

Πρακτικά		3ου Συνεδρίου		Μάιος 1986	
Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ.	σελ.	Αθήνα		
	XX/2	379-392	1988		
Bull. Geol. Soc. Greece	Vol.	pag.	Athens		

ΑΝΟΜΟΙΟΓΕΝΕΙΑ ΤΟΥ ΜΗΤΡΙΚΟΥ ΜΑΓΜΑΤΟΣ ΤΩΝ
ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΩΝ ΔΙΑΦΟΡΩΝ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΩΝ
ΚΕΝΤΡΩΝ ΤΟΥ ΤΟΞΟΥ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ: ΓΕΩΧΗΜΙΚΑ
ΚΑΙ ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Π. ΜΗΤΡΟΠΟΥΛΟΣ*

ΣΥΝΟΨΗ

Μελέτες της πετρολογίας και της γεωχημείας των ασβεσταλκαλικών πετρωμάτων του ηφαιστειακού τόξου του Αιγαίου, έχουν αποδείξει ότι υπάρχουν διαφορές στη σύσταση των πετρωμάτων που προέρχονται από διαφορετικά ηφαιστειακά κέντρα του τόξου.

Συγκριτική μελέτη της γεωχημείας των LIL (large ion lithophile) και HFS (high field strength) ιχνοστοιχείων, της γεωχημείας των στοιχείων της ομάδας των σπανίων γαιών (REE) και της ορυκτοχημείας κυρίως των πυροξένων σε πετρώματα από διάφορα ηφαιστειακά κέντρα του τόξου, αποδεικνύει ότι το μητρικό μάγμα των ηφαιστειακών κέντρων που βρίσκονται στα άκρα του τόξου παρουσιάζει σημαντικά διαφορετική σύσταση από αυτό του κέντρου του τόξου.

Η ανομοιογένεια αυτή του μητρικού μάγματος, πρέπει να οφείλεται στο διαφορετικό ποσοστό συμμετοχής υλικού από α. τον ανώτερο μανδύα β. καταβυθιζόμενα πελαγικά ιζήματα και γ. της υποκείμενης ανομοιογενούς λιθόσφαιρας στα διάφορα τμήματα του τόξου

ABSTRACT

Studies on the petrology and geochemistry of the calc-alkaline rocks of the Aegean island arc have shown compositional differences for the rocks from different volcanic centres.

The geochemistry of the large ion lithophile (LIL), the high field strength (HFS) and the rare earth (RE) elements along with the mineral chemistry mainly of the pyroxenes of the volcanic rocks of the arc shows that the parental magma of the eastern and western sectors of the arc has significantly different composition from that of the central sector.

It is suggested that the inhomogeneity in the parental magma of the various sectors of the arc, must be due to the contribution by different proportions of the following components:

- the upper mantle
- subducted pelagic sediments and
- the underlying lithosphere.

* Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Άνω Ιλίσια, Αθήνα

1. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ

Η περιοχή του Αιγαίου είναι μιά περιοχή γεωλογικά πολύπλοκη που τοποθετείται μέσα στο Αλπικό σύστημα μεταξύ των Ελληνίδων και των Ταυρίδων που σχηματίσθηκαν κυρίως κατά το Μεσοζωϊκό. Το νότιο τμήμα του Αιγαίου χαρακτηρίζεται από την παρουσία ενός ηφαιστειακού τόξου στις παρυφές της ενότητας των νοτίων Κυκλάδων (ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1986).

Το ηφαιστειακό αυτό τόξο σχετίζεται με την καταβύθιση του Μεσογειακού τμήματος της Αφρικανικής Πλάκας κάτω από την Πλάκα του Αιγαίου στην Ελληνική τάφρο νότια της Κρήτης. Η γεωμετρία του Ελληνικού ορογενετικού τόξου περιλαμβάνει (BIJU -DUVAL et al., 1974, ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1986)

- την Μεσογειακή ράχη
- την Ελληνική Τάφρο
- το Εξωτερικό μη ηφαιστειακό νησιωτικό τόξο της Κρήτης
- την οπισθοτάφρο στο χώρο της Κρητικής λεκάνης
- το ενεργό ηφαιστειακό τόξο στις νότιες παρυφές της ενότητας των νοτίων Κυκλάδων.

Οι LE PICHON και ANGELIER (1981) θεωρούν ότι μέρος από τα παχέα ιζημάτα του ωκεάνιου πυθμένα της Μεσογείου καταβυθίζονται κάτω από την Ελληνική τάφρο. Επίσης θεωρούν ότι σαν συνέπεια της παρουσίας της ζώνης καταβύθισης παρατηρείται μιά μετακίνηση του ορίου της κάμψης της Αφρικανικής πλάκας νότια (roll back) κατά τα τελευταία 13 Ma, που προκαλεί εκτατικές συνθήκες με συνέπεια την βύθιση του Αιγαίου.

Τα ηφαιστειακά κέντρα είναι τοποθετημένα κατά μήκος ενός τόξου που εκτείνεται μεταξύ της Τουρκίας (δυτικά) και της ηπειρωτικής Ελλάδας (ανατολικά). Οι λάβες έχουν ηλικίες από ανώτερο Πλειόκαινο μέχρι Τεταρτογενές (FYTIKAS et al. 1976, INNOCENTI et al. 1979, FERRARA et al. 1980). Το ηφαιστειακό τόξο υπέρκειται μιάς ζώνης benioff η οποία παρουσιάζει αμφιθεατρική, κωνική μορφή (KELLER, 1982), που παρουσιάζει ένα μέγιστο βάθος 190 Km στο κεντρικό τμήμα του τόξου (ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, 1982). Τα ηφαιστειακά κέντρα έχουν την βάση τους πάνω σε ηπειρωτικό φλοιό ο οποίος παρουσιάζεται παχύτερος στο ανατολικό και το δυτικό τμήμα του τόξου (32-34 Km) από ότι στο κεντρικό τμήμα (23-26 Km) (ΜΑΚΡΗΣ, 1977).

2. ΓΕΩΧΗΜΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Δείγματα ηφαιστειακών πετρωμάτων από τα κυριότερα ηφαιστειακά κέντρα του τόξου του Αιγαίου (Αίγινα, Μέθανα, Πόρος, Μήλος, Σαντορίνη, Νίσυρος, Κώς) αναλύθηκαν για τα κύρια στοιχεία και τα ιχνοστοιχεία με X-ray fluo -

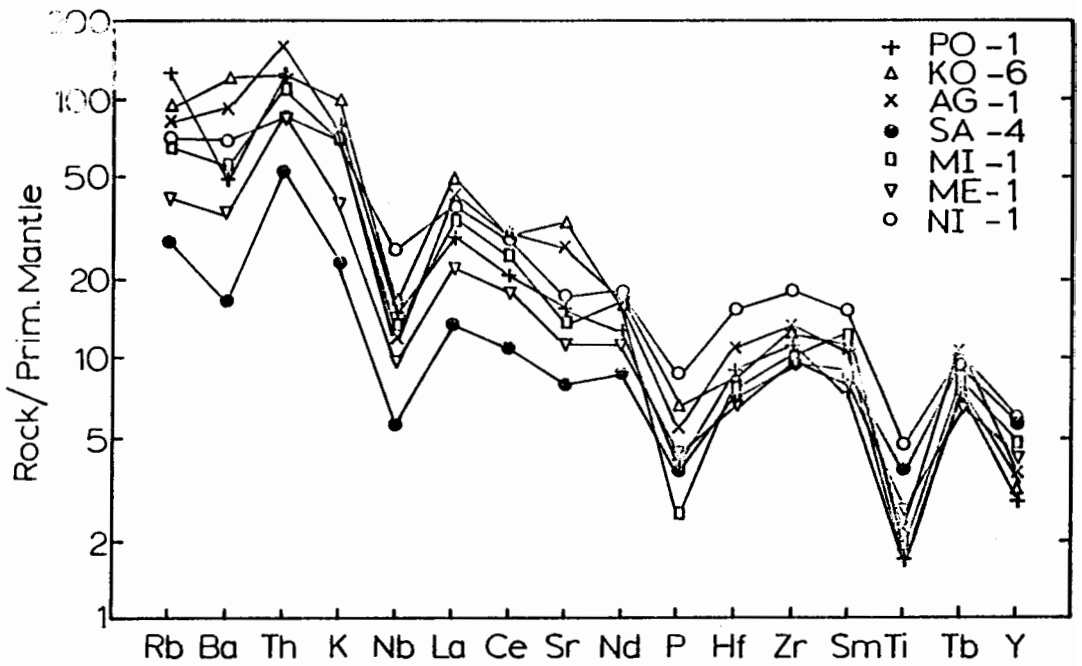
rescence analysis (XRF) στο Πανεπιστήμιο του Leicester της Αγγλίας και για στοιχεία της ομάδας των σπανίων γαιών (REE) με instrumental neutron activation analysis (INAA) στο Κέντρο Πυρηνικών Ερευνών "Δημόκριτος". Η συλλογή των δειγμάτων που αναλύθηκαν έγινε κατά τέτοιο τρόπο ώστε να καλύπτουν όσο το δυνατό μεγαλύτερο τμήμα από το φάσμα των συστάσεων που υπάρχουν σε κάθε ηφαιστειακό κέντρο του τόξου. Οι αναλύσεις των δειγμάτων αυτών έχουν ήδη παρουσιαστεί (MITROPOULOS et al., 1986).

Από γεωχημική άποψη, όσον αφορά τα κύρια στοιχεία τα πετρώματα του τόξου παρουσιάζουν τυπικά ασβεσταλκαλικά χαρακτηριστικά. Υπάρχει θετικός συσχετισμός μεταξύ SiO_2 και K_2O όπως και μεταξύ SiO_2 και $\text{K}_2\text{O}+\text{H}_2\text{O}$. Οι λόγοι όμως $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ είναι διαφορετικοί για τα διάφορα ηφαιστειακά κέντρα του τόξου χωρίς να φαίνεται να υπάρχει συστηματική μεταβολή του λόγου αυτού κατά μήκος του τόξου. Όσον αφορά τα ιχνοστοιχεία, τα LIL στοιχεία (Rb, Ba, La, Ce κ.λ.π) δείχνουν επίσης θετικό συσχετισμό με το SiO_2 ενώ τα HFS στοιχεία (Zr, Nb, Hf κ.λ.π.) δεν παρουσιάζουν στον ίδιο βαθμό θετικό συσχετισμό με το SiO_2 . Σημαντικές διαφορές παρουσιάζουν επίσης τα πετρώματα του τόξου στον λόγο Zr/Nb που δεν μεταβάλλεται κατά την κλασματική κρυστάλλωση. Αν και κάποιες από τις διαφορές αυτές μπορεί να αποδοθούν σε αποχωρισμό κρυστάλλων ζirkονίου καθώς το ασβεσταλκαλικό μάγμα γίνεται πύ όξινο (SAUNDERS et al. 1980) αυτό δεν μπορεί να δικαιολογήσει το ότι στα πύ βασικά πετρώματα π.χ. της Σαντορίνης οι τιμές του Zr είναι μεγαλύτερες από τις τιμές του Zr σε πύ όξινα πετρώματα του τόξου. Μεγάλες διαφορές επίσης παρουσιάζονται στον λόγο La/Ba μεταξύ των πετρωμάτων των διαφόρων ηφαιστειακών κέντρων αν και καμμία από τις κοινές κρυσταλλικές φάσεις που προέρχονται την κρυστάλλωση ασβεσταλκαλικών μαγμάτων δεν έχει τόσο μεγάλο συντελεστή κατανομής για να συγκεντρώσει αυτά τα στοιχεία.

Τα patterns των REE σε όλα τα πετρώματα του τόξου παρουσιάζουν εμπλουτισμό σε LREE σε σχέση με τα HREE, χαρακτηριστικό των ασβεσταλκαλικών μαγμάτων. Ο λόγος όμως LREE/HREE παρουσιάζεται μεγαλύτερος στα πετρώματα που προέρχονται από τα ηφαιστειακά κέντρα των άκρων του τόξου από αυτά του κέντρου του τόξου. Επίσης τα patterns των REE παρουσιάζουν μία προοδευτική ανάπτυξη μίας αρνητικής ανωμαλίας Eu που σχετίζεται με την κλασματική κρυστάλλωση του πλαγιοκλάστου.

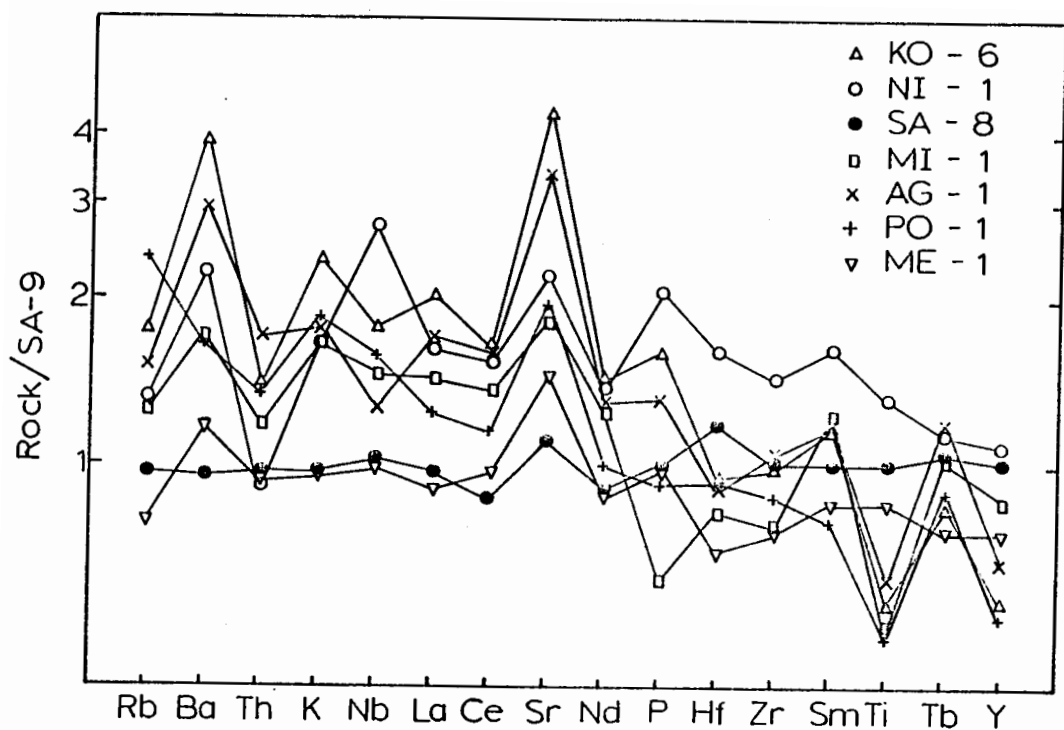
Τέλος όλα τα πετρώματα του τόξου παρουσιάζουν όμοια κανονικοποιημένα διαγράμματα ως προς τον μανδύα των LIL και HFS στοιχείων (σχήμα 1) στα οποία φαίνεται η αρνητική ανωμαλία του Nb, χαρακτηριστική των μαγμάτων που συνδέονται με ζώνες καταβυθίσεως (SAUNDERS et al. 1980).

Στο σχήμα 2 παρουσιάζονται τα κανονικοποιημένα διαγράμματα δειγμάτων από



Σχ. 1. Κανονικοποιημένα διαγράμματα ως προς τον μανδύα, πετρωμάτων από διάφορα ηφαιστειακά κέντρα του τόξου του Αιγαίου.

Fig.1. Mantle normalized diagrams of rock samples from various volcanic centres of the Aegean island arc.



Σχ. 2. Κανονικοποιημένα διαγράμματα πετρωμάτων από διάφορα ηφαιστειακά κέντρα του τόξου του Αιγαίου ως προς το πέτρωμα SA-9 της Σαντορίνης.

Fig.2. Normalized diagrams of rock samples from various volcanic centres of the Aegean island arc relative to rock sample SA-9 from Santorini.

όλα τα ηφαιστειακά κέντρα ως προς ένα από τα βασικότερα δείγματα από την Σαντορίνη. Είναι φανερό ότι υπάρχουν μεγάλες διαφορές μεταξύ των πετρωμάτων, όσον αφορά την σχετική περιεκτικότητα κυρίως σε Ba, Th, Sr, Ti.

3. ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Η Ορυκτοχημεία των ηφαιστειακών πετρωμάτων του τόξου του Αιγαίου μελετάται με ηλεκτρονική μικροανάλυση. Περίπου 2000 αναλύσεις ορυκτών έγιναν στο Πανεπιστήμιο του Leicester της Αγγλίας με την χρήση ηλεκτρονικού μικροαναλυτή τύπου Cambridge Scientific Instruments Microscan 5 που συνδέεται με σύστημα ποσοτικής ανάλυσεως τύπου Link Systems ZAF-4/FLS+. Σαν στάνταρντς χρησιμοποιήθηκαν καθαρά στοιχεία καθώς και φυσικές ή συνθετικές ενώσεις.

Η επεξεργασία των αναλύσεων των ορυκτών των πετρωμάτων του τόξου βρίσκεται σε εξέλιξη και εδώ παρουσιάζονται τα πρώτα συμπεράσματα που αφορούν την μελέτη φαινοκρυστάλλων πυροξένων και ολιβίνη (περίπου 250 αναλύσεις). Η μελέτη της ορυκτοχημείας των πυροξένων προηγήθηκε επειδή αυτοί κρυσταλλούνται στα πρώτα στάδια της κρυστάλλωσης των μαγμάτων με αποτέλεσμα να δίνουν την εικόνα της αρχικής σύστασης του μάγματος όπως επίσης και στοιχεία για την πιθανή διαφοροποίηση του μάγματος.

Στον πίνακα 1 δίνονται αντιπροσωπευτικές αναλύσεις φαινοκρυστάλλων κλινοπυροξένων από τα πετρώματα του ηφαιστειακού τόξου του Αιγαίου, όπως και η συμμετοχή των ακραίων μελών βολλαστονίτη, ενστατίτη, φερροσιλίτη. Όπως είναι φανερό τόσο από τις χημικές αναλύσεις όσο και από την συμμετοχή του βολλαστονίτη στο μόριο των πυροξένων, οι πυροξένοι που προέρχονται από τα ηφαιστειακά κέντρα που βρίσκονται στα άκρα του τόξου (π.χ. Αίγινα, Κίσυρος) είναι περισσότερο ασβεστούχοι από τους πυροξένους που προέρχονται από την Σαντορίνη που βρίσκεται στο κέντρο του τόξου. Αυτό φαίνεται και από το διάγραμμα του σχήματος 3 όπου οι κλινοπυροξένοι των άκρων του τόξου προβάλλονται στα πεδία του διοψιδίου και του ενδοψιδίου ενώ οι πυροξένοι της Σαντορίνης κυρίως στο πεδίο του αυγίτη.

Όσον αφορά τους ορθοπυροξένους αυτοί που προέρχονται από τα άκρα του τόξου έχουν μέση σύσταση $En_{85}Fs_{15}$ ενώ αυτοί που προέρχονται από το κέντρο του τόξου έχουν μέση σύσταση $En_{65}Fs_{35}$.

Οι ολιβίνες τέλος δεν παρουσιάζουν συστηματική μεταβολή στην σύστασή τους που κυμαίνεται από $Fo_{85}Fa_{15}$ - $Fo_{70}Fa_{30}$.

4. ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Μεγάλος αριθμός ερευνητών έχει ασχοληθεί τόσο με την ορυκτολογία-πετρολογία όσο και με την γεωχημεία μεμονωμένων κυρίως ηφαιστειακών κέντρων του τόξου του Αιγαίου (DAVIS, 1957. ΠΑΡΑΣΚΕΥΟΠΟΥΛΟΣ, 1959. ΜΑΡΙΝΟΣ, 1961. NICHOLIS 1971a, 1971b. ΠΕ, 1973a, 1973b, 1974. ΦΥΤΙΚΑΣ, 1977). Από την μελέτη αυτών των εργασιών προκύπτει ότι υπάρχουν διαφορές στα γεωχημικά και ορυκτοχημικά χαρακτηριστικά των πετρωμάτων που προέρχονται από διαφορετικά ηφαιστειακά κέντρα του τόξου που φαίνεται ότι αντανακλούν έναν διαφορετικό μηχανισμό δημιουργίας του μητρικού μάγματος κάθε κέντρου (MITROPOULOS et al, 1985). Οι διαφορές αυτές επισημαίνονται επίσης από το μεγάλο εύρος τιμών που παρουσιάζει ο λόγος $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ στα πετρώματα των διαφόρων ηφαιστειακών κέντρων (PUCHHELT and HOFFES, 1969. ΠΕ, 1975. ΠΕ and GLENDHILL, 1975).

Οι INNOCENTI et al (1981) μελέτησαν δείγματα πετρωμάτων από διαφορετικά κέντρα του τόξου του Αιγαίου και συγκρίνοντας την γεωχημεία τους καταλήγουν στο συμπέρασμα ότι σημαντικό ρόλο στην δημιουργία του μητρικού μάγματος των πετρωμάτων αυτών πρέπει να έχει παίξει τόσο η ανομοιογένεια του ανώτερου μανδύα κάτω από το τόξο, όσο και η διαφοροποίηση του μάγματος κάτω από διαφορετικές φυσικοχημικές συνθήκες λόγω των πολύπλοκων τεκτονικών φαινομένων που επηρέασαν και επηρεάζουν την περιοχή. Δεν σημειώνουν όμως καμιά συστηματική μεταβολή της γεωχημείας και της ορυκτοχημείας των ηφαιστειακών πετρωμάτων κατά μήκος του τόξου.

Από την συστηματική μελέτη γεωχημικών δεδομένων των κυριώτερων ηφαιστειακών κέντρων του τόξου του Αιγαίου (MITROPOULOS et al., 1986) προκύπτει ότι τα πετρώματα που προέρχονται από την Σαντορίνη (κεντρικό τμήμα του τόξου) παρουσιάζουν, σε σχέση με τα πετρώματα που προέρχονται από τα ακραία τμήματα του τόξου διαφορετικά χαρακτηριστικά τα πιο σημαντικά από τα οποία είναι:

- υψηλότερη περιεκτικότητα σε Zr, Th, Ti.
- χαμηλότερη περιεκτικότητα σε Ba, Sr.
- υψηλότερες τιμές των λόγων $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ και Zr/Nb.
- χαμηλότερη τιμή του λόγου Ce_N/Yb_N .

Με βάση τα παραπάνω χαρακτηριστικά συμπεραίνεται ότι το μητρικό μάγμα των ηφαιστειακών πετρωμάτων του τόξου πρέπει να έχει δημιουργηθεί στο ανώτερο τμήμα του μανδύα μετά από την αφομοίωση τμήματος της λιθόσφαιρας που καταβυθίζεται όπως και πελαγικών ιζημάτων που κατά κάποιο τρόπο παρασύρει η λιθόσφαιρα.

Σημαντικό όμως σ' αυτή την διαδικασία είναι ότι:

- Το ανώτερο τμήμα του μανδύα θα πρέπει να παρουσιάζει μιά ανομοιογένεια

ωστε να δικαιολογούνται οι διαφορετικοί λόγοι Zr/Nb και LIL/HFS στα πετρώματα από διαφορετικά ηφιαστειακά κέντρα του τόξου. Η ανομοιογένεια του μανδύα ίσως είναι αποτέλεσμα μιάς παλαιότερης τεκτονικής διαδικασίας ανάλογης με αυτές που έχουν προταθεί από τους VARNE (1985) ή ROGERS et al. (1985).

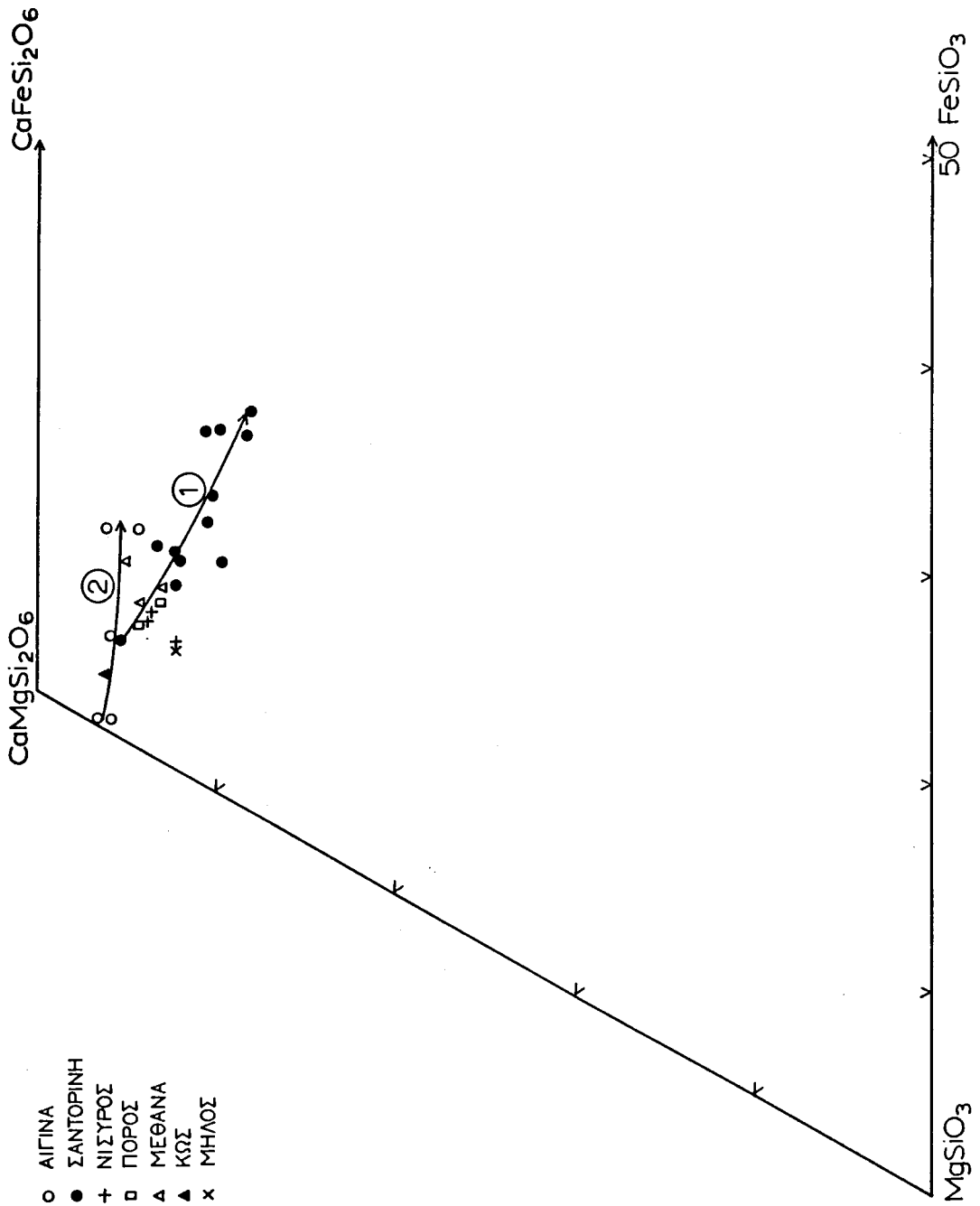
- Η συμμετοχή των πελαγικών ιζημάτων στην δημιουργία του μητρικού μάγματος θα πρέπει να είναι μεγαλύτερη στα άκρα του τόξου από ότι στο κέντρο του τόξου ώστε να προκύψουν οι χαμηλότερες τιμές Th και Ti και η εμφάνιση ανωμαλιών Ce στα patterns των REE σύμφωνα με τους HOLE et al. (1984).

- Αντίστοιχα μεγαλύτερη θα πρέπει να είναι και η συμμετοχή της λιθόσφαιρας στην δημιουργία του μητρικού μάγματος στα άκρα του τόξου ώστε να προκύψει ο εμπλουτισμός σε Ba, Sr, LREE καθώς και οι μεγαλύτερες τιμές του λόγου $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Η διαφορετική συμμετοχή όμως της λιθόσφαιρας στην δημιουργία του μητρικού μάγματος των διαφόρων ηφιαστειακών κέντρων του τόξου φαίνεται και από την μελέτη της ορυκτοχημείας των πυροξένων (Πίνακας 1 και σχήμα 3). Οι κλινοπυρόξενοι που προέρχονται από πετρώματα του κεντρικού τμήματος του τόξου (Σαντορίνη) παρουσιάζουν ένα σημαντικό εύρος συστάσεων αλλά προβάλλονται κυρίως στο πεδίο του αυγίτη. Ταυτόχρονα δίνουν μία πορεία διαφοροποίησης ανάλογη με αυτή που έχει προσδιορίσει ο NICHOLS (1971b) επίσης στην Σαντορίνη και συγκρίσιμη με αυτή των πυροξένων του Skaergaard (DEER et al., 1966). Οι κλινοπυρόξενοι που προέρχονται από πετρώματα των ακραίων τμημάτων του τόξου είναι γενικά περισσότερο ασβεστούχοι (σχήμα 3). Ειδικότερα, οι πυρόξενοι που προέρχονται από τα πετρώματα της Αίγινας τα οποία παρουσιάζουν μεγάλο εύρος συστάσεων, δίνουν μιά πορεία διαφοροποίησης σημαντικά διαφορετική από αυτήν της Σαντορίνης (σχήμα 3).

Επειδή οι πυρόξενοι ανήκουν στις πρώτες ορυκτές φάσεις που κρυσταλλώνονται από το μάγμα, θεωρείται ότι αντανakλούν την αρχική σύσταση του μάγματος πριν αυτό ανέλθει και υποστεί οποιεσδήποτε επιδράσεις. Έχοντας υπ' όψη ότι οι φαινοκρύσταλλοι των κλινοπυροξένων που μελετήθηκαν δεν παρουσιάζουν ζώνωση θα πρέπει να θεωρηθεί ότι το μητρικό μάγμα των ηφιαστειακών πετρωμάτων που βρίσκονται στα άκρα του τόξου πρέπει να είναι πλουσιώτερο σε ασβέστιο από αυτό του κέντρου του τόξου. Ο εμπλουτισμός αυτός μπορεί να προέλθει από την συμμετοχή μεγαλύτερου ποσοστού της λιθόσφαιρας στην δημιουργία του μητρικού μάγματος των πετρωμάτων που βρίσκονται στα ακραία τμήματα του τόξου. Το συμπέρασμα αυτό είναι σε συμφωνία με τα συμπεράσματα που πρόκυψαν από τα γεωχημικά δεδομένα.

Ο ποσοτικός προσδιορισμός της συμμετοχής του μανδύα, της λιθόσφαιρας



Σχ. 3. Προβολή των συστάσεων των κλινοπυροξένων στο διάγραμμα Wo-En-Fs και πορείες κρυσταλλώσεως των κλινοπυροξένων της Σαντορίνης (1) και της Αίγινας (2).

Fig.3. Plot of clinopyroxene compositions in the diagram Wo-En-Fs and crystallization trends in Santorini (1) and Aegina (2).

ΠΙΝΑΚΑΣ 1. Αντιπρωπτευτικές αναλύσεις κλινοποροξένων από το ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου.

	SA6CPX1	SA6CPX2	AG5CPX1	AG5CPX2	SA10CPX2	SA10CPX3	NI1CPX2	P03CPX1
SiO ₂	50.97	52.57	49.65	50.32	50.96	49.52	50.99	49.59
TiO ₂	0.79	0.54	0.57	0.47	0.85	0.86	0.89	0.51
Al ₂ O ₃	2.45	1.76	4.88	4.41	3.86	4.32	3.01	4.28
Cr ₂ O ₃	-	-	0.85	0.91	0.51	-	-	0.44
Fe ₂ O ₃	6.82	0.76	5.09	4.98	0.41	1.70	5.47	1.02
FeO	6.13	10.78	0.55	0.29	6.22	5.59	4.09	3.44
MnO	0.38	0.42	0.24	0.17	-	0.31	-	-
MgO	14.01	15.29	15.30	15.61	15.26	14.58	15.06	15.71
CaO	19.53	19.42	22.77	23.19	22.07	21.93	21.32	22.34
Na ₂ O	-	-	0.57	0.56	-	-	0.76	-
	101.08	101.55	100.47	100.91	100.14	98.81	101.59	97.33
	Αναλογία κατιόντων με βάση 6(0)							
Si	1.883	1.936	1.817	1.831	1.879	1.856	1.862	1.869
Al(IV)	0.107	0.064	0.183	0.169	0.121	0.144	0.130	0.131
Al(VI)	-	0.013	0.027	0.020	0.047	0.047	-	0.060
Ti	0.022	0.015	0.016	0.013	0.024	0.024	0.024	0.014
Cr	-	-	0.025	0.026	0.015	-	-	0.013
Fe(3+)	0.190	0.021	0.140	0.136	0.011	0.048	0.150	0.029
Fe(2+)	0.190	0.332	0.017	0.009	0.192	0.175	0.125	0.109
Mn	0.012	0.013	0.007	0.005	-	0.010	-	-
Mg	0.772	0.840	0.835	0.847	0.839	0.815	0.820	0.879
Ca	0.773	0.766	0.893	0.904	0.872	0.881	0.834	0.896
Na	-	-	0.040	0.040	-	-	0.054	-
	Αναλογία ακραίων μελών %							
Wo	40.6	37.7	45.8	46.5	42.9	43.2	43.5	44.1
En	47.1	44.1	52.7	52.6	46.5	46.3	49.5	49.7
Fs	12.3	18.1	1.5	0.9	10.6	10.5	7.0	6.2

ΠΙΝΑΚΑΣ 1. (συνέχεια)

	P03CPX2	AG1CPX1	AG1CPX2	AG7CPX2	SA13CPX1	SA13CPX2	MI3CPX1	AG2CPX1	
SiO ₂	50.56	51.87	52.73	52.47	50.68	51.92	51.39	52.97	
TiO ₂	0.61	-	-	-	0.39	0.55	0.21	-	
Al ₂ O ₃	4.01	0.45	0.21	2.00	1.52	1.91	3.02	0.45	
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0.22	-	-	-	-	
Fe ₂ O ₃	0.67	5.13	3.65	2.13	1.63	0.32	4.30	3.66	
FeO	4.33	3.56	5.83	2.75	9.91	10.74	3.06	5.89	
MnO	-	0.32	0.35	0.25	0.49	0.26	0.34	0.35	
MgO	15.86	14.42	14.25	16.61	14.09	14.53	16.73	14.61	
CaO	22.17	23.07	22.75	22.79	19.85	20.04	20.40	21.85	
Na ₂ O	-	0.62	0.50	0.20	-	-	0.49	0.66	
	98.21	99.44	100.27	99.42	98.55	100.27	99.94	100.44	
			Αναλογία κατιόντων με βάση δ(0)						
Si	1.885	1.940	1.962	1.931	1.932	1.938	1.887	1.963	
Al(IV)	0.115	0.020	0.009	0.069	0.068	0.062	0.113	0.020	
Al(VI)	0.062	-	-	0.018	-	0.022	0.018	-	
Ti	0.017	-	-	-	0.011	0.015	0.006	-	
Cr	-	-	-	0.006	-	-	-	-	
Fe(3+)	0.019	0.144	0.102	0.059	0.047	0.009	0.119	0.102	
Fe(2+)	0.135	0.111	0.181	0.085	0.316	0.335	0.094	0.182	
Mn	-	0.010	0.011	0.008	0.016	0.008	0.011	0.011	
Mg	0.882	0.804	0.791	0.911	0.800	0.808	0.916	0.807	
Ca	0.886	0.925	0.907	0.899	0.810	0.802	0.803	0.868	
Na	-	0.045	0.036	0.014	-	-	0.033	0.047	
			Αναλογία ακραίων μελών %						
Wo	43.7	49.4	47.7	45.3	40.0	39.6	40.5	45.8	
En	48.8	43.9	42.1	49.7	42.5	42.4	53.4	43.6	
Fs	7.5	6.6	10.2	5.0	17.5	18.0	6.1	10.6	

ΠΙΝΑΚΑΣ 1. (συνέχεια)

	AG2CPX2	ME5CPX1	ME5CPX2	ME5CPX3	SASCPX1	NI2CPX1	NI2CPX2	KO6CPX1	
SiO ₂	53.26	51.28	50.20	48.90	50.13	52.74	53.31	52.98	
TiO ₂	-	0.24	0.43	0.86	0.78	0.48	0.26	-	
Al ₂ O ₃	0.82	2.43	2.96	3.94	4.11	2.85	1.79	2.71	
Cr ₂ O ₃	-	0.43	-	0.20	0.39	0.40	0.49	0.29	
Fe ₂ O ₃	4.00	1.49	3.46	3.94	2.15	0.79	0.15	4.21	
FeO	5.85	4.42	3.61	4.45	5.13	3.90	3.79	1.55	
MnO	0.58	0.20	0.30	0.20	-	-	-	-	
MgO	14.91	15.97	15.19	13.50	15.44	17.06	18.16	16.35	
CaO	21.65	21.48	21.73	21.98	21.85	22.78	21.71	23.21	
Na ₂ O	0.60	0.20	0.34	0.51	-	-	-	0.63	
	101.67	98.14	98.23	98.49	99.98	101.00	99.67	101.93	
			Αναλογία κατιόντων με βάση 6(O)						
Si	1.951	1.919	1.886	1.847	1.853	1.910	1.945	1.903	
Al(IV)	0.035	0.081	0.114	0.153	0.147	0.090	0.055	0.097	
Al(VI)	-	0.027	0.017	0.023	0.032	0.031	0.022	0.018	
Ti	-	0.007	0.012	0.024	0.022	0.013	0.007	-	
Cr	-	0.013	-	0.006	0.011	0.011	0.014	0.008	
Fe(3+)	0.110	0.042	0.098	0.112	0.060	0.022	0.004	0.114	
Fe(2+)	0.180	0.138	0.114	0.142	0.159	0.118	0.116	0.047	
Mn	0.018	0.006	0.010	0.006	-	-	-	-	
Mg	0.811	0.890	0.851	0.760	0.851	0.921	0.988	0.876	
Ca	0.847	0.862	0.874	0.890	0.866	0.884	0.849	0.894	
Na	0.045	0.015	0.024	0.037	-	-	-	0.044	
			Αναλογία ακραίων μελών %						
W	44.6	43.2	44.2	45.6	42.3	43.7	42.1	46.4	
En	44.5	48.9	48.7	45.6	48.6	49.9	51.9	50.9	
Fs	10.9	7.9	7.1	8.8	9.1	6.4	6.0	2.7	

και των πελαγικών ιζημάτων στην δημιουργία των μητρικών μαγμάτων των διαφόρων τμημάτων του τόξου, θα είναι δυνατός με την πλήρη επεξεργασία των αναλύσεων όλων των ορυκτών φάσεων, που βρίσκεται σε εξέλιξη και με την ιστοπική ανάλυση (Rb, Sr, Nd, Sm, κ.λ.π) των ηφαιστειακών πετρωμάτων που γίνεται σε συνεργασία με το Open University και το University of Leicester της Αγγλίας.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BIJU-DUVAL, B., LETOUZEY, J., MONTADERT, L., COURRIER, P., MUGNIOT, J.F. and SANCHO, J. 1974. Geology of the Mediterranean Sea basins. In: C.A. BURK and C.L. DRAKE (eds) The Geology of Continental Margins. Springer-Verlag, Berlin. 695-721.
- DAVIS, E. 1957. Die jungvulkanischen Gesteine von Aegina, Methana und Poros und deren Stellung im Rahmen der Kykladenprovinz, "Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender", 6, 1-74.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. and ZUSSMAN, J. 1966. An introduction to the rock forming minerals. Longman, London, 528 pp.
- FERRARA, G., FYTIKAS, M., GIULIANI, O. and MARINELLI, G. 1980. Age of the formation of the Aegean active volcanic arc. In: C. DOUMAS (ed) Thera and the Aegean World, Vol. 2. Athens, 37-41.
- FYTIKAS, M., GIULIANI, O., INNOCENTI, F., MARINELLI, G. and MAZZUOLI, R. 1976. Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea. Tectonophysics, 31, T29-T34.
- HOLE, M.J., SAUNDERS, A.D., MARRINER, G.F. and TARNEY, J. 1984. Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana islands. J. Geol. Soc. Lond., 141, 453-472.
- INNOCENTI, F., MANETTI, P., PECCERILLO, A. and POLI, G. 1979. Inner arc volcanism in NW Aegean Arc: geochemical and geochronological data. N. Jb. Miner., H4, 145-158.
- INNOCENTI, F., MANETTI, P., PECCERILLO, A. and POLI, G. 1981. South Aegean volcanic arc: geochemical variations and geotectonic implications. Bull. Volcanol., 44, 377-391.
- KELLER, J. 1982. Mediterranean island arcs. In: R.S. THORPE (ed) Orogenic Andesites. Wiley, London, 307-325.
- LE PICHON, X. and ANGELIER, J. 1981. The Aegean Sea. Philos. Trans. R. Soc. London, A300, 357-372.
- MAKRIS, J. 1977. Geophysical investigations of the Hellenides. Hamburger Geophysikalische Einzelschriften, 34, 124 pp.

- ΜΑΡΙΝΟΣ, Γ. 1961. Το ηφαίστειο της Αντιμήλου. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 4, 38-50.
- MITROPOULOS, P., GRIMANIS, A.P. and VASSILAKI-GRIMANI, M. 1985. Geochemical characteristics of selected volcanic rocks from the Aegean island arc, Greece. *Terra Cognita, J. of EUG*, 5, 286-287.
- MITROPOULOS, P., TARNEY, J., SAUNDERS, A.D. and MARSH, H.G. 1986. Petrogenesis of cenozoic volcanic rocks from the Aegean island arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (in press).
- NICHOLLS, A.I. 1971a. Santorini volcano, Greece: Tectonic and petrochemical relationships with volcanics of the Aegean region. *Tectonophysics*, 11, 377-385.
- NICHOLLS, A.I. 1971b. Petrology of Santorini volcano, Cyclades, Greece. *J. Petrol.*, 12, 67-119.
- ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Γ.Α. 1982. Συμβολή στη μελέτη της ενεργού τεκτονικής βόθους του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου. Διδάκτ. Διατρ. Παν. Θεσσ. 176 σ.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. 1986. Γεωλογία της Ελλάδας. Αθήνα, 240 σ.
- ΠΑΡΑΣΚΕΥΟΠΟΥΛΟΣ, Γ. 1959. Κοιτασματολογία των περλιτών της χερσονήσου της Κεφάλου εν Κω. *Annal. Geol. des Pays Helleniques*, 11, 125-136.
- ΡΕ, Γ. 1973a. Geochemistry and chemical mineralogy of the lavas of Crommyonia. *Annal. Geol. des Pays Helleniques*, 24, 257-275.
- ΡΕ, Γ. 1973b. Petrology and geochemistry of volcanic rocks of Aegina. *Bull. Volcan.*, 37, 491-514.
- ΡΕ, Γ. 1974. Volcanic rocks of Methana, South Aegean Arc, Greece. *Bull. Volcan.*, 38, 270-290.
- ΡΕ, Γ. 1975. Strontium isotope ratios in volcanic rocks from the NW part of the Hellenic arc. *Chem. Geol.*, 15, 53-60.
- ΡΕ, Γ. and GLEDHILL, A. 1975. Strontium isotope ratios in volcanic rocks from the SE part of the Hellenic arc. *Lithos*, 8, 209-214.
- PUCHELT, H. and HOEFS, J. 1969. Preliminary geochemical and strontium isotope investigations on Santorini rocks. In: A. Kaloyeropoulou (ed) *Acta of the 1st Internat. Scient. Congr. on the Volc. of Thera. Athens*, 318-327.
- ROGERS, N.W., HAWKESWORTH, C.J., PARKER, R.J. and MARSH, J.S. 1985. The geochemistry of potassic lavas from Vulcini, C. Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the Roman region. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 90, 244-257.
- SAUNDERS, A.D., TARNEY, J. and WEAVER, S.D. 1980. Transverse variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 344-360.
- ΦΥΤΙΚΑΣ, Μ. 1977. Γεωλογική και γεωθερμική μελέτη της νήσου Μήλου. Διδάκτ. Διατρ. Πανεπ. Θεσσ., 228 σ.
- VARNE, R. 1985. Ancient subcontinental mantle: A source for K-rich orogenic volcanics. *Geology*, 13, 405-408.