

Πρακτικό	βου	Συνεδρίου	Μάιος	1992
Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ.	XXVIII/2	σελ.	623-641
Bull. Geol. Soc. Greece	Vol.		pag.	
				Αθήνα Athens
				1993

ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΚΑΙ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ ΔΙΟΡΙΤΙΚΩΝ ΦΛΕΒΩΝ ΤΩΝ ΟΦΙΟΛΙΘΩΝ ΤΗΣ ΣΑΜΟΘΡΑΚΗΣ (Β.ΑΙΓΑΙΟ)

Β.ΤΣΙΚΟΥΡΑ*, Κ.ΧΑΤΖΗΠΑΝΑΓΙΩΤΟΥ*

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Το "δίκτυο διοριτικών φλεβών", των οφιολίθων της Σαμοθράκης συνίσταται κύρια από διορίτες και πλαγιογρανίτες, που δημιουργούν ένα σύμπλεγμα από ακανόνιστα φλεβίδια. Ο χημισμός των αμφιβόλων υποδεικνύει ότι τα πετρώματα αυτά δημιουργήθηκαν σ' ένα στάδιο εκτόνωσης από 3-4kb σε 1-2kb, με ταυτόχρονη αύξηση της ενεργότητας οξυγόνου. Η τελευταία υπόθεση υποστηρίζεται κι από τον πετροχημικό χαρακτήρα των πετρωμάτων, ο οποίος συνηγορεί επίσης, μαζί με πετρογραφικά και γεωλογικά κριτήρια, στ' ότι οι οφιολιθικές εμφανίσεις της Σαμοθράκης δημιουργήθηκαν σε περιβάλλον περιθωριακής λεκάνης.

ABSTRACT

The "dioritic veins network", of the Samothraki island ophiolites, is composed mainly by diorites and plagiogranites, in a complex of irregular veins. Chemistry of amphiboles suggests that these rocks were generated in a decompressional episode, from 3-4kb to 1-2 kb, contemporaneously with an increment of oxygen fugacity. The last assumption is also supported by the petrochemical character of the dioritic rocks, which suggests, as well, together with petrographic and geological evidence, a marginal basin setting for the ophiolites of Samothraki island.

B. TSIKOURAS and K. HATZIPANAGIOTOU; Geochemical and mineral study of the dioritic veins network of the Samothraki ophiolites (N. Aegean),

Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.
Dept. of Geology, University of Patras, 261 10 Patras, Greece,

ΕΙΣΑΓΩΓΗ-INTRODUCTION

Η Σαμοθράκη που απαντάται στο ΒΑ Αιγαίο (Εικ. 1), έχει ενταχθεί γεωλογικά στην Περιροδοπική ζώνη (KAUFMANN et al. 1976), αποτελώντας μάλιστα το σύνδεσμο μεταξύ του δυτικού κι ανατολικού σκέλους.

Ο παλαιότερος και στρωματογραφικά κατώτερος σχηματισμός στο νησί της Σαμοθράκης, είναι μια ενότητα που αποτελείται από ποικιλία χαμηλού βαθμού μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Η ηλικία κοραλίων, που εμφανίζονται σε μάρμαρα του σχηματισμού αυτού, έχει προσδιοριστεί στο Οξφόρδιο-Νεοκόμιο (HEIMANN 1967, HEIMANN et al. 1972).

Επάνω στη μεταμορφωμένη αυτή σειρά βρίσκεται η οφιολιθική ενότητα. Αυτή συνίσταται από τα κατώτερα προς τ' ανώτερα μέλη από σωρευτικούς γάββρους, μη σωρευτικούς γάββρους κι ένα δίκτυο διοριτικών φλεβών. Επάνω σ' αυτά απαντώνται συμπαγείς διαβάσεις και στη συνέχεια μαζώδεις λάβες ή ροές λαβών από βασαλτικά πετρώματα. Όλοι οι πιο πάνω λιθότυποι, παρατηρήθηκε ότι διαπερνώνται τοπικά από δολεριτικές φλέβες πάχους έως και 1m.

Δυο νηριτικές κλαστικές σειρές, συνιστάμενες από γραουβάκες και αργιλικούς σχίστες με παρεμβολές ασβεστόλιθων, έχουν επικλυσιογενώς τοποθετηθεί επάνω στην οφιολιθική ενότητα. Η ηλικία τους είναι Ηωκαινική (HEIMANN et al. 1972) κι οριοθετεί την περίοδο κατά την οποία έκλεισε η λεκάνη, όπου εξελίχθηκαν τα οφιολιθικά πετρώματα. Χαρακτηριστικό της κατώτερης απ' αυτές τις νηριτικές ιζηματογενείς σειρές είναι η παρουσία παρεμβολών ηφαιστειακών και πυροκλαστικών πετρωμάτων, ανδσειτικής σύστασης.

Ηωκαινική έως Ολιγοκαινική ηφαιστειακή δραστηριότητα αντιπροσωπεύεται από ενδιάμεσης σύστασης πυροκλαστικά καθώς και λατιτικά-ανδσειτικά έως και ρουδακιτικά πετρώματα, τα οποία έχουν μελετηθεί από τους ΕΛΕΥΘΕΡΙΑΔΗ κ.α. (1989). Επίσης μια μεγάλη γρανιτικής-γρανοδιοριτικής σύστασης διεξόδυση καταλαμβάνει τα κεντρικότερα ορεινά σημεία του νησιού (ΛΑΡΗ 1963, CHRISTOFIDES et al. 1990). Το ηλικία της οποίας έχει θεωρηθεί ότι είναι Μειοκαινική (ΚΥΡΙΑΚΟΠΟΥΛΟΣ 1987) ενώ

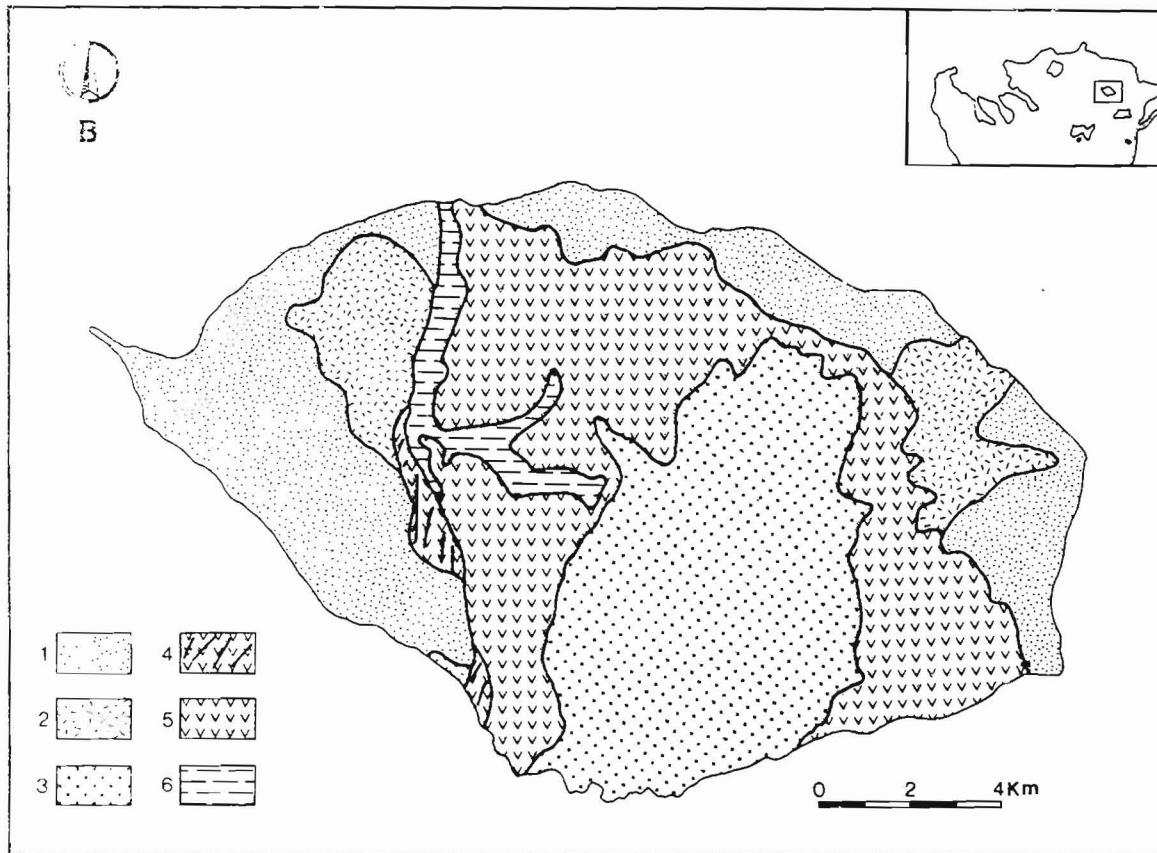


Fig. 1 Simplified geological map of Samothraki island (after DAVIS 1963, HEIMANN et al. 1972 and TSIKOURAS 1992).

1. Neogene-Quaternary deposits. 2. Acid-Intermediate Cenozoic volcanics. 3. Granites. 4. Dioritic veins network. 5. Ophiolites. 6. Metasediments.

έχει υπολογιστεί, βάσει ορυκτολογικών μεθόδων, ότι η κατώτερη θερμοκρασία κρυστάλλωσης των K-αστρίων του είναι 650°C (KORONEOS & CHRISTOFIDES 1985).

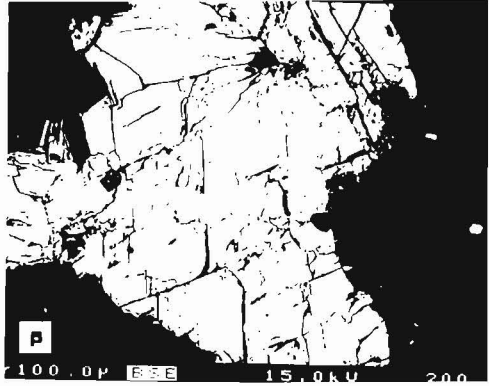
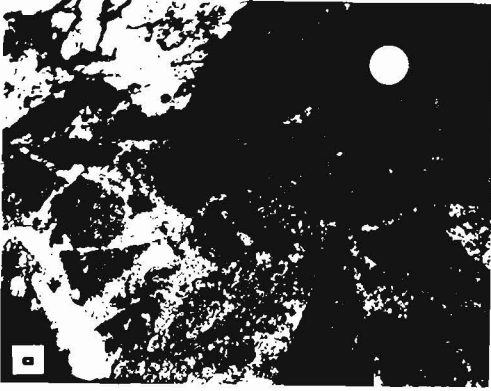
Τέλος Νεογενή και Τεταρτογενή κλαστικά ιζήματα υπερκαλύπτουν τα προαναφερθέντα πετρώματα και καταλαμβάνουν τα περιφερειακά κυρίως τμήματα του νησιού.

ΥΠΑΙΘΡΙΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΣΤΟ ΔΙΚΤΥΟ ΔΙΟΡΙΤΙΚΩΝ ΦΛΕΒΩΝ-FIELD OBSERVATIONS OF THE DIORITIC VEIN NETWORK

Η ενότητα αυτή εμφανίζεται ως μια ζώνη με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, στη Δυτική Σαμοθράκη και οριοθετείται στ' ανατολικά της από ένα κανονικό ρήγμα, ίδιας γενικής διεύθυνσης, από τα μεταπηλιτικά πετρώματα του υπόβαθρου. Είναι ένα δίκτυο ακανόνιστων φλεβών, με τυχαίο προσανατολισμό και αποτελείται κύρια από κερροσιλβικούς διορίτες και κατά δεύτερο λόγο από πλαγιογρανίτες. Σπανιότερα βρέθηκαν ισχυρά ροδιγγκιτιωμένα πετρώματα (Εικ. 2α)

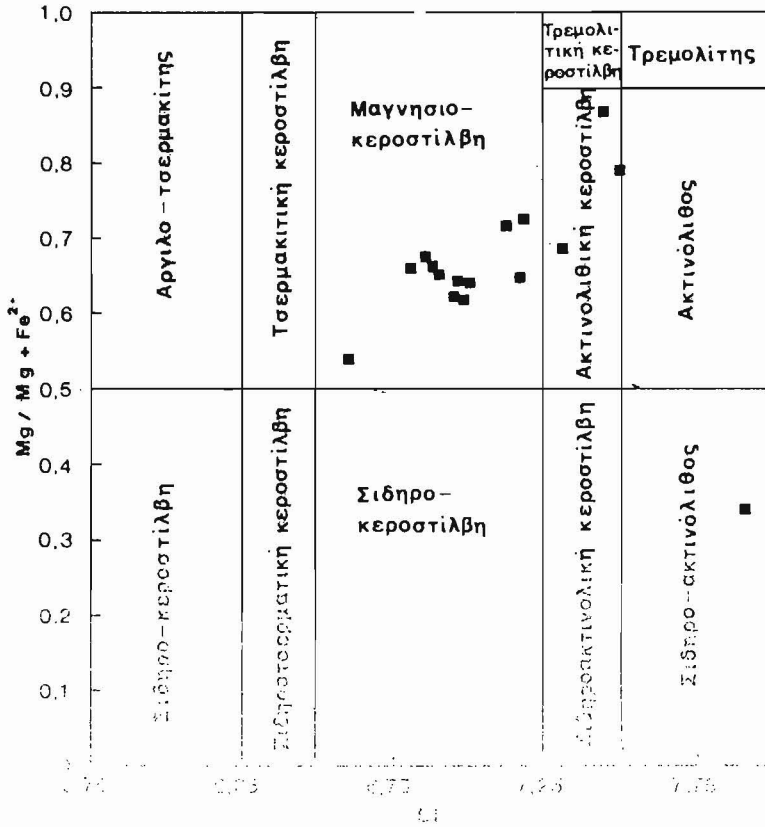
Έχει υποστεί σε μεγάλο βαθμό εξαλλοιωτικές όσο και τεκτονικές επιδράσεις έτσι ώστε σε ορισμένες θέσεις να δίδεται η όψη ενός χαοτικού σχηματισμού, όπου δεν είναι δυνατό να προσδιοριστεί αν οι επαφές των συνιστώντων αυτό το δίκτυο πετρωμάτων, είναι διεισδυτικές ή τεκτονικές. Γενικά οι οξινότερες φλέβες, φαίνεται να διακόπτουν τις βασικότερες, θεωρούμενες έτσι ως σχετικά νεότερες. Επίσης, μικρότερης έκτασης εμφανίσεις αυτού του σχηματισμού παρατηρήθηκαν ως μεμωμένες διεισδύσεις μέσα στα χαμηλού βαθμού μεταμορφωμένα πετρώματα, ενώ αυτός διεισδύεται από διαβάσεις και βασάλτες της οφιολιθικής ενότητας στη Δυτική Σαμοθράκη.

Ραδιοχρονολόγηση K-Ar σε κερροσίλβη από τους διορίτες έδωσε ηλικίες 154 ± 7 κι 155 ± 7 Ma. (TSIKOURAS et al. 1990), που αντιστοιχεί στο κατώτερο Καλλόβιο σύμφωνα με τη χρονοστρωματογραφική κλίμακα των HAO et al. (1988).



Εικ. 2α Χαρακτηριστική εμφάνιση από το δίκτυο διοριτικών φλεβών.

2β Οπίσθια σκεδαζόμενη εικόνα αμφίβολου από διορίτες με εμφανή



Εικ. 3 Διάγραμμα ταξινόμησης αμφιβόλων (κατά LEAKE 1978).

ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ-PETROGRAPHY

Διορίτες-Diorites

Ο αφθονότερος λιθότυπος στο δίκτυο αυτό, οι διορίτες, είναι μεσόκοκκοι κι έχουν ορθοσωρειτικό ιστό (κατά WAGER et al, 1960) και υφή συμπαγή και σπανιότερα ταινιώδη λόγω προσανοτολισμού των ορυκτολογικών τους συστατικών από τεκτονικές παραμορφώσεις.

Υπιδίομορφη έως ιδίομορφη, καστανοπράσινη κερροσίλβη είναι το ορυκτό που κυριαρχεί στα πετρώματα αυτά και συνοδεύεται από σανιδόμορφα, διαυγή πλαγιόκλαστα. Σε μικρότερα ποσοστά συμμετέχουν επίσης πυρόξενοι, χαλαζίας, αλκαλικοί άστριοι, τιτανίτης καθώς και τ' αδιαφανή μαγνητίτης, ιλμενίτης και σιδηροπυρίτης. Σπανιότερα παρατηρήθηκε ακόμη και η συμμετοχή βιοτίτη.

Η επίδραση μεταμορφικών συνθηκών έχει, λίγο ως πολύ, επηρεάσει τα ορυκτολογικά συστατικά των διοριτών, δημιουργώντας κύρια χλωρίτη κι ακτινόλιθο σε βάρος της κερροσίλβης και προϊόντα σωσσυριτίωσης, όπως επίδοτο, κλινοζοισίτη, πρενίτη, αλβίτη, χαλαζία κι ασβεστίτη σε βάρος του πλαγιόκλαστου.

Γενική είναι η εντύπωση ότι τα πετρώματα αυτά, έχουν υποστεί την επίδραση περισσότερο διαστροφικών παρά θερμοκρασιακών επεισοδίων τα οποία αποδεικνύονται από κατακλαστικά φαινόμενα, όπως η ταινιώδης υφή, η κυματοειδής κατάσβεση και σπανιότερα η κάμψη των ορυκτολογικών συστατικών κι η ύπαρξη μυλονιτοποιημένων μικροζωνών.

ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑ-MINERAL CHEMISTRY

Αμφίβολοι-Amphiboles

Αναλύθηκαν 16 κρύσταλλοι μαγματικών αμφιβόλων από τους διορίτες και η στοιχειομετρία τους (πιν. 1) υπολογίστηκε με βάση 23 άτομα οξυγόνου και σύμφωνα με το γενικό χημικό τύπο $A_{0-1}X_2Y_5Z_6O_{22}$ (LEAKE 1978). Ο υπολογισμός των Fe^{2+} και Fe^{3+} , πραγματοποιήθηκε σύμφωνα με την μέθοδο των PAPIKE et al. (1974). Χαρακτηριστικό των αμφιβόλων αυτών είναι η σχετικά υψηλή συμμετοχή K_2O σ' αυτούς, ενώ εικόνες με

ΠΙΝΑΚΑΣ 1. Χημικές αναλύσεις αμφιβόλων από διορίτεςΨ (*) ακτινωλιθικές συστάσειςΨ (κ) πυρήνας, (π) περιφέρεια.
 TABLE 1. Microprobe analyses of amphiboles from diorites: (*) actinolitic compositions; (κ) core, (π) rim.

Αμ	Σ 218										Σ 64					
	1/1κ	1/3π	1/2*	1/5	2/1κ	2/2π	2/3*	2/4*	2/5κ	1/4π	1/1κ	1/3π	1/2*	2/1κ	2/3π	2/2
SiO ₂	47.25	46.90	50.91	47.44	47.60	48.96	50.11	51.68	43.81	46.75	46.92	49.76	53.11	47.08	49.24	46.26
TiO ₂	1.43	1.21	0.55	1.50	1.40	0.93	0.91	—	2.12	1.59	1.32	0.93	0.64	1.43	1.22	1.50
Al ₂ O ₃	6.49	6.61	3.82	6.31	6.12	5.35	4.32	0.92	8.94	6.55	7.50	5.69	4.09	7.61	6.13	7.70
Cr ₂ O ₃	0.01	0.05	0.09	0.08	0.10	0.18	—	0.17	0.01	0.02	0.42	0.02	0.19	0.01	0.03	—
FeO*	16.78	16.77	14.69	16.67	16.56	16.55	15.27	24.91	18.15	16.90	14.81	13.53	10.22	15.28	12.36	15.44
MgO	11.93	11.77	13.66	12.10	12.22	12.37	13.46	7.26	9.87	12.00	12.83	14.26	16.68	12.65	14.78	12.55
MnO	0.38	0.49	0.43	0.46	0.47	0.50	0.44	0.51	0.43	0.49	0.36	0.33	0.26	0.26	0.27	0.21
CaO	11.56	11.49	11.94	11.24	11.55	11.41	11.64	12.08	11.44	10.99	12.07	12.03	12.50	11.81	12.44	11.90
Na ₂ O	1.24	1.21	0.68	1.41	1.17	0.96	0.79	0.24	1.64	1.48	0.99	0.70	0.38	1.04	0.84	1.15
K ₂ O	0.66	0.65	0.36	0.64	0.61	0.47	0.36	0.07	0.98	0.60	0.73	0.51	0.22	0.78	0.52	0.93
Σύνολο	97.73	97.15	97.13	97.85	97.80	97.68	97.30	97.84	97.39	97.37	97.95	97.76	98.29	97.95	97.83	97.64
Αριθμός ιόντων με βάση 23 άτομα οξυγόνου																
Si	6.97	6.96	7.44	6.97	7.00	7.17	7.31	7.90	6.60	6.89	6.86	7.18	7.49	6.88	7.12	6.81
Al ^{IV}	1.03	1.04	0.56	1.03	1.00	0.83	0.69	0.10	1.40	1.11	1.14	0.82	0.51	1.12	0.88	1.19
	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al ^{VI}	0.10	0.12	0.10	0.06	0.06	0.09	0.05	0.07	0.19	0.03	0.15	0.15	0.17	0.19	0.16	0.15
Ti	0.16	0.13	0.06	0.17	0.15	0.10	0.10	—	0.24	0.18	0.15	0.10	0.07	0.16	0.13	0.17
Cr	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	—	0.02	—	—	0.05	—	0.02	—	—	—
Fe ³⁺	0.51	0.53	0.35	0.61	0.56	0.58	0.54	0.02	0.42	0.72	0.48	0.49	0.29	0.50	0.26	0.50
Fe ²⁺	1.56	1.55	1.45	1.44	1.48	1.45	1.33	3.17	1.87	1.37	1.34	1.15	0.92	1.37	1.24	1.40
Mg	2.62	2.60	2.98	2.65	2.68	2.70	2.93	1.65	2.22	2.64	2.79	3.07	3.50	2.75	3.18	2.75
Mn	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.06	0.06	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ca-B	1.83	1.83	1.87	1.77	1.82	1.79	1.82	1.98	1.85	1.74	1.89	1.86	1.89	1.85	1.93	1.88
Na-B	0.17	0.17	0.13	0.23	0.18	0.21	0.18	0.02	0.15	0.26	0.11	0.14	0.10	0.15	0.07	0.12
	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00
Na-A	0.19	0.18	0.06	0.17	0.15	0.06	0.04	0.05	0.33	0.16	0.17	0.06	—	0.14	0.16	0.21
K-A	0.12	0.12	0.07	0.12	0.11	0.09	0.07	0.01	0.19	0.11	0.14	0.09	0.04	0.14	0.10	0.17
	0.31	0.30	0.13	0.29	0.26	0.15	0.11	0.06	0.52	0.27	0.31	0.15	0.04	0.28	0.26	0.38

οπίσθια σκέδαση (back-scattered image) δείχνουν ότι είναι συστασιακά ομογενείς (Εικ. 2B), γεγονός που σε συνδυασμό με οπτικές τους ιδιότητες συνηγορούν στη μαγματική προέλευση τους.

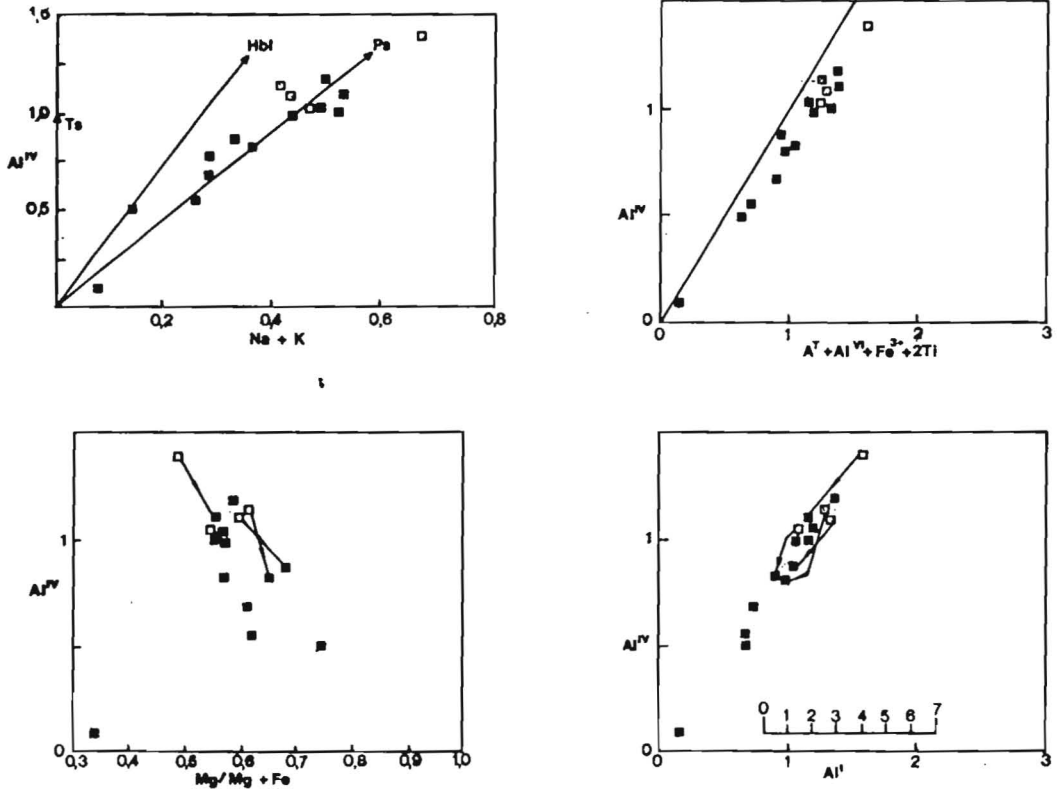
Στην εικόνα 3, παρατηρείται ότι οι αμφίβολοι αυτοί χαρακτηρίζονται κύρια ως μαγνησιοκεροσίλβες, μ' εξαίρεση τέσσερεις αναλύσεις, που είναι προϊόντα εξαλοιώσης αυτών και προβάλλονται με ακτινολιθικές συστάσεις.

Στο διάγραμμα Na+K προς Al^{IV} (Εικ. 4a) οι τιμές αυτές τείνουν να προβληθούν κοντά στην ευθεία της παραγαιτικής αντικατάστασης.

Η πολύ καλή γραμμική συσχέτιση που παρουσιάζεται στην εικόνα 4B, δείχνει ότι η αντικατάσταση Si από Al^{IV} στην τετραεδρική θέση, αντισταθμίζεται από αντικατάσταση Al^{VI} , Fe^{3+} , και Ti στην οκταεδρική καθώς και από μερική κατάληψη της θέσης A από Na και K. Η απόκλιση από την ιδανική ευθεία, λόγω ελαφράς έλλειψης Al^{IV} , υποδεικνύει ότι η περίσσεια του φορτίου της οκταεδρικής και A θέσης δεν εξισορροπείται απόλυτα από την αντικατάσταση του Al^{IV} . Αυτή θα μπορούσε να γίνει από αντικατάσταση Ca από Na στη θέση M4 (PE-PIPER 1988).

Τέλος στο διάγραμμα της εικόνας 4γ, παρατηρείται μια αρνητική συσχέτιση $Mg/Mg+Fe^*$ με το Al^{IV} κι επιπλέον αύξηση του παραπάνω λόγου από τον πυρήνα προς την περιφέρεια των κρυστάλλων, υποδεικνύοντας αύξηση της ενεργότητας O_2 κατά την πρόοδο της διαφοροποίησης (CZAMANSKE & WONES 1973, YAMAGUCHI 1985, PE-PIPER 1988).

Όσον αφορά στην πίεση, κάτω από την οποία κρυσταλλώθηκαν οι μαγνησιοκεροσίλβες των διοριτών, οι HAMMARSTROM & ZEN 1986 προτείνουν την περιεκτικότητα του Al ως γεωβαρόμετρο στους μαγματικούς αμφίβολους. Οι ερευνητές αυτοί αναφέρουν ότι υπάρχει μια γραμμική συσχέτιση μεταξύ των Al^{IV} και Al^E για το εύρος $0.5 < Al^E < 2.6$. Μια τέτοια προβολή για τους αμφίβολους που μελετώνται στην παρούσα εργασία, δίδεται στην εικόνα 4D. Η ευθεία αναφοράς των πιέσεων είναι διορθωμένη κατά PE-PIPER (1988), λόγω του γεγονότος ότι οι πιο πάνω ερευνητές θεώρησαν για τον υπολογισμό της στοιχειομετρίας, ότι όλος ο Fe είναι



Εικ. 4α Διάγραμμα Na+K προς Al^{IV} για τις αμφιβόλους των διοριτών κατά *HIETANEN 1974*).

4β Προβολή των αμφιβόλων στο διάγραμμα Al^{IV} προς κатиόντα Α θέσης $+Al^{IV}+Fe^{3+}+2Ti^{4+}$. Η ευθεία αντιστοιχεί στις προβλεπόμενες τιμές για τέλεια αντικατάσταση.

4γ Προβολή των αμφιβόλων στο διάγραμμα Al^{IV} προς $Mg/(Mg+Fe)$

4δ Προβολή των αμφιβόλων στο διάγραμμα Al^{IV} προς Al^I . Η ευθεία αναφοράς των πιέσεων κατά *HAMMARSTROM & ZEN (1986)* διορθωμένη κατά *PE-PIPER (1988)*.

Τα βέλη ενώνουν τους πυρήνες (ανοικτά σύμβολα) με τα περιθώρια (μαύρα σύμβολα) (δίων κουστάλλων).

Βισθενής. Η πολύ καλή συσχέτιση του Al^{IV} με το Al^c είναι εμφανής στο διάγραμμα της εικόνας 46. Επιπλέον στην ίδια εικόνα διαφαίνεται ότι οι πυρήνες και τα περιθώρια των κρυστάλλων, διαχωρίζονται σαφώς όσον αφορά στην πίεση σχηματισμού τους. Έτσι συμπεραίνεται ότι η αρχική πίεση που επέδρασε ήταν περίπου 3-4kb, όπως υποδεικνύεται από τους πυρήνες, ενώ τα περιθώρια προβάλλονται σε πεδίο 1-2 Kb, υποδεικνύοντας ότι οι αμφίβολοι αυτοί και κατ' επέκταση τα φιλοξενώντα αυτούς πετρώματα, δημιουργήθηκαν σε κάποιο στάδιο κατά το οποίο είχε ήδη αρχίσει η εκτόνωση των πιέσεων.

ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ-GEOCHEMISTRY

Διαγράμματα διαφοροποίησης των διοριτών, κύρια για τ' ασυμβίβαστα στοιχεία, όπως τα Ti, Zr, Y, Rb και P, που συγκεντρώνονται έντονα στην ενδοσωρευτική ρευστή φάση (SAUNDERS et al. 1979), έδειξαν με συστασιακή συνέχεια, σχετικά υψηλότερες τιμές από τους γάββρους (Ti= 0.19-0.47%, Zr=5-22 ppm, Y=6-13 ppm, Rb=5-29 ppm, P_2O_5 =0.01-0.14%) ενώ αντίθετα οι τιμές των στοιχείων Mg, Cr και Ni είναι πολύ χαμηλότερες (7.43-11.85%, 283-613 ppm και 82-232 ppm, αντίστοιχα), επιβεβαιώνοντας έτσι την μεγαλύτερη επίδραση διεργασιών κλασματικής παράσωρευτικής κρυστάλλωσης (ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ 1992). Έτσι οι διορίτες μπορούν να θεωρηθούν ως διαφοροποιημένα, υπαββυσικά, μη σωρευτικά παράγωγα των γαββρικών πετρωμάτων της οφιολιθικής ενότητας της Σαμοθράκης.

Ακόμη η συμβολή του H_2O στην κρυστάλλωση των διοριτικών πετρωμάτων επισημαίνεται και από τη σημαντική παρουσία του (1.57%-3.46%) σ' αυτά οι γεωχημικές αναλύσεις των οποίων παρατίθενται στον πίνακα 1.

Περισσότερες πληροφορίες για τη μαγματική εξέλιξη των αναλυμένων διοριτών μπορούν να ληφθούν από το διάγραμμα TiO_2 -Ni (Εικ. 5). Σ' αυτό διακρίνεται ότι τα πετρώματα αυτά ακολουθούν τις πορείες IIB₁ και IIB₂ (BERTRAND et al. 1987). Η πρώτη πορεία (IIB₁) ακολουθείται, σύμφωνα με τους BERTRAND et al. (1987), από πετρώματα (κύρια σιδηρογάββρους) Υψηλά Βιβλιοθήκη Θεόφραστος Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. και Ti. Αυτή

ΠΙΝΑΚΑΣ 2: Χημικές αναλύσεις διοριτών

TABLE 2: Geochemical analyses of diorites

κύρια στοιχεία %

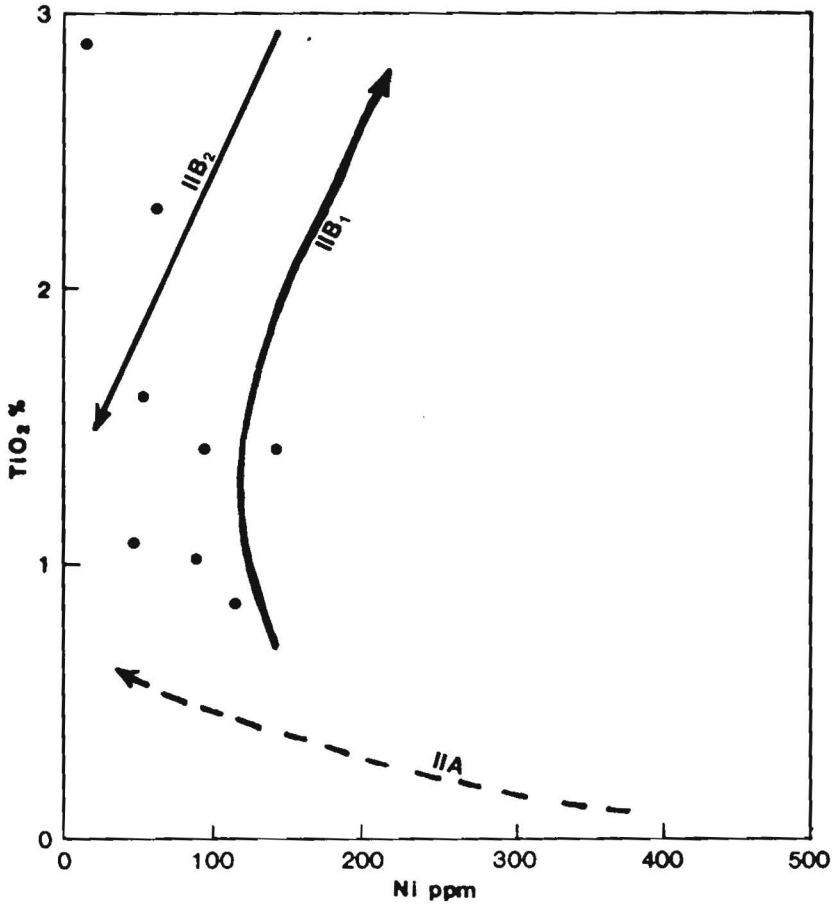
Αρ. δειγ.	Σ 435	Σ 324	Σ 283	Σ458Γ	Σ 436	Σ 218	Σ 64	Σ 284
SiO ₂	47.32	48.76	51.17	50.82	50.77	53.63	54.88	52.17
TiO ₂	2.23	1.32	2.82	0.82	1.33	1.57	1.04	0.98
Al ₂ O ₃	14.95	15.12	13.61	15.76	14.46	14.65	14.84	13.66
FeO	6.87	6.67	7.67	5.61	7.01	5.76	5.39	6.81
Fe ₂ O ₃	4.67	1.60	5.24	1.33	1.66	2.47	1.28	1.63
MnO	0.18	0.16	0.24	0.13	0.13	0.19	0.14	0.15
MgO	6.64	7.50	4.15	7.61	7.44	6.08	5.07	7.65
CaO	10.63	6.99	6.55	8.66	11.13	6.38	6.69	8.26
Na ₂ O	3.05	4.50	5.05	3.30	3.67	5.11	5.12	3.62
K ₂ O	0.64	0.22	0.38	0.77	0.06	1.53	1.28	1.12
P ₂ O ₅	0.10	0.21	0.63	0.11	0.23	0.26	0.18	0.11
H ₂ O*	2.24	3.46	2.09	2.67	1.57	2.04	3.28	3.11
CO ₂	—	3.21	—	1.87	—	0.29	—	—
Σύνολο	99.52	99.72	99.60	99.46	99.46	99.96	99.19	99.27

ιχνοστοιχεία και επιλεγμένες σπάνιες γαίες ppm

Cr	202	314	23	318	239	138	196	402
Ni	62	143	15	115	95	53	47	89
Rb	16	5	10	28	*	39	47	32
Sr	265	397	250	254	254	272	189	293
Y	19	30	61	22	24	47	26	22
Zr	31	132	260	61	86	311	102	58
Nb	*	*	11	4	11	9	*	*
Ba	198	159	147	346	27	496	144	181
Th	—	—	—	—	—	26	12	0.4
La	—	—	—	—	—	—	20.0	4.9
Ce	—	—	—	—	—	—	58.0	12.0
Nd	—	—	—	—	—	—	23.0	10.0
Sm	—	—	—	—	—	—	7.3	4.9
Yb	—	—	—	—	—	—	4.7	3.3

(*) κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας-below detection limit.

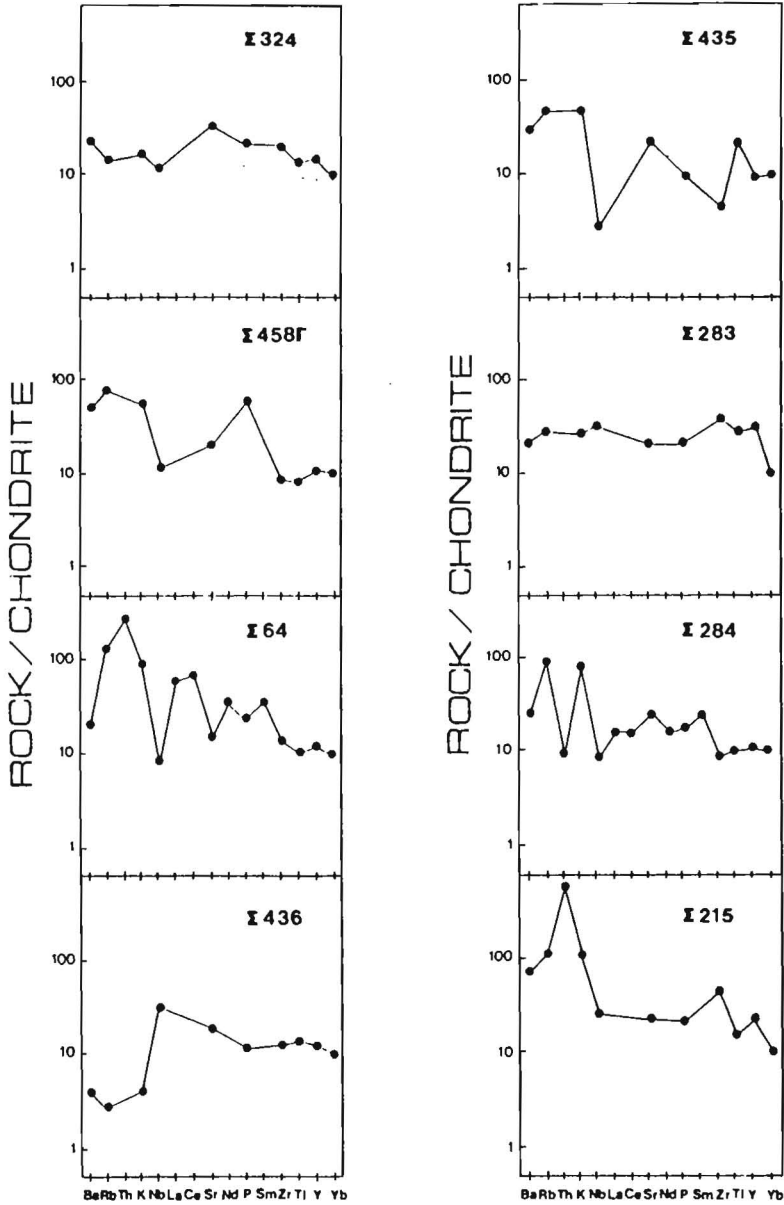
(-) δεν αναλύθηκε-not determined.



Εικ. 5 Διάγραμμα TiO₂-Ni για τους διορίτες.

η σειρά, έπεται της κρυστάλλωσης σωρειτικών, κλινοφυροξενικών γάββρων (IIA) η οποία προκαλεί χημική μεταβολή στο τήγμα που έχει απομείνει, με αποτέλεσμα τον εμπλουτισμό του κύρια σε Ti και Fe. Στη συνέχεια κι ύστερα από τη μεγαλύτερη επίδραση της R_{H_2O} , αυξάνεται η ενεργότητα του O_2 στο τήγμα, που συνήθως είναι πλέον μικρότερου όγκου. Τα πετρώματα που δημιουργήθηκαν σ' αυτό το στάδιο ακολουθούν την πορεία IIB₂.

Στην εικόνα 6 παρουσιάζονται τα διαγράμματα των αναλυμένων διοριτών, κανονικοποιημένα ως προς το μέσο χονδρίτη, μ' επιπλέον διπλή κανονικοποίηση για το Yb, έτσι ώστε $Yb_n=10.0$ (THOMPSON et al. 1984). Οι μορφές των καμπυλών αυτών προσεγγίζουν τόσο αντίστοιχες από MORB όσο και πετρωμάτων επηρεασμένων από ζώνη καταβύθισης, δείχνοντας έτσι επηρεασμό του όλου σχηματισμού κι από τα δυο γεωτεκτονικά περιβάλλοντα. Η ανύψωση του αριστερού σκέλους των καμπυλών αυτών, που αφορά και στα περισσότερο ασυμβίβαστα στοιχεία, οφείλεται πιθανότατα σε διεργασίες κλασματικής κρυστάλλωσης, επακόλουθες της μαγματικής συσσώρευσης (WILSON 1989). Η υπόθεση αυτή επιβεβαιώνεται κι από τη σχετική πτώχευση ορισμένων δειγμάτων σε P, Ti και Zr (THOMPSON & FOWLER 1986). Επιπλέον η αρνητική ανωμαλία που παρατηρείται για ορισμένα δείγματα στο Nb σε συνδυασμό και με την ύπαρξη τέτοιας ανωμαλίας σ' ένα δείγμα και στο Th, πιστεύεται ότι υποδεικνύει, μερική τουλάχιστον, μόλυνση της μαγματικής πηγής. Επίσης έχει δείχθει ότι το Nb μπορεί να διατηρηθεί στο υπολλειμματικό περιδοτιτικό υλικό, προκαλώντας αρνητικές ανωμαλίες στα παράγωγα τους, κατά τη μαγματογένεση κάτω από ένυδρες συνθήκες (SAUNDERS et al. 1980). Αντίθετα τα δείγματα που είναι σχετικά πιο εμπλουτισμένα σε Nb, μπορούν να θεωρηθούν ως μεταβατικά προς MORB. Τέλος και οι σχετικές αρνητικές ανωμαλίες του Zr παρατηρούνται χαρακτηριστικά σε κορεσμένα σε SiO_2 πετρώματα, που σχετίζονται με περιβάλλον καταβύθισης (THOMPSON et al. 1984).



Εικ. 6 Διαγράμματα των διοριτών κανονικοποιημένα ως προς το μέσο χονδρίτη (THOMPSON et al. 1984).

Fig. 6 Spiderdiagrams of the diorites normalized to mean chondrite (THOMPSON et al. 1984).

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ-CONCLUSIONS

Οφιολιθικές εμφανίσεις, αποτελούμενες από σωρειτικά γαββρικά πετρώματα που προς τ' ανώτερα μέλη τους μεταβαίνουν σε μη σωρειτικές εμφανίσεις διοριτών και στη συνέχεια σε μαζώδεις διαβάσεις και σε βασαλτικές λάβες, σπαντούν στη Σαμοθράκη. Οι διορίτες συνδέονται άμεσα με πλαγιογρανίτες και σπανιότερα με ροδινγκίτες δημιουργώντας ένα σύστημα ακανόνιστων φλεβών, το "δίκτυο διοριτικών φλεβών". Ο σχηματισμός αυτός είναι έντονα παρσμορφωμένος κι ασθενώς μεταμορφωμένος. Οι κερροσιλβικοί διορίτες θεωρούνται ως μη σωρειτικά προϊόντα κλασματικής κρυστάλλωσης, προερχόμενα από το υποκείμενο γαββρικό σώμα, όπως υποδεικνύεται από το χημισμό τους.

Οι μαγματικοί αμφίβολοι, που συμμετέχουν στα πετρώματα αυτά, είναι σχετικά πλούσιες σε K μαγνησιοκεροσιλβες, με ομογενή σύσταση. Η μελέτη του χημισμού των πυρήνων και περιθωρίων αυτών, καταγράφει σταδιακή μείωση της εφαρμοζόμενης πίεσης από 3-4kb σε 1-2kb, κατά τη διάρκεια της κρυστάλλωσης τους με παράλληλη αύξηση της ενεργότητας O_2 . Από την εξαλλοίωση έως ασθενή μεταμόρφωση των μαγνησιοκεροσιλβών αυτών, έχουν παραχθεί ακτινολιθικής σύστασης αμφίβολοι καθώς και χλωρίτης.

Οι πασπάνω παράγοντες έχουν επίσης προκαλέσει αωσσυριτίωση των ανδρσινικής σύστασης πλαγιόκλαστων, απ' όπου μεταξύ άλλων έχουν δημιουργηθεί οξινότερα πλαγιόκλαστα με συστάσεις αλβίτη κι ολιγόκλαστου. Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό ως περιστεριτικό χάσμα και συμβαίνει σε συνθήκες θερμοκρασίας μεταξύ των ζωνών βιοσίτη κι αλμανδίνη (CRAWFORD 1966, WENK & WENK 1972).

Ο χημισμός ολόκληρου του πετρώματος των διοριτών, υποδεικνύει ότι τα πετρώματα αυτά έχουν σχηματιστεί κύρια από διεργασίες κλασματικής κρυστάλλωσης σε δυο πιθανά στάδια. Στο πρώτο, τα ρευστά που απέμειναν ύστερα από την κρυστάλλωση των σωρειτών, σε σχετικά χαμηλές ενεργότητες O_2 και H_2O , έδωσαν πετρώματα πλούσια σε αμφίβολο και σουλφίδια (κυρία σιδηροπυρίτη) και κατά δεύτερο λόγο ιλμενίτη και

μαγνητίτη. Μάλιστα είναι χαρακτηριστικό ότι ο σιδηροπυρίτης είναι συνήθως εγκλεισμένος στους κρύσταλλους της μαγνησιοκεροσίτλης. Στη συνέχεια και με την αύξηση των f_{O_2} και f_{H_2O} , τα πετρώματα εμπλουτίζονται τόσο σε αμφίβολο όσο και σε μαγνητίτη κι ιλμενίτη.

Η ύπαρξη ενός ένυδρου ορυκτού, όπως η αμφίβολος, ο μεταβατικός πετροχημικός χαρακτήρας των διοριτών μεταξύ MORB και IAT καθώς και η σε σημαντική αναλογία συμμετοχή οξινότερων πετρωμάτων, όπως οι πλαγιογρανίτες, είναι σύμφωνα με τους PEARCE et al. (1984) ισχυρά κριτήρια για την δημιουργία τέτοιων ενοτήτων σε περιβάλλον περιθωριακής λεκάνης. Επιπλέον στην υπόθεση αυτή συνηγορεί κι η μελέτη του χημισμού των βασικών ηφαιστειακών πετρωμάτων από τις οφιολιθικές αυτές εμφανίσεις (ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ 1992) αλλά κι η ύπαρξη παρεμβολών ηφαιστειοκλαστικών σχηματισμών στο νηριτικό, ιζηματογενές κάλυμμα των οφιολίθων, που σύμφωνα με τον KARIG (1982) χαρακτηρίζει περιβάλλοντα περιθωριακών λεκανών.

Παρόμοια περιβάλλοντα έχουν υποτεθεί και για τα οφιολιθικά πετρώματα της Σιθωνίας (JUNG & MUSSALLAM 1985), που ανήκουν στην "Εσωτερικότερη Ελληνική Οφιολιθική Ζώνη" ("IMHOB" κατά BEBIEN et al. 1986) καθώς και για το οφιολιθικό σύμπλεγμα του Έβρου στην περιοχή του Σουφλίου (ΜΑΓΓΑΝΑΣ 1988), από την ίδια γεωτεκτονική ζώνη της Περιροδοπικής.

BIBLIOΓΡΑΦΙΑ-LITERATURE

BEBIEN, J., DUBOIS, R. and GAUTHIER, A. (1986). Example of an ensialic ophiolites emplaced in a wrench zone: Innermost Hellenic ophiolite belt (Greek Macedonia). *Geology*, 14, 1016-1019.

BERTRAND, J., DIETRICH, V., NIEVERGELT, P. and VUAGNAT, H. (1987). Comparative major and trace element geochemistry of gabbroic and volcanic rocks from the western Alps.

- Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., 67, 147-169.
- CHRISTOFIDES, G., ELEFThERIADIS, G. and ESSON, J. (1990): Preliminary results on the magmatic evolution of the island of Samothraki granite (N. Greece). *Geologica Rhodopica*, 2, 213-226.
- CRAWFORD, M.L. (1966). Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from the Vermont U.S.A. and South Westland, New Zealand, with inference about the peristeritic solvus. *Contr. Min. Petr.*, 13, 269-294.
- CZAMANSKE, G.K. and WONES, D.R. (1973). Oxidation during magmatic differentiation. Finnmarka Complex, Oslo area, Norway: Part 2., The mafic silicates. *J. Petrol.*, 14, 349-380.
- DABH, E.N. (1963). Γεωλογική κατασκευή της νήσου Σαμοθράκης. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 14, 133-212.
- ELEYΘEPPIAΔHΣ, Γ., ESSON, J. και XPICTOΦIΔHΣ, Γ. (1989). Πετρολογία και γεωχημεία των Τριτογενών ηφαιστειών της Σαμοθράκης (Β. Ελλάδα). *Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ.*, 23, 429-442. Πρακ. 4ου συνεδρίου.
- HAMMARSTROM, J.M. and ZEN, E. (1986). Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *Am. Miner.*, 71, 1297-1313.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. and VAIL, P.R. (1988). Chronology of fluctuating sea levels since Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- HEIMANN, K.O. (1967). Über das Alter prä-tartiarer Gesteine der Insel Samothraki (Griechenland). *Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών*, 42, 153-160.
- HEIMANN, K.O., LEBKUCHNER, H. and KRETZLER, W. (1972). Γεωλογικός χάρτης, φύλλο Σαμοθράκη, κλ. 1:50000. ΙΓΜΕ, Αθήνα.
- HIETANEN, A. (1974). Amphibole pairs, epidote minerals, chlorite and plagioclase in metamorphic rocks, northern Sierra Nevada, California. *Am. Miner.*, 59, 22-40.
- JUNG, D. and MUSSALLAM, K. (1985). The Sithonia ophiolites: A fossil oceanic crust. *Ofioliti*, 10, 2/3, 329-342.
- KARIG, D.E. (1982). Initiation of subduction zones: implications

- for an arc evolution and ophiolite development. Trench-Forearc Geology. (Leggett, J.K. ed). Geol. Soc. Lon., sp. publ., 10. 563-576.
- KAUFMANN, G., KOCKEL, F. and MOLLAT, H. (1976). Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the Innermost Zone of the Hellenides (Northern Greece). Bull. Soc. Geol. France, (7) 18, 225-230.
- KORONEOS, A. and CHRISTOFIDES, G. (1985). Preliminary investigations on Al, Si distribution in K-Feldspars from Samothraki (N. Aegean Sea). Ορυκτός πλούτος, 37, 27-32.
- ΚΥΡΙΑΚΟΠΟΥΛΟΣ, Κ. (1987). Γεωλογική-γεωχημική-ορυκτολογική μελέτη των Τριτογενών πλουτώνιων πετρωμάτων της Ροδοπικής μάζας και ισοτοπικοί χαρακτήρες αυτών. Διδ. Διατρ., Παν. Αθηνών, 343σ.
- LEAKE, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. Min. Mag., 42, 533-563.
- ΜΑΓΓΑΝΑΣ, Α.Κ. (1988). Μελέτη της ορυκτολογίας, πετρολογίας, γεωχημείας και των φαινομένων μεταμορφώσεως βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων της Περιροδοπικής ζώνης στην περιοχή της Θράκης. Διδ. Διατρ., Παν. Αθηνών, 332σ.
- PAPIKE, J.J., CAMERON, K.L and BALDWIN, K. (1974). Amphiboles and pyroxenes: Characterization of OTHER than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. Geol. Soc. Am. abstr. with programs, 6, 1053-1054.
- PEARCE, J.A., LIPPARD, S.J. and ROBERTS, S. (1984). Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Marginal basin geology (Kokelaar, B.P and Howells, M.F. eds), Geol. Soc. Lon., sp. publ., 14, 77-93.
- PE-PIPER, G. (1988). Calcic amphiboles of mafic rocks of the Jeffers Brook plutonic complex, Nova Scotia, Canada. Am. Miner., 73, 993-1006.
- SAUNDERS, A.D., TARNEY, J., STERN, C.R. and DALZIEL, I.W.D. (1979). Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

- Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 237-258.
- SAUNDERS, A.D. TARNEY, J., MARSH, N.G. and WOOD, D.A. (1980). Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach. *Proc. Inter. Oph. Symp. Cyprus 1979*, 193-204.
- THOMPSON, R.N. and FOWLER, M.B. (1986). Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-ordovician syenites from the Scottish Caledonides. *Contr. Min. Petr.*, 94, 507-522.
- THOMPSON, R.N., MORRISON, M.A., HENDRY, C.N. and PARRY, S.J. (1984). A new assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lon., ser. A*, 310, 549-590.
- ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ, Β. (1992). Οι οφιολίθιοι της νήσου Σαμοθράκης- Διερεύνηση των γεωλογικών, πετρολογικών και γεωχημικών χαρακτηριστικών των οφιολίθων και των γειτονικών τους σχηματισμών. Διδ. Διατρ., 388σ., Παν. Πατρών.
- TSIKOURAS, B., PE-PIPER, G. and HATZIPANAGIOTOU, K. (1990). A new date for an ophiolite of the northeastern margin of the Vardar zone, Samothraki, Greece. *N. Jb. Miner. Mh., H11*, 512-527.
- WAGER, L.R., BROWN, J.M. and WADSWORTH, W.J. (1960). Types of igneous cumulates. *J. Petr.*, 1, 73-85.
- WENK, E. and WENK, H.R. (1977). An-variation and intergrowths of plagioclases in banded metamorphic rocks from Val Carrechio (Central Alps). *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 57, 41-57.
- WILSON, M. (1989). *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466p.
- YAMAGUCHI, Y. (1985). Hornblende-cumingtonite and hornblende-actinolite intergrowths from the Koyama calc-alkaline intrusion, Susa, southwest Japan. *Am. Miner.*, 70, 980-986.