

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΕΣ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΣΤΑ ΜΕΤΑΠΗΛΙΤΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ ΦΥΛΛΙΤΙΚΗΣ ΣΕΙΡΑΣ ΚΕΝΤΡΙΚΗΣ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ

B. ΚΑΝΑΒΟΥ, Χ. ΚΑΤΑΓΑ

Α B S T R A C T

Textures, compositional space variations and mineral compositional variations constrain the possible sequence of reactions in the blueschist facies metapelites of the phyllite-quartzite series in central Peloponnesus. Combining the observed index minerals (glaucophane-ferroglaucophane; Fe-chloritoid, muscovite-paragonite) and mineral assemblages with the available experimental or calculated relevant phase equilibria one can deduce minimum temperature conditions ranging from about 315 to 385°C. Pressure estimates are more difficult since they depend largely upon which stability field for the glaucophane-ferroglaucophane ss. one chooses to accept. However, on the basis of the b_0 cell dimensions of muscovites from the metapelites, a pressure of a little higher than 6kb and a marginal geothermal gradient of about 15°C/Km is indicated.

Σ Υ Ν Ο Ψ Η

Από τις ιστολογικές παρατηρήσεις, τις διαφοροποιήσεις των συστασιακών χώρων παραγενέσεων μικρών βαθμών ελευθερίας, και τις διαφοροποιήσεις του χημισμού των λαφόρων ορυκτών, προσδιορίζονται οι πιθανές αντιδράσεις που συνέβησαν στους μεταπηλιτίτες της φυλλιτικής σειράς της κεντρικής Πελοποννήσου. Από το συνδυασμό των υπαρχόντων σχετικών πειραματικών ή θεωρητικών δεδομένων για τα πεδία σταθερότητας χαρακτηριστικών ορυκτών ή παραγενέσεων που συναντώνται στα πετρώματα που εξετάστηκαν, προκύπτει ότι αυτά θα πρέπει να σχηματίστηκαν στο (minimum) διάστημα θερμοκρασιών από 315 έως 385°C. Ο προσδιορισμός της πίεσης που επικρατούσε παρουσιάζει δυσκολίες γιατί εξαρτάται σε πολύ μεγάλο βαθμό από το ποιο πεδίο σταθερότητας του στερεού διαλύματος Γλαυκοφανής-φερογλαυκοφανής γίνεται αποδεκτό. Κρίνοντας από την μέση τιμή της διαστάσεως b_0 των μοσχοβιτών των μεταπηλιτών η πίεση θα πρέπει να ήταν λίγο υψηλότερη από 6kb και η γεωθερμική βαθμύδα θα πρέπει να είχε την περιθωριακή τιμή των 15°C/Km.

Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

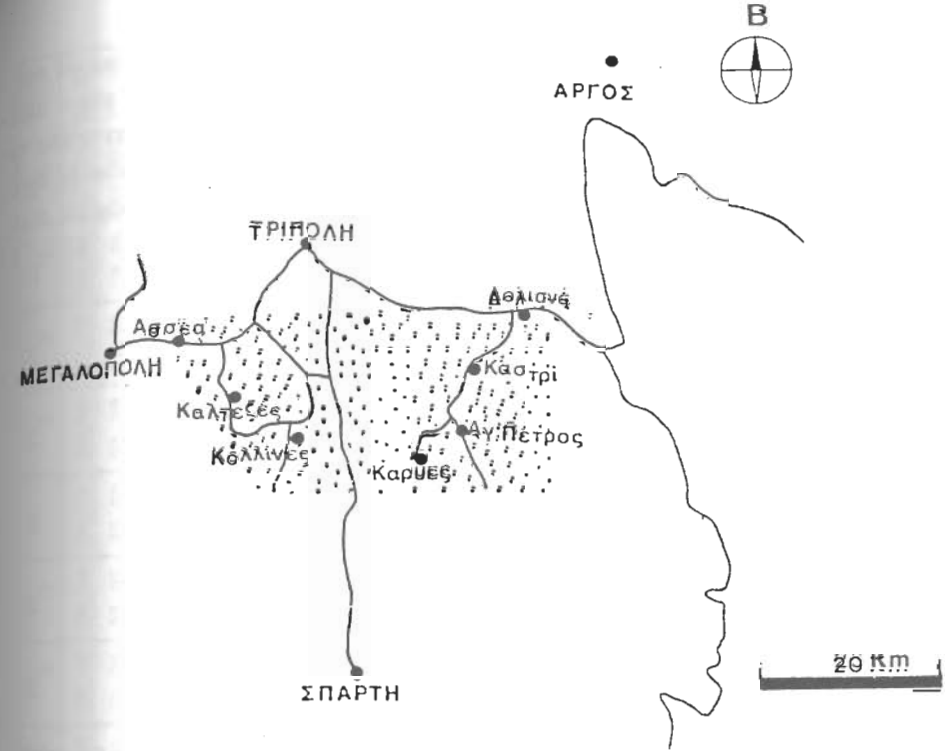
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα μεταπηλιτικά πετρώματα που αποτελούν αντικείμενο αυτής της μελέτης είναι μέλη της αλλόχθονης φυλλιτικής-χαλαζιτικής (Φ-Χ) σειράς της Πελοποννήσου και εμφανίζονται κυρίως σε περιοχές της Αρκαδίας (Σχ. 1). Στην βιβλιογραφία μπορεί να βρεθεί κανείς αρκετά πετρολογικά στοιχεία για τα πετρώματα της Φ-Χ σειράς στη Νότιο Πελοπόννησο (π.χ. Paraskevopoulos, 1949· Richter and Thorbecke, 1976· Thiebault, 1975· Katsagas, 1980· Σκαρπέλης 1982· Thiebault and Triboulet, 1984) και την Κρήτη (βλέπε Seidel, 1978 και την βιβλιογραφία σ' αυτό), όμως οι αρκετά εκτεταμένες εμφανίσεις της Φ-Χ σειράς στην κεντρική Πελοπόννησο δεν έχουν μελετηθεί λεπτομερώς. Οι Thiebault and Triboulet (1984) θεωρούν ότι η Φ-Χ σειρά (s.l.) αποτελείται από τρεις τεκτονικές ενότητες που διαφέρουν μεταξύ τους ως προς την τεκτονική τους ιστορία, τον βαθμό μεταμόρφωσης και την παραμόρφωσή τους. Είναι λοιπόν φανερό ότι η σύγκριση των διαφόρων εμφανίσεων της Φ-Χ σειράς απαιτεί λεπτομερή μελέτη των πιο πάνω στοιχείων. Στην εργασία αυτή θα περιοριστούμε στην ορυκτολογική και πετρολογική μελέτη των μεταπηλιτικών κυρίως πετρωμάτων και θα επιχειρήσουμε εκτιμήσεις για τις συνθήκες που επικρατούσαν κατά την μεταμόρφωσή τους.

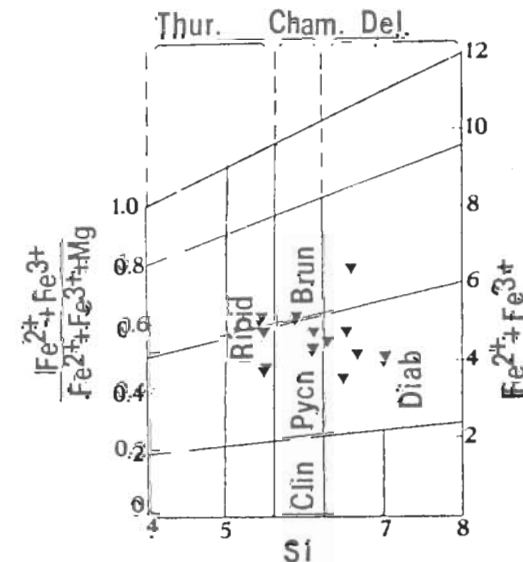
2. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ

Η Φ-Χ σειρά, στις επιφανειακές εμφανίσεις που μελετήθηκαν, αποτελείται κυρίως από σχιστόλιθους, φυλλίτες και μη καθαρούς χαλαζίτες. Χαρακτηριστική είναι η παντελής έλλειψη ανθρακικών πετρωμάτων. Τα κύρια ορυκτολογικά συστατικά των μεταπηλιτικών πετρωμάτων είναι χαλαζίας, χλωρίτης, χλωριτοειδές, λευκοί μαρμαρυγίτες (μοσχοβίτης, παραγωνίτης), γλαυκοφανής ενώ στην περιοχή της Ασσέας εμφανίζεται και γρανάτης. Τα πετρώματα φαίνεται να έχουν υποστεί δύο επεισόδια παραμόρφωσης και ανακρυστάλλωσης (F_1 και F_2). Η σχιστότητα S_1 καθορίζεται κυρίως από τα πολυκρυσταλλικά συσσωματώματα χλωρίτη-βερμικουλίτη-λευκού μαρμαρυγίτη, οι πορφυροβλάστες του χλωριτοειδούς, του γρανάτη και του γλαυκοφανούς περιέχουν πολυάριθμα μικρά εγκλεισμάτα χαλαζία, γραφίτη και λευκών μαρμαρυγιών διατεταγμένων κατά την S_1 . Οι πορφυροβλάστες, περιβάλλονται από τα φυλλόμετρα ορυκτά της S_2 τα οποία σχηματίζουν μικροπτυχώσεις, πολλοί όμως σπ' αυτούς, κυρίως γλαυκοφανούς, κόμπτονται και συμμετέχουν στο σχηματισμό των ασυμμέτρων μικροπτυχώσεων της S_2 . Οι κρύσταλλοι του χλωριτοειδούς, του γλαυκοφανούς και του γρανάτη, πρέπει να έχουν σχηματιστεί στατικά κατά το μεσοδιάστημα μεταξύ των τεκτονικών φάσεων F_1 και F_2 . Στα πιο λεπτόκοκκα πετρώματα γίνεται εμφανέστερη μία τριτογενής τεκτονική φάση η οποία δημιουργεί ρηξισμισμό.

Οι παραγενέσεις των πετρωμάτων που μελετήθηκαν μπορούν να διακριθούν σε δύο ομάδες, ανάλογα με την παρουσία ή απουσία Na-ούλων αμφοβόλων, Σε κάθε ομάδα



Σχ. 1.: Χάρτης της Πελοποννήσου με τις θέσεις μελέτης των μεταπηλιτικών
Fig. 1.: Sample location map for the metapelitic rocks.



Σχ. 2.: Προβολή των χλωριτών στο διάγραμμα κατατάξεώς τους (κατά Hey, 1954).
Fig. 2.: Composition of chlorites (after Hey, 1954).

οι παραγενέσεις δίνονται κατ'αύξουσα συχνότητα ανάπτυξής τους στα δείγματα που εξετάστηκαν. Χαλαζίας και μωσχοβίτης αναπτύσσονται σ'όλα τα δείγματα ενώ ο αλβίτης αναπτύσσεται στις περισσότερες απ'τις παραγενέσεις, συχνά όμως όχι σ'όλα τα δείγματα κάθε παραγένεσης. Αδιαφανείς φάσεις (κυρίως αιματίτης) απαντώνται στις παραγενέσεις με Na-ούχο αμφίβολο, ενώ ο τιτανίτης είναι περισσότερο κοινός στις παραγενέσεις χωρίς Na-ούχο αμφίβολο.

A) Παραγενέσεις με Na-ούχο αμφίβολο.

1. Χλωρίτης-παραγωνίτης-χλωριτοειδές-Na. αμφίβολος
2. Χλωρίτης-παραγωνίτης-Na. αμφίβολος
3. Χλωρίτης-χλωριτοειδές-Na. αμφίβολος
4. Χλωρίτης-Na. αμφίβολος
5. Παραγωνίτης-Na. αμφίβολος
6. Χλωρίτης-χλωριτοειδές-Na. αμφίβολος-γρανάτης

B) Παραγενέσεις χωρίς Na-ούχο αμφίβολο

1. Χλωρίτης-παραγωνίτης
2. Χλωρίτης-χλωριτοειδές
3. Χλωρίτης-παραγωνίτης-χλωριτοειδές
4. Χλωρίτης-γρανάτης
5. Χλωρίτης-παραγωνίτης-χλωριτοειδές-γρανάτης

Σε δείγματα φτωχά σε Al, εμφανίζονται παραγενέσεις χαρακτηριστικές των μη καθαρών χαλαζιτών όπως π.χ. Χαλαζίας-μωσχοβίτης-αλβίτης ± χλωριτοειδές.

3. ΧΗΜΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ

Οι μικροαναλύσεις των πετρογενετικών ορυκτών έγιναν στο Τμήμα Επιστημών της Γης του Πανεπιστημίου του Leeds, με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή JEOL, εφοδιασμένο με Link Systems Energy Dispersive Analyser. Σε κάθε δείγμα αναλύθηκαν πολλοί κρύσταλλοι από κάθε ορυκτό και τουλάχιστο 3 σημεία σε κάθε κρύσταλλο. Αν ο κρύσταλλος παρουσίαζε ζωνώδη σύσταση εγένοντο περισσότερες αναλύσεις για να προσδιοριστούν το είδος και η έκταση των αντικαταστάσεων. Όπου ήταν δυνατόν, αναλύοντο κατά προτίμηση ορυκτά που ήταν σε επαφή μεταξύ τους.

1) Χλωρίτης

Ο χλωρίτης είναι ένα από τα πιο άφθονα ορυκτολογικά συστατικά των μεταπηλιτικών πετρωμάτων που μελετήθηκαν. Χημικές μικροαναλύσεις χλωριτών από 9 αντιπροσωπευτικά πετρώματα δίνονται στον πίνακα 1. Ο υπολογισμός των χημικών τύπων έγινε με βάση τα 28 οξυγόνα και υποθέτοντας ότι όλος ο σίδηρος είναι δισθενής.

Σύμφωνα με την κατάταξη που έχει προτείνει ο Key (1954) οι χλωρίτες προσβάλλονται στα πεδία του Ριπιδόλιθου, πυκνοχλωρίτη, μπρουναβιλική, Βερνιστική "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Πίνακας 1: Χημικές αναλύσεις χλωριτών

	11	19	41.1	41.2	44.1	44.2	47.1	47.2	52	77.1	77.2	81.1	81.2	87
SiO ₂	26,20	25,89	28,26	31,08	24,80	24,98	32,00	29,38	24,19	30,69	33,18	34,44	37,76	26,99
Al ₂ O ₃	20,73	20,43	21,52	23,52	20,01	22,64	24,96	23,07	20,08	21,39	21,59	19,84	20,98	21,76
FeO	23,75	25,33	26,39	20,69	28,92	33,47	18,40	23,33	30,18	25,52	24,03	22,27	19,77	30,22
MgO	16,31	15,87	10,48	9,30	13,22	4,61	9,16	11,44	11,44	6,36	8,44	8,89	8,93	7,33
CaO	-	0,06	-	0,11	-	0,12	-	0,10	0,01	0,18	0,16	0,07	0,35	0,18
Na ₂ O	0,15	0,25	0,11	0,16	0,50	0,10	0,56	0,90	0,11	0,68	0,18	0,27	0,84	0,87
K ₂ O	0,11	0,02	1,48	1,30	0,01	0,09	0,22	0,10	-	0,42	2,15	3,42	2,66	0,06
TiO ₂	0,06	0,07	-	0,04	-	0,18	0,09	0,03	0,11	0,02	0,18	0,15	-	0,07
MnO	0,21	0,28	0,25	0,16	0,15	0,15	0,18	0,15	0,05	-	0,05	0,03	0,10	0,29
Σύνολο	87,52	88,20	86,49	86,36	87,61	86,34	85,57	88,71	86,17	87,26	89,96	89,38	91,99	87,76

Αριθμός ιόντων με βάση τα 28(O)

Si	5,48	5,43	5,91	6,39	5,36	5,57	6,48	5,97	5,35	6,40	6,66	6,95	7,27	5,80
Al ^{IV}	2,52	2,57	2,09	1,61	2,64	2,43	1,52	2,03	2,65	1,60	1,34	1,05	0,73	2,20
Al ^{VI}	2,59	2,48	3,22	4,09	2,45	3,51	4,44	3,49	2,58	3,66	3,77	3,67	4,03	3,32
Fe	4,15	4,44	4,62	3,55	5,22	6,24	3,12	3,96	5,58	4,45	4,03	3,76	3,18	5,44
Mg	5,08	4,96	3,27	2,85	4,26	1,53	2,77	3,53	3,77	2,60	2,52	2,67	2,56	2,35
Mn	0,04	0,05	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	-	0,01	-	0,01	0,05
Ca	-	0,01	-	0,02	-	0,02	-	0,02	-	0,04	0,03	0,01	0,07	0,04
K	0,03	-	0,39	0,34	-	0,02	0,05	0,02	-	0,11	0,55	0,88	0,65	0,01
Na	0,06	0,10	0,04	0,06	0,21	0,04	0,022	0,35	0,05	0,27	0,07	0,10	0,31	0,36
Σύνολο	11,95	12,04	11,58	10,93	12,16	11,38	10,63	11,39	11,99	11,13	10,98	11,09	10,81	11,57

(Σχ.2). Η αντικατάσταση $Si^{4+} \rightarrow Al^{3+}$ στα τετράεδρα κυμαίνεται μεταξύ των ορίων $Si_{7,27} Al_{0,73}^{IV}$ και $Si_{5,36} Al_{2,64}^{IV}$. Σε αντίθεση με την παρατήρηση του Foster (1962) ότι στους περισσότερους χλωρίτες υπάρχει η τάση τα οκταεδρικά κατιόντα του Al να είναι λιγότερα από τα αντίστοιχα των τετραεδρικών θέσεων, οι περισσότερες από τις αναλύσεις των χλωρίτων αυτής της μελέτης δείχνουν την αντίθετη τάση. Παρόμοια τάση περιγράφουν επίσης σε χλωρίτες μεταπηλιτικών πετρωμάτων και άλλοι ερευνητές, όπως Katagas (1981), Weaver (1984) και Morad (1986). Η ύπαρξη μεγαλύτερου ποσοστού οκταεδρικά συνδιατεταγμένου Al θα πρέπει ίσως να σχετίζεται με την μικρή περιεκτικότητα των χλωρίτων σε Fe^{3+} . Το άθροισμα των οκταεδρικών κατιόντων είναι μεγαλύτερο του 10.33 επομένως όλοι οι χλωρίτες που αναλύθηκαν θα πρέπει να είναι τριο-οκταεδρικοί (βλέπε Newman and Brown, 1987). Η εκατοστιαία αναλογία συμμετοχής των κατιόντων στις οκταεδρικές θέσεις κυμαίνεται εντός των ορίων $Al^{3+}(VI) = 20-43\%$, $Fe^{2+} = 29-55$, $Mg^{2+} = 13-43$. Ο λόγος $Fe/Fe+Mg$ των χλωρίτων κυμαίνεται από 0,36 έως 0,8, έχει δέ τη μικρότερη τιμή του σε γρανατούχα πετρώματα και τη μεγαλύτερη σε πετρώματα στα οποία ο χλωρίτης συνυπάρχει με μοσχοβίτη ± χλωριτοειδές.

Πολλές από τις αναλύσεις χλωρίτων που δίνονται στον πίνακα 1 παρρυσιάζουν ασυνήθιστα υψηλή % αναλογία σε K_2O (1.29-3.5) και SiO_2 . Οι αναλύσεις αυτές αντιπροσωπεύουν συστάσεις ενός φυλλόμορφου, καφέ-κίτρινου, πλεοχρωϊκού ορυκτού με υψηλή διπλοθλαστικότητα, του οποίου οι ιδιότητες είναι παρόμοιες με αυτές του βιοτίτη και του χλωρίτη-βερμικουλίτη από την Ν. Ζηλανδία (Brown, 1967* Graw, 1981) του οξειδωμένου χλωρίτη από τις Άλπεις (Chatterjee, 1966) και του Κ-ούχου χλωρίτη από τη Σάμο (Mroskos and Perdikatzi, 1982). Οι περιεκτικότητες των χλωρίτων $T81_1, 81_2$ και $T41_1, T41_2$ σε K_2O και MgO επιβεβαιώνουν την παρατήρηση των τελευταίων ερευνητών ότι οξείδωση του χλωρίτη συνοδεύεται από σημαντική απώλεια μαγνησίου και αντίστοιχη αύξηση του Καλλίου. Πρόσφατα, οι Massonne και Czank (1985) μελέτησαν λεπτομερειακά την καφέ-κίτρινη, έντονα διπλοθλαστική περιφερειακή φυλλοπιριτική εξαλλοίωση ενός πράσινου Mg-ριπιδόλιθου από μεταβατικά πετρώματα της Βενεζουέλας και κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η εξαλλοίωση του συνοδεύεται από την ανάπτυξη στοιβάδων 10\AA K-μαρμαρυγία μεταξύ των στοιβάδων 14\AA του χλωρίτη. Λεπτομερής ακτινογραφική ανάλυση των χλωρίτων των πετρωμάτων της θ-Χ σειράς δεν έχει γίνει ακόμη, αλλά οι ενδείξεις που υπάρχουν από back-scattered electron images για το κάλιο υποδηλώνουν την ύπαρξη υπομικροσκοπικής ενδοστρωμάτωσης χλωρίτη και K-μαρμαρυγία.

II) Μοσχοβίτης

Μοσχοβίτης συναντάται σε αφθονία σε όλα τα πετρώματα που μελετήθηκαν. Αντιπροσωπευτικές μικροαναλύσεις κρυστάλλων δίνονται στον πίνακα 2. Σε πολλά δείγματα παρουσιάζονται αξιόλογες διαφορές στη χημική σύσταση μεταξύ των διαφό-

Πίνακας 2: Χημικές αναλύσεις λευκών μαρμαρυγιών

	11 ₁	11 ₂	19 ₁	19 ₂	41 ₁	41 ₂	44 ₁	44 ₂	47 ₁	47 ₂	47 ₃	52 ₁	52 ₂	77 ₁	77 ₂	87 ₁	87 ₂
SiO ₂	47,76	45,39	46,59	48,86	46,02	50,29	45,56	49,59	49,82	47,34	45,49	50,04	47,04	49,43	50,10	49,18	46,90
TiO ₂	0,28	0,21	0,05	0,31	0,10	0,22	0,07	0,17	-	0,13	0,25	0,33	0,07	0,32	0,40	0,21	0,03
Al ₂ O ₃	27,58	29,59	38,85	29,70	34,36	27,29	37,87	26,43	37,19	35,84	27,11	26,53	38,78	27,41	27,23	27,25	37,62
FeO	4,74	7,03	1,21	4,04	3,22	3,75	0,98	3,81	0,68	2,19	3,88	3,20	0,67	5,05	3,77	4,03	1,49
MgO	2,68	2,84	-	2,18	0,73	2,73	-	2,49	-	0,01	0,10	0,02	-	0,06	0,08	-	0,08
MnO	-	0,03	0,04	-	-	-	-	-	-	0,15	0,01	0,06	0,04	0,18	0,17	0,10	0,11
CaO	0,11	0,07	0,01	0,06	0,10	0,12	0,35	0,11	0,15	0,10	0,01	0,06	0,04	0,18	0,17	0,10	0,11
Na ₂ O	0,69	0,50	7,16	0,75	3,79	0,74	6,00	0,48	6,98	4,75	0,53	0,13	7,23	0,68	0,43	0,55	6,25
K ₂ O	10,01	8,69	0,44	10,51	3,96	10,71	1,84	10,49	0,51	3,05	10,57	10,58	0,69	9,61	10,56	10,40	2,12
ΣΥΝΟΛΟ	93,85	94,35	94,35	96,41	92,28	95,65	92,67	93,57	95,33	94,07	94,67	93,36	94,65	94,45	94,66	94,22	94,73

Αριθμός ιόντων με βάση τα 22(O)

	11 ₁	11 ₂	19 ₁	19 ₂	41 ₁	41 ₂	44 ₁	44 ₂	47 ₁	47 ₂	47 ₃	52 ₁	52 ₂	77 ₁	77 ₂	87 ₁	87 ₂
Si	6,55	6,26	6,02	6,52	6,21	6,75	6,03	6,81	6,33	6,24	6,72	6,84	6,06	6,73	6,87	6,68	6,07
Al ^{IV}	1,45	1,74	1,98	1,48	1,79	1,25	1,97	1,19	1,67	1,76	1,28	1,16	1,94	1,27	1,13	1,32	1,93
Al ^{VI}	3,00	3,06	3,94	3,18	3,67	3,05	3,93	3,10	3,89	3,78	3,08	3,12	3,94	3,13	3,27	3,06	3,85
Ti	0,02	0,01	-	0,03	-	0,02	-	0,01	-	-	0,02	0,03	-	0,03	-	0,01	-
Fe	0,54	0,80	0,13	0,45	0,35	0,42	0,10	0,41	0,07	0,23	0,44	0,36	0,07	0,57	0,41	0,46	0,15
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,54	0,58	-	0,43	0,14	0,54	-	0,49	-	0,08	0,53	0,50	0,02	0,34	0,33	0,51	0,04
Ca	0,01	-	-	-	-	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	-	-	-	0,02	-	0,01	0,01
Na	0,18	0,12	1,78	0,19	0,98	0,19	1,54	0,10	1,71	1,20	0,13	0,03	1,78	0,18	-	0,14	1,56
K	1,75	1,52	0,06	1,78	0,68	1,82	0,32	1,82	0,07	0,50	1,83	1,84	0,70	1,66	1,80	1,80	0,34

ρων κρυστάλλων (π.χ. T77, T11). Οι διαφορές αυτές μπορούν να αποδοθούν στην μετασταθή διατήρηση κρυστάλλων που αναπτύχθηκαν σε κάποιο από τα αρχικά στάδια της μεταμόρφωσης. Είναι χαρακτηριστικό επίσης ότι κρύσταλλοι μοσχοβίτη με διαφορετική σύσταση συνυπάρχουν κυρίως σε μή καθαρά χαλαζιτικά πετρώματα ή σε μεταπηλητικά πετρώματα στα οποία υπάρχουν απομονωμένα μικροσκοπικές περιοχές ή ζώνες πλούσιες σε γρανοβλαστικό χαλαζία. Από τον πίνακα 3 φαίνεται ότι οι μοσχοβίτες παρουσιάζουν εκτεταμένη αντικατάσταση μεταξύ κατιόντων οκταεδρικών και τετραεδρικών θέσεων $[(Al^{IV}, Al^{VI}) \pm (Mg, Fe^{+2})VI, Si^{IV}]$. Καμία από τις αναλύσεις δεν αντιστοιχεί στην πραγματικότητα σε καθαρό μοσχοβίτη, αφού ο λόγος Si/Al^{IV} είναι >3 ενώ ο συνολικός αριθμός κατιόντων Al είναι μικρότερος από τον θεωρητικά αναμενόμενο 6. Η επί % αναλογία των οκταεδρικών κατιόντων Al που αντικαθίστανται από Fe και Mg (σελαδονιτικό μόριο) παρουσιάζει μεγάλη διαφοροποίηση και κυμαίνεται από 17 έως 31%. Η συμμετοχή του σελαδονιτικού μορίου στο μοσχοβίτη είναι μικρότερη στα χαλαζω-αστρικά πετρώματα με χλωρίτη, αυξάνεται στα πετρώματα που ο μοσχοβίτης συνυπάρχει με χλωριτοειδές ± γρανάτη και παίρνει τη μεγαλύτερή του τιμή σε πετρώματα με χλωριτοειδές + Na-σιμφιβολο ± γρανάτη. Το στερεό διάλυμα K-Na στους μοσχοβίτες που εξετάστηκαν παρουσιάζει μεγάλη ποικιλία σε ορισμένους κρυστάλλους δεν συμμετέχει καθόλου το παραγωγικό μόριο, ενώ σε άλλους φθάνει έως 10%. Το μαργαριτικό μόριο συμμετέχει στη δομή μερικών κρυστάλλων, αλλά σε αναλογία $<1\%$. Η ποικιλότητα της χημικής σύστασης των μοσχοβιτών δίνεται γραφικά στο σχήμα 3. Οι αναλύσεις, προβάλλονται κατά μήκος του στερεού διαλύματος αλλά σε διάφορες τιμές του συστατικού K (K_2O-Na_2O) λόγω της απόκλισης του αθροίσματος των αλκαλίων από την ιδανική του τιμή (βλέπε επίσης Guidotti, 1970, 1974; Allen and Ragland, 1972; Graw, 1981).

III) Παραγωνίτης

Αναλύσεις παραγωνίτη δίνονται στον πίνακα 2 με αυτές του συνυπάρχοντος μοσχοβίτη. Οι αναλύσεις δείχνουν αμελητέα απόκλιση από την ιδεατή κάλυψη των τετραεδρικών και οκταεδρικών θέσεων. Το σελαδονιτικό μόριο στις περισσότερες από τις αναλύσεις είναι $<5\%$. Το στερεό διάλυμα όμως Na-K είναι περισσότερο εκτεταμένο στους παραγωνίτες από ότι στους μοσχοβίτες, αν και αυτό μπορεί να οφείλεται στη χαμηλή ακρίβεια μερικών μικροαναλύσεων. Back-scattered electron images έδειξαν την ύπαρξη ενδοστρωμάτωσης φυλλιδίων παραγωνίτη-μοσχοβίτη σε κλίμακα 10-15μm, επομένως η δέσμη των ακτίνων σε κάποιες αναλύσεις είναι πιθανό να συμπεριέλαβε και τμήμα γειτονικού μοσχοβίτη.

IV) Χλωριτοειδές

Το χλωριτοειδές βρίσκεται με μορφή ιδιομόρφων πολυδύμων πορφυροβλαστών μήκους 5mm ή σε ροδοειδή συσσωματώματα. Οι μικροαναλύσεις του χλωριτοειδούς

Πίνακας 3: Χημικές αναλύσεις χλωριτοειδών

	11	19	41	44	47	52	87
SiO ₂	24,38	24,43	24,01	24,14	24,32	23,98	24,17
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	39,97	39,74	39,01	38,72	39,93	39,90	40,08
FeO	23,90	24,99	25,65	28,21	24,68	26,75	26,15
MnO	0,67	1,31	0,83	0,43	0,48	0,38	0,44
MgO	3,03	2,80	2,02	1,25	3,00	1,21	1,79
CaO	-	0,01	-	-	0,05	0,08	0,07
Na ₂ O	-	0,12	-	-	0,53	0,37	0,10
K ₂ O	-	0,05	0,01	0,01	-	-	-
ΣΥΝΟΛΟ	91,95	93,45	91,53	92,76	92,99	92,67	92,80

Πίνακας 4: Χημικές αναλύσεις γρανατών

	11c	11R	19c	19R
SiO ₂	36,94	37,35	35,98	36,76
TiO ₂	0,20	0,01	1,99	0,18
Al ₂ O ₃	20,74	21,15	20,13	20,32
FeO	20,30	27,98	16,68	19,04
MnO	16,54	7,63	19,94	18,51
MgO	0,55	0,69	0,51	0,73
CaO	5,12	5,38	5,30	4,87
Na ₂ O	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-
ΣΥΝΟΛΟ	100,39	100,46	100,53	100,41

Πίνακας 5: Χημικές αναλύσεις Na-σιμφιβόλων

	11	41	47	52
SiO ₂	54,48	54,54	56,14	55,54
TiO ₂	1,61	0,11	0,23	0,14
Al ₂ O ₃	8,16	8,32	10,28	11,68
FeO	16,72	17,62	15,93	15,62
MnO	0,24	0,22	0,06	-
MgO	7,49	7,01	7,51	6,42
CaO	0,49	0,63	0,51	0,72
Na ₂ O	7,28	7,06	7,28	6,61
K ₂ O	0,04	-	-	-
ΣΥΝΟΛΟ	96,51	95,41	97,94	96,73

Με βάση τα 12(0)

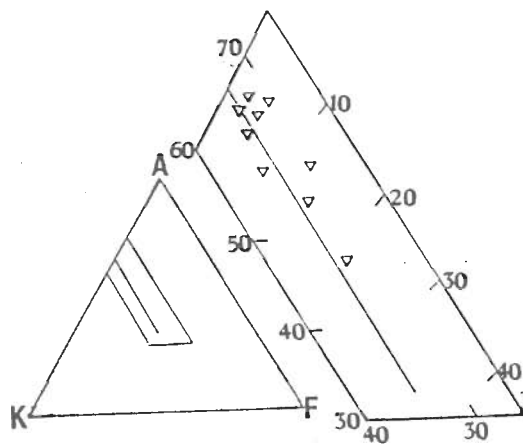
	2,02	2,01	2,02	2,00	2,00	2,00	2,00
Si ^{IV}	2,02	2,01	2,02	2,00	2,00	2,00	2,00
Al ^{IV}	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al ^{VI}	0,91	0,85	0,87	0,84	0,88	0,93	0,92
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Fe ⁺³	0,09	0,15	0,13	0,16	0,12	0,07	0,08
Fe ⁺²	1,56	1,57	1,67	1,82	1,58	1,80	1,73
Mg	0,34	0,34	0,25	0,15	0,36	0,15	0,22
Mn	0,04	0,09	0,06	0,03	0,03	0,02	0,33
Ca	-	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	-	-	-	-	-

Με βάση τα 12(0)

	2,99	3,00	2,92	2,98
Si ^{IV}	0,01	-	0,08	0,02
Al ^{VI}	1,97	2,00	1,84	1,92
Ti	0,01	-	0,12	0,01
Fe ⁺³	0,02	-	0,03	0,06
Fe ⁺²	1,35	1,88	1,89	1,22
Mg	0,06	0,11	0,06	0,09
Mn	1,13	0,52	1,37	1,27
Ca	0,44	0,46	0,46	0,42
Na	-	-	-	-

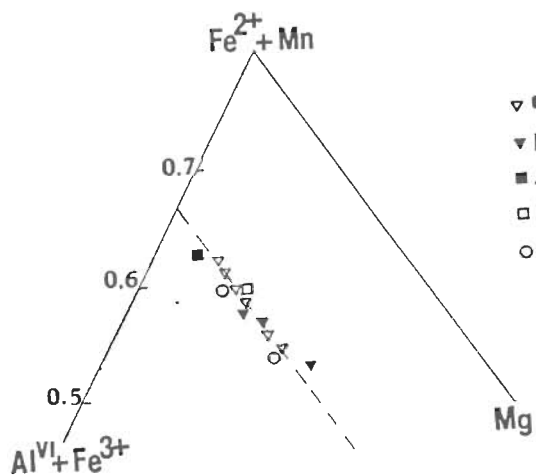
Με βάση τα 23(0)

	7,89	7,99	7,91	7,89
Si ^{IV}	0,11	0,01	0,09	0,11
Al ^{VI}	1,38	1,43	1,62	1,84
Ti	0,17	0,01	0,02	-
Fe ⁺³	0,62	0,60	0,35	0,44
Fe ⁺²	1,10	1,56	1,52	1,71
Mg	1,62	1,53	1,58	1,36
Mn	0,03	0,03	-	-
Ca	0,07	0,10	0,08	0,11
Na	2,04	2,01	1,99	1,82



A = $Al_2O_3 - (3K_2O + Na_2O + CaO)$
 K = $K_2O + Na_2O$
 F = $\Sigma FeO + MgO + MnO + TiO_2$

Σχ. 3.: Ποικιλότητα σύστασης μουσχοβιτών.
 Fig.3.: Compositional variation of muscovites.



▽ Φ - Χ σειρά
 ▼ Βορ. Πελοπ.
 ■ Δυτ. Κρήτη
 □ Νοτ. Λακωνία
 ○ Ταύγετος

Σχ. 4.: Χημική σύσταση χλωριτοειδών της κεντρικής Πελοποννήσου και άλλων περιοχών της Φ-Χ σειράς.
 Fig.4.: Composition of chloritoid from the Central Peloponnese and other parts of the PQ series.

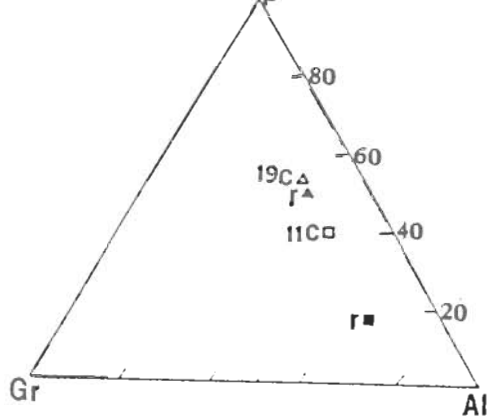
(Πίνακας 3) δείχνουν απόλυτη συμφωνία με το χημικό τύπο $(Fe^{2+}Mg)_2(Al, Fe^{3+})Al_3O_2(SiO_4)_2(OH)_4$. Ο Fe, όπως φαίνεται και από το σχήμα 4 (Halfordahl, 1961), καταλαμβάνει το 53-63% της οκταεδρικής θέσης ενώ το Mg κυμαίνεται από 5 έως 12.5%. Πρέπει να σημειωθεί, ότι το πλουσιότερο σε Fe-φτωχότερο σε Mg χλωριτοειδές συνυπάρχει με χλωρίτη που έχει υψηλό λόγο $Fe/Fe+Mg$, ενώ το φτωχότερο σε Fe-χλωριτοειδές συναντάται στην παραγένεση χλωρίτης-Να, αμφίβολος-γρανάτης, στην οποία ο λόγος $Fe/Fe+Mg$ του χλωρίτη είναι πολύ μικρός. Στο σχήμα 4, έχουν προβληθεί επίσης για σύγκριση και αναλύσεις χλωριτοειδών από πετρώματα άλλων περιοχών της Φ-Χ σειράς (Δυτ. Κρήτη, Seidel et al. 1975' Β. Πελοπόννησος, Μπαλατατζής, 1983 : Ν. Λακωνία, Katagas, 1980 : Ταύγετος, Σκαρπέλης, 1982).

V) Γρανάτης

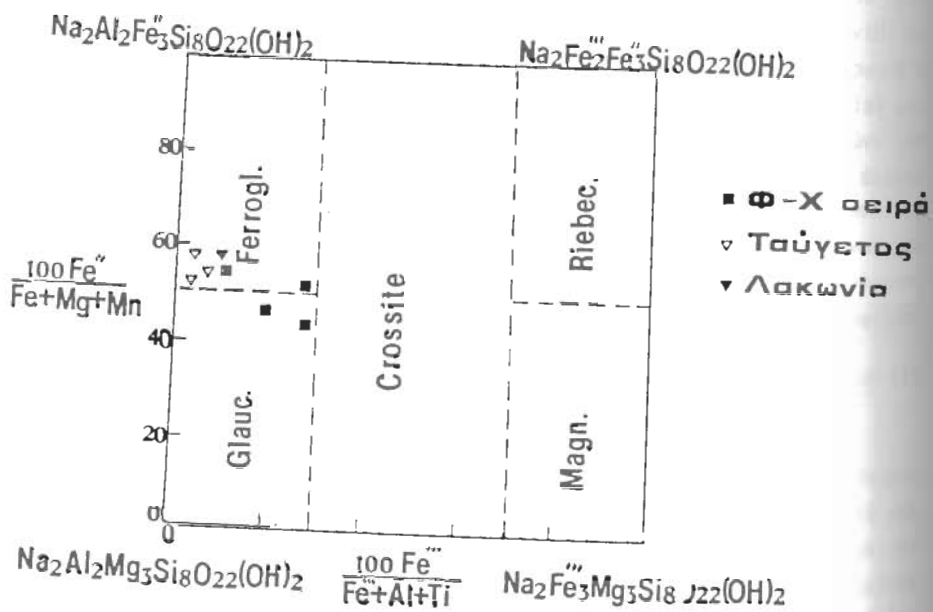
Οι πορφυροβλάστες του γρανάτη παρουσιάζουν ζωνώδη σύσταση. Αποτελούνται κυρίως από αλμανδίνη, σπессαρτίνη, γροσσουλάριο και σε μικρότερο ρυθμό από πυρωπό και ανδραδίτη. Το σπессαρτινικό μόριο ελλαττώνεται προς την περιφέρεια ενώ αυξάνεται το αλμανδινικό. Τα μόρια του γροσσουλάριου και πυρωπού ακολουθούν την τάση του αλμανδίνη αλλά με πολύ μικρότερη διαφοροποίηση μεταξύ πυρήνα-περιφέρειας (Πίνακας 5). Από το σχήμα 4 φαίνεται ότι η ζωνώδης ανάπτυξη δεν είναι ίδια σ'όλους τους κρυστάλλους. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι ο πλούσιος σε Mn γρανάτης του δείγματος T19 συνυπάρχει με χλωρίτη και χλωριτοειδές που είναι πλούσια σε Mn, ενώ ο φτωχότερος σε Mn γρανάτης του δείγματος T11 συνυπάρχει με αντίστοιχα αρκτά που είναι επίσης φτωχότερα σε Mn. Θα πρέπει επομένως οι διαφορές στις συστάσεις του γρανάτη να οφείλονται σε μεγάλο βαθμό στις διαφορές χημικής σύστασης των φιλοξενούντων πετρωμάτων. Η παρουσία του γραφίτη π.χ. στο δείγμα T11 θα μπορούσε να ελαττώσει την fO_2 και να δημιουργήσει ευνοϊκές συνθήκες για την σταθερότητα του αλμανδίνη (Klein, 1966' Hsu, 1968).

VI) Νατριούχοι Αμφίβολοι

Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις Na-ούχων αμφιβόλων δίνονται στον πίνακα 5. Το γεγονός ότι στην τετραεδρική θέση παρατηρείται κάποια αντικατάσταση $Si^{4+} \pm Al^{3+}$ και ότι το Al^{VI} δεν επαρκεί για την συμπλήρωση της οκταεδρικής θέσης υποδηλώνει την παρουσία κάποιου ποσοστού Fe^{3+} . Ο υπολογισμός των ιόντων του Fe^{3+} που συμμετέχουν στην δομή των αμφιβόλων έγινε με βάση το διάγραμμα της θεωρητικής μεταβολής της ιδανικής συστάσεως των Na-αμφιβόλων στο επίπεδο γλαυκοφανής-φερρογλαυκοφανής-ριμπεκίτης-μαγνησιοριμπεκίτης (βλέπε Dixon, 1968). Από τον πίνακα 5 φαίνεται να υπάρχει εκτεταμένη αντικατάσταση μεταξύ $Fe^{2+} \pm Mg$ και έτσι οι συστάσεις των κρυστάλλων που αναλύθηκαν παίρνουν ενδιάμεσες τιμές στο στερεό διάγραμμα γλαυκοφανής-φερρογλαυκοφανής (Σχ. 6). Ο λόγος $100Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al^{VI} + Ti$ κυμαίνεται από 7 έως 29.5, επομένως το στερεό διάλυμα γλαυκοφανής-μαγνησιοριμπε-



Σχ. 5.: Προβολή γρανατών σε διάγραμμα Sp-Gr-Al.
 Fig.5.: Composition of garnets on a Spessartine-Grossular-Almandine diagram.



Σχ. 6.: Νατριούχοι αμφίβολοι των μεταπηλιτών της κεντρικής Πελοποννήσου και άλλων περιοχών της Φ-Χ σειράς (διάγραμμα Miyashiro, 1957).
 Fig.6.: Na-amphiboles from the metapelites of Central Peloponnese and other parts of the PQ series (diagram of Miyashiro, 1957).

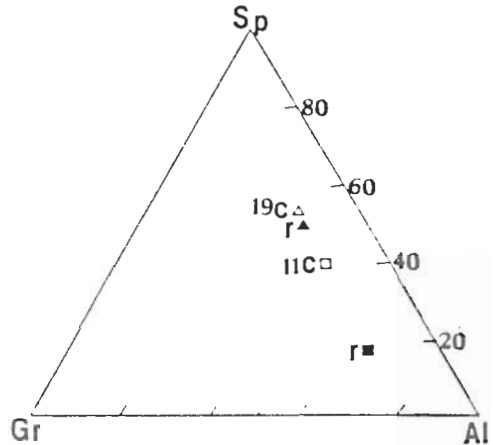
κλίτης πλησιάζει την σύσταση του κροσσίτη (Miyashiro, 1957). Οι διαφορές στις χημικές συστάσεις των Na-αμφιβόλων που παρατηρούνται στα δείγματα που εξετάστηκαν, αλλά και ίσως οι διαφορές μεταξύ Na-αμφιβόλων διαφόρων άλλων περιοχών της Φ-Χ σειράς, πιστεύουμε ότι δεν αντικατοπτρίζουν σημαντικές διαφορές συνθηκών P/T, αλλά διαφορές του χημισμού των πρωτολίθων (π.χ. ιδιαιτερότητες μεταξύ πρωτολίθων στην ενεργότητα του οξυγόνου και την περιεκτικότητα σε Fe. (Okay, 1978).

VII) Αλβίτης

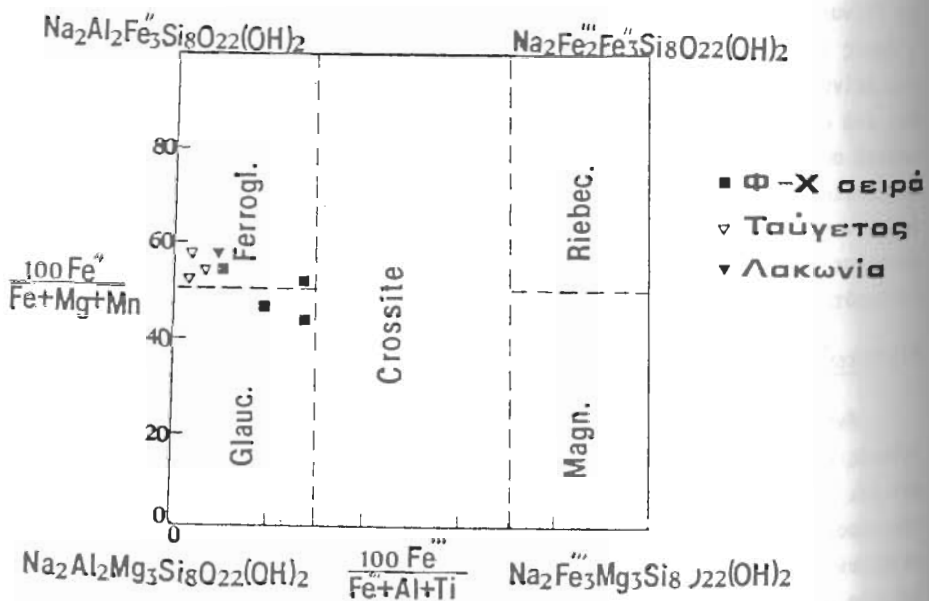
Από τις αναλύσεις των πλαγιοκλάστων που βρέθηκαν στα πετρώματα προέκυψε ότι το ανορθιτικό μόριο δεν συμμετέχει καθόλου στην δομή τους, ενώ το μόριο του ορθοκλάστου συμμετέχει με ποσοστό 2-4%.

4. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΩΝ ΠΑΡΑΓΕΝΕΣΕΩΝ

Οι παραγένεσεις των πετρωμάτων που αναφέρθηκαν περιέχουν φάσεις που μπορούν να περιγραφούν κατά προσέγγιση στο σύστημα $SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-Na_2O-H_2O$. Επειδή το K_2O σχηματίζει μία μόνο κύρια φάση (τον μοσχοβίτη) και το K του παραγωνίτη είναι μικρό, μπορεί να παραληφθεί, οπότε καταλήγουμε σε σύστημα 6 συστατικών. Οι παραγένεσεις 1A, 6A και 5B περιέχουν 5 φάσεις (+H₂O) η κάθε μία, έχουν επομένως δύο βαθμούς ελευθερίας, και είναι σταθερές σ'ένα διάστημα συνθηκών P-T. Τούτο εξηγεί τη μεγάλη συχνότητα, τουλάχιστο των παραγένεσεων 6A και 5B στα μεταπηλιτικά πετρώματα της Πελοποννήσου. Η παραγένεση 1A (σε μερικά δείγματα και οι 6A, 5B) είναι πολύ πιθανό να έχει στην πραγματικότητα ένα βαθμό ελευθερίας, εφ'όσον ο αλβίτης που συναντάται σε μερικά πετρώματα βρίσκεται πράγματι σε ισορροπία με τις άλλες συνυπάρχουσες φάσεις. Επειδή όλες οι ορυκτολογικές παραγένεσεις περιέχουν ελεύθερο χαλαζία και άφθονα ένυδρα ορυκτά, μπορούμε να δεχθούμε επίσης ότι το σύστημα είναι κορεσμένο σε SiO_2 και H_2O , οπότε το σύστημα περιορίζεται στα συστατικά $Al_2O_3-FeO-MgO-Na_2O$. Τα συστατικά αυτά θεωρούμε ότι καταλαμβάνουν τις κορυφές ενός τετραέδρου εις το οποίο μπορούμε να προβάλλουμε τα ορυκτά των διαφόρων παραγένεσεων. Η παραγένεση χλωρίτης-χλωριτοειδές-παραγωνίτης-γρανάτης (B5) καταλαμβάνει έναν συστασιακό υπο-χώρο του τετραέδρου $Al_2O_3-FeO-MgO-Na_2O$. Οι παραγένεσεις 3 ή 2 φάσεων που ορίζονται από το τετράεδρο της B5 μπορούν να σχηματιστούν σε συνθήκες P-T παρόμοιες με αυτές της παραγένεσης B5, αν ο χημισμός του πετρώματος και των φιλοξενουμένων φάσεων είναι αυτός που καθορίζεται από τον συστασιακό χώρο της B5, (Σχ. 7Α). Ο συστασιακός χώρος της παραγένεσης Α1 (χλωρίτης-χλωριτοειδές-παραγωνίτης-Na-αμφίβολος) εφάπτεται με τα συστασιακό χώρο της B5 κατά το επίπεδο της παραγένεσης χλωρίτης-χλωριτοειδές-παραγωνίτης, διαφέρει όμως ως προς τα άλλα συστατικά, (Σχ. 7Β). Η ύπαρξη



Σχ. 5.: Προβολή γρανατών σε διάγραμμα Sp-Gr-Al.
 Fig.5.: Composition of garnets on a Spessartine-Grossular-Almandine diagram.



Σχ. 6.: Νατριούχοι αμφίβολοι των μεταπηλιτών της κεντρικής Πελοποννήσου και άλλων περιοχών της Φ-Χ σειράς (διάγραμμα Miyashiro, 1957).
 Fig.6.: Na-amphiboles from the metapelites of Central Peloponnese and other parts of the PQ series (diagram of Miyashiro, 1957).

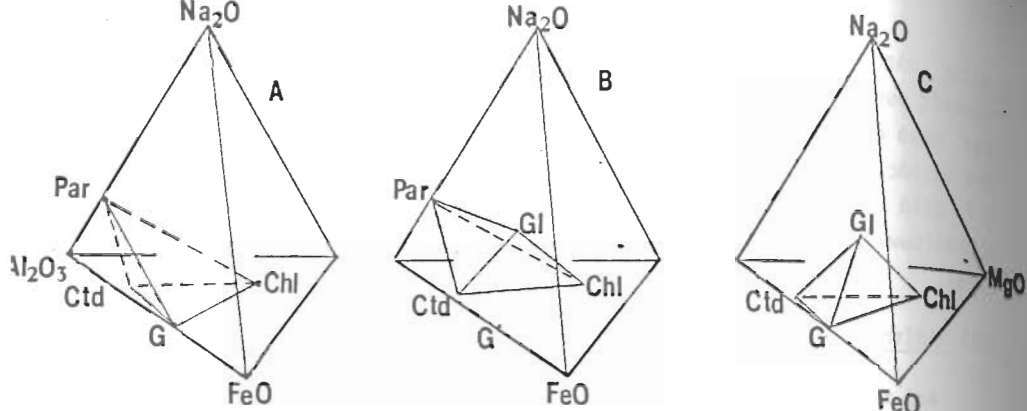
κίτης πλησιάζει την σύσταση του κροσσίτη (Miyashiro, 1957). Οι διαφορές στις χημικές συστάσεις των Na-αμφιβόλων που παρατηρούνται στα δείγματα που εξετάστηκαν, αλλά και ίσως οι διαφορές μεταξύ Na-αμφιβόλων διαφόρων άλλων περιοχών της Φ-Χ σειράς, πιστεύουμε ότι δεν αντικατοπτρίζουν σημαντικές διαφορές συνθηκών P/T, αλλά διαφορές του χημισμού των πρωτολίθων (π.χ. ιδιαιτερότητες μεταξύ πρωτολίθων στην ενεργότητα του οξυγόνου και την περιεκτικότητα σε Fe. (Okay, 1978).

VII) ΑΛΒΙΤΗΣ

Από τις αναλύσεις των πλαγιοκλάστων που βρέθηκαν στα πετρώματα προέκυψε ότι το ανορθιτικό μόριο δεν συμμετέχει καθόλου στην δομή τους, ενώ το μόριο του ορθοκλάστου συμμετέχει με ποσοστό 2-4%.

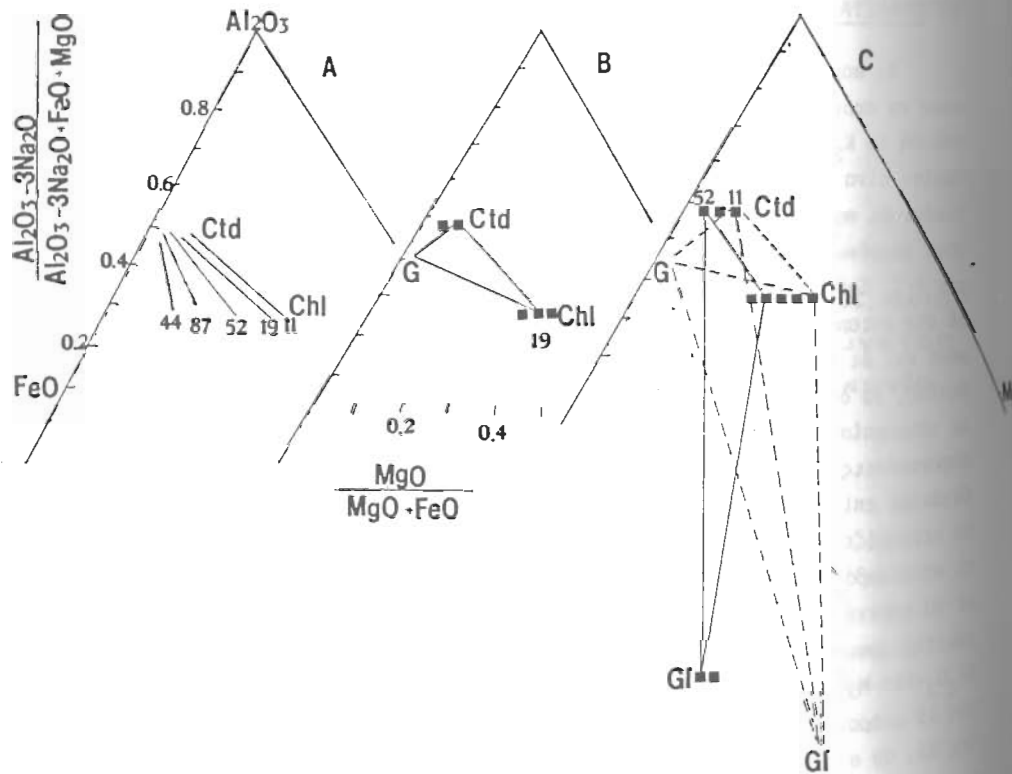
4. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΩΝ ΠΑΡΑΓΕΝΕΣΕΩΝ

Οι παραγένεσις των πετρωμάτων που αναφέρθηκαν περιέχουν φάσεις που μπορούν να περιγραφούν κατά προσέγγιση στο σύστημα $SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-Na_2O-H_2O$. Επειδή το K_2O σχηματίζει μία μόνο κύρια φάση (τον μοσχοβίτη) και το K του παραγωνίτη είναι μικρό, μπορεί να παραληφθεί, οπότε καταλήγουμε σε σύστημα 6 συστατικών. Οι παραγένεσις 1A, 6A και 5B περιέχουν 5 φάσεις (+ H_2O) η κάθε μία, έχουν επομένως δύο βαθμούς ελευθερίας, και είναι σταθερές σ'ένα διάστημα συνθηκών P-T. Τούτο εξηγεί τη μεγάλη συχνότητα, τουλάχιστο των παραγένεσεων 6A και 5B στα μεταπηλιτικά πετρώματα της Πελοποννήσου. Η παραγένεση 1A (σε μερικά δείγματα και οι 6A, 5B) είναι πολύ πιθανό να έχει στην πραγματικότητα ένα βαθμό ελευθερίας, εφ'όσον ο αλβίτης που συναντάται σε μερικά πετρώματα βρίσκεται πράγματι σε ισορροπία με τις άλλες συνυπάρχουσες φάσεις. Επειδή όλες οι ορυκτολογικές παραγένεσις περιέχουν ελεύθερο χαλαζία και άφθονα ένυδρα ορυκτά, μπορούμε να δεχθούμε επίσης ότι το σύστημα είναι κορεσμένο σε SiO_2 και H_2O , οπότε το σύστημα περιορίζεται στα συστατικά $Al_2O_3-FeO-MgO-Na_2O$. Τα συστατικά αυτά θεωρούμε ότι καταλαμβάνουν τις κορυφές ενός τετραέδρου εις το οποίο μπορούμε να προβάλλουμε τα ορυκτά των διαφόρων παραγένεσεων. Η παραγένεση χλωρίτης-χλωριτοειδής-παραγωνίτης-γρανάτης (B5) καταλαμβάνει έναν συστασιακό υπο-χώρο του τετραέδρου $Al_2O_3-FeO-MgO-Na_2O$. Οι παραγένεσις 3 ή 2 φάσεων που ορίζονται από το τετράεδρο της B5 μπορούν να σχηματιστούν σε συνθήκες P-T παρόμοιες με αυτές της παραγένεσης B5, αν ο χημισμός του πετρώματος και των φιλοξενουμένων φάσεων είναι αυτός που καθορίζεται από τον συστασιακό χώρο της B5, (Σχ. 7A). Ο συστασιακός χώρος της παραγένεσης A1 (χλωρίτης-χλωριτοειδής-παραγωνίτης-Na-αμφίβολος) εφάπτεται με τα συστασιακό χώρο της B5 κατά το επίπεδο της παραγένεσης χλωρίτης-χλωριτοειδής-παραγωνίτης, διαφέρει όμως ως προς τα άλλα συστατικά. (Σχ. 7B). Η ύπαρξη



Σχ. 7.: Παραγένεσις των μεταπηλιτικών πετρωμάτων στο σύστημα $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{MgO}$.

Fig.7.: Metapelitic mineral assemblages in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{MgO}$.



Σχ. 8.: Προβολή συνυπαρχόντων ορυκτών μεταπηλιτικών πετρωμάτων Κ. Πελοποννήσου στο επίπεδο $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{MgO}$ του τετραέδρου $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Na}_2\text{O}$, με σημεία προβολής των παραγωνίτη.

Fig.8.: Metapelitic mineral assemblages of Central Peloponnese projected from paragonite on to the plane $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{MgO}$ of the $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Na}_2\text{O}$ tetrahedron.

κοινού χώρου μεταξύ των τετραέδρων των B5 και A1 υποδηλώνει διαφορές στις συνθήκες σταθερότητας μεταξύ των B5 και A1. Τέλος, ο συστασιακός όγκος της παραγένεσης χλωρίτης-γρανάτης-γλαυκοφανής-χλωριτοειδής (A6) εφάπτεται με τον συστασιακό χώρο της A1 κατά το επίπεδο της παραγένεσης χλωρίτης-χλωριτοειδής γλαυκοφανής. Από το σχήμα 7C γίνεται φανερό ότι η παραγένεση A6 θα πρέπει να σχηματίζεται σε πετρώματα διαφορετικού χημισμού απ'αυτά της A1, αφού επεκτείνει τον συστασιακό χώρο των μεταπηλιτικών πετρωμάτων προς πλουσιότερες σε FeO χημικές συστάσεις (χλωρίτης-γρανάτης-γλαυκοφανής). Μεταξύ όμως των τετραέδρων των παραγένεσεων A6 και B5 παρατηρείται επίσης επικάλυψη και υποδηλώνονται διαφορές στις αντίστοιχες συνθήκες σχηματισμού τους.

Αν δεχθούμε ότι ο παραγωνίτης είναι κοινή φάση, τουλάχιστον στις παραγένεσεις χαμηλών βαθμών ελευθερίας, τα ορυκτά του τετραέδρου $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Na}_2\text{O}$ μπορούν να προβληθούν από τον παραγωνίτη (+χαλαζίτης, H_2O) στο επίπεδο $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{MgO}$ του τετραέδρου. Στο σχήμα 8A έχουν προβληθεί συστάσεις συνυπαρχόντων ζευγών χλωρίτη-χλωριτοειδούς ανεξάρτητα από την υπόλοιπο ορυκτολογική παραγένεση. Η διάταξη των συνδυετικών γραμμών δείχνει ότι μεταξύ των συνυπαρχόντων κρυστάλλων χλωριτοειδούς και χλωρίτη έχει επιτευχθεί αξιόλογη ισορροπία. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι το ζεύγος χλωρίτη-χλωριτοειδούς με το μικρότερο λόγο $\text{MgO}/\text{MgO}+\text{FeO}$ (δείγμα 44) δεν περιέχει άλλες Fe-Mg-ούχες φάσεις, ενώ το ζεύγος 11, με το μεγαλύτερο λόγο $\text{MgO}/\text{MgO}+\text{FeO}$ συνυπάρχει με γρανάτη και Na-ούχο αμφίβολο.

Οι προβολές των συστάσεων των ορυκτών της παραγένεσης χλωρίτης+χλωριτοειδής+γρανάτης (παραγωνίτης) (Σχ. 8B) δείχνουν ότι η γένεση του γρανάτη θα μπορούσε να οφείλεται σε μία αντίδραση του τύπου:

$\text{Fe-ούχος χλωρίτης} + \text{Fe-ούχο χλωριτοειδής} + \text{SiO}_2 = \text{λιγότερο Fe-ούχος χλωρίτης} + \text{λιγότερο Fe-ούχο χλωριτοειδής} + \text{γρανάτης}$.

Η παραγένεση του δείγματος 11 (Σχήμα 8C) φαίνεται να παραβιάζει τον κανόνα των φάσεων, αυτό όμως οφείλεται στο ότι ενώ στερείται παραγωνίτη (όπως και η παραγένεση του δείγματος 52) προβλήθηκε, για λόγους σύγκρισης με τις προηγούμενες, επίσης από τον παραγωνίτη, εμφανίζεται δηλαδή ως ψευδο-Univariant. Από τις σχέσεις των συνδυετικών γραμμών στο σχήμα 8C συνάγεται ότι η συνύπαρξη χλωριτοειδούς-γλαυκοφανούς μπορεί να οφείλεται στην ασυνεχή αντίδραση:

$\text{χλωρίτης} + \text{γρανάτης} + \text{παραγωνίτης} \pm \text{χλωριτοειδής} + \text{γλαυκοφανής} + \text{χαλαζίτης} + \text{H}_2\text{O}$ (Katagas, 1980)

Η αντίδραση αυτή έχει έναν βαθμό ελευθερίας, επομένως και οι επτά φάσεις μπορούν να συνυπάρχουν σε συγκεκριμένες συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης. Στην πραγματικότητα, η παραγένεση που περιλαμβάνει τις αντιδρώσες φάσεις και τα προϊόντα της αντίδρασης είναι σχετικά σπάνια, έχει όμως βρεθεί και περιγραφεί στην Ν. Λακωνία από τον Katagas (1980) και νότια της Αρτεμισίας (Σκαρπέλης, 1982). Η παραγένεση όμως των προϊόντων της αντίδρασης καθώς και παρεγόμενες των προϊόντων

με μία ή δύο από τις αντιδρώσες φάσεις απαντώνται συχνά, όχι μόνο στις περιοχές της Κ. Πελοποννήσου που εξετάστηκαν αλλά και σε άλλες περιοχές της Φ-Χ σειράς. Προφανώς, στις περισσότερες περιπτώσεις οι αντιδρώσες φάσεις δεν θα ήταν διαθέσιμες στις σωστές αναλογίες για την αντίδραση, και κάποια απ'αυτές μπορεί να εξαντλήθηκε με την άνοδο της θερμοκρασίας πάνω από την θερμοκρασία ισορροπίας της αντίδρασης, σε δεδομένη πίεση.

5. ΠΙΘΑΝΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

Η παρουσία του γλαυκοφανούς, του Fe-χλωριτοειδούς, του γρανάτη και η συνύπαρξη μοσχοβίτη-παραγωνίτη, παραγωνίτη-χαλαζίτα, σε συνδυασμό με την γνώση του χημισμού αυτών των φάσεων, αποτελούν χρήσιμα στοιχεία για τον προσδιορισμό των συνθηκών του επικρατούσαν κατά τη μεταμόρφωση των φιλοξενούντων τις φάσεις αυτές πετρωμάτων.

Κρίνοντας από την συχνή συνύπαρξη παραγωνίτη+χαλαζίτα στα μεταπηλιτικά πετρώματα, παρ'ότι η αντίδραση σχηματισμού του παραγωνίτη δεν είναι δυνατόν να προσδιοριστεί, η minimum θερμοκρασία θα πρέπει να είχε υπερβεί αυτή της αντίδρασης $3\text{ Na-μοντμοριλονίτης} + 2\text{αλιβίτης} + 3\text{ παραγωνίτης} + 8\text{SiO}_2$ (Chatterjee, 1973). Η αντίδραση αυτή πραγματοποιείται στο διάστημα $335-315^\circ\text{C}$ για πιέσεις από 2-7kb. Η αντίδραση Πυροφυλλίτης(καοιλινίτης)+χλωρίτης \rightarrow χλωριτοειδές+χαλαζίτας+ H_2O θεωρείται συχνά ως υπεύθυνη για την εμφάνιση του χλωριτοειδούς σε μεταπηλιτικά πετρώματα (Hoschek, 1969). Η θερμοκρασία αυτής της αντίδρασης κινείται στα όρια των $425^\circ\text{C}-420^\circ\text{C}$ για διάστημα πιέσεων από 2 έως 10kb αντίστοιχα. Φαίνεται όμως ότι το χλωριτοειδές στα πετρώματα της Φ-Χ σειράς σχηματίζεται σε χαμηλότερη θερμοκρασία, πιθανότατα με άλλη αντίδραση όπως π.χ. χλωρίτης+παραγωνίτης+χαλαζίτας \rightarrow αλιβίτης+χλωριτοειδές+ H_2O , για την οποία όμως δεν υπάρχουν πειραματικά στοιχεία.

Η παραγένεση γλαυκοφανής+χλωριτοειδές, παρ'ότι έχει κινήσει το ενδιαφέρον πολλών ερευνητών για την σπανιότητά της δεν έχει μελετηθεί πειραματικά. Σύμφωνα με θεωρητικούς υπολογισμούς του Hoschek (1969) οι συνθήκες ισορροπίας για την αντίδραση χλωρίτης+παραγωνίτης+χαλαζίτας = χλωριτοειδές+γλαυκοφανής+ H_2O είναι περίπου 450°C στα 10kb και 500°C στα 7.5kb. Εξ'άλλου, το ανώτερο όριο ισορροπίας του φερρο-γλαυκοφανούς κατά τα πειραματικά δεδομένα του Hoffman (1972) είναι 350°C στα 3kb και 400°C στα 6.5kb, ενώ πρόσφατα πειραματικά στοιχεία για τη σταθερότητα του Γλαυκοφανούς από τους Campan και Gilbert (1983) δείχνουν ότι ο γλαυκοφανής δεν είναι σταθερός στους 400°C σε πίεση < από 12,5kb. Μια τόσο μεγάλη διαφορά πιέσεων μεταξύ φερρο-γλαυκοφανούς και γλαυκοφανούς δημιουργεί προβλήματα στην ερμηνεία των συνθηκών πιέσεων δεδομένου ότι οι Na-αμφίβολοι των πετρωμάτων της Κ. Πελοποννήσου αποτελούν ενδιάμεσα μέλη του στερεού διαλύματος Γλαυκοφανής-Φερρογλαυκοφανής.

Αν θεωρήσουμε ότι οι μοσχοβίτες και οι παραγωνίτες που συνυπάρχουν στην

δελτάματα της Κ. Πελοποννήσου ανήκουν στο δυαδικό στερεό διάλυμα $\text{KA1}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ - $\text{NaAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ μπορούμε να εφαρμόσουμε τα πειραματικά δεδομένα της solution μοσχοβίτη-παραγωνίτη και να υπολογίσουμε την θερμοκρασία σχηματισμού των παραγενέσεων. Η σύγκριση των αναλύσεων συνυπαρχόντων κρυστάλλων μοσχοβίτη-παραγωνίτη του πίνακα 2 με τα στοιχεία της solution των Eugster et al. (1972) παρέχει θερμοκρασίες $310-340^\circ\text{C}$ για τις παραγενέσεις με χλωρίτη+χλωριτοειδές+ Na -αμφίβολο και $\approx 370^\circ\text{C}$ για τα πετρώματα με χλωρίτη-χλωριτοειδές+γρανάτη. Πρέπει να σημειωθεί ότι οι θερμοκρασίες πάρθηκαν από το σκέλος του μοσχοβίτη αφού οι θερμοκρασίες που προκύπτουν από το σκέλος του παραγωνίτη δεν θεωρούνται ακριβείς για ζεύγη που έχουν σχηματιστεί σε χαμηλούς βαθμούς μεταμόρφωσης (Katagas and Baltatzis, 1980). Σε παρόμοιες θερμοκρασίες καταλήγουμε αν χρησιμοποιήσουμε το γεωθερμόμετρο

$$T(K) = \frac{3685 + 77.1P(\text{Kb})}{\ln k \left(\frac{\text{Ca} + \text{ph}}{\text{FeO}/\text{MgO}} \right)}$$

των Krogh και Raheim (1978). Από τον πυρήνα του γρανάτη

του δείγματος T19 (μοσχοβίτης-παραγωνίτης-χλωρίτης-χλωριτοειδές-γρανάτης) προκύπτει $T=320^\circ\text{C}$ ενώ από την περιφέρειά τους, $T=343^\circ\text{C}$. Για το δείγμα T11 (μοσχοβίτης-χλωρίτης-χλωριτοειδές-Na-αμφίβολος-γρανάτης) από μεν τον πυρήνα προκύπτει $T=360^\circ\text{C}$ ενώ από την περιφέρεια $T=383^\circ\text{C}$. Στον συντελεστή πίεσης του πηλ πάνω γεωθερμόμετρου δόθηκε η τιμή $P=6\text{kb}$. Η πίεση αυτή προέκυψε από την σύγκριση της μέσης τιμής των διαστάσεων $b_0=9,0389\text{\AA}$ ($\sigma=0.006$) της κυψελίδας μοσχοβιτών από 17 δείγματα που είχαν την κατάλληλη σύσταση (Guidotti and Sassi, 1976), με τις διαστάσεις b_0 μοσχοβιτών πετρωμάτων των οποίων οι συνθήκες πίεσης σχηματισμού είναι γνωστές (Guidotti and Sassi, 1986) και το πεδίο σταθερότητας του γλαυκοφανούς (Maresch, 1977). Θα πρέπει να σημειωθεί ότι η μέση διάσταση b_0 της κυψελίδας των μοσχοβιτών των πετρωμάτων της Κ. Πελοποννήσου είναι μικρότερη από την χαμηλότερη τιμή διαστάσεων b_0 που δίνουν οι Guidotti και Sassi (1986) για μοσχοβίτες χαρκτηριστικών περιοχών σειράς φάσεων τύπου υψηλής πίεσης ($b_0 > 9,045\text{\AA}$). Διαστάσεις αυτού του μεγέθους έχουν προσδιοριστεί σε μεταμορφωμένα πετρώματα υψηλής Ρ/χαμηλής Τ της Αττικοκυκλαδικής Μάζας (π.χ. Katagas, 1981). Η μέση τιμή των b_0 των μοσχοβιτών της Κ. Πελοποννήσου, σύμφωνα με τα στοιχεία των Guidotti και Sassi, αντιστοιχεί στα όρια των διαστάσεων b_0 μοσχοβιτών πετρωμάτων τύπου μετρίων και υψηλών πιέσεων και επομένως η γεωθερμική βαθμίδα στην περιοχή της κεντρικής Πελοποννήσου θα πρέπει να είχε ενδιάμεση τιμή μεταξύ των δύο αυτών τύπων μεταμόρφωσης. Πρόσφατες πειραματικές έρευνες από τους Chopin και Schreyer (1983) δείχνουν ότι γεωθερμική βαθμίδα $\approx 15^\circ\text{C}/\text{Kb}$ μπορεί να οδηγήσει στη δημιουργία της παραγένεσης Fe-χλωριτοειδές+Mg-καρφόλιθος σε συνθήκες $\approx 380^\circ\text{C}$ και $P=7\text{kb}$. Οι συνθήκες ισορροπίας αυτής της παραγένεσης είναι παρόμοιες με αυτές που προσδιορίστηκαν για πετρώματα της Φ-Χ σειράς της Κ. Πελοποννήσου αλλά δεν βρέθηκε ακριβώς στην περιοχή.

Από το έργο του Α.Π. Θεοφραστού. Έχει περιγραφεί όμως από την Ενότητα της

Άρνας του Ταυγέτου (Σκαρπέλης, 1982) με την οποία τα πετρώματα της Κ. Πελοποννήσου παρουσιάζουν σαφείς ομοιότητες, ενώ ο Γερολυμάτος (προσωπική επικοινωνία, 1987) ανέφερε την ύπαρξη καρφολίθου στην περιοχή των Καρυών.

Τα πετρολογικά στοιχεία που προέκυψαν απ' αυτήν την μελέτη επιβεβαιώνουν την πολύπλοκότητα των περιοχών όπου δημιουργούνται πετρώματα της κυανοσχιστολιθικής φάσης. Η δυσκολία ερμηνείας των αντιδράσεων και προσδιορισμού των συνθηκών γίνεται ακόμη μεγαλύτερη από την ασυμφωνία που υπάρχει μεταξύ των πειραματικών δεδομένων για το πεδίο ισορροπίας του ίδιου του γλαυκοφανούς, αλλά και από την έλλειψη στοιχείων ιδιαίτερα για τα πλούσια σε Al πετρώματα της κυανοσχιστολιθικής φάσης. Η μελέτη μεταπηλιτικών πετρωμάτων, όπως αυτά της Θ-Χ σειράς, στα οποία αναπτύσσονται χαρακτηριστικά ορυκτά κυανοσχιστολιθικής φάσης ελπίζεται ότι θα βοηθήσει στην καθιέρωση γεωθερμομετρικών και γεωβαρομετρικών κριτηρίων που θα διασαφηνίζουν τις γεωδυναμικές διεργασίες σε περιοχές σύγκλισης λιθοσφαιρικών πλακών.

BIBLIOΓΡΑΦΙΑ - REFERENCES

- ALLEN, G.C. and RAGLAND, P.C. 1972: Chemical and mineralogical variations during prograde metamorphism. Great smoky mountains North Carolina and Tennessee. *Ged. Soc. Am. Bull.*, 83, 1285-1298.
- BROWN, E.H. 1967: The greenschist facies in part of eastern Otago, New Zealand. *Contr. Mineral. Petrol.*, 14, 259-292.
- CARMAN, J.H. & GILBERT, M.C. 1983: Experimental studies on glaucophane stability. *Am. J. Sci.*, 283-A, 414-437.
- CHATTERJEE, N.D. 1966: On the widespread occurrence of oxidized chlorites in the Pennine zone of the Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 12, 325-339.
- CHATTERJEE, N.D. 1973: Low temperature compatibility relation of the assemblages quartz-paragonite and the thermodynamic status of the phase rectorite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 259-271.
- CHOPIN, C. & SCHREYER, W. 1983: Magnesiochlorite and magnesiochloritoid: two index minerals of pelitic blueschists and their preliminary phase relations in the model system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Am. J. Science*, 283-A, 72-96.
- CRAW, D. 1981: Oxidation and microprobe-induced potassium mobility in iron bearing phyllosilicates from the Otago Schists, New Zealand. *Lithos*, 14, 49-57.
- DIXON, J.E. 1968: Metamorphic Rocks of Syros, Ph. D. Thesis, Univ. of Cambridge, p. 47.
- EUGSTER, H.P., ALBEE, A. L., BENSE, A.E., THOMPSON, J.B. and WALDBAUM, D.R. 1972: The two phase region and excess mixing properties of chlorite in the chlorite-biotite crystalline solutions. *J. Petrol.*, 13, 147-179.
- FOSTER, M.D. 1962: Interpretation of the composition and a classification of the chlorites, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 417-A, 27p
- GUIDOTTI, C.V. 1970: The mineralogy and petrology of the transition from lower to upper sillimanite zone in the Oquossoc Area, Maine. *J. Petrol.*, 11, 277-336.
- GUIDOTTI, C.V. 1974: Transition from staurolite to sillimanite zone, Rangeley quadrangle, Main. Geol. Soc. Amer. Bull. 85, 475-490.
- GUIDOTTI, C.V. & SASSI, F.P. 1976: Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *N. Jb. Miner. Abh.*, 127, 97-142.
- GUIDOTTI, C.V. & SASSI, F.P. 1986: Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite D_0 data from low grade metapelites. *N. Jb. Miner. Abh.*, 153, 363-380.
- HALFERDANI, L. B. 1961: Chloritoid: Its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence. *J. Petrol.*, 2, 49-135.
- HEY, M.H. 1954: A new review of the chlorites. *Min. Mag.* 30, 277-292.
- HOFFMAN, C. 1972: Natural and synthetic ferroglaucophane. *Contr. Mineral. Petrol.*, 34, 135-149.
- HOSCHEK, G. 1969: The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 22, 208-232.
- HSU, L.C. 1968: Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O; a model for garnet equilibria. *J. Petrol.*, 9, 40-83.
- KATAGAS, G. & BALTATZIS, E. 1980: Coexisting celadonitic-muscovite and paragonite in chlorite-zone metapelites. *N. Jb. Miner. Mh.*, 5, 206-214.
- KATAGAS, G. 1986: Ferroglaucophane and chloritoid-bearing metapelites from the phyllite series, southern Peloponnese, Greece. *Min. Mag.*, 88, 375-978.
- KATAGAS, X. 1981: Συμβολή στη γνώση της γεωλογίας των Κυκλάδων: Πετρογένεση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της νήσου Γιάρου. Διπλ. επί υπηγεσία, Πανεπιστήμιο Πατρών, 150 σ.
- KLEIN, C. 1966: Mineralogy and petrology of the metamorphosed wabush iron formation, Southern Labrador. *J. Petrol.*, 7, 246-305
- KROGH, E. J. & RAHEIM, A. 1978: Temperature and pressure dependence of Fe-Mg Partitioning between garnet and phengite with particular reference to Eclogites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 66, 75-80.
- MARESCH, W.V. 1977: Experimental studies on glaucophanes; an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, 43, 109-125.
- MARESCH, W.V., MASSONNE, H.J. & CZANY, M. 1985: Ordered and disordered chlorite/biotite interstratification as alteration products of chlorite. *N. Jb. Miner. Abh.*, 152, 79-100.
- MIYASHIRO, A. 1967: The chemistry, optics and genesis of alkali amphiboles. *Tokyo Univ., Fac. Sci. J., Sec. 2*, 11, 57-83.

- MORAD, S. 1986: Mica-chlorite intergrowths in very low grade metamorphosed sedimentary rocks from Norway. *N. Jb. Miner. Abh.*, 154, 271-287.
- ΜΗΛΑΤΑΤΖΗΣ, Ε. 1983: Συμβολή στη γνώση της γεωλογίας της Πελοποννήσου: Πετρογένεση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της Βορείου Πελοποννήσου. *Διατριβή επί υφηγεσία, Παν/μιο Αθηνών*, 105 σ.
- ΜΡΟΣΚΟΣ, Ε. & ΠΕΡΔΙΦΑΤΖΙΣ, Β. 1982: Potassium bearing chlorite in the metapelitic schists of the west region of Samos island (Greece) *N. Jb. Miner. Mh.* 361-372.
- ΠΑΡΑΣΚΕΥΟΠΟΥΛΟΣ, Γ. 1949: Ιστολογικά έρευνα και εξέταση των συνθηκών γενέσεως των μετανατρίουχων αμφιβόλων μαρμαρυγιακών σχιστολίθων, της δυτικής της Μονεμβασίας μεταμορφωθείσης περιοχής. *Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών*, 24, 18-29.
- RICHTER, D. & THORBECKE, G. 1981: Neue Untersuchungen der metamorphose auf dem Peloponnes (Griechenland). *Z. geol. Wiss.*, 9, 461-472.
- SEIDEL, E., OKRUSCH, M. & SCHUBERT, W. 1975: Chloritoid-bearing metapelites associated with glaucophane rocks in western Crete, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.* 49, 105-115.
- SEIDFL, E. 1978: Zur petrologie der phyllit-quartzit serie Kretos. *Habilitationschrift, T.U. Braunschweig*, 145 p.
- ΕΚΑΡΠΕΛΗΣ, Ν. 1982: Μεταλλογένεση συμπαγών θειούχων μεταλλευμάτων και πετρολογία της εξωτερικής μεταμορφικής τεκτονικής ζώνης των Ελληνίδων (Ν.Α. Πελοπόννησος) *Διδ. διατρ. Φυσικομαθηματική Σχολή Παν/μίου Αθηνών*, 149 σ.
- THIEBAULT, F. 1975: Sur l' age alpin du metamorphisme des schists du soubassement de Tripolitza en Peloponnes meridional (Grece). *C. R. Acad. Sc. Paris, Serie* 280 D, 947-950.
- WEAVER, C. E.R. 1984: Shale-slate metamorphism in southern Appalachian. *Developments in Petrology* 10, Elsevier, Amsterdam, 239 p.