb-Sr 65 εκ.χ. από πηγματιτικό μοσχοβίτη (Mroskos & Wawrzenitz 1995) και U-Pb από μαγματικό ζιρκόνιο (Liati et al. 2002). Η επίκλιση ιζημάτων Ηωκαινικής ηλικίας (Λουτήσιο) στα μεταμορφωμένα πετρώματα της Κύμης δείχνουν ότι το σύμπλεγμα της Κύμης αναδύθηκε στην επιφάνεια μεταξύ 63 και 48 Εκ.Χ.



Σχήμα 1. Γεωτεκτονικός χάρτης της ανατολικής Ροδόπης (από Mroskos 2002).

### 3 ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ-ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑ

#### 3.1 Γρανατούχοι αμφιβολίτες (αμφιβολιτωμένοι εκλογίτες)

Μερικώς ή πλήρως αμφιβολιτωμένοι εκλογίτες σχηματίζουν φακούς ή διαστρώσεις πάχους ορισμένων μέτρων ή και εκατοντάδων μέτρων στους πηλιτικούς και χαλαζιο-αστριούχους γνευσίους. Στην παρούσα εργασία δίδεται έμφαση σε εκείνους που διατηρούν ακόμη υπολειμματικές φάσεις και ιστολογικά χαρακτηριστικά του εκλογιτικού σταδίου μεταμόρφωσης.

##### 3.1.1 Σκαπολιθικός αμφιβολιτωμένος εκλογίτης

Τέσσερα km δυτικά της Σμιγάδας, στο δρόμο προς την Κύμη (Σχ. 1), εμφανίζεται σώμα αμφιβολιτωμένου εκλογίτη πλούσιου σε γρανάτες, διαστάσεων ~20 X 40 μ. σε έντονα μυλονιτωμένους γνευσίους. Λευκοκρατικοί θύλακες αποτελούμενοι από χαλαζία + σκαπόλιθο ± πλαγιόκλαστο, φακοειδείς διαστρώσεις αποτελούμενες κυρίως από γρανάτη + σκαπόλιθο + κεροσίλβη, στις οποίες ο σκαπόλιθος και η κεροσίλβη, αντικαθιστούν γρανάτη και κλινοπυρόξενο, αποτυπώνουν ένα μεταεκλογιτικό στάδιο μεταμόρφωσης, η οποία έλαβε χώρα παρουσία ρευστής φάσης υπό οξειδωτικές συνθήκες. Φλεβίδια τροντεμιτικής σύστασης πάχους 2 έως 3 cm (Σχ. 2Δ) καθώς και μια φλέβα μοσχοβιτικού πηγματίτη πάχους > των 2 m, διεισδύουν στον εκλογίτη.

Το ορυκτολογικό άθροισμα του αμφιβολιτωμένου εκλογίτη της Σμιγάδας είναι: Grt-Cpx-Hbl-Scp-Qtz-Czo-Pl-Kfs-Ab-Rt-Ttn-Py (συντμήσεις κατά Kretz 1983). Διακρίνονται δύο γενιές γρανάτη και κλινοπυρόξενου. Ο γρανάτης-1 (Grt-1) σχηματίζει μεγάλους κρυστάλλους (400-600μm) με διαβρωμένα κυρίως τα άκρα του. Παρουσιάζει ομοιογενή σύσταση ( $Grs_{24}Alm_{47}Prp_{29}$ ), με εξαίρεση την περιφέρεια του στην οποία παρατηρείται μικρή μείωση του MgO και αύξηση του CaO. Ο γρανάτης-2 (Grt-2) σχηματίζει ισοκοκκώδεις και ιδιόμορφους κρυστάλλους (200-300μm) και έχει σύσταση ίδια

με εκείνη της περιφέρειας του Grt-1 ( $Grs_{28}Alm_{45}Prp_{25}Spr_{0.1}$ ). Ο γρανάτης-1 περιέχει σπάνια εγκλείσματα Κ-ούχου άστριου, χαλαζία, κυανίτη, ρουτιλίου και σύνθετων κόκκων αποτελούμενους από κεροσίλβη + κλινοπυρόξενο. Εγκλείσματα κυανίτη + χαλαζία δείχνουν ότι ο γρανάτης σχηματίστηκε σε στάδιο προϊούσας μεταμόρφωσης αντικαθιστώντας πρώην πλαγιόκλαστο. Εγκλείσματα χαλαζία έχουν αντικατασταθεί μερικώς ή πλήρως από Κ-ούχο άστριο. Ακτινωτές ρωγματώσεις στο γρανάτη ξεκινούν από τα εγκλείσματα των Κ-ούχων αστρών (Σχ. 2Α). Τα εγκλείσματα αυτά θεωρείται ότι ήταν αρχικά εγκλείσματα κοεσίτη τα οποία μετατράπηκαν κατά το στάδιο της αποσυμπίεσης σε χαλαζία, προκαλώντας ρωγματώσεις στον γρανάτη. Κ-ούχα ρευστά διεσδυσαν κατά μήκος των ρωγμών, πλήρωσαν τις ρωγμές και αντικατέστησαν τον χαλαζία με Κ-ούχο άστριο.

Ο κλινοπυρόξενος-1 (Crx-1) σχηματίζει μεγάλους κρυστάλλους και παρουσιάζει ελαφρά ζωνώδη σύσταση. Η περιεκτικότητα σε ιαδείκιο μόριο μειώνεται από το κέντρο ( $Jd_{15-20}$ ) προς την άκρη ( $Jd_{11-15}$ ). Περιέχει εγκλείσματα σύνθετων κόκκων οι οποίοι αποτελούνται από κεροσίλβη + χαλαζία + Κ-ούχο άστριο, Κ-ούχο άστριο + αλβίτη και ελασματοειδείς απομίξεις χαλαζία (plate 1F σε Mroskos 2002). Οι ελασματοειδείς απομίξεις χαλαζία δείχνουν ότι ο κλινοπυρόξενος ήταν υπερπυρριτικός και ότι σχηματίστηκε σε συνθήκες υπέρ-υψηλών πιέσεων (Liou et al. 1998). Ο κλινοπυρόξενος-2 (Crx-2) σχηματίζει κρυσταλλικά συσσωματώματα με κόκκους μικρότερου μεγέθους. Η χημική του σύσταση είναι όμοια με εκείνη της άκρης του.

Εφαρμόζοντας το γεωθερμόμετρο γρανάτη-κλινοπυρόξενου των Ellis & Green (1979) στο ζεύγος Grt-1-Crx-1 (χημικές συστάσεις ορυκτών δίδονται στον πίνακα 1) προκύπτουν θερμοκρασίες μεταξύ 950-1.000°C για πίεση 60 kbar για το στάδιο της μεταμόρφωσης υπέρ-υψηλών πιέσεων. Ζεύγη από Grt-2 – Crx-2 δίνουν θερμοκρασίες 750-800°C για πίεση 15 kbar.

Η διεσδυσση νερού, σε συνδυασμό με οξειδωτικές συνθήκες, οδήγησαν σε μερική αμφιβολιτίωση του πρώην εκλογίτη με σχηματισμό διαβλαστικής κεροσίλβης και σκαπόλιθου, αντικαθιστώντας γρανάτη και κλινοπυρόξενο. Σε ορισμένους λευκοκρατικούς θύλακες του πετρώματος ο σκαπόλιθος συνυπάρχει με πλαγιόκλαστο. Ο σκαπόλιθος είναι πλούσιος σε Ca και  $SO_3^{=}$  με 70-80% μειονότητα και 20-30% μαριαλίτη (Πιν. 1), ενώ το συνυπάρχον πλαγιόκλαστο είναι πλούσιο σε Na με ποσοστό ανορθίτη 30-35%. Σκαπόλιθος με την προαναφερθείσα χημική σύσταση εμφανίζεται συνήθως σε πετρώματα γρανουλιτικής φάσης υψηλών πιέσεων. Γεωθερμομετρία γρανάτη-κεροσίλβης (Graham & Powell 1984), έδωσε θερμοκρασίες ~700°C για το στάδιο της αμφιβολιτίωσης.

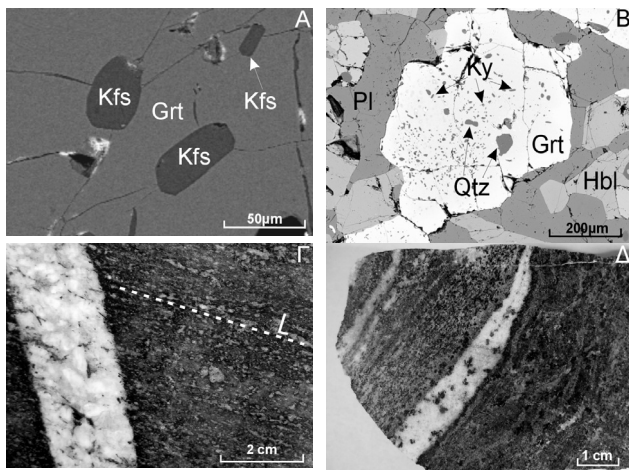
### 3.1.2 Γρανατούχοι Αμφιβολίτες

Τρία km ανατολικά της Κύμης (Σχ. 1), εμφανίζονται μερικώς αμφιβολιτωμένοι σκουρόχρωμοι ή ανοιχτόχρωμοι συνήθως κυανιτούχοι αμφιβολιτωμένοι εκλογίτες, των οποίων οι εναλλαγές στο χρώμα αποδίδονται σε φαινόμενα διαφοροποίησης κατά την κλασματική κρυστάλλωση ενός γαββρικής σύστασης μάγματος. Το ορυκτολογικό άθροισμα των πετρωμάτων αυτών είναι:  $Grt+Crx+Pl+Hbl+Kfs+Rt+Ky+Scp+Czo$ . Χαλαζίας εμφανίζεται μόνο ως εγκλείσματα σε γρανάτη (Grt-1) μαζί με κυανίτη (Σχ.2B). Υπολείμματα του εκλογιτικού σταδίου είναι εξαιρετικά σπάνια. Μεταξύ αυτών διατηρούνται υπολείμματα γρανάτη ( $Grs_{17}Alm_{36}Prp_{46}Spr_{0.1}$ ) ο οποίος περιέχει μικρά εγκλείσματα κυανίτη (1-5μm) και χαλαζία. Η παραγένεση γρανάτης + κυανίτης + χαλαζίας τεκμηριώνει συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας ενός σταδίου προϊούσας μεταμόρφωσης οι οποίες ξεπέρασαν το πεδίο σταθερότητας του πλαγιόκλαστου. Νεότεροι ιδιόμορφοι κόκκοι γρανάτη (Grt-2) ( $Grs_{22}Alm_{41.5}Prp_{38}Spr_{1.5}$ ) συνυπάρχουν με πλαγιόκλαστο ( $An_{32-35}$ ), κλινοπυρόξενο ( $Jd_{10-15}$ ) και κεροσίλβη. Κελυφτική κεροσίλβη και πλαγιόκλαστο αντικαθιστούν κλινοπυρόξενο και γρανάτη (Grt-1). Επειδή από τα ορυκτά της κύριας μάζας απουσιάζουν ο χαλαζίας και το κορούνδιο, ο σχηματισμός του πλαγιόκλαστου που αντικαθιστά γρανάτη και κλινοπυρόξενο περιορίζεται μεταξύ των αντιδράσεων  $Pl \rightarrow Crx+Qtz$  και  $Crx+Ky \rightarrow Pl+Cor$ . Η τομή των καμπυλών των προαναφερθέντων αντιδράσεων με τη γραμμή που καθορίζει τους συντελεστές κατανομής ( $Kd=5,06$ ) Fe-Mg μεταξύ γρανάτη (Grt-2)- κλινοπυρόξενου περιορίζει τις συνθήκες του σταδίου αυτού μεταξύ 11 και 12 kbar και 750-850°C (Mroskos 2002).

### 3.2 Τροντιεμίτες

Τροντιεμιτικές φλέβες πάχους ορισμένων cm μέχρι > 1m τέμνουν λοξά τη σχιστότητα των γρανατούχων αμφιβολιτών (Σχ. 2Γ, Δ). Οι φλέβες αυτές δεν παρουσιάζουν παραμόρφωση γεγονός που δείχνει ότι διεσδυσαν σε στάδιο μεταγενέστερο από εκείνο που χαρακτηρίζει τη διαμπερή παραμόρφωση των αμφιβολιτών. Η ορυκτολογική τους σύσταση έχει ως εξής:  $Pl+Qtz+Ms+Czo \pm Bt \pm Grt$ .

Κύρια ορυκτά είναι πλαγιόκλαστο (An 14-20%), χαλαζίας και μοσχοβίτης. Ο μοσχοβίτης είναι πλούσιος σε Mg και Fe με MgO που κυμαίνεται μεταξύ 1,65 και 2,53 και ολικό σίδηρο ως FeO μεταξύ 2,20 και 5,70. Επειδή το άθροισμα των ατόμων Mg+Fe είναι μεγαλύτερο του Si-6 σημαντικό μέρος του Fe είναι σε τρισθενή μορφή υποκαθιστώντας Al. Ο βιοτίτης είναι σπανιότερος. Έχει λόγο  $Fe/(Fe+Mg)=0,40$  και περιεκτικότητα σε  $TiO_2$  που ανέρχεται μέχρι το 5% (Πιν. 1). Γρανάτης είναι εξαιρετικά σπάνιος με σύσταση  $(Grs_{28}Alm_{47}Prp_{24}Sps_2)$ . Ιδιαίτερο ενδιαφέρον έχει η παρουσία του κλινοζοίσιτη. Η συνύπαρξη του με μοσχοβίτη προσδιορίζει το βάθος κρυστάλλωσης του τροντιεμιτικού μάγματος, το οποίο προκύπτει από την τομή της καμπύλης της αντίδρασης  $An+Kfs+W \rightarrow Czo+Ms+Qtz$  με εκείνη της κρυστάλλωσης γρανιτικού μάγματος κορεσμένου σε νερό. Η παραπάνω αντίδραση υπολογίστηκε με το πρόγραμμα TWEEQU (έκδοση 2.02) για συστάσεις πλαγιόκλαστου (An 15-20%). Προέκυψαν πιέσεις κρυστάλλωσης μεταξύ 9-10 kbar.



Σχήμα 2. α) Εγκλείσματα K-ούχων αστρίων σε γρανάτη. Διακρίνονται οι ρωγματώσεις στο γρανάτη που εκκινούν από τα εγκλείσματα (βλέπε κείμενο). β) Εγκλείσματα κυανίτη και χαλαζίας σε εκλογιτικό γρανάτη (Grt-1). γ) Τροντιεμιτική φλέβα σε γρανατούχο αμφιβολίτη τέμνει λοξά τη γράμμωση. δ) Τροντιεμιτική φλέβα πάχους 1 cm στον σκαπολιθικό αμφιβολιτωμένο εκλογίτη.

στικά τα οποία χαρακτηρίζουν πετρώματα βασαλτικής σύστασης. Το  $SiO_2$  κυμαίνεται από 47,59-51,98% και το  $Al_2O_3$  από 14,78-19,44%. Με βάση τις περιεκτικότητες σε  $FeO_{tot}$ , MgO και  $Na_2O+K_2O$  ακολουθούν τη θολειτική σειρά με αριθμό μαγνησίου  $Mg\# = MgO/(MgO+FeO_{tot})$  που κυμαίνεται από 0,37-0,55. Τα διαγράμματα των ιχνοστοιχείων κανονικοποιημένα ως προς τον πρωταρχικό μανδύα (Σχ. 3A), παρουσιάζουν γεωχημικά χαρακτηριστικά όμοια με αυτά των σύγχρονων N-MORB και E-MORB (Sun & McDonough 1989). Σε όλα τα δείγματα, τα διαγράμματα δείχνουν οριζόντια κατανομή των στοιχείων από το Nd μέχρι το Lu ενώ παρατηρείται θετική ανωμαλία στο U και αρνητική στο Th, Nb και Ti. Η θετική ανωμαλία του U και η αρνητική των Nb και Ti θα μπορούσαν να αποδοθούν καταρχήν σε πιθανή μόλυνση του μάγματος από υλικά ηπειρωτικού φλοιού ή από ρευστά που προήλθαν από αντιδράσεις αφυδάτωσης σε περιβάλλον υποβύθισης (Rollinson 1993). Είναι δυνατόν επίσης να αποδοθούν στην κρυστάλλωση και διαχωρισμό τιτανιούχου μαγνητίτη, ανεξάρτητα από το τεκτονικό περιβάλλον γένεσης του μάγματος (Christiansen & Keith 1996). Ο λόγος Zr/Hf (32,44-37,53) και η σχέση των λόγων Y/Nb-Zr/Nb φανερώνουν N-MORB χαρακτήρα των πρωτολίθων (David et al. 2000) (Πιν 2).

Οι τιμές των LREE κανονικοποιημένες ως προς τον χονδρίτη (Σχ. 3B) είναι εμπλουτισμένες κατά 12 έως 25 φορές ενώ εκείνες των HREE κατά 14 έως 16 φορές. Σε ορισμένα δείγματα οι LREE παρουσιάζουν έκπλυση, με λόγο  $(La/Sm)_N$  που κυμαίνεται από 0,57-0,86 ενώ σε άλλα, εμπλουτισμό με λόγο  $(La/Sm)_N$  που κυμαίνεται από 1,01-1,14. Σε όλα τα δείγματα οι HREE παρουσιάζουν μικρή ελάττωση των τιμών τους από το Gd μέχρι το Yb. Σε ορισμένα δείγματα οι κατανομές REE είναι όμοιες με εκείνες των N-MORB και άλλα με εκείνες των E-MORB, δείχνοντας καταρχήν ότι οι πρωτόλιθοι τους αποτελούν προϊόντα κρυστάλλωσης διαφορετικών μαγματικών πηγών. Ωστόσο οι

## 4 ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

Αναλύθηκαν γεωχημικά δείγματα πετρωμάτων από το σκαπολιθικό αμφιβολιτωμένο εκλογίτη, από γρανατούχους αμφιβολίτες και από τροντιεμίτες. Τα κύρια στοιχεία και ιχνοστοιχεία συμπεριλαμβανομένου και των σπανίων γαιών (REE) αναλύθηκαν με τις μεθόδους XRF και ICP-MS, στα εργαστήρια του Ινστιτούτου Ορυκτολογίας και Πετρολογίας του πανεπιστημίου του Graz και στα αναλυτικά εργαστήρια της ACME Laboratories στο Βανκούβερ του Καναδά. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις δίνονται στον πίνακα 2.

### 4.1 Γρανατούχοι αμφιβολίτες

Οι γρανατούχοι αμφιβολίτες παρουσιάζουν γεωχημικά χαρακτηριστικά

διαφορές στην κατανομή των REE των δειγμάτων που αναλύθηκαν είναι δυνατόν να αποδοθούν και σε διαφορετικό βαθμό μερικής τήξης της ίδιας πηγής ή σε διαδικασίες κλασμάτωσης ενός θολεϊτικής σύστασης βασαλτικού μάγματος.

Πίνακας 1. Αντιπροσωπευτικές μικροαναλύσεις\* ορυκτών από τους αμφιβολιτωμένους εκλογίτες της περιοχής Οργάνης-Κύμης στην Αν.Ροδόπη.

Δείγμα	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Grt-1	Grt-2	Cpx-1	Cpx-2	Hbl	Scp	Grt-1	Grt-2	Cpx	Hbl	Ms	Bt	Czo
SiO <sub>2</sub>	39,21	39,08	50,95	53,22	44,97	46,48	40,22	39,48	51,93	46,94	45,51	35,46	38,50
TiO <sub>2</sub>	-	-	0,45	0,35	1,51	-	-	-	0,40	0,63	1,36	5,04	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,19	22,07	7,62	4,00	14,01	26,06	22,70	22,27	5,98	12,57	31,32	14,84	29,62
FeO	21,81	20,92	6,56	6,57	10,81	0,05	17,36	19,70	5,33	7,18	3,64	15,21	8,06 <sup>++</sup>
MnO	-	0,60	-	0,41	-	-	0,60	0,74	-	0,19	-	-	-
MgO	7,68	6,73	12,19	14,13	14,07	-	12,65	9,50	13,00	17,24	2,90	12,32	-
CaO	8,98	10,34	19,75	20,35	11,10	16,90	6,48	8,18	20,94	11,47	-	-	22,05
Na <sub>2</sub> O	-	-	2,48	0,96	1,18	3,65	-	-	1,70	1,58	-	0,11	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0,28	3,04 <sup>+</sup>	-	-	0,25	0,24	10,67	9,70	-
tot	99,84	99,74	100,01	99,99	97,94	99,18	100,02	99,89	99,53	98,04	95,40	92,68	98,23
Si	5,998	6,001	1,872	1,951	6,358	6,910	5,980	5,983	1,910	6,544	6,157	5,472	3,01
Ti	-	-	0,012	0,010	0,160	-	-	-	0,011	0,067	0,138	0,577	-
Al	4,000	3,995	0,330	0,173	2,335	4,570	3,979	3,978	0,259	2,065	4,994	2,695	2,73
Fe	2,791	2,686	0,221	0,202	1,180	0,010	2,159	2,497	0,164	0,753	0,412	1,980	0,53
Mn	-	0,078	-	0,013	0,000	-	0,076	0,096	-	0,023	0,584	-	0
Mg	1,742	1,541	0,668	0,772	2,966	-	2,759	2,145	0,713	3,583	-	2,830	0
Ca	1,471	1,701	0,778	0,799	1,682	2,690	1,032	1,328	0,825	1,713	-	-	1,85
Na	-	-	0,177	0,068	0,324	1,050	-	-	0,121	0,427	-	0,027	-
K	-	-	-	-	0,051	0,340 <sup>+</sup>	-	-	0,011	0,043	1,841	1,925	-

<sup>+</sup>SO<sub>3</sub> 3,04%, S=0.340, <sup>++</sup>σίδηρος ως Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, \*Αναλύσεις 1-6 από σκαπολιθικό αμφιβολιτωμένο εκλογίτη, 7-10: από αμφιβολιτωμένο κυανιτούχο εκλογίτη, 11-13: από τροντιεμίτη. Grt: γρανάτης, Cpx: κλινοπυρόξενος, Hbl: κεροσίλβη, Scp: σκαπόλιθος, Ms: μοσχοβίτης, Bt: βιοτίτης, Czo: κλινοζοίσιτης

Πραγματοποιώντας μια δεύτερης-τάξης πολυωνυμική παλινδρόμηση των αναλύσεων, φαίνεται να υπάρχει μια συστηματική συσχέτιση μεταξύ του δείκτη κλασμάτωσης Mg# και των κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων. Με μείωση του Mg# τα FeO<sub>tot</sub>, TiO<sub>2</sub>, Zr, Y, V, LREE και HREE έχουν θετική συσχέτιση ενώ το Ni και το Cr αρνητική. Οι παραπάνω τάσεις αναμένονται κατά τη διάρκεια των διαδικασιών κλασμάτωσης θολεϊτικού βασαλτικού μάγματος (Rollinson 1993). Η κλασμάτωση των REE αποδίδεται πιθανώς σε διαδικασίες κλασματικής κρυστάλλωσης και όχι σε διαφορετικό βαθμό μερικής τήξης της ίδιας πηγής, ή σε μερική τήξη διαφορετικών πηγών.

#### 4.2 Σκαπολιθικός αμφιβολιτωμένος εκλογίτης

Ο σκαπολιθικός αμφιβολιτωμένος εκλογίτης έχει τιμές κύριων στοιχείων και ιχνοστοιχείων οι οποίες ανταποκρίνονται σε σύσταση γαββρικού πετρώματος. Οι τιμές του SiO<sub>2</sub> κυμαίνονται από 42,74-47,04%. Σε σύγκριση με τους γρανιτούχους αμφιβολίτες είναι πλουσιότερος σε σίδηρο και φτωχότερος σε μαγνήσιο (Πιν. 2). Ο αριθμός μαγνησίου είναι ιδιαίτερα χαμηλός (Mg#=0,29), χαρακτηρίζοντας αρκετά εξελιγμένο πέτρωμα. Επίσης οι περιεκτικότητες σε Ni και Cr είναι χαμηλές (<15 ppm και <150 ppm αντίστοιχα) (Πιν. 2). Τα διαγράμματα των ιχνοστοιχείων κανονικοποιημένα ως προς τον πρωταρχικό μανδύα (Σχ. 3Γ), χαρακτηρίζονται από χαμηλές περιεκτικότητες (1-2 X του πρωταρχικού μανδύα). Παρουσιάζουν έντονες θετικές ανωμαλίες Sr και Ti, σε σχέση με τα Ce και Nd, Sm και Eu, αντίστοιχα. Οι περιεκτικότητες των REE είναι επίσης χαμηλές (1-4 X του χονδρίτη). Τα διαγράμματα των REE κανονικοποιημένα ως προς τον χονδρίτη (Σχ. 3Δ) χαρακτηρίζονται από μικρό εμπλουτισμό σε HREE [(Gd/Yb)N=0,74-0,85] και έκπλυση σε LREE, με το Eu να παρουσιάζει έντονη θετική ανωμαλία (Eu/Eu\*=1,43-1,56). Ο επανεμπλουτισμός σε La και Ce αποδίδεται σε μόλυνση με ηπειρωτικό υλικό που έλαβε, ενδεχομένως, χώρα μετά τη μεταμόρφωση της εκλογιτικής φάσης, κατά το στάδιο της σκαπολιθίωσης ή της περαιτέρω αμφιβολιτίωσης (Song et al. 2003).

Πίνακας 2. Επιλεγμένες αναλύσεις κυριών στοιχείων (κ.β%) και ιχνοστοιχείων (ppm) από τον σκαπολιθικό αμφοβολιτωμένο εκλογίτη (7,97), γρανατούχους αμφιβολίτες (11,80,81,10,19) και τροντιεμίτες (21,94) του μεταμορφωμένου συμπλέγματος Κύμης.

Δείγμα	7	97	11	80	81	10	19	21	94
SiO <sub>2</sub>	47,03	44,89	49,23	49,35	48,94	47,59	48,43	72,05	73,39
TiO <sub>2</sub>	1,20	1,12	1,04	0,98	1,41	1,06	1,96	0,14	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,28	16,27	17,47	18,23	16,93	19,44	14,78	16,14	14,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	16,69	18,06	9,18	8,42	9,89	8,79	12,62	0,82	2,01
MnO	0,21	0,22	0,15	0,13	0,15	0,14	0,18	0,01	0,01
MgO	6,97	7,51	9,1	9,21	8,3	8,16	7,6	0,54	0,97
CaO	11,20	11,46	10,49	9,78	10,46	11,64	10,51	3,23	2,14
Na <sub>2</sub> O	0,55	0,51	2,43	2,38	2,64	2,29	2,63	5,81	4,88
K <sub>2</sub> O	0,55	0,15	0,11	0,48	0,35	0,27	0,22	0,52	0,99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	0,01	0,11	0,09	0,19	0,10	0,34	0,08	0,05
LOI	0,30	0,1	0,6	0,9	0,7	0,01	0,6	0,60	1,1
Σύνολο	99,98	100,3	99,91	99,95	99,96	99,49	99,87	99,94	99,93
Mg#	0,29	0,29	0,50	0,52	0,46	0,48	0,38	0,40	0,33
Ba	43,1	81,2	16,4	103	57,2	37,7	159	247,5	240,3
Hf	0,6	<0,5	2,1	2,1	3,2	2,1	4,4	3,5	3,3
Nb	<0,5	<0,5	0,8	1,9	3,1	1,5	6,3	<0,5	<0,5
Rb	8,2	5,5	3,3	11,6	9,6	8,1	2,5	9,4	12,1
Sr	64,6	84,2	53,1	101	123	102	59	870,5	527,4
Th	<0,1	0,2	0,1	0,3	0,4	1	0,3	3,8	5
U	0,2	0,4	0,5	0,3	0,3	0,2	<0,1	1,7	1,1
V	873	819	175	167	211	161	309	8	19
Zr	9,4	11,8	74,5	72,7	120	78,3	165	104,6	107,4
Y	7,8	7,9	26,6	24	28,1	25	51,6	2,9	2,7
Ni	9,4	15	68,6	172	127	50,4	46,2	5,4	6
Cr (%)	0,018	0,010	0,053	0,050	0,038	0,050	0,054	0,009	0,009
Zr/Hf	15,67	-	35,48	34,62	37,53	37,29	37,41	29,89	32,55
Y/Nb	-	-	33,25	12,63	9,06	16,67	8,19	-	-
Zr/Nb	-	-	93,13	38,26	38,74	52,20	26,13	-	-
TiO <sub>2</sub> /Gd	1,29	1,12	0,30	0,28	0,29	0,29	0,25	0,11	0,30
La	0,5	0,8	2,5	3,4	6,6	5,4	10,5	8,1	9,9
Ce	0,5	1,1	7,9	9,4	17,8	16,5	31,1	16,6	18,5
Pr	0,06	0,19	1,34	1,46	2,61	2,22	4,47	1,75	1,99
Nd	0,6	1,3	7,2	8	13,5	12,2	22,9	5,8	7,3
Sm	0,3	0,5	2,5	2,5	4,1	3,1	5,8	1,5	1,7
Eu	0,27	0,33	1,02	1	1,61	1,22	1,83	0,49	0,45
Gd	0,93	1	3,45	3,45	4,84	3,65	7,9	1,23	0,97
Tb	0,18	0,23	0,67	0,68	0,94	0,62	1,43	0,13	0,12
Dy	1,01	1,36	3,86	3,93	4,99	3,79	7,86	0,59	0,54
Ho	0,29	0,36	0,87	0,87	1,06	0,82	1,66	0,09	0,09
Er	0,82	0,94	2,51	2,52	2,93	2,43	5	0,19	0,26
Tm	0,1	0,16	0,35	0,35	0,42	0,3	0,68	0,05	0,05
Yb	0,9	0,95	2,38	2,21	2,7	2,09	4,76	0,19	0,25
Lu	0,14	0,17	0,37	0,36	0,42	0,32	0,68	0,02	0,04
[Gd/Yb]N	0,85	0,87	1,20	1,29	1,48	1,44	1,37	5,36	3,21
[La/Sm]N	1,08	1,03	0,65	0,88	1,04	1,12	1,17	3,49	3,76
[La/Yb]N	0,40	0,60	0,75	1,10	1,10	1,85	1,58	30,58	28,41
[Eu/Eu*]	1,56	1,43	1,06	1,04	1,04	1,11	0,83	1,10	1,07
ΣREE	6,60	9,39	36,92	40,13	64,52	54,66	106,57	36,73	42,16

<: κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας

Το ποσοστό του SiO<sub>2</sub> θα κατέτασσε το πέτρωμα στα υπερβασικά. Ωστόσο, οι χαμηλές περιεκτικότητες σε MgO, Ni και Cr, καθώς και η συνολική χημική σύσταση, συνηγορούν υπέρ της κατάταξης του ως μέλος μιας σωρειτικής γαββρικής ακολουθίας (Liati et al. 2002). Ο σωρειτικός χαρακτήρας του και η ύπαρξη σωρειτικών συνδρόμων ορυκτών μπορεί να μοντελοποιηθεί με βάση τον λόγο TiO<sub>2</sub>/Gd. Σε ένα βασαλτικής σύστασης πέτρωμα, το οποίο αποτελείται από ένα μίγμα κλινοπυ-

ρόξενου, πλαγιόκλαστου και ολιβίνη, το Ti και το Gd έχουν τον ίδιο συντελεστή κατανομής μόνο στον κλινοπυρόξενου και όχι στο πλαγιόκλαστο και τον ολιβίνη. Ωστόσο, η παρουσία ιλμενίτη και τιτανιούχου μαγνητίτη, αυξάνουν αρκετά την αναλογία  $TiO_2/Gd$  καθώς έχουν υψηλό συντελεστή κατανομής για το Ti και χαμηλό για το Gd. Η τιμή της αναλογίας  $TiO_2/Gd=0,5$  έχει καθοριστεί ως όριο για τον χαρακτηρισμό ενός πετρώματος που έχει σωρευτικά οξειδία (Coogan et al. 2001). Ο σκαπολιθικός αμφιβολιτωμένος εκλογίτης της Σμιγάδας παρουσιάζει λόγο  $TiO_2/Gd>1,12$  και επομένως ανήκει στη κατηγορία των γάββρων με σωρευτικά οξειδία σε αντίθεση με τους γρανατούχους αμφιβολίτες στους οποίους ο λόγος  $TiO_2/Gd$  κυμαίνεται από 0,13-0,30.

Συγκρίνοντας τις απόλυτες τιμές (Πιν. 2) και τα διαγράμματα κατανομής των σπανίων γαιών, μεταξύ των γρανατούχων αμφιβολιτών και του σκαπολιθικού αμφιβολιτωμένου εκλογίτη, προκύπτει ότι ο δεύτερος ενδεχόμενα να αποτελεί σωρευτή ενός μητρικού μάγματος με παρόμοια σύσταση του μάγματος από το οποίο προήλθαν οι πρωτόλιθοι των γρανατούχων αμφιβολιτών (Beard et al. 1996).

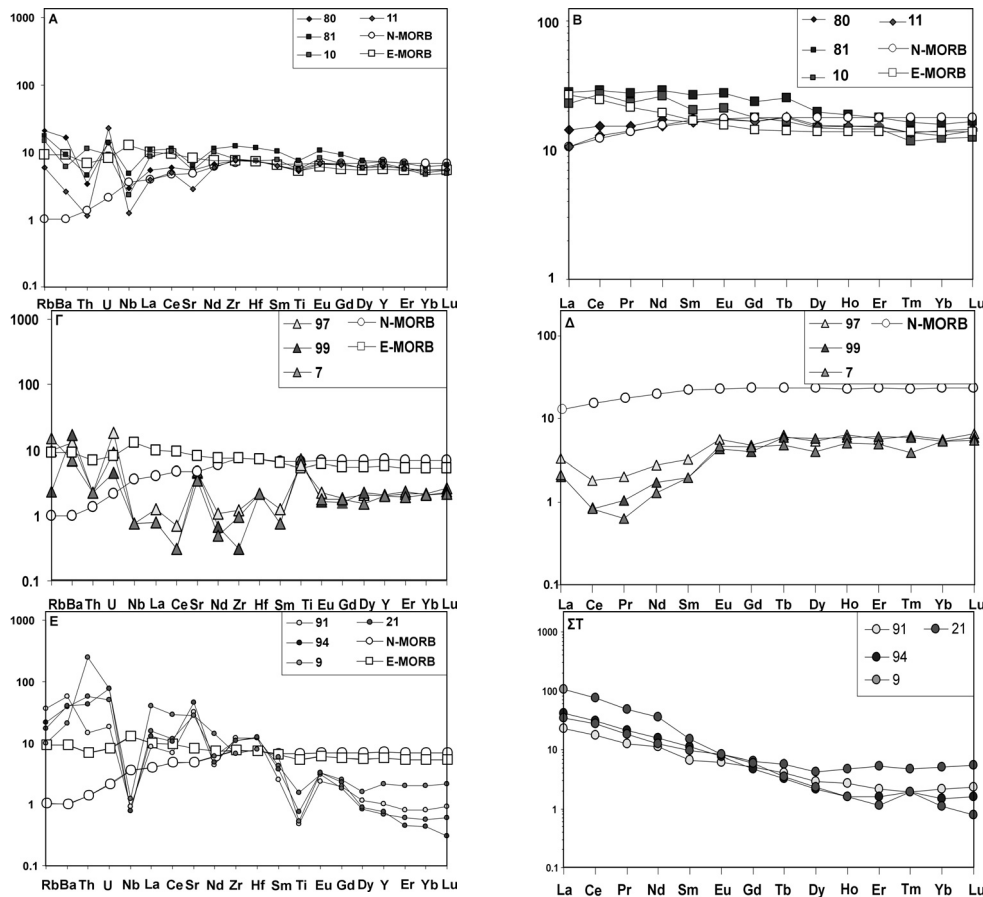
### 4.3 Τοναλίτες - Τροντιεμίτες

Τα όξινα φλεβικά πετρώματα παρουσιάζουν εύρος τιμών του  $SiO_2$  από 65-75%, με επικρατέστερες μεταξύ 72-75%. Ακολουθώντας τα κριτήρια του Barker (1979) χαρακτηρίζονται ως τοναλίτες-τροντιεμίτες. Τα περισσότερα από τα δείγματα που αναλύθηκαν είναι τροντιεμίτες με υψηλή περιεκτικότητα σε Al. Παρουσιάζουν  $Al_2O_3>15\%$  για  $SiO_2$  ίσο με 70%, υψηλό Sr (>130 ppm), χαμηλό Y (<8,2 ppm) και Nb (<10 ppm) και χαμηλό λόγο Rb/Sr (<0,15%).

Τα διαγράμματα των ιχνοστοιχείων κανονικοποιημένα ως προς τον πρωταρχικό μανδύα (Σχ. 3E) παρουσιάζουν αρνητική κλίση και χαρακτηρίζονται από έντονο εμπλουτισμό στα περισσότερα ευκίνητα στοιχεία. Έχουν αρνητικές ανωμαλίες στο Nb και Ti και θετικές στο Sr και Eu. Τα προαναφερθέντα συμφωνούν με τη γένεση των τηγμάτων αυτών σε ηπειρωτικό περιβάλλον με το πλαγιόκλαστο να μην αποτελεί υπολειμματική φάση. Παρουσιάζουν όμοιες κατανομές των REE, κανονικοποιημένες ως προς το χονδρίτη (Σχ. 3ΣΤ). Χαρακτηρίζονται από έντονο εμπλουτισμό σε ελαφριές σπάνιες γαίες [(La/Yb)N=10,3-28], χαμηλή περιεκτικότητα σε βαριές σπάνιες γαίες και μικρή θετική ανωμαλία Eu ( $Eu/Eu^*=1,05-1,10$ ), με εξαίρεση το δείγμα 9 στο οποίο παρατηρείται μικρή αρνητική ανωμαλία Eu ( $Eu/Eu^*=0,86$ ). Τα διαγράμματα κατανομής των σπανίων γαιών παρουσιάζουν είτε συνεχή αρνητική κλίση είτε αλλαγή στην κλίση από το Tb μέχρι και το Lu καθώς επίσης και μια θετική ανωμαλία του Tm.

Είναι γενικά αποδεκτό, τα τοναλιτικά - τροντιεμιτικά πετρώματα να προέρχονται από μια πηγή βασαλτικής σύστασης χαμηλής σε K, είτε μέσω κλασματικής κρυστάλλωσης (Singer et al. 1992), είτε μέσω μερικής τήξης ενός υπαλκαλικού μεταβασαλτικού πρωτολίθου. Τα όξινα φλεβικά πετρώματα τα οποία τέμνουν τους μεταβασίτες της περιοχής Οργάνης-Κύμης χαρακτηρίζονται από χαμηλές περιεκτικότητες σε  $K_2O$  και Rb, οι οποίες δείχνουν ότι προήλθαν από μια πηγή φτωχή σε K. Οι μέσες έως υψηλές τιμές του λόγου Sr/Y (64-300) και οι εξαιρετικά χαμηλές τιμές του Y και των HREE αποκλείουν, γενικά, τη γένεση των τροντιεμιτών με κλασματική κρυστάλλωση ενός μητρικού μάγματος μαφικής σύστασης (Martin 1987, Barnes et al. 1996). Στο ίδιο συμπέρασμα οδηγεί και η ασθενής συσχέτιση του  $SiO_2$  με τα υπόλοιπα μη ανταγωνιστικά στοιχεία.

Τήγματα τα οποία προκύπτουν από την τήξη της υποβυθιζόμενης πλάκας (αδακίτες) χαρακτηρίζονται από υψηλές τιμές Sr/Y (>100), υψηλό ποσοστό  $Al_2O_3$ , από κλασματωμένα διαγράμματα REE και χαμηλό βαθμό μερικής τήξης (<5%) (Kay et al. 1993), αφήνοντας ένα γρανατούχο υπόλειμμα (εκλογίτης ή γρανατούχος αμφιβολίτης). Επίσης, έχουν υψηλές τιμές σε  $MgO$ , Ni και Cr (Kay et al. 1993), λόγω της αλληλεπίδρασης των ρευστών με το υπερκείμενο μανδουακό πρίσμα. Τα τοναλιτικά - τροντιεμιτικά πετρώματα της περιοχής Οργάνης-Κύμης έχουν ορισμένα από τα χαρακτηριστικά γένεσης των αδακίτων. Ωστόσο η χαμηλή τους περιεκτικότητα σε  $MgO$ , Ni, Cr και Eu αποκλείουν το ενδεχόμενο να σχηματίστηκαν τα τήγματα των φλεβικών αυτών πετρωμάτων με ένα τέτοιο μηχανισμό.



Σχήμα 3. Διαγράμματα ιχνοστοιχείων κανονικοποιημένα ως προς τον πρωταρχικό μανδύα και REE κανονικοποιημένα ως προς τον χονδρίτη, των αναλυθέντων δειγμάτων από τη περιοχή Οργάνης-Κύμης, στην Ανατολική Ροδόπη. (Α και Β) Γρανατούχοι αμφιβολίτες συγκρινόμενοι με τις τιμές των N-MORB και E-MORB. (Γ και Δ) Σκαπολιθικός αμφιβολιτωμένος εκλογίτης με τον σωρευτικό χαρακτήρα. (Ε και ΣΤ) Τροντιεμικές φλέβες που τέμνουν τους γρανατούχους αμφιβολίτες. Για την κανονικοποίηση των αναλύσεων χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές των Sun & McDonough (1989).

Ο υψηλός βαθμός κλασμάτωσης των REE, η χαμηλή περιεκτικότητα σε HREE (μέχρι 3,7X του χονδρίτη) και οι θετικές ανωμαλίες του Eu και Sr, συνηγορούν υπέρ της γένεσης των τοναλιτικών – τροντιεμικών μαγμάτων από μερική τήξη μιας πηγής που περιέχει ως υπολειμματική φάση γρανάτη και αμφιβολο. Η αρνητική ανωμαλία Eu και ο χαμηλός λόγος Sr/Y στο δείγμα 9 δείχνει ότι σε ορισμένες περιπτώσεις στις υπολειμματικές φάσεις συμπεριλαμβάνεται και πλαγιόκλαστο. Σύμφωνα με θεωρητικά μοντέλα μερικής τήξης, από μια θολεϊτικής σύστασης πηγή με υπόλειμμα εκλογιτικής σύστασης, θα προέκυπτε τήγμα με ελάττωση των HREE σε μεγαλύτερο βαθμό (λόγω κατακράτησης τους από τον γρανάτη) και θα απαιτείτο υψηλό ποσοστό μερικής τήξης (>50%) (Martin 1987). Ταυτόχρονα θα έπρεπε οι τιμές του λόγου Sr/Y να είναι πολύ υψηλότερες με ταυτόχρονη μείωση του Y (Drummond & Defant 1990) κάτι που δεν συμβαίνει. Το προτεινόμενο μοντέλο για την γένεση των τροντιεμικών τηγμάτων είναι σύμφωνο με τη γένεση των φλεβικών πετρωμάτων της Κύμης με μερική τήξη (10-30%) μιας βασικής σύστασης πηγής φτωχής σε K, η οποία αφήνει ως υπόλειμμα γρανάτη και αμφιβολο (Martin 1987).

## 5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στο τεκτονομεταμορφικό σύμπλεγμα της Κύμης, στην ανατολική Ροδόπη, στο οποίο ορισμένες λιθολογίες διατηρούν υπολείμματα μεταμόρφωσης υπέρ-υψηλών πιέσεων (π.χ. μικροδιαμάντια ε-



γκλεισμένα σε γρανάτες μεταπηλιτών), αμφιβολιτωμένοι εκλογίτες τέμνονται από λευκοκρατικές φλέβες τροντιεμικής σύστασης. Στους αμφιβολιτωμένους εκλογίτες η μεταμόρφωση των υπέρ-υψηλών πιέσεων τεκμηριώνεται με εγκλείσματα χαλαζία σε γρανάτη σε ψευδομόρφωση κατά κοεσίτη και με απομίξεις χαλαζία σε κλινοπυρόξενο. Η αμφιβολιτώση, η οποία έλαβε χώρα κατά την εκταφή σε θερμοκρασίες μεταξύ 650 και 790°C αλλοίωσε τις παραγενέσεις του εκλογιτικού σταδίου και μετέτρεψε τους πρώην εκλογίτες σε γρανατούχους αμφιβολίτες.

Η γεωχημεία των κυρίων στοιχείων και ιχνοστοιχείων δείχνει ότι οι πρωτόλιθοι των γρανατούχων αμφιβολιτών ήταν γάββροι που κρυσταλλώθηκαν από θολεϊτικής σύστασης βασαλτικό μάγμα σε περιβάλλον διεύρυνσης. Οι μεταξύ τους χημικές διαφορές αποδίδονται σε διαδικασίες διαφοροποίησης με κλασματική κρυστάλλωση και όχι σε διαφορετικό βαθμό μερικής τήξης της ίδιας πηγής ή σε μερική τήξη διαφορετικών πηγών. Τα γεωχημικά χαρακτηριστικά του σκαπολιθικού αμφιβολιτωμένου εκλογίτη δείχνουν ότι ο πρωτόλιθος του ήταν ένας πλούσιος σε σίδηρο σωρειτικός γάββρος. Οι τροντιεμίτες με ορυκτολογικό άθροισμα  $Qtz+Pl+Ms+Czo\pm Bt\pm Grt$  έχουν γεωχημικά χαρακτηριστικά τα οποία δείχνουν ότι κρυσταλλώθηκαν από μάγμα που προήλθε από μερική τήξη φτωχών σε Κ μεταβασιτών με υπολειμματικές φάσεις κυρίως γρανάτη και αμφιβολο. Ως πιθανές πηγές αποτελούν οι αμφιβολιτωμένοι εκλογίτες του συμπλέγματος Κύμης. Η συνύπαρξη μαγματικού κλινοζοϊσίτη με μοσχοβίτη, χαλαζία και πλαγιόκλαστο (An 15-20%) τεκμηριώνει κρυστάλλωση του τροντιεμικού μάγματος σε βάθος ~32-36 km (9-10 kbar).

## ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα εργασία έγινε στα πλαίσια του Προγράμματος Πυθαγόρας Ι που συγχρηματοδοτείται από το Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο (75%) και από Εθνικούς Πόρους (25%).

## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Barker F. 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker (ed.): Trondhjemites, dacites, and related rocks (Developments in Petrology 6). Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- Barnes C.G., Petersen S.W., Kistler R.W., Murray R. & Kays M.A. 1996. Source and tectonic implications of tonalite-trondhjemite magmatism in the Klamath Mountains. *Con.Min.Pet.*, 123, 40-60.
- Beard B.L., Fraracci K.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Clayton R.A., Mayeda T.K. & Sobolev N.V. 1996. Petrography and geochemistry of eclogites from the Mir kimberlite, Yakutia, Russia. *Con.Min.Pet.*, 125, 293-310.
- Christiansen E.H. & Keith J.D. 1996. Trace element systematics in silicic magmas: a metallogenic perspective. In: Wyman D.A. (ed): Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for massive sulphide exploration. *Geol.Soc.Can., Short Course Notes*, 12, 115-151.
- Coogan L.A., MacLeod C.J., Dick H.J.B., Edwards S.J., Kvassnes A., Natland J.H., Robinson P.T., Thompson G. & O'Hara M.J. 2001. Whole-rock geochemistry of gabbros from the Southwest Indian Ridge: constraints on geochemical fractionations between the upper and lower oceanic crust and magma chamber processes at (very) slow-spreading ridges. *Chem.Geol.*, 178, 1-22.
- David K., Schiano P. & Allegre C.J. 2000. Assessment of the Zr/Hf fractionation in oceanic basalts and continental materials during petrogenetic processes. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 178, 285-301.
- Drummond MS. & Defant M. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J.Geophys.Res.* 95, 21503-21521.
- Ellis D.J. & Green D.H. 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Con.Min.Pet.*, 71, 13-22.
- Kay S.M., Ramos V.A. & Marquez M. 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. *J.Geol.*, 101, 703-714.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am.Miner.*, 68, 277-279.
- Krohe A. & Mposkos E. 2002. Multiple generations of extensional detachments in the Rhodope Mountains (N.Greece): evidence of episodic exhumation of high-P rocks. In: Blundell D.J., Neubauer G. & Von Quant A. (eds.): The timing and location of major ore deposits in an evolving orogen. *Geol.Soc.Spec.Publ.*, London, 204, 151-178.
- Liatl A., Gebauer D. & Wysoczanski R. 2002. U-Pb SHRIMP-dating of zircon domains from UHP garnet-rich mafic rocks and late pegmatoids in the Rhodope zone (N Greece); evidence for Early Cretaceous crystallization and Late Cretaceous metamorphism. *Chem.Geol.*, 184, 281-299.

- Liou J.G., Zhang R.Y., Ernst W.G., Rumble D. III & Maruyama S. 1998. High-pressure minerals from deeply subducted metamorphic rocks. In: Hemley R.J. (ed.): Ultra-high-pressure Mineralogy. *Rev.Mineral.*, 37, 33-96.
- Martin H. 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalities and granodiorites from Eastern Finland: Major and trace element geochemistry. *J.Petrol.*, 28(5), 921-953.
- Mposkos E. & Wawrzenitz N. 1995. Metapegmatites and pegmatites bracketing the time of HP-metamorphism in polymetamorphic rocks of the E-Rhodope: Petrological and geochronological constraints. *Geol.Soc.Spec.Publ.*, Greece., 2 (4), 602-608.
- Mposkos E. & Kostopoulos D. 2001. Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 192, 497-506.
- Mposkos E. 2002. Petrology of the Ultra-high pressure metamorphic Kimi complex in Rhodope (N.E. Greece): A new insight into the alpine geodynamic evolution of the Rhodope. *Geol.Soc.Greece.*, XXXIV/6, 2169-2188
- Perraki M., Proyer A., Mposkos E., Kaindl R., Baziotis I. & Hoinkes G. 2004. Raman microspectroscopy on diamonds from the Rhodope Metamorphic Province, NE Greece. 32<sup>nd</sup> Int.Geol.Con., Abs, 1 [18-13], 105.
- Rollinson H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation interpretation. Longman Group UK Ltd., Oxford, 352p.
- Singer B.S., Myers J.D. & Frost C.D. 1992. Mid-Pleistocene lavas from the Seguan volcanic center, central Aleutian arc: closed-system fractional crystallization of a basalt to rhyodacite eruptive suite. *Con.Min.Pet.*, 110, 87-112.
- Song S., Yang J., Liou J.G., Wu C., Shi R. & Xu Z. 2003. Petrology, geochemistry and isotopic ages of eclogites from the Dulan UHPM Terrane, the North Waidam, NW China. *Lithos*, 70, 195-211.
- Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D., Norry M.J. (eds.): *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol.Soc.Spec.Publ.*, London, 42, 313-345.
- Wawrzenitz N. & Mposkos E. 1997. First evidence for Lower Cretaceous HP/HT metamorphism in the Eastern Rhodope, North Aegean Region, North-East Greece. *Eur.J.Mineral.*, 9, 659-664.
- Wolf M.B. & Wyllie P.J. 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Con.Min.Pet.*, 155, 369-383.

## ABSTRACT

### **PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF AMPHIBOLITIZED ECLOGITES AND TRONDHJEMITIC DYKES FROM ORGANI-KIMI AREA OF EASTERN RHODOPE**

Mposkos E. and Baziotis I.

*Department of Geological Sciences, School of Mining and Metallurgical Engineering, National Technical University of Athens, 9 Heroon Polytechniou Str., 157 80, Zografou, Athens, mposkos@metal.ntua.gr, baziotis@metal.ntua.gr*

In the UHP metamorphic Kimi complex of the Rhodope zone, in N Greece, low-K pegmatitic and aplitic rocks, with an intrusion age of 65-63Ma intersect all metamorphic lithologies. Throughout the Kimi complex boudins and layers of amphibolitized eclogites (garnet amphibolites, scapolite-bearing amphibolitized eclogite) occur. The total mineral assemblage of the amphibolitized eclogites  $\text{Grt}+\text{Cpx}\pm\text{Ky}\pm\text{Rt}\pm\text{Hbl}+\text{Pl}+\text{Qtz}+\text{Czo}\pm\text{Scp}\pm\text{Kfs}\pm\text{Ttn}$ . The pegmatites and aplites consist of  $\text{Pl}+\text{Qtz}+\text{Ms}+\text{Czo}\pm\text{Bt}\pm\text{Kfs}\pm\text{Grt}$ . The association of magmatic clinozoisite with muscovite, quartz and plagioclase (An 14-20%) indicates magma crystallization at pressures ~10 kbar. The garnet amphibolites have gabbroic protoliths with  $\text{SiO}_2$  ranging from 47.59-51.98% and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  from 14.78-19.44%. REE patterns and trace element contents can be attributed to magmatic fractionation processes of a tholeiitic magma in an extension environment. The Scapolite-bearing amphibolitized eclogite is rich in iron and poor in magnesium, nickel and chromium. It shows LREE depletion and slightly lower HREE contents than the garnet amphibolites. The REE patterns and contents of scapolite-bearing amphibolitized eclogite are consistent with an iron rich oxide cumulate formed from a magma similar in composition to that of the garnet amphibolites. The acidic dykes have tonalitic and trondhjemitic compositions. They exhibit characteristics of a high-Al trondhjemite, including LREE enrichment, low Y, Nb and Rb/Sr and high  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and Sr. The fractionated REE patterns, low HREE contents (~ 4 X chondrite) and positive anomalies of Sr and Eu are consistent with an origin by partial melting of a low-K tholeiitic source with residual garnet and amphibole.