



ΧΡΗΣΤΟΣ Β. ΕΜΜΑΝΟΥΗΛΙΔΗΣ Γεωλόγος

METAAAOFENESH THS METAEY BEPOIAS KAI NAOYSHS ΠΕΡΙΟΧΗΣ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2019





CHRISTOS V. EMMANOUILIDIS Geologist

METALLOGENESIS IN THE AREA BETWEEN VEROIA AND NAOUSA

DISSERTATION THESIS

THESSALONIKI 2019

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης





ΧΡΗΣΤΟΣ Β. ΕΜΜΑΝΟΥΗΛΙΔΗΣ Γεωλόγος

ΜΕΤΑΛΛΟΓΕΝΕΣΗ ΤΗΣ ΜΕΤΑΞΥ ΒΕΡΟΙΑΣ ΚΑΙ ΝΑΟΥΣΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Εκπονήθηκε στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ. Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ. τον Δεκέμβριο του 2019

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 12/12/2019

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας N°: 193

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Διατελέσας Καθηγητής κ. Κλεόπας Μιχαηλίδης, Επιβλέπων Καθηγητής κ. Ανέστης Φιλιππίδης, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής Καθηγητής κ. Μιχάλης Βαβελίδης, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Εξεταστική Επιτροπή

Ομότιμος Καθηγητής κ. Νικόλαος Σκαρπέλης Ομότιμος Καθηγητής κ. Γεώργιος Μιγγίρος Διατελέσας Καθηγητής κ. Κωνσταντίνος Χατζηπαναγιώτου Αναπληρωτής Καθηγητής κ. Βασίλειος Μέλφος © Χρήστος Β. Εμμανουηλίδης, Γεωλόγος, 2019 Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. ΜΕΤΑΛΛΟΓΕΝΕΣΗ ΤΗΣ ΜΕΤΑΞΥ ΒΕΡΟΙΑΣ ΚΑΙ ΝΑΟΥΣΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ -Διδακτορική Διατριβή

© Christos V. Emmanouilidis, Geologist, 2019 All rights reserved. METALLOGENESIS IN THE AREA BETWEEN VERIA AND NAOUSA. – *Ph.D. Thesis*

Citation:

Εμμανουηλίδης Χ.Β., 2019. – Μεταλλογένεση της μεταξύ Βεροίας και Ναούσης περιοχής. Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμ. Γεωλογίας Νο 193, 381 σελ.

Emmanouilidis C.V., 2019. – Metallogenesis in the area between Veria and Naousa. Ph.D. Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Annex Number of Scientific Annals of the School of Geology No 193, 381 pp.

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

Εικόνα Εζωφύλλου: Χρωμίτης που μετατρέπεται σε Fe-χρωμίτη, μέσα σε μαγνητοπυρίτη και χαλκοπυρίτη, περιοχή Φυτιάς

βιβλιοθήκη	
HEPIEXOMENA	
ПЕРІАНҰН	1
SUMMARY	4
ΠΡΟΛΟΓΟΣ	7
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	
2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ	11
2.1. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	
2.2. Η ZΩNH ΑΞΙΟΥ	
2.3. ΖΩΝΗ ΑΛΜΩΠΙΑΣ	
2.3.1. ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΙ ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΛ	ΙΞΗ ΤΗΣ ΖΩΝΗΣ
ΑΛΜΩΠΙΑΣ	25
2.3.2. ΤΡΙΑΔΙΚΟ-ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ	25
2.3.3. КРНТІΔІКО	
2.3.4. ΤΡΙΤΟΓΕΝΕΣ	27
2.4. ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗ ΖΩΝΗ	27
2.4.1. Η ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΣΕ	ΣΧΕΣΗ ΜΕ ΤΗΝ
ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΚΑΙ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΩΝ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ	
3. ΟΦΕΙΟΛΙΘΟΙ: ΤΑ ΜΗΤΡΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩ	N34
3.1. ГЕNIKA	
3.2. ΠΕΡΙΔΟΤΙΤΙΚΑ-ΓΑΒΒΡΙΚΑ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑΤΑ	35
3.3. ΓΕΝΕΣΗ ΤΩΝ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ	
3.4. ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ ΤΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ	
3. 5. ΟΦΕΙΟΛΙΘΟΙ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ	41
3.6. ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ	ΤΟΥ ΑΛΠΙΚΟΥ
ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΣΤΟ ΧΩΡΟ ΤΩΝ ΕΛΛΗΝΙΔΩΝ	44
3. 7. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΠΟΥ ΣΥΝΔΕΟΝΤΑΙ ΜΕ ΟΦΕΙΟΛΙΘΟΥΣ	53
4. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΟ-ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ	55
4.1. ГЕNIKA	55
4.2. ΣΕΡΠΕΝΤΙΝΙΤΕΣ	56
4.2.1. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΤΩΝ ΣΕΡΠΕΝΤΙΝΙΤΩΝ	
4.2.1.α. ΧΡΩΜΙΤΗΣ	
4.2.1.β. ΜΑΓΝΗΤΙΤΗΣ	65
4.2.2. ΣΕΡΠΕΝΤΙΝΗΣ	66

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη	
4.3 ΜΕΤΑΒΑΣΙΚΑ, ΜΕΤΑΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΑ ΠΕΤΡΟΜΑΤΑ	60
4.3.2.2 AABITHS	
4 3 2 3 ΧΛΟΡΙΤΗΣ	78
4 3 2 4 FIIIAOTO	
4 3 2 5. ΠΟΥΜΠΕΛΑΥΊΤΗΣ	
4 3 2 6 ΣΤΙΔΠΝΟΜΕΔΑΣ	82
4 3 2 7 ΧΑΛΑΖΙΑΣ	
4.3.2.7. ΛΕΥΚΟΣ ΜΑΡΜΑΡΥΓΙΑΣ-ΣΕΡΙΚΙΤΗΣ	
4.3.2.9. ΑΚΤΙΝΟΔΙΘΟΣ	
4.3.2.10. ΠΡΕΝΙΤΗΣ	
4.3.2.11. ΑΣΒΕΣΤΙΤΗΣ	
4. 4. ΟΞΙΝΕΣ ΜΑΓΜΑΤΙΚΕΣ ΔΙΕΙΣΔΥΣΕΙΣ	
5. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ	90
5.1. ГЕNIKA	90
5.2. ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΣΕΡΠΕΝΤΙΝΙΤΩΝ	97
5.3. ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΤΩΝ ΜΕΤΑΒΑΣΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ	
5.4. ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΟΥ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΔΗΜΙΟ	ΥΡΓΙΑΣ ΤΩΝ
ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ	101
6. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ	117
6.1. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΧΡΩΜΙΤΗ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ	117
6.2. ΧΡΩΜΙΤΙΚΕΣ ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΒΕΡΜΙΟΥ	118
6.2.1. ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΓΙΟΣ ΑΘΑΝΑΣΙΟΣ (Cr-1)	122
6.2.2. ПЕРІОХН ГКЛОМПА NAOY $\Delta\Sigma$ (Cr – 2)	
6.2.3. ΠΕΡΙΟΧΗ ΠΛΑΤΑΝΙΑ ΡΕΜΑ ΝΑΟΥΣΑΣ (Cr-2a)	127
6.2.4. ΠΕΡΙΟΧΗ ΠΑΛΗΟΡΟΥΓΚΑ ΑΡΚΟΧΩΡΙΟΥ (Cr-2b)	129
6.2.5. ΠΕΡΙΟΧΗ ΔΙΧΑΛΕΥΡΙ ΣΤΕΝΗΜΑΧΟΥ (Cr-5)	131
6.2.6. ΘΕΣΗ ΜΠΑΣ ΚΑΡΤΕΡΙ Ή ΜΑΝΤΕΜΙΑ ΣΤΕΝΗΜΑΧΟΥ (Fe-1)	134
6.2.7. ΘΕΣΗ ΚΟΥΜΑΡΙΑ ΣΤΕΝΗΜΑΧΟΥ (Cr-6)	134
6.2.8. ΘΕΣΗ ΑΡΚΟΧΩΡΙ (Cr-8, Cr-9)	136
6.3. ΤΑ ΠΥΡΙΤΙΚΑ ΟΡΥΚΤΑ ΤΟΥ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ	140
6.3.1. ΧΛΩΡΙΤΕΣ	140
6.3.1.1. ГЕNIKA	140
6.3.1.2. ΧΡΩΜΙΟΥΧΟΙ ΧΛΩΡΙΤΕΣ	142
6.3.1.3. ΧΡΩΜΙΟΥΧΟΙ ΧΛΩΡΙΤΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	144

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη	
6314 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΟΥ ΤΡΟΠΟΥ ΣΥΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΤΟΝ Cr ΥΛΟΡΙΤΟΝ	148
6.2.2 FDANATES	140
6.3.2.1 FENIVA	155
6.2.2.2. YDOMIOVYOI FDANATES	133
6.3.2.2. AFQMIOTAOL FRANCES THE DEDICENT DAATANIA DEMA	134
6.5.2.5. APQMIOTAOTI PANATEZ TEZ TEPIOAEZ HAATANIA PEMIA	133
6.5.2.4 EPMINNEIA I III I ENEZII I III I ENEZII I III I ENEZII I III ENEZII I ENEZII I III ENEZII I ENEZIII ENEZII I ENEZII ENEZII ENEZII ENEZII ENEZII ENEZII ENEZII ENEZII ENEZII ENEZIII	138
$(M_{2}, E_{2}^{+2}) \cap (C_{2}, A_{1}, E_{2}^{+3}) \cap (C_{2}, A_{2}^{+3}) \cap (C_{$	101
(Mg, Fe) (Cr, AI, Fe) $_{2}$ O ₃	101
6.4.1. AHMIKH 2Y2TAZH APQMITU KALAUMOVDELA ZONOAON KDVST	104
0.5. EEAAAOI22EH TOY XP22MITH KAI AHMIOYPITA Z22N22A2N KPY2TA	101
$APQ2MIIH - 2I\Delta HPOAPQ2MIIH - MAINHIIIH \dots$	101
6.5.1. I ENIKA	181
0.5.2. EPMHNEIA THE 2XE2HZ ZIAHPOXPO2MITH KATCF-XAC2PITH	190
7.1 ΓΕΝΙΚΑ	195
7.1.1 ENIKA	195 OMUTH
/.1.1. TESZAHMETA TSZN PGE+AU ZE AATIIKOY TYTIOY KOTTAZMATA AP	201
7.1.2. ΕΡΕΥΝΑ ΤΩΝ ΡGE+Αυ ΣΤΟΥΣ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥΣ ΧΡΩΜΙΤΙΤΕΣ	201
7.2. ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑ ΣΕ PGE +Αυ ΣΤΟΥΣ ΧΡΩΜΙΤΙΤΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	204
7.3. ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΤΟΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟ ΤΩΝ PGE	209
8. ΓΕΝΕΣΗ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΧΡΩΜΙΤΗ	212
8.1. ГЕNIKA	212
8.2. ΣΧΕΣΗ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΚΑΙ ΧΗΜΙΣΜΟΥ ΤΟΥ ΧΡ	ΩMITH
	225
8.3. ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΕΝΑΡΞΗΣ ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗΣ ΤΟΥ ΧΡΩΜΙΤΗ	232
8.4. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ ΧΡΩΜΙΤΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	238
9. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΣΥΜΠΑΓΩΝ ΣΟΥΛΦΙΔΙΩΝ	242
9.1. ГЕNIKA	242
9.2. ΓΕΝΙΚΕΣ ΑΠΟΨΕΙΣ ΓΙΑ ΤΑ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΣΟΥΛΦΙΔΙΩΝ ΠΟΥ ΣΥΝΔΕ	ONTAI
ΜΕ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ	246
9.2.1. ΤΥΠΟΣ Zn-Cu	247
9.7.2.2. ΤΥΠΟΣ Pb-Zn-Cu-Ag	247
9.2.3. ΤΥΠΟΣ Cu-ΣΙΔΗΡΟΠΥΡΙΤΗ	248

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη
9.3. ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΠΟΥ ΣΥΝΔΕΟΝΤΑΙ ΜΕ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ
9.4. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΠΟΥ ΣΥΝΔΕΟΝΤΑΙ ΜΕ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ
ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ
9.5. ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΕΣ ΠΟΥ ΣΥΝΔΕΟΝΤΑΙ ΜΕ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ
ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΡΕΥΝΑΣ254
9.5.1. ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΦΥΤΙΑΣ254
9.5.2. ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΡΟΔΟΧΩΡΙΟΥ
9.5.3. ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΤΗΜΑΤΟΣ ΞΥΛΑΠΕΤΣΙΔΗ
9.6. ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑ ΤΗΣ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ ΣΥΜΠΑΓΩΝ ΣΟΥΛΦΙΔΙΩΝ
9.7. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΧΡΩΜΙΤΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΑΓΩΝ
ΣΟΥΛΦΙΔΙΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ
9.7.1. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ ΣΥΜΠΑΓΩΝ ΣΟΥΛΦΙΔΙΩΝ
9.7.1.2. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ ΣΥΜΠΑΓΩΝ ΣΟΥΛΦΙΔΙΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ
ΕΡΕΥΝΑΣ
10. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ
11. ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΤΗ ΔΥΝΑΤΟΤΗΤΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΤΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ
ΧΡΩΜΙΤΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ
12. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ ΚΑΙ ΟΡΓΑΝΑ299
12.1. ДЕІГМАТОЛНҰІА
12.2. ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΛΕΠΤΩΝ ΚΑΙ ΣΤΙΛΠΝΩΝ ΤΟΜΩΝ
12.3. ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ
12.4. ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ ΜΕ ΗΛΕΚΤΡΟΝΙΚΟ ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΤΗ299
12.5 ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ PGE+Au301
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ



ΠΕΡΙΛΗΨΗωλογίας

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στην παρούσα εργασία μελετώνται η ορυκτολογία, η χημική σύσταση και η γένεση των κοιτασμάτων χρωμίτη και συμπαγών σουλφιδίων της περιοχής ανάμεσα στη Βέροια και στη Νάουσα. Η περιοχή έρευνας ανήκει γεωτεκτονικά στο όριο των ζωνών Αλμωπίας και Πελαγονικής και χαρακτηρίζεται από μία έντονη τεκτονική λεπίων προς τα ΝΔ, που δημιουργήθηκε κατά την Άνω Ιουρασική-Κάτω Κρητιδική τεκτονική φάση.

Τα κοιτάσματα χρωμίτη φιλοξενούνται μέσα σε σερπεντινίτες που αποτελούν τα μέλη μίας διαμελισμένης οφειολιθικής σειράς Μεσοζωικής ηλικίας που αντιπροσωπεύει επωθημένα θραύσματα του φλοιού της Τηθύος. Η οφειολιθική σειρά περιλαμβάνει επίσης μεταβασικά πετρώματα που φιλοξενούν τα κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων καθώς και λευκογρανίτες και ιζηματογενή πετρώματα.

Οι σερπεντινίτες στο μεγαλύτερο μέρος τους έχουν προκύψει από αρχικό χαρτσβουργίτη και διατηρούν την ψευδομορφική με βαστίτες και διχτυωτές θέσεις υφή. Μικροφλεβίδια χρυσοτίλη διατέμνουν τα πετρώματα κατά θέσεις, ενώ ο αντιγορίτης εμφανίζεται αντικαθιστώντας μερικώς ή ολικώς την ψευδομορφική υφή. Στην ορυκτολογική σύσταση των σερπεντινιτών συμμετέχουν σαν επουσιώδη χρωμίτης (Cr-σπινέλλιος ή Al-χρωμίτης) και μαγνητίτης. Στα διαφορετικά ορυκτά της ομάδας του σερπεντίνη (λιζαρδίτης, χρυσοτίλης αντιγορίτης), υπάρχουν μικρές διαφορές ως προς την περιεκτικότητα σε κύρια στοιχεία και ολιγοστοιχεία. Έτσι, οι βαστίτες χαρακτηρίζονται από σχετικά υψηλές περιεκτικότητες σε Al₂O₃ και Cr₂O₃ ενδεικτικό της προέλευσης τους από αρχικό πυρόξενο.

Ο Cr-σπινέλλιος έχει χαρακτηριστική αμοιβαδοειδή μορφή, γειτονεύει με βαστίτες και συχνά παρουσιάζει φαινόμενα εξαλλοίωσης σε σιδηροχρωμίτη. Η εξαλλοίωση εμφανίζεται με τη μορφή φωτεινότερων ή/και στικτών περιοχών (πορώδης εμφάνιση). Από άποψη ονοματολογίας οι επουσιώδεις σπινέλλιοι χαρακτηρίζονται ως αργιλιούχοι χρωμίτες και επειδή οι τιμές Cr/Cr+Al είναι <0.6 ανταποκρίνονται στη σύσταση σπινελλίων τύπου Ι ή των Αλπικού τύπου περιδοτιτών. Η γένεση του μαγνητίτη και του σιδηροχρωμίτη συνδέεται με τη διαδικασία της σερπεντινίωσης κατά την οποία γίνεται αναδιανομή των μεταλλικών στοιχείων που ελευθερώνονται από τα πρωτογενή πυριτικά ορυκτά (ολιβίνης, πυρόξενοι).

Στα βασικά πετρώματα της οφειολιθικής σειράς η ωκεάνια υδροθερμική μεταμόρφωση ή και κάποια μεταγενέστερη ηπειρωτική μεταμόρφωση, δημιούργησε διάφορες διαδοχικές μεταμορφικές ορυκτολογικές φάσεις που αποτυπώνουν συνθήκες μεταμόρφωσης που καλύπτουν την φάση πρενίτη-πουμπελλυίτη έως τη «μεταβατική ζώνη» μεταξύ πρασινοσχιστολιθικής και αμφιβολιτικής φάσης. Από γεωχημική άποψη η σύσταση των σερπεντινιτών με MgO/(MgO+FeO)=0.84, Al₂O₃=0,56%, CaO=0,22%, Cr=2303 ppm και Ni=4005 ppm, επιβεβαιώνουν σαν αρχικό πρωτόλιθο τον χαρτσβουργίτη ο οποίος αποτελεί το υπόλειμμα υψηλού βαθμού μερικής τήξης μανδυακού υλικού και αφαίρεσης μάγματος. Από τη γεωχημική μελέτη των μεταβασικών πετρωμάτων και με βάση μεγάλο αριθμό διακριτικών διαγραμμάτων προέκυψε ότι το μητρικό μάγμα από το οποίο κρυσταλλώθηκαν ήταν θολεϊτικής σύστασης με χαμηλό K και το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού τους προσομοιάζει με εκείνο νησιωτικού τόξου (IAT) πάνω από καταδυόμενη ωκεάνια λιθόσφαιρα (SSZ=supra subduction zone).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Επτά χρωμιτοφόρες θέσεις (Άγιος Αθανάσιος, Πλατάνια Ρέμα, Παληορούγκα, Διχαλεύρι, Κουμαριά, Αρκοχώρι), που έτυχαν εκμετάλλευσης στο παρελθόν, καθώς και τρεις θέσεις (Φυτιά, Ροδοχώρι, Κτήμα Ξυλαπετσίδη), με εμφανίσεις συμπαγών σουλφιδίων, μελετήθηκαν στην παρούσα διδακτορική διατριβή. Τα χρωμιτοφόρα σώματα είναι ακανόνιστης μορφής έχουν υποστεί παραμόρφωση, βρίσκονται δε μέσα σε σερπεντινιωμένο περιδοτίτη χαρτσβουργιτικού τύπου. Ο τύπος του μεταλλεύματος μορφολογικά είναι κυρίως ο συμπαγής που διαβαθμίζεται σε διάσπαρτο. Ο χρωμίτης του μεταλλεύματος παρουσιάζεται έντονα κατακλασμένος και σε αρκετές περιπτώσεις κατά μήκος των περιθωρίων ή των σπασιμάτων των κρυστάλλων του εξαλλοιωμένος σε σιδηροχρωμίτη και μαγνητίτη.

Η εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη ερμηνεύεται σαν ένα μετασωματικό φαινόμενο που σχετίζεται με τη σερπεντινίωση και τη χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση που χαρακτηρίζει όλη την περιοχή. Οφείλεται δε στη διεργασία της διάχυσης ιόντων και διευκολύνεται από την κυκλοφορία ρευστής φάσης στις διαρρήξεις του χρωμίτη και στα διάκενα των μυλωνιτιωμένων χρωμιτικών κόκκων. Κατά τη διεργασία αυτή άλλα στοιχεία απομακρύνονται από το πλέγμα του χρωμίτη προς το περιβάλλον (Al, Mg, Cr) και άλλα (Fe⁺², Fe⁺³, Mn, Ni) εισέρχονται από το περιβάλλον στο χρωμίτη. Το χρωμιτικό μετάλλευμα συνήθως συνοδεύεται από Cr-χλωρίτη σύστασης κλινόχωρου-πεννίνη, ενώ στην περιοχή του Αρκοχωρίου επιπλέον παρατηρείται και η χρωμιούχος ποικιλία γρανάτη ο ουβαροβίτης-ανδραδίτης.

Από άποψη ονοματολογίας οι χρωμίτες χαρακτηρίζονται ως αργιλιούχοι χρωμίτες, ενώ από άποψη βιομηχανικής χρήσης χαρακτηρίζονται ως μεταλλουργικού τύπου υψηλού χρωμίου. Τα χρωμιτικά κοιτάσματα της περιοχής μελέτης με βάση τα γεωλογικά και ιστολογικά χαρακτηριστικά του μεταλλεύματος, το χημισμό των χρωμιτών και τη χρήση διακριτικών διαγραμμάτων σύστασης χαρακτηρίζονται ως Αλπικού τύπου λοβόμορφα ή οφειολιθικά και προσομοιάζουν τόσο με τα λοβόμορφα κοιτάσματα του Τρόοδους Κύπρου, του Βούρινου Κοζάνης, της Πίνδου και της Χαλκιδικής.

Δείγματα μεταλλεύματος χρωμίτη αναλύθηκαν ως προς την περιεκτικότητά τους σε στοιχεία της ομάδας του λευκοχρύσου (PGE) και παρουσιάζουν ομοιομορφία στη σύστασή τους με μέσες τιμές σε Os: 32.25 ppb, Ir: 52.25 ppb, Ru: 72.38 ppb, Rh: 10.00 ppb, Pt: 20.38 ppb και Pd: 6.50 ppb. Όλα τα δείγματα χρωμιτίτη παρουσιάζουν εμφανή εμπλουτισμό σε Os, Ir και Ru (στα στοιχεία της υποομάδας του Ir ή IPGE).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Όσον αφορά τη δημιουργία των λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη της περιοχής μελέτης δεχόμαστε ότι τα τήγματα από τα οποία κρυσταλλώθηκε ο χρωμίτης ήταν μπονινιτικού τύπου ακόρεστα σε θείο, αποτέλεσμα υψηλού βαθμού μερικής τήξης έντονα εκχυμωμένου μανδυακού υλικού, σε περιβάλλον νησιωτικού τόξου πάνω από καταδυόμενη ωκεάνια λιθόσφαιρα (SSZ=supra subduction zone). Τα τήγματα έφθαναν στον ξενιστή χαρτσβουργίτη μέσω διαρρήξεων από διάταση και σταδιακά εξελίχθηκαν σε σύστημα πολλαπλών μαγματικών θαλάμων. Σ' αυτούς έγινε η κρυστάλλωση και συγκέντρωση του χρωμίτη σε λοβόμορφα σώματα, κάτω από κατάλληλες φυσικοχημικές συνθήκες (T, P, fO₂), είτε με διαδικασία ανάμιξης τηγμάτων διαφορετικής σύστασης είτε με αλληλεπίδραση τήγματος/πετρώματος.

Οι εμφανίσεις των συμπαγών σουλφιδίων συναντώνται στις θέσεις Φυτιά, Ροδοχώρι και Κτήμα Ξυλαπετσίδη και είναι τύπου Κύπρου ή Cu-σιδηροπυρίτη. Τα ορυκτά της μεταλλοφορίας είναι: σιδηροπυρίτης, χαλκοπυρίτης, σφαλερίτης συνδέονται με τα μεταβασικά πετρώματα, ενώ η μεταλλοφορία της περιοχής Φυτιάς όπου υπάρχουν ακόμη μαγνητοπυρίτης, χρωμίτης και κοβαλτίνης συνδέεται με τα υπερβασικά πετρώματα.

Τα σουλφίδια σχηματίστηκαν σε υποθαλάσσιο υδροθερμικό περιβάλλον σε αναγωγικές συνθήκες με τη θερμοκρασία μέχρι 300°C και pH ελαφρώς όξινο.

METALLOGENESIS IN THE AREA BETWEEN VERIA AND NAOUSA, NORTHERN

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

μα Γεωλογίας

GREECE

By Christos Emmanouilidis

The subject of the present thesis is the study of the mineralogy, the geochemistry and the ore mineralization of the chromite and the massive sulfide deposits in the area between Veria and Naousa in Northern Greece. These deposits are hosted in the Naousa-Veria unit exposed in the Vermion mountain range. This unit is part of the Northern Pelagonian domain, close to its eastern border with the Western Almopias unit of the Vardar zone.

The Naousa-Veria unit is characterized by an extensive ophiolitic mélange, exposed between Naousa and Veria areas. This is tectonically overlain by a thin marly limestone and flysch sequence of Upper Cretaceous age. The mélange includes tectonosomes or slivers of serpentinite, amphibolite, metadolerite, pillow lavas or even polygenetic volcanic breccias and conglomerate limestone blocks of Cenomanian age, which are enclosed and/or are tectonically imbricated within a clastic to flyschoidal matrix. The mélange matrix is siltstone to sandstone and bears in places a scaly foliation that clippins at 40-60° to the NE and is parallel to the margins of elongated mélange blocks. The emplacement mechanism of this tectonosome rich mélange is ascribed to tectonic processes. This unit of Upper Cretaceous age is characterized by stacking of the various lithologies in an accretionary imbricate fan thrust environment during the Tertiary.

The chromite deposits are hosted in serpentinites which constitute part of a dismembered Mesozoic ophiolite complex, representing obducted blocks of the Tethyan oceanic crust on the Pelagonian zone. The ophiolite complex comprises also metadiabasic-metadoleritic rocks and in limited extent leucogranite and plagiogranite rocks at the area. The serpentinites are mainly after primary harzburgite and retain a pseudomorphic bastite-mesh texture. Ribbon veinlets of chrysotile may occur, while antigorite forms locally incipient to fully developed interlocking textures. Accessory chrome-spinel and magnetite are also found in the serpentinites. The chemical analysis of the serpentine minerals (lizardite, antigorite, chrysotile) revealed differences in major and minor element contents among them.

Chrome-spinel has an amoebadoidal shape and is interstitially associated with bastites. It is usually altered to ferrichromite. The alteration is expressed as highly reflecting areas at the borders and along the cracks of the spinel crystals. The accessory spinels are classified as aluminian chromites and chromian spinels. Most of them have Cr/(Cr+Al) values less than 0.6 and according are classified to the l-type or Alpine-type peridotite spinels. Ferritchrommite and magnetite is considered as a secondary mineral phase. It formed during serpentinization by a redistribution of metallic elements originally held in primary silicates (olivine, pyroxenes).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

The mafic rocks of the ophiolite complex have undergone a "spilitic" metamorphism (and probably a later continental margin metamorphism), which has produced as a result a series of metamorphic mineral assemblages. These assemblages suggest a grade of metamorphism ranging between the prehnite-pumpellyite and the transition zone between greenschist and amphibolite facies.

The geochemical features of serpentinites: MgO/(MgO+FeO)=0.84, Al₂O₃=0.56%, CaO=0.22%, high contents of Cr (2303 ppm) and Ni (4005ppm), confirm a harzburgite protolith representing a residual mantle after a high degree of partial melting and extraction of melt.

The geochemical study of the metabasic rocks and the use of the common discrimination diagrams suggest that the primitive lavas have crystallized from a low-K tholeitic magma. The tectonic environment of magma generation resembles that of an island arc (IAT) above a subducting lithosphere oceanic slab (supra subduction zone).

Seven chromite mineralized areas which were mined in the past (Agios Athanasios, Platania Rema, Paliorouga, Dichalevri, Koumaria, Arkochori) and three areas with volcanogenic massive sulfide deposits (Fytia, Rodochori, Ktima Xylapetsidi) are studied in the present thesis. The chromite ore bodies are irregular in shape and display various degree of deformation. They are surrounded by a serpentinized dunite envelope and are hosted in serpentinized mantle harzburgite. Chromite segregations form massive to disseminated ore. Chromite crystals in chromite ore (chromitites) display usually a pull–apart texture and sometimes brecciation and mylonitization due to a brittle and ductile deformation. Ferritchromite zones at the borders and along the cracks of the chromite crystals are usually present.

The chromite alteration is considered as a "metasomatic" phenomenon, due to a "solid state diffusion", in which Mg, Al and partly Cr selectively diffused out of the chromite crystal structure as Fe, Mn and Ni ions. The diffusion process is facilitated by the presence of a fluid phase. These altered zones appear along the cracks, which played an important role providing pathways for the replacing fluids. The alteration is assigned to the serpentinization and to a low grade metamorphic overprint in the area. Chromite in chromite ore is usually associated with Cr-clinochlore and Cr-penninite and at Arkochori with the chromian garnet uvaroviteandradite. The studied chromites are classified as aluminian chromites.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

The contents of platinum group elements (PGE) in the chromite ore show a consistency and the average concentration is Os: 32.25 ppb, Ir: 52.25 ppb, Ru: 72.38 ppb, Rh:10.00 ppb, Pt: 20.38 ppb and Pd: 6.50 ppb. All chromitite samples show an evident enrichment in Os, Ir, and Ru (the elements of the subgroup of Ir or IPGE).

The geological, textural and geochemical features of the studied chromitites correspond to Alpine type complexes and assign their characterization as podiform or ophiolitic chromite deposits. They are correlated with the well-known podiform chromite deposits in the ophiolites of the Vourinos, Pindos and Chalkidiki (Greece) and Troodos (Cyprus). A supra subduction zone geodynamic setting is assigned for the formation of the studied podiform chromite deposits. Their parental melts are considered S- under saturated, boninitic with arc affinities as a result of partial melting of an already depleted peridotite source.

The melts separated from their source rocks and moved upward through tension fractures, which gradually evolved to multiple magma chambers in host peridotite. Chromite ore has originated by magmatic accumulation under certain physicochemical conditions (T, P, fO_2) and as a result of magma mixing or melt-rock interaction.

The occurrences of massive sulfides in Fytia, Rodochori and Ktima Xylapetsidis are of Cyprus or Cu-pyrite type. The mineralization consists mainly of pyrite, chalcopyrite and sphalerite, which are associated with the metabasic rocks. The mineralization in the Fytia area contains also pyrrhotite, chromite and cobaltine, which are associated with the ultrabasic rocks.

The sulphides were formed in an submarine hydrothermal environment at reducing conditions, at temperatures up to 300°C and in a slightly acidic pH envinronment.



Στην εργασία αυτή μελετώνται οι μεταλλοφορίες χρωμίτη και συμπαγών σουλφιδίων της περιοχής ανάμεσα στη Νάουσα και στη Βέροια. Οι μεταλλοφορίες αυτές παρουσιάζουν μεγάλο ενδιαφέρον λόγω της γενετικής σχέσης τους με τους οφειόλιθους και της σημασίας που έχουν αυτοί στη γενικότερη γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής. Σκοπός της μελέτης αυτής είναι η ερμηνεία των συνθηκών και του τρόπου γένεσης αυτών των κοιτασμάτων. Η εργασία περιλαμβάνει υπαίθρια και εργαστηριακή έρευνα, που έχει σκοπό: α) την πετρογραφική και ορυκτολογική μελέτη των βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων της περιοχής και β) την ορυκτολογική, γεωχημική και γενικότερα κοιτασματολογική μελέτη του μεταλλεύματος των μεταλλοφόρων θέσεων.

Η υπαίθρια έρευνα έγινε κυρίως κατά τους θερινούς μήνες των ετών 1987-1990 και περιέλαβε τη γεωλογική αναγνώριση της περιοχής, τη δειγματοληψία μεταλλεύματος όσο και δειγμάτων πετρωμάτων που αποτελούν το πετρολογικό περιβάλλον των μεταλλοφόρων εμφανίσεων. Ιδιαίτερα η δειγματοληψία στο μετάλλευμα σουλφιδίων ήταν όσο το δυνατό πιο πυκνή έτσι ώστε να μελετηθούν με μεγαλύτερη ακρίβεια ο ιστός και η υφή του μεταλλεύματος, που δίνουν σημαντικές πληροφορίες για τον τρόπο γένεσης καθώς και για μεταγενετικές μεταβολές.

Στη συνέχεια κατασκευάστηκε μεγάλος αριθμός από λεπτές και λεπτές-στιλπνές τομές στα Εργαστήρια του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του ΑΠΘ και μεγάλος αριθμός στιλπνών τομών στα Εργαστήρια του Πανεπιστημίου της Heidelberg (Γερμανία), καθώς και στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του ΑΠΘ.

Οι χημικές αναλύσεις των ορυκτών συστατικών του μεταλλεύματος και των βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων έγιναν με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή στο Εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας του ΑΠΘ, στο ΙΓΜΕ στην Αθήνα και στο Πανεπιστήμιο της Upsala (Σουηδία). Ακόμη έγιναν χημικές αναλύσεις πετρωμάτων με τη μέθοδο XRF στα εργαστήρια του Πανεπιστημίου του Manchester (Αγγλία). Από χημική και ορυκτολογική άποψη δόθηκε ιδιαίτερη βαρύτητα στο χρωμίτη που αποτελεί βασικό συστατικό του μεταλλεύματος και παρουσιάζει ποικιλία χαρακτήρων.

Στον επιβλέποντα καθηγητή κ. Κλεόπα Μιχαηλίδη οφείλω θερμές ευχαριστίες για την υπόδειξη του θέματος αυτής της εργασίας, την επιστημονική βοήθεια, τη συνεχή

καθοδήγηση, το αμέριστο ενδιαφέρον και τις συμβουλές και παροτρύνσεις σε όλη τη διάρκεια της έρευνάς μου.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στους Καθηγητές κ. Μιχάλη Βαβελίδη και κ. Ανέστη Φιλιππίδη, μέλη της Τριμελούς Επιτροπής εκφράζω τις θερμές ευχαριστίες μου για τις συμβουλές και τις διορθώσεις στη διάρκεια της συγγραφής της εργασίας. Στην αείμνηστη Καθηγήτρια Άννα Κασώλη-Φουρναράκη και στον Ομότιμο Καθηγητή κ. Σαράντη Δημητριάδη, οφείλω επίσης ευχαριστίες για την παρακολούθηση, τις υποδείξεις, το ενδιαφέρον και τις παροτρύνσεις στην ολοκλήρωση της εργασίας. Οφείλω επίσης ευχαριστίες στους Ομότιμους Καθηγητές κ. Γιώργο Χριστοφίδη, Ανανία Τσιραμπίδη και στον αείμνηστο Καθηγητή Γεώργιο Ελευθεριάδη για τη βοήθειά τους.

Ιδιαίτερα ευχαριστώ τον Ομότιμο Καθηγητή κ. Σπύρο Σκλαβούνο για τη βοήθεια και τις διευκολύνσεις στις χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή στο Εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας του ΑΠΘ, καθώς και τον Καθηγητή κ. Ανδρέα Γεωργακόπουλο για τις διευκολύνσεις και την αμέριστη συμπαράσταση του.

Ευχαριστώ επίσης ιδιαίτερα την κ. Ελένη Παυλίδου, Καθηγήτρια του Τμήματος Φυσικής για τη βοήθεια στις αναλύσεις στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης και την ηθική συμπαράσταση. Ακόμη θέλω να ευχαριστήσω τους συναδέλφους Δρ. Ελβίρα Κόταλη για τη βοήθεια της σε θέματα χημικών αναλύσεων, καθώς και τον κ. Δημήτρη Κατσίκα και τον αείμνηστο Γιώργο Μιχαηλίδη για την κατασκευή των λεπτών και λεπτών-στιλπνών τομών. Ακόμη την αείμνηστη συνάδελφο κ. Βάσω Λυμπεροπούλου και την κ. Φένια Μήτσα-Ρετσέλη για την δακτυλογράφηση των πινάκων και τη βοήθεια στη μορφοποίηση του κειμένου, καθώς και τον συνάδελφο κ. Σταύρο Οικονομίδη για τη βοήθεια στην τελική παρουσίαση της διδακτορικής διατριβής. Οφείλω επίσης να ευχαριστήσω τη γεωλόγο κ. Κατερίνα Καλίτση για τη βοήθεια της στην επεξεργασία των αποτελεσμάτων των χημικών αναλύσεων.

Θα πρέπει ακόμη να ευχαριστήσω την Αναπληρώτρια Καθηγήτρια κ. Λαμπρινή Παπαδοπούλου για τη βοήθειά της στην επεξεργασία των αναλύσεων των ορυκτών των πετρωμάτων της περιοχής μελέτης. Θέλω να σταθώ ιδιαίτερα στον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Βασίλη Μέλφο για τη βοήθειά του στην επεξεργασία των χημικών αναλύσεων και στην παρουσίαση των διαγραμμάτων και την αμέριστη συμπαράσταση και παρότρυνση για την ολοκλήρωση της εργασίας αυτής.

Ακόμη θέλω να ευχαριστήσω τον Ομότιμο Καθηγητή της Κτηνιατρικής κ. Αζαρία Καραμανλίδη, για την κριτική ανάγνωση του κειμένου και τις πολύτιμες παρατηρήσεις του. Θα ήθελα ακόμη να αναφερθώ στον τόσο πρόωρα χαμένο συνάδελφο Στέργιο Μιχαλούδη για τη βοήθεια και τη συμπαράσταση στα πρώτα στάδια της εργασίας μου, καθώς και για την κατασκευή των στιλπνών και λεπτών-στιλπνών τομών.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τέλος ευχαριστώ την οικογένεια μου, και ιδιαίτερα τη σύζυγο μου Μαρία Χιωτέλλη, τα παιδιά μου Μυρσίνη και Βασίλη και τους αείμνηστους γονείς μου Αλέκα και Βασίλη, που αγόγγυστα μου συμπαραστάθηκαν οικονομικά και ηθικά και με ενθάρρυναν στην ολοκλήρωση της διατριβής μου. Σ΄ αυτούς αφιερώνω την παρούσα διδακτορική διατριβή.

Ένας, αν όχι ο πιο βασικός λόγος, που οι οφειόλιθοι παρουσιάζουν παγκόσμιο ενδιαφέρον είναι το γεγονός της ύπαρξης πολλών κατηγοριών κοιτασμάτων που συνδέονται με αυτούς. Τα τελευταία χρόνια απέκτησαν ένα πρόσθετο ενδιαφέρον για την ερμηνεία της γεωτεκτονικής εξέλιξης μιας περιοχής σε μικρή ή μεγάλη κλίμακα. Τα κοιτάσματα αυτά, τόσο πρωτογενή, όπως χρωμίτης, νικελιούχος μαγνητοπυρίτης, συμπαγή σουλφίδια, όσο και δευτερογενή, όπως λευκόλιθος, λατερίτες, βωξίτες, συνδέονται με βασικά και υπερβασικά πετρώματα της οφειολιθικής σειράς.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τμήμα Γεωλογίας Δ.Π.Θ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στην Ελλάδα υπάρχει μεγάλος αριθμός από τέτοια κοιτάσματα, πολλά από τα οποία βρίσκονται σε εκμετάλλευση για πολλές δεκαετίες μέχρι και σήμερα. Στην περιοχή ανάμεσα στη Βέροια και στη Νάουσα εντοπίζονται πολλές θέσεις με παρουσία μεταλλοφορίας, τόσο χρωμίτη όσο και συμπαγών σουλφιδίων, που συνδέονται με τους διαφορετικούς λιθολογικούς σχηματισμούς των οφειολίθων της περιοχής. Αρκετές από τις μεταλλοφόρες θέσεις έτυχαν στο παρελθόν περιορισμένης εκμετάλλευσης, όπως μαρτυρούν τα διάφορα μεταλλευτικά έργα (ορύγματα, πηγάδια, στοές, κλπ) καθώς και οι μικροί ή μεγάλοι σωροί φτωχού μεταλλεύματος που απομένουν σ' αυτές. Μέχρι σήμερα όμως δεν έχουν μελετηθεί συστηματικά, ώστε να γίνει δυνατή η οικονομική αξιολόγηση και αξιοποίησή τους.

Για την περιοχή μελέτης αναφέρονται οι LEPEZ (1929), GEORGALAS (1930), ΜΑΡΑΤΟΣ (1953), BRUNN (1956) και ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ-ΚΟΥΒΕΛΟΣ (1973). Η τελευταία καταγραφή των θέσεων μεταλλοφορίας γενικώς στο νομό Ημαθίας έγινε από τους ΚΟΥΚΟΥΖΑ και ΚΟΥΒΕΛΟ (1973), η οποία βοήθησε σημαντικά για τον εντοπισμό των θέσεων για την παρούσα μελέτη.

ΒΙβλιοθήκη ΟΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" 2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ 2.1. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Η περιοχή που μελετήθηκε βρίσκεται στο όριο του δυτικού τμήματος της ζώνης Αξιού με την Πελαγονική ζώνη, για αυτό και θα αναφερθούμε ειδικότερα στις δύο αυτές ζώνες. Οι ελληνίδες οροσειρές διαιρούνται, σύμφωνα με τις εργασίες των BRUNN (1956, 1960, 1964, 1965), AUBOUIN (1959, 1961, 1965), MERCIER (1966) και MOYNTPAKHΣ (2010) σε γεωτεκτονικές ζώνες, τις ελληνίδες ζώνες, που δίνονται σχηματικά στο Σχήμα 1 και που από Α προς Δ είναι οι εξής: α) η μάζα της Ροδόπης, β) η Σερβομακεδονική μάζα, γ) η Περιροδοπική ζώνη, σύμφωνα με τους KAUFFMAN et al. (1976), δ) η ζώνη Αξιού που διαιρέθηκε από τον MERCIER (1966) σε τρεις ανεξάρτητες ζώνες που είναι από Α προς Δ: 1) η ζώνη της Παιονίας 2) η ζώνη του Πάικου και 3) η ζώνη της Αλμωπίας, ε) η Πελαγονική ζώνη, στ) η Αττικοκυκλαδική μάζα, ζ) η Υποπελαγονική ζώνη, η) η ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας, θ) η ζώνη Παξών. Από τον BRUNN (1956), καθιερώθηκε η διάκριση των ελληνίδων σε εσωτερικές και εξωτερικές ζώνες.

2.2. Η ΖΩΝΗ ΑΞΙΟΥ

Ψηφιακή συλλογή

Η ζώνη Αξιού αρχίζει στα βόρεια από την Σερβία και την Βόρεια Μακεδονία και εκτείνεται προς νότο μέσα στον ελληνικό χώρο, αρχίζοντας από την περιοχή της Αλμωπίας κατά MERCIER (1966), με κατεύθυνση BBΔ-NNA σαν μια «λουρίδα» πλάτους 30-70 km, μέχρι το Θερμαϊκό κόλπο και το Αιγαίο, όπου περιλαμβάνει ορισμένα νησιά των Βορείων Σποράδων και στη συνέχεια κάμπτεται προς τη Μ. Ασία.

Πρώτος ο KOSSMAT (1924), καθόρισε τη ζώνη Αξιού και την ονόμασε έτσι από τον ομώνυμο ποταμό που την διατρέχει. Ο OSSWALD (1938), που ήταν και ο βασικός μελετητής της, θεωρεί ότι αυτή λειτούργησε στο Μεσοζωικό ως γεωσύγκλινο που διαμορφώθηκε στο Περμοτριαδικό. Ο ίδιος με βάση τους τεκτονικούς χαρακτήρες διακρίνει τρεις κλάδους από Α προς Δ: α) τον κλάδο Δοϊράνης, β) τον κλάδο Πάικου και γ) τον κλάδο Τσέρνα Ρέκα ή Εριγώνα.

Ο Petkovitc (1956, 1958, από τον MOYNTPAKH 1976), εισάγει διαφορετική διάκριση, διαιρώντας την αρχικά σε τρία μέρη (εσωτερική Παλαιοζωική ζώνη, εσωτερική ζώνη οφειολιθικών πετρωμάτων, ζώνη Αξιού) και στη συνέχεια σε δύο μέρη: εσωτερική Δειναρική ζώνη και ζώνη Αξιού. Ο Kober (1952, από τον MOYNTPAKH 1982) αντίθετα, θεωρεί τη ζώνη Αξιού ενιαία και τη χαρακτηρίζει ως μια "επουλωθείσα ουλή" (Narben Linie), περιορίζοντας όμως τα κριτήρια του στις Κρητιδικές εμφανίσεις. Τα κριτήρια με βάση τα οποία οι παραπάνω ερευνητές διαίρεσαν τη ζώνη είναι πετρογραφικά και τεκτονικά. Αντίθετα, οι AUBOUIN (1959), BRUNN (1960) και MERCIER (1960) στηρίχθηκαν στην παλαιογεωγραφική εξέλιξη.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχ. 2.1. Γεωτεκτονικό σχήμα των Ελληνίδων ζωνών. Rh: Μάζα της Ροδόπης, Sm: Σερβομακεδονική μάζα, CR: Περιροδοπική ζώνη, (Pe: Ζώνη Παιονίας, Pa: Ζώνη Πάικου, Al: Ζώνη Αλμωπίας) = Ζώνη Αξιού, Pl: Πελαγονική ζώνη, Ac: Αττικό-Κυκλαδική ζώνη, Sp: Υποπελαγονική ζώνη, Pk: Ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας, P: Ζώνη Πίνδου, G: Ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης, I: Ιόνιος ζώνη, Px: Ζώνη Παξών ή Προαπούλια, Au: Ενότητα "Ταλέα όρηπλακώδεις σαβεστόλιθοι" πιθανόν της Ιουνίου ζώνες (από ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ 2010).

Ο AUBOUIN (1959), χρησιμοποιεί τον όρο "ζώνη Αξιού" για το κυρίως ευγεωσύγκλινο και τον όρο "Προπελαγονική ζώνη" για να υποδηλώσει την κατωφέρεια ανάμεσα στο Πελαγονικό ύβωμα και στην αύλακα του Αξιού. Ο BRUNN (1960) ονομάζει "υπερπελαγονική ζώνη" την προπελαγονική του AUBOUIN.

Ο MERCIER (1960) που είναι και ο κυριότερος μελετητής της ζώνης Αξιού, διακρίνει στη ζώνη τρία τμήματα: το ανατολικό μέτωπο, το κεντρικό τμήμα και το δυτικό περιθώριο. Αργότερα, ο MERCIER (1966), οριστικοποιεί τη διαίρεση σε τρεις ανεξάρτητες ζώνες, που τις ονομάζει από Α προς Δ: α) ζώνη Παιονίας, β) ζώνη Πάικου, γ) ζώνη Αλμωπίας.

Κατά τον MERCIER (1966), πριν από την ορογένεση, κατά το τέλος του Κρητιδικού, είχαμε τις "αύλακες" της Παιονίας και της Αλμωπίας και μεταξύ τους το "ύβωμα" του Πάικου. Σύμφωνα με την παραπάνω διαίρεση η περιοχή που μελετήθηκε βρίσκεται, όπως αναφέρθηκε στο όριο των ζωνών Αλμωπίας και Πελαγονικής (Σχ. 2.2), για τις οποίες θα γίνει λεπτομερέστερη περιγραφή.

2.3. ZONH AAM $\Omega\Pi$ IA Σ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Γμήμα Γεωλογίας ΔΠΘ

Η ζώνη Αλμωπίας κατά τους OSSWALD (1938), BRUNN (1959) και MERCIER (1966) κατέχεται κυρίως από Μέσο-Άνω Κρητιδικά ιζήματα, οφειόλιθους και ορισμένες εμφανίσεις μεταμορφωμένων πετρωμάτων, που η ηλικία τους θεωρείται προ-Κρητιδική. Όλα τα στρώματα βρίσκονται με μορφή τεκτονικών λεπίων, τα οποία προς τα δυτικά εφιππεύουν στην Πελαγονική ζώνη. Η επαφή ανατολικά με τη ζώνη του Πάικου είναι τεκτονική με μια σειρά από ανάστροφα ΒΔ ρήγματα. Μεγάλη έκταση της ζώνης καλύπτεται επίσης από νεότερους ηφαιστειακούς σχηματισμούς ηλικίας Πλειόκαινου-Τεταρτογενούς. Κατά τους παραπάνω ερευνητές η ζώνη Αλμωπίας αποτελεί μια μάζα σχετικά πιο εύκαμπτη από την Πελαγονική (δυτικά) και Παϊκονική (ανατολικά) που την περιβάλλουν. Αυτή η ευκαμψία φαίνεται από το πόσο πτυχωμένα είναι τα στρώματα της ζώνης και από τη λεπιοειδή διάταξη των σχηματισμών της. Και τα δύο οφείλονται στις διαφορετικές ορογενετικές κινήσεις κατά την παλαιογεωγραφική εξέλιξη της ζώνης.



Σχ. 2.2. Χάρτης με τις γεωτεκτονικές ζώνες στην Β. Ελλάδα και την θέση της περιοχής έρευνας. ΙΙ: Ιόνιος ζώνη, ΙΙΙ: Ζώνη Γαβρόβου, ΙV: Ζώνη Πίνδου, VI: Ενότητα Όσσας, VIII: Πελαγονική ζώνη, ΙΧ: Ζώνη Αξιού, Χ: Περιροδοπική ζώνη, ΧΙ: Σερβομακεδονική μάζα, ΧΙΙ: Μάζα της Ροδόπης (από ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ 2010).

Η ζώνη Αλμωπίας αποτελείται από ένα σύστημα μεγάλων ανεξάρτητων λεπίων που έχουν αποκολληθεί είτε στη βάση, είτε στην κορυφή των οφειολίθων, σύμφωνα με τους OSSWALD (1938) και MERCIER (1966). Τα λέπια αυτά εφιππεύουν το ένα το άλλο από ΒΔ προς ΝΑ και αποτελούν από άποψη δομής, τις λεγόμενες "ενότητες" της ζώνης της Αλμωπίας.

Ο MERCIER (1966) τις διακρίνει σε τρεις ομάδες: α) Ανατολικές: Άνω Γαρέφη, Μαυρόλακκος, Κρανιές, β) Μεσαίες: Πέτερνικ (ή Ellensdhuppe στη Βόρεια Μακεδονία), Λύκοι, Μαργαρίτα, Κλεισοχώρι, Νέα Ζωή, Μεσημέρι, γ) Δυτικές: Λουτρά Πόζαρ, Κερασιά, Κεδρώνας. Μια άλλη διάκριση που κάνει ο MERCIER (1966) είναι σε: α) ενότητες βόρεια της πεδιάδας της Αλμωπίας (από Α προς Δ είναι Άνω Γαρέφη, Πέτερνικ, Λουτρά Πόζαρ), β) Ενότητες που βρίσκονται μεταξύ της πεδιάδας της Αλμωπίας από βορρά και της πεδιάδας των Γιαννιτσών και του ποταμού Εδεσσαίου (Βόδα) από νότο (Κρανιές, Μαυρόλακκος Βοδενών, Νέα Ζωή, Μαργαρίτα, Κλεισοχώρι, Λύκοι, Κερασιά), γ) Ενότητες νότια της κοιλάδας του Εδεσσαίου (Κεδρώνας, Μεσημέρι, οφειολιθικά μείγματα (mélanges) Έδεσσας – Πλατάνης). Λόγω του ότι οι ενότητες βόρεια της πεδιάδας της Αλμωπίας βρίσκονται μακριά από την περιοχή που μελετήθηκε δεν θα αναφερθούμε σ' αυτές. Οι ενότητες μεταξύ της πεδιάδας της Αλμωπίας και της κοιλάδας του Εδεσσαίου αποτελούνται από λέπια που εφιππεύουν από ΔΝΔ. Κάθε λέπιο επικάθεται στο Μαιστρίχτιο φλύσχη του προηγούμενου λεπίου. Το επίπεδο αποκόλλησής τους τοποθετείται είτε στη βάση των διαβασικών και δολεριτικών πετρωμάτων της οφειολιθικής σειράς, όπως συμβαίνει στις ενότητες Κρανιάς και Μαυρόλακκου Βοδενών, είτε στη βάση των σερπεντινιτών όπως συμβαίνει στις ενότητες Νέα Ζωής, Μαργαρίτας, Κλεισοχωρίου, Λύκων, είτε ανάμεσα στη βάση των Μεσο-Κρητιδικών σχηματισμών και την κορυφή των σερπεντινιτών όπως συμβαίνει στην ενότητα Κερασιάς και κατά ένα μέρος στην ενότητα Μαργαρίτας. Οι ενότητες νότια του Εδεσσαίου συνιστούν τη μεγάλη μάζα της Λειβαδίτσας.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Για τις δύο βασικές προαλμωπικές ενότητες Κερασιάς και Κεδρώνα οι MERCIER (1966) και ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ (2010) διακρίνουν με βάση χαρακτηριστικά απολιθώματα, την παρακάτω σειρά ιζηματογενών σχηματισμών Μέσου-Ανώτερου Κρητιδικού από τα νεότερα προς τα παλαιότερα (Σχ. 2.3):

Al 11: φλύσχης. Αποτελείται από ψαμμίτες κροκαλοπαγή, ψαμμιτικούς ασβεστόλιθους με απολιθώματα *Clobotrucana* και *Orbitoides*. Ηλικία Ανω Μαιστρίχτιο-Παλαιόκαινο

Al 10: Τυπικός ασβεστολιθικός ορίζοντας με *Rudistes*. Ασβεστόλιθοι, τεφροί και μαύροι μερικές φορές ψαμμιτοειδείς ή κροκαλοπαγείς. Ηλικία Σενώνιο (Άνω Καμπάνιο-Μαιστρίχτιο).

Al 9: Κλαστική σειρά με την παρακάτω λιθοστρωματογραφία

9g: ασβεστόλιθος πλακώδης με *Globotrucana* και εναλλαγές ψαμμιτών – ψαμμιτοκροκαλοπαγών. Ηλικία Κονιάσιο-Σαντώνιο-Καμπάνιο.

9f: Μαύρος Ασβεστόλιθος με ελάχιστους φακούς κροκαλοπαγοειδείς που περιέχουν απολιθώματα Nerinea Olisiponensis και υπολείμματα Orbitolina cf. concava. Ηλικία Άνω Κενομάνιο-Τουρώνιο.

9e: Αργιλλικοί σχιστόλιθοι, ψαμμίτες και ασβεστολιθικοί φακοί

9d: Ασβεστόλιθοι με Orbitolina concava και Ο. discoidea ηλικίας Άλβιο-τέλος Κενομάνιου

9c: Ασβεστόλιθοι που στην κορυφή περικλείνουν υπολείμματα *Rudistes* και στη βάση πολυάριθμα μικρά γαστερόποδα ηλικίας Κενομάνιου.

9b: Τεφροί ασβεστόλιθοι με πολυάριθμα μικρά γαστερόποδα: Orbitolina lenticularis, O.discoidea ηλικίας Απτιου-Βασικού Αλβιου

9a: Κροκαλοπαγή με ασβεστολιθικές και σερπεντινικές κροκάλες και κόκκινοι αργιλικοί σχιστόλιθοι. Ηλικία Άπτιο-Άλβιο.

-Pg : Πελαγονικός φλύσχης με ρακοειδή τμήματα σερπεντινίτη.



Σχ. 2.3. Τομή της ενότητας Κερασιά κατά το MERCIER (1966). 1: Κροκαλοπαγή με κροκάλες σερπεντινικές, 2: Κροκάλες ασβεστολιθικές, 3-4 Orbitolines, 5: Γαστερόποδα, 6: Λείψανα από Ελασματοβράγχια, 7: Ρουδιστές, 8: Ασβεστόλιθοι λατυποπαγείς, 9: Πηλίτες και μικροψαμμίτες, 10: Ασβεστόλιθοι ψαμμιτοειδείς, 11: Φλύσχης σχιστοψαμμιτικός, 12: Φλύσχης σχιστοασβεστιτικός, σ: Σερπεντινίτες, φ: Τεκτονικές επαφές.

Η παραπάνω στρωματογραφική διαδοχή είναι πλήρης στην ενότητα Κερασιάς όπου η επίκλυση άρχισε από το Άπτιο-Άλβιο. Στην ενότητα Κεδρώνα όμως ο παραπάνω σχηματισμός αρχίζει από τη βαθμίδα Άνω Τουρώνιο-Κονιάσιο με μαύρο ασβεστόλιθο που περιέχει *Clobotrucana* κατά τον Campion (1966, από το MERCIER 1966). Η κλαστική αυτή σειρά είναι περισσότερο κλαστική με πιο πολλά κροκαλοπαγή, στην ενότητα Κεδρώνα, ενώ στην ενότητα Κερασιάς επικρατούν οι λατυποπαγείς και θραυστικοί ασβεστόλιθοι. Αυτές οι εναλλαγές κροκαλοπαγών και πελαγικών ασβεστολίθων, σχηματισμών δηλαδή ρηχής και πελαγικής θάλασσας, δείχνουν τη δράση ανοδικών και καθοδικών κινήσεων κατά τη διάρκεια Κονιάσιου-Σαντώνιου-Καμπάνιου στις δυτικές ενότητες. Η διαφορά στο χρόνο που άρχισε η επίκλυση στις δυτικές ενότητες αποδίδεται από το MERCIER (1966) είτε σε κάποιο παλιό ανάγλυφο, είτε στις ανοδικές και καθοδικές κινήσεις κατά τη διάρκεια της επίκλυσης.

Στην ενότητα Κεδρώνα, εκτός από τους Μεσο-Άνω Κρητιδικούς σχηματισμούς εμφανίζονται και ορισμένα στρώματα του προοφειολιθικού υπόβαθρου της ζώνης της Αλμωπίας. Σύμφωνα με τον CAMBION (1966) διακρίνουμε δύο ορίζοντες: έναν κατώτερο που αποτελείται από έντονα μεταμορφωμένα πετρώματα, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και χαλαζίτες και έναν ανώτερο από μάρμαρα, "ανακρυσταλλωμένους" ασβεστόλιθους και σιπολίνες. Οι επαφές αυτών των στρωμάτων με τα κρητιδικά στρώματα είναι καθαρά τεκτονικές. Η ηλικία τους θεωρείται Τριαδική ή και παλιότερη.

Ο SOULIOS (1978), τροποποιεί τη διάκριση του MERCIER (1966) στις προαλμωπικές ενότητες Κερασιάς και Κεδρώνα και διακρίνει:

α) την ενότητα Κερασιάς βόρεια του Εδεσσαίου

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- β) τη ενότητα Κεδρώνα- Βρυτών με ένα μικρό μόνο τμήμα βόρεια του Εδεσσαίου
- γ) την ενότητα Χωράφια-Μουσλί νότια του Εδεσσαίου

Για τις ενότητες της Αλμωπίας νότια του Εδεσσαίου, η ενότητα Μεσημερίου εφιππεύει στο φλύσχη της Κερασιάς. Σύμφωνα με τους DERCOURT et al. (1977), η ενότητα αυτή περιλαμβάνει μεγάλο αριθμό λεπίων τα οποία αποτελούνται από οφειόλιθους που περικλείνουν σώματα ασβεστολίθων. Στο σύστημα αυτό έδωσαν το χαρακτηρισμό "έγχρωμα μείγματα" (coloured melanges).

Από συγκριτικές τέλος παρατηρήσεις που έγιναν στη λιθοστρωματογραφία των διαφόρων ενοτήτων της Αλμωπίας, διαπιστώνεται ότι οι δυτικές ενότητες της Προαλμωπίας, περιέχουν γενικά περισσότερα κλαστικά πετρώματα από τις μεσαίες και ανατολικές ενότητες. Συγκεκριμένα, έχουν πολλά και χοντρά κροκαλοπαγή-λατυποπαγή, ενώ προς ανατολικά οι αντίστοιχες σειρές περιέχουν συνεχώς και πιο λεπτές λιθολογικές φάσεις. Επίσης έχει επισημανθεί από ερευνητές ότι και οι νηριτικοί ασβεστόλιθοι που παρεμβάλλονται στις λιθολογικές στήλες των ενοτήτων μειώνονται από τα δυτικά προς τα ανατολικά και αντικαθίστανται από πελαγικούς ασβεστόλιθους.

Οι παραπάνω παρατηρήσεις, σύμφωνα με τον MOYNTPAKH (2010), οδήγησαν στο συμπέρασμα ότι η αύλακα της Αλμωπίας εξελίσσονταν από Δ προς Α σε βαθύτερη θάλασσα με πιο βαθιά περιοχή, σύμφωνα πάντα με τις φάσεις ιζηματογένεσης, το χώρο των ανατολικών ενοτήτων, που ήταν η αξονική περιοχή της αύλακας. Αντίθετα οι δυτικές ενότητες (Προαλμωπία) ήταν η κατωφέρεια του υβώματος της Πελαγονικής. Δεν έχει επισημανθεί κατωφέρεια του Παϊκονικού υβώματος προς την Αλμωπία.

Για το ΝΔ Βέρμιο, οι λιθολογικοί σχηματισμοί που συναντώνται προσδιορίζουν το ανατολικό περιθώριο της Πελαγονικής Ζώνης όπως επίσης και τις παρυφές της Δυτικής Αλμωπίας σύμφωνα με τους BRAUD (1967), BRAUD et al. (1984).

Η νοτιοδυτική πλευρά του Βερμίου κατά τους PHOTIADES et al. (1998), δομείται από μια σειρά σχηματισμών που εντάσσονται στη Πελαγονική ζώνη (Σχ. 2.4 έως 2.7) και αποτελείται διαδοχικά από:

Μάρμαρα Τριαδικής-Ιουρασικής ηλικίας υπερκείμενα από μετα-ιζήματα (σχιστόλιθοι)

- Οφειολιθικό κάλυμμα που αποτελείται από διαμελισμένες ενότητες σερπεντινιωμένων χαρτσβουργιτών και δουνιτών
- Κροκαλοπαγή και κλαστικά ροής ανθρακικών κυρίως σχηματισμών.
- Ασβεστόλιθοι με ρουδιστές

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Φλύσχης.

Αναλυτικότερα, η σειρά των μαρμάρων αποτελείται από αλλεπάλληλα στρώματα (10-15 cm) λεπτοκρυσταλλικών μαρμάρων των οποίων τα ανώτερα μέλη γίνονται λεπτοταινιώδη με ψευδοστρώσεις και κονδύλους λευκών πυριτιόλιθων. Στα κατώτερα τμήματα αναπτύσσονται κυρίως δολομιτικά μάρμαρα, στα οποία εντοπίσθηκαν φύκη Τριαδικής ηλικίας. Η όλη ανθρακική σειρά δεν πρέπει να υπερβαίνει προς τα πάνω το Κατώτερο Ιουρασικό. Γενικά τα μάρμαρα παρουσιάζουν μεγάλου μήκους κατακείμενες και κεκλιμένες ισοκλινείς πτυχές που συνοδεύονται από σχιστότητα ροής, η οποία προήλθε από την πρώιμη εφαπτομενική τεκτονική φάση του Ανώτερου Ιουρασικού. Η Τριαδικο-Ιουρασική ανθρακική σειρά με πυριτόλιθους μεταβαίνει προς τα πάνω σε ασβεστιτικούς σχιστολίθους και σε καστανόχροους μεταπηλιτικούς σχιστόλιθους με χαλαζιακές φλέβες, οι οποίοι τέλος εξελίσσονται σε χλωριτικούς σχιστόλιθους εγκλείοντας φακούς μεταηφαιστειακών πετρωμάτων.

Γενικά τα μετα-ιζήματα Μεσο-Ιουρασικής ηλικίας φέρουν παρόμοια φύλλωση με αυτή των υποκείμενων μαρμάρων και αποτελούν μετα-ηφαιστειο-ιζηματογενή υλικά συσσώρευσης πάνω στο βυθισμένο Πελαγονικό ηπειρωτικό περιθώριο λόγω της εγγύτητας και της τεκτονικής προέλασης των οφειολιθικών καλυμμάτων.

Σύμφωνα με τους PHOTIADES et al (1998) τα οφειολιθικά πετρώματα του Βερμίου καταλαμβάνουν μία επιμήκη ζώνη μήκους 40 km και πλάτους μερικών δεκάδων έως εκατοντάδων μέτρων και αποτελούνται από διαμελισμένους και παραμορφωμένους-λόγω θραυσιγενούς τεκτονικής και μυλωνιτίωσης-σερπεντινιωμένους χαρτσβουργίτες και δουνίτες με υψηλές συγκεντρώσεις χρωμίτη. Στα βαθύτερα τμήματα της υπερβασικής ενότητας συναντώνται σχιστώδεις σερπεντινίτες, σερπεντινικοί ραουβάκες και λεπτοστρωσιγενή φακοειδή μάρμαρα. Στα ανώτερα τμήματα τα υπερβασικά πετρώματα αναπτύσσουν έντονα αινόμενα λατεριτίωσης και φιλοξενούν ένα σιδηρονικελιούχο μεταλλοφόρου ορίζοντα χαρακτηρίζονται τόσο από εμποτισμούς όσο και από την ύπαρξη πλέγματος



Σχ. 2.4. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής του Βερμίου (PHOTIADES 2004). Η περιοχή έρευνας εντός πλασίου. Πελαγονική Ζώνη (PEZ): προαλπικό υπόβαθρο (1), γνεύσιος και σχιστόλιθοι (1a), γρανοδιορίτης (1b), Τριαδικά-Ιουρασικά μάρμαρα (2), Ιουρασικά σχιστοποιημένα μείγματα (3), σερπεντινίτης (4) με λατερίτη (4α), Κρητιδική ανθρακική κλαστική ακολουθία (5), Βαρεμίου-Απτίου νηριτικοί ασβεστόλιθοι (5α), Κρητιδικές μαζώδεις ροές (5b), Κρητιδική κλαστική ακολουθία που προς τα πάνω εξελίσσεται σε λεπτόκοκκη (5c), νηριτικοί ασβεστόλιθοι Άνω Τουρώνιου-Σενώνιου (6a), και πελαγικοί ασβεστόλιθοι Σενώνιου (6b), Σαντώνιος φλύσχης (7), Ζώνη Αλμωπίας (ALZ): ενότητα Άνω Γραμματικό: σερπεντινίτης (1), όξινα και βασικά πετρώματα (2), φλυσχοειδής σχηματισμός (3 & 3c), Ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι βαθιάς θάλασσας (4). Ενότητα Νάουσας-Βέροιας: σερπεντινίτης (1), όξινα και βασικά πετρώματα (2), μελανοκρατικά μείγματα (3 & 3α), Ανωκρητιδικός ανακρυσταλλωμένος ασβεστόλιθος (4), Ανωκρητιδική ακολουθία φλύσχη (5). Ενότητα Κάστρο-Αετός: σερπεντινίτης (1), όξινα και βασικά πετρώματα (2), ασβεστόλιθοι Άνω Κρητιδικού-Άνω Ιουρασικού (3), νηριτικοί ασβεστόλιθοι Άνω Ιουρασικού-Μεσο Κρητιδικού (3a), αποθέσεις Τεταρτογενούς-Νεογενούς (Q-N), κανονικά ρήγματα (1), ανάστροφα ρήγματα (2), κλίση και διεύθυνση στρωμάτων (3), στρωμάτωση και/ή διαγράμμιση (4), τομή (5), ανακλινόμενος άξονας αντίκλινου (6), ανακλινόμενος άξονας σύγκλινου (7).

φλεβιδίων αποτελούμενων από ανθρακικά ορυκτά (ασβεστίτη-δολομίτη), χαλαζία και Niουχα πυριτικά ορυκτά. Το πλέγμα των φλεβιδίων έχει επιγενετικό χαρακτήρα και δεν συνδέεται με τις τυπικές λατεριτικές εξαλλοιώσεις.



Σχ. 2.5. Τεκτονική τομή του όρους Βέρμιο (PHOTIADES 2004).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πάνω στο σιδηρονικελιούχο ορίζοντα ή και πάνω στα υπερβασικά διαμέσου ενός αργιλοπυριτικού σχηματισμού, αναπτύσσονται ασύμφωνα οι ανθρακικοί κροκαλοπαγείς σχηματισμοί. Οι ορίζοντες αυτοί είναι συμπαγείς, ποικίλου πάχους και συνίστανται από καλά αποστρογγυλωμένες ανθρακικές κροκάλες, κύρια προερχόμενες από τα Τριαδικά-Ιουρασικά μάρμαρα και φέροντας πεπλατυσμένα τεμάχη σχιστολίθων-πρασινοσχιστολίθων μέσα σε ανθρακική και πηλιτική συνδετική ύλη. Μέσα στη συνδετική ύλη απαντούν και ανακρυσταλλωμένα θραύσματα ελασματοβραγχίων και γαστερόποδα. Απουσιάζουν στοιχεία οφειολιθικής προέλευσης ανάμεσα στις κροκάλες. Η ηλικία του σχηματισμού είναι Κενομάνιος.

Η κλαστική σειρά αποτελείται από κλαστικά ροής τα οποία διαβαθμίζονται σε μικρορυθμικές αδρο-ψαμμιτικές φλυσχοειδείς εναλλαγές πλούσιες θέσεις κατά σε ορίζοντες, με επανεπεξεργασμένο λατεριτικό καστανέρυθρους υλικό, φτωχό σε σιδηρονικελιούχες συγκεντρώσεις, που φέρει πολλαπλές εναλλαγές και ενστρώσεις μικροκροκαλοπαγών ασβεστόλιθων Τουρώνιου ηλικίας. Προς τα πάνω κυριαρχούν αδρομερέστεροι κροκαλοπαγείς ερυθρόλευκοι ανθρακικοί ορίζοντες οι οποίοι εναλλάσσονται με κλαστικούς πλακώδεις ασβεστόλιθους. Τόσο τα κροκαλοπαγή όσο και τα κλαστικά ροής, συνδέονται γενετικά με τις ενδο-Τουρώνιες τεκτονικές φάσεις οι οποίες προκάλεσαν την ανάδυση και διάβρωση εκτεταμένων τμημάτων της Πελαγονικής ζώνης.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πάνω στους κλαστικούς ασβεστόλιθους αναπτύσσονται κοραλλιογενείς ασβεστόλιθοι με *Rudistes*, ηλικίας Σενώνιου, που καλύπτονται στη συνέχεια από τεφρόλευκους ασβεστόλιθους πλούσιους σε οργανογενή θραύσματα (από *Rudistes*, ελασματοβράγχια κλπ.), που στα ανώτερα μέλη τους εξελίσσονται σε μικριτικούς ασβεστόλιθους πλούσιους σε *Globotruncana* Μαιστρίχτιου ηλικίας.

Τέλος πάνω στους κοραλλιογενείς ασβεστόλιθους αναπτύσσεται φλύσχης, ο οποίος από μαργαϊκό και ιλυολιθικό σχηματισμό στη βάση μεταβαίνει προς τα πάνω σε ψαμμιτικές και κροκαλοπαγείς εναλλαγές πλούσιες σε χαλαζιακές κροκάλες και υλικά που προέρχονται από τη διάβρωση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων του υπόβαθρου της Πελαγονικής ζώνης.

Η σημερινή δομή της περιοχής αυτής του Βερμίου, σύμφωνα με τους PHOTIADES et al. (1998), είναι το αποτέλεσμα διαδοχικών παραμορφώσεων που προκλήθηκαν κατά την τεκτονική τοποθέτηση του οφειολιθικού καλύμματος κατά το Άνω Ιουρασικό, καθώς και από την τεκτονική συμπιεστική φάση του Ηώκαινου που προκάλεσε την επώθηση της Αλμωπίας πάνω στην Πελαγονική, δημιουργώντας εκτεταμένες λεπιώσεις και αυξομειώσεις του Πελαγονικού φλύσχη (Σχ. 2.5).

Οι πτυχώσεις και η μεταμόρφωση των ανθρακικών της Πελαγονικής οφείλονται στην επώθηση των οφειολιθικών καλυμμάτων κατά την συμπιεστική τεκτονική του Άνω Ιουρασικού, κατά την οποία οι οφειόλιθοι συμπαρέσυραν αμφιβολιτικά πετρώματα και φακούς μαρμάρων από το υποκείμενο ηπειρωτικό περιθώριο, οι δε οφειόλιθοι αποτελούν επάλληλες λεπιωμένες υπερβασικές ενότητες με αξονικές πτυχές B-N.

Κατά τη μεταφλυσχική περίοδο, η περιοχή συμπιέζεται έντονα με κατεύθυνση Α-Δ, και η συμπίεση αυτή συνοδεύεται από την οριστική επώθηση των εσωτερικών ζωνών πάνω στις εξωτερικές, επώθηση που είχε σαν αποτέλεσμα την αποκόλληση στο επίπεδο των σερπεντινιτών με τους Κρητιδικούς σχηματισμούς της Αλμωπίας και την επώθηση τους από Α-Δ, πάνω στους σχηματισμούς της Πελαγονικής, προκαλώντας πτυχωμένες δομές με διεύθυνση Β-Ν σε μικρή και μεγάλη κλίμακα. Όσοι σχηματισμοί δεν μετακινήθηκαν εφαπτομενικά, στη διάρκεια του ίδιου εκτατικού πεδίου, υπέστησαν οριζόντιες δεξιόστροφες διατμητικές κινήσεις κατά τις διευθύνσεις Β-Ν και Α-Δ. Κατά τους συμπιεστικούς καλυμματικούς τεκτονισμούς, η περιοχή της οροσειράς του Βερμίου προσεβλήθη από κανονικά ρήγματα συνήθως κάθετα στη Δειναρική διεύθυνση (Β-Ν). Η ρηξιγενής τεκτονική ενεργοποιεί και παλαιότερα τεκτονικά επεισόδια τα οποία διαμορφώνουν και τη σημερινή μορφολογία της περιοχής. Σύμφωνα με τον PHOTIADES (2004) το Βέρμιο αποτελείται από τη βάση προς την κορυφή από τις ακόλουθες ενότητες: α) Πύργοι-Κάτω Γραμματικό, Κουμαριά-Πολλά Νερά και Άνω Βέρμιο, τα οποία θεωρούνται ενότητες αποσπασμένες από την Πελαγονική ζώνη και β) Άνω Γραμματικό, Νάουσα-Βέροια και Κάστρο-Αετός που αναφέρονται ως ενότητες της Αλμωπίας πάνω στον Πελαγονικό φλύσχη.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η περιοχή έρευνας εντοπίζεται στην ενότητα Νάουσας-Βέροιας (Σχ. 2.6, 2.7) η οποία χαρακτηρίζεται από εκτεταμένα οφειολιθικά μείγματα, που εμφανίζονται σε όλη την έκταση ανάμεσα στη Βέροια και τη Νάουσα, και που καλύπτονται τεκτονικά από ένα λεπτό στρώμα μαργαϊκού ασβεστόλιθου και μια ακολουθία φλύσχη ηλικίας Άνω Κρητιδικού. Τα μείγματα περικλείουν τεκτονοσώματα ή ενθέσεις από σερπεντινίτη, αμφιβολίτη, μεταδολερίτη, pillow λάβες, ή ακόμη και πολυγενετικά ηφαιστειακά λατυποπαγή και κροκαλοπαγή ασβεστολιθικά τεμάχη Κενομάνιας ηλικίας, που είτε περικλείονται είτε είναι τεκτονικά λεπιοειδώς ενσφηνωμένα μέσα στο κλαστικό ή φλυσχοειδές υλικό πλήρωσης. Το υλικό πλήρωσης των μειγμάτων είναι από λεπτόκοκκο έως αδρόκοκκο, αποτελούμενο από ιλυόλιθους και ψαμμίτες και φέρει κατά θέσεις κυματοειδή φολίδωση που βυθίζεται 40°-60° BA και είναι παράλληλη στα όρια των επιμηκυσμένων μπλοκ μειγμάτων. Ο μηχανισμός τοποθέτησης των μειγμάτων των πλούσιων σε τεκτονοσώματα συνδέεται με τεκτονικές διαδικασίες. Αυτή η ενότητα που έχει Ανωκρητιδική ηλικία χαρακτηρίζεται από συγκόλληση των διαφόρων λιθολογιών σε ένα περιβάλλον επαυξητικού-επωθητικού-πρίσματος κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς.

Έτσι η ενότητα Άνω Βέρμιο (Σχ. 2.7) αποτελεί μια πλευρική φασική μεταβατική διαδοχή στον Κρητιδικό κλαστικό σχηματισμό που προήλθε από την Πελαγονική και εμφανίζεται σε μεγάλη έκταση στην περιοχή του Βερμίου. Αυτή η σειρά αλλουβιακών κώνων συνδέεται γενετικά με την Τουρώνια τεκτονική φάση που προκάλεσε τη βύθιση και διάβρωση της Πελαγονικής ράχης.

Πάντως η λατεριτική ασυνέχεια που παρατηρήθηκε από τον PHOTIADES (2004), συνδέεται επίσης με μια τεκτονική φάση ηλικίας τέλους Ιουρασικού-αρχές Κρητιδικού που μπορεί επίσης να συνδεθεί με τη διαδικασία μυλωνιτίωσης που έπληξε το προαλπικό γρανοδιοριτικό υπόβαθρο. Ακόμη τα κλαστικά τμήματα που αποδεικνύουν το γεγονός της λατεριτίωσης δεν ανήκουν τεκτονικά και στρωματογραφικά στη ζώνη Αλμωπίας όπως πίστευαν παλιότερα οι BRUNN (1982), BRAUD et al. (1984), και γι' αυτό η ενότητα Άνω Βέρμιο μπορεί να θεωρηθεί τμήμα της Πελαγονικής. Πάντως πιστεύεται ότι η βύθιση και πτύχωση με δυτική κατεύθυνση που εφίππευσε σαν ολότητα τις πελαγονικές Μεσοζωικές σειρές και οι ακόλουθες τρεις επωθητικές ενότητες που προήλθαν από την Αλμωπία με νοτιοδυτική κατεύθυνση συνδέονται με τις κύριες τριαδικές τεκτονικές φάσεις.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχ. 2.6. Γεωλογικός χάρτης της ενότητας Νάουσας -Βέροιας (BRUNN 1982).



Σχ. 2.7. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής πάνω από τη Νάουσα.

2.3.1. ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΚΑΙ ΠΑΛΑΙΟΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΖΩΝΗΣ ΑΛΜΩΠΙΑΣ

Επειδή οι εμφανίσεις που μελετάμε συνδέονται με τους οφειόλιθους κρίνεται σκόπιμο να αναφερθούμε στη στρωματογραφική και παλαιογεωγραφική εξέλιξη της ζώνης Αλμωπίας κατά το Μεσοζωικό αφού η "τοποθέτηση" των οφειολίθων χρονολογείται προς το τέλος του Ιουρασικού (Σχ. 2.8).



Σχ. 2.8. Γεωτεκτονικός χάρτης τμήματος της Μακεδονίας και οι εμφανίσεις οφειόλιθων, σύμφωνα με τους KOCKEL (1986) και ΜΠΑΝΤΗ (2002).

2.3.2. ΤΡΙΑΔΙΚΟ-ΙΟΥΡΑΣΙΚΟ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Κατά τη διάρκεια του Άνω Τριαδικού, όλες σχεδόν οι εσωτερικές ελληνίδες ζώνες, (η ζώνη Αξιού, η Πελαγονική και η Υποπελαγονική), αποτελούσαν την έδρα μιας νηριτικής ανθρακικής ιζηματογένεσης, που έδωσε τα σημερινά Τριαδικά ανθρακικά πετρώματα. Η παλαιογεωγραφία της ζώνης Αλμωπίας δεν είναι καλά γνωστή κατά το Τριαδικό και Ιουρασικό για δυο λόγους α) λόγω της διάβρωσης μεγάλου μέρους των σχηματισμών Ιουρασικού-Κατώτερου Κρητιδικού κατά την ανάδυση πριν από το Ανώτερο Άλβιο και β) λόγω της αποκόλλησης των λεπίων που εμπόδισε την επιφανειακή εμφάνιση των σχηματισμών που προηγήθηκαν των οφειολίθων.

Η "αύλακα της Αλμωπίας", σύμφωνα με τον MERCIER (1966), θα πρέπει να διαφοροποιήθηκε κατά το τέλος του Ιουρασικού. Κατά το Ανώτερο Κιμμερίδιο-Βασικό
Πορτλάνδιο, σχηματίζονται οφειολιθικά και κερατολιθο-σπιλιτικά πετρωματα από τις περιοχές των υβωμάτων του Πάικου και της Πελαγονικής, στις αύλακες της Παιονίας και της Αλμωπίας σύμφωνα με τον MERCIER (1966). Κατά το Πορτλάνδιο, μετά τον σχηματισμό των οφειολίθων, έχουμε ανάδυση της ζώνης του Πάικου και του δυτικού μέρους της ζώνης της Παιονίας, ως αποτέλεσμα κατακόρυφων κινήσεων. Οι θέσεις που είχαν αναδυθεί, κατακλύζονται και πάλι από μια νέα επίκλυση πριν από το βασικό Κρητιδικό.

2.3.3. ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Κατά το βασικό κατώτερο Κρητιδικό αρχίζει μια ορογένεση που πρώτα εκδηλώνεται στο αξονικό τμήμα του Παϊκονικού υβώματος, ενώ οι αύλακες της Αλμωπίας και της Παιονίας που εξακολουθούν να υπάρχουν γίνονται η έδρα απόθεσης φλύσχη. Μετά το βασικό Κατώτερο Κρητιδικό και πριν από το Άπτιο-Άλβιο το μεγαλύτερο μέρος των εσωτερικών ζωνών αναδύεται με την Νεοκιμμερική ορογένεση.

Κατά το Άπτιο-Άλβιο κατακλύζεται και πάλι η ζώνη της Αλμωπίας, και διαφοροποιείται σε μια νέα αύλακα, ενώ το μεγαλύτερο μέρος των εσωτερικών ζωνών παραμένει σε ανάδυση, σύμφωνα με τον MERCIER (1966). Την ίδια εποχή, σύμφωνα με τον BRUNN (1956), αρχίζει να κατακλύζεται και το δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής.

Στις δυτικές αβαθείς πλευρές της ζώνης Αλμωπίας, δηλαδή στις ενότητες Κερασιάς και Κεδρώνα, που ονομάζονται προαλμωπικές, ο επικλυσιγενής αυτός σχηματισμός έχει τη μορφή μεγάλου πάχους σειράς κλαστικών ιζημάτων κροκαλοπαγών, λατυποπαγών, ψαμμιτών που εναλλάσσονται με ασβεστόλιθους με χαρακτηριστικά απολιθώματα *Orbitolines* και γαστερόποδα, σύμφωνα με τον ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ (1986, 2010).

Η επίκλυση του Άπτιου-Βασικού Άλβιου ακολούθησε χρονικά την Αυστριακή πτύχωση, που έθιξε σχεδόν όλες τις εσωτερικές ελληνίδες ζώνες.

Στο Ανώτερο Τουρώνιο-Κονιάσιο η θάλασσα κατακλύζει και τις προαλμωπικές περιοχές που ήταν σε μερική ανάδυση. Από το Ανώτερο Τουρώνιο μέχρι το Καμπάνιο οι εσωτερικές ζώνες γίνονται η έδρα νέων κατακόρυφων κινήσεων που επηρεάζουν την Πελαγονική και την προ-Αλμωπική περιοχή. Στο Ανώτερο Καμπάνιο-Μαιστρίχτιο, όλες σχεδόν οι εσωτερικές ζώνες έχουν βυθιστεί και η επικλυσιγενής ασβεστολιθική ιζηματογένεση συνεχίζεται με *Globotrucana* στις ζώνες Πάικου και Πελαγονικής και με *Rudistes* στη ζώνη Αλμωπίας. Στο τέλος του Μαιστρίχτιου έχουμε τη δημιουργία του φλύσχη της Αλμωπίας που είναι ο τελευταίος αλπικός σχηματισμός. Το αξονικό τμήμα της Πελαγονικής αναδύεται, ως αποτέλεσμα κατακόρυφων κινήσεων (προοίμιο της Λαραμικής ορογένεσης) και τροφοδοτεί

με χερσαίο υλικό την αύλακα της Αλμωπίας και την ανατολική πλευρά του Πελαγονικού υβώματος. Ο φλύσχης αποτελείται από ψαμμίτες, κροκαλοπαγή και ψαμμιτικούς ασβεστόλιθους και ασβεστοσχιστόλιθους που περικλείνουν Orbitoides και Rudistes.

2.3.4. ΤΡΙΤΟΓΕΝΕΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Από το τέλος του Κρητιδικού μέχρι το Κατώτερο και Μέσο-Ηώκαινο, το σύνολο των εσωτερικών ζωνών αναδύεται ως αποτέλεσμα μιας νέας ορογενετικής φάσης (Λαραμική πτύχωση) η οποία συνοδεύεται από μια συντεκτονική μεταμόρφωση. Στο Μέσο-Ανώτερο Ηώκαινο (Πριαμπόνιο), με μια νέα επίκλυση διαμορφώνονται οι δύο μολασσικές αύλακες α) η αύλακα του Αξιού στην περιοχή της Παιονίας κατά το MERCIER (1960) και β) η Μεσοελληνική αύλακα δυτικότερα στην περιοχή της Υποπελαγονικής ζώνης, σύμφωνα με τον BRUNN (1956). Η αύλακα του Αξιού εκτείνονταν ανατολικά μέχρι τη Σερβομακεδονική ζώνη και δυτικά μέχρι το Πάικο. Η νέα αύλακα του Αξιού δέχεται μολασσικά ιζήματα μέχρι το τέλος του Πριαμπόνιου οπότε ένας νέος τεκτονισμός των εσωτερικών ζωνών και μετατόπισή τους προς ΔΝΔ προκαλεί μια έντονη λεπίωση των στρωμάτων στην αύλακα του Αξιού, λεπίωση που επέδρασε τόσο στο υπόβαθρο όσο και στο ανωκρητιδικό κάλυμμα που αποκολλήθηκε στις περισσότερες περιοχές στο ασθενικό επίπεδο των οφειολίθων και μία εφίππευση της Σερβομακεδονικής βάσης πάνω στη ζώνη της Παιονίας.

Στο Κατώτερο Ολιγόκαινο έχουμε μια βραδεία συμπιεστική φάση, ανάδυση της αύλακας του Αξιού και δημιουργία στην Κεντρική Μακεδονία ενός ηπειρωτικού συστήματος μέχρι το Πόντιο. Τέλος στο Πλειόκαινο έως το Τεταρτογενές εκδηλώνεται μια εφελκυστική τεκτονική που συνοδεύεται στη ζώνη της Αλμωπίας από μια ανδεσιτική-τραχειανδεσιτικήτραχειτική ηφαιστειότητα σύμφωνα με τους ΣΟΛΔΑΤΟΣ (1955), ΕΛΕΥΘΕΡΙΑΔΗΣ (1977) ΒΟΥΓΙΟΥΚΑΛΑΚΗΣ (2002) και ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ (2010).

2.4. ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗ ΖΩΝΗ

Πρώτος ο KOSSMAT (1924) δίνει την ονομασία "Πελαγονική μάζα και το κάλυμμά της" επειδή το υπόβαθρο είναι κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα πάνω στα οποία υπάρχουν μεσοζωικά ιζήματα.

Ο AUBOUIN (1957), δίνει τον όρο "Πελαγονική ζώνη". Η Πελαγονική ζώνη έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και εκτείνεται από τα σύνορα με τη Βόρεια Μακεδονία προς την περιοχή του Ολύμπου, του Πηλίου και της Β. Εύβοιας. Κατά την εξέλιξη του Αλπικού Γεωσύγκλινου, στο Μεσοζωικό, λειτούργησε σαν υποθαλάσσια ράχη (ύβωμα), που χώριζε την αύλακα της Αλμωπίας από την αύλακα της Πίνδου. Η ράχη δεν ήταν συνεχής αλλά διακόπτονταν από διαύλους που βοηθούσαν την επικοινωνία μεταξύ των αυλάκων. Κατά τον MOYNTPAKH (1983), η Βόρεια Πελαγονική αποτελείται από το προαλπικό κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, τα μεσοζωικά ιζήματα, τους οφειόλιθους και τους μεταλπικούς σχηματισμούς. Από την μελέτη του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου προέκυψε ότι αυτό δεν είναι ομογενές αλλά αποτελείται από δύο ενότητες, την ανατολική του Βόρα και τη δυτική του Βέρνου. Και οι δύο ενότητες αντιπροσωπεύουν δύο παράλληλες κρυσταλλικές ενότητες, μέλη ενός κρυσταλλοσχιστώδους υπόβαθρου, που είχαν παρόμοια λιθολογική εξέλιξη και διαμορφώθηκαν κάτω από ίδιες συνθήκες στο Παλαιοζωικό.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Κατά τον ΜΟΥΝΤΡΑΚΗ (1983), στα δύο Πελαγονικά περιθώρια αποτέθηκαν κατά το Μεσοζωικό δύο ανθρακικά καλύμματα. Αυτό που μας ενδιαφέρει είναι το ανατολικό, γιατί βρίσκεται στο χώρο της περιοχής που μελετήθηκε και αποτελείται από μάρμαρα, ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους και δολομίτες ηλικίας Τριαδικού-Ιουρασικού και είναι αλλόχθονο. Αποτέθηκε στο περιθώριο της Πελαγονικής προς την Αλμωπία και επωθήθηκε πάνω στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο με γενική κατεύθυνση από ΑΒΑ προς ΔΝΔ, και είναι ανεξάρτητο από το δυτικό. Κατά τον ΜΟΥΝΤΡΑΚΗ (1983), παρατηρούνται στα δύο περιθώρια της Πελαγονικής δύο σημαντικές οφειολιθικές μάζες. Αυτές συνοδεύονται από πελαγικά ιζήματα ηφαιστειο-ιζηματογενείς σειρές και οφειολιθικά μείγματα. Στο ανατολικό αυτά ιζήματα (ασβεστόλιθοι και φλύσχης) βρίσκονται σε επικλυσιγενή θέση πάνω στους οφειόλιθους.

2.4.1. Η ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΣΕ ΣΧΕΣΗ ΜΕ ΤΗΝ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΚΑΙ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΩΝ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ

Η τεκτονική τοποθέτηση των δύο οφειολιθικών μαζών που βρίσκονται στο δυτικό και ανατολικό περιθώριο της Πελαγονικής ζώνης είναι άμεσα συνδεδεμένη με το γενικό πρόβλημα της προέλευσης των οφειολίθων του ελληνικού χώρου και με τα γεωδυναμικά μοντέλα εξέλιξης που προτάθηκαν. Οι οφειολιθικές εμφανίσεις του ελληνικού χώρου είναι μία εσωτερική λωρίδα κατά μήκος της ζώνης Αξιού και μία εξωτερική λωρίδα κατά μήκος της Υποπελαγονικής. Οι δύο αυτές λωρίδες ονομάστηκαν από τον KOBER (1952), IRO και ERO αντίστοιχα.

Η ύπαρξη μίας μόνο ωκεάνιας περιοχής, από τη βύθιση της οποίας προέρχονται όλοι οι οφειόλιθοι του ελληνικού χώρου, δεν εξηγεί ούτε τη διπλή τοποθέτηση των οφειολιθικών

εμφανίσεων ούτε και τα μαγματικά και μεταμορφικά φαινόμενα των εσωτερικών Ελληνίδων. Έτσι είναι πλέον γενικά αποδεκτή η άποψη της ύπαρξης δύο τουλάχιστον ωκεάνιων περιοχών δυτικά και ανατολικά της Πελαγονικής, από τις οποίες προήλθαν οι οφειόλιθοι που βρίσκονται στα δύο περιθώρια της Πελαγονικής.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Βασικό πρόβλημα παραμένει η θέση του ωκεανού της Τηθύος που τοποθετείται στη ζώνη Αξιού σύμφωνα με τους DEWEY et al. (1973), ΤΣΟΥΤΡΕΛΗΣ και ΧΙΩΤΗΣ (1973), BOCALLETI et al. (1974, 1979), ενώ σύμφωνα με τους MERCIER et al. (1975), SMITH & WOODCOCK (1976a, 1976b), SMITH (1977), ο ωκεανός της Τηθύος τοποθετείται δυτικά της Πελαγονικής και η ζώνη Αξιού αντιπροσωπεύει περιθωριακή – περιευρωπαϊκή λεκάνη. Ακόμη οι JACOBSCHAGEN (1977) και BEBIEN et al. (1980) έχουν υποστηρίξει την ύπαρξη περισσότερων λεκανών προέλευσης των οφειολίθων.

Οι οφειόλιθοι του δυτικού Πελαγονικού περιθωρίου προέρχονται από κάποια λεκάνη που βρισκόταν δυτικά της Πελαγονικής, ενώ οι οφειόλιθοι του ανατολικού Πελαγονικού περιθωρίου είναι τεκτονικά τοποθετημένοι με επώθηση από τη ζώνη Αξιού.

Η τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων είναι ταυτόχρονη και στα δύο Πελαγονικά περιθώρια και συνδέεται και στις δύο περιπτώσεις με την ονομαζόμενη Άνω Ιουρασική-Κάτω Κρητιδική ορογενετική περίοδο. Το γεγονός αυτό από γεωδυναμική άποψη μεταφράζεται σε σχεδόν ταυτόχρονη καταστροφή-κλείσιμο δύο λεκανών (πιθανόν ωκεάνιων) εκατέρωθεν της Πελαγονικής, στην περίοδο Ανώτερου Ιουρασικού-Κάτω Κρητιδικού, καταστροφή που προκάλεσε τα αντίστοιχα ορογενετικά φαινόμενα στις δύο πλευρές της Πελαγονικής.

Την ίδια ηλικία τεκτονικής τοποθέτησης των οφειολίθων στις δύο οφειολιθικές λωρίδες υποστηρίζουν οι BRUNN (1961), MERCIER et al. (1975), RODDICK et al. (1979), SMITH & SPRAY (1982), ενώ οι BOCALLETI et al. (1974), BOCALLETI (1979), και JACOBSCHAGEN et al. (1978), υποστηρίζουν ότι προηγήθηκε η τοποθέτηση των οφειολίθων στην ανατολική λωρίδα της ζώνης Αξιού και αργότερα στο Τριτογενές έγινε η τοποθέτηση των οφειολίθων της δυτικής λωρίδας. Η φαινομενική αυτή αντίθεση σχετίζεται με το ρόλο που έπαιξε η Πελαγονική στη γεωδυναμική εξέλιξη.

Σύμφωνα με νεότερες απόψεις των BARTOLLOTI & PRINCIPI (2005) η διάρρηξη της Παγγαίας ξεκίνησε στη διάρκεια του Τριαδικού και γενικεύθηκε στο Περμοτριαδικό με το σχηματισμό ηπειρωτικών ρηγμάτων κατά μήκος των μελλοντικών περιθωρίων ανάμεσα στην Αφρική και την Ευρώπη, ανάμεσα στην Αφρική και τη Βόρεια Αμερική και ανάμεσα στη Βόρεια και Νότια Αμερική. Κατά τη διάρκεια του Μέσο-Άνω Τριαδικού, μια ωκεάνια λεκάνη που έτεμνε την ανατολική περιοχή της Παγγαίας άνοιξε σαν παλιότερος κλάδος της

Παλαιοτηθύος είτε ως ένας νέος ωκεανός (ανατολική Τηθύς), ενώ προς τα δυτικά αναπτύχθηκαν λόγω ηπειρωτικών ρηγμάτων διάφορες λεκάνες. Σχετικά με το χρόνο ανοίγματος στηριζόμαστε σε δεδομένα από ωκεάνια υπολείμματα περιοχών γύρω από τη Μεσόγειο και την Καραϊβική (από τους Μεσοζωικούς οφειόλιθους) και από τον Ατλαντικό ωκεάνιο φλοιό. Έτσι στην Ανατολική Μεσόγειο υπάρχουν Μέσο-Άνω Τριαδικοί βασάλτες από οφειόλιθους μεσοωκεάνιων ράχεων (MORB), Μέσο-Άνω Ιουρασικοί οφειόλιθοι μεσοωκεάνιων ράχεων, θολεϊτες νησιωτικού τόξου (ΙΑΤ), από οφειόλιθους καταδυόμενης λιθόσφαιρας, και Μέσο-Άνω Ιουρασικού μεταμορφικές γλώσσες, δείχνουν ότι το ωκεάνιο άνοιγμα ήταν ενεργό σ' όλη τη διάρκεια από το Τριαδικό μέχρι το Μέσο Ιουρασικό. Οι συμπιεστικές φάσεις που συνέβησαν στη διάρκεια του Μέσου Ιουρασικού, και ενώ το άνοιγμα ήταν ακόμη ενεργό, είχαν ως αποτέλεσμα το κλείσιμο του ωκεανού στο όριο Ιουρασικού-Κρητιδικού και το σχηματισμό των ορογενετικών ζωνών. Η μελέτη των οφειολίθων είναι η συνεισφορά στη μελέτη της ορογένεσης: από τη στιγμή που λόγω τεκτονικών κινήσεων είχαμε αλλαγές στην περιοχή οι οφειόλιθοι της Ανατολικής Τηθύος είναι το μοναδικό παράδειγμα. Στη Δυτική Τηθύ υπάρχουν μόνο οφειόλιθοι μεσοωκεάνιας ράχης (MORB), ηλικίας Μέσο-Άνω Ιουρασικού που δημιουργούνται στη διάρκεια του ανοίγματος. Το κλείσιμο άρχισε στη διάρκεια του Άνω Κρητιδικού και ολοκληρώθηκε στη διάρκεια του Ηώκαινου.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Νέα στοιχεία για τις τρεις ενότητες της ζώνης του Αξιού όπως ορίστηκαν από τον MERCIER (1968), και οι οποίες είναι από δυτικά προς ανατολικά οι ενότητες της Αλμωπίας, του Πάικου και της Παιονίας μας επιτρέπουν να σχηματίσουμε μια καινούρια εικόνα σε ότι αφορά την γεωτεκτονική εξέλιξη σ' αυτό το σημαντικό τμήμα (υπόλλειμμα) της Νεοτηθύος. Έτσι η διάρρηξη ξεκίνησε στο Κατώτερο με Μέσο-Τριαδικό σε όλη την περιοχή για να συνεχιστεί με την ωκεανοποίηση της Αλμωπίας στα δυτικά κατά τη διάρκεια του Άνω-Τριαδικού μέχρι το Κατώτερο Ιουρασικό, που ήταν υπεύθυνη για το άνοιγμα του ωκεανού της Τηθύος. Πιθανόν στο Άνω-Μέσο Ιουρασικό άρχισε στα ανατολικά μια καταβύθιση στο δυτικό ωκεανό, που είναι υπεύθυνη για τη δημιουργία του ασβεσταλκαλικού μαγματικού τόξου και το άνοιγμα της ρηχής οπισθοτοξικής θαλάσσιας λεκάνης της Παιονίας. Με το τέλος του Ιουρασικού συμβαίνει ανάδυση του δυτικού τμήματος του ωκεανού της Αλμωπίας πάνω από την Πελαγονική μικρο-ήπειρο αφήνοντας ένα τμήμα σαν βαθιά λεκάνη καλυμμένη με ωκεάνιο φλοιό. Την ίδια εποχή παρατηρείται ηφαιστειότητα στο τόξο του Πάικου και στον ανατολικό ωκεάνιο φλοιό που επωθήθηκε τοπικά προς τα ανατολικά στη Σερβομακεδονική. Κατά τη διάρκεια του Κρητιδικού, ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης είχαν ως αποτέλεσμα τη βύθιση της ανθρακικής πλατφόρμας στο Ανώτερο Κρητιδικό. Τότε στο πρώιμο Τριτογενές μια γενική συμπιεστική τεκτονική είχε ως αποτέλεσμα την παρούσα κατάσταση. Το νησιωτικό τόξο του Πάικου βυθίστηκε εν μέρει κάτω από τον οφειόλιθο της Παιονίας και χωρίστηκε σε δύο τεκτονικά φύλλα. Τα υπολείμματα του δυτικού ωκεανού της Τηθύος μετατοπίστηκαν προς τα δυτικά αλλά ενσωματώθηκαν και στην μάζα του Πάικου.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σύμφωνα με τους SHARP & ROBERTSON (2006), η ζώνη Αξιού έχει μια σύνθετη ιστορία από το Μεσοζωικό μέχρι το Καινοζωικό ως προς το περιβάλλον και την εξέλιξη πολλών μικρών ωκεάνιων λεκανών. Ακολουθώντας μια Ερκύνια φάση μεταμόρφωσης και γρανιτικών διεισδύσεων στην Πελαγονική ζώνη προς τα δυτικά, η ζώνη Αξιού λειτούργησε από το Πέρμιο ως το Τριαδικό με τη δημιουργία μιας ωκεάνιας λεκάνης, του ωκεανού της Αλμωπίας, από το τέλος του Τριαδικού ως τις αρχές του Ιουρασικού. Κατά τη διάρκεια του Μέσου Ιουρασικού ο ωκεάνιος φλοιός βυθίστηκε προς τα ΒΑ κάτω από τη ζώνη του Πάικου και τη Σερβομακεδονική δίνοντας γένεση σε ένα τόξο ηφαιστειότητας και ένα οπισθοτοξικό άνοιγμα. Την ίδια εποχή μια δεύτερη ωκεάνια λεκάνη, ο ωκεανός της Πίνδου, λειτούργησε δυτικά από την Πελαγονική μικρο-ήπειρο από το Άνω Τριαδικό μέχρι το Κάτω Ιουρασικό. Στη διάρκεια του Μέσο-Άνω Ιουρασικού οφειόλιθοι τοποθετήθηκαν βορειοανατολικά από τον ωκεανό της Πίνδου στην Πελαγονική μικρο-ήπειρο σχηματίζοντας τα πελαγονικά οφειολιθικά μείγματα. Αυτή η τοποθέτηση χρονολογείται από το Άνω Οξφόρδιο έως το Κάτω Κιμμερίδιο από την παρουσία κοραλλιών σε νηριτικούς ασβεστόλιθους που επικαλύπτουν τους οφειόλθους σε αρκετές περιοχές. Πρασινοσχιστολιθικές και αμφιβολιτικές φάσεις μεταμόρφωσης σε μεγάλη έκταση συνδέονται με την υποβύθιση των ωκεάνιων φλοιών του Αξιού και της Πίνδου κάτω από την Πελαγονική.

Η Πελαγονική ζώνη και οι σ' αυτήν τοποθετημένοι οφειόλιθοι υπέστησαν τότε ευρεία ανάδυση στη διάρκεια του Άνω Ιουρασικού-Κάτω Κρητιδικού. Στο δυτικό περιθώριο της ζώνης του Αξιού κατά τη διάρκεια του Άνω Ιουρασικού με αρχές Κρητιδικού συνέβησαν εκτατικά ρήγματα, νηριτική ιζηματογένεση και ενδιάμεσης σύστασης μαγματισμός. Ωκεάνιος φλοιός (οφειόλιθοι της Μεγλενίτσας) σχηματίστηκαν ανατολικά στη ζώνη Αξιού στο όριο Ιουρασικού-Κρητιδικού, πιθανόν πάνω από μια ζώνη υποβύθισης. Η κοντινή παρουσία καλύμματος χαρακτηριστικών βαθιών νερών προήλθε από την ηπειρωτική ενότητα του Πάικου προς τα ανατολικά. Η ζώνη Αξιού ως σύνολο κλείνει με μια βύθιση προς τα Ανατολικά κάτω από την Ευρασία μαζί με την Πελαγονική μικρο-ήπειρο αρχίζοντας στο Άνω Κρητιδικό και ολοκληρώνεται στο Ηώκαινο όπως φαίνεται από τη στρωματογραφική εξέλιξη, την υψηλής πίεσης και χαμηλής θερμοκρασίας μεταμόρφωση, την τοποθέτηση των οφειολίθων και την μεγάλης κλίμακας προς τα δυτικά επώθηση. Σε αντίθεση με μοντέλα που προτείνουν κλείσιμο του ωκεανού της ζώνης Αξιού στο Μέσο-Άνω Ιουρασικό και στη συνέχεια το άνοιγμα ενός Κρητιδικού ωκεανού, οι SHARP & ROBERTSON (2006) πιστεύουν ότι ο ωκεανός της ζώνης του Αξιού παρέμεινε εν μέρει ανοιχτός σ' όλη τη διάρκεια από το Τριαδικό στο Κρητιδικό και μέχρι τις αρχές του Καινοζωικού.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι SACCANI et al. (2008) υποστηρίζουν ότι η μάζα του Βερμίου αποτελείται από τεκτονικές ενότητες που ανήκουν στην Πελαγονική ζώνη και που καλύπτονται τεκτονικά από ενότητες της ζώνης Αξιού. Τα οφειολιθικά πετρώματα της ζώνης Αξιού αποτελούνται από μανδυακούς χαρτσβουργίτες που αντιπροσωπεύουν τμήματα υπεράνω υποβυθιζόμενου μανδύα (SSZ) που εξελίχθηκε σε τοποθέτηση ενδοωκεάνιου τόξου και οφειολιθικών μειγμάτων. Τα μείγματα αποτελούνται από πλουτώνια και ηφαιστειακά πετρώματα και είναι ασβεσταλκαλικά πετρώματα με ασβεσταλκαλική σύσταση, βασάλτες μεσοωκεάνιων ράχεων κανονικοί και εμπλουτισμένοι, αλκαλικοί βασάλτες από το εσωτερικό των πλακών, νησιωτικού τόξου θολεΐτες χαμηλής περιεκτικότητας σε Ti, και πολύ χαμηλής περιεκτικότητας σε Ti μπονινίτες.

Σύμφωνα με τους SACCANI et al. (2008), κατά το άνοιγμα και το κλείσιμο του ωκεανού του Αξιού έχουν συμβεί ένας αριθμός διακριτών μεταξύ τους γεγονότων επαυξητικών συμβάντων μέσα σ' αυτή τη λεκάνη: δημιουργία ωκεάνιου φλοιού σε μεσοωκεάνιες ράχες, αλκαλικά blocks (τεμάχη), στις ωκεάνιες περιοχές και σε ζώνες υπεράνω υποβυθίσεων, όπως και δύο επαυξητικά συμβάντα στο δυτικό μέρος της Σερβομακεδονικής μάζας: στο ηφαιστειακό τόξο (Πάικο), και στην οπισθοτόξια θέση (Γευγελή). Με βάση λοιπόν τη σύγκριση ανάμεσα σε σύγχρονα συστήματα υπεράνω υποβύθισης από το δυτικό Ειρηνικό και τα αποτελέσματα που βρήκαν οι SACCANI et al. (2008) προτάθηκε ένα καινούργιο πολλαπλό μοντέλο τεκτονο-μαγματικής εξέλιξης της ζώνης του Αξιού. Ακολουθώντας ένα ηπειρωτικό άνοιγμα από το Άνω Πέρμιο μέχρι τις αρχές του Τριαδικού, ανάμεσα στις ηπειρωτικές μάζες της Πελαγονικής και της Σερβομακεδονικής, η ωκεάνια λεκάνη της ζώνης Αξιού λειτούργησε από το μέσο Τριαδικό ως το μέσο Ιουρασικό. Ο σχηματισμός βασαλτών μεσο-ωκεάνιων ράχεων (MORB), είτε εμπλουτισμένων, είτε κανονικών (E-MORB, N-MORB), καθώς και εμπλουτισμένων σε αλκάλια βασαλτών από το εσωτερικό των πλακών (WPB) που συναντιούνται σε ωκεάνια τεμάχη, χαρακτηρίζουν αυτή τη φάση. Κατά το Κάτω-Μέσο Ιουρασικό η ωκεάνια λεκάνη του Αξιού υπέστη σύγκλιση με υποβύθιση βορειοανατολικά με την εξέλιξη ενός ενδονησιωτικού τόξου με μαγματισμό θολεϊτών νησιωτικού τόξου και (ΙΑΤ) και μπονινίτες.

Στο Μέσο-Άνω Ιουρασικό το κλείσιμο του ωκεανού της ζώνης Αξιού είχε ως αποτέλεσμα τη σύγκρουση στο Πελαγονικό περιθώριο με το ενδοωκεάνιο τόξο και το σχηματισμό μειγμάτων, με τους οφειόλιθους της Αλμωπίας και την τοποθέτηση των οφειολιθικών ακολουθιών στο Πελαγονικό ηπειρωτικό περιθώριο. Στο μεταξύ, η έκταση που χαρακτήρισε το στάδιο του σχηματισμού του ενδοωκεάνιου τόξου σταδιακά μετακινήθηκε προς τα βορειοανατολικά (σύμφωνα με τις σημερινές συντεταγμένες) προς την οπισθοτοζική περιοχή, ως συνέπεια της συνεχιζόμενης οπισθοχώρησης της πλάκας, κάτι που είχε ως αποτέλεσμα το σχηματισμό ενός σταθερού ηφαιστειακού κέντρου όπως φαίνεται από τους οφειόλιθους της Αλμωπίας που είναι βασαλτικός μεσοωκεάνιος φλοιός. Στη συνέχεια τα ηπειρωτικά περιθώρια μετακινήθηκαν προς τα ανατολικά ως αποτέλεσμα της συνεχιζόμενης σύγκρουσης ανάμεσα στην Αδριατική και την Ευρασιατική πλάκα, και μία νέα υποβύθιση άρχισε στο ανατολικό τμήμα του Αλμωπικού ωκεανού κάτω από τη Σερβομακεδονική μάζα που οδήγησε στο σχηματισμό στο Άνω Ιουρασικό-Κάτω Κρητιδικό του Παϊκονικού ηφαιστειακού τόξου, καθώς και της οπισθοτοξικής λεκάνης στη Γευγελή, ανάμεσα στο τόξο του Πάικου και τη Σερβομακεδονική μάζα (Σχ. 2.9).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχ. 2.9. Προτεινόμενο μοντέλο από τους Michail et al. (2016) που απεικονίζει την γεωτεκτονική εξέλιξη του ωκεανού της Νεοτηθύος (Αξιός-Βαρδάρης).

3. ΟΦΕΙΟΛΙΘΟΙ: ΤΑ ΜΗΤΡΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩ Ν

3.1. ГЕNIKA

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πρώτος ο Steinman (1927, από τον COLEMAN 1977) χρησιμοποίησε τον όρο "οφειόλιθοι" για να χαρακτηρίσει μια ομάδα συγγενών πετρωμάτων: περιδοτίτης, (σερπεντινίτης), γάββρος, διαβάσης, σπιλίτης και άλλα που βρίσκονται πάντοτε στενά συνδεμένα με ιζήματα βαθιάς θάλασσας (κερατόλιθοι, ραδιολαρίτες, πελαγικές άργιλοι). Παλιότερα ο όρος είχε χρησιμοποιηθεί για να χαρακτηρίσει τον σερπεντινίτη. Την ίδια εποχή ο Benson (1926, από τους IRVINE 1967, COLEMAN 1977), χαρακτηρίζει τα πετρώματα περιδοτίτη και σερπεντινίτη "αλπικού τύπου".

Σήμερα χρησιμοποιούνται οι όροι "οφειολιθικό σύμπλεγμα" (ophiolite complex) ή "οφειολιθική σειρά" (cortege ophiolitique) για να χαρακτηρίσουν μια ακολουθία πετρωμάτων που σε πλήρη ανάπτυξη περιλαμβάνει από τη βάση προς την κορυφή τους παρακάτω σχηματισμούς σύμφωνα με τον COLEMAN (1977):

-Υπερβασικό σύμπλεγμα (ultramafic complex): περιλαμβάνει διαφορετικές αναλογίες από χαρτσβουργίτη, λερζόλιθο και δουνίτη συνήθως με μεταμορφική τεκτονική υφή (μεταμορφικοί τεκτονίτες), λιγότερο ή περισσότερο σερπεντινιωμένα. Με αυτά συνδέονται συχνά τα λοβόμορφου τύπου (podiform) χρωμιτικά κοιτάσματα.

-Γαββρικό σύμπλεγμα (gabroic complex): περιλαμβάνει σωρειτικούς περιδοτίτες, πυροξενίτες και γάββρους συνήθως με μικρότερη παραμόρφωση από τα προηγούμενα.

-Βασικά συμπλέγματα πολλαπλών φλεβών (mafic sheeted dike complex): περιλαμβάνει συμπαγή διαβάση (βασάλτη-κερατοφύρη) ή διαβασικές φλέβες.

-Βασικό ηφαιστειακό σύμπλεγμα (mafic volcanic complex) συχνά με μαξιλαροειδείς λάβες (pillow lavas).

-Εναλλαγές λαβών με πελαγικά ιζήματα συχνά μεταλλοφόρα, από την παρουσία σουλφιδίων Fe και Cu (κοιτάσματα Cu-FeS₂ τύπου Κύπρου).

-Ιζηματογενείς σειρές βαθιάς θάλασσας

Από πολλούς υποστηρίζεται ότι στον όρο "οφειολιθικό σύμπλεγμα" θα πρέπει να συμπεριληφθούν και τα όξινα μαγματικά μέλη που συνοδεύουν, και για τα οποία οι COLEMAN & PETERMAN (1975), πρότειναν τον γενικό όρο "ωκεάνιοι πλαγιογρανίτες" (oceanic plagiogranites).

Αργότερα οι MOORES et al. (1980) και MOORES (1982) συμπλήρωσαν αυτή την στρωματογραφική ακολουθία με την τοποθέτηση οφειολιθικών μιγμάτων (ophiolitic melange), καθώς και μεταμορφωμένων πετρωμάτων υψηλής θερμοκρασίας στη βάση του

όλου συμπλέγματος. Ακόμη ανέφεραν ότι εκτός από τα πελαγικά ιζήματα είναι δυνατό ορισμένα οφειολιθικά συμπλέγματα να συνδέονται και με ιζήματα νηριτικής φάσης.

3.2. ΠΕΡΙΔΟΤΙΤΙΚΑ-ΓΑΒΒΡΙΚΑ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑΤΑ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η παρουσία περιδοτιτικών-γαββρικών πετρωμάτων έχει παρατηρηθεί σε πολλά γεωλογικά περιβάλλοντα και περιλαμβάνει διαφορετικά είδη και αναλογίες πετρωμάτων με διαφορές στα ιστολογικά χαρακτηριστικά και την ορυκτολογική σύσταση, καθώς και από την ύπαρξη διαφορετικών μαγματικής προέλευσης μεταλλοφοριών. Η ποικιλότητα αυτή οδήγησε στην προσπάθεια να ταξινομηθούν αυτά τα συμπλέγματα.

Έτσι ο THAYER (1960) προσδιόρισε και περιέγραψε δύο τύπους συμπλεγμάτων, τα Στρωματόμορφα (Stratiform) και τα Αλπικά (Alpine). Αργότερα ο den TEX (1969) έκανε τη διάκριση σε ανορογενείς ή στρωματόμορφους περιδοτίτες και ορογενείς ή Αλπικού τύπου περιδοτίτες. Τους δεύτερους τους διέκρινε ακόμη σε οφειολιθικούς ή γνήσιους Αλπικού τύπου περιδοτίτες και ορογενείς ή "root zone" περιδοτίτες.

Οι JACKSON & THAYER (1972) διέκριναν τρεις τύπους συμπλεγμάτων που είναι σήμερα ευρύτερα αποδεκτοί: στρωματόμορφα, συγκεντρικά (concentric) και Αλπικά, μια διάκριση που ισχύει και για τα αντίστοιχα κοιτάσματα χρωμίτη.

Τα κριτήρια διάκρισης ήταν τα εξής:

1) οι τύποι πετρωμάτων και σχετική αφθονία,

2) ορυκτολογική σύσταση (αναλογία ορυκτών συστατικών-χημική σύσταση ορυκτών)

3) ιστός και υφή πετρωμάτων

4) δομή και διάταξη των ορυκτών στο χώρο (στρώση, φύλλωση, γράμμωση, κοκκομετρία)

5) παρουσία φλεβών διεισδύσεων πετρωμάτων

6) δομή και σχήμα πετρωμάτων

- 7) μαγματική διείσδυση-τεκτονική τοποθέτηση
- 8) θερμικά φαινόμενα επαφής στα γειτονικά πετρώματα

9) ηλικία γένεσης

10) είδος μαγματογενών κοιτασμάτων.

Σε μια οφειολιθική ακολουθία ανήκουν κυρίως τα Αλπικά συμπλέγματα που τα διακρίνουν παραπέρα σε δύο κατηγορίες: α) χαρτσβουργίτη και β) λερζόλιθου (ο τύπος "root zone" του den TEX 1969). Αυτή η νέα διάκριση έγινε με βάση τους τύπους των πετρωμάτων, την ορυκτολογία, το χημισμό και τη μεταλλοφορία.

Τα στοιχεία που ξεχωρίζουν τα Αλπικά συμπλέγματα από τις άλλες δύο κατηγορίες είναι:

1. Τεκτονική τοποθέτηση, με ρήγματα ως περιθώρια και συχνά μυλωνιτιωμένες ζώνες, σε αντίθεση με τις μαγματικές διεισδύσεις των άλλων δύο κατηγοριών.

2. Θερμικά φαινόμενα επαφής σχεδόν απουσιάζουν, ενώ οι άλλες δύο κατηγορίες εμφανίζουν πολύ έντονα φαινόμενα θερμικής μεταμόρφωσης.

3. Η ηλικία γένεσης των Αλπικών συμπλεγμάτων είναι μετά το Προκάμβριο ως το Τριτογενές, ενώ των άλλων δύο συμπλεγμάτων είναι για μεν τα στρωματόμορφα πριν το Προκάμβριο, για δε τα συγκεντρικά το Προδεβόνιο-Μέσο Κρητιδικό.

4. Η μεταλλοφορία των Αλπικού τύπου συμπλεγμάτων χαρακτηρίζεται από χρωμίτη (μόνο τα τύπου χαρτσβουργίτη), φτωχού σε Fe⁺³, Τι και πλούσιου σε Cr ή Al. Αντίθετα, τα στρωματόμορφα, εμφανίζουν μεταλλοφορία πλούσιου σε Cr-χρωμίτη, Ti-ούχου μαγνητίτη και σουλφίδια Cu-Ni, Pt, ενώ τα συγκεντρικά Ti-ούχο μαγνητίτη και Pt.

3.3. ΓΕΝΕΣΗ ΤΩΝ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το πρόβλημα της γένεσης των οφειολίθων είναι πολύ παλιό. Με βάση τη διαπίστωση του STEINMAN (1927) διατυπώθηκε η πρώτη θεωρία για τη γένεση των οφειολίθων: η μαγματική ή πλουτωνοηφαιστειακή θεωρία. Σύμφωνα με τη θεωρία αυτή οι Αλπικού τύπου οφειόλιθοι είναι "αυτόχθονες" στο περιβάλλον όπου τους βρίσκουμε σήμερα. Σύμφωνα με τη θεωρία αυτή οι οφειόλιθοι αποτελούν μαγματικές διεισδύσεις μέσα σε ιζήματα ή πιο σπάνια εκχύσεις στο βυθό της θάλασσας, που συμβαίνουν στα αρχικά στάδια ενός ευγεωσύγκλινου. Το μάγμα θεωρείται βασαλτικής σύστασης σύμφωνα με τους ΜΗΤΣΟΠΟΥΛΟΣ και ΠΑΡΑΣΚΕΥΟΠΟΥΛΟΣ (1951), AUBOUIN (1959), BRUNN (1960), DECOURT (1964), PARROT (1967), THAYER (1967), AUBUIN et al. (1968), ZEPBAΣ (1972) και μάλιστα θολεϊτικής βασαλτικής σύστασης σύμφωνα με τους TURNER & VERHOOGEN (1960), ZEPBAΣ (1972α). Όλοι οι παραπάνω ερευνητές πιστεύουν ότι έχουμε ένα βασαλτικό ή θολεϊτικό βασαλτικό μάγμα που από τη διαφοροποίησή του δημιουργείται η στρωματοειδής διάταξη των πετρωμάτων της οφειολιθικής σειράς (περιδοτίτης-δουνίτης- γάββρος-διαβάσης) με βάση τη διαδικασία της κλασματικής κρυστάλλωσης του BOWEN (1927).

Με βάση τη θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών (Plate Tectonics), έγινε αποδεκτό ότι οι οφειόλιθοι αρχικά σχηματίζονται ως ωκεάνιος φλοιός στις μεσοωκεάνιες ράχες από όπου με τη διαδικασία επέκτασης των ωκεανών έρχονται σιγά-σιγά και ενσωματώνονται στην ηπειρωτική λιθόσφαιρα με διάφορους μηχανισμούς κατά τα διαφορετικά στάδια της

ορογένεσης (DIETZ 1963, DEWEY & BIRD 1970, COLEMAN 1971a, 1977, 1984, MOORES & VINE 1971, CHURCH 1972, SMITH & WOODCOCK 1976, GASS 1980, NICOLAS 1989, MICHARD et al. 1996 κ.ά.).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σύμφωνα με τη θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών, η σημερινή θέση των Αλπικού τύπου οφειολίθων είναι διαφορετική από εκείνη που είχαν όταν δημιουργήθηκαν και άρα είναι "αλλόχθονες". Αυτή η υπόθεση ερμηνεύει και την παράδοξη παρουσία των υψηλής θερμοκρασίας υπερβασικών-βασικών πετρωμάτων μέσα στα ιζήματα, που δεν δείχνουν φαινόμενα θερμικής μεταμόρφωσης. Η ωκεάνια λιθόσφαιρα είχε πλέον ψυχθεί όταν με μορφή θραυσμάτων ενσφηνώθηκε στα ιζήματα ηπειρωτικού περιθωρίου. Η δεύτερη αυτή θεωρία ενισχύεται συνέχεια με νέα γεωλογικά, γεωφυσικά και πετρογραφικά δεδομένα, (MALPAS & STEVENS 1977). Ακόμη, με συλλογή δειγμάτων από τη μεσο-Ατλαντική ράχη, (MALPAS & STEVENS 1977), (COLEMAN 1977, COLEMAN 1971a) και σύγκρισή τους με τα διαφορετικά μέλη των οφειολιθικών σειρών από διαφορετικές ηπειρωτικές θέσεις, (COLEMAN 1971a, HERBERT 1982).

Επειδή όλα τα μέλη των οφειολίθων ανήκουν στην οικογένεια των πυριγενών υπερβασικών και βασικών πετρωμάτων και των προϊόντων διαφοροποίησής τους θα έπρεπε να αφορά η γένεσή τους τα πυριγενή πετρώματα. Αλλά τα διαφορετικά μέλη φαίνονται να έχουν προκύψει από διάφορες γεωλογικές διεργασίες (ωκεάνιος φλοιός) διαφορετικές από άποψη συνθηκών κρυστάλλωσης σε σχέση με την απλή κρυστάλλωση μάγματος και που ο COLEMAN (1977) χαρακτηρίζει σαν πολυγενετική διεργασία. Αυτή αρχίζει με τη διάρρηξη του ωκεάνιου φλοιού, τη μερική ανάτηξη υλικού στον άνω μανδύα, άνοδο του μάγματος και διαφοροποίησή του κάτω από συνθήκες διάρρηξης και στη συνέχεια επέκτασης του ωκεανού. Όσον αφορά τώρα τα υπερβασικά πετρώματα μίας οφειολιθικής σειράς που πολοιπο "τεκτονίτες" (tectonites) και αποτελούν στο μεγαλύτερο μέρος τους τμήμα του ανώτερου μανδύα.

Έτσι, οι μεταμορφικοί περιδοτίτες που είναι τα βαθύτερα και παλαιότερα πετρώματα της οφειολιθικής σειράς, δείχνουν φαινόμενα μεταμορφικής ανακρυστάλλωσης σε συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας που επικρατούν μόνο στο μανδύα σύμφωνα με τον NICOLAS (1986, 1989). Ακολουθεί η σωρειτική σειρά (περιδοτίτες-γάββροι-πλαγιογρανίτες) και η σειρά των έκχυτων λαβών. Πηγή του μάγματος για αυτές τις σειρές πρέπει να θεωρείται το υλικό που προέρχεται από την μερική ανάτηξη του υποκείμενου μανδυακού πρωτόλιθου που έδωσε με τον ίδιο τρόπο ως στερεό υπόλειμμα τον μεταμορφικό περιδοτίτη.

Συγκρίνοντας τους χημικούς χαρακτήρες του μεταμορφικού περιδοτίτη και ιδιαίτερα τις τιμές Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ φαίνεται ότι δεν προέκυψε ταυτόχρονα με το βασικό μάγμα που έδωσε την υπερκείμενη σωρειτική έκχυτη σειρά πετρωμάτων. Πιο πιθανό είναι ότι αποτελεί διαφοροποιημένο υλικό του μανδύα, μετά από μερική ανάτηξη, ηλικίας τουλάχιστο 1 δισεκατομμυρίου ετών που ανέβηκε τεκτονικά προς τα πάνω και αποτέλεσε τη βάση ανάπτυξης της οφειολιθικής σειράς, σύμφωνα με τον COLEMAN (1977).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι περιδοτίτες λοιπόν ως μέλη μιας οφειολιθικής σειράς μπορούν να αποτελούν:

α) το υπολειμματικό υλικό, δηλ. το άτηκτο ή δύστηκτο κλάσμα που μένει από τη μερική τήξη του ανώτερου μανδύα και τη δημιουργία βασαλτικού μάγματος σε υποωκεάνιο περιβάλλον σύμφωνα με τους GREEN & RINGWOOD (1967), THAYER (1969b), LONEY et al. (1971), MOORES & VINE (1971), GREENBAUM (1977), MENZIES (1973), MONTIGNY et al. (1973), IRVINE & FINDLAY (1972), MENZIES & ALLEN (1974), DICK (1977), GASS (1980), DUNCAN & GREEN (1987), McKENZIE (1984), HARTMANN & WEDEPOHL (1993). Αποτελούν δηλ. τμήμα του ανώτερου μανδύα και τότε χαρακτηρίζονται ως τεκτονίτες (tectonites).

β) Προϊόν κλασματικής κρυστάλλωσης του βασαλτικού μάγματος που δημιουργείται με τη μερική τήξη του ανώτερου μανδύα σύμφωνα με τους THAYER (1964, 1969a), Taggert (1971, από τον DICK 1977), GASS et al. (1984), είναι δηλ. σωρειτικά πετρώματα (cumulates).

Σύμφωνα με την κινηματική θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών οι μεσοωκεάνιες ράχες αποτελούν το χώρο συνεχούς δημιουργίας ωκεάνιου φλοιού (COLEMAN 1977, 1984, McKENZIE 1984, BONATTI & MICHAEL 1989, NICOLAS 1989, 1995 και NICOLAS et al. 1999).

Αρχικά έγινε αποδεκτή η άποψη της ανάπτυξης ενός μαγματικού θαλάμου κάτω από το κέντρο επέκτασης, αλλά σήμερα είναι επικρατέστερη η άποψη ότι η ανάπτυξη της οφειολιθικής σειράς είναι αποτέλεσμα της λειτουργίας διαδοχικά πολλών θαλάμων (multiple magma chamber model), λόγω της σταδιακής απομάκρυνσης από το πρώτο κέντρο διάνοιξης (MOORES & VINE 1971, GREENBAUM 1977, GASS et al. 1984, FLOYD 1991 και NICOLAS 1995).

Η παρουσία του νερού στις υποθαλάσσιες συνθήκες έχει ως αποτέλεσμα την υδροθερμική μεταμόρφωση των ανώτερων μελών της οφειολιθικής σειράς και την αλλαγή της ορυκτολογικής και χημικής τους σύστασης.

Ακόμη για την τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων έχουν διατυπωθεί διάφορες θεωρίες: επώθηση ωκεάνιου φλοιού πάνω σε ηπειρωτικό περιθώριο (obduction), υποβύθιση

ωκεάνιας πλάκας κάτω από ηπειρωτικό περιθώριο ή νησιωτικό τόξο (subduction), σύγκρουση ηπείρου με ήπειρο ή ηπείρου με νησιωτικό τόξο, όπου ο φλοιός μίας σχετικά μικρής ωκεάνιας λεκάνης (τοποθετημένος πίσω από το νησιωτικό τόξο προς το μέρος της ηπείρου) ενσωματώνεται στο ηπειρωτικό υλικό ως διαπηρική διείσδυση στον ηπειρωτικό φλοιό (π.χ. FANTINET 1977, COLEMAN 1977, DERCOURT et al. 1996, MICHARD et al. 1996).

3.4. ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ ΤΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα οφειολιθικά συμπλέγματα που προέκυψαν από τον ωκεανό της Τηθύος παρουσιάζουν κοινά χαρακτηριστικά αλλά και διαφορές ως προς την ανάπτυξη των επιμέρους μελών και ως προς τον ιδιαίτερο πετρολογικό τους χαρακτήρα και χημισμό.

Οι NICOLAS & JACKSON (1972) διακρίνουν στο χώρο της Μεσογείου δύο τύπους Αλπικών περιδοτιτών: α) τους περιδοτίτες της Δυτικής Μεσογείου, όπου επικρατεί ο λερζόλιθος και β) τους περιδοτίτες της Ανατολικής Μεσογείου όπου επικρατούν χαρτσβουργίτες-δουνίτες. Αργότερα οι ROCCI et al. (1975) παρατήρησαν διαφοροποίηση και στα άλλα πετρώματα των οφειολιθικών συμπλεγμάτων και διέκριναν δύο τύπους α) τον τύπο Ι που είναι λερζολιθικός και απαντά στη Δυτική Μεσόγειο και β) τον τύπο ΙΙ που είναι χαρτσβουργιτικός και απαντά στην Ανατολική Μεσόγειο. Σύμφωνα με αυτούς τα χαρακτηριστικά των οφειολίθων της Μεσογείου δίνονται στον Πίνακα 3.1.

Οι OHNENSTETTER et al. (1987) δέχονται ως κύριο χαρακτηριστικό γνώρισμα για το διαχωρισμό και την κατάταξη των οφειολιθικών συμπλεγμάτων τον περισσότερο αλκαλικό χαρακτήρα των κλινοπυροξένων στον τύπο Ι σε σχέση με τους κλινοπυρόξενους του τύπου ΙΙ, δηλαδή περισσότερο Na, Al, Ti. Τέλος ο NICOLAS (1990) παρουσιάζει τη διαφοροποίηση των δύο τύπων των Αλπικών οφειολίθων για τα οφειολιθικά συμπλέγματα της Τηθύος με τις στρωματογραφικές στήλες του Σχήματος 3.1.

Σύμφωνα με τους NICOLAS & JACKSON (1972) και ROCCI et al. (1975), οι δύο τύποι οφειολίθων (λερζολιθικός και χαρτσβουργιτικός) της Τηθύος συνυπάρχουν στον ελλαδικό χώρο. Ορισμένα συμπλέγματα έχουν τυπικά χαρακτηριστικά ενός τύπου π. χ του Βούρινου είναι τύπος ΙΙ, (MOORES 1969, HARKINS et al. 1980, RASSIOS 1981, RASSIOS et al. 1983), ή συνυπάρχουν και οι δύο τύποι π.χ. της Πίνδου, (PEARCE et al. 1984, PEARCE 1994) ή είναι και μεικτού τύπου π.χ. από τον ένα τύπο υπάρχει μετάβαση στον άλλο όπως στο ανατολικό περιθώριο του ωκεανού του Αξιού, από Γευγελή έως Σιθωνία, (HAENEL-REMY & BEBIEN, 1985). Η διάκριση αυτή των οφειολιθικών συμπλεγμάτων δεν έχει μόνο πετρολογικό ενδιαφέρον αλλά και οικονομικό. Έτσι σύμφωνα με τους παραπάνω ερευνητές τα χρωμιτικά κοιτάσματα συνδέονται μόνο με τον τύπο ΙΙ (Ανατολικής Μεσογείου), ενώ συνήθως απουσιάζουν από τον τύπο Ι (Δυτικής Μεσογείου).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πίνακας 3.1. Διαφοροποίηση των οφειολίθων του ωκεανού της Τηθύος (ROCCI et al. 1975).

	τύπος ι	ΤΥΠΟΣ ΙΙ
<u>Μανδυακή σειρά</u> Τεκτονίτες	Πλαγιοκλαστικοί λερζόλιθοι	Χαρτσβουργίτες Δουνίτες-Χρωμιτίτες
<u>Μαγματική σειρά</u> Σωρείτες	Πλαγιοκλαστικοί χαρτσβουργίτες, Λερζόλιθοι	Λερζόλιθοι, Βερλίτες, Δουνίτες, Χρωμιτίτες
Ζώνη Μετάβασης Γάββροι	Τροκτόλιθοι Γάββροι με κλινοπυροξένους (σιδηρογάββροι)	Πυροξενίτες Νορίτες, Ολιβινικοί γάββροι, Διορίτες
Πλαγιογρανίτες	(σπάνιοι)	(σπάνιοι)
Υποηφαιστίτες	Φλέβες (σπάνιες) Συμπαγείς θολεϊτικοί δολερίτες	Σμήνος φλεβών καλά αναπτυγμένο, συχνά ασβεσταλκαλικής σύστασης
Ηφαιστίτες	Θολεΐτες με ολιβίνη	Θολεΐτες με χαλαζία Ανδεσίτες



Σχ. 3.1. Στρωματογραφικές στήλες οφειολιθικών συμπλεγμάτων της Τηθύος (NICOLAS 1990). Ι. Δυτικής Μεσογείου ή λερζολιθικός τύπος, ΙΙ. Ανατολικής Μεσογείου ή χαρτσβουργιτικός τύπος. 1. Μαξιλαροειδείς λάβες 2. Πλέγμα φλεβών, 3. Ισότροποι γάββροι, 4. Βερλίτης (διείσδυση), 5 Μυλωνίτης βάσης, 6. Σωρειτικοί γάββροι, 7. Δουνίτης, 8. Χαρτσβουργίτης, 9. Λερζόλιθος, 10. Βασικές φλέβες.

3. 5. ΟΦΕΙΟΛΙΘΟΙ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Με γεωχρονολογικές μεθόδους μπορούμε να προσδιορίσουμε την απόλυτη ηλικία των οφειολίθων και όταν μιλάμε για προσδιορισμό ηλικίας αναφερόμαστε στη γένεσή τους. Όταν όμως ο προσδιορισμός της ηλικίας γίνεται από τα γειτονικά ιζηματογενή πετρώματα (σχετική ηλικία), τότε η ηλικία αυτή αφορά το χρόνο της "τοποθέτησης" των οφειολίθων στη σημερινή τους θέση γιατί όπως αναφέρθηκε οι οφειόλιθοι είναι "αλλόχθονες".

Η σχετική ηλικία των οφειολίθων στηρίζεται στην ηλικία των ιζηματογενών πετρωμάτων τα οποία συνοδεύουν την οφειολιθική σειρά. Για τους οφειόλιθους της ζώνης Αξιού έχουν διατυπωθεί οι εξής απόψεις:

Οι KOSSMAT (1924) και OSSWALD (1938) δέχονται για τους οφειόλιθους της Μακεδονίας ηλικία Ιουρασική-Κάτω Κρητιδική. Ο Hiessleitner (1951-1952, από τον ZEPBAΣ 1972b) δέχεται για όλους τους σερπεντινίτες της Βαλκανικής και της Μ. Ασίας νέο-Παλαιοζωική ηλικία. Ο BRUNN (1956) δέχεται για τους οφειόλιθους της Δ. Μακεδονίας ηλικία Άνω Ιουρασική-Κάτω Κρητιδική. Ο ΜΑΡΑΤΟΣ (1960) δίνει γενικά Μεσοζωική ηλικία. Ο MERCIER (1961), με βάση χαρακτηριστικά απολιθώματα που βρήκε στα υποκείμενα και υπερκείμενα των οφειολίθων πετρώματα, δέχεται ότι οι οφειόλιθοι της ζώνης Αξιού θα πρέπει να είναι:

α) νεότεροι του Αργκόβιου και παλιότεροι του Μεσου-Ανώτερου Κιμμερίδιου, ίσως μετά το Ανώτερο Οξφόρδιο για το ανατολικό περιθώριο (ζώνη Παιονίας κατά τον MERCIER 1966).

β) παλιότεροι του Άπτιου-Άλβιου για το δυτικό περιθώριο (ζώνη Αλμωπίας κατά τον MERCIER 1966).

Οι AUBOUIN et al. (1970) και RAPNOUX (1970) δέχονται για τους οφειόλιθους της ζώνης Αξιού ότι είναι παλιότεροι από τους οφειόλιθους της Υποπελαγονικής ζώνης. Ο SAPOUNTZIS (1969,1980), με γεωχρονολόγηση με τη μέθοδο K⁴⁰-Ar⁴⁰ στους γάββρους του ανατολικού τμήματος της ζώνης Αξιού (Περιροδοπική ζώνη), βρήκε για την περιοχή Βασιλικών-Γαλάτιστας ηλικία 132±25 εκατομμύρια χρόνια (τέλος Ιουρασικού-αρχές Κρητιδικού), για τη Νικήτη 42±8 εκατ. χρόνια (τέλος Ηώκαινου-αρχές Ολιγόκαινου) και για τη Βάβδο 225±30 εκατ. χρόνια (τέλος Περμίου-αρχές Τριαδικού). Τέλος για τους γάββρους της Μεταμόρφωσης, βρήκε με ανάλυση στην κεροστίλβη ηλικία 311±30 εκατ. χρόνια (Λιθανθρακοφόρο). Τις μεγάλες διαφορές στις τιμές ηλικίας, τις αποδίδει στην αναζωπύρωση από την Αλπική μεταμόρφωση και δέχεται ότι όλα αυτά τα γαββρικά πετρώματα ανήκουν στον ίδιο κύκλο μαγματικής δράσης. Με βάση τη θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών, για τη γένεση και την τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων της ζώνης του Αξιού και την παλαιογεωγραφική της εξέλιξη, έχουν προταθεί τα παρακάτω:

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι BERNOULLI & LAUBSCHER (1972) θεωρούν ότι κατά το Ανώτερο Ιουρασικό-Κατώτερο Κρητιδικό, υπήρχε μία παλιά ωκεάνια λεκάνη αντίστοιχη με τη σημερινή ζώνη Αξιού που πτυχώθηκε και επωθήθηκε προς τα νοτιοδυτικά. Οι οφειόλιθοι των ζωνών Αξιού και Υποπελαγονικής είναι υπολείμματα αυτού του ωκεάνιου φλοιού.

Οι DEWEY et al. (1973) στη μελέτη της εξέλιξης της Τηθύος, δέχονται ότι οι οφειόλιθοι των Ελληνίδων έχουν τοποθετηθεί τεκτονικά στο Άνω Ιουρασικό (Μάλμιο και συγκεκριμένα στο Κιμμερίδιο). Οι NICOLAS & JACKSON (1972) δέχονται ότι οι οφειόλιθοι της Ανατολικής Μεσογείου προκύψανε από καταστροφή της ανατολικής Τηθύος, που αποτελούσε έναν ανοικτό ωκεανό και ενσωμάτωση του ωκεάνιου φλοιού με τον υποκείμενο χαρτσβουργιτικό μανδύα στον ηπειρωτικό φλοιό. Έτσι οι οφειόλιθοι σήμερα αντιπροσωπεύουν παλιές ζώνες επώθησης (obduction) ή υποβύθισης (subduction).

Οι Abbate et al. (1973, από τον COLEMAN 1977) δείχνουν ότι οι οφειόλιθοι της Αλπικής ζώνης που σχηματίστηκαν στο τέλος του Ιουρασικού, "τοποθετήθηκαν" κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Κρητιδικού με επώθηση (obduction). Οι BOCCALETTI et al. (1974) δέχονται ότι κατά το Ιουρασικό-Κρητιδικό, υπήρχαν στις εσωτερικές Ελληνίδες ζώνες δύο ωκεάνιες περιοχές (αύλακες), η ζώνη του Αξιού και η Υποπελαγονική που είχαν διαφορετικό πλάτος. Η ζώνη Αξιού ήταν πιο στενή, και με παράλληλα επίπεδα Benioff, που βυθίζονταν προς BBA. Πάντως η ζώνη Αξιού έκλεισε πριν από την Υποπελαγονική στη διάρκεια του Άνω Ιουρασικού-Κρητιδικού οπότε και τοποθετήθηκαν τεκτονικά οι οφειόλθοι.

Οι MERCIER et al. (1975), δέχονται ότι οι οφειόλιθοι προέρχονται από μία περιευρωπαϊκή θάλασσα (mer peri-Europeenne marginal) και όχι από ωκεάνια περιοχή, με το οποίο συμφωνούν και οι CAPEDRI et al. (1980) ύστερα από γεωλογικές και γεωχημικές έρευνες στην Πίνδο. Οι DECOURT et al. (1977) δέχονται ότι η τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων της Αλμωπίας έγινε κατά το Ανώτερο Ιουρασικό. Οι ΤΣΟΥΤΡΕΛΗΣ και ΧΙΩΤΗΣ (1973) αναφέρουν για την παλαιογεωγραφική εξέλιξη της ζώνης του Αξιού και την ηλικία και τοποθέτηση των οφειολίθων τα παρακάτω:

Ο ωκεανός του Αξιού κατά το Τριαδικό αποτελούσε το ανατολικό περιθώριο της Πελαγονικής και ανατολικότερά της υπήρχε ο ωκεάνιος φλοιός της Τηθύος. Η Σερβομακεδονική αποτελούσε τις ανατολικές ακτές της Τηθύος μέχρι τη μάζα της Ροδόπης. Στο Ραίτιο γίνεται κατάδυση του ωκεάνιου φλοιού της Τηθύος κάτω από την Πελαγονική με αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός νησιωτικού τόξου (ζώνη Πάικου) και μίας ωκεάνιας λεκάνης

(ζώνη Αλμωπίας). Με αυτή την ωκεάνια λεκάνη (αύλακα Αλμωπίας) κατά τον MERCIER (1966), συνδέονται οι οφειόλιθοι που βρίσκονται στην επαφή Πελαγονικής-Αλμωπίας και είναι ηλικίας Ανώτερου Κιμμερίδιου-Κατώτερου Πορτλάνδιου.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Για τη σημερινή θέση των οφειολίθων πιστεύεται ότι η ωκεάνια λιθόσφαιρα της λεκάνης (Αλμωπία), κατά το Άνω Ιουρασικό-Κάτω Κρητιδικό βυθίζονταν κάτω από το νησιωτικό τόξο του Πάικου μέχρι τέλειας καταστροφής σύμφωνα με τους DEWEY & BIRD (1970). Τότε συγκρούονται η Πελαγονική με τη ζώνη του Πάικου, με ταυτόχρονη ορογένεση όλων των εσωτερικών ζωνών από το κάτω Κρητιδικό μέχρι το Άπτιο-Άλβιο. Με τη σύγκρουση αποσπώνται τμήματα από τον ωκεάνιο φλοιό και σφηνώνονται μεταξύ Πελαγονικής και ζώνης Πάικου σχηματίζοντας έτσι τους οφειόλιθους της Αλμωπίας.

Η τεκτονική των λεπίων στη ζώνη Αξιού εξηγείται γιατί μετά την ορογένεση των εσωτερικών ζωνών ξαναρχίζει κατάδυση του ωκεάνιου φλοιού της Τηθύος που ολοκληρώνεται στο τέλος Πριαμπόνιου-αρχές Ολιγόκαινου. Τότε γίνεται και η σύγκρουση της Σερβομακεδονικής ανατολικά και της ζώνης Αξιού δυτικά, με αποτέλεσμα την ανάπτυξη εφαπτομενικής τεκτονικής, δηλαδή λεπίων σύμφωνα με τον MERCIER (1966), που επωθούνται προς τα ΝΔ.

Τα τελευταία χρόνια γίνεται μία προσπάθεια προσδιορισμού της ηλικίας γένεσης των οφειολίθων με γεωχρονολόγηση, (μέθοδος K/Ar και ⁴⁰Ar/³⁹Ar) είτε των ίδιων πετρωμάτων της οφειολιθικής σειράς, είτε των υπο-οφειολιθικών μεταμορφικών πελμάτων (sub ophiolitic metamorphic soles). Τα μεταμορφικά αυτά πέλματα δημιουργούνται από δυναμοθερμική μεταμόρφωση, έχουν μεταβασική λιθολογία και δημιουργούνται στα πρώτα στάδια των επωθητικών κινήσεων των οφειολίθων σε ωκεάνιο περιβάλλον σύμφωνα με τους SPRAY & RODDICK (1980) και SPRAY et al. (1984).

Οι μαγματικές ηλικίες που προέκυψαν για την ευρύτερη Βαλκανική περιοχή είναι περίπου 180-160 εκατ. χρόνια (Μέσο-Άνω Ιουρασικό), ενώ από τα μεταμορφικά πέλματα 175-155 εκατ. χρόνια (Μέσο-Άνω Ιουρασικό), σύμφωνα με τους SPRAY et al. (1984). Οι RICHARD & ALLEGRE (1980), με βάση τα ισότοπα Nd και Sr (ολικό πέτρωμα) σε γάββρους και λάβες από το Βούρινο έδωσαν μαγματική ηλικία 150 εκατ. χρόνια (Άνω Ιουρασικό) και για γάββρους από την Πίνδο 130 εκατ. χρόνια (κάτω Κρητιδικό). Τέλος από γεωχρονολογήσεις στο οφειολιθικό σύμπλεγμα της ενότητας Γευγελή που ανήκει στη ζώνη Αξιού προέκυψε ηλικία Άνω Ιουρασική, σύμφωνα με τους BORSI et al. (1966).

Σύμφωνα με νεότερες απόψεις (PAPANIKOLAOU 2009), και με βάση τα παρακάτω κριτήρια: α) την τοποθέτηση του ιζηματογενούς καλύμματος πάνω από τα έκχυτα πετρώματα, β) την ταυτόχρονη τοποθέτηση τεκτονο-στρατογραφικών σχηματισμών και γ) τα

νεότερα πετρώματα που συμμετέχουν στη σύσταση της αυτόχθονης και αλλόχθονης ενότητας σε κάθε περίπτωση, ο χρόνος της τεκτονικής τοποθέτησης των οφειολίθων είναι νεότερος από τις εσωτερικές προς τις εξωτερικές Ελληνίδες ζώνες. Έτσι, έχουμε α) Άνω Ηώκαινο-Ολιγόκαινο για την εξωτερική οφειολιθική ζώνη Πίνδου-Κυκλάδων, β) Άνω Ιουρασικό-αρχές Κρητιδικού για τους οφειόλιθους της ζώνης του Αξιού, γ) Άνω Λιάσσιο Μέσο-Άνω Ιουρασικό για τους οφειόλιθους της Λέσβου και της Περιροδοπικής και δ) Μέσο Άνω Ιουρασικό για τους οφειόλιθους της Βόλβης/Ανατολικής Ροδόπης. Μπορεί να εφαρμοσθεί ένα οφειολιθικό μοντέλο επώθησης, με τα οφειολιθικά λέπια να τοποθετούνται πάντα πάνω σε Προ-Αλπικό ηπειρωτικό φλοιό με ρηχού νερού μεσοζωικές ανθρακικές πλατφόρμες. Η γεωμετρία των ηπειρωτικών πεδίων που ανοίγουν στη διάρκεια του Μεσοζωικού ορίζει τον αριθμό και τις διαστάσεις των ωκεάνιων λεκανών της Τηθύος. Όταν ένα ηπειρωτικό ύβωμα βυθίζεται, οι δύο εκατέρωθεν ωκεάνιες λεκάνες ενώνονται σε μία μεγαλύτερη. Αυτή πρέπει να είναι η περίπτωση της Πελαγονικής που τελειώνει βόρεια των Σκοπίων και όπου η ωκεάνια λεκάνη της Πίνδου ενώνεται με την ωκεάνια λεκάνη του Αξιού.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

3.6. ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΑΛΠΙΚΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΣΤΟ ΧΩΡΟ ΤΩΝ ΕΛΛΗΝΙΔΩΝ

Η γένεση και η τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων της ζώνης της Αλμωπίας, σχετίζεται, με το γενικότερο πρόβλημα της προέλευσης των οφειολίθων του ελληνικού χώρου, μέσα στο ευρύτερο πλαίσιο της εξέλιξης του Αλπικού συστήματος. Η γένεση του Αλπικού τεκτοορογενετικού συστήματος και η τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων της Μεσογείου σχετίζονται με την καταστροφή και εξαφάνιση του ωκεανού της Τηθύος.

Ο ωκεανός της Τηθύος δημιουργήθηκε μεταξύ Γκοντβάνας και Λαυρασίας από τον τεμαχισμό της Παγγαίας, σύμφωνα με τους SMITH (1971), HSU (1971), DEWEY et al. (1973). Στη βαλκανική χερσόνησο οι οφειολιθικές εμφανίσεις σχηματίζουν δύο ευδιάκριτες ζώνες με γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ (Σχ. 3.2). Η δυτικότερη καταλαμβάνει το χώρο των κεντρικών Δειναρίδων και Ελληνίδων και η ανατολική το χώρο των εσωτερικών Δειναρίδων και Ελληνίδων και η ΔΙΟΓΙΑS & JACKSON (1972), PAMIC & MAJER (1977), KARAMATA et al. (1980), BEBIEN et al. (1980).

Οι οφειολιθικές εμφανίσεις του Ελληνικού χώρου κατανέμονται σε δύο λωρίδες μία εσωτερική κατά μήκος των ζωνών Αξιού-Περιροδοπικής και μία εξωτερική κατά μήκος της Υποπελαγονικής (Σχ. 3.3). Οι δύο αυτές οφειολιθικές λωρίδες έχουν ονομαστεί από τον KOBER (1952), IRO και ERO αντίστοιχα.

Για τους οφειόλιθους της Υποπελαγονικής (ERO) υπάρχουν δύο απόψεις:

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

1) Οι οφειόλιθοι ERO έχουν προέλευση τη ζώνη Αξιού από την οποία επωθήθηκαν προς τα δυτικά (π.χ. KOBER 1952, ZIMMERMAN 1972, ZIMMERMAN & ROSS 1976, BERNOULLI & LAUBSCHER 1972, VERGELY 1975, 1976).

2) Οι οφειόλιθοι ΕRO προέρχονται από μία ωκεάνια περιοχή που βρίσκονταν δυτικά ή νοτιοδυτικά της Πελαγονικής από όπου επωθήθηκαν πάνω στην Πελαγονική (MOORES 1969, HYNES et al. 1972, SMITH & WOODCOCK 1976b, SMITH 1977, SMITH et al. 1979) για τις οφειολιθικές μάζες του Βούρινου και της Όθρυος.



Σχ. 3.2. Κυριότερες εμφανίσεις οφειολιθικών πετρωμάτων (με μαύρο) στη Βαλκανική χερσόνησο και τμήμα της Τουρκίας (TSIKOURAS et al. 2016).



Σχ. 3.3. Γεωτεκτονικό σκαρίφημα των εσωτερικών Ελληνίδων (με προέκταση στις Διναρίδες), στο οποίο φαίνονται οι δύο οφειολιθικές λωρίδες στην Υποπελαγονική ζώνη και στην ζώνη Αξιού (SACCANI et al. 2011).

Ο DERCOURT (1970) πρότεινε ένα γεωδυναμικό μοντέλο στο οποίο ο ωκεανός της Τηθύος (μεταξύ Ευρώπης-Αφρικής) βρίσκεται σε ένα χώρο ανάμεσα στην κατωφέρεια της ζώνης Πίνδου (πλευρά Αφρικανικής πλάκας) και της κατωφέρειας της Πελαγονικής (πλευρά Ευρώπης). Έτσι το κλείσιμο της Τηθύος γίνονταν κατά ανάλογο τρόπο με το κλείσιμο του Ατλαντικού, σύμφωνα με τον PICHON (1968).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι DEWEY et al. (1973) υπέθεσαν ότι ανάμεσα στις πλάκες της Γκοντβάνα και της Ευρασίας υπήρχαν πολλές μικροπλάκες (Απουλία, Ροδόπη-Τουρκία, (Carnics). Η Ροδόπη και η Απουλία, πριν από το Πέρμιο, αποτελούσαν τμήματα της Γκοντβάνα, ενώ η Τηθύς βρισκόταν πολύ πιο ανατολικά.

Στη διάρκεια του Τριαδικού χωρίστηκε η μικροπλάκα της Ροδόπης από την Απουλία, με αποτέλεσμα το σχηματισμό ενός νέου ωκεανού και μίας μεσοωκεάνιας ράχης στο χώρο της ζώνης Αξιού, δηλαδή χώριζε τη μάζα της Ροδόπης από την Πελαγονική, όπου σχηματίστηκαν οι οφειόλιθοι. Από την καταστροφή αυτού του ωκεανού στο κάτω Κρητιδικό μέχρι το Βαρρέμιο, επωθήθηκαν οι οφειόλιθοι των εσωτερικών Ελληνίδων προς την Πελαγονική.

Οι NICOLAS & JACKSON (1972), για τους οφειόλιθους της Ανατολικής Μεσογείου δέχονται ότι προέκυψαν από την καταστροφή της Ανατολικής Τηθύος, η οποία αποτελούσε έναν ανοικτό ωκεανό και στη συνέχεια έγινε η ενσωμάτωση του ωκεάνιου φλοιού με τον υποκείμενο χαρτσβουργιτικό μανδύα στον ηπειρωτικό φλοιό δηλαδή οι σημερινές θέσεις των οφειολίθων είναι παλιότερες θέσεις obduction ή subduction.

Οι ΤΣΟΥΤΡΕΛΗΣ και ΧΙΩΤΗΣ (1973), τοποθετούν τον ωκεανό της Τηθύος μεταξύ της ζώνης Αξιού, που δεν είχε διαφοροποιηθεί κατά το Παλαιοζωικό και Τριαδικό και αποτελούσε το ανατολικό περιθώριο της Πελαγονικής και της Ροδόπης, όπου η Σερβομακεδονική αποτελούσε τις ανατολικές ακτές της Τηθύος ως το ανατολικό περιθώριο της Ροδόπης. Κατά το Ραίτιο, δέχονται μία βύθιση της ωκεάνιας πλάκας της Τηθύος κάτω από την Πελαγονική με αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός νησιωτικού τόξου, με αξονική περιοχή τη ζώνη Πάικου και ενδιάμεση ωκεάνια λεκάνη τη ζώνη της Αλμωπίας.

Οι ΤΣΟΥΤΡΕΛΗΣ και ΧΙΩΤΗΣ (1973) συνδέουν το σχηματισμό των οφειολίθων στη συρραφή Πελαγονικής και Αλμωπίας, με το σχηματισμό της ωκεάνιας λεκάνης μεταξύ Πελαγονικής και ζώνης Πάικου, που ο MERCIER (1968) αποκαλεί Αύλακα της Αλμωπίας. Έτσι η ηλικία τους είναι Ανώτερο Κιμμερίδιο-Κατώτερο Πορτλάνδιο και ερμηνεύουν την παρουσία τους ως εξής:

Η ωκεάνια λιθόσφαιρα της λεκάνης Αλμωπίας κατά το Άνω Ιουρασικό-Κάτω Κρητιδικό βυθίζονταν κάτω από το νησιωτικό τόξο του Πάικου μέχρι την ολοκληρωτική καταστροφή της κατά τους DEWEY & BIRD (1970).Τότε έγινε η σύγκρουση Πελαγονικής και Πάικου, με πτύχωση όλων των εσωτερικών ζωνών μεταξύ του τέλους του Κάτω Κρητιδικού μέχρι το Άπτιο-Άλβιο.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Κατά τη σύγκρουση, τμήματα του ωκεάνιου φλοιού της Αλμωπίας αποσπάσθηκαν και σφηνώθηκαν μεταξύ Πελαγονικής και Πάικου και αποτελούν τους οφειόλιθους της Αλμωπίας. Μετά το Κάτω Κρητιδικό, επαναρχίζει η κατάδυση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας της Τηθύος, που βρίσκεται ανατολικά του Πάικου, κάτω από το Πάικο μέχρι την πλήρη καταστροφή της στο όριο Πριαμπόνιου-Ολιγόκαινου. Τότε γίνεται η σύγκρουση της Σερβομακεδονικής μάζας με τη ζώνη Αξιού που είχε ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη εφαπτομενικής τεκτονικής δηλ. το σχηματισμό λεπίων στις εσωτερικές ζώνες. Έτσι ερμηνεύεται η δημιουργία των τεκτονικών λεπίων στη ζώνη Αλμωπίας.

Η διπλή τοποθέτηση των οφειολιθικών εμφανίσεων και ορισμένα φαινόμενα μαγματικής δράσης και μεταμόρφωσης στις εσωτερικές Ελληνίδες δεν μπορούν να εξηγηθούν με την παραδοχή μίας μόνο ωκεάνιας περιοχής. Οι διαφορές που παρατηρούνται στο γεωχημικό χαρακτήρα αλλά και τα χαρακτηριστικά των διαφόρων εμφανίσεων δεν εξηγούνται με την παραδοχή ενός μόνο μέσο-ωκεάνιου κέντρου έκτασης. Έτσι επικρατέστερη θεωρείται η ύπαρξη δύο ωκεάνιων περιοχών, δυτικά και ανατολικά της Πελαγονικής, από τις οποίες προήλθαν οι οφειόλιθοι που βρίσκονται στα περιθώρια της Πελαγονικής. Όσον αφορά τη θέση του ωκεανού της Τηθύος οι DEWEY et al. (1973), ΤΣΟΥΤΡΕΛΗΣ και ΧΙΩΤΗΣ (1973), BOCALETTI et al. (1974) και BOCALETTI (1979) τον τοποθετούν στη ζώνη του Αξιού, ενώ οι MERCIER et al. (1975), SMITH & WOODCOCK (1976a, 1976b), SMITH (1977), τον τοποθετούν δυτικά της Πελαγονικής και η ζώνη του Αξιού αντιπροσωπεύει μία περι-ευρωπαϊκή λεκάνη.

Οι BOCALETTI et al. (1974) δέχονται την ύπαρξη δύο ωκεάνιων περιοχών κατά το Ιουρασικό-Κρητιδικό με διαφορετικό πλάτος και παράλληλα επίπεδα Benioff που βυθίζονται BBA: α) τον ωκεανό της Τηθύος στη θέση της ζώνης Αξιού και β) τον ωκεανό της Υποπελαγονικής (μεταξύ Πίνδου-Υποπελαγονικής), και ανάμεσα τους η μικροπλάκα της Πελαγονικής.

Η καταστροφή του ωκεανού της Τηθύος κατά το Ανώτερο Ιουρασικό-Κατώτερο Κρητιδικό είχε ως αποτέλεσμα τη σύγκρουση της Πελαγονικής με τη Ροδόπη και την τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων της ζώνης του Αξιού. Αργότερα στο Μέσο-Άνω Ηώκαινο, η καταστροφή του ωκεανού της Υποπελαγονικής οδηγεί στη σύγκρουση Απουλίας (τμήμα της Αφρικής), με την Πελαγονική και στην τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων της Υποπελαγονικής.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Με βάση το αρχικό μοντέλο των DEWEY et al. (1973), οι SENGOR (1979), SENGOR et al. (1980, 1984), PICKETT & ROBERTSON (1996), STAMPFLI (1996), STAMPFLI et al. (1998), δέχονται την ύπαρξη δύο ωκεάνιων περιοχών μεταξύ Γκοντβάνας και Λαυρασίας με το όνομα Παλαιο-Τηθύς και Νεο-Τηθύς.

Οι STAMPFLI et al. (1998), διακρίνουν τον ωκεανό της Αλπικής Τηθύος, που στο Μέσο Ιουρασικό αποτελούσε επέκταση του Ατλαντικού ωκεανού, προς τις περιοχές της δυτικής Τηθύος. Η Παλαιο-Τηθύς αντιπροσώπευε τον ωκεανό βόρεια της ορογενετικής γραμμής Άλπεων-Ιμαλαϊων και λειτούργησε από το Πέρμιο μέχρι το Άνω Ιουρασικό, ενώ η Νέο-Τηθύς αντιπροσώπευε μία σειρά ωκεανών που λειτούργησαν στη διάρκεια των Αλπικών χρόνων (Τριαδικό και μετά) και βρίσκονταν νότια της Παλαιο-Τηθύος.

Στη διάρκεια του Τριαδικού ένα τμήμα της βόρειας Γκοντβάνα αποσπάστηκε και αποτέλεσε μία ενδιάμεση ήπειρο την Κιμμερική (Cimmerian). Μεταξύ Άνω Τριαδικού και Μέσου Ιουρασικού έχουμε τη σύγκρουση των πλακών της Κιμμερικής και της Λαυρασίας με βύθιση του ωκεάνιου φλοιού προς νότο που είχε ως αποτέλεσμα το κλείσιμο της Παλαιο-Τηθύος και τη δημιουργία μίας ζώνης με έντονη ορογενετική δράση από τη Νότια Ροδόπη μέχρι την Κίνα.

Η Νεο-Τηθύς άνοιξε αρχικά από τις εφελκυστικές τάσεις στην περιοχή νότια της Παλαιο-Τηθύος με ταυτόχρονη περιστροφή της Κιμμερικής ηπείρου. Η ανάπτυξη της Νεο-Τηθύος με τη μορφή πολλών μικρών ωκεάνιων λεκανών προκάλεσε τον τεμαχισμό της Β. Γκοντβάνα. Από το Άνω Κρητιδικό μέχρι το Μειόκαινο έγινε το κλείσιμο της Νεο-Τηθύος με βύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας προς βορρά.

Οι SMITH & SPRAY (1984) και SPRAY et al. (1984) δέχονται την ύπαρξη μίας Μεσο-Ιουρασικής περιθωριακής λεκάνης που βρίσκεται δυτικά από τις ζώνες Πελαγονική και Drina-Iranjica και που με το κλείσιμό της έγινε η εφίππευση του δυτικού της τμήματος πάνω στο ανατολικό. Ακολούθησε η προώθηση στο ηπειρωτικό περιθώριο και έτσι σχηματίστηκαν τα οφειολιθικά συμπλέγματα της Βαλκανικής. Κατά τον VERGELY (1976, 1977), με βάση τεκτονικές δομές το σύμπλεγμα του Βούρινου σχηματίστηκε με μεταφορά από τα ΒΑ. Οι ΔΑΒΗ κ.ά (1989), δέχονται τη δημιουργία των δύο βασικών τύπων οφειολιθικών μαγμάτων της Παιονίας από ένα σύστημα περιθωριακών λεκανών Τριαδικής-Ιουρασικής ηλικίας. Οι PEARCE (1980), MIGIROS et al. (1988) και MIGIROS & GALEOS (1989) δέχονται για τη ζώνη Αξιού ένα παρόμοιο σύστημα ταφροποιήσεων και ωκεάνιων λεκανών. Ο PEARCE (1980), με βάση γεωχημικά δεδομένα υποστηρίζει ότι οι οφειόλιθοι της Ανατολικής Μεσογείου οφείλουν τη γένεση τους σε μικρές περιθωριακές λεκάνες σαν αυτές της Ερυθράς θάλασσας.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι DIMITRIJEVIC & DIMITRIJEVIC (1973) και SMITH & SPRAY (1984), αμφισβητούν την ύπαρξη δύο σύγχρονων ζωνών καταβύθισης με μικρή απόσταση μεταξύ τους. Πιστεύουν ότι αρχικά η διπλή αυτή οφειολιθική ζώνη ήταν μία ζώνη στην οποία το βορειότερο τμήμα των ανατολικών οφειολίθων βρισκόταν στο νοτιότερο τμήμα των δυτικών. Στη συνέχεια, μεγάλα οριζόντια αριστερόστροφα ρήγματα, κατά την περίοδο Άνω Δογγέριο-Άνω Μάλμιο απέκοψαν και εγκλώβισαν την Πελαγονική/Drina-Iranjica και τα τοποθέτησαν στην σημερινή τους θέση.

Οι BERNOULLI & LAUBSCHER (1972), ROSS & ZIMMERMANN (1973), ZIMMERMANN & ROSS (1976), θεωρούν τη ζώνη Αξιού "ζώνη ρίζα" (root zone) της δυτικής οφειολιθικής ζώνης και ότι η αποκόλλησή της από αυτήν έγινε με την επίδραση διαβρωτικών ή/και τεκτονικών διεργασιών.

Ο ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ (1983) και MOUNTRAKIS (1986), με βάση τα δεδομένα των ερευνών του από την Πελαγονική ζώνη και συγκρίνοντας τα με τα αποτελέσματα των KOCKEL & WALTHER (1965), MERCIER (1968), KOCKEL et al. (1971), πρότεινε για το Αλπικό σύστημα ένα γεωδυναμικό πλαίσιο εξέλιξης για τις Ελληνίδες ζώνες (Σχ. 3.4).

Συγκρίνοντας το με το μοντέλο των SENGOR (1979) και SENGOR et al. (1980), βλέπουμε ότι η Κιμμερική ήπειρος αντιστοιχεί στην Πελαγονική, η Παλαιο-Τηθύς στη λεκάνη της ζώνης Αξιού και η Νεο-Τηθύς στη ζώνη Πίνδου-Πελαγονικής. Έτσι, κατά το Πέρμιο διαμορφώνεται ο ωκεανός της Παλαιο-Τηθύος ανάμεσα στην Ευρασία και τη Γκοντβάνα. Από το Πέρμιο-Τριαδικό αρχίζει η δημιουργία ενός ηπειρωτικού ανοίγματος στο βόρειο τμήμα της Γκοντβάνα, που έχει σαν αποτέλεσμα την απόσπαση της Κιμμερικής ηπείρου. Μεταξύ Κιμμερικής και Γκοντβάνα στο Ιουρασικό δημιουργείται ο ωκεανός της Νεο-Τηθύος.

Στο Μεσο-Άνω Ιουρασικό γίνεται το κλείσιμο της Παλαιο-Τηθύος με βύθιση του ωκεάνιου φλοιού προς Βορρά ή προς Νότο. Οι ΤΣΟΥΤΡΕΛΗΣ και ΧΙΩΤΗΣ (1973), MERCIER et al. (1975), JACOBSCHAGEN et al. (1978) διαφοροποιούνται ως προς το συμβάν αυτό. Μεταξύ τέλους Ιουρασικού-Κάτω Κρητιδικού βυθίζεται ο ωκεάνιος φλοιός της Νεο-Τηθύος (θέση Υποπελαγονική-Πίνδος) κάτω από την Κιμμερική ήπειρο (Πελαγονική).

Άρα, οι οφειόλιθοι τοποθετούνται τεκτονικά στα ηπειρωτικά περιθώρια εκατέρωθεν της Πελαγονικής στο διάστημα Ιουρασικού-Κρητιδικού. Από την Παλαιο-Τηθύ προέρχονται οι οφειόλιθοι της ζώνης Αξιού και από την Νεο-Τηθύ οι οφειόλιθοι της Υποπελαγονικής. Ακολουθούν δύο φάσεις πτυχώσεων και μεταμόρφωσης οι JE1 και JE2 από τις οποίες η JE1 πλήττει τις ζώνες Αξιού και Πελαγονικής και η JE2 το δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής και την Υποπελαγονική.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τέλος στο Τριτογενές η τελική ηπειρωτική σύγκρουση μεταξύ εσωτερικών και εξωτερικών ζωνών που είχε σαν αποτέλεσμα συνεχείς πτυχώσεις (φάσεις CT1, CT2, CT3) και λεπιώσεις με απόκλιση Δ-ΝΔ. Τότε γίνεται η εφίππευση ηπειρωτικών τμημάτων της Πελαγονικής πάνω στα ιζήματα του δυτικού περιθωρίου, η επώθηση των τεκτονικών λεπίων της ζώνης Αξιού πάνω στην Πελαγονική και η λεπίωση και καταστροφή στο δυτικό περιθώριο της Σερβομακεδονικής.

Την ίδια εποχή σχηματίστηκε η Μεσόγαια νοτιοδυτικά και το σύστημα πήρε την σημερινή του μορφή με την Αφρικανική πλάκα να βυθίζεται κάτω από την Ευρωπαϊκή με ενδιάμεση ανάπτυξη του τόξου του Αιγαίου. Οι GODFRIAUX & RICOU (1991), BEBIEN et al. (1994), FERRIERE & STAIS (1994), MERCIER & VERGELY (1994) διατυπώνουν νέες απόψεις για το ρόλο της ζώνης του Πάικου.

Σύμφωνα με τον ROBERTSON (1994) υπάρχουν δύο κυρίως ηλικίες για τους οφειόλιθους: Μέσο Ιουρασικό για τη δυτική περιοχή (πρώην Γιουγκοσλαβία, Αλβανία, Ελλάδα), και Άνω Κρητιδικό για την ανατολική (Τουρκία, Συρία, Ιράν), με τις διαδικασίες του σχηματισμού και της τοποθέτησης των οφειολίθων να είναι παρόμοιες κατά την ορογένεση ανεξάρτητα από ηλικία. Μελετώντας λοιπόν τα χαρακτηριστικότερα παραδείγματα, τους Ιουρασικούς οφειόλθους της Αλβανίας ο SHALLO (1990), και τους Κρητιδικούς οφειόλιθους της Κύπρου οι ROBINSON & MALPAS (1990), ROBERTSON & XENOPHONTOS (1993), και συγκρίνοντάς τα με ωκεάνεια λιθόσφαιρα φαίνεται ότι υπάρχει πολύ μεγαλύτερη ποικιλομορφία στη λιθόσφαιρα από ότι πιστεύονταν αρχικά. Πάντως οι οφειόλιθοι της Ανατολικής Μεσογείου διακρίνονται με βάση τη γεωχημεία, την ορυκτολογία, τα ιζήματα που συνδέονται με τους οφειόλθους και την τεκτονική τοποθέτηση σε δύο τύπους: Μεσοωκεάνειας ράχης (MORB) και υπεράνω υποβύθισης (SSZ). Οι πιο χαρακτηριστικοί MORB οφειόλιθοι είναι της Αλβανίας, αλλά υπάρχουν και στην Όρθρυ.

Μέσα σε οφειολιθικά μείγματα MORB, Ιουρασικοί οφειόλιθοι υπάρχουν στο Βούρινο και στη Πίνδο, ενώ Κρητιδικοί οφειόλιθοι στην Τουρκία και στη Συρία, υπάρχουν ως ενσωματωθέντα τμήματα από ωκεάνιο φλοιό που σχηματίστηκε κατά τη διάρκεια ρηγμάτωσης και πλευρικής εξάπλωσης, περιλαμβάνοντας ποσότητες θαλασσινού νερού και συγγενή ιζήματα. Οι κύριοι Ιουρασικοί και Κρητιδικοί οφειόλιθοι συνδέονται με περιβάλλοντα πάνω από ζώνες υποβύθισης. Έχουν παρατηρηθεί δύο τύποι οφειολίθων που συνδέονται με ζώνες υποβύθισης (SPRAY et al. 1984, ROBERTSON 2002, LIATI et al. 2004, PAPANIKOLAOU 2009, ROBERTSON et al. 2013, SACCANI et al. 2015).



Σχ. 3.4. Σκαρίφημα που δείχνει τα στάδια γεωδυναμικής και γεωτεκτονικής εξέλιξης των Εσωτερικών Ελληνίδων. Α: στο Περμοτριαδικό, Β: στο Μέσο Τριαδικό - Ιουρασικό, Γ και Δ: στην περίοδο Ανωτέρου Ιουρασικού - Κάτω Κρητιδικού, Ε: στο Τριτογενές. JE₁, JE₂, CT₂, CT₁, CT₃: φάσεις πτυχώσεων. Rh: μάζα Ροδόπης, Sm: Σερβομακεδονική μάζα, CR: Περιροδοπική ζώνη, ΑΞ: ζώνη Αξιού, Pl: Πελαγονική ζώνη, Sp: Υποπελαγονική ζώνη, P: ζώνη Πίνδου, ΕΞ: Εξωτερικές Ελληνίδες. 1: Ωκεάνιος φλοιός Παλαιο-Τηθύος, 2: ωκεάνιος φλοιός Νεο-Τηθύος, 3: φλοιός Μεσογέας. 4: λιθόσφαιρα Ευρωπαϊκής ηπείρου, 5: λιθόσφαιρα Κιμμερικής ηπείρου, 6: λιθόσφαιρα Αφρικανικής ηπείρου, 7: κλαστικά ιζήματα ηπειρωτικής κατωφέρειας, 8: νηριτικά ανθρακικά καλύμματα ηπειρωτικών περιθωρίων, 9: αργιλοπυριτικά ωκεάνια ιζήματα, 10: ηφαιστειακά υλικά, 11: γρανίτες, 12: επωθήσεις, εφιππεύσεις, λεπιώσεις συνδεδεμένες με τις παραμορφωτικές φάσεις, 13: ρήγματα κανονικά (από MOYNTPAKH 1983). Οφειόλιθοι που σχηματίσθηκαν σε σχετικά μικρές οπισθοτοξικές λεκάνες, όπως οι Μεσο-Ιουρασικοί οφειόλιθοι του Γευγελή και δεύτερον οι οφειόλιθοι από ενδοωκεάνιες ζώνες υποβύθισης και εμφανίζουν τοπικά πελαγικά ιζηματογενή καλύμματα όπως στο Τρόοδος. Τέτοιοι οφειόλιθοι πάνω από ζώνες υποβύθισης φανερώνουν συγκρούσεις ανάμεσα σε κέντρα πλευρικής εξάπλωσης. Οι περισσότεροι Ιουρασικοί και Κρητιδικοί οφειόλιθοι βρίσκονται κάτω από μεταμορφικές «σόλες» με ενδείξεις επώθησης από ζεστή νεότερη ωκεάνια λιθόσφαιρα πάνω από ενσωματωθέντα συμπλέγματα και πάνω από ζώνες υποβύθισης.

3. 7. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΠΟΥ ΣΥΝΔΕΟΝΤΑΙ ΜΕ ΟΦΕΙΟΛΙΘΟΥΣ

Σύμφωνα με τους COLEMAN (1979), ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ (1982), και ΜΠΑΝΤΗ (2002), με τα πετρώματα της οφειολιθικής σειράς είναι δυνατό να συνδέεται η παρουσία μεγάλου αριθμού διαφορετικού τρόπου γένεσης κοιτασμάτων.

Αυτά διακρίνονται σε πρωτογενή όταν δημιουργούνται στον ίδιο (ή περίπου στον ίδιο) χρόνο με τα πετρώματα ξενιστές και στα δευτερογενή που σχηματίζονται μεταγενέστερα χρονικά, με ποικίλους τρόπους επίδρασης διαφορετικών παραγόντων (ενδογενών ή εξωγενών) στα πετρώματα της οφειολιθικής σειράς.

α) ΠΡΩΤΟΓΕΝΗ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

1. Χρωμιτικά κοιτάσματα που συνδέονται με τους χαρτσβουργίτες τεκτονίτες ή με τους σωρειτικούς περιδοτίτες (δουνίτες) και ανήκουν στην κατηγορία των υγρομαγματικών κοιτασμάτων

 Κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων Cu-FeS₂ (τύπου Κύπρου) που συνδέονται με την ομάδα των έκχυτων λαβών και ανήκουν στην κατηγορία των υποθαλάσσιων ηφαιστειοιζηματογενών κοιτασμάτων.

Ακόμη έχουν βρεθεί και συγκεντρώσεις σουλφιδίων στα γαββρικά πετρώματα της σωρειτικής σειράς και κοιτάσματα Μαγγανίου και σιδήρου στις βασικές λάβες και τα συνοδά ιζήματα βαθιάς θάλασσας.

β) ΔΕΥΤΕΡΟΓΕΝΗ

 Κοιτάσματα αμιάντου που δημιουργούνται κάτω από ειδικές συνθήκες σερπεντινίωσης στα περιδοτιτικά πετρώματα.

 Κοιτάσματα μαγνησίτη (λευκόλιθου), που δημιουργούνται είτε με υδροθερμική εξαλλοίωση είτε με επιφανειακή χημική αποσάθρωση. 3. Κοιτάσματα λατερίτη και βωξίτη που δημιουργούνται κάτω από συνθήκες χημικής τροπικής αποσάθρωσης όταν η οφειολιθική σειρά μετά την τεκτονική τοποθέτησή της βρεθεί στην ελεύθερη επιφάνεια.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

4. Διάφορα κοιτάσματα βιομηχανικών ορυκτών (τάλκης, βερμικουλίτης, καολίνης), που είναι αποτέλεσμα υδροθερμικής εξαλλοίωσης, χημικής αποσάθρωσης ή μεταμόρφωσης.

Στην εργασία αυτή μελετώνται τα κοιτάσματα της περιοχής μεταξύ Βέροιας και Νάουσας, που συνδέονται με πετρώματα, μέλη της οφειολιθικής σειράς.

Έτσι, με τα υπερβασικά πετρώματα της περιοχής συνδέεται η παρουσία κοιτασμάτων χρωμίτη, ενώ με τα έκχυτα πετρώματα, κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων. Τα παραπάνω κοιτάσματα έτυχαν εκμετάλλευσης στο παρελθόν και σήμερα αποτελούν αργούντα μεταλλεία.

4. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΟ-ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τμήμα Γεωλογίας

4.1. ΓΕΝΙΚΑ 💿

Όπως αναφέρθηκε και στα προηγούμενα κεφάλαια η περιοχή μεταξύ Βέροιας και Νάουσας χαρακτηρίζεται από την παρουσία πολλών μεταλλοφόρων θέσεων χρωμίτη που φιλοξενούνται μέσα σε σερπεντινίτες και εντοπίζονται στις περιοχές Άγιος Αθανάσιος, Γκλόμπα Νάουσας, Πλατάνια Ρέμα Νάουσας, Παληορούγκα Αρκοχωρίου, Διχαλεύρι Στενημάχου, Μπας Καρτέρι Στενημάχου, Κουμαριά Στενημάχου και Αρκοχώρι καθώς και συμπαγών σουλφιδίων που συνδέονται με μεταβασικά-μεταηφαιστειακά πετρώματα και εντοπίζονται στις περιοχές Φυτιά, Ροδοχώρι και Κτήμα Ξυλαπετσίδη.

Σε κάθε μεταλλοφόρο κοίτασμα ή εμφάνιση υπάρχει συνήθως στενή γεωλογική και πετρογραφική σχέση ανάμεσα σ΄ αυτό και τα πετρώματα που το περιβάλλουν. Σκοπός αυτής της εργασίας είναι όχι μόνο η ερμηνεία της γένεσης του κοιτάσματος, αλλά και η σχέση του με το περιβάλλον, καθώς και οι κανόνες που καθορίζουν αυτή τη σχέση. Για το λόγο αυτό, μελετήθηκαν πετρογραφικά και ορυκτολογικά τα περιβάλλοντα πετρώματα που μπορεί να είναι τα "μητρικά" πετρώματα των κοιτασμάτων.

Είναι γνωστό άλλωστε ότι τα χρωμιτικά κοιτάσματα είναι αποκλειστικά υγρομαγματικής προέλευσης και φιλοξενούνται μέσα σε υπερβασικές-βασικές σειρές πετρωμάτων. Ιδιαίτερα στα Αλπικού τύπου ή λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη, τα χρωμιτικά κοιτάσματα φιλοξενούνται μέσα σε υπερβασικά πετρώματα της οφειολιθικής σειράς, ενώ τα συμπαγή σουλφίδια συνδέονται με υποθαλάσσιες εκχύσεις δηλ. με βασαλτικά ή διαβασικά πετρώματα.

Είναι επίσης γνωστό ότι η γεωχημεία των ηφαιστειακών πετρωμάτων χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος κάτω από το οποίο δημιουργείται το βασικό μάγμα από το οποίο κρυσταλλώνεται ο χρωμίτης. Για το σκοπό αυτό λήφθηκαν δείγματα από όλες τις θέσεις, τόσο σε άμεση επαφή με το μετάλλευμα όσο και σε απομακρυσμένες θέσεις. Κατασκευάστηκε μεγάλος αριθμός λεπτών τομών για τη μελέτη των πετρωμάτων στο μικροσκόπιο και επιλέχθηκαν αντιπροσωπευτικά δείγματα από τους διαφορετικούς πετρογραφικούς τύπους για χημικές αναλύσεις με τη μέθοδο Χ.R.F.

Στις περιοχές που μελετήθηκαν η οφειολιθική σειρά περιλαμβάνει σερπεντινίτες και μεταβασικά-μεταηφαιστειακά πετρώματα. Κοινό χαρακτηριστικό των πετρωμάτων στις περιοχές αυτές είναι ότι αυτά παρουσιάζονται έντονα παραμορφωμένα, αποτέλεσμα της τεκτονικής των λεπίων που χαρακτηρίζει το όριο των ζωνών Αλμωπίας και Πελαγονικής.

4.2. ΣΕΡΠΕΝΤΙΝΙΤΕΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σε όλες τις περιοχές όπου υπάρχει χρωμίτης (Αρκοχώρι, Κουμαριά, Μπας Καρτέρι, Διχαλεύρι, Άγιος Αθανάσιος, Γκλόμπα, Πλατάνια Ρέμα, Παληορούγκα), αλλά και γενικότερα σε όλη την περιοχή μελέτης οι σερπεντινίτες είναι το κύριο πέτρωμα της οφειολιθικής σειράς. Στους σερπεντινίτες δεν έχουν συναντηθεί πρωτογενή πυριτικά ορυκτά. Ωστόσο, από τα ιστολογικά χαρακτηριστικά μπορούν να αναγνωριστούν οι αρχικές φάσεις και κατά προσέγγιση η ποσοστιαία περίπου συμμετοχή τους έτσι ώστε να ταυτοποιηθεί το αρχικό πέτρωμα. Το κύριο ορυκτό συστατικό των σερπεντινιτών είναι ο σερπεντίνης. Υπάρχουν ακόμη σε μικρές ποσότητες πρωτογενής χρωμίτης και από τα δευτερογενή κυρίως μαγνητίτης. Με τον όρο σερπεντίνη αναφερόμαστε σε τρία ορυκτά: το λιζαρδίτη, τον αντιγορίτη και το χρυσοτίλη. Ασφαλής διάκριση των τριών ορυκτών γίνεται μόνο με ακτίνες Χ μέσα σε ειδικούς θαλάμους.

Η δημιουργία του σερπεντίνη οφείλεται στην εξαλλοίωση σιδηρομαγνησιούχων ορυκτών όπως κυρίως ο ολιβίνης και κατά δεύτερο λόγο οι πυρόξενοι. Η εξαλλοίωση αυτή είναι γνωστή ως "σερπεντινίωση" και είναι υπεύθυνη για τη μετατροπή των υπερβασικών πετρωμάτων (δουνίτες-περιδοτίτες) σε σερπεντινίτες. Σύμφωνα με τον THAYER (1966) η σερπεντινίωση μπορεί να συμβαίνει κάτω από σταθερό όγκο, είτε σύμφωνα με τους HOSTETLER et al. (1966), PAGE (1967), MUMPTON & THOMPSON (1975), O' HANLEY & OFFLER (1992), κάτω από σταθερή χημική σύσταση με μόνο την προσθήκη νερού και ταυτόχρονη αύξηση όγκου.

Σύμφωνα με τους MOODY (1976) και FROST et al. (2013), η κατανόηση της διεργασίας της σερπεντινίωσης είναι θεμελιώδους σημασίας για:

α) τον προσδιορισμό του είδους και της αρχικής σύστασης του μητρικού πετρώματος

β) την εξακρίβωση των συνθηκών πίεσης και θερμοκρασίας κάτω από τις οποίες έγινε η προσθήκη του νερού και κατά συνέπεια ο προσδιορισμός της θέσης δηλ. αν έγινε στο φλοιό ή/και στο μανδύα

γ) τον προσδιορισμό των πηγών της ρευστής φάσης και της σύστασής της

δ) τη σύσταση της ρευστής φάσης μετά την εξαλλοίωση.

Σύμφωνα με τους WENNER & TAYLOR (1974), η σερπεντινίωση μπορεί να προκληθεί είτε από γενική μεταμόρφωση είτε από τη δράση νερού οποιασδήποτε προέλευσης (μετεωρικής, υδροθερμικής, ιζηματογενούς). Η πρώτη περίπτωση έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία αντιγορίτη, ενώ η δεύτερη τη δημιουργία λιζαρδίτη, χρυσοτίλη. Γι' αυτό σύμφωνα με τον Wicks (1969, από MOODY 1976) και COLEMAN (1971) στα Αλπικού τύπου μεταμορφωμένα πετρώματα επικρατεί ο αντιγορίτης. Οι JOHANNES (1968) και BARNES & O' NEIL (1969) αναφέρουν ότι ο λιζαρδίτης και ο χρυσοτίλης σχηματίζονται σε θερμοκρασίες μέχρι 350° C, ενώ ο αντιγορίτης μπορεί να είναι σταθερός και μέχρι λίγο πιο πάνω από 500° C.

Ο σχηματισμός του σερπεντίνη στον δουνίτη και τον χαρτσβουργίτη οφείλεται κυρίως στην υδροθερμική εξαλλοίωση των σιδηρομαγνησιούχων ορυκτών, όπως ο ολιβίνης και οι πυρόξενοι. Η εξαλλοίωση αυτή είναι γνωστή ως σερπεντινίωση και είναι υπεύθυνη για τη μετατροπή των υπερβασικών πετρωμάτων (δουνίτη-χαρτσβουργίτη) σε σερπεντινίτες (FILIPPIDIS 1982, 1985, 1991, 1996, 1997, FILIPPIDIS et al. 2000, TZAMOS et al. 2016a,b). Τα κύρια ορυκτά του σερπεντίνη είναι ο αντιγορίτης, ο λιζαρδίτης και ο χρυσοτίλης. Ανάλογα με τη χημική σύσταση του συστήματος (το Al αυξάνει και ο Fe μειώνει τη θερμοκρασία σταθερότητας των ορυκτών), ο αντιγορίτης είναι σταθερός σε θερμοκρασίες έως και πάνω από 500° C, ενώ ο λιζαρδίτης και ο χρυσοτίλης σχηματίζονται σε θερμοκρασίες μέχρι 350° C.

Μικροσκοπικά, σύμφωνα με τους WICKS & WHITTAKER (1977), PRICHARD (1979), WICKS & O' HANLEY (1988), FROST et al. (2013) στους σερπεντινίτες διακρίνονται τρεις υφές:

α) οι ψευδομορφικές,

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

β) οι μη ψευδομορφικές και

γ) οι σερπεντινικές φλέβες.

Η ψευδομορφική υφή αποτελείται κυρίως από λιζαρδίτη και προέρχεται από αρχικό ολιβίνη, πυρόξενο, αμφίβολο κ.ά. Ο ολιβίνης κατά τη σερπεντινίωση μετατρέπεται σε διχτυωτό που δίνει στο μικροσκόπιο μια εικόνα κυψελών. Σύμφωνα με τον Wicks (1969, από την MOODY 1976), υπάρχει μια αντιστοιχία ανάμεσα στην κρυσταλλική δομή του λιζαρδίτη και του ολιβίνη, γεγονός που εξηγεί την εύκολη ανάπτυξη του λιζαρδίτη πάνω στον ολιβίνη σε σχέση με το χρυσοτίλη. Αντίθετα, ο χρυσοτίλης κρυσταλλώνεται μόνος σε φλέβες ή μπορεί να αντικαθιστά λιζαρδίτη και αντιγορίτη. Αντίστοιχα, οι πυρόξενοι κατά τη σερπεντινίωση σχηματίζουν μεγάλους κρυστάλλους που ονομάστηκαν βαστίτες από τον Haidinger (1945, από τους WICKS & WHITTAKER 1977), WICKS & O' HANLEY (1988).

Η μη ψευδομορφική υφή αποτελείται κυρίως από αντιγορίτη και σπανιότερα από λιζαρδίτη ή χρυσοτίλη. Αυτή η υφή περιλαμβάνει κρυστάλλους που περικλείνουν ή διαπερνούν άλλους κρυστάλλους και που προκύπτουν από ανακρυστάλλωση της ψευδομορφικής υφής ή σπανιότερα από απευθείας σερπεντινίωση των αρχικών ορυκτών. Οι σερπεντινικές φλέβες είναι το αποτέλεσμα ανακρυστάλλωσης σερπεντινικού υλικού μέσα σε μικρορωγμές του πετρώματος, κάτω από ειδικές συνθήκες και αποτελούνται από χρυσοτίλη ή αντιγορίτη.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σύμφωνα με τους DIETRICH & PETERS (1971) και EVANS & FROST (1975), όταν ο σερπεντίνης υποστεί πρόδρομη μεταμόρφωση άνω πρασινοσχιστολιθικής ή κάτω αμφιβολιτικής φάσης ο αντιγορίτης αντικαθιστά προϋπάρχοντα λιζαρδίτη ή χρυσοτίλη, ενώ σύμφωνα με τους COLEMAN (1971), MUMPTON & THOMPSON (1975), FERRY (1989), O' HANLEY & WICKS (1995), με ανάδρομη μεταμόρφωση και σε περιοχές χαμηλότερης P και T, ο λιζαρδίτης και ο χρυσοτίλης αντικαθιστούν προϋπάρχοντα αντιγορίτη.

Ο χρυσοτίλης σχηματίζει ίνες που η διάταξή τους μπορεί να είναι: α. κάθετη στα τοιχώματα των φλεβιδίων (cross-fiber), β. παράλληλη στα τοιχώματα των φλεβιδίων (slip-fiber), γ. τυχαία και ακανόνιστη (mass-fiber).

Στην περιοχή μελέτης οι σερπεντινίτες μακροσκοπικά, έχουν χρώμα μαυροπράσινο, ελαιοπράσινο ή υποπράσινο. Στην πραγματικότητα δεν παρουσιάζουν ομοιομορφία όσον αφορά το χρώμα που μεταβάλλεται ακόμη και στο ίδιο δείγμα. Η ποικιλία του χρώματος πιθανόν να οφείλεται στη μεταβολή κατά θέσεις της οξειδωτικής κατάστασης του Fe ή στην κατανομή του μαγνητίτη στο πέτρωμα. Στη μικροσκοπική παρατήρηση τα ορυκτά του σερπεντίνη φαίνονται άχρωμα ή υποπράσινα. Πιο συχνά εμφανίζεται η ψευδομορφική μορφή, όπου οι κυψέλες άλλοτε είναι μεγάλες και ευδιάκριτες και άλλοτε πολύ μικρές, ενώ μέσα σε μια μάζα μορφής διχτυωτού, βρίσκονται βαστίτες με καθαρό λευκό χρώμα (Φωτ. 4.1α-ζ). Στους πιο πολλούς βαστίτες διαπιστώθηκε αρνητικός οπτικός χαρακτήρας και μεγάλη γωνία οπτικών αξόνων. Χαρακτηριστικό αυτών των βαστιτών είναι η ύπαρξη κόκκων μαγνητίτη που, είτε περιβάλλουν τον κρύσταλλο σχηματίζοντας το περίγραμμά του είτε είναι διαταγμένοι κατά το σχισμό των πυροξένων. Πολύ συχνά παρατηρείται ανάπτυξη φλεβικών μορφών χρυσοτιλικού/αντιγοριτικού σερπεντίνη σε μικρή ή μεγάλη έκταση (Φωτ. 4.1η-λ). Τα φλεβίδια έχουν μικρό πάχος, μπορεί να είναι παράλληλα ή διασταυρούμενα ή σε τυχαία διάταξη.

Τα φλεβίδια του χρυσοτίλη δεν έχουν παντού το ίδιο πάχος, παρουσιάζουν συνήθως διάταξη των ινών κάθετη στα τοιχώματα των φλεβιδίων (cross fiber), αλλά και παράλληλη (slip fiber), με ορθή αλλά κυματοειδή κατάσβεση και με χρώματα πόλωσης συχνά λευκοκίτρινα, ή ακόμη λευκότερα ή τεφρά. Οι φλεβικές μορφές του σερπεντίνη διασχίζουν την κύρια διχτυωτή μάζα του σερπεντινίτη και τους βαστίτες, γεγονός που αποδεικνύει τη νεότερη γένεση του (Φωτ. 4.1η-λ).



Φωτ. 4.1. Χαρακτηριστικές εικόνες σερπεντινιτών της περιοχής μελέτης στο πολωτικό μικροσκόπιο. Μεγάλη διάσταση φωτογραφίας 1 mm. α-ζ ψευδομορφική υφή με ανάπτυξη διχτυωτών θέσεων και βαστιτών (α,β,δ και ζ: παρατήρηση με N-, γ-δ: παρατήρηση με N+) Συμβολισμός: Ba: βαστίτης (αρχικός πυρόξενος), Mes: διχτυωτές θέσεις (αρχικός ολιβίνης), Ant: αντιγορίτης, Ch: χρυσοτίλης, Chr: χρωμίτης, Mt: μαγνητίτης, Cal:ασβεστίτης



Φωτ. 4.1. (συνέχεια) η,θ) Ο βαστίτης διαχωρίζεται σε νησοειδή τμήματα, λόγω ανάπτυξης αντιγορίτη και φλέβες χρυσοτίλη με N- (η) και N+ (θ), ι) διαχωρισμένος βαστίτης σε νησοειδή τμήματα, λόγω ανάπτυξης αντιγορίτη, αμοιβαδοειδής χρωμίτης και φλέβα χρυσοτίλη, κ) διαφορετικές μορφές από διακλαδιζόμενες φλέβες χρυσοτίλη, λ) φλέβες χρυσοτίλη με τις ίνες κάθετα και παράλληλα στα τοιχώματα των φλεβών, μ) εκτοπισμός σερπεντίνη από ασβεστίτη





Φωτ. 4.1. (συνέχεια) ν, ξ, ο ,π) Μη ψευδομορφικές μορφές σερπεντίνη και μαγνητίτης περιβάλλει αντιγορίτη σχηματίζοντας μορφές ατόλλης με N- (ν,ο) και N+ (ξ,π).

Εκτός από την παραπάνω ψευδομορφική υφή παρατηρήθηκαν και τυπικές μη ψευδομορφικές υφές από αντιγορίτη. Σ' αυτές τις περιπτώσεις ο αντιγορίτης δημιουργεί ελλασματώδεις κρυστάλλους που αλληλοδιεισδύουν (Φωτ. 4.1ν-π).

Σε όλες τις λεπτές τομές του σερπεντινίτη που μελετήθηκε από όλες τις εμφανίσεις, χαρακτηριστική ήταν η παρουσία του χρωμίτη με μια αμοιβαδοειδή μορφή (Φωτ.4.1γ-ζ). Αυτό σε συνδυασμό με την παρουσία των βαστιτών (αρχικός πυρόξενος) συνηγορεί στο χαρακτηρισμό του αρχικού πετρώματος ως χαρτσβουργίτη, (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982).

Σε ορισμένα δείγματα από την περιοχή Τρανός Λάκκος παρατηρήθηκε αρκετή ποσότητα ασβεστίτη, που διακρίνεται και μακροσκοπικά, κυρίως με μορφή φλεβών ή μικρών σωρών (Φωτ. 4.1μ). Πρόκειται για οφειτο-ασβεστίτες (ophitocalcites) (ΠΑΡΑΣΚΕΥΟΠΟΥΛΟΣ και ΚΑΝΑΚΗΣ 1972, TROMMSDORFF & EVANS 1977, TROMMSDORFF & CONNOLLY 1990). Το CaCO₃ πιθανόν να έχει μεταφερθεί με διαλύματα, είτε από τα ιζήματα πάνω στα
οποία "τοποθετήθηκε" τεκτονικά ο σερπεντινίτης, είτε από το νεότερο ασβεστολιθικό κάλυμμα. Η σημερινή του παρουσία κυρίως σε ρήγματα, οφείλεται στο ότι κατά τη μεταμόρφωση τα στοιχεία Na, K, Ca, Al, CO₂ έχουν την τάση να συγκεντρώνονται σε θέσεις όπου επικρατούν ελαττωμένες πιέσεις (θέσεις ρηγμάτων), σύμφωνα με τους SORENSEN (1967), ΠΑΡΑΣΚΕΥΟΠΟΥΛΟΣ και ΚΑΝΑΚΗΣ (1972), αντίθετα με τα στοιχεία Mg, Fe, Ni, Cr που μπορούν να μείνουν σε θέσεις με έντονες πιέσεις. Θα πρέπει να τονιστεί ότι παρουσιάζονται έντονα φαινόμενα σχιστοποίησης ή/και ταλκοποίησης στις επαφές των σερπεντινιτών με τα περιβάλλοντα πετρώματα.

4.2.1. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΤΩΝ ΣΕΡΠΕΝΤΙΝΙΤΩΝ

Τα σερπεντινιωμένα υπερβασικά πετρώματα της περιοχής περιέχουν διάσπαρτα αδιαφανή ορυκτά σε συγκεντρώσεις φυσικά μη οικονομικές. Αυτά μπορούν να διακριθούν ανάλογα με τον τρόπο γένεσής τους σε δυο ομάδες:

α) πρωτογενή μαγματικά ορυκτά που υπήρχαν και στον αρχικό υπερβασικό πρωτόλιθο

β) δευτερογενή ή μεταμαγματικά ή επιγενετικά ορυκτά που δημιουργήθηκαν στη διαδικασία της σερπεντινίωσης ή και λόγω της μεταμόρφωσης που επηρέασε την περιοχή.

Στην πρώτη ομάδα ανήκει ο χρωμίτης ως επουσιώδες ορυκτό του αρχικού πρωτόλιθου και στη δεύτερη ο σιδηροχρωμίτης που είναι προϊόν εξαλλοίωσης του χρωμίτη, καθώς και ο μαγνητίτης και σουλφίδια Fe-Ni, που δημιουργήθηκαν κατά τη διαδικασία της σερπεντινίωσης.

4.2.1.α. ΧΡΩΜΙΤΗΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο χρωμίτης, ως επουσιώδες πρωτογενές ορυκτό των σερπεντινιτών δεν ξεπερνάει σε ποσότητα το 1%. Το μέγεθος και το σχήμα των κρυστάλλων του ποικίλλει πάρα πολύ. Έτσι, αφού το αρχικό πέτρωμα είναι χαρτσβουργίτης η μορφή του είναι αμοιβαδοειδής (interstitial ή intergranular) και όπως αναφέρουν οι IRVINE (1967), MENZIES (1973), PINSENT (1974), DICK (1977), GREENBAUM (1977), η μορφή του καθορίζεται από τις διακρυσταλλικές θέσεις των πυριτικών ορυκτών. Συνηθέστερα συναντάται κοντά σε βαστίτες δηλ. κοντά σε αρχικούς πυρόξενους (Φωτ.4.1 γ-ζ).

Σπανιότερα ο χρωμίτης μπορεί να εμφανίζει ιδιόμορφο ή υπιδιόμορφο σχήμα όταν βρίσκεται σε διχτυωτές θέσεις δηλ. σε περιβάλλον αρχικού ολιβίνη. Σύμφωνα με τον DICK (1977), η διαφορά στη μορφή του χρωμίτη (ιδιόμορφος ή αμοιβαδοειδής) οφείλεται στο διαφορετικό τρόπο γένεσής του. Έτσι, ο ιδιόμορφος χρωμίτης είναι αποτέλεσμα κλασματικής κρυστάλλωσης από το τήγμα που προέκυψε από τη μερική τήξη του περιδοτιτικού μανδύα. Αντίθετα, η "αμοιβαδοειδής" μορφή σχηματίστηκε ύστερα από τήξη και αφομοίωση χρωμιούχου πυρόξενου, σύμφωνα με την αντίδραση:

Χρωμιούχος πυρόξενος --- ολιβίνης + σπινέλλιος (χρωμίτης) + τήγμα

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Παλιότερα αυτή τη μορφή τη θεωρούσαν αποτέλεσμα μαγματικής διάβρωσης αρχικού χρωμίτη. Έτσι, σύμφωνα με τον ΜΕΝΖΙΕS (1975), η αμοιβαδοειδής μορφή χρωμίτη φανερώνει μια αντίδραση με βασαλτικό τήγμα που βρίσκεται ως ενδιάμεση φάση των ορυκτών.

Κατά τη μελέτη στο πολωτικό μικροσκόπιο και στο διερχόμενο φως οι κόκκοι του χρωμίτη στην περιοχή έρευνας παρουσιάζονται διαφώτιστοι, καστανέρυθροι, συχνά κατακλασμένοι, ενώ στις ρωγμές τους περιέχεται σερπεντίνης ή/και μαγνητίτης.

Αυτή η κατάκλαση και η δημιουργία ρωγμών είναι αποτέλεσμα της σερπεντινίωσης αλλά και της τεκτονικής παραμόρφωσης των οφειολίθων. Συνήθως τα περιθώρια και τα χείλη των ρωγμών του χρωμίτη εμφανίζονται τελείως αδιαφανή (Φωτ.4.1γ-ζ,ι). Σε ορισμένους χρωμίτες των σερπεντινιτών έχουν παρατηρηθεί και εξαλλοιώσεις που έχουν ως αποτέλεσμα τη δημιουργία θέσεων με ανακλαστικότητα ενδιάμεση της ανακλαστικότητας μαγνητίτηχρωμίτη. Πρόκειται για θέσεις πλούσιες σε σίδηρο που ονομάστηκαν ''σιδηροχρωμίτης'' (SPANENBERG 1943) και που έχουν ως αποτέλεσμα να εμφανίζεται ο χρωμίτης με διχρωμισμό, να είναι πορώδης και οι πόροι να είναι κενοί ή να έχουν πληρωθεί με σερπεντίνη ή χλωρίτη.

Έγιναν αναλύσεις, από τις οποίες για κάθε παρασκεύασμα υπολογίστηκαν μέσες τιμές. Στον πίνακα 4.1. δίνονται αυτές οι αντιπροσωπευτικές αναλύσεις σπινελλίων, ο αριθμός ιόντων που υπολογίστηκε με βάση 32 (O), καθώς και ορισμένες σχέσεις κατιόντων που χρησιμοποιούνται στη σύνταξη διαγραμμάτων σύστασης των σπινελλίων. Ο υπολογισμός του Fe⁺³ έγινε με βάση τη στοιχειομετρία (RO:R₂O₃ =1).

Όπως φαίνεται από τη λεπτομερή μελέτη των σπινελλίων των πετρωμάτων οι αναλλοίωτοι σπινέλλιοι χαρακτηρίζονται ως χρωμιούχοι σπινέλλιοι, εκτός από τις περιοχές Πλατάνια Ρέμα και Παληορούγκα στις οποίες χαρακτηρίζοντια ως αργιλιούχοι χρωμίτες (Σχ. 4.1) σύμφωνα με τον STEVENS (1944). Παρόμοια χημικά σύσταση παρατήρησαν οι ΡΟΓΚΑΛΑ (2013) και ROGKALA et al. (2016) για τους χρωμίτες στους σερπεντινιωμένους χαρτσβουργίτες στην ίδια περιοχή μεταξύ Βέροιας και Νάουσας.



Πίνακας 4.1. Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή χρωμιτών των πετρωμάτων της περιοχής έρευνας. bdl: δεν αναλύθηκαν. AG: Άγιος Αθανάσιος, GL: Γκλόμπα, PR: Πλατάνια Ρέμα, PAR: Παληορούγκα, DK: Δυτική Κουμαριά, AR: Αρκοχώρι, TK: Τρανός Λάκκος.

	AG1	GL1	GL2	GL3	PR1	PR2	PAR	PAR2	PAR3	DK1	AR1	AR2	AR3	TK1	TK2
SiO ₂	bdl	0.01	0.02	0.02	bdl	0.01	0.30	0.34	0.35	0.22	0.03	0.20	0.17	0.30	0.29
TiO ₂	0.06	0.05	0.04	0.06	0.10	0.04	0.12	0.06	0.05	0.04	0.08	0.03	bdl	0.01	0.01
Al_2O_3	40.17	41.15	40.95	41.17	18.37	18.39	21.15	24.37	21.15	40.56	39.15	39.39	40.12	39.20	39.25
Cr_2O_3	28.53	27.87	28.00	27.82	46.99	47.01	47.08	39.58	45.02	28.43	30.01	30.23	29.57	29.97	30.01
Fe_2O_3	1.03	0.61	0.56	0.52	5.84	5.70	1.12	6.16	3.34	0.54	0.56	0.52	0.55	0.16	0.13
FeO	14.09	14.54	14.70	14.59	16.29	16.27	16.49	16.46	17.99	14.59	14.99	14.55	14.60	15.15	15.16
MnO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
MgO	15.79	15.60	15.49	15.57	12.00	11.98	12.00	12.70	11.30	15.57	15.20	15.21	15.21	15.19	15.20
NiO	0.07	0.14	0.10	0.13	0.20	0.17	0.22	0.02	0.02	0.22	0.05	0.01	0.01	bdl	bdl
CaO	bdl	0.01	bdl	bdl	bdl	bdl	0.03	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Σύνολο	99.74	99.98	99.86	99.88	99.80	99.57	98.51	99.69	99.22	100.17	100.08	100.14	100.23	99.98	100.05
						Αριθμός	ιόντων με	ε βάση 32	0						
Si	0.000	0.002	0.005	0.005	0.000	0.003	0.075	0.083	0.088	0.050	0.007	0.045	0.038	0.068	0.066
Ti	0.010	0.008	0.007	0.010	0.019	0.008	0.023	0.011	0.009	0.007	0.014	0.005	0.000	0.002	0.002
Al	10.708	10.920	10.892	10.934	5.471	5.488	6.273	7.045	6.269	10.763	10.482	10.508	10.667	10.489	10.494
Cr	5.102	4.961	4.996	4.956	9.389	9.411	9.367	7.676	8.952	5.061	5.390	5.410	5.274	5.380	5.383
Fe ⁺³	0.175	0.103	0.095	0.088	1.111	1.086	0.213	1.137	0.633	0.091	0.097	0.089	0.093	0.027	0.022
$\Sigma M^{+3,+4}$	15.995	15.995	15.994	15.993	15.990	15.995	15.951	15.953	15.951	15.972	15.990	16.057	16.073	15.965	15.966
Fe^{+2}	2.666	2.739	2.773	2.750	3.443	3.446	3.470	3.376	3.784	2.748	2.848	2.754	2.754	2.876	2.877
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	5.324	5.236	5.211	5.230	4.521	4.522	4.502	4.644	4.237	5.226	5.148	5.133	5.115	5.141	5.140
Ni	0.013	0.025	0.018	0.024	0.041	0.035	0.045	0.004	0.004	0.040	0.009	0.002	0.002	0.000	0.000
Ca	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ΣM^{+2}	8.003	8.003	8.003	8.004	8.005	8.003	8.025	8.024	8.024	8.014	8.005	7.889	7.871	8.018	8.017
Cr/Fe	1.80	1.75	1.74	1.75	2.06	2.08	2.54	1.70	2.03	1.78	1.83	1.90	1.85	1.85	1.86
Mg#	66.63	65.66	65.27	65.54	56.77	56.75	56.47	57.91	52.82	65.54	64.38	65.08	65.00	64.12	64.12
Cr#	32.27	31.24	31.45	31.19	63.18	63.17	59.89	52.14	58.81	31.98	33.96	33.99	33.09	33.90	33.90
$100 x Fe^{+3}/R^{+3}$	1.10	0.64	0.60	0.55	6.96	6.79	1.34	7.17	3.99	0.57	0.61	0.55	0.58	0.17	0.14

64



Σχ. 4.1. Προβολή των σπινελλίων των πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο τριγωνικό διάγραμμα Cr-Al-Fe⁺³ σύστασης και ονοματολογίας κατά STEVENS (1944).

4.2.1.β. ΜΑΓΝΗΤΙΤΗΣ

Ο μαγνητίτης των σερπεντινιτών ανήκει στα δευτερογενή ή επιγενετικά ορυκτά και δημιουργείται κατά τη σερπεντινίωση. Σύμφωνα με τους RAMDOHR (1967), ASHLEY (1975), ECKSTRAND (1975), MacFARLANE & MOSSMAN (1981), ανάλογα με τις συνθήκες fO₂ και fS₂ σε συνδυασμό με τη θερμοκρασία, ο σίδηρος των πυριτικών ορυκτών όπως ο ολιβίνης και οι πυρόξενοι, μπορεί με τη σερπεντινίωση να εισέρχεται στο πλέγμα του σερπεντίνη ή στο βρουτσίτη ή να σχηματίζει ξεχωριστές φάσεις αδιαφανών ορυκτών όπως, μαγνητίτης, αβαρουϊτης, πετλανδίτης κ.ά.

Όπως αναφέρει η MOODY (1976), ο σχηματισμός του μαγνητίτη κάτω από χαμηλές τιμές fO₂ έχει άμεση σχέση με την αύξηση της θερμοκρασίας. Έτσι, οι χαμηλές θερμοκρασίες ευνοούν την είσοδο του σιδήρου στο βρουτσίτη και στο λιζαρδίτη και δεν ευνοούν τη δημιουργία του μαγνητίτη.

Στους σερπεντινίτες της περιοχής μελέτης ο μαγνητίτης εμφανίζεται με τη μορφή υπομικροσκοπικών μέχρι αρκετά μεγάλων κρυστάλλων που σχηματίζουν διασπορές, δίκτυο φλεβιδίων ή ακόμη και μικρούς σωρούς. Συνήθως ο μαγνητίτης περιβάλλει τις αρχικές θέσεις των παλιών νησίδων του ολιβίνη κάνοντας εντονότερη τη διχτυωτή μορφή του πετρώματος ή συνηθέστερα εμφανίζεται να πληροί τα σχισμογενή επίπεδα του βαστίτη ή να τον περιβάλλει ή να σχηματίζει ένα νεφέλωμα σ' αυτόν (Φωτ. 4.9 ν,ξ,ο,π).

Η παρουσία του μαγνητίτη δίνει τοπικά ένα πιο σκοτεινό χρώμα στο σερπεντίνη. Σύμφωνα με τους WICKS & WHITTAKER (1977), CRESSEY & ZUSSMAN (1976), υπάρχει μια σχέση ανάμεσα στην ποσότητα και τον τρόπο κατανομής του μαγνητίτη με το βαθμό σερπεντινίωσης και το χρώμα του πετρώματος. Έτσι, στα αρχικά στάδια της σερπεντινίωσης σχηματίζεται πολύ λεπτόκοκκος μαγνητίτης, που καθώς είναι διασκορπισμένος σε όλη την έκταση του πετρώματος, του προσδίνει ένα μαύρο χρώμα. Στη συνέχεια οι κόκκοι γίνονται μεγαλύτεροι, συγκεντρώνονται σε φλεβίδια και το πέτρωμα παίρνει πράσινο χρώμα.

4.2.2. ΣΕΡΠΕΝΤΙΝΗΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Με τον όρο σερπεντίνη χαρακτηρίζονται τρία ορυκτά: χρυσοτίλης, λιζαρδίτης, αντιγορίτης. Ο σερπεντίνης σύμφωνα με τους DEER et al. (1969), έχει το γενικό τύπο Mg₃(OH)₄Si₂O₅. Οι σπουδαιότερες υποκαταστάσεις που μπορούν να γίνουν στο γενικό τύπο κατά τους DEER et al. (1969), είναι: Al→Si και Cr, Al, Fe⁺², Ni→Mg. Το γεγονός της υποκατάστασης του Mg από Ni αποδεικνύεται τόσο από την ύπαρξη στη φύση του φυσικού νικελιούχου σερπεντίνη (γαρνιερίτη) όσο και από την πειραματική παρασκευή Ni-ουχου σερπεντίνη (FILIPPIDIS et al. 1982, FILIPPIDIS & ANNERSTEN 1984). Οι σερπεντίνες στη φύση μπορούν να περιέχουν μέχρι 0.25% NiO.

Κατά τη σερπεντινίωση, η μεγαλύτερη ποσότη τα του σιδήρου που περιέχεται στα αρχικά σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά (ολιβίνης, πυρόξενοι), οδηγεί στο σχηματισμό μαγνητίτη ή ακόμη παραπέρα σε αιματίτη και δεν μπαίνει στο πλέγμα του σερπεντίνη (PAGE 1967, DEER et al. 1969, WHITTAKER & WICKS 1970, WICKS & WHITTAKER 1977 και FROST et al. 2013).

Σύμφωνα με τους FAUST & FAHEY (1962), DEER et al.(1969), PAGE (1968), WHITTAKER & WICKS (1970), AUMENTO (1970), MOODY (1976), O' HANLEY & WICKS (1995) και VITI & MELLINI (1996, 1997), υπάρχουν διαφορές στη σύσταση των τριών ορυκτών του σερπεντίνη:

α) στον αντιγορίτη υπάρχει σχετικά πιο υψηλή περιεκτικότητα σε SiO₂ και πιο χαμηλή σε MgO και H₂O⁺. Αυτό σε σχέση με τον ιδεατό τύπο εκφράζεται ως ένας υψηλότερος λόγος Si/Mg.

β) ο χρυσοτίλης έχει χαμηλή περιεκτικότητα σε Al_2O_3

γ) ο λιζαρδίτης έχει μεγάλη περιεκτικότητα σε Fe₂O₃ και χαμηλότερη % FeO

δ) ο λιζαρδίτης και ο χρυσοτίλης περιέχουν περισσότερο H_2O^+ από ότι στον ιδεατό τύπο

ε) ο λιζαρδίτης έχει τη χαμηλότερη τιμή FeO/(Fe₂O₃+Al₂O₃+FeO) και ο αντιγορίτης την υψηλότερη.

Στους σερπεντινίτες των περιοχών που μελετήθηκαν, έγιναν στα ορυκτά του σερπεντίνη αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή.

Ως γενικός τύπος δομής των σερπεντινών θεωρήθηκε ο

X₃Z₂O₅(OH)₄, όπου

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Z=Si, Al και X=Mg, Ni, Fe⁺², Mn, Ca, Na, Fe⁺³, Al, Cr.

Στον Πίνακα 5.1 δίνονται οι αναλύσεις των τριών τύπων σερπεντίνη (αντιγορίτη, λιζαρδίτη, χρυσοτίλη) από τους σερπεντινίτες της περιοχής μελέτης με τη μορφή μέσων τιμών. Η κατανομή των ιόντων έγινε με βάση 7 άτομα Ο.

Από τον πίνακα 5.1 προκύπτουν τα ακόλουθα στοιχεία:

α) στους βαστίτες παρατηρούνται υψηλές τιμές Al_2O_3 με μέση τιμή 0,72% και Cr_2O_3 με μέση τιμή 0,564%, γιατί προέρχονται από αρχικούς πυρόξενους που σε σύγκριση με τον ολιβίνη έχουν υψηλότερη περιεκτικότητα σε Al_2O_3 και Cr_2O_3 .

OI MERCY & O' HARA (1967), στους σπινελλιούχους λερζόλιθους των Πυρηναίων δίνουν για το Cr τις εξής τιμές: ολιβίνης 180 ppm, ορθοπυρόξενος 1160 ppm, κλινοπυρόξενος 3970 ppm, και για τέσσερις χαρτσβουργίτες από διαφορετικές περιοχές δίνουν τις εξής μέσες τιμές: ολιβίνης 155 ppm και ορθοπυρόξενος 1870 ppm. O Dungan (1974, από τη MOODY 1976) βρήκε 2,7% Al₂O₃ και ο FROST (1975) 5,7% Al₂O₃ σε βαστίτες. Ο ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ (1982), στους βαστίτες της περιοχής της Έδεσσας βρήκε Al₂O₃= 0,65%-6,24% και Cr₂O₃=0,34%-0,05% με πιο υψηλές τιμές στους βαστίτες που προέρχονται από κλινοπυρόξενους σερπεντινιωμένων λερζόλιθων. Η ΜΠΑΝΤΗ (2002) βρήκε υψηλές τιμές Al₂O₃ (0,3-2,08%, μέση τιμή 0,78%) και Cr₂O₃ (0,20-1,18%, μέση τιμή 0,63%) ενώ αρκετά υψηλές τιμές Al₂O₃ (0,84-7,69%) και Cr₂O₃ (0,52-1,97%) αναφέρονται σε βαστίτες από τους O' HANLEY & WICKS (1995). β) Στις φλεβικές μορφές το Al_2O_3 είναι κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας και στις διχτυωτές μορφές η μέση τιμή είναι 0,11%. Το Cr_2O_3 κυμαίνεται μεταξύ 0-0,19% και μεταξύ 0,11-0,31% για τις φλεβικές και διχτυωτές μορφές αντίστοιχα. Οι χαμηλότερες τιμές Al_2O_3 παρατηρούνται στον αντιγορίτη με μέση τιμή 0,27% ενώ οι χαμηλότερες τιμές σε Cr_2O_3 παρατηρούνται στο χρυσοτίλη και αντιγορίτη με μέσες τιμές 0,24% και 0,30% αντίστοιχα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

γ) Στους αντιγορίτες υπάρχει σχετικά υψηλότερη περιεκτικότητα σε SiO₂ σε σχέση με το MgO. Γι' αυτό το λόγο για την πλήρωση της ομάδας Ζ συμμετέχει μόνο το Si και έχει τιμές μεγαλύτερες του κανονικού 2.000.

δ) Το ΝiΟ κυμαίνεται στους βαστίτες από 0,46-0,81% (μέση τιμή 0,67%) στους λιζαρδίτες από 0,40-0,53% (μέση τιμή 0,44%) και στους αντιγορίτες από 0,18-0,19% (μέση τιμή 0,18%). Η συνολική μέση τιμή περιεκτικότητας σε NiO των σερπεντινών που αναλύθηκαν είναι 0,49%.

Ο ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ (1982) αναφέρει ότι στους βαστίτες, συνήθως το ΝiΟ βρίσκεται σε χαμηλότερες περιεκτικότητες από ότι στις διχτυωτές ή στις φλεβικές μορφές. Αυτό οφείλεται στη διαφορά που υπάρχει στη σύσταση του ολιβίνη και των πυροξένων σε Ni. Έτσι αναφέρει ως μεγαλύτερη περιεκτικότητα 0,58% NiO και ως μέση περιεκτικότητα 0,26% NiO. Η ΜΠΑΝΤΗ (2003) δίνει για τους βαστίτες μέση τιμή 0,41% NiO, στους λιζαρδίτες, 0,35%, στους χρυσοτίλες 0,36% και στους αντιγορίτες 0,24% με συνολική μέση τιμή 0,37% για όλα τα ορυκτά του σερπεντίνη.

Το Ni αποτελεί εξαιρετικά ευκίνητο στοιχείο που μπορεί να μπαίνει στις διάφορες πρωτογενείς ή δευτερογενείς πυριτικές ενώσεις ως υποκαταστάτης του Mg. Κατά τη σερπεντινίωση γίνεται μια ανακατανομή του στοιχείου τόσο στη δομή των πυριτικών ορυκτών, όσο και στα μεταλλικά ορυκτά που δημιουργούνται (οξείδια, σουλφίδια, αρσενίδια, κράματα, αυτοφυή μέταλλα).

Η περιεκτικότητα λοιπόν των ορυκτών του σερπεντίνη σε Ni δεν αντανακλά την αρχική σύσταση των πρωτογενών ορυκτών και ιδιαίτερα του ολιβίνη. Έτσι στο σερπεντίνη είναι άλλοτε χαμηλότερη λόγω του σχηματισμού και μεταλλικών φάσεων, και άλλοτε τοπικά υψηλότερη λόγω της ευκινησίας και μετανάστευσής του από τη μία θέση στην άλλη.

ε) Ο FeO ολικός παρουσιάζει τις εξής μέσες τιμές: βαστίτης: 3,06%, λιζαρδίτης: 2,75%, χρυσοτίλης: 1,89% και αντιγορίτης: 2,57%.

Η μέση περιεκτικότητα σε FeO είναι περίπου ίδια σε όλες τις μορφές του σερπεντίνη πλην του χρυσοτίλη που παρουσιάζει τη χαμηλότερη περιεκτικότητα. Πίνακας 4.2. Χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή, ορυκτών του σερπεντίνη από τους σερπεντινίτες των περιοχών μελέτης. Λ: λιζαρδίτης Β: βαστίτης Χ: χρυσοτίλης Α: αντιγορίτης. Σε παρένθεση ο αριθμός αναλύσεων. * ολικός σίδηρος ως δισθενής. PR: Πλατάνια Ρέμα, GL: Γκλόμπα, 37Μ: Φυτιά, DK: Δυτική Κουμαριά, AG: Άγιος Αθανάσιος.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

	PR	GL	DK1	DK2	37M	DK7	AG4	AG7
A/A	B(2)	Λ(3)	X(3)	B(3)	A(3)	A(1)	B(3)	A(3)
SiO ₂	41.83	42.62	42.86	42.04	43.99	43.76	43.82	43.32
TiO ₂	0.09	0.04	0.12	0.11	bdl	bdl	bdl	0.01
Al_2O_3	0.69	0.11	bdl	0.74	0.26	0.36	0.32	0.88
Cr_2O_3	0.72	0.10	0.08	0.46	0.10	0.31	0.52	1.69
FeO*	1.62	2.70	1.89	4.02	1.95	2.42	5.06	2.73
MnO	0.05	0.10	0.05	0.13	0.12	0.10	0.23	0.17
MgO	41.23	40.63	41.63	30.70	42.03	40.95	36.85	37.79
CaO	0.05	0.03	0.13	0.12	bdl	0.03	0.25	0.01
Na ₂ O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.17	bdl
K ₂ O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
NiO	0.46	0.53	0.35	0.81	0.18	0.19	0.13	bdl
Total	86.74	86.86	87.11	87.03	88.53	88.12	87.35	86.60
		Κα	τανομή ιό	ντων με β	άση τα 7 άτ	ομα Ο		
Si	1.963	2.003	1.999	1.988	2.012	2.017	2.063	2.035
AlI^V	0.037	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000
Z	2.000	2.003	1.999	2.000	2.012	2.017	2.063	2.035
Al^{VI}	0.001	0.006	-	0.029	0.014	0.019	0.018	0.049
Ti	0.003	0.001	0.004	0.004	-	-	0.000	0.000
Cr	0.027	0.004	0.003	0.017	0.004	0.011	0.019	0.063
Fe ⁺²	0.064	0.106	0.074	0.159	0.075	0.094	0.199	0.107
Mn	0.002	0.004	0.003	0.005	0.005	0.003	0.009	0.007
Mg	2.884	2.846	2.863	2.727	2.865	2.814	2.586	2.647
Ca	0.003	0.001	0.007	0.006	-	0.002	0.013	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000
Κ	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.017	0.020	0.013	0.031	0.007	0.006	0.005	0.000
X	3.001	2.988	2.967	2.978	2.970	2.949	2.864	2.873

4.3. ΜΕΤΑΒΑΣΙΚΑ- ΜΕΤΑΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

Τα βασικά μέλη της οφειολιθικής σειράς του Βερμίου, κυρίως διαβάσες και μικρογάββροι, έχουν δεχτεί έντονες μεταμαγματικές διεργασίες, κυρίως μεταμορφικές, όπως υποθαλάσσια υδροθερμική μεταμόρφωση και περιοχική μεταμόρφωση, με αποτέλεσμα να τροποποιηθούν σημαντικά τα ορυκτολογικά και ιστολογικά χαρακτηριστικά τους.

Ως πρωτόλιθοι, είναι πυριγενή πετρώματα με παραγενέσεις σταθερές σε υψηλές θερμοκρασίες και σε ξηρό περιβάλλον. Για το λόγο αυτό η μετασωμάτωση σε τέτοια πετρώματα ευνοείται ιδιαίτερα από την εισαγωγή νερού στο σύστημα ή όταν το περιβάλλον είναι ξηρό, από τη δράση ακραίων τιμών των μεταμορφικών παραγόντων. Όλα τα παραπάνω έχουν ως αποτέλεσμα το χαρακτηρισμό τους ως μεταβασικά. Λόγω της μεταμόρφωσης και της έντονης τεκτονικής, η διάκριση των αρχικών χαρακτήρων των μεταβασικών πετρωμάτων δεν είναι πάντοτε εύκολη. Συνήθως παρουσιάζονται με συμπαγείς μορφές πράγμα που δείχνει προέλευση από ρεύματα λάβας και άρα προσδιορίζονται ως μεταηφαιστειακά. Τα μεταηφαιστειακά πετρώματα έχουν μεγάλη εξάπλωση στην περιοχή μελέτης και βρίσκονται σε στενή σχέση με τους σερπεντινίτες με τους οποίους και αποτελούν τα κύρια μέλη μιας αρχικής οφειολιθικής σειράς. Είναι χαρακτηριστικό ότι στην περιοχή δεν παρατηρήθηκαν μαξιλαροειδείς μορφές λαβών (pillow-lavas). Το χρώμα τους είναι συνήθως πράσινο, τεφροπράσινο, πρασινοκαστάνινο και οφείλεται στην αυξημένη παρουσία των δευτερογενών ορυκτών, όπως αμφίβολοι, χλωρίτης και επίδοτο που έχουν πράσινη απόχρωση. Συχνή είναι η παρουσία ορυκταμυγδάλων, που αποτελούν ένδειξη της ηφαιστειακής προέλευσης των πετρωμάτων αυτών. Παρόμοιους ιστούς παρατήρησε η ΡΟΓΚΑΛΑ (2013) για τα μεταβασικά πετρώματα της περιοχής μελέτης.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Από παρατηρήσεις στο πολωτικό μικροσκόπιο διαπιστώθηκε ότι τα μεταβασικάμεταηφαιστειακά πετρώματα έχουν υποστεί πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση και φάσεις μεταμόρφωσης πρενίτη-πουμπελλυίτη με αποτέλεσμα οι διαβάσες της αρχικής οφειολιθικής σειράς του Βερμίου να έχουν χάσει τα αρχικά χαρακτηριστικά τους και να έχουν μετατραπεί σε μεταδιαβάσες. Έτσι, οι κλινοπυρόξενοι αλλοιώνονται σε χλωρίτη και ακτινόλιθο, ενώ τα πλαγιόκλαστα σε αλβίτη-πρενίτη-πουμπελλυίτη-σερικίτη αντίστοιχα (Σχ. 4.2α-ζ,4.3α-ζ).

Οι δευτερογενείς φάσεις, όταν αντικαθιστούν κύρια μάζα ή φαινοκρυστάλλους, είναι συνήθως λεπτοκοκκώδεις, ενώ, όταν αναπτύσσονται σε κενούς χώρους ή κατά μήκος ρωγμών, τότε σχηματίζουν πιο αδροκοκκώδη συσσωματώματα. Κατά τους SCHIFFMAN & LIOU (1983), στην πρώτη περίπτωση έχουμε σχηματισμό των δευτερογενών ορυκτών κατά τα αρχικά στάδια της υποπρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης και εκεί όπου υπάρχουν πολλοί πυρήνες κρυστάλλωσης και μικρή ταχύτητα ανάπτυξης, ενώ στη δεύτερη περίπτωση έχουμε αποχωρισμό των φάσεων από υπέρκορα διαλύματα.

Σπανίως εντοπίζονται όξινες μεταηφαιστειακές φλέβες που παρουσιάζουν ως συνηθέστερη την παραγένεση Κ-άστριοι, πλαγιόκλαστα (σερικιτιωμένα) και χαλαζία (Φωτ. 4.4. α-ζ).



Φωτ. 4.2. Χαρακτηριστικές εικόνες μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο πολωτικό μικροσκόπιο. α, γ, ε με Ν-, β, δ, ζ με Ν+. Μεγάλη διάσταση φωτογραφίας 1 mm. Συμβολισμός: Αμφίβολοι (Amp), Πλαγιόκλαστα (Plag), Οξείδια τιτανίου (Ti).



Φωτ. 4.3. Χαρακτηριστικές εικόνες μεταηφαιστειακών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο πολωτικό μικροσκόπιο με την παρουσία πρωτογενών και δευτερογενών ορυκτών. Μεγάλη διάσταση φωτογραφίας 1 mm: α) Βλαστο-πορφυρικός ιστός με κρυστάλλους πρωτογενών κλινοπυροξένων (Cpx) και δευτερογενούς χλωρίτη (Chl) και αλβίτη (Ab), N-. β) Το ίδιο με το προηγούμενο αλλά με N+. γ) Βλάστο-οφειτικός ιστός με κλινοπυροξένους (Cpx), χλωρίτη (Chl) και αλβίτη (Ab), N-. δ) Το ίδιο με το προηγούμενο αλλά με N+. ε) Βλαστο-οφειτικός ιστός με επίδοτο (Ep), χλωρίτη (Chl), αμφιβόλους (Amp) και αλβίτη (Ab), N-, ζ) Το ίδιο με το προηγούμενο αλλά με N+.



Φωτ. 4.4. Χαρακτηριστικές εικόνες όξινων μεταηφαιστειακών φλεβών από την περιοχή μελέτης στο πολωτικό μικροσκόπιο. α, γ, ε με Ν-, β, δ, ζ με Ν+. Μεγάλη διάσταση φωτογραφίας 1 mm. Καλιούχοι άστριοι (Fs), πλαγιόκλαστα (Plag), σερικίτης (Ser), χαλαζίας (Qz). α,β,γ. Φαινοκρύσταλλοι αλβίτη και πλαγιοκλάστων, χαλαζία. Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζονται σερικιτιωμένα.

ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΜΕΤΑΒΑΣΙΚΩΝ-ΜΕΤΑΗΦΑΣΤΕΙΑΚΩΝ

4.3.1.1 ΚΛΙΝΟΠΥΡΟΞΕΝΟΙ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

4.3.1.

Οι κλινοπυρόξενοι μαζί με τα πλαγιόκλαστα είναι τα υπολειμματικά πρωτογενή ορυκτά που αναγνωρίστηκαν στα μεταβασικά-μεταηφαιστειακά πετρώματα. Άλλωστε τα πλαγιόκλαστα μαζί με τους κλινοπυρόξενους αποτελούσαν τις κύριες ρευστές φάσεις. Οι κλινοπυρόξενοι είναι συνήθως άχρωμοι ή παρουσιάζουν μία ρόδινη απόχρωση. Με βάση τις τιμές της γωνίας γ:z και της γωνίας 2Vz χαρακτηρίζονται ως αυγίτες ή διοψίδιοι.

Οι κλινοπυρόξενοι αντικαθίστανται δευτερογενώς από ακτινόλιθο ή χλωρίτη, με τη μετατροπή τους σε ακτινόλιθο να αρχίζει από τις βασικές έδρες και να είναι συνήθως επιταξιακή. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις κλινοπυρόξενων από τα μεταηφαιστειακά πετρώματα δίνονται στον πίνακα 4.3.

Η στοιχειομετρία των κλινοπυρόξενων υπολογίστηκε με βάση 6 άτομα Ομε το γενικό χημικό τύπο $(XY)_2Z_2O_6$, όπου η οκταεδρική θέση X καταλαμβάνεται από Ca, Na, K, Mn, Fe⁺² και Mg, η τετραεδρική Y από Al, Cr, Ti, Fe⁺³, Fe⁺², Mn, Mg, Ni και η τετραεδρική Z από Si και Al. Η περιεκτικότητα σε Fe⁺³ υπολογίστηκε με βάση τη στοιχειομετρία (συνολικό άθροισμα κατιόντων=4) (Hamm & Vleten 1971 και Edwards 1976, από MΠΑΝΤΗ 2002).

Για την καλύτερη παράσταση της χημικής σύστασης και την ονοματολογία των πυροξένων προβλήθηκαν οι ατομικές αναλογίες σε Mg, Ca και (Fe⁺²+Fe⁺³+Mn) στο τριγωνικό διάγραμμα των MORIMOTO et al. (1988), από όπου προκύπτει ότι πρόκειται για κλινοπυρόξενους με σύσταση αυγίτη (Σχ. 4.2).

Τα δευτερογενή ορυκτά που παρατηρούνται στις παραγενέσεις των μεταβασικών πετρωμάτων κατά τη μελέτη τους στο πολωτικό μικροσκόπιο είναι: αλβίτης, χλωρίτης, ακτινόλιθος, πουμπελλυίτης, στιλπνομέλας, επίδοτο και μοσχοβίτης. Πίνακας 4.3. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις κλινοπυρόξενων από τα μεταβασικά πετρώματα της περιοχής έρευνας. 9TK: Τρανός Λάκκος 14M: Φυτιά 17M: Φυτιά.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

88

A.11.0		10							
	9TK	9TK1	9TK2	9TK3	14M	14M1	14M2	17M	17M1
SiO_2	53.90	54.76	53.78	54.35	56.65	54.04	54.78	56.10	53.83
TiO ₂	bdl	0.28	0.26	0.12	0.18	bdl	0.28	0.53	0.46
Al_2O_3	4.08	3.87	2.59	4.39	0.90	2.82	3.74	3.39	4.53
FeO	1.97	1.66	1.30	2.20	0.20	2.06	2.24	2.38	2.17
MnO	0.18	0.01	bdl	bdl	bdl	bdl	0.09	0.45	bdl
MgO	23.07	23.01	23.01	21.94	24.34	23.35	21.27	21.72	23.28
CaO	14.03	13.54	16.49	13.88	16.90	15.65	13.32	13.08	13.41
Na ₂ O	0.45	0.18	bdl	1.11	0.06	0.07	0.89	0.86	0.80
K ₂ O	bdl	bdl	bdl	0.04	bdl	bdl	0.39	bdl	bdl
Cr_2O_3	2.31	2.47	2.20	1.73	1.58	1.48	2.06	1.17	2.18
NiO	0.35	bdl	0.76	0.50	bdl	0.39	0.65	0.19	bdl
Σύνολο	100.34	99.78	100.39	100.27	100.82	99.86	99.71	99.87	100.66
		Κα	ανομή ιόν	των με βά	ση τα 6 Ο				
Si	1.906	1.932	1.912	1.923	1.980	1.924	1.950	1.978	1.893
Al	0.094	0.068	0.088	0.077	0.020	0.076	0.050	0.022	0.107
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al	0.076	0.093	0.020	0.106	0.017	0.043	0.106	0.119	0.081
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.007	0.007	0.003	0.005	0.000	0.008	0.014	0.012
Cr	0.065	0.069	0.062	0.048	0.044	0.042	0.058	0.033	0.061
Ni	0.010	0.000	0.022	0.014	0.000	0.011	0.019	0.005	0.000
Mg	0.850	0.831	0.890	0.829	0.934	0.904	0.810	0.829	0.846
Fe^{+2}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Mg	0.366	0.379	0.330	0.328	0.334	0.335	0.319	0.313	0.374
Fe^{+2}	0.058	0.049	0.039	0.065	0.006	0.061	0.067	0.070	0.064
Mn	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.013	0.000
Ca	0.532	0.512	0.628	0.526	0.633	0.597	0.508	0.494	0.505
Na	0.031	0.012	0.000	0.076	0.004	0.005	0.061	0.059	0.055
Κ	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.018	0.000	0.000
M2	0.992	0.952	0.996	0.998	0.977	0.998	0.975	0.950	0.998
En	67.1	68.3	64.6	66.2	66.5	65.3	66.2	66.4	68.2
Fs	3.5	2.8	2.1	3.7	0.3	3.2	4.1	4.9	3.6
Wo	29.3	28.9	33.3	30.1	33.2	31.5	29.8	28.7	28.2
100 1									
$\frac{100Mg}{(Mg+Ee^{+2}Ee^{+3}Me)}$	05.0	06.1	06.0	047	00.5	05.2	04.2	02.2	05.0
(mg+re re mn)	95.0	90.1	90.9	94./	99.3	95.5	94.2	95.2	95.0
FeaOa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	1 97	1.66	1.30	2.20	0.20	2.06	2.24	2.38	2.17



4.2. Προβολή των πυροξένων των μεταβασικών πετρωμάτων στο τριγωνικό διάγραμμα των MORIMOTO et al. (1988), που δείχνει τη σύσταση των πυροξένων στα μεταβασικά πετρώματα της περιοχής έρευνας. Οι πυρόξενοι προβάλλονται στο πεδίο της σύστασης του αυγίτη. Wo: βολλαστονίτης, En: ενσταντίτης Fs: φερροσιλίτης.

4.3.2.2. ΑΛΒΙΤΗΣ

Είναι το πιο συνηθισμένο δευτερογενές ορυκτό. Προέρχεται από εξαλλοίωση των αρχικών βασικών πλαγιοκλάστων των πρωτολίθων. Ο αλβίτης συνήθως εμφανίζεται σε φαινοκρυστάλλους ή στην κύρια μάζα και σπανίως ή καθόλου στα ορυκταμύγδαλα (Φωτ.4.2α,β,ε,ζ, 4.3α-ζ). Αυτό σημαίνει ότι ο αλβίτης είναι μία αδιάφορη φάση για τις περισσότερες μεταμορφικές αντιδράσεις που συμβαίνουν στα «αμύγδαλα» (CHO et al. 1986). Εμφανίζεται με μορφές λεπτοπρισματικές με αποτέλεσμα τη διατήρηση του αρχικού οφειτικού ιστού, ενώ στους μεταγάββρους έχει ψευδομορφώσει το αρχικό πλαγιόκλαστο. Μπορεί να μετατρέπεται σε λευκό μαρμαρυγία (σερικίτη), οπότε σε αυτή την περίπτωση μπορεί να εμφανίζει μια θαμπάδα.

Η χημική του σύσταση του πλαγιοκλάστου εμφανίζει τιμές με αρκετά υψηλό ποσοστό σε αλβίτη (> 92%), αφού το NaO κυμαίνεται από 8.69 έως 11.80% και το CaO φθάνει έως 1.79%. Στο τριγωνικό διάγραμμα του σχήματος 4.3. όλα τα πλαγιόκλαστα προβάλλονται στο πεδίο του αλβίτη (Πίν. 4.4).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πίνακας 4.4. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις αλβίτη από τα πετρώματα της περιοχής έρευνας. 9ΤΚ: Τρανός Λάκκος, KOUM1: Κουμαριά, 14Μ: Φυτιά, 17Μ: Φυτιά.

	9TK	17M	14M	KOUM1	9TK1	17M1	14M1	17M2
SiO2	68.65	66.20	67.88	60.25	68.96	61.16	68.56	65.45
TiO2	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
A12O3	19.80	20.42	19.50	20.90	19.89	19.35	19.70	20.68
FeO	bdl	bdl	0.55	2.21	bdl	0.22	bdl	bdl
MnO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
MgO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
CaO	0.31	1.56	0.26	0.40	bdl	bdl	0.27	1.79
Na2O	11.06	10.63	11.01	8.69	11.00	11.80	11.42	11.30
K2O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
BaO								
Total	99.82	98.81	99.20	92.45	99.85	92.53	99.95	99.22
		Καταν	ομή ιόν τ ων	' με βάση τα	8 άτομα Ο			
Si	2.995	2.934	2.986	2.851	3.002	2.908	2.992	2.904
Al	1.018	1.067	1.011	1.166	1.021	1.084	1.013	1.081
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.020	0.087	0.000	0.009	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Z	4.013	4.001	4.017	4.104	4.023	4.001	4.005	3.985
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.014	0.074	0.012	0.020	0.000	0.000	0.013	0.085
Na	0.936	0.914	0.939	0.797	0.929	1.088	0.966	0.972
Κ	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Х	0.950	0.988	0.951	0.818	0.929	1.088	0.979	1.057
Or (K+Ba)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ab (Na)	98.5	92.5	98.7	97.5	100.0	100.0	98.7	92.0
An								
(Ca+Mn+Mg)	1.5	7.5	1.3	2.5	0.0	0.0	1.3	8.0



4.3. Προβολή των πλαγιοκλάστων στο τριγωνικό διάγραμμα Ab-An-Or που δείχνει τη σύσταση των δυτερογενών πλαγιοκλάστων στα μεταβασικά πετρώματα της περιοχής έρευνας. Τα πλαγιόκλαστα προβάλλονται στην περιοχή του αλβίτη. Ab: αλβίτης, An: ανορθίτης, Or: ορθόκλαστο.

4.3.2.3. ΧΛΩΡΙΤΗΣ

Εμφανίζεται άχρωμος έως κιτρινοπράσινος με χρώματα συμβολής τεφρά και ανώμαλα καστανοκίτρινα. Προέρχεται από την εξαλλοίωση των κλινοπυρόξενων και σχηματίζει συσσωματώματα μικρών φύλλων που αναπτύσσονται σε βάρος άλλων ορυκτών (Φωτ. 4.3.αζ). Όταν ο χλωρίτης συνυπάρχει με πουμπελλυίτη, έχει συνήθως ανοικτότερα χρώματα, παρά όταν απουσιάζει ο πουμπελλυίτης από το πέτρωμα. Ο χλωρίτης είναι από τα ουσιώδη συστατικά της κύριας μάζας-αντικαθιστώντας προφανώς διακρυσταλλική ύαλο-και των «ορυκτοαμυγδάλων».

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η μεταβολή του ποσοστού του χλωρίτη στα διάφορα δείγματα πιθανώς να οφείλεται σε διακύμανση στο διαθέσιμο Mg για την κρυστάλλωσή του. Αυτό συμπεραίνεται από το ότι το ποσό του χλωρίτη που σχηματίζεται κατά την υδροθερμική εξαλλοίωση, εξαρτάται από το ποσό του Mg⁺², που εισέρχεται ή υπάρχει στο πέτρωμα (MOTTL 1983). Ο ολικός Fe δίνεται ως FeO (Πίν. 4.5). Η χημική του σύσταση ποικίλλει και είναι αποτέλεσμα της επίδρασης της σύστασης του πετρώματος στο χημισμό του χλωρίτη (KAVACHI 1975, KATAGAS & PANAGOS 1979, ΜΠΑΛΤΑΤΖΗΣ 1983).

Η χημική σύσταση του χλωρίτη εμφανίζει τιμές με κυμαινόμενο SiO₂ (24,83-29,35%), MgO (9,47-21,48%) και FeO (17,26-33,94%) με αποτέλεσμα οι συστάσεις να προβάλλονται στο δυαδικό διάγραμμα των χλωριτών στα πεδία του κλινόχλωρου και πεννινίτη (Σχ. 4.4).





Οι μικροαναλύσεις στους χλωρίτες από τα μεταβασικά-μεταηφαιστειακά πετρώματα της περιοχή μελέτης βοηθούν επίσης στον προσδιορισμό της θερμοκρασίας σχηματισμού του ορυκτού αυτού. Το γεωθερμόμετρο του χλωρίτη έχει ικανοποιητική εφαρμογή σε χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα και βασίζεται στη μεταβολή της χημικής σύστασης του χλωρίτη με τη θερμοκρασία.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πίνακας 4.5 Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις χλωρίτη από τα μεταβασικά πετρώματα της περιοχής έρευνας. 9TK: Τρανός Λάκκος, 4TK1: Τρανός Λάκκος, 2KM: Κουμαριά, 3KM: Κουμαριά.

	9TK3(2)	4TK1(2)	2KM(3)	3KM(2)
SiO ₂	29.35	27.38	24.83	25.32
TiO_2	bdl	bdl	bdl	bdl
Al_2O_3	17.24	18.42	19.12	17.67
Cr_2O_3	bdl	bdl	bdl	bdl
FeO	17.26	20.87	26.24	33.94
MnO	0.32	0.32	0.40	0.72
MgO	21.28	19.40	13.78	9.47
CaO	0.22	bdl	0.17	bdl
Na ₂ O	bdl	0.40	bdl	bdl
K_2O	0.17	bdl	bdl	bdl
NiO	bdl	bdl	bdl	bdl
Total	85.84	86.79	84.54	87.12
K	ατανομή ιό	ντων με βάα	σ η 28 άτομ	αΟ
Si	6.045	5.706	5.497	5.672
Al	1.955	2.294	2.503	2.328
Ζ	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	2.230	2.230	2.486	2.337
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	2.973	3.637	4.858	6.358
Mn	0.056	0.056	0.075	0.137
Mg	6.534	6.027	4.548	3.163
Ca	0.049	0.000	0.040	0.000
Na	0.000	0.162	0.000	0.000
Κ	0.045	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000
X	11.885	12.113	12.008	11.995

Σύμφωνα με τον CATHELINEAU (1988), οι περιεκτικότητες του χλωρίτη σε Al^{IV} στην τετραεδρική θέση αυξάνονται ανάλογα με τη θερμοκρασία, η οποία είναι δυνατό να προσδιοριστεί από το διάγραμμα της θερμοκρασίας και του αριθμού των ατόμων του Al^{IV} που συμμετέχουν στο χλωρίτη. Όπως αναφέρει ο CATHELINEAU (1988), για την εφαρμογή του γεωθερμόμετρου αυτού υπάρχουν ορισμένοι περιορισμοί. Αρχικά, οι χλωρίτες θα πρέπει να είναι διαγενετικής, υδροθερμικής ή μεταμορφικής προέλευσης και να έχουν κρυσταλλωθεί με την παρουσία υψηλών ποσοστών νερού.

Επίσης, είναι απαραίτητο οι χλωρίτες να είναι καθαροί και να μην έχουν υποστεί κάποια μηχανική ή χημική μίξη με άλλα ορυκτά. Τέλος, η χημική σύσταση των χλωριτών που προέρχονται από την εξαλλοίωση του βιοτίτη μπορεί να επηρεάζεται από τη σύσταση του αρχικού ορυκτού, όταν η εξαλλοίωση δεν έχει ολοκληρωθεί και στις περιπτώσεις αυτές η χρήση του γεωθερμόμετρου θα πρέπει να γίνεται με προσοχή ή να αποφεύγεται.

Η εφαρμογή του γεωθερμόμετρου του χλωρίτη στην περιοχή έρευνας έγινε με βάση τις μικροαναλύσεις στο ορυκτό αυτό. Υπολογίστηκε ο αριθμός των ατόμων του Al^{IV} με βάση 14 άτομα Ο και για τον προσδιορισμό της θερμοκρασίας χρησιμοποιήθηκε το διάγραμμα του CATHELINEAU (1988). Όπως προκύπτει από τις μικροαναλύσεις που έγιναν στο χλωρίτη της περιοχής έρευνας η συμμετοχή του Al^{IV} κυμαίνεται μεταξύ 0.833 και 1.110 και με βάση αυτές υπολογίστηκαν οι θερμοκρασίες σχηματισμού του χλωρίτη, οι οποίες κυμαίνονται από 206 έως 296° C.

Σύμφωνα με τους ZANG & FYFE (1995) ο αριθμός των ατόμων του Al^{IV} αυξάνεται με την αύξηση του λόγου Fe/(Fe+Mg) και άρα είναι απαραίτητη μία διόρθωση στον υπολογισμό του Al^{IV} η οποία προκύπτει από την εξίσωση: Al^{IV}_{corrected} = Al^{IV}_{measured} – 0.88[Fe/(Fe+Mg)-0.34]. Λαμβάνοντας υπόψη τη διόρθωση αυτή οι θερμοκρασίες σχηματισμού του χλωρίτη υπολογίστηκαν από 225 έως 283°C. Οι θερμοκρασίες αυτές συμπίπτουν σε ικανοποιητικό βαθμό με τις θερμοκρασίες που υπολογίστηκαν με το γεωθερμόμετρο του CATHELINEAU (1988), 206 έως 296° C.

4.3.2.4. ЕПІЛОТО

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Εμφανίζεται με ανοιχτό κιτρινοπράσινο χρώμα ή τελείως άχρωμο. Οι κρύσταλλοι του έχουν σχήμα υπιδιόμορφο έως αλλοτριόμορφο, και εντοπίζονται συνήθως μεμονωμένοι ή/και σε μικροκοκκώδη συσσωματώματα (Φωτ. 4.3 ε,ζ).

Το επίδοτο παρουσιάζεται με πλεοχροϊσμό (Χ: άχρωμο-Ζ: ανοικτό κιτρινοπράσινο). Η παρουσία του επίδοτου, τουλάχιστον εκεί όπου βιοτίτης ή μαγνητίτης απουσιάζουν, δείχνει οξειδωτικές συνθήκες σχηματισμού (HÖRMANN et al. 1973, HUMPHRIS 1976, ELTHON & STERN 1978). Σπάνια, όταν δημιουργούνται τοπικές συγκεντρώσεις σχηματίζει φλεβίδια που τέμνουν το πέτρωμα.

4.3.2.5. ΠΟΥΜΠΕΛΛΥΙΤΗΣ

Ο πουμπελλυίτης είναι ένα Ca-Al-πυριτικό ορυκτό και το συναντάμε στα μεταηφαιστεαικά πετρώματα ως ορυκτό που δείχνει χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση. Οι

κρύσταλλοι του είναι άχρωμοι ή υποπράσινοι και έχουν αλλοτριόμορφο σχήμα. Τα χρώματα συμβολής του είναι ανώμαλα, κυανά, πρασινοκύανα, ιώδη ανοικτοκαστάνινα. Αντικαθιστά κυρίως κλινοπυρόξενο και πλαγιόκλαστο. Συχνά βρίσκεται σε ορυκτοαμύγδαλα ή φλεβίδια ή μέσα σε άλλα ορυκτά συνήθως χαλαζία.

4.3.2.6. ΣΤΙΛΠΝΟΜΕΛΑΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο στιλπνομέλας έχει χρυσοκαστάνινο χρώμα και βρέθηκε σε λίγα δείγματα των μεταβασικών πετρωμάτων. Σχηματίζει ακτινωτά συσσωματώματα μαζί με χλωρίτη ή/και με επίδοτο.

4.3.2.7. ΧΑΛΑΖΙΑΣ

Συναντάται σε πολλά δείγματα μεταβασικών πετρωμάτων. Βρίσκεται στην κύρια μάζα, σε ορυκταμύγδαλα, σε φλεβίδια ή μεγαλύτερες φλέβες και ως προϊόν εξαλλοίωσης φαινοκρυστάλλων πρωτογενών ορυκτών. Επειδή καταλαμβάνει τους ενδιάμεσους χώρους των δευτερογενών ορυκτών πιστεύεται ότι ήταν από τα τελευταία ορυκτά που κρυσταλλώθηκαν. Το SiO₂ ήταν σε περίσσεια στη ρευστή φάση και έχει είτε εξωτερική προέλευση είτε ελευθερώθηκε κατά τις μεταμορφικές διεργασίες.

Εντοπίζεται ως αλλοτριόμορφος άχρωμος χαλαζίας ή με μορφή χαλκηδονικού χαλαζία και πιο σπάνια ιδιόμορφος. Ως χαλκηδονικός χαλαζίας συναντάται κυρίως στις όξινες μεταηφαιστειακές φλέβες και σχηματίζει σφαιρουλίτες ή ακτινωτά διαταγμένους κρυστάλλους σε φλεβίδια ή συνηθέστερα σε ορυκταμύγδαλα. Οι χαλκηδονικοί σφαιρουλίτες κρυσταλλώνονται από ρευστό πλούσιο σε πυρίτιο, με μεγάλο ιξώδες και σε κολλοειδή μορφή, ενώ οι ιδιόμορφοι κρύσταλλοι χαλαζία σχηματίζονται από ρευστή φάση με χαμηλότερη περιεκτικότητα σε πυρίτιο (OEHLER 1976).

Γενικά, ο χαλαζίας φαίνεται να είναι το τελευταίο ορυκτό που κρυσταλλώθηκε, αφού στην κύρια μάζα καταλαμβάνει τους κενούς χώρους που άφησαν τα υπόλοιπα δευτερογενή ορυκτά, βρίσκεται στο κέντρο των ορυκταμυγδάλων και φλεβίδια ή φλέβες του διασχίζουν συχνά όλο το πέτρωμα.

4.3.2.7. ΛΕΥΚΟΣ ΜΑΡΜΑΡΥΓΙΑΣ-ΣΕΡΙΚΙΤΗΣ

Προέρχεται κυρίως από εξαλλοίωση των αρχικών πλαγιοκλάστων ή/και του αλβίτη που προέκυψε από αυτά. Είναι άχρωμος και σχηματίζει συσσωματώματα από μικρά ακανόνιστα φυλλάρια, που βρίσκονται συνήθως μέσα σε χαλαζία, πρενίτη, ή χλωρίτη αμυγδάλων ή κύριας μάζας ή μέσα σε αλβιτιωμένα πλαγιόκλαστα (Φωτ. 4.4ε,ζ). Η παρουσία τους είναι αρκετά συχνή σε αντίθεση με παρόμοια μεταηφαιστειακά πετρώματα της Λέσβου (KATAGAS & PANAGOS 1979) και της κεντρικής Βόρειας Πελοποννήσου (ΜΠΑΛΤΑΤΖΗΣ 1983, BALTATZIS & KATAGAS 1984), όπου συναντώνται σπάνια. Η χημική σύσταση του σερικίτη παρουσιάζει αξιοσημείωτη ποικιλία, γεγονός, που έχει αποδοθεί σε πολλούς παράγοντες, όπως ο χημισμός του φιλοξενούντος πετρώματος, ο βαθμός μεταμόρφωσης ή οι τοπικές συνθήκες που συνδέονται με την επίτευξη ισορροπίας κατά την μεταμόρφωση (PE-PIPER et al. 1981, SIVELL 1984, PE-PIPER 1985). Ο χημικός τύπος των λευκών μαρμαρυγιών (Πίν. 4.6) υπολογίστηκε με βάση 22 (Ο) και με τον ολικό Fe ως FeO, αλλά λόγω του ότι σημαντικό μέρος του Fe πρέπει να είναι Fe⁺³ παρατηρούνται αποκλίσεις τόσο για την τετραεδρική όσο και για την οκταεδρική θέση (COOMBS et al. 1976, PE-PIPER & KOTOPOULI 1981, MAGGANAS 1988).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι λευκοί μαρμαρυγίες της περιοχής μελέτης διαφέρουν από τον τυπικό μοσχοβίτη ως προς την περιεκτικότητα σε FeO και MgO, δεν περιέχουν TiO₂ και Na₂O συγκρινόμενοι έτσι με μαρμαρυγίες από περιοχές που υπέστησαν μεταμόρφωση χαμηλής-μέσης πίεσης (COOMBS et al. 1976, KATAGAS & PANAGOS 1979, BALTATZIS & KATAGAS 1984, MAGGANAS 1988).

Επειδή οι λευκοί μαρμαρυγίες της περιοχής μελέτης έχουν τιμές Si από 6.7 έως 7.1, και είναι εντός των ορίων 6,4 -7,2 καθώς και από το γεγονός ότι ο λόγος Si/Al στην τετραεδρική θέση είναι μεγαλύτερος από 3:1, οι λευκοί μαρμαρυγίες χαρακτηρίζονται ως φεγγίτες. Φεγγίτες χαρακτηρίζονται οι λευκοί μαρμαρυγίες που είναι πλούσιοι στο μόριο του σελαδονίτη, με κύριο κριτήριο για το χαρακτηρισμό του την ατομική συμμετοχή του Si στο δομικό τύπο του μαρμαρυγία. Οι φεγγίτες της περιοχής μελέτης συγκρίνονται με φεγγίτες περιοχών που έχουν υποστεί μεταμόρφωση φάσεων χαμηλής-μέσης πίεσης (COOMBS et al. 1976, KATAGAS & PANAGOS 1979, BALTATZIS & KATAGAS 1984, MAGGANAS).

Πίνακας 4.6. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις λευκών μαρμαρυγιών από όξινες μεταηφαιστειακές φλέβες της περιοχής έρευνας. DK1: Δυτ. Κουμαριά, DK4: Δυτ. Κουμαριά, 3TK: Τρανός Λάκκος, 4TK: Τρανός Λάκκος.

	DK1 (2)	DK4 (3)	3TK(2)	4TK (2)	7TK (2)
SiO ₂	49.27	51.27	51.20	49.99	49.70
TiO ₂	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Al_2O_3	25.07	25.01	24.08	26.85	28.20
Fe_2O_3					
FeO	5.21	5.19	2.50	1.61	2.80
MnO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
MgO	3.29	2.08	3.40	2.93	2.03
CaO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Na ₂ O	bdl	2.40	bdl	bdl	1.07
K_2O	11.24	7.88	10.46	10.80	10.52
Cr_2O_3	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
NiO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Cl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
F	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Total	94.08	93.83	91.64	92.18	94.32
	Κατανομή ι	ιόντων με βάσ	σ η 22 άτομ	αΟ	
Si	6.805	6.982	7.093	6.871	6.734
Al ^{IV}	1.195	1.018	0.907	1.129	1.266
Ζ	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	2.886	2.996	3.025	3.221	3.237
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.602	0.591	0.290	0.185	0.317
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.677	0.422	0.702	0.600	0.410
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y	4.165	4.010	4.017	4.007	3.965
Са	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.281
K	1 980	1 369	1 849	1 894	1 818
X	1.980	2.003	1.849	1.894	2.100
Mg/(Mg+Fe ⁺²)	0.530	0.417	0.708	0.764	0.564

4.3.2.9. AKTINOAI Θ O Σ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τμήμα Γεωλογίας

Ο ακτινόλιθος είναι το μοναδικό ινοπυριτικό ορυκτό που συναντάται στα μεταηφαιστειακά πετρώματα. Εμφανίζεται με διάφορους τρόπους, με πιο συνηθισμένη την επιταξιακή ανάπτυξή του σε προϋπάρχοντες κλινοπυρόξενους. Μπορεί μάλιστα να ψευδομορφώνει ολοκληρωτικά τους κλινοπυρόξενους της κύριας μάζας. Ο ακτινόλιθος

σχηματίζει συνήθως διάσπαρτα νηματοειδή και βελονοειδή συσσωματώματα ή μπορεί και να παρουσιάζεται με θυσανώδη μορφή. Σπάνια μπορεί να έχουμε και ευμεγέθεις κρυστάλλους ακτινόλιθου, πρισματικούς ή σε λεπτές δοκίδες (Φωτ. 4.2 ε-ζ).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο ακτινόλιθος είναι συνήθως άχρωμος στους μικρούς κρυστάλλους και ελαφρά πλεοχροϊκός (άχρωμος-ανοικτο-πρασινοκίτρινος) στους μεγαλύτερους. Τα χρώματα συμβολής είναι χαμηλά και ομαλά, γεγονός που τον διαφοροποιεί από τον πουμπελλυίτη. Η στοιχειομετρική κατανομή υπολογίστηκε σύμφωνα με το γενικό χημικό τύπο AM₄M₁-M₃TET και με βάση 23 άτομα Ο με τη μέθοδο των CZAMANSKE & WONES (1973), ενώ ο υπολογισμός του Fe⁺³ έγινε με βάση τη μέθοδο που δίνει άθροισμα κατιόντων εκτός από τα Ca, Na και K ίσο προς 13 ή άθροισμα κατιόντων εκτός από τα Na και K ίσο με 15.

Από τις χημικές αναλύσεις των αμφιβόλων (Πίν. 4.7) διαπιστώθηκε σημαντική μεταβολή στο Si και Al^{IV} ενώ η περιεκτικότητα σε Al₂O₃ δεν ξεπερνά το 10% (1,28-3,6), το οποίο θεωρείται ως το ανώτατο όριο για τις μεταμορφικές αμφιβόλους των οφειολιθικών συμπλεγμάτων (HUTCHINSON 1978, LIOU & ERNST 1979, STERN & ELTHON 1979).

Η διαφοροποίηση των τιμών Al_2O_3 φανερώνει ότι η περιεκτικότητα σε Al_2O_3 δεν είναι συνάρτηση του βαθμού μεταμόρφωσης και μπορεί να αποτελεί ένδειξη χαμηλών πιέσεων στη μεταμόρφωση (COOMBS et al. 1976). Παρόμοιο συμπέρασμα μπορεί να προκύψει από τις πολύ χαμηλές τιμές Na στη θέση B στο χημικό τύπο των ακτινολίθων (BROWN 1977). Η σχετικά χαμηλή περιεκτικότητα σε Al_2O_3 μπορεί να αποδοθεί είτε σε χαμηλή λιθοστατική πίεση ήταν χαμηλότερη της πίεσης της ρευστής φάσης (P₁) είτε & SCHIFFMAN1983).

Για την ακριβή ονοματολογία των ακτινολίθων των μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής έρευνας, οι χημικές τους συστάσεις προβλήθηκαν στο διάγραμμα Mg/(Mg+Fe⁺²) προς Si και προβάλλονται στο πεδίο του ακτινόλιθου και στο όριο ακτινόλιθουμαγνησιοκεροστίλβης. Πίνακας. 4.7. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις ακτινόλιθου από τα μεταβασικά πετρώματα της περιοχής έρευνας. ΤΚ: Τρανός Λάκκος.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

DA

88

Alliv	/0					
Anal.Nr	6TK (2)	7TK (3)	9TK (2)	6TK1 (2)	9TK1 (3)	7TK2 (2)
SiO_2	52.19	51.39	54.52	53.82	54.32	54.69
TiO ₂	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Al_2O_3	3.6	3.5	1.64	1.62	1.68	1.28
FeO	11.25	11.98	11.98	13.34	10.92	10.23
MnO	0.35	bdl	0.45	bdl	bdl	bdl
MgO	16.83	16.32	15.72	15.75	16.55	17.28
CaO	11.8	11.57	11.5	12.33	12.84	12.35
Na ₂ O	0.78	1.04	1.12	bdl	bdl	0.38
K ₂ O	0.24	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Cr_2O_3	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
NiO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Cl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
F	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Σύνολο	97.04	95.80	96.93	96.85	96.30	96.21
		Κατανομή ιόν	ντων με βάση 15	ό άτομα Ο		
Si	7.545	7.542	7.878	7.817	7.849	7.883
Al^{IV}	0.455	0.458	0.122	0.183	0.151	0.117
Т	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al^{VI}	0.159	0.147	0.157	0.095	0.135	0.101
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	3.627	3.571	3.386	3.410	3.565	3.713
Fe^{+2}	1.214	1.282	1.448	1.495	1.300	1.186
Mn	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000
С	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^{+2}	0.146	0.188	0.000	0.125	0.020	0.047
Mn	0.043	0.000	0.046	0.000	0.000	0.000
Ca	1.828	1.819	1.780	1.919	1.988	1.907
Na	0.000	0.000	0.174	0.000	0.000	0.045
В	2.017	2.007	2.000	2.044	2.008	2.000
Na	0.219	0.296	0.140	0.000	0.000	0.061
Κ	0.044	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
A	0.263	0.296	0.140	0.000	0.000	0.061
$Mg/(Mg+Fe^{+2})$	0.75	0.74	0.70	0.70	0.73	0.76



4.3.4 Ταξινόμηση των αμφιβόλων των μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής έρευνας, στο διάγραμμα των LEAKE et al. (1997), όπου προβάλλονται στα πεδία του ακτινόλιθου και της μαγνησιοκεροστίλβης.

4.3.2.10. ΠΡΕΝΙΤΗΣ

Ο πρενίτης είναι ακόμη ένα χαρακτηριστικό Ca-Al-πυριτικό ορυκτό. Εμφανίζεται άχρωμος σε συσσωματώματα ακτινωτά-ριπιδοειδή ιδιόμορφων έως υπιδιόμορφων κρυστάλλων ή πολύ ελαφρά χρωματισμένος και θαμπός σε συσσωματώματα με ακαθόριστο σχήμα. Έχει μέτριο ανάγλυφο και μέτρια διπλοθλαστικότητα και εμφανίζει κατάσβεση ασυνεχή ή ακτινωτή-κυματοειδή. Τα χρώματα συμβολής του είναι ανώμαλα γεγονός που οφείλεται σε υπομικροσκοπική διδυμία (TROGGER 1979).

Συναντάται στην κύρια μάζα, σε φλεβίδια ή αμύγδαλα (συνήθως μαζί με πουμπελλυίτη, επίδοτο, χαλαζία ή ασβεστίτη, ή ως προϊόν εξαλλοίωσης πλαγιοκλάστου). Στα ορυκταμύγδαλα εμφανίζεται πιο αδροκρυσταλλικός, ενώ είναι γενικά πιο αδρόκοκκος από τον πουμπελλυίτη ή το επίδοτο όταν συνυπάρχει με αυτά.

4.3.2.11. ΑΣΒΕΣΤΙΤΗΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο ασβεστίτης είναι μία από τις νεότερες φάσεις στα μεταβασικά πετρώματα. Συναντάται σε φλεβίδια που διασχίζουν το πέτρωμα, σε ορυκταμύγδαλα, και στην κύρια μάζα. Παρουσιάζεται ιδιόμορφος ως αλλοτριόμορφος, με χαρακτηριστικά υψηλά χρώματα συμβολής. Αντικαθιστά τοπικά πρωτογενή ή δευτερογενή ορυκτά. Η όψιμη κρυστάλλωση του ασβεστίτη πιθανώς να οφείλεται σε σταδιακό περιορισμό της ενεργότητας του H₂O με συνέπεια την αύξηση του λόγου afCO₂/afH₂O (THOMPSON 1971, EVARTS & SCHIFFMAN 1983).

4. 4. ΟΞΙΝΕΣ ΜΑΓΜΑΤΙΚΕΣ ΔΙΕΙΣΔΥΣΕΙΣ

Οι όξινες μαγματικές διεισδύσεις σύμφωνα με τους COLEMAN and PETERMANN (1975), THAYER (1967), είναι ασήμαντα ως προς τον όγκο λευκοκρατικά συνοδά μέλη μιας οφειολιθικής ακολουθίας. Συχνά θεωρούνται τα ανώτερα πλουτωνικά μέλη των οφειολιθικών συμπλεγμάτων. Μπορεί να συνοδεύονται από υπερβασικά πετρώματα σύμφωνα με τους PARROT (1967), HATZIPANAYIOTOU et al. (1995, 1999), αμφιβολίτες σύμφωνα με τον MALPAS (1979) ή σχηματίζουν φλέβες ή / και μικρά σώματα μέσα στους οφειόλιθους σύμφωνα με τους OHNESTETTER and OHNESTETTER (1981), SIVELL and WATERHOUSE (1984), HATZIPANAYIOTOU (1995, 1999).

Άλλοι ερευνητές όπως οι THAYER (1963), COLEMAN and PETERMAN (1975), θεωρούν τις όξινες μαγματικές διεισδύσεις ακραίες διαφοροποιήσεις που προήλθαν από κλασματοποίηση ενός υποαλκαλικού, θολεϊτικού μάγματος. Άλλοι πάντως όπως οι DIXON and RUTHERFORD (1979), πιστεύουν ότι η μη ανάμειξη πυριτικών υγρών είναι πολύ σημαντικός παράγοντας της δημιουργίας τέτοιου τύπου πετρωμάτων λόγω της τεράστιας διαφοράς που υπάρχει στη σύσταση ανάμεσα στις όξινες μαγματικές διεισδύσεις και στα βασικά μέλη μιας οφειολιθικής σειράς. Ένα τρίτο μοντέλο θεωρεί τις όξινες μαγματικές διεισδύσεις όχι συνμαγματικές με τα υπόλοιπα μέλη της οφειολιθικής σειράς, πιστεύοντας ότι είναι αποτέλεσμα μερικής τήξης βασικών υλικών κάτω από ένυδρες συνθήκες.

Χαρακτηριστικό τους είναι η πολύ ψηλή περιεκτικότητα σε Na₂O και η χαμηλή σε K₂O. Μικροσκοπικά, οι κόκκοι τους είναι μεσαίου μεγέθους με υπιδιόμορφη έως αλλοτριόμορφη υφή. Διακρίνονται φαινοκρύσταλλοι χαλαζία και πλαγιόκλαστα μέσα σε αφανιτική μάζα που αποτελείται από αλβίτη, χαλαζία και χλωρίτη. Ο χλωρίτης μπορεί να φθάσει σε μέγεθος περίπου 1 mm και δίνει στο πέτρωμα ένα πρασινωπό χρώμα.

Ως δευτερεύοντα ορυκτά παρατηρούνται επίσης επίδοτο και τιτανίτης καθώς και μια ζώνωση αλβίτη γύρω από τα πλαγιόκλαστα, που σύμφωνα με τους GASS and

SMEWING (1973), είναι αποτέλεσμα μεταμορφικών διεργασιών σε όξινες μαγματικές
διεισδύσεις που οφείλεται σε θερμά γεγονότα που συνδέονται με υψηλής θερμοκρασίας
ρευστά κοντά σε κέντρα επέκτασης.



Οι διάφοροι πετρογραφικοί τύποι που αποτελούν την οφειολιθική σειρά στην περιοχή μελέτης έχουν υποστεί μεγάλες μεταμορφικές διεργασίες και παραμορφωτικά γεγονότα λόγω της λεπιοειδούς τεκτονικής. Τα υπερβασικά μέλη της σειράς είναι πλήρως σερπεντινιωμένα, αλλά με βάση τα ιστολογικά τους χαρακτηριστικά ως πρωτόλιθος θεωρείται ο χαρτσβουργίτης. Με βάση το χημισμό των σερπεντινιτών θα γίνει προσπάθεια στο κεφάλαιο αυτό να προσδιοριστεί ο αρχικός πετρολογικός τύπος των πρωτολίθων. Για την ταξινόμηση χρησιμοποιούνται οι δυνητικές ορυκτολογικές συστάσεις (μέθοδος CIPW norm), σε συνδυασμό με τις χημικές αναλύσεις. Έτσι, αρχικά υπολογίζονται στο 100% (ελεύθερες απώλειας πύρωσης) και με παράγοντα οξείδωσης που εκφράζεται από το λόγο Fe₂O₃/ FeO=0.25, σύμφωνα με τους KUNO (1967), LE MAITRE (1976), HUGES & HUSSEY (1979), WILKINSON (1986) και WILKINSON & LE MAITRE (1987), MΠΑΝΤΗ (2002), γιατί οι τιμές του αρχικού λόγου ως αποτέλεσμα μεταμαγματικών γεγονότων οξείδωσης έχουν τροποποιηθεί.

Σε ότι αφφορά στα βασικά μέλη της σειράς αυτά έχουν επίσης υποστεί μεταμόρφωση σε πρασινοσχιστολιθική φάση έως πρενίτη-πουμπελυίτη που έχει επηρεάσει τα ορυκτολογικά και γεωχημικά τους χαρακτηριστικά. Σ'αυτά παρατηρείται γενικά αύξηση σε H₂O, SiO₂ και αλκάλεα και απώλεια σε CaO και ίσως σε FeO και MgO, λόγω της αντίδρασης με το θαλασσινό νερό στο ωκεάνιο περιβάλλον (GASS & SMEWING 1973, SPOONER & FYGE 1973), ή στη συνέχεια με τη δράση της ρευστής φάσης κατά τη διάρκεια της γενικής μεταμόρφωσης ή ακόμα και αλλαγές που οφείλονται σε χερσαία επιφανειακή αποσάθρωση.

Από έρευνες που έγιναν μέχρι τώρα και αφορούσαν μεταβολές του χημισμού πετρωμάτων σε ωκεάνιο ή χερσαίο περιβάλλον ή κάτω από συνθήκες χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης προέκυψαν πράγματι διαφορετικού βαθμού τροποποιήσεις που ήταν αποτέλεσμα της διαφορετικής κινητικότητας των στοιχείων (MELSON & ANDEL 1967, CANN 1969, SMITH & SMITH 1976, PEARCE 1976, WINCHESTER & FLOYD 1977, HUMPHRIS & THOMPSON 1978, SHEPVAIS 1982, MOTTL 1983). Επειδή λοιπόν η αρχική σύσταση των πετρωμάτων σε τέτοιες περιπτώσεις δεν είναι γνωστή, δεν είναι γνωστή και η φύση του μάγματος, που έδωσε τα πετρώματα αυτά.

Ο καθορισμός του χημικού χαρακτήρα του μάγματος που δίνει τα μέλη της σωρειτικής σειράς και των έκχυτων λαβών σε οφειολιθικές σειρές, και του αρχικού γεωτεκτονικού περιβάλλοντος δημιουργίας του γίνεται με τη χρήση γεωχημικών δεδομένων (π.χ.

MIYASHIRO 1973b, 1975, PEARCE & CANN 1971,1973, PEARCE 1975, 1980, 1982, ROCCI et al. 1975, SMEWING et al. 1975, BECCALUVA et al. 1977, 1979, 1980, 1984, PEARL & NORRY 1979, CAMERON et al. 1980, SAUNDERS et al. 1980, SERRI 1981, MESCHEDE 1986, BECCALUVA & SERRI 1988, MYERS & BREITKOPF 1989, QUICK 1990, SIGURDSSON et al. 1993, YALINIZ et al. 1996, DE BARI 1997, BILL et al. 2000, LANGOSCH et al. 2000).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Για τον προσδιορισμό της φύσης του μάγματος, από το οποίο προήλθαν τα μεταβασικά πετρώματα της περιοχής, με βάση το χημισμό τους αλλά και το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού τους, χρησιμοποιήθηκαν γεωχημικά δεδομένα και διακριτικά διαγράμματα βασαλτικών πετρωμάτων από σύγχρονα ωκεάνια περιβάλλοντα γνωστού τρόπου γένεσης. Έτσι για τον προσδιορισμό χρησιμοποιείται η συγκέντρωση των δυσκίνητων στοιχείων που πιστεύεται ότι είναι σταθερά κάτω από συνθήκες μεταμαγματικών διεργασιών όπως η υδροθερμική μεταμόρφωση ή η γενική μεταμόρφωση χαμηλού βαθμού.

Σύμφωνα με τον PEARCE (1982), για τον χαρακτηρισμό ενός βασαλτικού πετρώματος έχουν σημασία οι τιμές των Ti, του Zr ή Hf, του Nb ή Ta, του Y και ενός βαρέος στοιχείου των σπανίων γαιών (REE) ή Sc, των Cr, Ni, καθώς και των Th με ένα ελαφρύ στοιχείο των REE ή P. Επειδή όμως η κινητικότητα των στοιχείων κατά τις μεταμαγματικές διεργασίες μπορεί να είναι σημαντική, προτιμώνται τα πλέον δυσκίνητα. Στοιχεία σχεδόν αμετακίνητα είναι τα Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, REE (εκτός La), Y, Cr, Th και πιθανόν ο P.

Στους πίνακες 5.1 έως 5.3 δίνονται αντιπροσωπευτικές αναλύσεις των σερπεντινιτών και των μεταβασικών-μεταηφαιστειακών πετρωμάτων της περιοχής με τα κύρια στοιχεία σε βάρος % και τα ιχνοστοιχεία σε ppm. Οι αναλύσεις πραγματοποιήθηκαν με τη μέθοδο XRF (X-ray fluorence). Στο σχήμα 5.1. προβάλλονται οι σερπεντινίτες και τα μεταβασικά-μεταηφαιστειακά πετρώματα (μεταγάββροι και μεταδιαβάσες) από την περιοχή Βερμίου στο τριγωνικό διάγραμμα A-F-M.

Πίνακας 5.1. Χημικές αναλύσεις με τη μέθοδο XRF σερπεντινιτών από την περιοχή μελέτης.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- 88

		А.П.Ө	Γκλόμπα	6	Αγ. Αθα	ανάσιος		Δυτ. Κ	ουμαριά	
	Wt%	$GL3_2$	$GL3_1$	GL3	AG ₃	AG_2	ΔK_6	ΔK_5	ΔK_8	ΔK_7
	SiO ₂	46.61	47.33	46.45	47.27	46.81	47.50	46.63	47.20	47.32
	Al_2O_3	0.54	0.65	0.61	0.47	0.37	0.36	0.28	0.20	0.19
	Fe_2O_3t	7.45	6.70	8.29	9.45	9.50	0.52	8.61	8.84	7.45
	MgO	44.61	44.14	43.72	43.03	43.52	44.02	44.42	43.76	43.64
	CaO	0.51	0.53	0.62	0.13	0.13	0.36	0.14	0.14	0.13
	Na ₂ O	0.17	0.18	0.17	0.11	0.14	0.15	0.19	0.19	0.16
	K_2O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01
	TiO_2	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
	MnO	0.10	0.10	0.10	0.12	0.12	0.14	0.13	0.13	0.13
	P_2O_5	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
	Σύνολο	100.05	99.69	100.02	100.64	100.65	93.11	100.46	100.52	100.05
	ppm									
	Zr	25	27	28	27	22	25	25	23	22
	Y	4	3	6	3	2	6	5	6	2
	Sr	2	bdl	5	bdl	bdl	6	6	bdl	bdl
	Rb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Zn	31	34	36	47	47	51	70	72	71
	Cu	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Ni	3751	3742	3619	4125	3948	3597	3879	3886	3899
	Cr	2239	2147	2399	3301	2555	2118	1744	1598	1595
	Ce	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	7	bdl
	Nd	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	V	29	30	30	25	23	28	18	27	26
	La	bdl	12	bdl	2	4	bdl	bdl	bdl	3
	Ba	5	bdl	5	bdl	bdl	bdl	1	bdl	6
_	Sc	10	10	9	7	7	10	5	7	4

Πίνακας 5.1. (συνέχεια)

Ψηφιακή συλλογή

- 88

1		А.П.Ө		6	Αρκοχώρι				Διχαί	λεύρι	Τρανός Λάκκος
	Wt%	AR1	AR2	$AR2_1$	AR3	$AR1_1$	$AR1_2$	$AR2_{1A}$	5N	6N	15TK
	SiO ₂	46.75	46.29	46.51	46.62	46.47	46.44	47.12	46.13	45.88	46.32
	Al_2O_3	1.22	1.01	1.03	1.06	1.15	1.21	0.29	0.64	0.75	0.09
	Fe_2O_3t	9.26	9.11	9.24	9.27	8.92	9.68	8.82	12.28	12.20	8.42
	MgO	42.88	43.67	43.28	43.11	43.53	42.87	43.80	41.68	41.87	43.41
	CaO	0.13	0.14	0.14	0.14	0.12	0.13	0.14	0.13	0.14	1.44
	Na ₂ O	0.18	0.15	0.18	0.20	0.16	0.17	0.15	0.16	0.15	0.20
	K_2O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01	bdl
	TiO ₂	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02
	MnO	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.15	0.13	0.13	0.13	0.11
	P_2O_5	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
	Σύνολο	100.64	100.59	100.60	100.61	100.56	100.72	100.51	101.22	101.20	100.05
	ppm										
	Zr	25	23	24	23	26	24	22	24	24	27
	Y	4	6	4	4	4	5	4	6	5	3
	Sr	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	10
	Rb	bdl	1	bdl	2	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Zn	46	62	61	63	46	44	71	67	65	44
	Cu	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	1	1	bdl
	Ni	3901	3734	3740	3752	3884	3931	3893	4679	4701	4004
	Cr	2602	2694	2678	2671	2705	2437	1648	2483	2452	2657
	Ce	bdl	bdl	bdl	bdl	2	3	1	bdl	2	5
	Nd	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	V	44	49	46	47	45	43	28	38	40	22
	La	bdl	bdl	1	3	1	bdl	2	2	5	bdl
	Ba	bdl	3	bdl	bdl	6	bdl	bdl	bdl	bdl	3
	Sc	11	14	12	14	12	10	5	11	12	8

Πίνακας 5.1. (συνέχεια)

- 88

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

1991	А.П.С)	6							
		Πλαταν	ιά Ρέμα		П	αληορούγ	κα	Φυτιά	(Μπας Κα	αρτέρι)
Wt%	PR2	$PR2_1$	PR4	$\mathbf{PR4}_{1}$	PAR	PAR_1	PAR2	27M	31M	31M ₁
SiO ₂	46.44	45.73	45.86	45.53	48.20	48.21	48.01	46.24	46.17	46.11
Al_2O_3	0.83	0.76	0.79	0.83	0.29	0.26	0.39	0.92	0.75	0.70
Fe_2O_3t	10.32	10.26	9.88	9.81	10.57	9.79	9.86	10.12	10.58	10.61
MgO	42.39	43.25	43.38	43.67	41.30	42.01	41.94	42.97	42.83	43.03
CaO	0.14	0.14	0.15	0.15	0.13	0.13	0.14	0.13	0.13	0.12
Na ₂ O	0.17	0.17	0.15	0.23	0.20	0.17	0.22	0.20	0.21	0.11
K_2O	bdl	bdl	bdl	0.01	0.01	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
TiO ₂	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
MnO	0.14	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.15
P_2O_5	0.04	0.04	0.01	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Σύνολο	100.49	100.52	100.39	100.44	100.90	100.77	100.76	100.79	100.87	100.89
ppm										
Zr	22	23	25	25	22	22	26	24	25	24
Y	2	7	5	3	2	5	4	4	2	2
Sr	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Rb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Zn	62	68	55	56	67	55	66	61	62	62
Cu	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Ni	4259	4231	4228	4180	3943	4149	4131	4064	4215	4204
Cr	2112	2451	2365	2315	1934	2146	2079	2406	2172	2070
Ce	3	bdl	1	bdl	2	bdl	bdl	4	1	2
Nd	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
V	34	38	42	41	25	28	28	39	38	38
La	4	bdl	1	1	bdl	bdl	2	5	6	1
Ba	bdl	bdl	bdl	1	bdl	9	bdl	bdl	bdl	4
Sc	9	11	13	11	6	10	10	12	11	10

Πίνακας 5.2. Χημικές αναλύσεις με τη μέθοδο XRF μεταγάββρων από την περιοχή μελέτης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- 88

А.П.Ө	Κτή Ξυλαπ	ίμα ετσίδη		Τρανός	Λάκκος		Ροδοχώρι		
Wt%	BP10	BP13	8TK	$8TK_1$	10TK	$10TK_1$	P10	P10 ₁	
SiO ₂	59.69	59.60	53.07	53.39	59.40	56.97	59.68	59.66	
Al_2O_3	12.67	12.78	14.45	14.39	13.20	12.29	12.92	13.35	
Fe ₂ O ₃ t	10.30	10.29	12.72	12.68	9.19	11.12	9.99	10.47	
MgO	6.65	6.81	12.72	12.66	8.04	9.05	6.63	6.77	
CaO	5.57	5.52	3.65	3.65	5.89	8.41	5.65	4.72	
Na ₂ O	3.70	3.54	2.02	1.93	3.83	2.93	4.15	3.95	
K ₂ O	1.94	1.94	1.84	1.82	0.97	0.16	1.63	1.87	
TiO ₂	0.33	0.32	0.51	0.51	0.34	0.54	0.45	0.46	
MnO	0.18	0.18	0.23	0.23	0.06	0.19	0.18	0.17	
P_2O_5	0.06	0.06	0.07	0.07	0.04	0.06	0.06	0.06	
Σύνολο	101.09	101.04	101.28	101.33	100.96	101.72	101.34	101.48	
ppm									
Zr	41	38	53	48	67	67	40	41	
Y	20	18	15	18	24	15	14	15	
Sr	57	57	62	61	137	145	58	55	
Rb	44	49	53	49	2	bdl	34	40	
Zn	122	126	140	140	72	106	122	123	
Cu	163	157	774	771	305	885	201	182	
Ni	34	30	87	87	37	78	44	26	
Cr	50	48	112	113	63	123	57	45	
Ce	5	3	1	6	9	8	5	11	
Nd	2	2	1	1	4	4	bdl	2	
V	180	180	216	217	106	194	176	182	
La	bdl	bdl	1	1	bdl	1	bdl	5	
Ba	138	148	71	74	12	24	119	130	
Sc	41	34	44	89	25	47	38	37	

Πίνακας 5.3. Χημικές αναλύσεις με τη μέθοδο Χ.R.F μεταδιαβασών από την περιοχή μελέτης

6

А.П.О

Ψηφιακή συλλογή **Βιβλιοθήκη**

	Κτι Ξυλαπ	ήμα ετσίδη	Τρανός Λάκκος	Ροδο	χώρι	Φυτιά (Μπας καρτέρι)	Κουμ	ιαριά
Wt%	BP101	BP131	3TK	P ₁₃	P13 ₁	34M	K ₁	9K
SiO ₂	60.95	60.91	62.08	61.22	61.07	51.7	51.16	60.88
Al_2O_3	11.70	11.69	12.75	11.62	11.66	14.15	13.07	11.19
Fe ₂ O ₃ t	11.24	11.38	8.41	11.21	11.44	10.16	11.98	7.98
MgO	6.55	6.67	6.32	6.51	6.31	11.07	8.85	7.06
CaO	6.91	7.01	6.30	7.00	7.07	9.96	6.47	9.68
Na ₂ O	3.33	3.05	4.56	3.12	3.15	3.39	3.85	3.29
K ₂ O	0.02	0.01	0.06	0.01	0.01	0.07	0.09	bdl
TiO ₂	0.55	0.55	0.53	0.55	0.54	0.37	0.45	0.47
MnO	0.07	0.08	0.1	0.07	0.08	0.19	0.18	0.03
P_2O_5	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06	0.03
Σύνολο	101.36	101.39	101.15	101.35	101.37	101.10	96.16	100.61
ppm								
Zr	54	54	59	56	54	37	50	92
Y	16	15	17	17	15	11	15	19
Sr	90	92	97	90	88	54	60	290
Rb	0	0	0	0	0	0	0	0
Zn	106	111	70	108	113	98	114	64
Cu	114	128	270	110	127	157	198	50
Ni	17	15	14	17	14	133	47	15
Cr	44	45	37	47	46	278	79	38
Ce	9	10	9	3	6	7	2	10
Nd	0	2	5	0	1	0	0	0
V	267	270	174	271	273	196	220	136
La	5	0	1	1	1	0	0	9
Ba	1	3	22	16	17	33	16	1
Sc	33	32	36	33	34	34	37	25



Σχ. 5.1. Προβολή των σερπεντινιτών και των μεταβασικών πετρωμάτων (μεταγάββροι και μεταδιαβάσες) από την περιοχή Βερμίου στο τριγωνικό διάγραμμα A-F-M. Διακρίνονται τα πεδία σύστασης των μεταμορφικών περιδοτιτών (1), βασικών και υπερβασικών σωρειτικών πετρωμάτων οφειολίθων (2) και κοματιϊτών (3), η μέση σύσταση βασαλτών από μεσοωκεάνια ράχη και η τάση διαφοροποίησης θολεϊιτικού τήγματος (από COLEMAN 1977).

5.2. ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΣΕΡΠΕΝΤΙΝΙΤΩΝ

Είναι γνωστό ότι η προσθήκη H_2O^+ και η οξείδωση του Fe^{+2} με το σχηματισμό μαγνητίτη είναι η επικρατούσα διεργασία κατά τη σερπεντινίωση (COLEMAN & KEITH 1971, GUILLOT et al. 2015), αν και υπάρχουν πιθανές απώλειες σε CaO, Al_2O_3 και αλκάλεα, (MIYASHIRO et al. 1969).

Οι περιεκτικότητες στα οξείδια SiO₂ =46.68% (45.53-48.21%), MgO=43.08% (41.30-44.61%), CaO=0.22% (0.12-0.62%), Al₂O₃=0.56% (0.09-1.21%), TiO₂=0.02% (0.02-0.03%), στους σερπεντινίτες ανταποκρίνονται καλύτερα σε σύσταση τυπικού χαρτσβουργίτη,
παρά σε λερζόλιθο ή δουνίτη (Le MAITRE 1976, COLEMAN 1977 και LUGOVIC et al. 1991).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Α.Π.Θ

Η μέση τιμή του λόγου MgO/(MgO+FeO) είναι 0.84 στοιχείο που μάλλον επιβεβαιώνει το γεγονός ότι οι αρχικοί πρωτόλιθοι ήταν χαρτσβουργίτες. Η τιμή του λόγου αυτού είναι για τους δουνίτες 0.86, ενώ για τους χαρτσβουργίτες λίγο πιο κάτω από 0.85, (COLEMAN 1977).

Στο τριγωνικό διάγραμμα AFM οι σερπεντινίτες προβάλλονται στο πεδίο των μεταμορφικών περιδοτιτών και υπερβασικών σωρειτικών πετρωμάτων των οφειολίθων (Σχ. 5.1). Επίσης χρησιμοποιώντας το διάγραμμα CaO-MgO-Al₂O₃ από (COLEMAN 1977), οι σερπεντινίτες προβάλλονται κατά την ορολογία των οφειολίθων, μέσα στο πεδίο των μεταμορφικών περιδοτιτών-τεκτονιτών (Σχ. 5.2).

Η ποσότητα του Al₂O₃ στους σερπεντινίτες είναι κατά μέσο όρο 0.56% (0.09-1.22%), και οφείλεται στα αρχικά ορυκτολογικά συστατικά του πρωτόλιθου, δηλαδή στους πυρόξενους και στο χρωμίτη. Σύμφωνα με τον COLEMAN (1977), για τους χαρτσβουργίτες είναι 0.89%, για τους λερζόλιθους 3.6% και για τους δουνίτες 0.35%. Είναι χαρακτηριστικό ότι τα δείγματα που εμφανίζουν χαμηλές τιμές Al₂O₃ που προσομοιάζουν με τις τιμές δουνιτών είναι εκείνα που έχουν ιστολογικό χαρακτήρα δουνίτη.

Το CaO στους υπερβασικούς πρωτόλιθους είναι συνδεδεμένο με τους κλινοπυρόξενους. Έτσι, η περιεκτικότητα των δουνιτών και των χαρτσβουργιτών σε CaO είναι μικρή και οφείλεται σε ελάσματα κλινοπυροξένου σε ορθοπυρόξενο. Στους σερπεντινίτες της περιοχής που μελετήθηκε το CaO είναι κατά μέσο όρο 0.22% (0.12-0.62%). Η περιεκτικότητα σε Na₂O βρέθηκε πολύ χαμηλή 0.15% (0.11-0.22%), όπως αναμένονταν από τη σύσταση του αρχικού πρωτόλιθου.

Σύμφωνα με τον COLEMAN (1977), μια σημαντική διαφορά ανάμεσα στα σωρειτικά υπερβασικά και στα αντίστοιχα μεταμορφικά (τεκτονίτες), είναι οι χαμηλότερες περιεκτικότητες σε CaO, Al₂O₃ και αλκάλεα που περιέχουν οι τεκτονίτες, γιατί αυτά εκπλένονται από τον μεταμορφικό περιδοτίτη κατά τη μερική ανάτηξη που υφίσταται.

Η περιεκτικότητα σε Cr στα υπερβασικά πετρώματα και κατ' επέκταση στους σερπεντινίτες που προέρχονται από αυτά, εξαρτάται από τη συγκέντρωση του χρωμιούχου σπινέλλιου. Η συμβολή των πυρόξενων είναι πολύ μικρότερη, αφού σύμφωνα με τον COLEMAN (1977), οι κλινοπυρόξενοι περιέχουν μέχρι 1% σε Cr₂O₃.

Ο GOLDSCHMIDT (1958), δίνει μέση περιεκτικότητα για δουνίτες και περιδοτίτες τα 3400 ppm Cr (1000-4000 ppm), ενώ ο VINOGRADOV (1962), τα 2000 ppm. Οι STUEBER & GOLES (1967) αναφέρουν ως μέση τιμή τα 2980 ppm, ενώ για τα υπερβασικά πετρώματα

στο Βούρινο Κοζάνης δίνουν μια μέση τιμή 2200 ppm. Με αφαίρεση των πιο εμπλουτισμένων δειγμάτων και βασισμένοι στα στατιστικά τους διαγράμματα δέχονται ως πιο αντιπροσωπευτική τιμή για τα υπερβασικά πετρώματα τα 2400 ppm. Οι MERCY & O' HARA (1967), για τα υπερβασικά πετρώματα που μελέτησαν, δίνουν μια μέση τιμή 2610 ppm Cr.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχ. 5.2. Διάγραμμα CaO-Al₂O₃-MgO των σερπεντινιτών της περιοχής μελέτης. Δίνονται επίσης τα πεδία σύστασης διαφορετικών κατηγοριών πετρωμάτων οφειολιθικών σειρών, η μέση σύσταση βασαλτών από μεσοωκεάνια ράχη (MAR) και η τάση διαφοροποίησης τήγματος από SKAERGAARD (Γροιλανδία) για σύγκριση (από COLEMAN 1977). AG: Άγιος Αθανάσιος, AR: Αρκοχώρι, DK: Κουμαριά, GL: Γκλόμπα, M: Φυτιά, NT: Διχαλεύρι, PAR: Παληορούγκα, PR: Πλατάνια Ρέμα, TK: Τρανός Λάκκος.

Οι MONTIGNY et al. (1973) δίνουν για τα πετρώματα της Πίνδου, 1930 ppm Cr για τους σερπεντινιωμένους δουνίτες, 2350 ppm Cr για τους πυροξενίτες και μια γενική μέση τιμή 2140 ppm Cr, ενώ για την ίδια περιοχή οι CAPERDI et al. (1980) δίνουν 2200 ppm Cr. Η ΟΙΚΟΝΟΜΟΥ (1979), για τις περιοχές που μελέτησε (Βέρμιο, Όλυμπος, Έδεσσα, Σκύρος), δίνει για τα υπερβασικά πετρώματα μια μέση τιμή 2967 ppm και εξαιρώντας μερικά δείγματα, πολύ πλούσια σε χρωμίτη, δίνει μια μέση τιμή 2416 ppm. Ο CHRISTODOULOU

(1980), για τα υπερβασικά πετρώματα της Βάβδου δίνει μέση τιμή 2439 ppm Cr. Ο ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ (1982) για το σύνολο των υπερβασικών πετρωμάτων της περιοχής της Έδεσσας (σερπεντινίτες, πυροξενίτες, λερζόλιθοι), δίνει μέση τιμή 2587,5 ppm. Οι CHRISTODOULOU & MICHAILIDIS (1990) για τους δουνίτες της οφειολιθικής σειράς της Χαλκιδικής δίνουν μέση τιμή 2570 ppm Cr. Επίσης οι MICHAILIDIS et al. (1995), για τα υπερβασικά πετρώματα της περιοχής Νέα Ρόδα Χαλκιδικής, δίνουν μέση τιμή 3048 ppm Cr. Τέλος η MIIANTH (2002) για τους σερπεντινίτες της περιοχής της Έδεσσας δίνει μέση τιμή 2658 ppm Cr.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η μέση περιεκτικότητα σε Cr των σερπεντινιτών που μελετήθηκαν είναι 2278 ppm (1595-3301ppm), που από άποψη τάξης μεγέθους βρίσκονται παραπλήσιες με τις τιμές που βρέθηκαν σε υπερβασικά πετρώματα άλλων περιοχών της Ελλάδας. Στο ίδιο εύρος τιμών κυμαίνονται οι περιεκτικότητες σε Cr των χαρτσβουργιτών της περιοχής μελέτης που είναι 1669 έως 3188 ppm σύμφωνα με την ΡΟΓΚΑΛΑ (2013).

Το Νι σύμφωνα με τον STANTON (1972), εμφανίζεται σαν ολιγο-στοιχείο, στα ορυκτά ολιβίνης ή σερπεντίνης και μαγνητίτης στα υπερβασικά πετρώματα Αλπικού τύπου. Ακόμη μπορεί να υπάρχει μια μικρή ποσότητα νικελίου με τη μορφή διάσπαρτων θειούχων ορυκτών.

Σύμφωνα με τον COLEMAN (1977), οι δουνίτες περιέχουν κατά μέσο όρο 0.31% NiO, ενώ οι χαρτσβουργίτες 0.38% NiO. O GOLES (1967) αναφέρει ότι η μέση περιεκτικότητα σε Ni, στα υπερβασικά πετρώματα μπορεί να κυμαίνεται από 1000 έως 4000 ppm, ενώ δέχεται ως μέση τιμή τα 1500 ppm Ni. Για τους σερπεντινιωμένους δουνίτες της οφειολιθικής σειράς της Πίνδου οι MONTIGNY et al. (1973) δίνουν 1700 ppm Ni, ενώ για την ίδια περιοχή οι CAPERDI et al. (1980) δίνουν 1555 ppm Ni. Σύμφωνα με την ΟΙΚΟΝΟΜΟΥ (1979), τα υπερβασικά πετρώματα της Σκύρου, του Ολύμπου, του Βερμίου και της Έδεσσας, περιέχουν Ni από 2056 έως 5372 ppm, με μέση τιμή τα 3271 ppm. O CHRISTODOULOU (1980), για τα υπερβασικά της Βάβδου, δίνει ως μέση τιμή 1261 ppm Ni, ο ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ (1982) δίνει 2653 ppm Ni για τους σερπεντινίτες της Έδεσσας, ενώ οι CHRISTODOULOU & MICHAILIDIS (1990) για τους δουνίτες της οφειολιθικής σειράς της Χαλκιδικής, δίνουν 2408 ppm Ni. Ακόμη οι MICHAILIDIS et al. (1995) αναφέρουν 2524 ppm Ni για τα υπερβασικά πετρώματα της περιοχής Νέα Ρόδα Χαλκιδικής. Η ΜΠΑΝΤΗ (2002) δίνει για τους σερπεντινίτες της περιοχής της Έδεσσας μέση περιεκτικότητα 3800 ppm Ni (2956-4577 ppm).

Για τους σερπεντινίτες της περιοχής μελέτης η μέση περιεκτικότητα σε Ni είναι 4009 ppm (3597-4701 ppm) τιμή αρκετά υψηλότερη από τις τιμές των προηγούμενων ερευνητών

και που πρέπει να οφείλεται στην υψηλή περιεκτικότητα των ορυκτών του σερπεντίνη σε Ni (0,33% NiO), αλλά και στην παρουσία σουλφιδίων Fe-Ni-Co.

5.3. ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΤΩΝ ΜΕΤΑΒΑΣΙΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι περιεκτικότητες σε αλκάλεα αποτυπώνουν πιθανή επίδραση μεταμαγματικών φαινομένων. Έτσι, σύμφωνα με τον COLEMAN (1977), περιεκτικότητες σε Na₂O = 2- 2.5 % μπορεί να θεωρηθούν μαγματικές, ενώ μεταξύ 3-5 % αποδίδονται σε μεταμαγματικές διεργασίες. Τα μεταβασικά πετρώματα της περιοχής εμφανίζουν κατά μέσο όρο τιμές σε Na₂O από 1.93% έως 4.56%, γεγονός που επιβεβαιώνει τις μεταμαγματικές επιδράσεις. Ανάλογα, τιμές σε K₂O από 0.1-0.3% θεωρούνται πρωτογενείς, ενώ τιμές μέχρι 2 % ως αποτέλεσμα K-μετασωμάτωσης. Η μέση περιεκτικότητα των πετρωμάτων της περιοχής μελέτης φτάνει έως 1.94 %, γεγονός που επίσης δείχνει ότι έχουν επηρεαστεί από μεταμαγματικές διεργασίες.

5.4. ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΟΥ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ ΤΩΝ ΟΦΕΙΟΛΙΘΩΝ

Ο καθορισμός του παλαιογεωγραφικού χώρου γένεσης και εξέλιξης μιας οφειολιθικής ακολουθίας στον Ελλαδικό χώρο, καθώς και η γεωδυναμική ένταξη του στο περιβάλλον της Τηθύος είναι ένα σημαντικό πρόβλημα. Σύμφωνα με τον MIDDLEMOST (1985) και με βάση τη θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών, μαγματικά πετρώματα δημιουργούνται στα παρακάτω περιβάλλοντα:

α) σε ηπειρωτικές ασπίδες, β) σε ηπειρωτικές διαρρήξεις (rifts) και παλαιοδιαρρήξεις, γ) σε ενεργές ωκεάνιες ράχεις και ωκεάνιο φλοιό, δ) σε ασεισμικές ράχεις, ε) σε ωκεάνια νησιά και υποθαλάσσια όρη, στ) σε ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια και νησιωτικά τόξα και ζ) σε περιθωριακές λεκάνες (marginal basins) πίσω από ηφαιστειακά νησιωτικά τόξα, σύμφωνα με τον KARIG (1971).

Σύμφωνα με τον PEARCE (1982), η σχέση μεταξύ τεκτονικού περιβάλλοντος και βασαλτικών τύπων μάγματος διακρίνεται σε τρεις τύπους:

α) Βασάλτες μεσοωκεάνιων ράχεων (MORB ή OFB), που σχηματίζονται σε υποθαλάσσιο περιβάλλον στα όρια πλακών που απομακρύνονται.

β) Βασάλτες που σχηματίζονται στο εσωτερικό των πλακών (WPB), και χωρίζονται σε ηπειρωτικούς (CB) και ωκεάνιους (OIB).

γ) Βασάλτες ηφαιστειακών τόξων (VAB) που σχηματίζονται στα όρια πλακών που συγκλίνουν. Σ' αυτή την περίπτωση σύμφωνα με τους KARIG (1971), COLEMAN (1984), η γένεση των βασαλτών μπορεί να συνδέεται με περιθωριακή λεκάνη μπροστά από το ηφαιστειακό τόξο (εμπροσθοτοξική λεκάνη: fore arc) ή με περιθωριακή λεκάνη πίσω από το ηφαιστειακό τόξο (οπισθοτοξική λεκάνη: back – arc).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στην περίπτωση των VAB, οι PEARCE & CANN (1973), πιστεύουν ότι τα προϊόντα της ηφαιστειότητας μεταβάλλονται με το στάδιο εξέλιξης των τόξων και άρα με την κατακόρυφη απόσταση της θέσης έκχυσης από τη ζώνη Benioff.

Κάθε ομάδα μπορεί να περιλαμβάνει διάφορους πετροχημικούς τύπους. Έτσι, σύμφωνα με τους JAKES & GILL (1970), GILL (1981), PEARCE (1982), στους MORB και WPB έχουμε θολεϊτικούς και αλκαλικούς βασάλτες και στους VAB θολεϊτικούς βασάλτες (IAT ή IAB), που μπορούν να θεωρηθούν ότι ταυτίζονται με τους θολεϊτες χαμηλού K (LKT), ασβεσταλκαλικούς βασάλτες (CAB) και τους σωσωνίτες (SHO). Υπάρχουν όμως, σύμφωνα με τον PEARCE (1982) και μεταβατικοί τύποι όπως φαίνεται στο σχήμα 5.3.

Σήμερα για τον προσδιορισμό των γεωτεκτονικών περιοχών που έδωσαν μαγματικά πετρώματα κατά το παρελθόν, χρησιμοποιείται μια σειρά γεωχημικών διαγραμμάτων που ονομάζονται διακριτικά διαγράμματα (discrimination diagrams).

Έτσι, ο PEARCE (1980) για τα βασικά πετρώματα, που έχουν δεχθεί έντονα μεταμορφικά και παραμορφικά γεγονότα με αποτέλεσμα την αλλαγή της ορυκτολογικής τους σύστασης και του ιστού τους, πρότεινε μια επιλογή αναλύσεων. Γι' αυτό χρησιμοποιείται το λογαριθμικό διάγραμμα TiO₂-Zr, όπου φαίνονται τα πεδία σύστασης των MORB, WPB, VAB καθώς και η διαγώνια γραμμή που διαχωρίζει βασικά από όξινης και ενδιάμεσης σύστασης πετρώματα.

Τα μεταβασικά-μεταηφαιστειακά πετρώματα της περιοχής προβάλλονται στο διάγραμμα TiO₂- Zr στο πεδίο των ενδιάμεσων λαβών (Σχ. 5.4) και άρα πληρούν τις προϋποθέσεις για να χρησιμοποιηθούν στα διάφορα διακριτικά διαγράμματα, ενώ ταυτόχρονα φαίνεται και το πιθανό γεωτεκτονικό περιβάλλον στο οποίο σχηματίσθηκαν τα πετρώματα αυτά, που είναι το ηφαιστειακό τόξο.



Σχ. 5.3 Παραστατικό διάγραμμα ταξινόμησης βασαλτών σε σχέση με το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού τους σύμφωνα με τον PEARCE (1982, από MΠΑΝΤΗ 2002).



Σχ. 5.4. Προβολή των αναλύσεων των μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο λογαριθμικό διάγραμμα TiO₂-Zr του PEARCE(1980) με τα χαρακτηριστικά πεδία σύστασης βασαλτών από μεσοωκεάνιες ράχες (MORB), ηφαιστειακά τόξα (VAB) και θέσεις εντός πλακών (WRB). P: Ροδοχώρι, BR: Κτήμα Ξυλαπετσίδη, ΤΚ: Τρανός Λάκκος, M: Φυτιά, DK: Κουμαριά.

Από την προβολή των αναλύσεων των μεταβασικών πετρωμάτων στο AFM (Σχ. 5.5) προκύπτει ότι οι μεταγάββροι και οι μεταδιαβάσες εμφανίζουν σύσταση ανάλογη με τους MAR βασάλτες από τη μεσοωκεάνια ράχη του Ατλαντικού χωρίς να διακρίνεται καθαρά ο θολεϊτικός ή ασβεσταλκαλικός τους χαρακτήρας.

Στο διάγραμμα Al₂O₃-CaO-MgO (COLEMAN 1977) με τα πεδία σύστασης κοματιϊτών και βασαλτών από μεσοωκεάνια ράχη (MAR) φαίνεται (Σχ. 5.6) ότι τα μεταβασικά πετρώματα δείχνουν ή σημαντική μείωση σε CaO (πιθανόν μεταμαγματική) ή προέλευση από κοματιϊτικής σύστασης τήγμα (πιο μαγνησιούχο), γεγονός που έχει ως αποτέλεσμα τη μη εμφάνιση ανάλογης τάσης με την τάση διαφοροποίησης πετρωμάτων από Skaergaard (Γροιλανδία). Ο θολεϊτικός χαρακτήρας τους φαίνεται στο διάγραμμα του JENSEN (1976). (Σχ. 5.7).



Σχ. 5.5. Διάγραμμα AFM των μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης. Δίνονται οι τάσεις διαφοροποίησης διαφορετικών τύπων τηγμάτων, καθώς και η σύσταση (MAR) βασαλτών από τη μεσοωκεάνια ράχη του Ατλαντικού για σύγκριση (από COLEMAN 1977). BP: Κτήμα Ξυλαπετσίδη, DK: Κουμαριά, M: Φυτιά, P: Ροδοχώρι, TK: Τρανός Λάκκος.

Για την ταξινόμηση και ονοματολογία των μεταβασικών πετρωμάτων χρησιμοποιήθηκε το διάγραμμα K₂O-SiO₂ των LeMAITRE et al. (1989) (Σχ. 5.8) όπου στο μεγαλύτερο μέρος τους έχουν σύσταση βασάλτη έως ανδεσίτη και χαρακτηρίζονται από μέτριο-χαμηλό K.

Η χρησιμοποίηση του διαγράμματος των Le BAS et al. (1986), όπου προβάλλεται το άθροισμα K₂O+Na₂O ως προς το SiO₂ απορρίφθηκε λόγω της έντονης Na-μετασωμάτωσης που έχουν υποστεί τα πετρώματα.

Από την προβολή των αναλύσεων στο διάγραμμα FeOt προς FeOt/MgO του MIYASHIRO (1975) φαίνεται μία θετική σχέση αυτών των παραμέτρων, καθώς και μία τάση προς τους θολεϊτες νησιωτικού τόξου (Σχ. 5.9).



Σχ. 5.6. Διάγραμμα CaO-Al₂O₃-MgO των μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης, με τα πεδία σύστασης διαφορετικών κατηγοριών πετρωμάτων οφειολιθικών σειρών, η μέση σύσταση βασαλτών από μεσο-ωκεάνια ράχη (MAR) και η τάση διαφοροποίησης τήγματος από SKAERGAARD (Γροιλανδία) για σύγκριση από (COLEMAN 1979). BP: Κτήμα Ξυλαπετσίδη, DK: Κουμαριά, M: Φυτιά, P: Ροδοχώρι, TK: Τρανός Λάκκος.

Στο διάγραμμα TiO₂ προς FeOt/MgO (Σχ. 5.10) του MIYASHIRO (1973a) με τα πεδία υψηλού, χαμηλού και πολύ χαμηλού TiO₂ κατά τον BEBIEN (1980), πεδία που έχουν χαρακτηριστεί ως ανισο- και ισο-τιτανιοσιδηρούχα μαζί με τα πεδία σύστασης λαβών από γνωστές οφειολιθικές σειρές της Ελλάδας κατά τους BEBIEN et al. (1980), φαίνεται ότι το σύνολο σχεδόν των μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης χαρακτηρίζονται από χαμηλό (LT) ως πολύ χαμηλό (VLT) TiO₂. Το VLT χαρακτηρίζει λάβες με μπονινιτικό (ή μαριανιτικό) χαρακτήρα.

Η περιεκτικότητα σε TiO₂ σπάνια ξεπερνάει το 1.5% σε ασβεσταλκαλικούς θολεϊτικούς ή σωσωνιτικούς βασάλτες νησιωτικών τόξων σύμφωνα με τους (PERFIT et al. 1980, STERN et al. 1988, QUICK 1990). Παρόμοιες χαμηλές περιεκτικότητες σε TiO₂ χαρακτηρίζουν τους περισσότερους βασάλτες οπισθοτοξικών λεκανών (HAWKINS & MELCHIOR 1985), ενώ τα μπονινιτικά μάγματα εμπροσθοτοξικών λεκανών είναι ακόμα πιο εκχυμωμένα σε TiO₂ (BLOOMER 1987).



Σχ. 5.7. Προβολή των αναλύσεων των μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο διάγραμμα του JENSEN (1976). ΒΡ: Κτήμα Ξυλαπετσίδη, DK: Κουμαριά, Μ: Φυτιά, Ρ: Ροδοχώρι, TK: Τρανός Λάκκος.



Σχ. 5.8. Ταξινόμηση και ονοματολογία κατά LeMAITRE et al. (1989), των μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης. ΒΡ: Κτήμα Ξυλαπετσίδη, DK: Κουμαριά, Μ: Φυτιά, Ρ: Ροδοχώρι, TK: Τρανός Λάκκος.



Σχ. 5.9. Προβολή αναλύσεων των μεταβασικών πετρωμάτων από την περιοχή μελέτης στο διάγραμμα FeOt/(FeOt/MgO). Δίνονται τα πεδία διάκρισης θολεϊτικών (TH) και αβεσταλκαλικών σειρών (CA) καθώς και οι τάσεις διαφοροποίησης για θολεϊτες νησιωτικών τόξων (M) και αβυσσειακούς θολεϊτες (A) (MIYASHIRO 1975). BP: Κτήμα Ξυλαπετσίδη, DK: Κουμαριά, M: Φυτιά, P: Ροδοχώρι, TK: Τρανός Λάκκος.



Σχ. 5.10. Προβολή αναλύσεων των μεταβασικών πετρωμάτων από την περιοχή μελέτης στο διάγραμμα TiO₂/(FeOt/MgO) (MIYASHIRO 1973). Διακρίνονται ακόμη τα πεδία υψηλού (HT), χαμηλού (LT) και πολύ χαμηλού (VLT) TiO₂, καθώς και τα πεδία σύστασης των λαβών από τις περιοχές Κράπα (α) και Ασπρόκαμπος (β) του Βούρινου, σύμφωνα με τους BEBIEN et al. (1980).). BP: Κτήμα Ξυλαπετσίδη, DK: Κουμαριά, M: Φυτιά, P: Ροδοχώρι, TK: Τρανός Λάκκος.

Στα διαγράμματα Cr και Ni προς FeOt/MgO (Σχ. 5.11 α,β) των MIYASHIRO & SHIDO (1975) οι αναλύσεις των μεταβασικών πετρωμάτων από την περιοχή μελέτης προβάλλονται στα πεδία σύστασης θολεϊτών από νησιωτικά τόξα (i.a).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχ.5.11. Προβολή των αναλύσεων των μεταβασικών πετρωμάτων από την περιοχή μελέτης στα διαγράμματα (α) log Cr (ppm)-FeOt/MgO και (β) log Ni (ppm)-FeOt/MgO. Διακρίνονται ακόμη τα πεδία σύστασης αβυσσειακών θολεϊτών (ab.th) και θολεϊτών από νησιωτικά τόξα (i.a) (από τους MIYASHIRO & SHIDO 1975). BP: Κτήμα Ξυλαπετσίδη, DK: Κουμαριά, M: Φυτιά, P: Ροδοχώρι, TK: Τρανός Λάκκος.

Από τους πίνακες και τα σχήματα, γίνεται σαφές ότι οι μέσες τιμές των ιχνοστοιχείων Τi, Zr, Y, Nb των μεταηφαιστειακών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης προσομοιάζουν πλήρως με εκείνες βασαλτών ηφαιστειακού τόξου, με χαρακτήρα θολεϊτών χαμηλού K.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η προβολή των αναλύσεων στο χαρακτηριστικό διάγραμμα Ti, Zr και Y (Σχ. 5.12) των PEARCE & CANN (1973), δείχνει ότι τα μεταβασικά πετρώματα της περιοχής μελέτης προβάλλονται γύρω στα πεδία A και B, γεγονός που αποκλείει μια ενδοπλακική προέλευση ωκεάνιας νήσου. Ο αυξημένος λόγος Y/Zr που παρουσιάζουν δείχνει να προσομοιάζουν με μπονινιτικά πετρώματα (PEARCE 1982).

Ακόμη από την προβολή τους στο λογαριθμικό διάγραμμα Zr/Y προς Zr (Σχ. 5.13) των PEARCE & NORRY (1979), με την διαχωριστική ευθεία με τιμή λόγου Zr/Y=3 κατά τον PEARCE (1982), αποκλείεται ο σχηματισμός των αρχικών ηφαιστειακών στο εσωτερικό λιθοσφαιρικών πλακών (WPB).

BP DK M

P TK



Σχ. 5.12. Προβολή των αναλύσεων των μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο τριγωνικό διάγραμμα Zr-Ti/100-Y*3 των PEARCE & CANN (1973), με τα χαρακτηριστικά πεδία σύστασης διαφορετικού τύπου βασαλτών. Α: VAB (βασάλτες ηφαιστειακού τόξου), Β: MORB και VAB (βασάλτες ηφαιστειακού τόξου), C: VAB (βασάλτες ηφαιστειακού τόξου), D: WPB (βασάλτες εντός πλακών). BP: Κτήμα Ξυλαπετσίδη, DK: Κουμαριά, M: Φυτιά, P: Ροδοχώρι, TK: Τρανός Λάκκος.



Σχ. 5.13. Προβολή των αναλύσεων των μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο λογαριθμικό διάγραμμα Zr/Y-Zr των PEARCE & NORRY (1979) με τα χαρακτηριστικά πεδία σύστασης βασαλτών από θέσεις ηφαιστειακών τόξων (Α), μεσο-ωκεάνιων ράχεων (Β), και εντός πλακών (C). Διακρίνονται ακόμα τα πεδία βασαλτών από ηπειρωτικά και ωκεάνια τόξα πάνω και κάτω αντίστοιχα από την τιμή Zr/Y=3 (κατά τον PEARCE 1982). BP: Κτήμα Ξυλαπετσίδη, DK: Κουμαριά, M: Φυτιά, P: Ροδοχώρι, TK: Τρανός Λάκκος.

Με το διάγραμμα Τi προς Zr με αριθμητικούς άξονες (Σχ. 5.14) των PEARCE & CANN (1973), τα δείγματα προβάλλονται στην περιοχή των θολεϊτών με χαμηλό Κ. Οι πολύ χαμηλοί λόγοι Ti/Zr ερμηνεύονται ως αποτέλεσμα μεγαλύτερου βαθμού μερικής τήξης υλικού κατά μήκος ωκεάνειας ζώνης διάρρηξης ή δευτερογενούς ανάτηξης ενός ήδη εκπλυμένου ωκεάνειου άνω μανδύα (SIMONIAN & GASS 1978).



Σχ. 5.14. Προβολή των αναλύσεων των μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο διάγραμμα Ti-Zr των PEARCE & CANN (1973), με τα χαρακτηριστικά πεδία σύστασης διαφορετικών τύπων βασαλτών, (OFB) βασάλτες ωκεάνιου πυθμένα, (LKT) θολεϊτες με χαμηλό K και (CAB) ασβεσταλκαλικοί βασάλτες. BP: Κτήμα Ξυλαπετσίδη, DK: Κουμαριά, M: Φυτιά, P: Ροδοχώρι, TK: Τρανός Λάκκος.

Οι θολεϊτικές σειρές VAB ή ΙΑΤ και οι αβυσσιακοί θολεϊτες έχουν κοινά χαρακτηριστικά αλλά και διαφορές. Έτσι οι πρώτες χαρακτηρίζονται από σχετικά χαμηλότερες συγκεντρώσεις σε Ni, Cr, Ti, Zr, Hf και REF και υψηλότερες σε αλκάλεα Ba, Sr, U Th, V (HAWKINS 1980). Τα στοιχεία αυτά θεωρούνται από τα πιο δυσκίνητα και γι' αυτό μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τη διάκριση ΙΑΤ και MORB, ακόμα και μετά από μεταμαγματικές διεργασίες (χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση), όπως συμβαίνει με τα πετρώματα της περιοχής μελέτης.

Το Cr είναι ένα στοιχείο που δεν επηρεάζεται έντονα από μεταμαγματικές επιδράσεις (BLOXAM & LEWIS 1972) και είναι ιδιαίτερα σημαντικό στη διάκριση λαβών OFB και ΙΑΤ, γιατί στις τελευταίες παρουσιάζει ιδιαίτερα χαμηλές τιμές.

Στο λογαριθμικό διάγραμμα Τi προς Cr (Σχ. 5.15) του PEARCE (1975) όλες οι αναλύσεις προβάλλονται στο πεδίο των λαβών νησιωτικών τόξων (LKT) και αρκετά κοντά στη μέση σύσταση των LKT (YA SHARASKIN et al. 1980).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχ. 5.15. Προβολή των αναλύσεων των μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο διάγραμμα Ti-Cr του PEARCE (1975), με τα χαρακτηριστικά πεδία σύστασης θολεϊτών με χαμηλό K (LKT) και βασαλτών ωκεάνιου πυθμένα (OFB) καθώς και η μέση τιμή (M) για LKT (από τους YA. SHARASKIN et al. 1980). BP: Κτήμα Ξυλαπετσίδη, DK: Κουμαριά, M: Φυτιά, P: Ροδοχώρι, TK: Τρανός Λάκκος.

Το ίδιο γεωτεκτονικό περιβάλλον νησιωτικού τόξου προκύπτει από το διάγραμμα Cr/Y (Σχ. 5.16) του PEARCE (1980). Επίσης στο διάγραμμα Ti/Cr προς Ni (Σχ. 5.17) των BECCALUVA et al. (1980) οι αναλύσεις προβάλλονται στο πεδίο των λαβών με χαμηλό Ti. Ακόμη και οι μεταγάββροι προβάλλονται στο πεδίο με χαμηλό Ti, που αποτελεί χαρακτηριστικό γνώρισμα οφειολίθων, που προέρχονται από περιβάλλον περιθωριακής λεκάνης πίσω από το νησιωτικό τόξο (SERRI & SAITTA 1980, SERRI 1981).

Στο διάγραμμα του SHERVAIS (1982) δίνεται η δυνατότητα διαχωρισμού των θολεϊτών που συνδέονται με νησιωτικό τόξο (IAT) από τους MORB και WPB με βάση το V προς TiO₂ (Σχ. 5.18). Ο SHERVAIS (1982) με βάση τις παρατηρήσεις του σε σύγχρονα ηφαιστειακά πετρώματα πρότεινε ότι όταν ο λόγος TiO₂/V είναι μικρότερος από 20, να χαρακτηρίζει πετρώματα νησιωτικών τόξων εκτός από ασβεσταλκαλικά ηφαιστειακά που δείχνουν να επηρεάζονται σημαντικά από την κρυστάλλωση του μαγνητίτη. Για MORB και WPB οι τιμές είναι 20-50 και μεγαλύτερες από 50, αντίστοιχα.



Σχ. 5.16. Προβολή των αναλύσεων των μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο λογαριθμικό διάγραμμα Cr προςΥ με τα χαρακτηριστικά πεδία σύστασης θολεϊτών από νησιωτικά τόξα (IAT), βασαλτών από μεσοωκεάνιες ράχες (MORB) και βασαλτών από θέσεις εντός πλακών (WPB) (από τον PEARCE 1980). BP: Κτήμα Ξυλαπετσίδη, DK: Κουμαριά, Μ: Φυτιά, P: Ροδοχώρι, TK: Τρανός Λάκκος.



Σχ. 5.17. Προβολή της σύστασης των μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο λογαριθμικό διάγραμμα Ti/Cr-Ni ppm των BECCALUVA et al. (1983). Διακρίνονται τα πεδία σύστασης θολεϊτών υψηλού Ti από ωκεάνιους πυθμένες (OFT), χαμηλού Ti από νησιωτικά τόξα (IAT) και πολύ χαμηλού Ti θολεϊτών από νησιωτικά τόξα και μπονινίτες. BP: Κτήμα Ξυλαπετσίδη, DK: Κουμαριά, M: Φυτιά, P: Ροδοχώρι, TK: Τρανός Λάκκος.

Η προβολή των αναλύσεων στο συγκεκριμένο διάγραμμα (Σχ. 5.18) δίνει λόγους <20 γεγονός που υποδηλώνει ότι αυτά τα πετρώματα έχουν σχηματιστεί σε ένα περιβάλλον με υψηλή περιεκτικότητα σε πτητικά, όπως είναι το νησιωτικό τόξο ή η ενδοτοξική λεκάνη (intra-arc basin).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχ. 5.18. Προβολή των αναλύσεων των μεταβασικών πετρωμάτων της περιοχής μελέτης στο διάγραμμα V-Ti. Η τιμή Ti/V=20 διαχωρίζει το πεδίο θολεϊτών από νησιωτικά τόξα (IAT) και βασαλτών από μεσοωκεάνιες ράχες (MORB) (κατά τον SHERVAIS 1982). BP: Κτήμα Ξυλαπετσίδη, DK: Κουμαριά, M: Φυτιά, P: Ροδοχώρι, TK: Τρανός Λάκκος.

Με βάση λοιπόν τα γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά των μεταηφαιστειακών πετρωμάτων των οφειολίθων της περιοχής μελέτης προκύπτει ένας καθαρά θολεϊτικός χαρακτήρας του αρχικού μάγματος με χαμηλό K (LKT) και το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού του προσομοιάζει με εκείνο περιθωριακής λεκάνης πίσω από ηφαιστειακό τόξο, στην οποία η αποκλίνουσα ζώνη διάνοιξης υπέρκειται καταδυόμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας (supra subduction zone: SSZ) (PEARCE et al. 1984).

Αυτό το συμπέρασμα ενισχύεται και από την παρουσία ως αρχικού υπερβασικού πρωτόλιθου χαρτσβουργίτη (και πιθανώς δουνίτη) και όχι λερζόλιθου και μάλιστα με χαμηλή περιεκτικότητα σε Al, Ca και Ti. Σύμφωνα με τους CAPEDRI et al. (1980), BECCALUVA et al. (1984), LUGOVIC et al. (1991) στα περισσότερα οφειολιθικά συμπλέγματα οι χαρτσβουργίτες συνοδεύονται από βασικά πετρώματα ηφαιστειακού τόξου. Τέλος, η απουσία πελαγικών ιζημάτων και ραδιολαριτών ως συνοδών της οφειολιθικής σειράς στην περιοχή μελέτης είναι πιθανόν ενδεικτική περιβάλλοντος περιθωριακής λεκάνης, που συνδέεται με ηφαιστειακό τόξο, παρά με ανοικτό ωκεάνιο περιβάλλον.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

6. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΚΟ ΜΕΡΟΣ 6.1. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΧΡΩΜΙΤΗ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η εξόρυξη χρωμίτη στην Ελλάδα ξεκίνησε ιστορικά το 1880. Πολλές χρωμιτοφόρες θέσεις αναφέρονται με μικρή ή μεγάλη μεταλλευτική δραστηριότητα. Τα μεγαλύτερα και γνωστότερα κέντρα εξόρυξης χρωμίτη ήταν οι περιοχές Ερέτριας, Δομοκού στο ορεινό συγκρότημα της Όθρυος και Βούρινου (Ξερολίβαδο-Σκούμτσα), τα οποία ήταν σε λειτουργία μέχρι την δεκαετία του 1980. Πρόσφατα ξεκίνησε και πάλι η μεταλλευτική δραστηριότητα στο Βούρινο.

Στην περιοχή του Βούρινου εκτός από το κοίτασμα Ξερολίβαδου-Σκούμτσας, βρέθηκαν πολλά μικρότερα χρωμιτοφόρα σώματα, όπως αναφέρουν οι KONSTANTOPOULOU & ECONOMOU-ELIOPOULOS (1990),στις περιοχές Αετοράχες, Βοϊδόλακας, Κουρσούμια, Κονιβός, Μουτσάρα, Ροδιανή, Ριζό, Κίσσαβος κ.ά, που σύμφωνα με τους ZACHOS (1973) και ΣΤΑΜΟΥΛΗΣ και ΜΗΤΡΟΥ (1990), θεωρούνται αξιοποιήσιμα.

Για τις παλιές εκμεταλλεύσεις που βρίσκονται σε διάφορα μέρη της Ελλάδας, όπως στη Ροδόπη, Σουφλί, Χαλκιδική, Βέρμιο, Πιέρια, Θεσσαλία, Όλυμπος δεν κρίνεται θετική κάποια επανάληψη της μεταλλευτικής δραστηριότητας και γιατί το ύψος των αποθεμάτων θεωρείται περιορισμένο, αλλά και λόγω της σχεδόν ληστρικής εκμετάλλευσης που εφαρμόστηκε παλιότερα. Αυτό όμως πολλές φορές χωρίς καμιά συστηματική έρευνα.

Τα ελληνικά κοιτάσματα-εμφανίσεις χρωμίτη είναι λοβόμορφα ή Αλπικού τύπου ή οφειολιθικά. Από τις μέχρι τώρα έρευνες η προέλευση τους, σύμφωνα με τους BEBIEN et al. (1980), BECCALUVA et al. (1984), PEARCE et al. (1984), ECONOMOU et al. (1986), CHRISTODOULOU & MICHAILIDIS (1990), MICHAILIDIS et al. (1995), MICHAILIDIS & SKLAVOUNOS (1996) και ΜΠΑΝΤΗ (2002), συνδέεται με γένεση οφειολίθων πάνω από ζώνη υποβύθισης και συνήθως φιλοξενούνται σε σερπεντινιωμένους μανδυακούς χαρτσβουργίτες και σπανιότερα σε σωρειτικούς δουνίτες.

Η μορφή του μεταλλεύματος ποικίλλει, καλύπτοντας όλους τους τύπους μεταλλεύματος που συναντώνται σε λοβόμορφα κοιτάσματα, από συμπαγή, διάσπαρτο, τανιωτό, schlieren, μέχρι μορφής λεοπάρδαλης. Στις περισσότερες περιοχές το μετάλλευμα είναι υψηλού-Cr μεταλλουργικού τύπου, αλλά υπάρχουν και περιοχές, όπως το Τσαγκλί, Ροδιανή και Κίσσαβος Βούρινου, Γομάτι Χαλκιδικής, Ραγάδα Ροδόπης όπου το μετάλλευμα είναι υψηλού-Al πυρίμαχου τύπου.

Με την έρευνα των χρωμιτοφόρων περιοχών της Ελλάδας και τη μελέτη του χημισμού των ελληνικών χρωμιτών έχει ασχοληθεί μεγάλος αριθμός ερευνητών. Ενδεικτικά αναφέρουμε τους: ΠΑΝΑΓΟΣ (1965α, 1967β), AGIORGITIS et al. (1976), PAPADAKIS & MICHAILIDIS (1978), BURGATH & WEISER (1980), ECONOMOU et al. (1986), ΠΑΝΑΓΟΣ και ΒΑΡΝΑΒΑΣ (1986), PANAGOS & VARNAVAS (1986), που αναφέρονται γενικότερα στους ελληνικούς χρωμίτες. Για την περιοχή του Βούρινου Κοζάνης, τους ΠΑΝΑΓΟΣ (1967α), ZACHOS (1973), APOSTOLIDIS et al. (1980), RASSIOS et al. (1983), PARASKEVOPOULOS & ECONOMOU (1986), ROBERTS et al. (1988), RASSIOS & KOSTOPOULOS (1990), KONSTANTOPOULOU & ECONOMOU-ELIOPOULOS (1990), GRIVAS et al. (1993), KONSTANTOPOULOU (1993), FILIPPIDIS (1997) και ΤΖΑΜΟΣ (2016). Για την περιοχή της Όθρυος ΠΑΝΑΓΟΣ (1965γ), ECONOMOU et al. (1986), RASSIOS & KONSTANTOPOULOU (1993). Για την περιοχή της Πίνδου ECONOMOU-ELIOPOULOS & VACONDIOS (1995), ECONOMOU-ELIOPOULOS et al. (1999). Για την περιοχή των Βερμίου-Βόρα, οι ΔΗΜΟΥ (1968), PAPADAKIS & TRONTSIOS (1974), PAPADAKIS & SKLAVOUNOS (1977), ΕCONOMOU & ECONOMOU (1986). Για την περιογή Χαλκιδικής οι ΠΑΝΑΓΟΣ (1967γ), PAPADAKIS (1977), SCARPELIS & ECONOMOU (1978), CHRISTODOULOU (1980), MUSSALAM et al. (1981), BURGATH (1983), PANAGOS & VARNAVAS (1983,1984), ECONOMOU (1984), CHRISTODOULOU & HIRST (1985), CHRISTODOULOU & MICHAILIDIS (1990), MICHAILIDIS et al. (1995), MICHAILIDIS & SKLAVOUNOS (1996), ΚΑΛΙΤΣΗ (2003). Για την περιοχή της Θεσσαλίας, MIGIROS & ECONOMOU (1988), ΜΙΓΚΙΡΟΣ (1990). Για την περιοχή Τήνου και Γερανίων ο ΒΑΚΟΝΔΙΟΣ (1997), για την περιοχή της Ρόδου ο KISKYRAS (1980), για το Σουφλί οι MAGGANAS & ΕCONOMOU (1988) και για την περιοχή της Έδεσσας η ΜΠΑΝΤΗ (2002).

6.2. ΧΡΩΜΙΤΙΚΕΣ ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΒΕΡΜΙΟΥ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η παρούσα εργασία περιλαμβάνει τη μελέτη οκτώ χρωμιτοφόρων περιοχών: Άγιος Αθανάσιος, Γκλόμπα, Πλατάνια Ρέμα, Παληορούγκα, Διχαλεύρι, Δυτική Κουμαριά, Αρκοχώρι και Μπας Καρτέρι. Τα ονόματα των παραπάνω θέσεων είναι είτε ονόματα γειτονικής κοινότητας είτε ονόματα τοποθεσιών (Σχ.6.1).

Η μεταλλοφορία φιλοξενείται μέσα σε σερπεντινίτες συχνά έντονα σχιστοποιημένους σε αρκετή έκταση γύρω από τα χρωμιτικά σώματα, γεγονός που κάνει δύσκολη έως αδύνατη την αναγνώριση του αρχικού πρωτόλιθου. Από τις ψευδομορφικές υφές των ορυκτών του σερπεντίνη και τη διακρυσταλλική μορφή του επουσιώδη χρωμίτη, ο αρχικός πρωτόλιθος συμπεραίνεται ως χαρτσβουργίτης. Σε μερικές θέσεις, η μορφή του επουσιώδους χρωμίτη που είναι αρκετά ιδιόμορφος σε σύγκριση με τον αντίστοιχο ξενόμορφο του χαρτσβουργίτη, βοήθησε στην αναγνώριση του αρχικού δουνιτικού περιβλήματος στα χρωμιτικά σώματα. Τόσο τα πετρώματα ξενιστές όσο και τα μεταλλοφόρα σώματα, έχουν δεχθεί λόγω της λεπιοειδούς τεκτονικής έντονα παραμορφωτικά φαινόμενα με αποτέλεσμα τη σημαντική τροποποίηση των πρωτογενών χαρακτηριστικών της μεταλλοφορίας. Σημαντικός ήταν και ο ρόλος της έντονης σερπεντινίωσης-χλωριτίωσης των πυριτικών ορυκτών. Όλα αυτά είχαν ως αποτέλεσμα να είναι αδύνατη η αναγνώριση της δομικής θέσης των μεταλλοφόρων σωμάτων και η σχέση ανάμεσα στον ιστό του μεταλλεύματος και στον αντίστοιχο ιστό του πετρώματος ξενιστή.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στην περιοχή μελέτης λόγω της έντονης σχιστοποίησης δεν ήταν δυνατόν να αναγνωρισθεί η σχέση ανάμεσα στον πρωτόλιθο και στα χρωμιτικά σώματα. Έτσι δεν ήταν δυνατό να εφαρμοστεί η ταξινόμηση των CASSARD et al. (1981), για τα λοβόμορφα σώματα των κοιτασμάτων χρωμίτη, που βασίστηκε σε τεκτονικές μελέτες των οφειολίθων της Ν. Καληδονίας. Σύμφωνα με τους CASSARD et al. (1981), τα χρωμιτικά σώματα διακρίνονται σε σύμφωνα, υποσύμφωνα και ασύμφωνα σώματα, ανάλογα με τη θέση τους σε σχέση με τη γράμμωση, φύλλωση και στρωμάτωση (σχιστότητα) του πλαστικά παραμορφωμένου περιδοτίτη που τα περιβάλλει.

Τα χρωμιτικά σώματα, στην περιοχή μελέτης είναι αραιά κατανεμημένα μέσα στη σερπεντινική μάζα. Εκτός από τις παραπάνω αναφερθείσες θέσεις υπήρχαν πληροφορίες από κατοίκους της περιοχής και για άλλες θέσεις όπου κατά το παρελθόν είχαν γίνει εργασίες εξόρυξης. Αυτές οι θέσεις στάθηκε αδύνατο να εντοπισθούν είτε λόγω αδυναμίας των κατοίκων να μας οδηγήσουν σ' αυτές είτε λόγω της πυκνής βλάστησης που δεν επέτρεπε τον εντοπισμό τους. Ο LEPEZ (1929), αναφέρει τέτοιες εμφανίσεις νότια της Φυτιάς (Τσέρνοβο), και λόγω της τότε μεγάλης ζήτησης χρωμίτη είχε προτείνει την αξιοποίηση τους όπως και ο BRUNN (1956) για τη χρωμιτοφορία της περιοχής του Βερμίου γενικότερα. Παρά την αραιότατη στο χώρο κατανομή των χρωμιτικών σωμάτων, ορισμένα από αυτά έχουν αρκετά μεγάλες διαστάσεις όπως αυτά στο Διχαλεύρι.



Σχ. 6.1. Τοπογραφικός χάρτης με σημειωμένες τις θέσεις των μεταλλοφόρων εμφανίσεων της περιοχής μελέτης. Εμφανίσεις χρωμίτη: 1. Άγιος Αθανάσιος 2. Γκλόμπα 3. Πλατάνια Ρέμα 4. Παληορούγκα 5. Διχαλεύρι 6. Μπας Καρτέρι 7. Κουμαριά 8. Αρκοχώρι. Εμφανίσεις συμπαγών σουλφιδίων: 1. Φυτιά 2. Ροδοχώρι 3. Κτήμα Ξυλαπετσίδη.

Τα χρωμιτικά σώματα εμφανίζονται με μορφή αλληλοδιαδόχων φακών από συμπαγή κυρίως τύπο μεταλλεύματος και συνδέονται μεταξύ τους κατά τη διεύθυνση με "σχοινίοδηγό", από διάσπαρτο τύπο χρωμίτη, που μοιάζει με κομπολόι.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Από τη γεωλογική παρατήρηση, ακόμη και μέσα σε στοές, βγήκαν αρκετά συμπεράσματα για την αρχική μορφή του μεταλλεύματος, το είδος των μεταλλοφόρων σωμάτων και την κατανομή τους στο χώρο. Επιβεβαιώθηκε έτσι η άποψη ότι τα λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη παρουσιάζουν πρωτογενείς μαγματικές υφές αλλά και υφές από παραμόρφωση (Thayer 1969c, Greenbaum 1977, Brown 1980, Burgath & Weiser 1980, Moutte 1982, Ahmed 1984, Chakraborty & Chakraborty 1984, Hock & Friedrich 1985, από ΜΠΑΝΤΗ 2002). Ο επικρατέστερος τύπος μεταλλεύματος είναι ο συμπαγής με αδροκοκκώδη ιστό, που διαβαθμίζεται σε διάσπαρτο. Στο εξής θα χρησιμοποιείται ο όρος «χρωμιτίτης» (chromitite) για να χαρακτηρίσει το μετάλλευμα χρωμίτη συμπαγούς τύπου.

Ακόμη, έχει παρατηρηθεί η παρουσία πυριτικών ορυκτών ως εγκλείσματα με αποστρογγυλεμένο έως ιδόμορφο σχήμα. Πολλοί ερευνητές αναφέρουν αυτά τα εγκλείσματα και η παρουσία τους αποδίδεται είτε σε εγκλεισμό κατά την κρυστάλλωση του χρωμίτη (Johan 1987, Talkington et al. 1984, Auge 1987, από MΠΑΝΤΗ 2002), είτε κατά τη μαγματική συγκρυστάλλωση (sintering) (Hulbert and von Gruenewaldt 1985, Lorand and Cottin 1987, από MΠΑΝΤΗ 2002).

Η αναλογία χρωμίτη-πυριτικών ορυκτών καθορίζει το βαθμό παραμόρφωσης του μεταλλεύματος. Έτσι σύμφωνα με τον Thayer (1964) (από MΠΑΝΤΗ 2002), αν το μετάλλευμα είναι πλούσιο σε πυριτικά παρουσιάζει ενδείξεις πλαστικής παραμόρφωσης με τη μορφή εφελκυστικού σχισμού, που εμφανίζεται με την επιμήκυνση των κονδύλων στον τύπο λεοπάρδαλης ή με ακανόνιστα σπασίματα στο συμπαγή χρωμίτη.

Οι συνθήκες (π.χ μανδυακή ροή) κατά το χρόνο αποβολής του χρωμίτη (Hock and Friedrich 1985, από MΠΑΝΤΗ 2002) και αργότερα λόγω της αύξησης του όγκου κατά τη σερπεντινίωση (Thayer 1966, από MΠΑΝΤΗ 2002), έχουν ως αποτέλεσμα την πλαστική παραμόρφωση του χρωμίτη. Η υπολειμματική πρωτογενής μαγματική υφή εκδηλώνεται με την τάση στρωμάτωσης που είναι ένδειξη σωρειτικής υφής (Jackson 1967, Thayer 1969, από MΠΑΝΤΗ 2002), τους σκελετώδεις χρωμιτικούς κόκκους (Greenbaum 1977, Leblanc 1980, Hock and Friendrich 1985, από MΠΑΝΤΗ 2002), την ανάπτυξη πολυγωνικού ιστού ως αποτέλεσμα συγκρυστάλλωσης χρωμίτη, τα σταγονόμορφα ή ιδιόμορφα εγκλείσματα πυριτικών ορυκτών, αλλά και την ίδια τη μορφή λεοπάρδαλης που θεωρείται μαγματική υφή αλλά και χαρακτηριστικό γνώρισμα των λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη (Thayer 1964, 1969, Dickey 1975, Greenbaum 1977 and Leblanc et al. 1981, από MΠΑΝΤΗ 2002).

Η συνηθέστερη μορφή που συναντάται στην περιοχή μελέτης είναι του συμπαγούς μεταλλεύματος που εμφανίζεται έντονα παραμορφωμένο. Η παραμόρφωση αρχικά εμφανίζεται ως απλή πρισματική διάτμηση και καταλήγει σε έντονη μυλωνιτίωση. Η παρουσία εξάλλου ακανόνιστων ασυνεχών σωμάτων είναι αποτέλεσμα τεκτονικής επίδρασης, ρηγμάτων ή πτυχώσεων, κατά την τοποθέτηση των οφειολίθων στη σημερινή τους θέση.

Ακόμη, η εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη είναι ένα επιπλέον χαρκτηριστικό, που οφείλεται στις μεταμαγματικές διεργασίες. Από χημική άποψη ο σιδηροχρωμίτης περιέχει μεγαλύτερη ποσότητα σιδήρου σε σχέση με τον αναλλοίωτο χρωμίτη και επειδή ο λόγος Cr:Fe, αποτελεί σημαντικό δείκτη της ποιότητας του χρωμίτη, η παρουσία του σιδηροχρωμίτη έχει ως αποτέλεσμα την ελάττωση του λόγου αυτού. Έτσι το φαινόμενο της εξαλλοίωσης παρουσιάζει ενδιαφέρον τόσο επιστημονικά όσο και για την επίπτωση στην ποιότητα του μεταλλεύματος.

Από όλες τις μεταλλοφόρες θέσεις που προαναφέρθηκαν έγινε δειγματοληψία όλων των μορφών μεταλλεύματος και κατασκευάστηκαν λεπτές και στιλπνές τομές για τη μελέτη της ορυκτολογίας και των ιστολογικών χαρακτηριστικών του μεταλλεύματος. Στη συνέχεια δίνονται αναλυτικά κατά περιοχή τα χαρακτηριστικά των χρωμιτικών κοιτασμάτων και η περιγραφή του ιστού, της υφής και της ορυκτολογίας του μεταλλεύματος.

6.2.1. ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΓΙΟΣ ΑΘΑΝΑΣΙΟΣ (Cr-1)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Βρίσκεται ΔΒΔ και σε ευθεία απόσταση 1,5 χλμ. από το Γιαννακοχώρι, ανατολικά της οδού προς Ροδοχώρι και κοντά στη διασταύρωση των οδών Γιαννακοχωρίου-Ροδοχωρίου και Ναούσης-Ροδοχωρίου (Σχ. 6.1). Η εμφάνιση βρίσκεται μέσα σε έντονα καταπονημένους και κατά θέσεις σχιστοποιημένους σερπεντινίτες κοντά στην επαφή τους με τα υπερκείμενα ιζήματα Ανωκρητιδικής πιθανόν ηλικίας, τα οποία αρχίζουν με ένα κροκαλοπαγές και μέσα από μια σειρά εναλλασσομένων στρωμάτων από αργιλικούς σχιστόλιθους και ψαμμίτες καταλήγει προς τα πάνω σε ασβεστόλιθους.

Σύμφωνα με πληροφορίες, κατά την περίοδο 1937-38 έγινε μία πρόχειρη εκμετάλλευση των χρωμιτικών σωμάτων. Στην ανατολική πλευρά της εμφάνισης διακρίνεται το στόμιο μιας οριζόντιας στοάς, μη επισκέψιμης λόγω επιχωματώσεων. Έξω από την στοά υπάρχει εγκαταλειμμένο "στοκ" μεταλλεύματος. Εκτός από την προαναφερθείσα περίοδο εκμετάλλευσης, το μεταλλείο λειτούργησε και την περίοδο 1942-1943 για τις δυνάμεις της Γερμανικής κατοχής.

Από παρατηρήσεις που έγιναν τόσο στα διάφορα έργα εξόρυξης όσο και από πληροφορίες από κατοίκους της περιοχής που εργάζονταν παλιότερα στην εξόρυξη του μεταλλεύματος, βγαίνει το συμπέρασμα ότι τα μεταλλοφόρα σώματα ήταν ακανόνιστου σχήματος με μορφή φακοειδών σωμάτων μικρών διαστάσεων, διαταγμένα σε επάλληλες γραμμές με διεύθυνση Α-Δ, και συνδέονταν μεταξύ τους με οδηγούς. Από την περιοχή συλλέχθηκαν δείγματα από διάφορες θέσεις γύρω από τη στοά.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η μεταλλοφορία ανήκει στο συμπαγή τύπο χρωμιτικού μεταλλεύματος με ενιαίες χρωμιτικές μάζες, αποτέλεσμα συνένωσης πολυγωνικών κρυστάλλων ή ακανόνιστων κόκκων χρωμίτη, με έντονα φαινόμενα κατάκλασης σε διαφορετικό βαθμό μέχρι τη δημιουργία χαρακτηριστικών μορφών λατυποπαγοειδούς (Φωτ. 6.1. α-ζ). Σ' αυτή την περίπτωση διαφορετικού μεγέθους γωνιώδη θραύσματα χρωμίτη βρίσκονται μέσα στην κύρια μάζα πυριτικών σαν ένα είδος μωσαϊκού.

Συχνά ο χρωμίτης παρουσιάζει φαινόμενα εξαλλοίωσης σε σιδηροχρωμίτη είτε στην περιφέρεια είτε κατά μήκος ρωγμών (Φωτ. 6.1. α-ζ). Οι θέσεις αυτές εμφανίζονται με μεγαλύτερη φωτεινότητα και για αυτό χρησιμοποιείται ο όρος «αποχρωματισμός» του χρωμίτη (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982, ΜΠΑΝΤΗ 2002)

Ο βαθμός κατάκλασης του χρωμίτη, η παρουσία ή όχι πυριτικών ορυκτών στις διακλάσεις και η άμεση ή όχι επαφή του χρωμίτη με τη συνδετική πυριτική ύλη φαίνεται να επηρεάζει κατά πολύπλοκο τρόπο την ένταση του φαινομένου της εξαλλοίωσης. Έτσι παρατηρούμε διαρρήξεις που δεν συνοδεύονται από εξαλλοίωση του χρωμίτη ήη εξαλλοίωση είναι πολύ περιορισμένη, γεγονός που πιθανόν να οφείλεται είτε στο ότι προηγήθηκε η εξαλλοίωση της κατάκλασης, είτε δεν υπήρξε μεταφορά της ρευστής φάσης μέσω της κατάκλασης. Πιο συνηθισμένη είναι η περίπτωση της σύνδεσης της κατάκλασης του χρωμίτη με έντονα φαινόμενα εξαλλοίωσης ιδιαίτερα όταν οι διαρρήξεις πληρούνται από χρωμιούχο χλωρίτη (Φωτ. 6.1.β).



Φώτ.. 6.1 Μικροφωτογραφίες σε ανακλώμενο φως μεταλλεύματος χρωμίτη από την περιοχή Αγ. Αθανάσιος. Παρατήρηση σε //Ν.

α-β. Συμπαγής τύπος μεταλλεύματος με έντονα φαινόμενα κατάκλασης του χρωμίτη μέχρι μορφές μωσαϊκού (ΜΔΦ: 2 mm).

γ,δ,ε,ζ. Εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη κατά μήκος των διαρρήξεων. Παρατήρηση με ελαιοκατάδυση (ΜΔΦ: 1 mm).

(Συμβολισμός: Chr= χρωμίτης, Fchr= σιδηροχρωμίτης, Chl= χλωρίτης).

Στο διερχόμενο φως οι ζώνες του σιδηροχρωμίτη παρουσιάζονται σχεδόν αδιαφανείς, ενώ αντίθετα ο αναλλοίωτος χρωμίτης παρουσιάζεται διαφώτιστος και με καστανέρυθρο χρώμα. Σε παρατήρηση στο ανακλώμενο φως οι διάστικτες ζώνες του σιδηροχρωμίτη εμφανίζουν εσωτερικές ανακλάσεις με καστανέρυθρα χρώματα.

Κατά την εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη άλλοι ερευνητές δέχονται ότι δεν υπάρχει μεταβολή του όγκου, με ίση προς ίση αντικατάσταση και διατήρηση του αρχικού περιγράμματος του χρωμίτη, όπως οι BEESON & JACKSON (1969). Ο ONYEGOCHA (1979) αναφέρει μικρή αύξηση, ενώ ο HAMLYN (1975) αναφέρει πιθανή ελάττωση του όγκου.

Σύμφωνα με τους AHMED & HALL (1981), επειδή ο σιδηροχρωμίτης είναι πορώδης και διάτρητος με εγκλείσματα χλωρίτη παρατηρείται μια ελάττωση του όγκου, καταστρέφεται προοδευτικά το περίγραμμα των χρωμιτικών κόκκων και παρατηρείται διεύρυνση και πλήρωση των σπασιμάτων από χλωρίτη. Ακόμη η κυκλοφορία της ρευστής φάσης διευκολύνεται από τις διακλάσεις του χρωμίτη που προσδιορίζουν και την κατεύθυνση της εξαλλοίωσης.

Τα πυριτικά ορυκτά του μεταλλεύματος είναι ο σερπεντίνης και ο χρωμιούχος χλωρίτης. Ο χλωρίτης φαίνεται να πληροί τα διάκενα των χρωμιτικών κόκκων (Φωτ. 6.1.β).

6.2.2. ΠΕΡΙΟΧΗ ΓΚΛΟΜΠΑ ΝΑΟΥΣΑΣ (Cr – 2)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η περιοχή Γκλόμπα βρίσκεται ΝΝΑ και σε απευθείας απόσταση γύρω στο 1,5 χλμ. από τη Νάουσα πάνω στον αυχένα ανάμεσα στα υψώματα Γκλόμπα και Νταλαμάρι. Η εμφάνιση έχει υποστεί εξαντλητική εκμετάλλευση, η πρώτη πριν από το 1910, όπως προκύπτει τόσο από πληροφορίες όσο και από τη μορφή και τον τρόπο διάνοιξης των μεταλλευτικών και ερευνητικών έργων. Σε μία έκταση περίπου 1000 τ.μ υπάρχουν 4 στοές, μία επιμήκης εκσκαφή που καταλήγει σε μια επιχωματωμένη στοά και ένα πηγάδι μεγάλης διαμέτρου που έχει βάθος περίπου 4 μέτρα. Το συνολικό μήκος των στοών δεν ξεπερνά τα 80 μέτρα. Όσες από αυτές είναι επισκέψιμες έχουν διατομή ημιελλειπτική και έχουν διανοιχθεί με τη χρήση μόνο μεταλλευτικής σκαπάνης.

Το σύνολο των χρωμιτικών εμφανίσεων όσο και των μεταλλευτικών και ερευνητικών έργων είναι μέσα σε έντονα καταπονημένους, εξαλλοιωμένους και σχιστοποιημένους σερπεντινίτες. Η θέση δεν παρουσιάζει πλέον οικονομικό ενδιαφέρον αφού το κοίτασμα έχει εξαντληθεί, ενώ δεν υπάρχει δυνατότητα επέκτασης της μεταλλοφορίας τόσο προς τα ΝΝΔ όσο και προς τα BBA λόγω της μορφολογίας του εδάφους που χαρακτηρίζεται από βαθιά ρέματα. Πιθανόν σε βάθος να υπάρχουν παρόμοια χρωμιτικά σώματα αλλά και στην περίπτωση αυτή η πιθανή χρωμιτοφορία θα περιορίζεται από τα απότομα πρανή.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο ΑΝΔΡΟΝΟΠΟΥΛΟΣ (1963) αναφέρει την ύπαρξη και άλλης παλιάς στοάς που βρίσκεται ΝΑ και γύρω στα 2 χλμ ΝΑ της θέσης Γκλόμπα που ανοίχτηκε επίσης για εκμετάλλευση χρωμιτικού σώματος, το οποίο φαίνεται πως έχει εξαντληθεί αλλά δεν έγινε δυνατό να εντοπιστεί στο πλαίσιο της παρούσας μελέτης. Από την περιοχή αυτή τόσο από την εκσκαφή όσο και από το σωρό των παρακείμεων θέσεων συλλέχθηκαν δείγματα και έγιναν τομές για τη μελέτη της ορυκτολογικής σύστασης και των ιστολογικών χαρακτηριστικών του μεταλλεύματος (Φωτ. 6.2 α-γ).



Φωτ.. 6.2 Μικροφωτογραφίες, σε ανακλώμενο φως, μεταλλεύματος χρωμίτη από την περιοχή Γκλόμπα Νάουσας. Παρατηρήσεις σε //Ν.

α. Χρωμίτης περιμετρικά εξαλλοιωμένος σε σιδηροχρωμίτη (ΜΔΦ 2 mm).

β. Θραύσματα χρωμίτη έντονα εξαλλοιωμένου περιμετρικά σε σιδηροχρωμίτη. (ΜΔΦ 2 mm)

γ. Θραύσματα χρωμίτη εξαλλοιωμένου περιμετρικά έως ολικά σε σιδηροχρωμίτη.
(Παρατήρηση με ελαιοκατάδυση, ΜΔΦ 1 mm).

(Συμβολισμός: Chr= χρωμίτης, Fchr= σιδηροχρωμίτης, Serp=σερπεντίνης)

Η παρατήρηση των στιλπνών τομών στο μεταλλογραφικό μικροσκόπιο έδειξε την παρουσία χρωμίτη συμπαγούς, έντονα κατακλασμένου και εξαλλοιωμένου σε σιδηροχρωμίτη κυρίως περιμετρικά αλλά και κατά μήκος των διαρρήξεων (Φωτ. 6.2.α). Ο χρωμίτης σε πολλές περιπτώσεις εμφανίζεται έντονα κατακλασμένος με μορφή μωσαϊκού, εξαλλοιωμένος περιμετρικά σε σιδηροχρωμίτη (Φωτ. 6.2.β). Η εξαλλοίωση μπορεί να είναι προχωρημένη ή να φτάνει σε ολική εξαλλοίωση του χρωμίτη (Φωτ. 6.2.γ).

6.2.3. ΠΕΡΙΟΧΗ ΠΛΑΤΑΝΙΑ ΡΕΜΑ ΝΑΟΥΣΑΣ (Cr-2a)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Βρίσκεται ΝΝΔ και σε απευθείας απόσταση περίπου 2,5 χλμ. από τη Νάουσα πάνω και κοντά στο δρόμο που συνδέει τη Νάουσα με το Αρκοχώρι, στο αριστερό απότομο πρανές του ομώνυμου ρέματος. Στην περιοχή Πλατάνια Ρέμα μέσα σε έντονα καταπονημένο σχιστοποιημένο και εξαλλοιωμένο σερπεντινίτη έχουν διανοιγεί δύο οριζόντιες και παράλληλες μεταξύ τους στοές με συνολικό μήκος 35 μέτρα, κατεύθυνση ΒΔ, σε απόσταση 100 μέτρα μεταξύ τους και με υψομετρική διαφορά γύρω στα 25 μέτρα. Η διατομή τους είναι ορθογώνια με διαστάσεις 1,5 x 1,7 μ και έχουν και αυτές διανοιγεί, οπωσδήποτε πριν από το 1910, με τη χρήση μεταλλευτικής σκαπάνης.

Η μεταλλοφορία που παρατηρείται σήμερα στα τοιχώματα των στοών είναι περιορισμένη. Στο δεξιό τοίχωμα της μικρότερης και υψηλότερα ευρισκόμενης στοάς εντοπίζεται οριζόντια χρωμιτοφόρος ζώνη που έχει πάχος λίγα εκατοστά και αποτελείται από αραιή διάσπαρτη μεταλλοφορία.

Πρέπει να τονίσουμε εδώ, ότι η διεύθυνση της σχιστότητας των σερπεντινιτών είναι παράλληλη προς τη διεύθυνση των στοών και κατ' επέκταση και προς τη διεύθυνση των χρωμιτικών σωμάτων και συμπίπτουν και οι δύο με τη γενική διεύθυνση των επιπέδων των τόσο χαρακτηριστικών για την περιοχή τεκτονικών λεπίων. Με τις δύο αυτές στοές έγινε έντονη εκμετάλλευση των χρωμιτοφόρων σωμάτων και η περιοχή πιθανόν να μην παρουσιάζει παραπέρα κάποιο οικονομικό ενδιαφέρον.

Τα μεταλλοφόρα σώματα όπως συμπεραίνουμε από την εξόρυξη ήταν ακανόνιστα ως προς το σχήμα, το δε μετάλλευμα ήταν συμπαγές και κατά θέσεις έως και διάσπαρτο.



Φώτ.. 6.3 Μικροφωτογραφίες σε ανακλώμενο φως, μεταλλεύματος χρωμίτη από την περιοχή Πλατάνια Ρέμα. Παρατήρηση σε //Ν.

α. Διατήρηση της μαγματικής υφής σε διάσπαρτο τύπο μεταλλεύματος χρωμίτη (ΜΔΦ: 2 mm).

β. Σχεδόν συμπαγής τύπος μεταλλεύματος, με έντον
η κατακλαστική υφή (ΜΔΦ: 2 mm).

γ. Συμπαγής τύπος μεταλλεύματος με έντονα φαινόμενα κατάκλασης του χρωμίτη και παρουσία εφελκυστικού «σχισμού». Φαινόμενα εξαλλοίωσης σε σιδηροχρωμίτη παρατηρούνται κοντά στις διαρρήξεις (ΜΔΦ: 2 mm).

δ. Εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη κοντά στις διαρρήξεις, πλήρωση διάκενων από χλωρίτη με φλεβίδια που σχηματίζουν νησίδες που έχουν πληρωθεί με χλωρίτη (μορφές αράχνης) και εξαλλοίωση σε σιδηροχρωμίτη (διάστικτες θέσεις) (ΜΔΦ: 1 mm).

ε. Πλήρωση διάκενων του χρωμίτη από ουβαροβίτη (ΜΔΦ: 1 mm)..

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

(Συμβολισμός: Chr= χρωμίτης, Fchr= σιδηροχρωμίτης, Serp=σερπεντίνης, Chl= χλωρίτης, Uv= ουβαροβίτης)

Στο διάσπαρτο τύπο μεταλλεύματος ο χρωμίτης εμφανίζεται υπιδιόμορφος έως ιδιόμορφος, γεγονός που αποτελεί χαρακτηριστική μορφή πρωτογενούς μαγματικής υφής (Φωτ. 6.3.α). Ακόμη μπορεί να εμφανίζεται κατακλασμένος (Φωτ. 6.3β) και με έντονα φαινόμενα εξαλλοίωσης (Φωτ. 6.3.γ,δ). Οι θέσεις όπου παρατηρείται η εξαλλοίωση σε σιδηροχρωμίτη κατά μήκος των ρωγμών ή στην περιφέρεια είναι διάστικτες και με μεγαλύτερη φωτεινότητα.

Τα έντονα φαινόμενα εξαλλοίωσης συνδέονται με τα έντονα φαινόμενα κατάκλασης και ευνοούνται όταν οι διαρρήξεις πληρούνται από χρωμιούχα πυριτικά ορυκτά, όπως χλωρίτης και γρανάτης. Ακόμη παρατηρούνται θέσεις του χρωμίτη με τη χαρακτηριστική κατάκλαση αποτέλεσμα εφελκυστικού «σχισμού» (pull apart texture) (Φωτ. 6.3.γ).

Το συνηθέστερο σύνδρομο ορυκτό είναι ο σερπεντίνης που αποτελεί το συνδετικό υλικό των κόκκων του χρωμίτη (Φωτ. 6.3.α,β). Ο χλωρίτης εμφανίζεται μακροσκοπικά με έντονο ιώδες χρώμα σε μικρού μεγέθους φυλλώδεις μορφές, Πολλές φορές δημιουργεί ακανόνιστες φωλεές μέσα στους χρωμιτικούς κρυστάλλους όπου καταλήγουν φλεβίδια του ορυκτού με αποτέλεσμα τη μορφή «αράχνης» (Φωτ. 6.3.δ).

Στην περιοχή αυτή παρατηρήθηκε και η παρουσία του χρωμιούχου γρανάτη ουβαροβίτη, με σμαραγδοπράσινο χρώμα μακροσκοπικά. Ο ουβαροβίτης εμφανίζεται να διαπερνά με μορφή φλεβιδίων το χρωμίτη (Φωτ. 6.3.ε).

6.2.4. ΠΕΡΙΟΧΗ ΠΑΛΗΟΡΟΥΓΚΑ ΑΡΚΟΧΩΡΙΟΥ (Cr-2b)

Βρίσκεται πάνω στο ανατολικό πρανές της ομώνυμης ράχης γύρω στο 1,5 χλμ. BBA από το χωριό Αρκοχώρι και συνδέεται με το δημόσιο δρόμο Νάουσας-Αρκοχωρίου με δασικό δρόμο που ξεκινά από τη θέση "Πλατάνια".

Γύρω στα 1938 υπήρξε εκμετάλλευση του χρωμίτη όπως συμπεραίνεται από τη διάνοιξη εκσκαφής που καταλήγει σε οριζόντια στοά μήκους 5 μέτρων (Φωτ. 6.4). Η μεταλλοφορία φιλοξενείται μέσα σε σερπεντινίτες ανοικτοπράσινης χροιάς που καταλαμβάνουν μεγάλη έκταση. Από την εξέταση των εξορυγμένων χρωμιτικών σωμάτων και από παρατηρήσεις κοντά στη στοά και στην εκσκαφή βγαίνει το συμπέρασμα ότι πρόκειται για μικρά, περιορισμένων διαστάσεων σώματα, ο δε τύπος του μεταλλεύματος ήταν συμπαγής προς διάσπαρτος.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Φωτ. 6.4. Υπόγεια εκμετάλλευση χρωμίτη από το 1938 στην περιοχή Αρκοχωρίου.

Παρατηρώντας στο μεταλλογραφικό μικροσκόπιο τον χρωμίτη, αυτός εμφανίζεται υπιδιόμορφος συχνά έντονα κατακλασμένος, ενώ το κύριο πυριτικό ορυκτό που συνοδεύει το χρωμίτη στο μετάλλευμα είναι ο σερπεντίνης. Όσον αφορά το βαθμό εξαλλοίωσης του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη αυτός ποικίλλει. Έτσι σε ορισμένα από τα δείγματα παρατηρείται ένας περιορισμένος αποχρωματισμός κατά μήκος των δαρρήξεων του χρωμίτη, (Φωτ. 6.5.α), με πολύ ελαφριά διάστιξη, ενώ σε άλλες θέσεις ο αποχρωματισμός είναι πολύ πιο έντονος και πιο εκτεταμένος (Φωτ. 6.5.β). Σε ορισμένες περιπτώσεις η μετατροπή σε σιδηροχρωμίτη είναι αρκετά έντονη, οπότε παραμένουν μόνο ακανόνιστα σώματα χρωμίτη (αμοιβαδοειδή) ως νησίδες μέσα σε σιδηροχρωμίτη (Φωτ. 6.5.γ).



Φωτ.. 6.5. Μικροφωτογραφίες σε ανακλώμενο φως, μεταλλεύματος χρωμίτη από την περιοχή Παληορούγκα Αρκοχωρίου. Παρατήρηση με // Ν.

α. Έντονη κατάκλαση χρωμίτη και εξαλλοιώση σε σιδηροχρωμίτη κατά μήκος των διαρρήξεων (ΜΔΦ: 2 mm).

β. Χρωμίτης με περιμετρική ή κατά μήκος διαρρήξεων εξαλλοίωση σε σιδηροχρωμίτη σε ελαιοκατάδυση, σύνδεση των εξαλλοιώσεων με μικροφλεβίδια πυριτικών ορυκτών (ΜΔΦ: 1 mm).

γ. Νησίδες αρχικού χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη από εξαλλοίωση. Παρατήρηση σε ελαιοκατάδυση (ΜΔΦ: 1 mm).

(Συμβολισμός: Chr= χρωμίτης, Fchr= σιδηροχρωμίτης).

6.2.5. ΠΕΡΙΟΧΗ ΔΙΧΑΛΕΥΡΙ ΣΤΕΝΗΜΑΧΟΥ (Cr-5)

Βρίσκεται στο λόφο Διχαλεύρι (ή Ντιχαλεύρι) σε απόσταση 1,5 έως 2 χλμ., νότια από το χωριό Στενήμαχος, και είχε υποστεί εκμετάλλευση κατά τη διάρκεια δύο μεταλλευτικών περιόδων. Η πρώτη ήταν κατά τις αρχές του 20^{ου} αιώνα, ενώ η δεύτερη τόσο τις παραμονές όσο και κατά τη διάρκεια του Β΄ Παγκοσμίου Πολέμου. Οι περισσότερες παλιές εργασίες εκμετάλλευσης (κυρίως στοές) έχουν καταπέσει σχεδόν ολοσχερώς και τα στοιχεία τα οποία

παραθέτονται είναι διασταύρωση από πληροφορίες και περιγραφές εντόπιων που είχαν εργαστεί ως μεταλλωρύχοι, σε συνδυασμό με προσωπικές παρατηρήσεις.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα χρωμιτικά σώματα συναντιούνται με μορφή φακών περιορισμένων διαστάσεων που συνδέονται μεταξύ τους με "οδηγό" από διάσπαρτη μεταλλοφορία. Βρίσκονται μέσα σε έντονα εξαλλοιωμένους, καταπονημένους και σχιστοποιημένους σερπεντινίτες. Η εικόνα των σερπεντινιτών αυτών χαρακτηρίζει τόσο την στενότερη όσο και την ευρύτερη περιοχή και είναι αποτέλεσμα της τεκτονικής των λεπίων.

Η επιμήκης ράχη πάνω από την εμφάνιση καταλαμβάνεται από μικρής έκτασης τεκτονικό κάλυμμα που αποτελείται από ερυθρωπούς αργιλικούς σχιστόλιθους και πλακώδεις ασβεστόλιθους σε εναλλαγή, πιθανόν Ανωκρητιδικής ηλικίας. Αυτό το κάλυμμα είναι αποκομμένο λόγω διάβρωσης και αποτελεί τμήμα του τεκτονικού λεπίου που εντοπίζεται ανατολικότερα με διεύθυνση επιπέδου ολίσθησης BBΔ και κλίση προς ABA. Η διεύθυνση των χρωμιτικών σωμάτων είναιπαράλληλη ή σχεδόν παράλληλη με την διεύθυνση των τεκτονικών γραμμών γεγονός που συνηγορεί για την τεκτονική τοποθέτηση των χρωμιτοφόρων σερπεντινιτών στη σημερινή τους θέση. Από τα υπολείμματα του μεταλλεύματος και από τα "μπάζα" της εξόρυξης, προκύπτει ότι το μετάλλευμα ανήκει στο συμπαγή προς πυκνό διάσπαρτο τύπο.

Έγιναν τομές τόσο από τον συμπαγή όσο και από το διάσπαρτο τύπο μεταλλοφορίας, και οι χαρακτηριστικές εικόνες του μεταλλεύματος φαίνονται στις φωτογραφίες 6.6.α-ζ. Στον πυκνό διάσπαρτο τύπο ο χρωμίτης παρουσιάζεται με τη μορφή αδρόκοκκων υπιδιόμορφωνιδιόμορφων κρυστάλλων που τους διατρέχουν φλεβίδια σερπεντίνη. Ο σερπεντίνης μπορεί να παρουσιάζει εγκλείσματα μέσα στο χρωμίτη, είτε ιδιόμορφα είτε κυκλικά είτε και τελείως ακανόνιστα. (Φωτ. 6.6.α,β). Οι κρύσταλλοι χρωμίτη συχνά έχουν τάση στρογγυλοποίησης, ενώ η κατάκλαση ποικίλλει (Φωτ. 6.6.γ).

Χαρακτηριστική είναι η παρουσία μαγνητίτη που πληροί τις διαρρήξεις του χρωμίτη και ο οποίος είναι προϊόν της σερπεντινίωσης (Φωτ. 6.6.γ). Στην περιοχή αυτή η εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη είναι αρκετά περιορισμένη (Φωτ. 6.6.β), ενώ είναι έντονη αποκλειστικά στον τεκτονισμένο τύπο μεταλλεύματος (Φωτ. 6.6 δ-ε).

Ο συμπαγής χρωμίτης εμφανίζεται κατακλασμένος ενώ συχνά συναντώνται και θέσεις όπου το μετάλλευμα παρουσιάζεται έντονα τεκτονισμένο, γεγονός που έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία λατυποπαγούς χρωμίτη με γωνιώδη θραύσματα ποικίλου μεγέθους (Φωτ.6.6. δ-ε).



Φωτ.. 6.6. Μικροφωτογραφίες σε ανακλώμενο φως, μεταλλεύματος χρωμίτη από την περιοχή Διχαλεύρι Στενημάχου. Παρατήρηση με //Ν.

α. Παρουσία εγκλεισμάτων σερπεντίνη με διάφορα σχήματα σε αναλλοίωτο και κατακλασμένο χρωμίτη (ΜΔΦ: 2 mm).

β. Ιδιόμορφοι κρύσταλλοι χρωμίτη (ο ένας ελαφρά κατακλασμένος) μέσα σε σερπεντίνη που παρουσιάζουν περιμετρικά περιορισμένη μετατροπή σε σιδηροχρωμίτη (MΔΦ: 2 mm).

γ. Χρωμίτης με φλεβίδια μαγνητίτη, μέσα σε σερπεντίνη (MDP: 1 mm).

δ. Συμπαγής χρωμίτης κατακλασμένος και έναρξη εξαλλοίωσης σε σιδηροχρωμίτη (ΜΔΦ: 2 mm).
ε. Λατυποπαγές χρωμίτη και έναρξη εξαλλοίωσης σε σιδηροχρωμίτη (ΜΔΦ: 2 mm).
ζ. Χρωμιτικά θραύσματα με ελαφρά εξαλλοίωση περιμετρικά σε σιδηροχρωμίτη, παρατήρηση σε ελαιοκατάδυση (ΜΔΦ: 1 mm).

(Συμβολισμός: Chr= χρωμίτης, Fchr= σιδηροχρωμίτης, Serp=σερπεντίνης, Mt= μαγνητίτης)

6.2.6. ΘΕΣΗ ΜΠΑΣ ΚΑΡΤΕΡΙ Ή ΜΑΝΤΕΜΙΑ ΣΤΕΝΗΜΑΧΟΥ (Fe-1)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Βρίσκεται στη βόρεια από το Πλατανόρεμα πλαγιά, σε απόσταση 450-500 μέτρα ΝΑ από την εμφάνιση στο Διχαλεύρι. Έχει υποστεί εκμετάλλευση σε δύο περιόδους, η πρώτη γύρω στα 1910, όταν και είχε διανοιγεί μία στοά που σήμερα έχει καταπέσει δημιουργώντας ένα μεγάλο κοίλωμα με διαστάσεις περίπου 35 x 5 μέτρα και βάθος 5 μέτρα, και η δεύτερη, πριν και κατά τη διάρκεια του Β΄ Παγκοσμίου Πολέμου. Τη δεύτερη αυτή περίοδο, είχαν διανοιγεί τρεις στοές σχεδόν κάθετες στην αρχική παλιά στοά.

Η μεταλλοφορία εκτείνεται κατά μήκος ζώνης με διεύθυνση ΒΔ–ΝΑ και αποτελείται από φακοειδή σώματα από συμπαγή και διάσπαρτο τύπο χρωμίτη που συνδέονται μεταξύ τους με «οδηγούς» από διάσπαρτο μετάλλευμα. Στη θέση αυτή εντοπίστηκε επίσης μια διαφορετικού τύπου μεταλλοφορία. Πρόκειται για μία πολύ ιδιαίτερη περίπτωση μεταλλεύματος που στην πραγματικότητα αποτελεί μετάλλευμα μαγνητίτη. Μέσα σε μία κύρια μάζα μαγνητίτη παρατηρούνται κρύσταλλοι χρωμίτη, συχνά τέλεια ιδιόμορφοι και χωρίς φαινόμενα μετατροπής σε σιδηροχρωμίτη (Φωτ. 6.7.α-β). Αρκετοί από τους κρυστάλλους χρωμίτη όμως παρουσιάζουν περιφερειακά διαφορετικού βαθμού εξαλλοιώσεις σε σιδηροχρωμίτη (Φωτ. 6.7.γ) έως και ολική μετατροπή σε σιδηροχρωμίτη (Φωτ. 6.7.δ).

Είναι ιδιαίτερα χαρακτηριστική η παρουσία μικρών εγκλεισμάτων μιλλερίτη μέσα στο μαγνητίτη (Φωτ. 6.7.β). Τέλος παρατηρούνται ρακοειδή υπολείμματα χρωμίτη τα οποία εμφανίζουν τυχαία κατανομή μέσα σε σιδηροχρωμίτη και όλα αυτά σε περιβάλλον συμπαγούς μαγνητίτη (Φωτ. 6.7. ε).

6.2.7. ΘΕΣΗ ΚΟΥΜΑΡΙΑ ΣΤΕΝΗΜΑΧΟΥ (Cr-6)

Βρίσκεται ΝΝΑ της εμφάνισης χρωμίτη στο Μπας Καρτέρι και σε απευθείας απόσταση περίπου 750 μέτρα από αυτή, πάνω στην ομαλά κατερχόμενη ράχη "Κουμαριά". Στη θέση αυτή υπάρχει αβαθής κυκλική εκσκαφή με διάμετρο περίπου 4 μέτρα, όπου έγινε μία πρόχειρη εκμετάλλευση ενός μικρών διαστάσεων χρωμιτικού σώματος. Η μεταλλοφορία συναντάται μέσα σε έντονα εξαλλοιωμένο σερπεντινίτη και είναι συμπαγής προς πυκνή διάσπαρτη.



Φωτ. 6.7. Μικροφωτογραφίες, σε ανακλώμενο φως, μεταλλεύματος μαγνητίτη-χρωμίτη από την περιοχή Μπας Καρτέρι Στενημάχου. Παρατήρηση με //Ν.

α. Ιδιόμορφοι κρύσταλλοι χρωμίτη μέσα σε μαγνητίτη και σερπεντίνη (ΜΔΦ: 2 mm).

β. Ιδιόμορφοι-υπιδιόμορφοι κρύσταλλοι χρωμίτη σε συμπαγή μάζα μαγνητίτη που περιέχει μικρά εγκλείσματα μιλλερίτη (ΜΔΦ: 2 mm).

γ. Χρωμίτης με μετατροπή σε σιδηροχρωμίτη μέσα σε συμπαγή μαγνητίτη (ΜΔΦ: 1 mm) σε ελαιοκατάδυση.

δ. Χρωμίτης με μετατροπή σε σιδηροχρωμίτη μέσα σε συμπαγή μαγνητίτη (ΜΔΦ: 1 mm) σε ελαιοκατάδυση.

ε. Ρακοειδή υπολείμματα χρωμίτη σε τυχαία κατανομή μέσα σε σιδηροχρωμίτη σε περιβάλλον μαγνητίτη. (Μέγιστη Διάσταση Φωτογραφίας: 1mm).

(Συμβολισμός: Chr= χρωμίτης, Fchr= σιδηροχρωμίτης, Serp=σερπεντίνης, Mil= μιλλερίτης, Mt= μαγνητίτης)

Η παρατήρηση στο μεταλλογραφικό μικροσκόπιο έδειξε ότι πρόκειται για συμπαγή χρωμίτη, έντονα κατακλασμένο που εμφανίζεται με μορφή μωσαϊκού (Φωτ. 6.8.α-β) ενώ εμφανίζει πολύ περιορισμένη εξαλλοίωση σε σιδηροχρωμίτη που γίνεται εμφανής κατά μήκος των διαρρήξεων ή στην περιφέρεια των κρυστάλλων του χρωμίτη (Φωτ. 6.8.γ-δ).

6.2.8. ΘΕΣΗ ΑΡΚΟΧΩΡΙ (Cr-8, Cr-9)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Βρίσκεται σε απόσταση περίπου 1,5 χλμ. ΝΝΑ από το Αρκοχώρι στο όριο των κοινοτήτων Αρκοχωρίου, Φυτιάς και Μαρούσας. Τις παραμονές του Β΄ Παγκοσμίου Πολέμου έγινε εκμετάλλευση ενός χρωμιτικού σώματος με υπόγειες και υπαίθριες μεταλλευτικές εργασίες. Σύμφωνα με πληροφορίες εξωρύχθησαν γύρω στους 100 τόννους χρωμίτη συμπαγούς και διάσπαρτου τύπου (Φωτ. 6.9α-δ).

Στη θέση υπάρχει επιμήκης εκσκαφή μήκους περίπου 20 μέτρα με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και στον πυθμένα του δυτικού άκρου της, κεκλιμένο φρέαρ με κατεύθυνση προς Β, που σήμερα είναι επιχωματωμένο. Η μεταλλοφορία εμφανίζεται μέσα σε έντονα εξαλλοιωμένους και κατακερματισμένους σερπεντινίτες με επιφάνειες ολίσθησης κατά μήκος των οποίων παρατηρείται αμιάντωση και αραιές συγκεντρώσεις χρωμιτικών κόκκων. Σε απόσταση 350 μέτρα ΔΒΔ της παραπάνω εμφάνισης βρίσκεται μία άλλη χρωμιτική εμφάνιση. Υπάρχει ανοιχτή εκσκαφή, σχήματος τραπεζίου που είχε διανοιγεί κατά το 1910, και κατέληγε σε στοά που σήμερα είναι επιχωματωμένη. Οι διευθύνσεις των χρωμιτικών σωμάτων και στις δύο εμφανίσεις είναι ταυτόσημες και είναι παράλληλες ή σχεδόν παράλληλες με τη διεύθυνση των λεπίων, των επιφανειών ολίσθησης, και της σχιστότητας του σερπεντινίτη, γεγονός που συγκλίνει στην παραδοχή ότι η τοποθέτηση των χρωμιτικών σωμάτων συνδέεται άμεσα με την τεκτονική της περιοχής.



Φωτ. 6.8. Μικροφωτογραφίες σε ανακλώμενο φως, μεταλλεύματος χρωμίτη από την περιοχή Κουμαριάς. Παρατήρηση με //Ν.

α-β. Συμπαγής τύπος μεταλλεύματος με έντονα φαινόμενα κατάκλασης του χρωμίτη (μορφή μωσαϊκού). Η εξαλλοίωση σε σιδηροχρωμίτη σε ίχνη (ΜΔΦ: 2 mm).

γ. Εξαλλοίωση σε σιδηροχρωμίτη (MDΦ: 2 mm).

δ. Όπως και το γ, πολύ περιορισμένη εξαλλοίωση σε σιδηροχρωμίτη, παρατήρηση σε ελαιοκατάδυση (ΜΔΦ: 1 mm)

(Συμβολισμός: Chr=χρωμίτης, Fchr=σιδηροχρωμίτης, Serp=σερπεντίνης)



Φωτ. 6.9. Φωτογραφίες δειγμάτων συμπαγούς χρωμίτη από την περιοχή Αρκοχώρι Ναούσης.

Κατά την παρατήρηση στο μικροσκόπιο ο χρωμίτης εμφανίζεται έντονα κατακλασμένος και εξαλλοιωμένος σε σιδηροχρωμίτη τόσο κατά μήκος των διαρρήξεων όσο κυρίως περιμετρικά (Φωτ. 6.10.α,β,γ). Ο χλωρίτης είναι το πιο συνηθισμένο πυριτικό ορυκτό που πληρώνει τις διακλάσεις μεταξύ των κόκκων χρωμίτη (Φωτ. 6.10.α,β,γ).



Φωτ. 6.10. Μικροφωτογραφίες σε ανακλώμενο φως, μεταλλεύματος χρωμίτη από την περιοχή Αρκοχωρίου, Ναούσης. Παρατήρηση με //Ν.

α.-β. Χρωμίτης έντονα κατακλασμένος και εξαλλοιωμένος τόσο περιμετρικά όσο και κατά μήκος των διαρρήξεων σε σιδηροχρωμίτη (ΜΔΦ: 2 mm).

γ. Θραύσματα χρωμίτη εξαλλοιωμένα περιμετρικά σε σιδηροχρωμίτη. Παρατήρηση σε ελαιοκατάδυση (ΜΔΦ: 1 mm)

(Συμβολισμός: Chr=χρωμίτης, Fchr=σιδηροχρωμίτης, Chl=χλωρίτης)

6.3. ΤΑ ΠΥΡΙΤΙΚΑ ΟΡΥΚΤΑ ΤΟΥ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ

6.3.1. ΧΛΩΡΙΤΕΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

6.3.1.1. ГЕNIKA

Το όνομα χλωρίτης προέρχεται από την ελληνική λέξη "χλωρός" (=πράσινος) και οφείλεται στο πράσινο χρώμα των περισσότερων δειγμάτων. Οι χλωρίτες σύμφωνα με τους FOSTER (1962), DEER et al. (1965), είναι ένυδρα φυλλοπυριτικά ορυκτά του Al και Mg ή και του Fe⁺². Πολλοί περιέχουν και Fe⁺³, ενώ μερικοί μπορεί να περιέχουν και Mn ή Cr, Ni, Ti κ.ά. Σύμφωνα με τον Pauling (1930, από τη FOSTER 1962) στη σύστασή τους κατά τον άξονα C υπάρχουν δύο επίπεδα από τετράεδρα Si, Al-O και δυο οκταεδρικά επίπεδα, ίδια με του βρουτσίτη, Mg(OH)₂. Το ένα από τα οκταεδρικά επίπεδα βρίσκεται ανάμεσα σε δύο τετραεδρικά και αποτελούν μαζί μια ενότητα: το "επίπεδο του τάλκη", ενώ το άλλο οκταεδρικό επίπεδο του βρουτσίτη".

Σύμφωνα με τον Pauling (1930), η δομή αυτή οδηγεί στο γενικό τύπο XmΨ₄O₁₀(OH)₈, με τα τετραεδρικά επίπεδα να έχουν τον τύπο Xm/₂Ψ₄O₁₀(OH)₂ και τα οκταεδρικά Xm/₂(OH)₆. Στους τύπους τα X και Ψ παριστάνουν οκταεδρικά και τετραεδρικά κατιόντα αντίστοιχα όπου X = Mg, Fe⁺², Fe⁺³, Ni, Mn, Cr⁺³, Al, Ti (οκταεδρικά κατιόντα) και Ψ = Si, Al (τετραεδρικά κατιόντα), ενώ το m ≤ 6 αλλά πάντως όχι μεγαλύτερο.

Για να υπάρχει δομική ισορροπία, τα οκταεδρικά επίπεδα πρέπει να έχουν θετικό φορτίο ισοδύναμο με το αρνητικό φορτίο των τετραεδρικών επιπέδων. Αυτό όμως συμβαίνει όταν στη Ψ θέση υπάρχει μόνο Si και στη X \rightarrow 6R⁺². Επειδή όμως στους χλωρίτες υπάρχει στην Ψ θέση ποσότητα Al, θα πρέπει και στη X θέση να υπάρχει αντίστοιχη ποσότητα R⁺³, για την εξισορρόπηση των φορτίων.

Θεωρητικά το οκταεδρικό Al (Al^{VI}) θα πρέπει να είναι ισοδύναμο με το τετραεδρικό (Al^{IV}) κάτι που συμβαίνει σε πολύ λίγους χλωρίτες, ενώ στους περισσότερους το Al^{VI} είναι μεγαλύτερο ή μικρότερο του Al^{IV}. Όταν το Al^{VI} είναι μικρότερο τότε απαιτούνται άλλα τρισθενή κατιόντα όπως Fe⁺³, Cr⁺³ για να αποκτήσουν τα οκταεδρικά επίπεδα θετικό φορτίο τέτοιο ώστε να εξουδετερωθεί το αρνητικό φορτίο των τετραεδρικών. Το Al μπορεί να αντικατασταθεί από R⁺³ σε αναλογία 1:1, οπότε m = 6, ή από R⁺² σε αναλογία 2:3 οπότε στο γενικό τύπο έχουμε m<6.

Όταν το τετραεδρικό Al είναι χαμηλότερο του οκταεδρικού, τότε μέρος του οκταεδρικού Al εξουδετερώνει το αρνητικό φορτίο των τετραεδρικών επιπέδων και το υπόλοιπο είτε μόνο είτε με τα υπόλοιπα R^{+3} , μπαίνει στη θέση των R^{+2} σε αναλογία 2:3, οπότε έχουμε m<6. Όπου δηλαδή η ποσότητα των R^{+3} είναι μεγαλύτερη από αυτή που απαιτείται για την εξισορρόπηση των φορτίων στα τετραεδρικά επίπεδα, εμφανίζεται μια έλλειψη κατιόντων στις X θέσεις από το ιδεατό m=6, σε ποσότητα ίση με το μισό του αριθμού των υπεράριθμων οκταεδρικών R^{+3} , που σημαίνει ότι η αντικατάσταση $R^{+3} \rightarrow R^{+2}$ γίνεται πάλι σε αναλογία 2:3. Η τιμή του Al^{IV} αυξάνεται, ενώ η τιμή του Al^{VI} ελαττώνεται όταν στο πλέγμα του χλωρίτη βρίσκεται ποσότητα τρισθενούς σιδήρου.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σύμφωνα με τη FOSTER (1962) στη δομή των χλωριτών δεν συμμετέχουν τα μεγάλης ακτίνας κατιόντα Ca, Na, K. Όπου υπάρχουν αναλύσεις με υψηλές ποσοτικά τιμές των παραπάνω στοιχείων, αυτές οι τιμές είναι αποτέλεσμα προσμίξεων η παρεμβολής επίπεδων μαρμαρυγία ή μοντμοριλλονίτη στη δομή του ορυκτού. Ακόμη για το νερό που περιέχεται στους χλωρίτες η FOSTER (1962), δίνει τιμές 9,5-13,5%.

Οι χλωρίτες αναγνωρίζονται ακτινογραφικά σύμφωνα με τους DEER et al. (1965), από δύο χαρακτηριστικές ανακλάσεις των επιπέδων (100) και (002) με αντίστοιχα d~14 Å και d~7Å. Επειδή οι υποκαταστάσεις Al \rightarrow Si και Al, Fe⁺³, Cr⁺³, Fe⁺², Mn⁺² \rightarrow Mg επηρεάζουν τη θέση και την ένταση των ανακλάσεων, η ακριβής τιμή του d εξαρτάται από τη χημική σύσταση του χλωρίτη.

Οι οπτικές ιδιότητες των χλωριτών είναι ποικίλες αλλά οι περισσότεροι έχουν μικρή γωνία οπτικών αξόνων, ή ακόμη πολλοί εμφανίζονται να είναι μοναξονικοί. Πριν από τη μελέτη των χλωριτών με ακτίνες - Χ έγιναν πολλές προσπάθειες για την ταξινόμηση τους. Οι χλωρίτες παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία στη χημική τους σύσταση, με αποτέλεσμα την χρήση πολλών ονομάτων πολλά από τα οποία δόθηκαν για να δηλώσουν απλά μια διακύμανση στη σύσταση, διακύμανση που είχε όμως αυθαίρετα όρια.

Έτσι οι Tschermak (1891), Orcel (1926), Winchell (1936), Hallimard (1939) (από την FOSTER 1962), ερμηνεύουν τη σύσταση των χλωριτών ως ποικίλες αναλογίες κάποιων ακραίων μελών. Πρώτος ο Maugin (1928, 1930, από τη FOSTER 1962), με τη μελέτη της δομής των χλωριτών με ακτίνες - X, έδειξε ότι όλοι οι χλωρίτες έχουν τον ίδιο τύπο δομής και ότι οι διαφορές στη σύστασή τους μπορούν να αποδοθούν σύμφωνα με την FOSTER (1962), σε ισόμορφες αντικαταστάσεις των κατιόντων μέσα στο δομικό πλέγμα όπως συμβαίνει και στους μαρμαρυγίες. Σύμφωνα με τους DEER et al. (1965), στις αντικαταστάσεις αυτές που εμφανίζονται και στα τετραεδρικά και στα οκταεδρικά επίπεδα το Si φαίνεται να αντικαθίσταται από το Al μέσα στη σειρά [Si₇Al]⁴-[Si₄Al₄]⁴ ενώ το Mg και στα δυο επίπεδα μπορεί να αντικαταστάθεί κυρίως από το Al μέσα στη σειρά Mg₁₁Al μέχρι Mg₈Al₄.

Ενώ οι παραπάνω αντικαταστάσεις είναι περιορισμένες μπορεί να αντικατασταθεί χωρίς περιορισμό το Mg από δισθενή σίδηρο, με αποτέλεσμα ο λόγος $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ να κυμαίνεται από 0 μέχρι 1. Ιδιαίτερα σημαντικός όμως είναι και ο ρόλος του τρισθενούς σιδήρου με αποτέλεσμα ο HEY (1954), με βάση την περιεκτικότητα των χλωριτών σε Fe_2O_3 ($Fe_2O_3 > 4\%$ και $Fe_2O_3 < 4\%$) να προτείνει δύο συστήματα ταξινόμησης, που στηρίζονται στη σχέση των τιμών τετραεδρικού Si και του λόγου ($Fe^{+2}+Fe^{+3}$) / ($Fe^{+2}+Fe^{+3}+Mg$).

Η FOSTER (1962) πρότεινε ένα σύστημα ταξινόμησης και ονοματολογίας χλωριτών με βάση τις τιμές τετραεδρικού Si και του λόγου Fe^{+2}/R^{+2} . Έτσι, και επειδή το Mg είναι περισσότερο από το 75% των δισθενών κατιόντων, οι χλωρίτες με $Fe^{+2}/R^{+2}<0.25$ χαρακτηρίζονται ως μαγνησιούχοι, οι χλωρίτες με $Fe^{+2}/R^{+2}=0.25-0.75\%$, ως ενδιάμεσοι χλωρίτες και οι χλωρίτες με $Fe^{+2}/R^{+2} > 0.75\%$ ως σιδηρούχοι χλωρίτες.

6.3.1.2. ΧΡΩΜΙΟΥΧΟΙ ΧΛΩΡΙΤΕΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το Cr εμφανίζεται στους χλωρίτες σε μικρή ποσότητα αν και σύμφωνα με τους DEER et al. (1965), έχουν αναφερθεί και χλωρίτες με 8%, 11% και 13.5% Cr_2O_3 ή σύμφωνα με τον McCORMICK (1975), μέχρι και 15% σε Cr_2O_3 .

Όταν το Cr_2O_3 ξεπερνά το 2% ο χλωρίτης αποκτά ένα ρόδινο, κοκκινωπό έως ιώδες χρώμα, χρώμα που είχε ως αποτέλεσμα το σημαντικό ορυκτολογικό ενδιαφέρον για τους χλωρίτες. Όσον αφορά την οπτική παρατήρηση των χρωμιούχων χλωριτών, αυτοί είναι έντονα πλεοχροϊκοί και γενικά είναι οπτικά θετικοί εκτός από τους χρωμιούχους χλωρίτες που η περιεκτικότητα σε Cr_2O_3 ξεπερνά το 6% και που είναι οπτικά αρνητικοί. Όσον αφορά τη δομική θέση του Cr^{+3} και την ονομασία των ειδών ή των ποικιλιών του χλωρίτη υπήρξε μια ασυμφωνία (PHILIPS et al. 1980).

Έτσι, ο Dana (1892, από το McCORMICK 1975) πρότεινε για τους ροδόχρωμους χλωρίτες τα ονόματα: καιμμερερίτης, ροδοφυλλίτης, χρωμιούχος χλωρίτης, ροδοχρωμίτης και κουτσουβεϊτης. Αντίθετα, ο HEY (1954), θεώρησε ότι για τους χλωρίτες με περιεκτικότητα σε $Cr_2O_3 < 4\%$ δεν απαιτείται ιδιαίτερο όνομα, ενώ για τους χλωρίτες με περιεκτικότητα σε $Cr_2O_3 > 4\%$ πρότεινε το όνομα κουτσουβεϊτης.

Πρώτος ο LAPHAM (1958) μελέτησε τις μεταβολές σε σχέση με την ποσότητα σε Cr που περιείχαν στα οπτικά, χημικά, ακτινογραφικά, και με D.T.A χαρακτηριστικά 8 χρωμιούχων χλωριτών. Έτσι, βρήκε ότι για περιεκτικότητες μέχρι 2% σε Cr₂O₃ δεν υπήρξε σημαντική μεταβολή στις παραπάνω ιδιότητες και πρότεινε τη χρήση του προθέματος Crστην ονοματολογία των χλωριτών, όπως καθορίζεται με βάση το Fe και το Mg (FOSTER, 1962). Αυτοί οι χλωρίτες ειδικά, ανάλογα με την περιεκτικότητα σε Si των τετραεδρικών θέσεων ονομάζονται: χρωμιοπεννινίτες (Cr-penninite), χρωμιοκλινόχλωροι (Crclinochlorite), χρωμιοπροχλωρίτες (Cr-prochlorite), ή χρωμιοκορουνδοφυλλίτες (Crcorundophyllite).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στους χλωρίτες με πάνω από 2% Cr_2O_3 ο LAPHAM (1954), παρατήρησε σημαντικές διαφορές ανάλογα με το αν το Cr^{+3} ήταν σε οκταεδρική ή τετραεδρική θέση. Έτσι πρότεινε το όνομα καιμμερερίτης για τους χρωμιούχους χλωρίτες με οκταεδρικό Cr^{+3} και το όνομα κουτσουβεϊτης για τους χλωρίτες με τετραεδρικό Cr^{+3} .

O McCORMICK (1975), παρατηρώντας χλωρίτη με οκταεδρικό και τετραεδρικό χρώμιο προτείνει αλλαγή στην ταξινόμηση του Lapham (1954), ώστε ο όρος καιμμερερίτης να περιλαμβάνει χλωρίτες που θα περιέχουν Cr^{+3} οκταεδρικό $[Cr^{VI}]$, μεγαλύτερο ή ίσο με το τετραεδρικό $[Cr^{IV}]$, $(Cr^{VI} > Cr^{IV})$ και ο κουτσουβεϊτης να περιλαμβάνει χλωρίτες με $Cr^{VI} < Cr^{IV}$.

Ο BURNS (1970) με βάση τη θεωρία του κρυσταλλικού πεδίου πιστεύει ότι το Cr^{+3} έχει προτίμηση για οκταεδρική διάταξη, ενώ οι BURNS & BURNS (1975) δεν κατόρθωσαν να βρουν χρωμιούχους χλωρίτες με Cr^{+3} σε τετραεδρική διάταξη. Οι ίδιοι έδειξαν ότι ο κουτσουβεϊτης και καιμμερερίτης έχουν το ίδιο οπτικό φάσμα απορρόφησης.

Σε μελέτες της δομής με ακτίνες-Χ, σε χλωρίτες πλούσιους σε Cr, κανένας δεν είχε τετραεδρικό Cr^{+3} . Σύμφωνα με τους Steinfink (1958), Brown and Bailey (1963), Lister and Bailey (1967, από τους PHILIPS et al. 1980), το τρισθενές χρώμιο δείχνει μια προτίμηση συγκέντρωσης στο οκταεδρικό επίπεδο που βρίσκεται ανάμεσα στα τετραεδρικά επίπεδα. Ακόμα, οι Neuhaus and Richartz (1958, από τον BISH 1977), κατέληξαν ότι το ρόδινο-πορφυρό χρώμα του χρωμιούχου χλωρίτη οφείλεται στη συγκέντρωση Cr^{+3} στα οκτάεδρα που βρίσκονται ανάμεσα στα τετραεδρικά επίπεδα, γιατί αν το Cr^{+3} ήταν στα 2:1 οκταεδρικά επίπεδα επίπεδα το χρώμα θα ήταν πράσινο όπως συμβαίνει στο φουξίτη που είναι ο Cr-μοσχοβίτης.

Ο BISH (1977), χρησιμοποιώντας οπτικές φασματικές μεθόδους και ακτίνες – Χ,εξέτασε 10 χρωμιούχους χλωρίτες, περιλαμβάνοντας το δείγμα του McCormick (1975) και μερικά δείγματα του Lapham (1954) και έδειξε ότι υπήρχε Cr⁺³ με οκταεδρική διάταξη σε όλα τα δείγματα ακόμη και για εκείνα που αναφέρονταν ότι περιείχαν τετραεδρικό χρώμιο. Έτσι, ο BISH (1977) υποστηρίζει την πρόταση του BAYLISS (1975) για κατάργηση των ονομάτων καιμμερερίτης και κουτσουβεϊτης. Ο BAILEY (1988) προτείνει τη χρησιμοποίηση των προθεμάτων "Cr" ή χρωμιούχος (chromian) στη γενική ονοματολογία των χλωριτών. Παρ' όλα αυτά ακόμη και σήμερα τα ονόματα καιμμερερίτης και κουτσουβεϊτης χρησιμοποιούνται ευρύτατα στη διεθνή βιβλιογραφία.

6.3.1.3. ΧΡΩΜΙΟΥΧΟΙ ΧΛΩΡΙΤΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τμήμα Γεωλογίας

Ο χλωρίτης παρατηρήθηκε στο χρωμιούχο μετάλλευμα όλων σχεδόν των εμφανίσεων της περιοχής μελέτης. Μακροσκοπικά εμφανίζεται με χρώμα από λευκό μέχρι φωτεινό ιώδες, ανάλογα με την περιεκτικότητά του σε χρώμιο. Μικροσκοπικά εμφανίζεται άχρωμος μέχρι υποπράσινος με κυανά ή καστανωπά ανώμαλα χρώματα πόλωσης. Στο ανακλώμενο φως ο χλωρίτης παρουσιάζει χαρακτηριστικές εσωτερικές ανακλάσεις με ιώδη χρώματα. Γενικά ο χλωρίτης εμφανίζεται να σχηματίζει φλεβίδια και να πληροί τις διαρρήξεις στους κατακλασμένους χρωμιτικούς κόκκους.

Ακόμη φαίνεται μια σαφής σύνδεση της παρουσίας του χλωρίτη με την έντονη κατάκλαση του χρωμίτη και την εξαλλοίωσή του σε σιδηροχρωμίτη. Ειδικότερα η παρουσία του χλωρίτη στο μετάλλευμα ήταν άμεσα συνδεδεμένη με την εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη.

Ειδικά στην περίπτωση της εμφάνισης του Αγίου Αθανασίου, όπου ο χλωρίτης συνυπάρχει με γρανάτη (ουβαροβίτη), φαίνεται μια αντικατάσταση του χρωμίτη από τα δυο αυτά ορυκτά. Η ανάπτυξη του ουβαροβίτη και του χλωρίτη στο χρωμίτη δε συνοδεύεται από εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη, γεγονός που στοιχειοθετεί την παρουσία κάποιας ρευστής φάσης που μετέφερε τα απαραίτητα στοιχεία για τη δημιουργία των πυριτικών αυτών ορυκτών από γειτονικές θέσεις (ΜΠΑΝΤΗ 2002). Όλα αυτά επιβεβαιώνουν τον επιγενετικό χαρακτήρα του χλωρίτη μετά τον τεκτονισμό του χρωμίτη και επειδή η σερπεντινίωση είναι αυτή που συντελεί στην κατάκλαση του χρωμίτη, ο χλωρίτης είναι προϊόν μεταγενέστερο της σερπεντινίωσης (ΜΙΤRA 1972).

Έγιναν αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή στους χλωρίτες των περιοχών Γκλόμπα, Άγιος Αθανάσιος, Διχαλεύρι και τα αποτελέσματα φαίνονται στον Πίνακα 6.3.1 καθώς και ο αριθμός των κατιόντων που υπολογίστηκαν με βάση 28 Ο. Θα πρέπει να τονισθεί ιδιαίτερα ότι παρατηρούνται σημαντικές μεταβολές στην περιεκτικότητα των χλωριτών σε Cr, Al, Fe. Συγκεκριμένα το Cr₂O₃ κυμαίνεται από 1.73 έως 3.51% που με βάση τα παραπάνω δικαιολογείται η ονομασία χρωμιούχος χλωρίτηςή καιμμερερίτης. Επίσης το Al₂O₃ κυμαίνεται από 8.01 έως 16.66% και το Feo 0.97 έως 1.76%.

Για την ταξινόμηση των χλωριτών χρησιμοποιήθηκε το διάγραμμα της FOSTER (1962) με βάση το οποίο οι χρωμιούχοι χλωρίτες της περιοχής έρευνας ταξινομούνται στην κατηγορία του κλινόχλωρου και πεννινίτη (Σχ.6.2).

Πίνακας 6.3.1. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις χλωρίτη από το μετάλλευμα της περιοχής έρευνας. AG: Άγιος Αθανάσιος, GL: Γκλόμπα, NT: Διχαλεύρι.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

	AG1	AG2	AG3	GL5	GL5-1	NT1	GL5-2	GL5-3	GL5-4	GL5-5
SiO ₂	33.32	33.79	34.42	35.30	33.02	33.03	38.63	32.73	33.44	32.15
TiO ₂	bdl	bdl	bdl	0.09	bdl	bdl	0.09	0.03	0.01	0.05
Al_2O_3	12.33	15.32	11.08	15.52	14.98	14.61	8.01	16.45	15.27	16.66
Cr_2O_3	3.51	2.49	3.48	2.17	2.77	2.29	1.73	2.29	2.78	2.80
FeO	1.76	1.00	1.76	1.43	0.97	1.00	1.21	1.32	1.06	1.14
MnO	0.13	0.48	0.02	0.32	bdl	bdl	0.06	0.07	0.13	0.03
MgO	34.44	33.67	34.29	33.99	33.71	36.40	39.15	36.15	37.17	32.01
CaO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.03	bdl
Na ₂ O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
K_2O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
NiO	bdl	bdl	0.77	0.24	0.30	bdl	0.23	0.25	0.08	0.20
Σύνολο	85.49	86.75	85.82	89.06	85.75	87.33	89.11	89.29	89.97	85.04
			Κατ	ανομή ιόν	των με βάσ	σ η 28 άτομ	αO			
Si	6.411	6.348	6.611	6.457	6.285	6.178	7.059	6.007	6.092	6.165
Al	1.589	1.652	1.389	1.543	1.715	1.822	0.941	1.993	1.908	1.835
Ζ	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	1.207	1.739	1.119	1.803	1.645	1.398	0.785	1.566	1.371	1.931
Ti	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.012	0.004	0.001	0.007
Cr	0.534	0.370	0.528	0.314	0.417	0.339	0.250	0.332	0.400	0.425
Fe	0.283	0.157	0.283	0.219	0.154	0.156	0.185	0.203	0.161	0.183
Mn	0.021	0.076	0.003	0.050	0.000	0.000	0.009	0.011	0.020	0.005
Mg	9.879	9.429	9.818	9.268	9.565	10.149	10.666	9.891	10.095	9.151
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Κ	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.119	0.035	0.046	0.000	0.034	0.037	0.012	0.031
X	11.924	11.772	11.871	11.701	11.827	12.043	11.941	12.043	12.067	11.732

Βιβλιοθήκη Πίνακας 6.3.1. (συνέχεια).

Ψηφιακή συλλογή

EL.	Τμήμα Γεωλογίας													
1	and.	AG4	AG5	AG6	AG7	NT1-1	NT2	NT3						
100	SiO ₂	33.13	33.13	34.19	34.49	35.45	32.34	32.2						
	TiO_2	0.04	0.06	0.08	0.02	0.08	0.02	0.0						
	Al_2O_2	16.32	15.54	17.30	17.13	7.80	13.95	14.9						

SiO ₂	33.13	33.13	34.19	34.49	35.45	32.34	32.20	36.02	31.62	31.49
TiO ₂	0.04	0.06	0.08	0.02	0.08	0.02	0.05	0.06	bdl	bdl
Al_2O_3	16.32	15.54	17.30	17.13	7.80	13.95	14.98	6.12	14.61	14.40
Cr_2O_3	2.06	2.38	2.04	2.37	2.02	2.69	3.11	2.98	2.54	2.85
FeO	1.03	1.01	1.07	1.16	2.21	1.55	1.27	1.81	1.33	1.09
MnO	0.18	0.09	0.02	bdl	bdl	0.03	bdl	0.05	0.15	0.05
MgO	36.66	37.25	38.59	39.02	36.08	32.78	32.83	35.68	32.33	32.21
CaO	0.09	0.09	bdl	bdl	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	bdl
Na ₂ O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
K_2O	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
NiO	0.04	0.13	0.19	0.05	0.03	0.19	0.28	0.24	0.26	0.40
Σύνολο	89.55	89.68	93.48	94.24	83.70	83.57	84.75	82.99	82.87	82.49
			Κατ	ανομή ιόντ	ων με βάσ	η 28 άτομ	αO			
Si	6.047	6.051	5.980	5.988	6.946	6.336	6.222	7.130	6.246	6.248
Al	1.953	1.949	2.020	2.012	1.054	1.664	1.778	0.870	1.754	1.752
Ζ	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	1.557	1.396	1.546	1.493	0.748	1.557	1.633	0.558	1.647	1.616
Ti	0.005	0.008	0.011	0.003	0.012	0.003	0.007	0.009	0.000	0.000
Cr	0.297	0.344	0.282	0.325	0.313	0.417	0.475	0.466	0.397	0.447
Fe	0.157	0.154	0.157	0.168	0.362	0.254	0.205	0.300	0.220	0.181
Mn	0.028	0.014	0.003	0.000	0.000	0.005	0.000	0.008	0.025	0.008
Mg	9.975	10.143	10.061	10.099	10.539	9.573	9.457	10.529	9.520	9.528
Ca	0.018	0.018	0.000	0.000	0.006	0.004	0.006	0.006	0.006	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Κ	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.006	0.019	0.027	0.007	0.005	0.030	0.044	0.038	0.041	0.064
X	12.044	12.096	12.086	12.095	11.985	11.843	11.828	11.914	11.856	11.844

NT4

NT4-1

NT4-2

9/5	Ψηφ	ριακή συλ	λογή	10
1.4	······································	βλιοθι	ήκη	
Nº C	SEO	TDAS	TO	511
	Πίνακα	ς 6.3.1. (α	συνέχεια	.).
TEL	πρή	ια Γεω)	λογίας	
X		NT4-3	NT5	NT6
0.5	SiO ₂	32.34	31.99	31.92
	TiO ₂	bdl	0.12	0.04
	Al_2O_3	13.70	14.81	14.40
	Cr_2O_3	3.14	3.17	2.74
	FeO	1.24	1.09	1.43
	MnO	0.04	bdl	bdl
	MgO	32.91	32.31	32.01
	CaO	bdl	bdl	bdl
	Na ₂ O	bdl	bdl	bdl
	K_2O	bdl	bdl	bdl
	NiO	0.20	0.09	0.18
	Σύνολο	83.57	83.58	82.72
	Si	6.336	6.253	6.309
	Al	1.664	1.747	1.691
	Ζ	8.000	8.000	8.000
	Al	1.499	1.664	1.663
	Ti	0.000	0.018	0.006
	Cr	0.486	0.490	0.428
	Fe	0.203	0.178	0.236
	Mn	0.007	0.000	0.000
	Mg	9.612	9.415	9.432
	Ca	0.000	0.000	0.000
	Na	0.000	0.000	0.000
	Κ	0.000	0.000	0.000
	Ni	0.032	0.014	0.029
	X	11.839	11.779	11.794



Σχ. 6.2. Διάγραμμα που δείχνει την σύσταση των χλωριτών στο μετάλλευμα χρωμίτη της περιοχής μελέτης κατά Hey (1954) (από MΠΑΝΤΗ 2002).

6.3.1.4. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΟΥ ΤΡΟΠΟΥ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΤΩΝ Cr-ΧΛΩΡΙΤΩΝ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τμήμα Γεωλογίας

Η ερμηνεία της παρουσίας των Cr-χλωριτών μέσα σε μεταλλεύματα χρωμίτη ή γύρω από χρωμιτικούς κόκκους που βρίσκονται ως επουσιώδες ορυκτό μέσα σε υπερβασικά πετρώματα είναι αντικείμενο μελέτης πολλών ερευνητών μέχρι σήμερα και για τον τρόπο σχηματισμού τους έχουν διατυπωθεί σχετικά με το χρόνο, τη διαδικασία και τις συνθήκες σχηματισμού τους.

Σήμερα είναι γενικά αποδεκτό ότι η δημιουργία του Cr-χλωρίτη είναι σε γενικές γραμμές συνδεδεμένη με την εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη, κάτι που συμβαίνει μεταγενέστερα από το ορθομαγματικό στάδιο δημιουργίας του χρωμίτη. Με την εξαλλοίωση αυτή του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη, αποδεσμεύονται από το χρωμίτη τα στοιχεία Cr, Al, Mg αντιδρούν με τα πυριτικά ορυκτά που περιβάλλουν το χρωμίτη και τα μετατρέπουν σε Cr- χλωρίτη.

Έτσι ο ΜΑΡΙΝΟΣ (1950), παρατηρώντας την παρουσία των Cr-χλωριτών και του ουβαροβίτη στα χρωμιτικά κοιτάσματα της Δομοκού, δέχεται ότι είναι μεταγενέστερα τα δύο ορυκτά του χρωμίτη και ότι ο σχηματισμός τους οφείλεται στην επίδραση υδροδιαλύματος στο χρωμίτη.

Ο MILLER (1953), μελετώντας τα υπερβασικά πετρώματα της Β. Καρολίνας, δέχεται ότι ο σχηματισμός του Cr-χλωρίτη (καιμμερερίτη), γύρω από το χρωμίτη-σιδηροχρωμίτη, γίνεται κατά τη σερπεντινίωση με μια υδροθερμική δράση. Έτσι ο χλωρίτης τείνει να αντικαταστήσει συνολικά τον αλλοιωμένο χρωμίτη, αφού σε πολλές περιπτώσεις παρατηρούνται μόνο αποστρογγυλεμένα μικρά υπολείμματα ή μόνο ίχνη χρωμίτη μέσα σε μια εκτεταμένη μάζα χλωρίτη.

Ο KRAUSE (1958), δέχεται ότι μετά τη γένεση του χρωμίτη σε ένα πηγματιτικόπνευματολυτικό στάδιο αφαιρούνται από τον χρωμίτη Cr και Al και σχηματίζονται καιμμερερίτης, σμαραγδίτης, ουβαροβίτης και χλωρίτης. Τα παραμένοντα συστατικά του χρωμίτη σχηματίζουν μεικτούς κρυστάλλους μαγνησιοφερίτη και μαγνητίτη με συνέπεια την αύξηση της ανακλαστικότητας. Ο ΠΑΝΑΓΟΣ (1965) θεωρεί πιθανόν υδροθερμική τη γένεση των Cr-χλωριτών που μελέτησε στα χρωμιτικά κοιτάσματα της Ερέτριας.

Οι GOLDING & BAYLISS (1968) δέχονται για τους οφειόλιθους της Νέας Ουαλλίας (Αυστραλία), ότι οι πιο πλούσιοι σε Al χρωμίτες, μετά τη σερπεντινίωση και λόγω ενός υδροθερμικού επεισοδίου ή/και μεταβολών στη θερμοκρασία ή την πίεση αερίου, οξειδώνονται, με αποτέλεσμα την αποβολή Al, το οποίο προκαλεί σταδιακή χλωριτίωση του

σερπεντίνη. Οι ίδιοι παρατηρούν ότι οι πιο πλούσιοι σε Cr χρωμίτες είναι πιο σταθεροί σε σχέση με τους Al-χρωμίτες, στις ίδιες οξειδωτικές συνθήκες, αλλά πάνω από κάποιες τιμές fO₂ θα μπορούσαν και αυτοί να δώσουν Cr-χλωρίτη.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο LIPMAN (1964) πιστεύει ότι μια περιοχή θερμοκρασιών μεταξύ 520° μέχρι 680°C, είναι η κατάλληλη για την αντίδραση μεταξύ Al-χρωμίτη και μαγνησιούχων πυριτικών ώστε να σχηματισθεί χλωρίτης κάτω από πλουτώνιες συνθήκες. Όμως η μετατροπή ενός μετασταθούς Al-σερπεντίνη σε τυπικό χλωρίτη είναι δυνατό να γίνει σε χαμηλότερες θερμοκρασίες.

Η ΔΗΜΟΥ (1968), για την περιοχή της Βέροιας, αποδίδει τη δημιουργία του καιμμερερίτη στους χρωμίτες σε μια υδροθερμική, μεταμαγματική δράση που συμβαίνει ταυτόχρονα με τη σερπεντινίωση και που σε συνδυασμό με την εξαλλοίωση του πρωτογενούς χρωμίτη ελευθερώνεται το απαραίτητο Cr για το σχηματισμό του καιμμερερίτη και του ουβαροβίτη.

Ο CHAKRABORTY (1968) παρατηρώντας σε μετάλλευμα χρωμίτη στην Orissa της Ινδίας, τον καιμμερερίτη να αντικαθιστά μαζί με τον ουβαροβίτη τον χρωμίτη κατά μήκος των περιθωρίων του δέχεται τη δημιουργία μιας υδροθερμικής φάσης κατά τη σερπεντινίωση που μεταφέρει Cr από το χρωμίτη και σχηματίζει τα πυριτικά ορυκτά καιμμερερίτη και ουβαροβίτη.

Οι BEESON & JACKSON (1969), μελετώντας στο σύμπλεγμα Stillwater της Μοντάνα τη χημική σύσταση εξαλλοιωμένων χρωμιτών δέχονται, ότι η δημιουργία του χλωρίτη είναι περίπου σύγχρονη της σερπεντινίωσης του δουνίτη και ακόμη ότι η δημιουργία του χλωρίτη σχετίζεται με την εξαλλοίωση του χρωμίτη και την απελευθέρωση στοιχείων από τον χρωμίτη προς τα έξω και μάλιστα ότι είναι μία ίσου προς ίσο όγκο μεταβολή του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη+χλωρίτη.

Οι ENGIN & AUCOTT (1971), μελετώντας την παρουσία απλών χλωριτών σε εξαλλοιωμένους χρωμίτες στη ΝΔ Τουρκία, δέχονται ότι με την επίδραση υδροθερμικών διαλυμάτων απομακρύνονται εκλεκτικά από τον χρωμίτη Al και Mg, που μετατρέπουν τον σερπεντίνη σε χλωρίτη, ενώ το Cr μένει ανεπηρέαστο στο πλέγμα του χρωμίτη.

Ο MITRA (1972, 1973), μελετώντας τους χρωμίτες στην Orissa των Ινδιών συνδέει την παρουσία του Cr-χλωρίτη με το σιδηροχρωμίτη, λέγοντας ότι ο σχηματισμός του χλωρίτη είναι αποτέλεσμα μεταμόρφωσης που συμβαίνει μετά τη σερπεντινίωση. Σύμφωνα με τον ίδιο συγγραφέα η μετατροπή του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη γίνεται με χημική κινητοποίηση των στοιχείων, αποτέλεσμα μιας ρευστής φάσης των πόρων του σερπεντίνη. Η κινητοποίηση

αυτής της ρευστής φάσης κάτω από συνθήκες πίεσης "shearing stress", σε συνδυασμό με την υψηλή fO₂ που επικρατεί έχει ως αποτέλεσμα τη μετατροπή του Fe⁺² σε Fe⁺³. Με την αύξηση του Fe⁺³ το πλέγμα του χρωμίτη διαστρέφεται και απελευθερώνεται Al. Η αντίδραση του ελεύθερου Al με τα σερπεντινικά υλικά έχει ως αποτέλεσμα το σχηματισμό χλωρίτη που μπορεί να εμφανίζεται ως σιδηρο- και χρωμιο-χλωρίτης ή ως χρωμιούχος καιμμερερίτης, σπάνια με τη συνοδεία κουτσουβεϊτη, γιατί μαζί απελευθερώνεται και Cr που μπορεί να μπει στο πλέγμα του χλωρίτη.

Ο ΟΝΥΕΑGOCHA (1974), μελετώντας την εξαλλοίωση του χρωμίτη μέσα σε δουνίτη στο Twin Sisters της Ουάσιγκτον, πιστεύει ότι για τη μετατροπή της αρχικής παραγένεσης χρωμίτης+ολιβίνης+ενστατίτης σε σιδηροχρωμίτη και χλωρίτη αρκεί η προσθήκη O₂ και H₂O, δηλαδή η εξαλλοίωση είναι το αποτέλεσμα μεταβολής στο fO₂ και fH₂O. Η εξαλλοίωση συμβαίνει πάνω από το ανώτερο όριο σταθερότητας του σερπεντίνη και κάτω από αυτό του χλωρίτη. Σύμφωνα με τους KITAHARA et al. (1966) και FAWCETT & YODER (1966), και με βάση πειραματικά δεδομένα το ανώτερο όριο σταθερότητας του σερπεντίνη σε 10 Kbar P_{H2O} είναι περίπου 570°C και για το χλωρίτη 800°C. Αν συμβεί λοιπόν μια μεταμόρφωση σ' αυτή την περιοχή θερμοκρασιών θα έχει ως αποτέλεσμα την εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη και τη δημιουργία του Cr-χλωρίτη με περιεκτικότητα μέχρι 3,2% σε Cr₂O₃.

Ο SPRINGER (1974), μελετώντας τη μεταμόρφωση επαφής σε υπερβασικά πετρώματα της δυτικής Sierra Nevada (Καλιφόρνια), πιστεύει ότι η συχνή συνύπαρξη χλωρίτη με σιδηροχρωμίτη, τον οποίο αποκαλεί μεταμορφικό Fe-Cr-σπινέλλιο, είναι αποτέλεσμα αντίδρασης μεταξύ σερπεντίνη, πρωτογενούς σπινέλλιου και δευτερογενούς μαγνητίτη:

 $3Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + [2MgAl_2O_4 + Fe(Cr,Fe)_2O_4] + 2H_2O \leftrightarrow$

 $\leftrightarrow 2Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + Fe(Cr,Fe)_2O_4$

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

που συμβαίνει κάτω από συνθήκες μεταμόρφωσης επιδοτιτικής-αμφιβολιτικής φάσης.

Ο McCORMICK (1975), μελετώντας την παρουσία του καιμμερερίτη σε αναλλοίωτο δουνίτη στο Day Book Body (B. Καρολίνα), υποστηρίζει ότι η σερπεντινίωση δεν αποτελεί προϋπόθεση για το σχηματισμό χλωρίτη. Οι HASLAM et al. (1976), μελετώντας τις συμφύσεις χρωμίτη – χλωρίτη στους σερπεντινιωμένους και μεταμορφωμένους περιδοτίτες στο Chimwadzulu Hill, Malawi δέχονται ότι τα δυο ορυκτά, ο χρωμίτης και ο χλωρίτης, κρυσταλλώθηκαν ταυτόχρονα και ότι ο σερπεντίνης σχηματίστηκε μεταγενέστερα, αντίθετα με τον Bloomfield (1958, από τους HASLAM et al. 1976), που δέχεται πρώτα το σχηματισμό του σερπεντίνη και μετά του χλωρίτη. Ακόμη οι HASLAM et al. (1976), δέχονται ότι οι συμφύσεις χρωμίτη-χλωρίτη έχουν σχηματισθεί από αποβολή του Mg και Al από μια φάση σπινέλλιου υψηλής θερμοκρασίας, καθώς το πέτρωμα ψύχονταν από τις συνθήκες φάσης σπινελλιούχου λερζόλιθου προς τις φάσεις χλωριτικού-αμφιβολιτικού περιδοτίτη. Σύμφωνα με τον O' HARA (1967), οι φάσεις σπινελλιούχου λερζόλιθου χαρακτηρίζονται από παραγένεση φορστερίτη-διοψίδιου-ενστατίτη-σπινέλλιου. Είναι η σταθερή παραγένεση για τους περιδοτίτες που κρυσταλλώνονται μέχρι 950°C και σε πιέσεις μεταξύ 8 και 18 Kbar. Σε θερμοκρασίες μεταξύ 720°C και 820°C και σε μεγάλο εύρος πιέσεων, που αντιστοιχούν σε φάσεις χλωριτικού-αμφιβολιτικού περιδοτίτη, παρουσία του ολιβίνη, του ενστατίτη και των ατμίδων νερού, ο αργιλούχος σπινέλλιος είναι ασταθής και η σταθερή φάση αργιλίου μετατρέπεται σε μαγνησιούχο χλωρίτη. Δηλαδή το Al και το Mg από το πλέγμα του σπινελλίου σε συνδυασμό με ολιβίνη, ενστατίτη και ατμούς νερού σχηματίζουν χλωρίτη σύμφωνα με την αντίδραση:

 $MgAl_{2}O_{4} + 2MgSiO_{3} + Mg_{2}SiO_{4} + 4H_{2}O \leftrightarrow Mg_{5}Al_{2}Si_{3}O_{10}(OH)_{8}$

Al - σπινέλλιος +ενστατίτης+ φορστερίτης+ ατμοί ↔ χλωρίτης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Αυτή η αντίδραση συνοδεύεται από μια ανακρυστάλλωση του σπινελλίου, που δίνει σιδηρούχο χρωμίτη ή χρωμιούχο μαγνητίτη σε σύμφυση με τον χλωρίτη και με τα δυο ορυκτά να διατηρούνται και μετά τη σερπεντινίωση.

Ακόμη παρατηρούνται ιδιόμορφοι και υπιδιόμορφοι κρύσταλλοι χρωμίτη μέσα σε μαγνητίτη ο οποίος περιέχει μικρά εγκλείσματα μιλλερίτη (Φωτ. 6.7.β), καθώς και συμπαγής μαγνητίτης μέσα στον οποίο βρίσκονται κρύσταλλοι χρωμίτη με έντονη εξαλλοίωση σε σιδηροχρωμίτη (Φωτ. 6.7.γ,δ,ε) όπως συμβαίνει στην περιοχή μελέτης.

Οι NAIR & SAHU (1980), μελετώντας την παρουσία Cr-χλωριτών στα χρωμιτοφόρα υπερβασικά πετρώματα του Byrapurà (Νότια Ινδία), παρατήρησαν την παρουσία μιας ενδιάμεσης σε σύσταση φάσης μεταξύ σερπεντίνη και χλωρίτη, με περιεκτικότητες σε Al₂O₃ =5,18-9,77% και Cr₂O₃=0,60-2,33%, την οποία θεωρούν την ενδιάμεση φάση μεταξύ σερπεντίνη και Cr-χλωρίτη. Αυτή η μετατροπή του σερπεντίνη σε Cr-χλωρίτη γίνεται με την παρουσία Al και Cr που προέρχονται από την υδροθερμική εξαλλοίωση και οξείδωση του χρωμίτη προς σιδηροχρωμίτη.

Οι JAN et al. (1984), μελετώντας τα χρωμιτικά κοιτάσματα στο Baluchistan (Πακιστάν), αποδίδουν την παρουσία ζωνωδών χρωμιτών (χρωμίτης-σιδηροχρωμίτης) και Cr-χλωρίτη, σε "χλωριτίωση", που έγινε μετά τη σερπεντινίωση του συμπλέγματος. Τις μεγάλες διαφορές που παρατηρούνται στη σύσταση του σερπεντίνη αλλά και του χλωρίτη τις αποδίδουν στην έλλειψη φυσικοχημικής ισορροπίας. Οι JAN et al. (1985), μελετώντας την παρουσία Cr-χλωριτών στο χρωμιτοφόρο οφειολιθικό σύμπλεγμα του Waziristan (Πακιστάν), σε συνδυασμό με την εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη, παρατηρούν την παρουσία σερπεντίνη με αυξημένη περιεκτικότητα σε Cr (Cr₂O₃=0,26-2,33%) σε συνδυασμό με τις μεγάλες μεταβολές στη σύσταση των χλωριτών που τις αποδίδουν στη μη επίτευξη φυσικοχημικής ισορροπίας στο σύστημα. Αποδίδουν δε τη δημιουργία του χλωρίτη και του σιδηροχρωμίτη, σε διάχυση ιόντων από το χρωμίτη προς τα έξω που συνέβη σε μια πρόδρομη πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση (πιθανόν στις μεσοωκεάνιες ράχες) μετά τη σερπεντινίωση.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σύμφωνα με τους FLEET et al. (1993), η παρουσία Cr-κλινόχλωρου με μορφή ελασμάτων που είναι διατεταγμένα παράλληλα στο (111) επίπεδο των κρυστάλλων του χρωμίτη και σιδηροχρωμίτη σε δείγματα από τη Βραζιλία αποδίδεται σε τοποτακτική ανάπτυξη του χλωρίτη δηλαδή σε κοινή συμμετοχή στοιχείων του πλέγματος των δυο ορυκτών και η γένεση του χλωρίτη συνδέεται με το σχηματισμό του σιδηροχρωμίτη, αφού τα στοιχεία που διαφεύγουν από το πλέγμα του χρωμίτη μπαίνουν στο πλέγμα του χλωρίτη.

Για τα κοιτάσματα και τις χρωμιτικές εμφανίσεις της Ελλάδας οι MAGGANAS & ECONOMOU (1988), MICHAILIDIS (1991, 1993, 1995), CHRISTOFIDES et al. (1994), MICHAILIDIS et al. (1995), MICHAILIDIS & SKLAVOUNOS (1996) και ΜΠΑΝΤΗ (2002), συνδέουν τη γένεση του χλωρίτη με την εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη. Έτσι, το Al και σε μικρότερο βαθμό το Cr, που ελευθερώνεται από το χρωμίτη κατά τη μετατροπή του σε σιδηροχρωμίτη, αντιδρά με το σερπεντινικό υλικό και σταδιακά μετατρέπεται σε Al-Cr-σερπεντίνη και στη συνέχεια σε Cr-χλωρίτη.

Σύμφωνα με τον MICHAILIDIS (1993), η σταδιακή "χλωριτίωση" του σερπεντίνη ενισχύεται από:

α) τον χρωμίτη που είναι το μόνο ορυκτό σ' αυτές τις παραγενέσεις που θα μπορούσε να προσφέρει Al και Cr για το σχηματισμό του Cr-χλωρίτη

β) την παρουσία του Al-Cr-σερπεντίνη, που είναι ένα ενδιάμεσο στάδιο, σε στενή σύμφυση με τον Cr-χλωρίτη

γ) τις διακυμάνσεις στην περιεκτικότητα σε Al και Cr στο χλωρίτη στο ίδιο δείγμα ή ακόμη και στον ίδιο κρύσταλλο.

Τα β και γ φανερώνουν και τη μη επίτευξη φυσικοχημικής ισορροπίας κατά τη μετατροπή σερπεντίνης→χλωρίτης.

Έτσι η παρουσία του χρωμιούχου χλωρίτη στην περιοχή μελέτης συνδέεται άμεσα με την εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη και την απελευθέρωση των στοιχείων Al, Cr, Mg από το πλέγμα του χρωμίτη και την είσοδό τους στο πλέγμα του χλωρίτη, αφού δεν εμφανίζεται χλωρίτης σε μετάλλευμα με αναλλοίωτο χρωμίτη.

Μπορεί όμως η παρουσία του χλωρίτη σε άμεση επαφή με το χρωμίτη χωρίς τη σύγχρονη παρουσία του σιδηροχρωμίτη να ερμηνευθεί και με μεταφορά στοιχείων από άλλες γειτονικές θέσεις με τη συνδρομή κάποιας ρευστής φάσης. Η κυκλοφορία αυτής της ρευστής φάσης είναι ευκολότερη όπου το μετάλλευμα είναι κατακλασμένο και τεκτονισμένο, ενώ η δημιουργία της μπορεί να είναι σύγχρονη ή μεταγενέστερη της σερπεντινίωσης ή ακόμη και αποτέλεσμα της πρόδρομης γενικής μεταμόρφωσης χαμηλού βαθμού (πρασινοσχιστολιθικής φάσης) που χαρακτηρίζει την περιοχή μελέτης.

6.3.2. ΓΡΑΝΑΤΕΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

6.3.2.1. ГЕNIKA

Σύμφωνα με τους Menzer (1928, από τους DEER et al. 1982), και RIBBE & ERICKSON (1993), η ομάδα των γρανατών περιλαμβάνει όλα τα ορυκτά με τον γενικό τύπο:

 $X_3 Ψ_2 Z_3 O_{12}$ όπου

$$X = Ca, Mg, Fe^{+2}, Mn^{+2}$$

$$\Psi = Al, Fe^{+3}, Cr, Mn^{+3}$$

Z = Si, Ti, P

Σύμφωνα με τον Winchell (1958, από τους DEER et al. 1982), υπάρχουν 6 ακραία μέλη τα οποία διαχωρίζονται σε δύο σειρές, που είναι η σειρά του πυραλσπίτη (Pyralspite) και του ουγρανδίτη (Ugrandite).

Οι δυο αυτές σειρές περιλαμβάνουν τα παρακάτω ακραία μέλη

Σειρά πυραλσπίτη:

πυρωπό $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$

αλμανδίνης $Fe_{+3}^2 Al_2 Si_3 O_{12}$

spectrum constant $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$

Σειρά ουγρανδίτη:

ουβαροβίτης $Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$

γροσσουλάριος $Ca_3Al_2 Si_3 O_{12}$

ανδραδίτης Ca₃ (Fe⁺³, Ti)₂Si₃O₁₂

Σύμφωνα με τους DEER et al. (1982) ανάμεσα στα μέλη κάθε σειράς έχει βρεθεί μια πλήρης και συνεχής σειρά μεικτών κρυστάλλων, ενώ αντίθετα μεταξύ των δύο σειρών δεν σχηματίζονται μεικτοί κρύσταλλοι, κάτι το οποίο όμως δεν ισχύει αφού έχουν παρατηρηθεί στη φύση μεικτοί κρύσταλλοι ανάμεσα στις δυο σειρές και έχουν παρασκευαστεί και πειραματικά. Έτσι, θεωρητικά υπάρχουν 16 είδη γρανατών και από τις δύο σειρές, όσα οι δυνατοί συνδυασμοί των δισθενών Ca, Mg, Fe, Mn με τα τρισθενή μέταλλα Al, Fe, Cr, Mn.

Οι υποκαταστάσεις στη δομή των γρανατών αφορούν την αντικατάσταση μικρής αναλογίας ατόμων Si από P, ίσως και από Ti, αν και το Ti μπορεί επίσης να αντικαταστήσει το Al. Επειδή είναι σπάνια τα καθαρά ακραία μέλη η ονομασία των γρανατών δίνεται από το επικρατέστερο μέλος.

6.3.2.2. ΧΡΩΜΙΟΥΧΟΙ ΓΡΑΝΑΤΕΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι πλούσιοι σε Cr γρανάτες της σειράς ουγρανδίτη, σύμφωνα με τους HUCKENHOLZ & KNITTEL (1976), MODRESKI (1993), παρ' όλη τη σταθερότητά τους σε ευρύ πεδίο γεωλογικών συνθηκών, είτε μαγματικών είτε μεταμορφικών, δεν είναι συνηθισμένοι. Η παρουσία τους έχει αναφερθεί σε σερπεντινίτες και χρωμιτίτες (FRANKEL 1959, CHAKRABORTY 1968, BURNS 1973, MITRA 1973, AMTHAUER et al. 1974, ROST et al. 1979, DUKE & BONARDI 1982, JAN et al. 1984, WAN & YEH 1984, CORTESOGNO & LUCCHETTI 1986, HYRSLE & MILLISENDA 1995, GRAHAM et al. 1996, MΠΑΝΤΗ 2002), σε κιμπερλίτες και υπερβασικούς ξενόλιθους (MEYER & BOYD 1972, SOBOLEV et al. 1973, CLARKE & CARSWELL 1977, PAKTUNC & HULBERT 1996), και σε μεταμορφωμένους ασβεστόλιθους και κοιτάσματα επαφής (DEER et al. 1982, von KNORRING 1986, KALAMARIDES & BERG 1988, PAN & FLEET 1989, UHER et al. 1994).

Ο ουβαροβίτης είναι το σπανιότερο από τα έξι βασικά ακραία μέλη της σειράς των γρανατών και δεν έχει βρεθεί καθαρός ως φυσικό ορυκτό. Πρακτικά ο "ουβαροβίτης" περιέχει πάντοτε σημαντικές ποσότητες μορίων γροσσουλάριου και ανδραδίτη.

Σύμφωνα με τους FRITSCH & ROSSMAN (1993), πολλοί πράσινοι χρωμιούχοι γροσσουλάριοι ή χρωμιούχοι ανδραδίτες έχουν ονομαστεί ουβαροβίτες. Ο χρωμιούχος γρανάτης με τη μεγαλύτερη ποσότητα ουβαροβίτη στη σύστασή του (90.8%) βρέθηκε, σύμφωνα με τον Borgstrom (1901, από τους DEER et al. 1982), στο Outokumpu της Φινλανδίας.

Στην Ελλάδα την παρουσία του ουβαροβίτη σε χρωμιτικά κοιτάσματα αναφέρουν οι Lacroix (1897, από ΜΑΡΙΝΟΣ 1950), ΜΑΡΙΝΟΣ (1950), ΠΑΝΑΓΟΣ (1965), ΔΗΜΟΥ (1968) και ΜΠΑΝΤΗ (2002).

6.3.2.3. ΧΡΩΜΙΟΥΧΟΙ ΓΡΑΝΑΤΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΠΛΑΤΑΝΙΑ ΡΕΜΑ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στο χρωμιτικό μετάλλευμα της περιοχής Πλατάνια Ρέμα παρατηρήθηκε η ύπαρξη του σμαραγδοπράσινου ασβεστοχρωμιούχου γρανάτη, ουβαροβίτη. Στο μικροσκόπιο φαίνεται να πληροί ρωγμές των κρυστάλλων χρωμίτη. Στα δείγματα που μελετήθηκαν συνοδεύεται από χρωμιούχο χλωρίτη (καιμμερερίτη). Στον Πίνακα 6.3.2 δίνονται αναλύσεις χρωμιούχων γρανατών από την περιοχή Πλατάνια Ρέμα. Η περιεκτικότητα σε Cr_2O_3 είναι αρκετά υψηλή και κυμαίνεται από 10.48 έως 12.08%. Χαρακτηριστικό των αναλύσεων των γρανατών της περιοχής μελέτης είναι οι πολύ χαμηλές περιεκτικότητες στα οξείδια MnO (bdl), MgO (μέχρι 0.26%) και TiO₂ (μέχρι 0.24%). Οι συστάσεις από τους χρωμιούχους γρανάτες στο μετάλλευμα της περιοχής μελέτης προβάλλονται στο τριγωνικό διάγραμμα Al^{VI}-Cr-Fe⁺³ στο πεδίο του ανδραδίτη πολύ κοντά στο πεδίο του ουβαροβίτη (Σχ.6.3). Παρόμοια χημική σύσταση παρατήρησε η ΡΟΓΚΑΛΑ (2013) για τους χρωμιούχους γρανάτες της περιοχής μελέτης.

Είναι γνωστό ότι στις αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή είναι αδύνατη η διάκριση δισθενούς και τρισθενούς σιδήρου. Είναι απαραίτητος λοιπόν αυτός ο διαχωρισμός για την κατανομή των ιόντων στο πλέγμα και τον υπολογισμό της συμμετοχής των ακραίων μελών των γρανατών σε κάθε ανάλυση. Για το λόγο αυτό με βάση την ιδεατή σύσταση των γρανατών, σύμφωνα με την οποία για να υπάρχει ισορροπία φορτίων θα πρέπει να υπάρχουν 16 κατιόντα και 24 ανιόντα (οξυγόνα), υπολογίστηκε από τον ολικό σίδηρο το FeO και το Fe₂O₃.

Θεωρώντας λοιπόν ότι στους γρανάτες το μόνο ανιόν είναι το οξυγόνο και το μόνο στοιχείο με δύο διαφορετικά σθένη, ο σίδηρος, τότε ο αριθμός των ιόντων Fe^{+3} είναι 24(1-16/S), όπου S το άθροισμα των κατιόντων, αν θεωρήσουμε όλο τον σίδηρο ως Fe^{+2} . Έτσι, αν S \leq 16 όλος ο σίδηρος εναι δισθενής, ενώ αν το S είναι \geq 16, αυτό σημαίνει ότι υπάρχει κάποια ποσότητα τρισθενούς σιδήρου. Στη συνέχεια και αφού υπολογίσουμε την τιμή του Fe^{+3} ανάγουμε όλα τα κατιόντα μαζί με τον Fe^{+3} στο 16. Πρέπει όμως ο Fe^{+3} να είναι λιγότερος από τον ολικό, αλλιώς σημαίνει ότι όλος ο σίδηρος είναι τρισθενής.

Αφού λοιπόν υπολογίσουμε από τον αρχικό ολικό δισθενή σίδηρο τις τιμες των κατιόντων δισθενούς και τρισθενούς σιδήρου, στη συνέχεια υπολογίζουμε τα κανονικά οξείδια FeO και Fe₂O₃ ως εξής:

FeO = ολικός αρχικός FeOx Fe⁺²/ (Fe⁺² + Fe⁺³)

 $Fe_2O_3 = 1.113$ x ολικός αρχικός FeOx $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Fe^{+3})$

Στη συνέχεια με τη μέθοδο RICKWOOD (1968), υπολογίστηκε η συμμετοχή των 6 ακραίων μελών στη σύσταση των γρανατών (Πιν.6.3.2).

Πίνακας 6.3.2. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή χρωμιούχων

γρανατών της περιοχής Πλατάνια Ρέμα.

88

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

)@P

	PL1	PL2	PL3	PL4	PL5	PL6
iO ₂	37.49	37.91	37.24	37.60	37.59	37.69
TiO ₂	0.039	0.19	0.11	0.24	0.02	0.16
Al_2O_3	1.36	1.12	1.11	1.40	1.45	1.37
FeO	17.22	17.37	17.07	16.80	16.56	16.24
MnO	bdl	bdl	0.34	0.10	bdl	bdl
MgO	0.06	0.11	0.14	0.20	0.12	0.26
CaO	32.48	32.99	32.50	32.64	31.90	32.47
Na ₂ O	bdl	0.29	0.21	0.04	0.38	0.21
K ₂ O	bdl	bdl	0.02	bdl	bdl	bdl
Cr_2O_3	10.85	10.48	11.18	11.50	11.87	12.08
NiO	0.11	0.29	bdl	bdl	bdl	0.03
Σύνολο	99.61	100.75	99.92	100.52	99.89	100.51
	K	ατανομή ιόντ	ων με βάση 1	2 άτομα Ο		
Si	3.090	3.079	3.056	3.069	3.080	3.072
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
7	3.090	3.079	3.056	3.069	3.080	3.072
Al	0.132	0.108	0.107	0.135	0.140	0.132
Cr	0.707	0.673	0.725	0.742	0.769	0.778
Fe ⁺³	0.977	1.083	1.078	0.962	0.988	0.959
Ti	0.002	0.012	0.007	0.014	0.002	0.010
	1.818	1.876	1.917	1.854	1.898	1.879
N .7'	0.007	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
N1	0.007	0.019	0.000	0.000	0.000	0.002
Mg	0.008	0.013	0.017	0.024	0.015	0.031
Fe ⁺²	0.210	0.097	0.094	0.185	0.147	0.147
Mn	0.000	0.000	0.024	0.007	0.000	0.000
Ca	2.867	2.870	2.857	2.855	2.800	2.836
Na	0.000	0.046	0.033	0.006	0.060	0.033
K	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
	3.092	3.045	3.027	3.077	3.022	3.049
E. 0	15 76	17 70	17 45	15.00	16.02	15 (4
Fe_2O_3	15.76	17.72	17.45	15.66	16.02	15.64
<u>FeO</u>	3.04	1.42	1.37	2.71	2.15	2.10
ry Alm	0.5	1.0	0.6	0.8	0.5	1.1
AIM	0.8	5.2	3.1	0.0	4.9	4.8
UI0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ana	53.9	58.4	30.0	52.7	52.1	51.0
UV	38.9	55.9	57.8	40.0	40.5	41.4
Sp	0.0	0.0	0.8	0.2	0.0	0.0
	100.0	98.5	98.8	99.8	98.0	98.9

Η μέθοδος αυτή έχει όριο αξιοπιστίας το 95%. Με βάση τις αναλύσεις οι γρανάτες της περιοχής μελέτης παρουσιάζουν τα παρακάτω όρια κύμανσης ακραίων μελών:

Πυρωπό: 0.5-1.1% Αλμανδίνης: 3.1-6.8% Γροσσουλάριος: 0.0% Ανδραδίτης: 51.6-58.4% Ουβαροβίτης: 35.9-41.4% Σπεσσαρτίνης: 0.0-0.8%

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχ. 6.3. Τριγωνικό διάγραμμα Al^{VI} -Cr-Fe⁺³ προβολής των χρωμιούχων γρανατών από το μετάλλευμα της περιοχής Πλατάνια Ρέμα, όπου διακρίνονται τα πεδία σύστασης του ουβαροβίτη, γροσσουλάριου και ανδραδίτη κατά τους Duke and Bonardi (1982) (από MΠΑΝΤΗ 2002).

6.3.2.4 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ Cr-ΓΡΑΝΑΤΩΝ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σε άνυδρο περιβάλλον και σε ψηλή θερμοκρασία, δηλαδή 855°C, έχει παραχθεί συνθετικός ουβαροβίτης (Hummel 1950, από ΜΠΑΝΤΗ 2002). Οι Naka et al. (1975, από ΜΠΑΝΤΗ 2002) υπολόγισαν για το συνθετικό ουβαροβίτη ακόμη υψηλότερες θερμοκρασίες 1150-1300° σε περιβάλλον καθαρού οξυγόνου και σε πίεση 1 atm και στον αέρα 1100-1350°C.

Οι χρωμιούχοι γρανάτες βρίσκονται σε συγκεκριμένα πετρώματα, όπως οι σερπεντινίτες, χρωμιτίτες, κιμπερλίτες, μεταλλοφόρα σώματα skarn και μεταμορφωμένοι ασβεστόλιθοι. Η παρουσία τους σε υπερβασικά πετρώματα συνδέεται γενετικά με την ύπαρξη του χρωμίτη. Είναι λοιπόν αποδεκτό ότι οι Cr-γρανάτες είναι μεταγενέστεροι του χρωμίτη και προέρχονται από αυτόν με κάποια υδροθερμική ή /και μεταμορφική διεργασία.

Ο χρωμίτης υφίσταται από τα διαλύματα που κυκλοφορούν διάφορες αλλοιώσεις, τόσο κατά τη σερπεντινίωση του περιδοτίτη ξενιστή, όσο και κατά την αποσάθρωση του σερπεντινίτη. Η ευπάθεια του χρωμίτη αυξάνεται λόγω της κυκλοφορίας διαλυμάτων ασβεστίου (Μαρίνος 1965, από ΜΠΑΝΤΗ 2002). Αποτέλεσμα αυτών των αλλοιώσεων είναι η δημιουργία δευτερογενών ορυκτών και η μερική αντικατάσταση του χρωμίτη από αυτά. Ένα από αυτά τα δευτερογενή ορυκτά που δημιουργούνται είναι οι χρωμιούχοι γρανάτες και ειδικότερα ο ουβαροβίτης. Απαραίτητα για τη σύσταση του ουβαροβίτη είναι τα CaO, Cr₂O₃, MgO, Al₂O₃, και λιγότερο το FeO. Γνωρίζοντας ότι ο γενικός τύπος του χρωμίτη είναι (Mg, Fe⁺²)(Cr, Al, Fe⁺³)₂O₄ αντιλαμβανόμαστε ότι τα Cr, Mg, Al και Fe του ουβαροβίτη προέρχονται από τον χρωμίτη.

Σύμφωνα με τον Μαρίνο (1950, από ΜΠΑΝΤΗ 2002), το Ca και ίσως και τα υπόλοιπα συστατικά του γρανάτη, προέρχονται από τα υδροθερμικά διαλύματα του διαφοροποιηθέντος μάγματος από το οποίο προέχεται τόσο ο χρωμίτης όσο και οι περιδοτίτες και τα βασικά πετρώματα που τον συνοδεύουν. Τα διαλύματα αυτά κυκλοφορώντας μέσα στο χρωμίτη και στα γύρω πετρώματα, προκάλεσαν εξαλλοιώσεις μετασωματώσεις ανακινήσεις συστατικών, που δεν συνδέονται με τη μετέπειτα αποσάθρωση, δηλαδή ο ουβαροβίτης δεν συνδέεται με τη σερπεντινίωση.

Ο Frankel (1959, από ΜΠΑΝΤΗ 2002) μελετώντας τους χρωμίτες στο σύμπλεγμα Bushveld, πιστεύει ότι ο ουβαροβίτης προέρχεται από δευτερογενή εξαλλοίωση και ασβεστιο-μετασωμάτωση που συνδυάζεται με θερμική μεταμόρφωση, εφόσον υπάρχει επαρκής ποσότητα Cr, γεγονός που επιβεβαιώνεται από τη διαβρωμένη μορφή του χρωμίτη.

Ο Πανάγος (1965, από ΜΠΑΝΤΗ 2002) υποστηρίζει ότι ο ουβαροβίτης σχηματίζεται κατά την πνευματολυτική-υδροθερμική φάση, αναφέροντας ως κριτήριο το γεγονός ότι εκτός

από Cr, ο ουβαροβίτης στο μόριο του έχει Ca και Si, συστατικά που βρίσκονται εν αφθονία στα υπερκρίσιμα τελικά διαλύματα του μάγματος. Ακόμη, το γεγονός ότι σχηματίζεται από τα αέρια προϊόντα και τα υπερκρίσιμα διαλύματα της πνευματολυτικής-υδροθερμικής φάσης και το γεγονός ότι δεσμεύει το Cr από το χρωμίτη εξηγεί την παρουσία του στις ρηξιγενείς επιφάνειες. Δεν αποκλείει δε και το σχηματισμό ουβαροβίτη λόγω μεταμόρφωσης επικαλούμενος τις δύο γενεές ουβαροβίτη στους χρωμίτες της Τουρκίας (Krause 1957, από ΜΠΑΝΤΗ 2002).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ακόμη ο ISAACS (1965, από ΜΠΑΝΤΗ 2002), με βάση πειραματικά δεδομένα πιστεύει ότι ο ουβαροβίτης μπορεί να είναι προϊόν τόσο υδροθερμικών όσο και ξηρών συνθηκών. Η παρουσία ουβαροβίτη μαζί με καιμερερίτη στην περιφέρεια και κατά μήκος των χρωμιτικών ρωγμών σε βάρος του χρωμίτη, από τα χρωμιούχα μεταλλεύματα της περιοχής της Βέροιας σύμφωνα με τη Δήμου (1968, από ΜΠΑΝΤΗ 2002) οφείλεται σε υδροθερμικήπνευματολυτική δράση πάνω στο χρωμίτη.

Οι DUKE & BONARDI (1982) δέχονται ότι η παρουσία Cr-ανδραδίτη σε πλούσιους σε χρωμίτη σερπεντινιωμένους βερλίτες, είναι προϊόν διάσπασης του χρωμίτη και του Caκλινοπυρόξενου, που συνέβη είτε κατά τη σερπεντινίωση είτε κατά μία μεταγενέστερη πρόδρομη μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Η παραγένεση γρανατών με χρωμίτες με περιθώρια μαγνητίτη και με «ατόλλες» με πυρήνα σερπεντίνη (προϊόν αντικατάστασης αρχικού χρωμίτη), δείχνει ότι η διάλυση του αρχικού χρωμίτη ελευθέρωσε Cr, Al και Fe, ενώ η αντικατάσταση κλινοπυρόξενου από διοψίδιο-σερπεντίνη-χλωρίτη έδωσε Ca και Si, που όλα μαζί αποτέλεσαν τα υλικά σύνθεσης των χρωμιούχων γρανατών.

Μελετώντας τον γροσσουλάριο και τον ουβαροβίτη στα κοιτάσματα νεφρίτη της ανατολικής Ταϊβάν οι WAN & YEH (1984), βασισμένοι σε υπαίθριες παρατηρήσεις και χημικά δεδομένα, διαπιστώνουν το διαφορετικό τρόπο δημιουργίας των δύο γρανατών. Έτσι, ο γροσσουλάριος είναι αποτέλεσμα πνευματόλυσης κατά τη διείσδυση των υπερβασικών πετρωμάτων, ενώ ο ουβαροβίτης προϊόν αντικατάστασης του υπολειμματικού χρωμίτη. Τα απαραίτητα για τη δημιουργία του ουβαροβίτη Ca και Si, προέρχονται είτε από υδροθερμικά διαλύματα πλούσια σ' αυτά τα στοιχεία, είτε από τα περιβάλλοντα πετρώματα (σχιστόλιθοι), όπου κατά τη διάρκεια της σερπεντινίωσης των υπερβασικών πετρωμάτων έχουμε μετανάστευση των στοιχείων Ca, Si και Al από το σχιστόλιθο και τα υπερβασικά πετρώματα.

Οι JAN et al. (1984), μελετώντας χρωμιούχους ανδραδίτες στο οφειολιθικό σύμπλεγμα Jijal στο ΒΔ Πακιστάν, δέχονται το σχηματισμό της παραγένεσης Cr-ανδραδίτης+ χρυσοτίλης, σε θερμοκρασίες 380°-525°C, ανάλογα με την πίεση, κάτω από συνθήκες πρασινοσχιστιλιθικής φάσης. Τα Ca και Si που απαιτούνται για τη δημιουργία των

χρωμιούχων γρανατών προέρχεται από τις Ca-ούχες ενώσεις των πετρωμάτων. Οι Amthauer et al. (1974, από MΠΑΝΤΗ 2002), δέχονται για το σχηματισμό Cr-ανδραδίτη σε σερπεντινίτες της Ιταλίας πίεση 0.5-1.5 kbar και θερμοκρασία 370°C.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι CORTESOGNO & LUCCHETTI (1986) μελετώντας τους Cr-ανδραδίτες (μέχρι 4.08% Cr₂O₃) που αναπτύσσονται ως περιθώρια γύρω από χρωμιούχο σπινέλλιο, από τους οφειόλιθους των Β. Απεννίνων, δέχονται ότι η προέλευσή τους είναι σχεδόν σύγχρονη της σερπεντινίωσης. Για την παρουσία όμως ανδραδιτών με μορφή φλεβών μέσα σε σερπεντινιωμένα πετρώματα, δέχονται ότι σχηματίστηκαν σε θερμοκρασίες 300-200°C κατά την πρενιτική-πουμπελλυιτική και ζεολιθική φάση της γενικής μεταμόρφωσης.

Οι PAN & FLEET (1989), μελετώντας πλούσια σε Cr ασβεστοπυριτικά ορυκτά ανάμεσα στα οποία και ουβαροβίτης-γροσουλάριος, σε μία τεκτονισμένη ζώνη στην επαφή μεταβασιτών-μεταιζημάτων, όπου τα πετρώματα έχουν υποστεί μεταμόρφωση σε συνθήκες P=2-4kbar και T=400±50°C, με πλούσια σε H₂O και φτωχή σε CO2 (X_{CO2} >0.03) ρευστή φάση, διεπίστωσαν ότι οι Cr-γρανάτες περιβάλλουν χρωμιτικούς κόκκους, που τα περιθώριά τους είναι πορώδη και με υψηλότερη ανακλαστικότητα (σιδηροχρωμίτης). Έτσι, η γένεση των χρωμιούχων πυριτικών αποδίδεται σε κινητοποίηση Cr από τον αρχικό χρωμίτη, ως αποτέλεσμα χαμηλού έως πολύ χαμηλού βαθμού εξαλλοίωσης και της δράσης υδροθερμικών ρευστών μεταμορφικής προέλευσης. Η συμβολή μαγματικής διείσδυσης σ αυτή τη διεργασία ταυτόχρονα με τη μεταμόρφωση θεωρείται πιθανή.

Τέλος οι GRAHAM et al. (1996) για τον ουβαροβίτη που είτε εμφανίζεται σε κρυστάλλους (πενταγωνικά δωδεκάεδρα) είτε πληροί διαρρήξεις στο χρωμίτη, σε λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη στην Αυστραλία, αποδίδουν τη γένεσή του σε υδροθερμικά ρευστά υψηλής θερμοκρασίας, τα οποία μετά την κατάκλαση του χρωμίτη κυκλοφορούν και προκαλούν κινητοποίηση των στοιχείων από τα ορυκτά του μεταλλεύματος.

Είναι λοιπόν φανερό ότι η γένεση των Cr-γρανατών της περιοχής μελέτης είναι μετασωματική και ότι συνδέεται με την κατάκλαση και εξαλλοίωση του χρωμίτη. Αυτή η κατάκλαση και εξαλλοίωση του χρωμίτη συνδέεται με τη δράση ρευστής φάσης που οφείλεται στη σερπεντινίωση και κυρίως στη μεταμορφική διεργασία. Απαραίτητη βέβαια είναι η προσφορά από το περιβάλλον εκτός του Cr και των στοιχείων Ca, Si και Al.

6.4. ΚΡΥΣΤΑΛΛΟΧΗΜΕΙΑ ΤΩΝ ΣΠΙΝΕΛΛΙΩΝ

Σύμφωνα με τους STEVENS (1944), IRVINE (1965), DEER et al. (1965), η ομάδα των σπινελλίων περιλαμβάνει όλα τα ισότροπα ορυκτά με το γενικό τύπο:

 $R^{+2}O. R_2^{+3}O_3$ όπου

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

 $R^{+2} = Mg, Fe^{+2}, Mn, Zn, Ni$

 $R^{+3} = Cr, Al, Fe^{+3}, V^{+3}$

Υπάρχουν ένδεκα ακραία μέλη που οι Palache et al. (1944, από τους DEER et al. 1965), τα διέκριναν στις τρεις παρακάτω σειρές, ανάλογα με το ποιο από τα τρία τρισθενή στοιχεία

Al, Fe, Cr υπάρχει.

Σειρά σπινέλλιου:

σπινέλλιος MgO. Al_2O_3

αργιλιούχοι σπινέλλιοι (Al) ερκυνίτης ή σιδηροσπινέλλιος FeO. Al₂O₃

γαλαξίτης MnO. Al_2O_3

γκανίτης ZnO. Al_2O_3

Σειρά μαγνητίτη:

μαγνησιοφερρίτης MgO. Fe₂O₃

σδηρούχοι σπινέλλιοι (Fe⁺³) μαγνητίτης FeO. Fe₂O₃

ιακοβσίτης MnO.Fe₂O₃

φραγκλινίτης ZnO. Fe₂O₃

τρεβορίτης NiO. Fe₂O₃

Σειρά χρωμίτη:

μαγνησιοχρωμίτης ή πικροχρωμίτης MgO.Cr2O3

χρωμιούχοι σπινέλλιοι (Cr^{+3}) χρωμίτης ή σιδηρούχος χρωμίτης FeO. Cr_2O_3

Στη φύση σπάνια συναντιούνται καθαρά μέλη (σπινέλλιος, μαγνητίτης, τρεβορίτης), αλλά συνήθως μεικτοί κρύσταλλοι πολλών ακραίων μελών.

Ο όρος χρωμίτης χρησιμοποιείται σύμφωνα με την άποψη του THAYER (1970), για να χαρακτηρίσει όλους τους χρωμιούχους σπινέλλιους που περιέχουν πάνω από 15% Cr_2O_3 και έχουν κρυσταλλωθεί ως πρωτογενή ορυκτά. Οι χρωμίτες μπορεί να έχουν μεγάλη ποικιλία στη χημική τους σύσταση ως αποτέλεσμα της υποκατάστασης του Mg από Fe^{+2} και του Cr από Al και Fe^{+3} . Έτσι μπορούν να αποδοθούν με το γενικό χημικό τύπο:

 $(Mg, Fe^{+2})O. (Cr, Al, Fe^{+3})_2O_3$

Η δομή των σπινελλίων ερευνήθηκε για πρώτη φορά από τους Bragg (1915) και Nishikawa (1915, από τους DEER et al. 1965), οι οποίοι έδειξαν ότι στη μοναδιαία κυψελίδα υπάρχουν 32 οξυγόνα και 24 κατιόντα. Από τα κατιόντα τα 8 είναι σε τετραεδρικές θέσεις Α

και τα 16 σε οκταεδρικές θέσεις B, ώστε να προκύπτει ο γενικός τύπος $R_{+3}^2 R_{16}^{+3}O_{32}$ ή 8 (R $^{+2}O.R_2^{+3}O_3$). Ανάλογα με την κατανομή των κατιόντων στις A και B θέσεις οι σπινέλλιοι διακρίνονται σε κανονικούς και ανάστροφους σύμφωνα με τους Barth and Posnjak (1932, από τους DEER et al. 1965).

Κανονικοί: $8R^{+2}$ σε Α θέσεις, $16R^{+3}$ σε Β θέσεις.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ανάστροφοι: $8R^{+3}$ σε Α θέσεις, $8R^{+3}$ και $8R^{+2}$ σε Β θέσεις

όπου R^{+2} και R^{+3} τα δισθενή και τρισθενή κατιόντα αντίστοιχα που αναφέρθηκαν πιο πάνω.

Από τον στοιχειομετρικό τύπο $8(R^{+2}O.R_2^{+3}O_3)$ προκύπτει ότι σε κάθε σπινέλλιο ο λόγος R_2O_3/RO (μοριακές αναλογίες), είναι ίσος με τη μονάδα. Με βάση αυτή τη στοιχειομετρική αναλογία έγινε ο υπολογισμός του Fe_2O_3 από τον ολικό FeO που δίνει η ανάλυση με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή. Οι παραπάνω υπολογισμοί έγιναν σύμφωνα με τη μέθοδο που περιγράφει ο HUTCHINSON (1973) και με τη χρήση ειδικού προγράμματος "SPIN" που στηρίζεται στη στοιχειομετρική σχέση R_2O_3 :RO=1. Σε πολλές περιπτώσεις αναλύσεων ο λόγος R_2O_3/RO δεν είναι η μονάδα. Όπως αναφέρουν οι PAVLOV & CHUPRININA (1966), η μη στοιχειομετρική αναλογία και η περίσσεια R_2O_3 σε βάρος των RO αποδίδεται στην εξαλλοίωση των χρωμιτών που προκαλεί δομική αποδιοργάνωση, ενώ η περίσσεια RO οφείλεται στην παρουσία πολύ μικρής ποσότητας περίκλαστου (MgO), ολιβίνη ή ρευστών εγκλεισμάτων.

Στην παρούσα εργασία ο όρος χρωμιούχος σπινέλλιος (Cr-σπινέλλιος) θα χαρακτηρίζει το χρωμίτη που συναντάται ως επουσιώδες ορυκτό στους σερπεντινίτες, χρωμίτης το αναλλοίωτο ορυκτό του μεταλλεύματος και σπινέλλιος ως γενικός όρος που περιλαμβάνει και το σιδηροχρωμίτη και μαγνητίτη.

Για τη γραφική παράσταση της χημικής σύστασης των σπινελλίων χρησιμοποιείται το κλασικό τριγωνικό πρίσμα του STEVENS (1944) όπως έχει τροποποιηθεί από τους JACKSON (1963) και IRVINE (1965, 1967), στο οποίο πρίσμα κάθε κορυφή του αντιστοιχεί σε ένα από τα παρακάτω 6 κύρια μέλη της ομάδας των σπινελλίων (Σχ.6.4).

Fe⁺²Cr₂O₄ : χρωμίτης (Ch: chromite) Fe⁺²Al₂O₄ : ερκυνίτης (Hc: hercynite) Fe⁺²Fe⁺³O₄: μαγνητίτης (Mt: magnetite) MgCr₂O₄ : πικροχρωμίτης (Pc: picrochromite) MgAl₂O₄ : σπινέλλιος (Sp: spinel) MgFe₂⁺³O₄: μαγνησιοφερίτης (Mf : magnesioferrite) Το μήκος της ακμής του πρίσματος δίνει τις σχετικές αναλογίες FeO και MgO, ενώ οι εγκάρσιες τριγωνικές τομές τις σχετικές αναλογίες των Fe₂O₃, Cr₂O₃, Al₂O₃. Η προβολή και σύγκριση γίνεται στις δύο πλευρές (όπου είναι τα ορθογώνια) του πρίσματος, A: Pc-Ch-Hc-Sp και B: Pc-Mf-Mt-Ch, όπου πρακτικά αποτυπώνονται οι προβολές των αναλογιών των κατιόντων ως εξής:

 $Cr/(Cr + Al) \pi \rho o \zeta Mg/(Mg + Fe^{+2}) (A)$

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

 $Fe^{+3}/(Cr + Al + Fe^{+3}) \pi \rho o \zeta Mg/(Mg + Fe^{+2}) (B)$

Στη συνέχεια οι λόγοι αυτοί στο εκατονταπλάσιο θα παριστάνονται αντίστοιχα ως Cr# (Cr*100/Cr+Al), Mg# (Mg*100/Mg+Fe⁺²) και Fe⁺³# (Fe⁺³/R⁺³).

Ακόμη, στα διαγράμματα αυτά το πλάτος του ορθογωνίου (ύψος του πρίσματος), είναι στις διαστάσεις το μισό του μήκους (πλευρά βάσης του πρίσματος), ώστε οι μεταβολές των R^{+2} και R^{+3} να είναι άμεσα συγκρίσιμες σαν άτομο προς άτομο, σύμφωνα με τον στοιχειομετρικό τύπο των σπινελλίων ($R^{+2}R_2^{+3}O_4$). Η τριγωνική προβολή (Γ) δίνει τις σχετικές αναλογίες των τρισθενών στοιχείων. Κάθε κορυφή του τριγώνου αντιπροσωπεύει 16 τρισθενή κατιόντα, και ο STEVENS (1944) διέκρινε τους τύπους σύστασης του σχήματος 6.4 που χρησιμεύουν για την ονοματολογία της σύστασης των σπινελλίων.



Σχ. 6.4. Το τριγωνικό διάγραμμα συστάσεων κατά Stevens (1944, από MΠANTH 2002). Τα ορθογώνια A(Pc-Ch-Hc-Sp) και B(Pc-Mf-Mt-Ch) δίνουν τους λόγους Cr/(Cr+Al) προς Mg/(Mg+Fe₂⁺²) και Fe⁺³/(Cr+Al+Fe⁺³) προς Mg/(Mg+Fe⁺²) αντίστοιχα. Το τρίγωνο Γ δίνει τις σχετικές αναλογίες των τρισθενών κατιόντων Fe⁺³-Cr-Al.

6.4.1. ΧΗΜΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΧΡΩΜΙΤΩΝ ΤΟΥ ΜΕΤΑΛΛΕΥΜΑΤΟΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Με βάση τον πίνακα 6.4.1 και τα διαγράμματα των σχημάτων 6.5 έως 6.10 που χρησιμοποιήθηκαν για την καλύτερη απεικόνιση του χημισμού των χρωμιτών του μεταλλεύματος, προκύπτουν τα ακόλουθα συμπεράσματα.

Από το διάγραμμα του σχήματος 6.5 προκύπτει ότι οι αναλλοίωτοι χρωμίτες των περιοχών μελέτης παρουσιάζουν πολύ περιορισμένο εύρος τιμών Cr# και Mg# και προβάλλονται στα αλληλοεπικαλυπτόμενα πεδία Αλπικού και στρωματόμορφου τύπου κοιτασμάτων όπως ορίζονται από τους IRVINE & FINDLAY (1972) και DICK & BULLEN (1984). Το πεδίο των Αλπικού-τύπου χρωμιτών ονομάστηκε από τον LEBLANC (1985,1987), ως πεδίο «οφειολιθικών χρωμιτών».



Σχ. 6.5. Προβολή των χρωμιτών του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης στο ορθογώνιο διάγραμμα STEVENS (1944), με τα πεδία σύστασης κατά DICK & BULLEN (1984).

Οι τιμές της παραμέτρου Cr# των χρωμιτών ενός οφειολιθικού συμπλέγματος μπορεί να παρουσίαζουν μία ευρεία διακύμανση από υψηλού σε Cr έως υψηλού σε Al τύπους ή μπορεί να αντιπροσωπεύονται από ένα μόνο χρωμιτικό τύπο περιορισμένης διακύμανσης (LEBLANC & VIOLETTE 1983, JANKOVIC & KARAMATA 1986, CINA et al. 1986, ECONOMOU et al. 1986, PANAYIOTOU et al. 1986, ENGIN et al. 1986, RAMMLMAIR et

al. 1987, JOHAN 1987, BACUTA et al. 1990, NICOLAS & AL AZRI 1991, ECONOMOU-ELIOPOULOS 1996, GRAHAM et al. 1996, ECONOMOU et al. 1999, MIIANTH 2002).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στο Σχήμα 6.6 δίνονται τα πεδία σύστασης χρωμιτών από τα γνωστά λοβόμορφα κοιτάσματα του Τρόοδους της Κύπρου (GREENBAUM 1977), του Βούρινου (Β. και Ν. Βούρινου, Ροδιανής), (KONSTANTOPOULOU & ECONOMOU-ELIOPOULOS 1990), της Πίνδου (ECONOMOU-ELIOPOULOS & VACONDIOS 1995) και της Όθρυος (ECONOMOU-ELIOPOULOS et al. 1999), και της Δ. Χαλκιδικής (MICHAILIDIS & SKLAVOUNOS 1996) για σύγκριση με τις τιμές Cr# και Mg# κάθε εμφάνισης της περιοχής μελέτης.



Σχ. 6.6. Σύγκριση πεδίων σύστασης χρωμιτών από τα κοιτάσματα του Τρόοδους Κύπρου (GREENBAUM 1977), του Βούρινου (KONSTANTOPOULOU & ECONOMOU-ELIOPOULOS1990), της Πίνδου (ECONOMOU-ELIOPOULOS & VACONDIOS1995), της Όθρυος (ECONOMOU-ELIOPOULOS et al.1999), της Δ.Χαλκιδικής (MICHAILIDIS & SKLAVOUNOS 1996) και τα αποτελέσματα των αναλύσεων των σπινελλίων του μεταλλεύματος από την περιοχή μελέτης σε προβολή στο διάγραμμα Cr/(Cr+Al) προς Mg/(Mg+Fe⁺²).



Πίνακας 6.4.1. Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή χρωμιτών της περιοχή έρευνας -: δεν αναλύθηκαν, bdl:

κάτω από το όριο ανίχνευσης.

	AG-1	AG-2	AG-3	AG-4	AG-5	AG5-10	AG6-1	AG6-2	AG6-3	AG6-4	AG6-5	AG6-6	AG5-8	AG5-9	AG1-1
SiO_2	0.05	0.04	0.21	0.16	0.08	0.22	0.07	bdl	0.03	0.29	0.27	0.27	0.15	0.17	0.22
TiO ₂	0.07	0.12	0.09	0.06	0.10	0.19	0.01	0.04	0.12	0.17	0.10	0.18	0.02	0.04	0.16
Al_2O_3	14.79	14.41	14.48	14.86	14.39	14.98	14.88	17.16	16.28	14.85	14.07	14.10	15.22	16.52	13.26
Cr_2O_3	57.57	57.88	57.16	58.05	58.01	54.97	54.03	52.40	52.18	56.52	57.04	57.84	53.60	52.47	57.72
Fe_2O_3	0.13	0.43	0.23	0.20	0.73	2.09	3.35	2.94	4.26	0.40	0.14	0.10	4.40	3.44	1.16
FeO	12.88	11.91	13.19	12.68	11.78	12.58	11.20	10.98	10.15	14.07	14.30	14.39	11.22	10.33	14.11
MnO	0.12	0.17	0.20	0.17	0.17	0.04	0.75	0.22	0.25	0.75	0.42	0.39	0.21	0.24	0.12
MgO	13.53	14.42	13.80	14.34	14.67	14.19	14.34	15.07	15.35	12.85	12.61	12.69	15.04	15.44	13.05
NiO	0.86	0.24	bdl	0.09	0.16	bdl	bdl	bdl	0.18	0.01	bdl	bdl	bdl	0.10	0.07
CaO	-	-	-	-	-	bdl	0.08	0.12	0.20	0.09	bdl	bdl	bdl	0.03	bdl
Σύνολο	99.99	99.63	99.36	100.62	100.10	99.26	98.72	98.93	99.01	10bdl	98.95	99.96	99.86	98.78	99.87
					Ka	ατανομή ιόν	των με βά	ση 32 άτο	μα Ο						
Si	0.013	0.010	0.053	0.041	0.021	0.056	0.018	0.000	0.008	0.074	0.069	0.069	0.038	0.043	0.056
Ti	0.013	0.023	0.018	0.011	0.019	0.036	0.002	0.008	0.023	0.032	0.019	0.034	0.004	0.008	0.031
Al	4.409	4.292	4.334	4.381	4.260	4.467	4.461	5.063	4.809	4.437	4.263	4.229	4.493	4.879	3.991
Cr	11.514	11.560	11.480	11.478	11.522	10.997	10.867	10.371	10.341	11.328	11.593	11.639	10.615	10.396	11.655
Fe ⁺³	0.024	0.081	0.045	0.037	0.138	0.398	0.642	0.554	0.804	0.076	0.027	0.019	0.830	0.649	0.223
$\Sigma M^{+3},^{+4}$	15.974	15.966	15.929	15.947	15.960	15.954	15.990	15.996	15.985	15.947	15.972	15.991	15.979	15.975	15.956
Fe^{+2}	2.724	2.516	2.802	2.651	2.475	2.662	2.383	2.299	2.129	2.983	3.074	3.064	2.350	2.165	3.013
Mn	0.026	0.037	0.042	0.037	0.037	0.009	0.162	0.047	0.053	0.161	0.091	0.084	0.045	0.051	0.026
Mg	5.102	5.432	5.227	5.347	5.495	5.353	5.438	5.624	5.736	4.856	4.832	4.815	5.616	5.768	4.969
Ni	0.175	0.049	0.000	0.019	0.033	0.000	0.000	0.000	0.036	0.002	0.000	0.000	0.000	0.020	0.014
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.032	0.054	0.024	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000
ΣM^{+2}	8.027	8.034	8.071	8.053	8.040	8.023	8.005	8.002	8.008	8.027	7.998	7.963	8.010	8.013	8.022
Cr/Fe	4.19	4.45	4.03	4.27	4.41	3.59	3.59	3.63	3.53	3.70	3.74	3.78	3.34	3.69	3.6
Mg#	65.19	68.34	65.10	66.85	68.94	66.79	69.53	70.98	72.93	61.95	61.12	61.11	70.5	72.71	62.25
Cr#	72.31	72.93	72.59	72.38	73.01	71.11	70.9	67.20	68.26	71.86	73.12	73.35	70.26	68.06	74.49
$100 x Fe^{+3}/R^{+3}$	0.15	0.51	0.28	0.23	0.87	2.51	4.02	3.47	5.04	0.48	0.17	0.12	5.21	4.08	1.41



Πίνακας 6.4.1. (συνέχεια)

	GL1-1	GL1-2	GL5-1	GL5-2	GL5-5	GL5-6	GL6-1	GL6-2	GL6-3	GL6-4	GL6-5	GL6-6	GL7	GL7-1	GL7-2	GL7-3
SiO ₂	0.22	0.13	1.20	0.85	0.04	0.35	0.23	0.09	0.15	0.21	0.12	0.14	0.12	0.26	0.24	0.14
TiO ₂	0.21	0.21	bdl	bdl	0.10	bdl	bdl	0.24	0.23	0.17	0.07	0.10	0.06	0.27	0.08	0.15
Al_2O_3	11.95	12.36	15.55	15.76	14.29	14.31	15.21	14.98	14.85	15.26	15.29	15.23	15.01	15.13	14.52	14.97
Cr_2O_3	6bdl	59.89	52.43	52.57	56.12	56.25	53.95	54.56	54.03	53.81	53.22	54.11	54.98	54.99	54.44	54.44
Fe_2O_3	0.50	0.46	1.78	1.63	0.30	0.33	1.93	2.75	3.57	3.67	4.04	3.46	2.55	2.43	3.81	3.21
FeO	13.15	12.74	15.80	16.58	15.41	17.19	14.70	13.75	12.46	11.84	11.61	12.17	12.31	12.00	10.72	11.66
MnO	0.42	0.58	bdl	bdl	0.60	bdl	0.42	0.09	0.06	0.45	0.16	0.28	0.43	0.31	bdl	0.24
MgO	13.40	13.60	12.05	11.61	11.70	11.25	12.36	13.50	14.29	14.56	14.69	14.40	14.00	14.58	15.26	14.59
NiO	bdl	bdl	0.72	0.45	bdl	bdl	0.20	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.11	bdl	0.03	0.03
CaO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.08	bdl	0.07	0.07
Σύνολο	99.85	99.97	99.53	99.44	98.56	99.68	99.01	99.97	99.64	99.97	99.19	99.90	99.64	99.97	99.17	99.50
						Κατανο	μή ιόντων	με βάση 3	32 άτομα (0						
Si	0.056	0.033	0.305	0.217	0.010	0.090	0.059	0.023	0.038	0.053	0.030	0.035	0.030	0.065	0.060	0.035
Ti	0.040	0.040	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.046	0.044	0.032	0.013	0.019	0.011	0.051	0.015	0.028
Al	3.607	3.718	4.661	4.745	4.374	4.344	4.598	4.465	4.418	4.510	4.548	4.511	4.470	4.469	4.314	4.447
Cr	12.151	12.084	10.542	10.617	11.522	11.456	10.941	10.909	10.783	10.669	10.620	10.752	10.983	10.897	10.850	10.848
Fe ⁺³	0.097	0.088	0.340	0.313	0.059	0.065	0.373	0.524	0.677	0.693	0.767	0.655	0.484	0.459	0.723	0.609
$\Sigma M^{+3},^{+4}$	15.952	15.963	15.847	15.891	15.985	15.955	15.970	15.966	15.959	15.958	15.978	15.973	15.979	15.942	15.962	15.968
Fe ⁺²	2.817	2.719	3.361	3.541	3.346	3.703	3.153	2.908	2.630	2.482	2.450	2.559	2.601	2.515	2.260	2.458
Mn	0.091	0.125	0.000	0.000	0.132	0.000	0.091	0.019	0.013	0.096	0.034	0.060	0.092	0.066	0.000	0.051
Mg	5.117	5.174	4.568	4.421	4.529	4.320	4.726	5.089	5.377	5.443	5.527	5.395	5.273	5.448	5.734	5.482
Ni	0.000	0.000	0.147	0.092	0.000	0.000	0.041	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.000	0.006	0.006
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.000	0.019	0.019
ΣM^{+2}	8.024	8.018	8.076	8.054	8.008	8.023	8.015	8.017	8.020	8.021	8.011	8.014	8.011	8.029	8.019	8.016
Cr/Fe	4.17	4.31	2.85	2.76	3.38	3.04	3.10	3.18	3.26	3.36	3.30	3.35	3.56	3.66	3.64	3.54
Mg#	64.5	65.55	57.61	55.53	57.51	53.85	59.98	63.63	67.15	68.68	69.29	67.83	66.97	68.41	71.73	69.04
Cr#	77.11	76.47	69.34	69.11	72.49	72.5	70.41	70.96	70.94	70.29	70.02	70.44	71.08	70.91	71.55	70.93
$100 x Fe^{+3}/R^{+3}$	0.61	0.55	2.19	2.00	0.37	0.41	2.34	3.30	4.27	4.37	4.81	4.12	3.04	2.90	4.55	3.83

167



Πίνακας 6.4.1. (συνέχεια)

	GL7-4	GL7-5	GL5-1	GL5-2	GL5-3	GL5-4	GL5-5	PR5-1	PR5-2	PR5-3	PR5-4	PR5-5	PR5-6	PR5-7	PR5-8	PAR-1
SiO_2	0.11	0.20	0.11	0.06	0.08	0.11	0.11	0.08	0.11	0.12	0.14	0.07	0.02	0.12	0.01	0.14
TiO ₂	0.03	0.27	0.11	0.04	0.12	0.13	0.14	0.18	0.17	0.14	0.17	0.17	0.12	0.19	0.15	0.12
Al_2O_3	14.84	14.56	17.48	17.22	16.95	16.68	17.22	12.87	13.17	13.07	12.86	13.26	12.70	13.17	13.32	8.60
Cr_2O_3	54.22	52.42	54.51	54.06	56.22	54.80	54.51	59.46	56.52	58.26	58.45	59.08	59.14	58.53	58.19	61.94
Fe_2O_3	4.24	5.13	0.01	1.05	0.37	0.15	0.06	0.02	1.94	0.44	0.20	0.06	0.11	0.01	0.26	0.02
FeO	11.43	11.11	12.59	12.04	12.56	13.19	12.60	15.03	14.27	13.95	14.27	14.28	15.81	14.87	14.47	13.88
MnO	0.07	0.10	0.21	0.10	0.03	0.18	0.16	0.20	0.23	0.14	1.16	0.26	0.25	0.25	0.56	0.22
MgO	14.95	14.78	14.38	14.56	14.49	13.94	14.36	12.60	12.79	13.10	12.90	12.95	11.99	12.60	12.50	12.13
NiO	bdl	0.19	0.14	0.29	0.22	bdl	0.09	bdl	0.14	0.05	bdl	0.15	bdl	bdl	bdl	0.02
CaO	bdl	0.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σύνολο	99.89	98.82	99.54	99.42	101.04	99.19	99.25	100.44	99.34	99.28	100.16	100.29	100.13	99.74	99.46	97.07
						Κατανο	μή ιόντων	με βάση 3	32 άτομα ()						
Si	0.028	0.051	0.028	0.015	0.020	0.028	0.028	0.020	0.029	0.031	0.036	0.018	0.005	0.031	0.003	0.038
Ti	0.006	0.052	0.021	0.008	0.022	0.025	0.026	0.034	0.033	0.027	0.033	0.033	0.023	0.037	0.029	0.024
Al	4.390	4.353	5.143	5.074	4.929	4.951	5.084	3.876	3.995	3.959	3.881	3.983	3.856	3.984	4.042	2.725
Cr	10.759	10.514	10.756	10.684	10.966	10.914	10.797	12.011	11.506	11.839	11.833	11.904	12.045	11.878	11.843	13.165
Fe ⁺³	0.801	0.979	0.001	0.197	0.069	0.028	0.011	0.004	0.375	0.086	0.039	0.012	0.021	0.002	0.050	0.004
$\Sigma M^{+3},^{+4}$	15.983	15.949	15.950	15.977	16.006	15.947	15.946	15.945	15.938	15.942	15.822	15.949	15.949	15.932	15.968	15.955
Fe ⁺²	2.400	2.357	2.627	2.517	2.590	2.779	2.640	3.211	3.073	2.999	3.057	3.044	3.405	3.192	3.116	3.121
Mn	0.015	0.021	0.044	0.021	0.006	0.039	0.034	0.043	0.050	0.030	0.252	0.056	0.054	0.054	0.121	0.050
Mg	5.594	5.590	5.351	5.427	5.329	5.235	5.363	4.801	4.910	5.019	4.924	4.920	4.604	4.822	4.795	4.861
Ni	0.000	0.039	0.029	0.058	0.044	0.000	0.018	0.000	0.029	0.010	0.000	0.031	0.000	0.000	0.000	0.004
Ca	0.000	0.019	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ΣM^{+2}	8.008	8.026	8.050	8.023	7.970	8.053	8.055	8.055	8.062	8.059	8.233	8.051	8.063	8.068	8.033	8.036
Cr/Fe	3.36	3.15	4.09	3.94	4.12	3.89	4.07	3.74	3.34	3.84	3.82	3.90	3.52	3.72	3.74	4.21
Mg#	69.98	70.34	67.07	68.31	67.29	65.32	67.02	59.92	61.5	62.59	61.7	61.78	57.49	60.17	60.61	60.90
Cr#	71.02	70.72	67.65	67.8	68.99	68.79	67.99	75.6	74.23	74.94	75.30	74.93	75.75	74.88	74.55	82.85
$100 x Fe^{+3}/R^{+3}$	5.02	6.18	0.01	1.23	0.43	0.18	0.07	0.03	2.36	0.54	0.25	0.07	0.13	0.01	0.32	0.02

168



Πίνακας 6.4.1. (συνέχεια)

	PAR-2	PAR-3	PAR-4	NT2	NT2-1	NT2-2	NT2-3	NT2-4	NT2-5	NT2-6	NT2-7	NT2-8	NT2-9	NT3-0	NT3-1	NT3-2
SiO_2	0.15	0.11	0.12	0.08	0.09	0.32	0.18	0.15	0.20	0.17	0.22	0.35	0.18	bdl	0.04	0.09
TiO_2	0.17	0.21	0.17	0.43	0.15	0.25	0.03	bdl	0.20	0.18	0.20	0.21	0.10	0.14	0.14	0.12
Al_2O_3	8.59	8.66	8.64	13.44	13.45	13.21	13.18	13.37	13.66	13.51	13.76	13.38	12.94	13.05	13.20	13.30
Cr_2O_3	63.43	63.17	63.06	58.73	58.50	58.22	57.71	58.27	57.50	57.30	57.20	57.25	57.09	55.33	55.40	55.99
Fe_2O_3	bdl	0.25	1.08	0.74	0.82	bdl	1.42	0.08	0.90	1.61	0.35	0.78	1.70	5.25	5.01	4.40
FeO	15.03	14.69	13.83	13.66	15.28	15.93	14.34	15.24	13.62	13.46	15.89	15.75	14.31	7.98	8.26	8.96
MnO	0.18	0.21	0.22	bdl	bdl	bdl	0.06	0.06	0.24	0.26	bdl	0.12	0.51	0.22	0.53	0.37
MgO	12.06	12.24	12.86	12.65	11.70	12.03	12.93	12.21	13.33	13.42	12.03	12.05	12.50	16.28	16.15	15.84
NiO	bdl	0.25	1.08	0.04	bdl	bdl	bdl	0.09	bdl	bdl	bdl	0.10	0.07	0.08	bdl	0.22
CaO	-	-	-	bdl	bdl	bdl	bdl	0.02	bdl	0.04	bdl	bdl	bdl	0.42	0.26	0.20
Σύνολο	99.61	99.78	101.06	99.77	99.99	99.96	99.84	99.50	99.65	99.95	99.64	99.99	99.40	98.76	98.98	99.49
						Κατανο	μή ιόντων	με βάση 3	32 άτομα (С						
Si	0.039	0.029	0.031	0.020	0.023	0.082	0.046	0.039	0.051	0.043	0.057	0.090	0.046	0.000	0.010	0.023
Ti	0.034	0.041	0.033	0.083	0.029	0.048	0.006	0.000	0.038	0.034	0.039	0.041	0.019	0.027	0.027	0.023
Al	2.663	2.678	2.637	4.043	4.068	3.996	3.975	4.059	4.104	4.050	4.168	4.045	3.932	3.891	3.930	3.948
Cr	13.190	13.106	12.911	11.852	11.868	11.815	11.675	11.867	11.590	11.524	11.623	11.610	11.639	11.068	11.064	11.150
Fe ⁺³	0.001	0.049	0.210	0.142	0.158	0.000	0.272	0.016	0.172	0.309	0.067	0.150	0.330	1.000	0.951	0.834
$\Sigma M^{+3},^{+4}$	15.926	15.903	15.823	16.140	16.146	15.942	15.974	15.981	15.955	15.961	15.952	15.935	15.967	15.987	15.982	15.977
Fe ⁺²	3.305	3.223	2.995	2.917	3.279	3.419	3.068	3.284	2.905	2.863	3.415	3.378	3.086	1.689	1.744	1.887
Mn	0.040	0.047	0.048	0.000	0.000	0.000	0.013	0.013	0.052	0.056	0.000	0.026	0.111	0.047	0.113	0.078
Mg	4.728	4.788	4.965	4.813	4.476	4.603	4.932	4.689	5.066	5.089	4.609	4.608	4.805	6.141	6.081	5.948
Ni	0.001	0.052	0.225	0.008	0.000	0.000	0.000	0.019	0.000	0.000	0.000	0.021	0.015	0.016	0.000	0.045
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.114	0.070	0.054
ΣM^{+2}	8.074	8.110	8.234	7.738	7.754	8.022	8.013	8.010	8.022	8.020	8.024	8.033	8.017	8.007	8.009	8.011
Cr/Fe	3.99	4.01	4.03	3.87	3.45	3.46	3.50	3.60	3.77	3.63	3.34	3.29	3.41	4.12	4.10	4.10
Mg#	58.86	59.77	62.37	62.27	57.72	57.38	61.65	58.81	63.56	63.99	57.44	57.7	60.89	78.43	77.71	75.91
Cr#	83.2	83.03	83.04	74.56	74.48	74.73	74.6	74.51	73.85	73.99	73.61	74.16	74.75	73.99	73.79	73.85
$100 x F e^{+3} / R^{+3}$	0.00	0.31	1.34	0.89	0.98	0.00	1.71	0.10	1.08	1.94	0.42	0.95	2.08	6.27	5.97	5.23


	NT3-3	NT3-4	NT3-5	NT3-6	NT3-7	NT3-8	NT3-9	NT3-10	NT4	NT4-1	NT4-2	NT4-3	NT4-4	NT4-1	NT4-2	NT4-3
SiO ₂	0.26	0.15	0.15	0.30	0.33	0.28	0.45	0.24	0.18	0.25	0.24	bdl	0.02	0.12	0.20	0.13
TiO ₂	0.20	0.20	0.21	0.32	0.20	0.06	0.20	0.22	0.16	0.08	0.15	0.23	0.15	0.12	0.14	0.14
Al_2O_3	13.42	13.43	9.24	9.60	8.16	13.41	13.20	13.43	13.31	13.27	13.33	5.57	5.85	12.36	12.46	12.36
Cr_2O_3	56.57	56.34	61.35	60.52	62.00	55.69	55.73	55.78	54.94	56.27	55.36	63.48	63.62	60.92	60.81	60.88
Fe_2O_3	3.54	3.61	0.55	0.45	0.42	4.04	3.01	3.01	3.99	3.27	4.36	0.82	1.43	0.20	0.17	0.77
FeO	9.06	9.24	19.69	18.66	19.27	7.73	8.92	9.28	9.36	10.66	10.17	18.80	17.36	10.86	10.81	10.66
MnO	0.82	0.68	0.90	1.20	0.90	0.91	1.20	1.07	1.01	1.28	1.20	2.15	1.91	0.11	0.08	0.18
MgO	15.78	15.79	6.66	8.37	8.20	16.13	15.29	15.31	15.07	14.35	14.78	7.52	8.81	15.12	15.30	15.41
NiO	bdl	bdl	0.80	0.20	0.20	0.20	0.26	0.01	bdl	bdl	0.06	bdl	bdl	0.19	0.16	0.11
CaO	0.20	bdl	0.10	0.30	bdl	0.30	0.06	bdl	0.20	0.20	0.12	0.10	bdl	-	-	-
Σύνολο	99.85	99.44	99.65	99.92	99.68	98.74	98.32	98.35	98.22	99.63	99.77	98.67	99.15	99.99	100.11	100.64
						Κατανο	μή ιόντων	[,] με βάση 3	32 άτομα (C						
Si	0.065	0.038	0.041	0.080	0.089	0.071	0.115	0.061	0.046	0.063	0.061	0.000	0.005	0.030	0.050	0.033
Ti	0.038	0.038	0.043	0.064	0.041	0.011	0.038	0.042	0.031	0.015	0.029	0.048	0.031	0.023	0.026	0.027
Al	3.965	3.986	2.947	3.019	2.594	3.991	3.964	4.033	4.011	3.969	3.972	1.822	1.887	3.682	3.700	3.654
Cr	11.213	11.217	13.128	12.769	13.220	11.119	11.228	11.236	11.106	11.289	11.066	13.933	13.764	12.174	12.117	12.080
Fe ⁺³	0.668	0.684	0.112	0.090	0.085	0.767	0.577	0.577	0.768	0.624	0.829	0.172	0.295	0.037	0.032	0.145
$\Sigma M^{+3},^{+4}$	15.949	15.962	16.270	16.023	16.028	15.959	15.923	15.948	15.962	15.961	15.955	15.976	15.982	15.946	15.924	15.939
Fe ⁺²	1.900	1.946	4.456	4.163	4.347	1.632	1.901	1.978	2.002	2.262	2.150	4.365	3.973	2.294	2.279	2.236
Mn	0.174	0.145	0.206	0.271	0.206	0.195	0.259	0.231	0.219	0.275	0.257	0.506	0.443	0.024	0.018	0.039
Mg	5.897	5.928	2.687	3.330	3.297	6.072	5.809	5.815	5.744	5.428	5.570	3.112	3.594	5.697	5.748	5.763
Ni	0.000	0.000	0.174	0.043	0.043	0.041	0.053	0.002	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.039	0.032	0.023
Ca	0.054	0.000	0.029	0.086	0.000	0.081	0.016	0.000	0.055	0.054	0.033	0.030	0.000	0.000	0.000	0.000
ΣM^{+2}	8.026	8.019	7.553	7.893	7.893	8.021	8.038	8.026	8.019	8.020	8.022	8.012	8.009	8.054	8.076	8.061
Cr/Fe	4.37	4.26	2.87	3.00	2.98	4.63	4.53	4.40	4.01	3.91	3.71	3.07	3.23	5.22	5.24	5.07
Mg#	75.63	75.28	37.62	44.44	43.13	78.82	75.34	74.62	74.16	70.59	72.15	41.63	47.5	71.29	71.61	72.04
Cr#	73.88	73.78	81.67	80.88	83.6	73.59	73.91	73.59	73.47	73.99	73.59	88.43	87.95	76.78	76.61	76.77
$100 x Fe^{+3}/R^{+3}$	4.21	4.30	0.69	0.57	0.54	4.83	3.66	3.64	4.83	3.93	5.22	1.08	1.85	0.23	0.20	0.91

170



			AR 1-	AR 1-	AR 1-	AR 1-	AR2-	AR2-	AR2-	AR2-	AR3-	AR3-	AR3-	AR3-	AR3-	AR3-
	NT4-4	NT4-5	1	3	5	6	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6
SiO_2	0.08	0.13	0.11	0.08	0.20	0.08	0.30	0.10	0.09	0.78	0.22	0.01	0.17	0.16	0.10	0.02
TiO ₂	0.16	0.15	0.13	0.12	0.22	0.10	0.26	0.20	0.27	0.14	0.15	0.11	0.14	0.20	bdl	0.14
Al_2O_3	12.40	12.69	12.26	9.63	10.26	12.61	11.70	12.13	11.37	4.14	14.00	14.55	14.74	14.60	14.44	13.97
Cr_2O_3	61.14	60.81	60.53	61.91	61.82	60.04	58.92	60.36	60.48	62.13	57.42	56.41	57.12	56.49	56.67	58.05
Fe_2O_3	0.27	0.18	0.96	1.81	0.12	0.89	0.37	0.07	2.57	5.25	1.08	2.10	0.55	1.04	1.72	1.26
FeO	10.88	11.26	11.63	12.80	12.85	11.08	15.19	10.61	9.64	16.33	12.62	12.29	13.81	13.73	13.26	12.70
MnO	0.15	0.19	0.07	0.19	0.29	0.13	0.23	0.16	0.16	0.42	0.77	0.18	0.21	0.10	0.18	0.21
MgO	15.27	15.00	14.65	13.54	13.56	14.92	12.33	15.07	15.94	11.21	13.96	14.15	13.58	13.56	13.76	14.02
NiO	bdl	0.18	0.17	0.15	0.07	0.24	0.05	0.08	0.25	0.05	bdl	0.40	0.06	0.21	bdl	0.18
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σύνολο	100.37	100.60	100.52	100.23	99.40	100.09	99.36	98.78	100.77	100.45	100.21	100.19	100.37	100.07	100.12	100.55
	Κατανομή ιόντων με βάση 32 άτομα Ο															
Si	0.021	0.033	0.028	0.021	0.052	0.020	0.078	0.026	0.023	0.209	0.055	0.003	0.042	0.040	0.025	0.005
Ti	0.031	0.029	0.025	0.023	0.043	0.019	0.051	0.038	0.051	0.028	0.028	0.020	0.026	0.037	0.000	0.027
Al	3.679	3.759	3.649	2.929	3.131	3.756	3.579	3.656	3.365	1.308	4.167	4.319	4.377	4.351	4.300	4.147
Cr	12.166	12.082	12.084	12.632	12.656	11.996	12.090	12.203	12.002	13.159	11.462	11.236	11.382	11.296	11.323	11.559
Fe ⁺³	0.052	0.034	0.183	0.351	0.024	0.169	0.073	0.013	0.486	1.059	0.205	0.399	0.104	0.198	0.326	0.238
$\Sigma M^{+3},^{+4}$	15.948	15.937	15.968	15.956	15.905	15.960	15.871	15.935	15.926	15.762	15.917	15.977	15.932	15.923	15.974	15.976
Fe^{+2}	2.291	2.367	2.457	2.762	2.783	2.342	3.298	2.269	2.024	3.657	2.664	2.589	2.911	2.904	2.802	2.675
Mn	0.033	0.041	0.015	0.042	0.064	0.028	0.051	0.035	0.034	0.095	0.164	0.038	0.044	0.021	0.038	0.044
Mg	5.729	5.618	5.515	5.210	5.234	5.621	4.771	5.745	5.966	4.475	5.255	5.315	5.102	5.111	5.185	5.265
Ni	0.000	0.037	0.035	0.031	0.015	0.049	0.010	0.016	0.050	0.011	0.000	0.082	0.012	0.042	0.000	0.036
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ΣM^{+2}	8.052	8.063	8.022	8.045	8.095	8.040	8.130	8.065	8.074	8.238	8.083	8.023	8.069	8.078	8.026	8.021
Cr/Fe	5.19	5.03	4.58	4.06	4.51	4.78	3.59	5.35	4.78	2.79	3.99	3.76	3.78	3.64	3.62	3.97
Mg#	71.44	70.36	69.18	65.35	65.29	70.59	59.13	71.68	74.67	55.03	66.36	67.24	63.67	63.77	64.92	66.31
Cr#	76.78	76.27	76.81	81.17	80.17	76.15	77.16	76.95	78.1	90.96	73.34	72.23	72.22	72.19	72.48	73.59
$100 x Fe^{+3}/R^{+3}$	0.33	0.22	1.15	2.20	0.15	1.06	0.46	0.08	3.06	6.82	1.30	2.50	0.66	1.25	2.05	1.49



	AR2-6	AR2-61	AR2-64	AR2-65	AR1-4	AR1-5	AR1-6	AR2-6	AR2-61	AR 1-2	AR 1-3	AR 1-4	AR 1-5	AR 1-6	AR2-1	AR2-2
SiO_2	0.26	0.44	1.64	0.36	0.29	0.23	0.96	0.26	0.44	0.38	0.08	2.41	0.20	0.08	0.30	0.10
TiO ₂	0.44	0.11	bdl	0.46	0.27	0.33	bdl	0.44	0.11	0.13	0.12	0.19	0.22	0.10	0.26	0.20
Al_2O_3	11.89	11.85	11.77	14.07	12.00	12.01	12.11	11.89	11.85	2.52	9.63	0.76	10.26	12.61	11.70	12.13
Cr_2O_3	58.95	58.93	57.25	53.31	60.11	60.52	60.05	58.95	58.93	65.19	61.91	63.51	61.82	60.04	58.92	60.36
Fe_2O_3	0.25	0.17	1.53	4.16	bdl	0.40	0.93	0.25	0.17	1.20	1.81	0.91	0.12	0.89	0.37	0.07
FeO	14.10	14.31	14.08	12.05	14.52	14.14	13.04	14.10	14.31	24.94	12.80	23.37	12.85	11.08	15.19	10.61
MnO	0.27	bdl	0.16	0.51	bdl	bdl	bdl	0.27	bdl	1.94	0.19	2.49	0.29	0.13	0.23	0.16
MgO	12.53	12.67	13.09	14.04	12.04	12.04	12.20	12.53	12.67	4.06	13.54	6.16	13.56	14.92	12.33	15.07
NiO	0.37	0.01	0.45	0.25	0.40	bdl	bdl	0.37	0.01	0.14	0.15	0.15	0.07	0.24	0.05	0.08
CaO	bdl	bdl	bdl	-	-	-	-	-	-	-						
Σύνολο	99.05	98.50	99.96	99.21	99.63	99.67	99.29	99.05	98.50	100.49	100.23	99.94	99.40	100.09	99.36	98.78
						Κατανο	μή ιόντων	με βάση 3	32 άτομα Ο)						
Si	0.067	0.115	0.418	0.092	0.075	0.059	0.246	0.067	0.115	0.108	0.021	0.678	0.052	0.020	0.078	0.026
Ti	0.086	0.022	0.000	0.088	0.052	0.064	0.000	0.086	0.022	0.028	0.023	0.040	0.043	0.019	0.051	0.038
Al	3.634	3.635	3.537	4.217	3.653	3.647	3.663	3.634	3.635	0.843	2.929	0.252	3.131	3.756	3.579	3.656
Cr	12.088	12.127	11.542	10.718	12.274	12.330	12.185	12.088	12.127	14.630	12.632	14.126	12.656	11.996	12.090	12.203
Fe ⁺³	0.048	0.034	0.293	0.796	0.000	0.078	0.180	0.048	0.034	0.256	0.351	0.192	0.024	0.169	0.073	0.013
$\Sigma M^{+3},^{+4}$	15.923	15.932	15.791	15.910	16.054	16.178	16.274	15.923	15.932	15.864	15.956	15.288	15.905	15.960	15.871	15.935
Fe^{+2}	3.058	3.116	3.002	2.562	3.137	3.047	2.798	3.058	3.116	5.919	2.762	5.498	2.783	2.342	3.298	2.269
Mn	0.059	0.000	0.035	0.110	0.000	0.000	0.000	0.059	0.000	0.466	0.042	0.593	0.064	0.028	0.051	0.035
Mg	4.844	4.916	4.976	5.322	4.636	4.625	4.668	4.844	4.916	1.718	5.210	2.584	5.234	5.621	4.771	5.745
Ni	0.077	0.002	0.092	0.051	0.083	0.000	0.000	0.077	0.002	0.032	0.031	0.034	0.015	0.049	0.010	0.016
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ΣM^{+2}	8.038	8.034	8.105	8.045	7.856	7.672	7.466	8.038	8.034	8.136	8.045	8.709	8.095	8.040	8.130	8.065
Cr/Fe	3.89	3.85	3.50	3.19	3.91	3.95	4.09	3.89	3.85	2.37	4.06	2.48	4.51	4.78	3.59	5.35
Mg#	61.31	61.21	62.37	67.51	59.64	60.29	62.52	61.31	61.21	22.5	65.35	31.97	65.29	70.59	59.13	71.68
Cr#	76.88	76.94	76.54	71.77	77.07	77.17	76.89	76.88	76.94	94.55	81.17	98.25	80.17	76.15	77.16	76.95
$100 x Fe^{+3}/R^{+3}$	0.31	0.21	1.91	5.06	0.00	0.48	1.12	0.31	0.21	1.63	2.20	1.32	0.15	1.06	0.46	0.08



	AR2-3	AR2-4	AR3-1	AR3-2	AR3-3	AR3-4	AR3-5	AR3-6	Min	Max	Avg
SiO ₂	0.09	0.78	0.22	0.01	0.17	0.16	0.10	0.02	bdl	2.41	0.23
TiO ₂	0.27	0.14	0.15	0.11	0.14	0.20	bdl	0.14	bdl	0.46	0.15
Al_2O_3	11.37	4.14	14.00	14.55	14.74	14.60	14.44	13.97	0.76	17.48	12.90
Cr_2O_3	60.48	62.13	57.42	56.41	57.12	56.49	56.67	58.05	52.18	65.19	57.80
Fe_2O_3	2.57	5.25	1.08	2.10	0.55	1.04	1.72	1.26	bdl	5.25	1.52
FeO	9.64	16.33	12.62	12.29	13.81	13.73	13.26	12.70	7.73	24.94	13.22
MnO	0.16	0.42	0.77	0.18	0.21	0.10	0.18	0.21	bdl	2.49	0.36
MgO	15.94	11.21	13.96	14.15	13.58	13.56	13.76	14.02	4.06	16.28	13.35
NiO	0.25	0.05	bdl	0.40	0.06	0.21	bdl	0.18	bdl	1.08	0.12
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	bdl	0.42	0.05
Σύνολο	100.77	100.45	100.21	100.19	100.37	100.07	100.12	100.55			
		Καταν	ομή ιόν τ ων	[,] με βάση 3	32 άτομα Ο	1					
Si	0.023	0.209	0.055	0.003	0.042	0.040	0.025	0.005	0.000	0.678	0.058
Ti	0.051	0.028	0.028	0.020	0.026	0.037	0.000	0.027	0.000	0.088	0.029
Al	3.365	1.308	4.167	4.319	4.377	4.351	4.300	4.147	0.252	5.143	3.871
Cr	12.002	13.159	11.462	11.236	11.382	11.296	11.323	11.559	10.341	14.630	11.702
Fe ⁺³	0.486	1.059	0.205	0.399	0.104	0.198	0.326	0.238	0.000	1.059	0.290
$\Sigma M^{+3},^{+4}$	15.926	15.762	15.917	15.977	15.932	15.923	15.974	15.976	15.288	16.274	15.951
Fe ⁺²	2.024	3.657	2.664	2.589	2.911	2.904	2.802	2.675	1.632	5.919	2.841
Mn	0.034	0.095	0.164	0.038	0.044	0.021	0.038	0.044	0.000	0.593	0.080
Mg	5.966	4.475	5.255	5.315	5.102	5.111	5.185	5.265	1.718	6.141	5.076
Ni	0.050	0.011	0.000	0.082	0.012	0.042	0.000	0.036	0.000	0.225	0.025
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.114	0.008
ΣM^{+2}	8.074	8.238	8.083	8.023	8.069	8.078	8.026	8.021	7.466	8.709	8.030
Cr/Fe	4.78	2.79	3.99	3.76	3.78	3.64	3.62	3.97	2.37	5.35	3.83
Mg#	74.67	55.03	66.36	67.24	63.67	63.77	64.92	66.31	22.50	78.82	64.08
Cr#	78.10	90.96	73.34	72.23	72.22	72.19	72.48	73.59	67.20	98.25	75.15
$100 x Fe^{+3}/R^{+3}$	3.06	6.82	1.30	2.50	0.66	1.25	2.05	1.49	0.00	6.82	1.83

173

Έτσι οι τιμές Cr# για όλες τις μεταλλοφόρες θέσεις είναι από 67.20 μέχρι 100.00 και προσομοιάζουν πλήρως με τις τιμές των χρωμιτών του Β. Βούρινου (~66-85) (KONSTANTOPOULOU & ECONOMOU-ELIOPOULOS 1990) αλλά προβάλλονται επίσης και στα πεδία των χρωμιτών από το Τρόοοδος, την Πίνδο, την Χαλκιδική.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ακόμη οι αλπικού τύπου χρωμίτες παρουσιάζουν αρνητική συσχέτιση μεταξύ Cr# και Mg# (IRVINE 1967, THAYER 1970, DICKEY 1975) γεγονός που επιβεβαιώνεται για τους χρωμίτες της περιοχής μελέτης (Σχ. 6.6). Οι αναλλοίωτοι χρωμίτες όλων των περιοχών έχουν πολύ χαμηλές τιμές Fe^{+3} μικρότερες από 10 (Fe^{+3} =0.29-1.06) που αποτελεί γνώρισμα των αλπικού τύπου κοιτασμάτων χρωμίτη (THAYER 1964, IRVINE 1967). Αυτό επιβεβαιώνεται και από τα διαγράμματα προβολής των Fe^{+3} # προς Mg# (Σχ. 6.7) όπου οι χρωμίτες προβάλλονται κατά κύριο λόγο στο πεδίο των Αλπικού τύπου χρωμιτών όπως αυτό ορίστηκε από τον IRVINE (1967).

Από την προβολή των σπινελλίων του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης στο τριγωνικό διάγραμμα Cr-Al-Fe⁺³ του STEVENS (1944) (Σχ 6.8) προκύπτουν τα ακόλουθα συμπεράσματα:

α) σε όλες τις περιοχές οι αναλλοίωτοι χρωμίτες προβάλλονται στο πεδίο των αργιλιούχων χρωμιτών.

β) Οι αναλλοίωτοι χρωμίτες δεν παρουσιάζουν διακύμανση στη σύστασή τους και στο τριγωνικό διάγραμμα Cr-Al-Fe⁺³ (Σχ 6.9) όπου σημειώνονται και τα πεδία για Αλπικού και στρωματόμορφου τύπου χρωμίτες, φαίνεται χαρακτηριστικά ότι οι αναλλοίωτοι χρωμίτες της περιοχής μελέτης ανήκουν στα Αλπικού τύπου κοιτάσματα (DICKEY 1795).

Ο λόγος Cr/Fe που χρησιμεύει για τον χαρακτηρισμό της ποιότητας του χρωμίτη στις βιομηχανικές εφαρμογές του (μεταλλουργικός-πυρίμαχος, χημική βιομηχανία), βρέθηκε να έχει τις τιμές από 2.37 έως 5.35.

Σύμφωνα με τον IRVINE (1967), STOWE (1987) στα λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη ο λόγος Cr/Fe είναι 2.4–4.3, και οι παραπάνω τιμές που βρέθηκαν στους χρωμίτες της περιοχής μελέτης ανταποκρίνονται στις τιμές των λοβόμορφων χρωμιτών. Σύμφωνα με τον EVANS (1980), το κατώτερο όριο για να χαρακτηριστεί ένας χρωμίτης μεταλλουργικού τύπου είναι 2.8.

Άλλωστε σήμερα η βελτίωση των μεταλλουργικών μεθόδων επιτρέπει τη χρησιμοποίηση χρωμιτών μέχρι και με λόγο Cr/Fe =1.5, έτσι ώστε η «σιδηροποίηση» (αύξηση του σιδήρου) που προκαλεί η εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη να μην αποτελεί εμπόδιο για τη χρήση του στη μεταλλουργική βιομηχανία, αφού η μέση τιμή ακόμα και στους σιδηροχρωμίτες είναι μεγαλύτερη αυτού του ορίου.



Σχ. 6.7. Προβολή των χρωμιτών του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης στο ορθογώνιο διάγραμμα κατά STEVENS (1944), με τα πεδία σύστασης κατά IRVINE (1967) για τα στρωματόμορφου και Αλπικού τύπου συμπλέγματα.



Σχ. 6.8. Προβολή των χρωμιτών του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης στο τριγωνικό διάγραμμα Cr-Al-Fe⁺³ σύστασης και ονοματολογίας κατά STEVENS (1944).



Σχ. 6.9. Προβολή των χρωμιτών του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης στο τριγωνικό διάγραμμα Fe⁺³-Cr-Al όπου φαίνονται και τα πεδία σύστασης των στρωματόμορφων και των Αλπικού τύπου χρωμιτών κατά DICKEY (1975).

Κατά τον THAYER (1969), η περιεκτικότητα των χρωμιτών σε Cr_2O_3 πάνω από 52% είναι χαρακτηριστικό των λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη. Ο ίδιος ονομάζει τους χρωμίτες με πάνω από 20% Al₂O₃ πυρίμαχους (refractory) χρωμίτες και βρίσκονται επίσης στα αλπικού τύπου συμπλέγματα. Ακόμη ο THAYER (1964) έδωσε για τους αναλλοίωτους χρωμίτες των λοβόμορφων κοιτασμάτων σύσταση 15-65% Cr_2O_3 και 6-52% Al₂O₃. Χαρακτηριστικό όλων των χρωμιτών της περιοχής μελέτης είναι ότι όλες οι εμφανίσεις έχουν περιεκτικότητα πάνω από 52% σε Cr_2O_3 (52.18-65.19% Cr_2O_3), ενώ η διακύμανση της περιεκτικότητας τους σε Al₂O₃ είναι μέσα στα όρια που δίνει ο THAYER (1964) για τους αναλλοίωτους χρωμίτες των λοβόμορφων κοιτασμάτων (0.76-17.48% Al₂O₃).

Κατά τον THAYER (1969, 1970) ένα άλλο χαρακτηριστικό των λοβόμορφων κοιτασμάτων οφειολιθικών συμπλεγμάτων είναι η μεγάλη διακύμανση των τιμών Cr₂O₃ και Al₂O₃ στους χρωμίτες. Έτσι ο ίδιος μιλάει για «κενό σύστασης», μεταξύ πλούσιων σε Cr₂O₃ και φτωχών (πλούσιων σε Al₂O₃) χρωμιτών. Δεν υπάρχει δηλαδή συνεχής εξέλιξη στη σύσταση των χρωμιτών όπως συμβαίνει στα στρωματόμορφα κοιτάσματα, αλλά μια διπληθυσμιακή κατανομή ("bimodality"). Τα αίτια αυτής της διπληθυσμιακής κατανομής δεν είναι σαφή αλλά τα πειραματικά δεδομένα δείχνουν ότι οι χρωμίτες με υψηλό Al_2O_3 είναι πιθανό να σχηματίζονται κάτω από υψηλότερες πιέσεις από ότι αυτοί με υψηλό Cr_2O_3 , θεωρώντας σταθερή τη μέση σύσταση των κοιτασμάτων (IRVINE 1967). Αυτό σύμφωνα με κάποιους ερευνητές (LE BLANC & VIOLETTE 1983, BACUTA et al. 1990, GRAHAM et al. 1996), οφείλεται σε διαφορετικές μαγματικές πηγές ή τοπικά και χρονικά μεταβαλλόμενη πηγή λόγω προοδευτικής κλασματικής διαφοροποίησης του μητρικού μάγματος.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Από τον πίνακα των αναλύσεων (Πίν. 6.4.1) φαίνεται ότι η περιεκτικότητα σε MnO των αναλλοίωτων χρωμιτών της περιοχής μελέτης είναι πολύ μικρή (έως 2.49%). Αλλά και γενικά σε όλους τους ελληνικούς χρωμίτες δεν βρέθηκαν περιεκτικότητες μεγαλύτερες από 1.0% MnO (π.χ. ΠΑΝΑΓΟΣ 1965, 1967, SKARPELIS & ECONOMOU 1978, ECONOMOU 1984, PARASKEVOPOULOS & ECONOMOU 1986, RASSIOS & KOSTOPOULOS 1990, MIGIROS & ECONOMOU 1988, MICHAILIDIS 1993, MICHAILIDIS et al. 1995, MICAILIDIS & SKLAVOUNOS 1996, VACONDIOS 1997, MIANTH 2002).

Το ίδιο ισχύει και για τους αλπικούς χρωμίτες γενικότερα. Η παρουσία υψηλών συγκεντρώσεων MnO σε χρωμίτες αναφέρεται από ορισμένους ερευνητές (π.χ. CZAMANSKE et al. 1976, GRAHAM 1978, BEVAN & MALLINSON 1980, KONEVA 1987), αλλά πρόκειται είτε για εξαλλοιωμένους χρωμίτες είτε για ειδικό περιβάλλον γένεσης, κάτω από το οποίο συμβαίνει τροποποίηση της αρχικής σύστασης του χρωμίτη.

Η ΟΙΚΟΝΟΜΟΥ (1979) και οι PARASKEVOPOULOS & ECONOMOU (1980), αναφέρουν υψηλές τιμές MnO στους χρωμίτες του Ολύμπου (μέχρι 5.91%) και του Βερμίου (μέχρι 14.41%) σε σιδηροχρωμίτες. Ο ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ (1982) και ο MICHALILDIS (1990), στη μελέτη των χρωμιτών στα λατεριτικά κοιτάσματα της περιοχής της Έδεσσας βρήκε εξαιρετικά υψηλές τιμές MnO τόσο στους χημικά ζωνώδεις και ιδιαίτερα στη ζώνη του σιδηροχρωμίτη όσο και στους οπτικά ζωνώδεις σπινελλίους, τιμές που κυμαίνονται από 1.16 έως 17.06% MnO στους σιδηροχρωμίτες. Ακόμη ο MICHAILIDIS (1993) αναφέρει περιεκτικότητα μέχρι 4.25% MnO στους σιδηροχρωμίτες της Χαλκιδικής. Τέλος η MΠΑΝΤΗ (2002), για τους χρωμίτες της Έδεσσας αναφέρει τιμές από 0.10 μέχρι 0.60%.

Στα διαγράμματα των Σχ 6.10 φαίνεται η σχέση Cr₂O₃-FeOt των χρωμιτών του μεταλλεύματος κάθε εμφάνισης της περιοχής μελέτης. Όλοι οι χρωμίτες από την περιοχή μελέτης που αναλύθηκαν, βρίσκονται μέσα στο πεδίο των Αλπικών χρωμιτών και στο όριο με τους στρωματόμορφους χρωμίτες.

Σύμφωνα με τους JACKSON (1963), THAYER (1970), DICKEY (1975), LEBLANC & VIOLETTE (1983), οι αναλλοίωτοι χρωμίτες των λοβόμορφων κοιτασμάτων είναι πιο

πλούσιοι σε Mg σε σχέση με τα στρωματόμορφα κοιτάσματα και η περιεκτικότητα σε Mg μπορεί να παρουσιάζει μεγάλη διακύμανση ακόμη και στο ίδιο κοίτασμα

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στα λοβόμορφα κοιτάσματα ο λόγος Mg/Fe μεταβάλλεται μεταξύ 1-7.3 και είναι συγκριτικά πολύ μεγαλύτερος απ' ότι στα στρωματόμορφα (1-3.5) (STOWE 1987). Το αντίθετο ισχύει με το λόγο Fe⁺²/Mg. Ο λόγος αυτός επηρεάζεται από την επανεξισορρόπηση σε στερεή κατάσταση, λόγω αντίδρασης μεταξύ αρχικού ολιβίνη και χρωμίτη (π.χ. ROEDER et al. 1979, HENDERSON & WOOD 1981, HATTON & GRUENEWALDT 1985, OZAWA 1985, ROEDER & CAMPBELL 1985, JAN & WINDLEY 1990, PELTONEN 1995, FILIPPIDIS 1996), ιδιαίτερα για το διάσπαρτο τύπο μεταλλεύματος.

Για τους χρωμίτες της περιοχής μελέτης βρέθηκαν οι παρακάτω μέσες τιμές Fe⁺²/Mg ανά περιοχή: Άγιος Αθανάσιος=0,50, Αρκοχώρι=0,71, Γκλόμπα=0,53, Διχαλεύρι=0,61, Παληορούγκα=0,67, Πλατάνια Ρέμα=0,65.



Σχ. 6.10. Σχέση Cr₂O₃-FeOt (ολικού) των χρωμιτών του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης και σύγκριση με τα πεδία αλπικού και στρωματόμορφου τύπου χρωμιτών κατά THAYER (1970).

Ακόμη ένα στοιχείο που χρησιμοποιείται για τη διάκριση και τον χαρακτηρισμό των χρωμιτών σε στρωματόμορφα ή λοβόμορφα είναι η περιεκτικότητα σε TiO₂ που για την περιοχή μελέτης φτάνει έως 0.46% Σύμφωνα με τον DICKEY (1975), οι χρωμίτες των λοβόμορφων κοιτασμάτων περιέχουν κάτω από 0.3% TiO₂ αντίθετα με τους χρωμίτες των στρωματόμορφων που περιέχουν υψηλότερο TiO₂.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο CAMERON (1980) αναφέρει τιμές 0.3-2.5% TiO₂ στους χρωμίτες του ανατολικού συμπλέγματος του Bushveld και ο WILSON (1982) αναφέρει τιμές 0.23-2.24% TiO₂ για τους χρωμίτες του Great Dyke. Ο AHMED (1984) υποστηρίζει ότι οι οφειολιθικοί χρωμίτες μπορεί να περιέχουν μέχρι 0.40% TiO₂. Ενώ οι AUGE (1987), Mc ELDUFF & STUMPFLE (1991) και ARAI & ABE (1994), δέχονται για τους χρωμιτίτες Αλπικού τύπου τιμές μέχρι 0.5%. Κατ' άλλους ερευνητές η περιεκτικότητα σε TiO₂ αποτελεί οδηγό και όχι διαγνωστικό στοιχείο, όπως οι LEBLANC & CEULENEER (1992), για τους οφειολιθικούς χρωμίτες στο Naqsad (Ομάν), αλλά και οι GRAHAM et al. (1996).

Οι ARAI (1992), ZHOU & BAI (1992) και ZHOU et al. (1998) παρατήρησαν χαμηλότερες τιμές Τi σε υψηλού Cr- χρωμίτες από ότι σε υψηλού Al- χρωμίτες, γεγονός που απέδωσαν στη σύσταση του αρχικού μάγματος. Το Ti κατά την χαμηλού βαθμού μερική τήξη του άνω μανδύα μπαίνει εύκολα στο τήγμα (HERBERT 1982, JAN & WINDLEY 1990).

Υψηλότερες τιμές Ti (μέχρι 0.47% TiO₂) αναφέρουν και οι ECONOMOU-ELIOPOULOS & VACONDIOS (1995), για τους πλούσιους σε Al (μέση τιμή Cr/(Cr+Al)=0.50) χρωμίτες της περιοχής της Πίνδου, σε αντίθεση με τις χαμηλότερες (<0.16% TiO₂) για τους πλούσιους σε Cr (Cr/(Cr+Al=0.80). Η MΠΑΝΤΗ (2002), για τους χρωμίτες της Έδεσσας δίνει τιμές κοντά στο όριο που δίνει ο DICKEY (1975).

Στο διάγραμμα TiO₂-Cr₂O₃ του σχήματος 6.11 από FERRARIO & GARUTI (1988), οι αναλλοίωτοι χρωμίτες του μεταλλεύματος προβάλλονται στο πεδίο των λοβόμορφων (αλπικού τύπου) χρωμιτών. Επίσης στο τριγωνικό διάγραμμα (Fe⁺³+2Ti)-Cr-Al του σχήματος 6.12 από JAN & WINDLEY (1990), οι αναλλοίωτοι χρωμίτες του μεταλλεύματος προβάλλονται στο πεδίο των υπολειμματικών περιδοτιτών/οφειολίθων, αλλά και στο πεδίο των στρωματόμορφων συμπλεγμάτων.

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι οι χρωμίτες της περιοχής μελέτης με βάση τη γεωχημική τους σύσταση ανήκουν στους αργιλιούχους χρωμίτες μεταλλουργικού τύπου. Επίσης για τα κοιτάσματα χρωμίτη που μελετήθηκαν επιβεβαιώνεται ότι ανήκουν στα λοβόμορφα ή οφειολιθικού τύπου. Οι χρωμίτες από την περιοχή Βέροιας-Νάουσας έχουν τα ίδια γεωχημικά χαρακτηριστικά με τους χρωμίτες από το Β. Βούρινο, το Τρόοδος, την Πίνδο και την Χαλκιδική.



Σχ. 6.11. Προβολή των χρωμιτών του μεταλλεύματος στο ορθογώνιο διάγραμμα TiO_2 - Cr_2O_3 όπου φαίνονται τα πεδία προβολής των λοβόμορφων (αλπικού τύπου) χρωμιτών και των τριών κυριότερων στρωματόμορφου τύπου κοιτασμάτων Bushveld, Stillwater και Bird River Sill του Great Dyke, σύμφωνα με τους FERRARIO & GARUTI (1988, και αναφορές).



Σχ. 6.12. Προβολή των χρωμιτών του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης σε τριγωνικό διάγραμμα (Fe⁺³+2Ti)-Cr-Al όπου φαίνονται και τα πεδία σύστασης των σπινελλίων των στρωματόμορφων συμπλεγμάτων και των υπολειμματικών περιδοτιτών/οφειολίθων κατά τους JAN & WINDLEY (1990).

6.5. ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΗ ΤΟΥ ΧΡΩΜΙΤΗ ΚΑΙ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΖΩΝΩΔΩΝ ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΝ ΧΡΩΜΙΤΗ - ΣΙΔΗΡΟΧΡΩΜΙΤΗ - ΜΑΓΝΗΤΙΤΗ

6.5.1. ГENIKA

Κατά τη σερπεντινίωση των υπερβασικών πετρωμάτων μέρος του Fe που ελευθερώνεται από τα πρωτογενή ορυκτά ολιβίνης και πυρόξενοι, χρησιμοποιείται, όπως αναφέρθηκε στο σχηματισμό δευτερογενών αδιαφανών ορυκτών όπως είναι ο μαγνητίτης. Αυτός δημιουργεί διασπορές μικρών κρυστάλλων ή μικροφλεβίδια ή ακόμα αναπτύσσεται επιταξικά γύρω από χρωμιτικούς κόκκους. Έτσι δημιουργείται μία απλή μορφή ζώνωσης, με σαφή όρια μεταξύ των δύο φάσεων και με διάκριτες χημικές συστάσεις (CANDIA & GASPAR 1997, BARNES 2000, MELLINI et al. 2005, FARAHAT 2008, GONZALEZ-JIMENEZ et al. 2009, MUKHERJEE et al. 2010, SAUMUR & HATTORI 2013). Ο χρωμίτης, παρόλο που θεωρείται ανθεκτικό ορυκτό, εντούτοις η σύσταση του μπορεί να τροποποιηθεί όταν οι συνθήκες αλλάξουν σημαντικά σε σχέση με αυτές που επικρατούσαν κατά το χρόνο σχηματισμού του. Γενικότερα, η αρχική χημική σύσταση των χρωμιούχων σπινελλίων (Crσπινελλίων) μπορεί να τροποποιηθεί σημαντικά με μία διεργασία επανεξισορρόπησης σε στερεή φάση (subsolidus equilibration) ως αποτέλεσμα υδροθερμικών ή μεταμορφικών διεργασιών που συμβαίνουν μετά την κρυστάλλωση τους (BARNES 2000, BARNES & ROEDER 2001). Αυτή η μεταβολή θεωρείται συνεπώς ως ένα μεταμαγματικό επεισόδιο και γι' αυτό ονομάστηκε «εξαλλοίωση του Cr-σπινέλλιου». Ο τρόπος εκδήλωσης και η έκταση αυτής της εξαλλοίωσης μπορεί να αποτυπώνουν μία διαδοχή διαφορετικών γεγονότων που έχουν επηρεάσει το πετρολογικό περιβάλλον φιλοξενίας των Cr-σπινελλίων (FROST 1975, MIXAHΛΙΔΗΣ 1982, MICHAILIDIS 1990, SUITA & STRIEDER 1996, GONZALEZ-JIMÉNEZ et al. 2009, GERVILLA et al. 2012, SINGH & SINGH 2013, COLÁS et al. 2014).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Aυτά τα γεγονότα εκδηλώνονται με τη μορφή διαφορετικής ζώνωσης στους κρυστάλλους των Cr-σπινελλίων (EVANS & FROST 1975, BLISS & Mac LEAN 1975, WYLIE et al. 1987, BARNES 2000, PRICHARD et al. 2001, PROENZA et al. 2004, 2008, MELLINI et al. 2005, MERLINI et al. 2005, ZACCARINI et al. 2005, GARUTI et al. 2007, GONZALEZ-JIMÉNEZ et al. 2009, GRIECO & MERLINI 2012, DERBYSHIRE et al. 2013, SINGH & SINGH 2013, COLÁS et al. 2014, KAPSIOTIS 2014).

Η δευτερογενής εξαλλοίωση του χρωμίτη, που βρίσκεται ως επουσιώδες ορυκτό σε σερπεντινιωμένα υπερβασικά πετρώματα οδηγεί στη δημιουργία ζωνωδών κρυστάλλων που συχνά αποτελούνται από τρεις οπτικά διακριτές ζώνες: πυρήνας χρωμίτη-ενδιάμεση ζώνη σιδηροχρωμίτη-περιφέρεια μαγνητίτη (ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ 1982, MICHAILIDIS 1990, 1995, MIΠΑΝΤΗ 2002).

Η εξαλλοίωση του χρωμίτη είναι πιο περιορισμένη στους χρωμιτίτες σε σερπεντινιωμένα υπερβασικά πετρώματα και λιγότερο συχνά παρατηρήθηκαν τυπικά ζωνώδεις σπινέλλιοι όπως συμβαίνει στον επουσιώδη χρωμίτη. Η ζώνωση αυτή αποτελεί το αποτέλεσμα μεταμορφικής δράσης πρασινοσχιστολιθικής-αμφιβολιτικής φάσης.

Μέχρι σήμερα έχει αποδειχτεί ότι η ανάπτυξη των ζωνών του σιδηροχρωμίτη είναι άμεσα συνδεδεμένη με: περιφερειακά τμήματα του χρωμίτη, όπου μπορεί να είναι συνεχής ή ασυνεχής, τις διαρρήξεις του χρωμίτη ή με εσωτερικά εγκλείσματα πυριτικών ορυκτών στο χρωμίτη. Ιδιαίτερα για τις περιοχές της Β. Ελλάδας, οι ΟΙΚΟΝΟΜΟΥ (1979), ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ (1982) και ΜΠΑΝΤΗ (2002) έχουν αναφερθεί διεξοδικά στον τρόπο σχηματισμού ζωνωδών σπινελλίων ως αποτέλεσμα εξαλλοίωσης.

Αρχικά ο Betekhtin (1937, από τους PAPADAKIS & SKLAVOUNOS 1977), για να περιγράψει το αποτέλεσμα της εξαλλοίωσης του χρωμίτη χρησιμοποίησε τον όρο "μαρτιτιωμένος χρωμίτης" (Chrom martite). Στη συνέχεια ο HORNINGER (1941) χρησιμοποίησε τον όρο "τεφρός μαγνητίτης" (grey magnetite) και τέλος ο SPANGENBERG (1943), τον όρο "σιδηροχρωμίτης" (ferrit chromit) που από τότε επικράτησε στη διεθνή βιβλιογραφία. Στην αγγλική βιβλιογραφία χρησιμοποιούνται οι όροι ferrian chromite ή ferritchromite (BLISS & MacLEAN 1975, BARNES 2000).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο SPANGENBERG (1943) με τον όρο σιδηροχρωμίτης χαρακτηρίζει ένα προϊόν εξαλλοίωσης του χρωμίτη που δεν είναι μία συγκεκριμένη ορυκτολογική φάση με καθορισμένη σύσταση, με φωτεινότητα και σύσταση ανάμεσα στο χρωμίτη και μαγνητίτη. Έτσι, η ανακλαστικότητα αυξάνει στους οπτικά ζωνώδεις χρωμιτικούς κρυστάλλους από το χρωμιτικό πυρήνα προς το μαγνητίτη, ενώ τα περατωτικά όρια ανάμεσα στις διαφορετικές φάσεις μπορεί να είναι από διάχυτα μέχρι πολύ σαφή. Η χημική τους σύσταση μπορεί να δοθεί ως (Fe⁺²,Fe⁺³, Mg) [Cr,Fe⁺,Fe⁺²,Al]₂O₄ και χαρακτηρίζεται συνήθως από υψηλές περιεκτικότητες σε Fe⁺³ και διαφορετικούς λόγους Cr/Al και Mg/Fe⁺² (GONZALEZ-JIMÉNEZ et al. 2009, MUKHERJEE et al. 2010, GERVILLA et al. 2012, COLAS et al. 2012, DERBYSHIRE et al. 2013). Ακόμη οι BLISS & MacLEAN (1975) χρησιμοποίησαν τον όρο κρυπτο-ζώνωση για να χαρακτηρίσουν τη διαφορά στη σύσταση που μπορεί να παρατηρηθεί μόνο με τη μικροανάλυση.

Από τις μέχρι τώρα έρευνες οι κυριότερες χημικές μεταβολές στις περιφερειακές ζώνες, σε σχέση με τον πρωτογενή χρωμιτικό πυρήνα που έχουν περιγραφεί είναι (από ΜΠΑΝΤΗ 2002 και νέα στοιχεία):

1) Χρωμίτης πλούσιος σε Al, Mg, Cr-εμπλουτισμός του σιδηροχρωμίτη σε Fe, (σχετική ελάττωση του σε Al, Mg, Cr) (VAASJOKI & HEIKINNEN 1962, WEISER 1967, BEESON & JACKSON 1969, SPRINGER 1974, SCARPELIS & ECONOMOU 1978, PANAYIOTOU 1978, WHITTAKER & WATKINSON 1986, MICHAILIDIS 1993, BURKHARD 1993, MOHANTY et al. 1996).

2) Χρωμίτης πλούσιος σε Al, Mg-εμπλουτισμός του σιδηροχρωμίτη σε Fe. To Cr είτε παραμένει σταθερό σύμφωνα με τους HORNINGER (1941), SPANGENBERG (1943), BARNES & ROEDER (2001), είτε ελαττώνεται σύμφωνα με τους WEISER (1967), BEESON & JACKSON (1969), FRISCH (1971), ONYEAGOCHA (1974), SPRINGER (1974), ULMER (1974), BLISS & MACLEAN (1975), HOFFMAN & WALKER (1978).

3) Χρωμίτης πλούσιος σε Al, Mg-εμπλουτισμός του σιδηροχρωμίτη σε Fe και Cr, και σχετική ελάττωση σε Al και Mg (PANAGOS & OTTEMAN 1966, WEISER 1967,

GOLDING & BAYLISS 1968, MIHALIK & SAAGER 1968, ENGIN & AUCOTT 1971, MITRA 1972, 1973, HEDLUND et al. 1974, ONYEAGOCHA 1974, PAPADAKIS & SKLAVOUNOS 1977, AHMED & HALL 1981, SHEN et al. 1988, JAN & WINDLEY 1990, KIMBALL 1990, KHUDEIR et al. 1992, MICHAILIDIS & SKLAVOUNOS 1996, GONZALEZ- JIMÉNEZ et al. 2009, SINGH & SINGH 2013, KAPSIOTIS 2014).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

4) Χρωμίτης πλούσιος σε Al, Cr, Mg-εμπλουτισμός του σιδηροχρωμίτη σε Fe, Ni, Mn ή και Ti, Co, Zn, V και σχετική ελάττωση σε Al, Mg, Cr (PINSENT & HIRST 1974, ONYEAGOCHA 1974, HOFFMAN & WALKER 1978, OIKONOMOY 1979, PARASKEVOPOULOS & ECONOMOU 1980, MIXAHΛΙΔΗΣ 1982, TAKLA 1982, MICHAILIDIS 1990, 1995, 1996, PELTONEN 1995, BARNES 2000, BARNES & ROEDER 2001, MIANTH 2002, ECONOMOU-ELIOPOULOS 2003, SAUMUR & HATTORI 2013).

5) Λίγες περιπτώσεις στις οποίες έχουμε χρωμίτη πλούσιο σε Al σύμφωνα με τον WHITE (1966), ή χρωμίτη πλούσιο σε Cr σύμφωνα με τους MUIR & TILLEY (1964), όπου παρατηρείται εμπλουτισμός του σιδηροχρωμίτη σε Fe ή χρωμίτη πλούσιο σε Cr, Fe όπου παρατηρείται εμπλουτισμός του σιδηροχρωμίτη σε Mg, Al σύμφωνα με τον HAMLYN (1975).

Είναι χαρακτηριστικό ότι σε όλες τις περιπτώσεις υπάρχει αύξηση του συνολικού σιδήρου. Αυτό οφείλεται σύμφωνα με τους BEESON & JACKSON (1969), FRISCH (1971), HAMLYN (1975), τόσο σε αύξηση του Fe^{+2} όσο και του Fe^{+3} , ή μόνο σε αύξηση του Fe^{+3} , αλλά ελάττωση του Fe^{+2} σύμφωνα με τους GOLDING & BAYLISS (1968), KHUDEIR et al. (1992).

Η χημική σύσταση του σιδηροχρωμίτη μπορεί να παρουσιάζει διαφορές ακόμη και στην ίδια θέση εξαλλοίωσης και εξαρτάται τόσο από την αρχική σύσταση του χρωμίτη όσο και από τη δράση παραγόντων που ευνοούν τη μετακίνηση στοιχείων.

Στον πίνακα 6.4.2 δίνονται οι αναλύσεις σιδηροχρωμιτών από τις χρωμιτικές εμφανίσεις στην περιοχή μελέτης ενώ στο διάγραμμα του Σχήματος 6.13 προβάλλονται οι σιδηροχρωμίτες στο τριγωνικό διάγραμμα Cr-Al-Fe⁺³ του STEVENS (1944). Είναι χαρακτηριστικό ότι στο σιδηροχρωμίτη της περιοχής μελέτης, η μεγαλύτερη ελάττωση παρατηρείται στο Al και στη συνέχεια στο Mg, ενώ υπάρχει πάντοτε εμπλουτισμός τόσο σε δισθενή όσο και σε τρισθενή σίδηρο. Στους χρωμιτίτες της περιοχής μελέτης η εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη μπορεί να ποικίλει πάρα πολύ, ακόμη και στο ίδιο μεταλλοφόρο σώμα. Η ένταση της εξαλλοίωσης εξαρτάται κυρίως από την αναλογία χρωμίτη/πυριτικά ορυκτά και από το μέγεθος των πυριτικών κόκκων. Η ανάπτυξη του σιδηροχρωμίτη μπορεί να περιορίζεται τοπικά ή κατά μήκος των

διαρρήξεων και οπτικά παρουσιάζεται ως ένας ήπιος αποχρωματισμός. Η πρόοδος του φαινομένου αυξάνει την ένταση παρουσίας του σιδηροχρωμίτη προς το εσωτερικό των κρυστάλλων. Με λεπτομερή παρατήρηση σε ελαιοκατάδυση διαπιστώνεται ότι η «ζώνη» σιδηροχρωμίτη αποτελείται από διαφορετικής φωτεινότητας μικρές ακανόνιστες περιοχές, που μαζί με υπολείμματα του αρχικού χρωμίτη δημιουργούν μία πολύπλοκη ζώνωση. Έτσι εξηγείται και το γεγονός ότι η σύσταση του σιδηροχρωμίτη είναι διαφορετική από μία θέση στην άλλη. Σε πολύ προχωρημένο βαθμό εξαλλοίωσης παραμένουν ακανόνιστα έως αμοιβαδοειδή σώματα αρχικού χρωμίτη εντός μίας περιφερειακής ζώνης φωτεινότερης με πορώδη υφή που περιέχει πολυάριθμα εγκλείσματα δευτερογενών πυριτικών ορυκτών όπως σερπεντίνη και κυρίως χλωρίτη.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σύμφωνα με τους GOLDING & BAYLISS (1968), η μεγαλύτερη κινητικότητα του Al σε σχέση με την κινητικότητα του Mg είναι αναμενόμενη λόγω της διαφορετικής ιοντικής ακτίνας και της διαφορετικής δομικής θέσης των δύο στοιχείων. Έτσι το Al που έχει μικρή ιοντική ακτίνα καταλαμβάνει μεγάλες οκταεδρικές θέσεις, ενώ το Mg που έχει μεγαλύτερη ιοντική ακτίνα καταλαμβάνει τις μικρότερες τετραεδρικές θέσεις.

Το Cr συνήθως αυξάνει, ενώ ο Fe και το Mn εμπλουτίζονται στη ζώνη του σιδηροχρωμίτη, ενώ για τα υπόλοιπα στοιχεία δεν φαίνεται να υπάρχει κάποιος κανόνας στη μεταβολή τους.

Για το σχηματισμό του σιδηροχρωμίτη και των ζωνωδών κρυστάλλων χρωμίτη (χρωμίτης-σιδηροχρωμίτης-μαγνητίτης), έχουν διατυπωθεί πολλές απόψεις που διαφέρουν όμως πολύ σχετικά με το χρόνο που συμβαίνουν αυτές οι μεταβολές, τις επικρατούσες φυσικοχημικές συνθήκες, τον τρόπο και τη σειρά αντικατάστασης των στοιχείων στο πλέγμα του χρωμίτη, καθώς και για τη διεργασία που προκάλεσε αυτές τις μεταβολές. Έτσι για την προέλευση του σιδηροχρωμίτη έχουν προταθεί τα εξής:

α) Ο σχηματισμός του σιδηροχρωμίτη και η ζώνωση του χρωμίτη αποδίδεται στη σερπεντινίωση (SPANGENBERG 1943, ΔΗΜΟΥ 1968, GOLDING & BAYLISS 1968, BEESON & JACKSON 1969, STANTON 1972, PETERS & KRAMERS 1974, PANAYIOTOU 1978, TAKLA et al. 1976, TAKLA 1982, WHITTAKER & WATKINSON 1986, MICHAILIDIS 1990, 1993, 1996, MOHANTY et al. 1996, MIANTH 2002).

Όσον αφορά τη σερπεντινίωση αυτή αποδίδεται είτε σε μεταμορφική δράση πρασινοσχιστολιθικής-αμφιβολιτικής φάσης είτε σε υδροθερμική δράση.



Πίνακας 6.4.2 Αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή σιδηροχρωμιτών της περιοχή έρευνας -: δεν αναλύθηκαν, bdl: κάτω από το όριο ανίχνευσης.

	AGFCR1	AGFCR2	AGFCR3	GL5-3	GL5-4	GL5-7	AR 1-2	AR 1-4	AR2-62	AR2-63	AR2-66	AR1-1	AR1-2	AR1-3	min	max	avg
SiO ₂	0.25	0.24	0.18	0.85	2.01	0.69	0.38	2.41	2.89	bdl	8.67	0.46	0.53	1.55	bdl	8.67	1.51
TiO ₂	0.03	0.06	0.01	bdl	0.13	bdl	0.13	0.19	0.03	bdl	bdl	0.25	0.28	0.92	bdl	0.92	0.15
Al_2O_3	0.66	0.35	0.58	1.68	4.27	3.90	2.52	0.76	0.82	0.74	1.27	0.38	0.56	bdl	bdl	4.27	1.32
Cr_2O_3	56.25	49.49	55.58	60.23	54.08	58.52	65.19	63.51	47.02	60.69	52.67	71.35	70.88	70.45	47.02	71.35	59.71
Fe_2O_3	10.87	18.20	12.05	6.16	11.82	7.20	1.20	0.91	17.81	7.40	4.70	bdl	bdl	bdl	bdl	18.20	7.02
FeO	25.31	24.08	24.18	26.41	8.41	21.80	24.94	23.37	24.47	26.14	19.33	17.53	16.63	15.67	8.41	26.41	21.31
MnO	4.39	6.03	5.07	1.68	3.44	1.46	1.94	2.49	2.70	1.71	5.91	bdl	0.64	0.50	bdl	6.03	2.71
MgO	1.41	1.11	1.69	2.99	13.61	6.18	4.06	6.16	3.98	2.07	7.27	9.36	9.80	10.90	1.11	13.61	5.76
NiO	bdl	bdl	bdl	bdl	0.27	0.19	0.14	0.15	bdl	1.02	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	1.02	0.13
CaO	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	-	-	bdl								
Σύνολο	99.18	99.56	99.34	10bdl	98.03	99.94	100.49	99.94	99.72	99.77	99.82	99.33	99.32	99.99			
	Κατανομή ιόντων με βάση 32 άτομα Ο																
Si	0.074	0.072	0.053	0.245	0.537	0.193	0.108	0.678	0.827	0.000	2.324	0.128	0.147	0.421	0.000	2.324	0.415
Ti	0.007	0.013	0.002	0.000	0.026	0.000	0.028	0.040	0.006	0.000	0.000	0.052	0.058	0.188	0.000	0.188	0.030
Al	0.231	0.123	0.203	0.571	1.345	1.283	0.843	0.252	0.277	0.256	0.401	0.124	0.183	0.000	0.000	1.345	0.435
Cr	13.216	11.666	13.026	13.726	11.432	12.915	14.630	14.126	10.638	14.106	11.164	15.670	15.514	15.130	10.638	15.670	13.354
Fe ⁺³	2.432	4.083	2.687	1.335	2.378	1.513	0.256	0.192	3.835	1.638	0.948	0.000	0.000	0.000	0.000	4.083	1.521
$\Sigma M^{+3},^{+4}$	15.959	15.957	15.972	15.877	15.718	15.904	15.864	15.288	15.583	16.000	14.838	15.974	15.902	15.738	14.838	16.000	15.755
Fe ⁺²	6.291	6.005	5.994	6.366	1.879	5.089	5.919	5.498	5.856	6.426	4.334	4.073	3.850	3.559	1.879	6.426	5.081
Mn	1.105	1.523	1.273	0.410	0.779	0.345	0.466	0.593	0.654	0.426	1.342	0.000	0.150	0.115	0.000	1.523	0.656
Mg	0.625	0.493	0.747	1.285	5.424	2.572	1.718	2.584	1.698	0.907	2.905	3.876	4.045	4.414	0.493	5.424	2.378
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.058	0.043	0.032	0.034	0.000	0.241	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.241	0.029
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ΣM^{+2}	8.020	8.021	8.014	8.061	8.141	8.048	8.136	8.709	8.208	8.000	8.581	7.949	8.045	8.088	7.949	8.709	8.144
Cr/Fe	1.52	1.16	1.50	1.78	2.69	1.96	2.37	2.48	1.10	1.75	2.11	3.85	4.03	4.25	1.10	4.25	2.33

186



Σχ.6.13. Προβολή των σιδηροχρωμιτών του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης στο τριγωνικό διάγραμμα Cr-Al-Fe⁺³ σύστασης και ονοματολογίας κατά STEVENS (1944).

β) Οι CERNY (1968) και ROST (1968), πιστεύουν ότι η γένεση του σιδηροχρωμίτη προηγείται της σερπεντινίωσης.

γ) Σύμφωνα με τους BACH et al. (2006) η συνηθισμένη, χαμηλής Τ σερπεντινίωση που συμβαίνει κατά τη διάρκεια της υποθαλάσσιας υδροθερμικής μεταμόρφωσης δεν προκαλεί μεταβολή στη σύσταση του Cr-σπινελλίου. Οι MERLINI et al. (2009) αναφέρουν οι Cr-σπινέλλιοι που δεν υποβλήθηκαν σε μεταμόρφωση >300°, μετά τη σερπεντινίωση διατηρούν την πρωτογενή τους σύσταση.

Η παρατήρηση ότι η ένταση του φαινομένου της εξαλλοίωσης του χρωμίτη είναι μεγαλύτερη σε μεταμορφωμένους σχηματισμούς και μάλιστα ότι το τελικό αποτέλεσμα μπορεί να είναι ένας Cr-ουχος μαγνητίτης χωρίς πυρήνα χρωμίτη, οδήγησε αρκετούς ερευνητές να

πιστεύουν ότι η ζώνωση του χρωμίτη γίνεται μετά τη σερπεντινίωση πιθανόν κατά τη διάρκεια μιας μεταμορφικής διεργασίας (ENGIN & AUCOTT 1971, MITRA 1972, 1973, HEDLUND et al. 1974, SPRINGER 1974, BLISS & MACLEAN 1975, EVANS & FROST 1975, HAMLYN 197), GROVES et al. 1977, PINSENT & HIRST 1977, TAKLA 1982, LIPIN 1984, JAN et al. 1985, MICHAILIDIS 1990, 1991, THALHAMMER et al. 1990, KIMBALL 1990, FLEET et al. 1993, CANDIA & GASPAR 1997, BARNES 2000, ANGELI et al. 2001, MELLINI et al. 2005, GONZALEZ- JIMÉNEZ et al. 2009, MERLINI et al. 2009, GERVILLA et al. 2012, COLAS et al. 2012, SINGH & SINGH 2013, SAUMUR & HATTORI 2013).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

OI CANDIA & GASPAR (1997) αναφέρουν ότι για να συντελεστεί ολοκληρωτικά η εξισορρόπηση των φάσεων ισχύει η σχέση $P_{H2O}=P_{total}$. Όταν $P_{H2O}< P_{total}$ τότε το φαινόμενο της εξαλλοίωσης αφήνει υπολειμματικές πρωτογενείς υφές. Σύμφωνα με τον BURKHARD (1993), όταν η σερπεντινίωση ταυτίζεται χρονικά με τη μεταμορφική διεργασία τότε η δημιουργία της ζώνωσης είναι πιο περίπλοκη, ενώ όταν ο βαθμός μεταμόρφωσης είναι υψηλότερος της αμφιβολιτικής φάσης τότε δημιουργούνται άλλες μορφές ζώνωσης που οφείλονται σε διεργασίες απόμειξης (MUIR & NALDRETT 1973, LOFERSKI & LIPIN 1983, EALES et al. 1988, JAN et al. 1992, BURKHARD 1993, CANDIA & GASPAR 1997).

δ) Ακόμη σύμφωνα με τους PANAGOS & OTTEMANN (1966), SIMPSON & CHAMBERLAIN (1967), FRISCH (1971), το φαινόμενο της ζώνωσης του χρωμίτη οφείλεται σε μαγματική εξαλλοίωση και μάλιστα σύμφωνα με τους SPRINGER (1974), BLISS & MACLEAN (1975), EVANS & FROST (1975), GROVES et al. (1977), ο σιδηροχρωμίτης δημιουργείται λόγω αντίδρασης του χρωμιτικού πυρήνα και του δευτερογενούς μαγνητικού δακτυλίου που σχηματίστηκε στη σερπεντινίωση κάτι που συμβαίνει όταν έχουμε μεταμόρφωση μεγαλύτερου βαθμού από τη λιζαρδιτική σερπεντινίωση.

Στους χρωμιτίτες το κύριο ορυκτό που συνοδεύει τον αλλοιωμένο χρωμίτη είναι ο χλωρίτης. Ο χλωρίτης εμφανίζεται να αποτελεί το συνδετικό υλικό ανάμεσα στους κόκκους του χρωμίτη, να είναι έγκλεισμα μέσα στο χρωμίτη ή να γεμίζει τα σπασίματα του χρωμίτη, δείχνοντας πιθανή γενετική σχέση, δηλ. ότι η εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη συνοδεύεται από μια χλωριτίωση του πετρώματος ξενιστή (ΔΗΜΟΥ 1968, GOLDING & BAYLISS 1968, BEESON & JACKSON 1969, ENGIN & AUCOTT 1971, MITRA 1972, 1973, BLISS & MACLEAN 1975, EVANS & FROST 1975, SCARPELIS & ECONOMOU 1978, PARASKEVOPOULOS & ECONOMOU 1980, AHMED & HALL 1981, LIPIN 1984, JAN et al. 1985, MAGGANAS & ECONOMOU 1988, SHEN et al. 1988, JAN & WINDLEY 1990, KIMBALL 1990, THALHAMMER et al. 1990, McELDUFF & STUMPFL 1991, KHUDEIR et al. 1992, FLEET et al. 1993, MICHAILIDIS 1993, 1996, CHRISTOFIDES et al. 1994, CANDIA & GASPAR 1997, GONZALEZ- JIMÉNEZ et al. 2009, MERLINI et al. 2009).

Οι MERLINI et al. (2009) έδωσαν την παρακάτω αντίδραση για να ερμηνεύσουν την ταυτόχρονη δημιουργία σιδηροχρωμίτη + χλωρίτη από τα αρχικά ορυκτά Cr-σπινέλλιος + σερπεντίνης κατά την μεταμόρφωση:

Cr-σπινέλλιος σερπεντίνης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

 $\rightarrow 7/6 (Mg_{0.40}Fe_{0.60}) (Cr_{1.85}Fe_{0.08}Al_{0.07})O_4 + 1/2 (Mg_{9.18}Fe_{0.34}Al_{1.60}Cr_{0.88})Al_2Si_6O_{20}(OH)_{16} + 1/2 (Mg_{9.18}Fe_{0.88})Al_2Si_6O_{20}(OH)_{16} + 1/2 (Mg_{9.18}Fe_{0.88})Al_2Si_6O_{20}(OH)_{16} + 1/2 (Mg_{9.18}Fe_{0.88})Al_2Si_6O_{20}(OH)_{16} + 1/2 (Mg_{9.18}Fe_{0.88})Al_2Si_6O_{20}(OH)_{16} + 1/2 (Mg_{9.18}$

Σιδηροχρωμίτης χλωρίτης

Από την αντίδραση αυτή γίνεται κατανοητό ότι ο σιδηροχρωμίτης σε σχέση με τον αρχικό Cr-σπινέλλιο, έχει απωλέσει Al₂O₃ και MgO και έχει εμπλουτιστεί σε FeO_t και Cr₂O₃. Τα Al₂O₃ και MgO και ένα μέρος του Cr₂O₃ εισέρχεται στο σερπεντίνη που σταδιακά μετατρέπεται σε Crχλωρίτη. Η διατήρηση του αρχικού μεγέθους και σχήματος των κόκκων του αρχικού Crσπινέλλιου και μετά την εξαλλοίωση προϋποθέτει, με βάση την παραπάνω αντίδραση, απώλεια μάζας που αποτυπώνεται με την παρουσία των πόρων στη ζώνη του σιδηροχρωμίτη. Συχνά οι πόροι αυτοί πληρώνονται με χλωρίτη, γεγονός που αυξάνει την περιεκτικότητα σε SiO₂ στη ζώνη του σιδηροχρωμίτη (π.χ MELLINI et al. 2005, DERBYSHIRE et al. 2013).

Σήμερα είναι γενικά αποδεκτό ότι η εξαλλοίωση του χρωμίτη είναι ένα μετασωματικό φαινόμενο που συμβαίνει με τη διεργασία της διάχυσης ιόντων. Στοιχεία όπως Mg, Al, ή και Cr, απομακρύνονται από το πλέγμα του χρωμίτη προς το περιβάλλον και άλλα όπως Fe⁺², Fe⁺³, Ni, Mn, εισέρχονται στο πλέγμα του χρωμίτη από το περιβάλλον. Το ότι το αρχικό περίγραμμα του χρωμίτη στις αλλοιωμένες θέσεις διατηρείται, οδήγησε τους BEESON & JACKSON (1969) στο να διατυπώσουν την "ίσο προς ίσο όγκο" αντικατάσταση.

Η διάχυση των ιόντων είναι σύμφωνα με τον HARKER (1974), μια πάρα πολύ αργή διαδικασία και οι αποστάσεις διάχυσης πολύ μικρές, που πιθανόν όμως να γίνεται εντονότερη όταν υπάρχει και κυκλοφορεί ρευστή φάση ή να γίνεται εντονότερη με τη θερμοκρασία και την πίεση. Έτσι το φαινόμενο της μεταμόρφωσης που προκαλεί αύξηση στη θερμοκρασία ή /και την πίεση, πίεση λιθοστατική ή κατευθυνόμενη, μπορεί να αυξάνει τη διάχυση και να προκαλεί την εξαλλοίωση του χρωμίτη.

Στη διάχυση των ιόντων σημαντικό ρόλο παίζει το μέγεθος των κόκκων. Έτσι, οι μικροί κόκκοι που δέχονται μεγαλύτερη πίεση σε σχέση με τους μεγάλους, γιατί η επιφανειακή τάση αυξάνει με την κυρτότητα μιας επιφάνειας, παρουσιάζουν μεγαλύτερη τάση μετατροπής. Σύμφωνα με τον YARDLEY (1989), η διάχυση ύλης από τα περιθώρια των κόκκων γίνεται από σημεία υψηλής συμπίεσης σε σημεία χαμηλής συμπίεσης ενώ και η παρουσία ρευστών βοηθά στη διάχυση της ύλης.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η διάχυση λοιπόν διευκολύνεται από την κατάκλαση των χρωμιτικών κόκκων και την παρουσία ρευστής φάσης. Έτσι, ενώ σύμφωνα με τους ENGIN & AUCOTT (1971), το Cr έχει μικρή διαλυτότητα, γίνεται περισσότερο κινητικό παρουσία ρευστής φάσης σε συνδυασμό με έντονη κατάκλαση (MITRA 1972, KHUDEIR et al. 1992, MICHAILIDIS 1993, 1996).

Εκτός από τα παραπάνω ορυκτά παρατηρείται συχνά στο μετάλλευμα και μιλλερίτης που είναι σουλφίδιο Fe-Ni ως προϊόν της σερπεντινίωσης, όπως έχει μελετηθεί πειραματικά από τον Filippidis (1982, 1985, 1991).

6.5.2. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΣΧΕΣΗΣ ΣΙΔΗΡΟΧΡΩΜΙΤΗ ΚΑΙ Cr-ΧΛΩΡΙΤΗ

Σύμφωνα με τον MICHAILIDIS (1990, 1993, 1996), η εξαλλοίωση του χρωμίτη δεν είναι μια απλή διεργασία που γίνεται σ' ένα στάδιο ή ομοιόμορφα σε διάφορες κατευθύνσεις, αλλά συμβαίνει με ποικίλους τρόπους και σε διαφορετική ένταση και έκταση ακόμη και σε πολύ γειτονικές θέσεις του ίδιου δείγματος. Η εικόνα που εμφανίζουν οι χρωμιούχοι σπινέλλιοι και οι χρωμίτες δεν είναι παρά το αποτέλεσμα διαφορετικών διεργασιών που έχουν υποστεί, όπως σερπεντινίωση, τεκτονική παραμόρφωση και κατακλαστική μεταμόρφωση. Σ' όλες τις παραπάνω διεργασίες η παρουσία και η συμβολή ρευστής φάσης θεωρείται ιδιαίτερα κρίσιμος παράγοντας.

Αρχικά διαπιστώθηκε ότι δεν υπάρχει γενετική σχέση ανάμεσα στο μαγνητίτη και στην ανάπτυξη ζωνών εξαλλοίωσης σιδηροχρωμίτη. Ο μαγνητίτης όπως αναφέρθηκε είναι προϊόν της σερπεντινίωσης, η οποία ανακατανέμει στοιχεία όπως τα Fe, Ni, Co των πρωτογενών πυριτικών ορυκτών, όπως ο ολιβίνης και οι πυρόξενοι, και σχηματίζει σύμφωνα με τους RAMDOHR (1967), ASHLEY (1975), ECKSTRAND (1975), MacFARLANE & MOSSMAN (1981), SHIGA (1987), μαγνητίτη και άλλα αδιαφανή ορυκτά όπως σουλφίδια, αυτοφυή μέταλλα ή κράματα. Αρχικά οι κρύσταλλοι του ορυκτού είναι μικροί και αυτοτελείς και στη συνέχεια ενώνονται μεταξύ τους δημιουργώντας μικρής ή μεγάλης έκτασης πολυγωνικά συσσωματώματα. Μέρος του μαγνητίτη μπορεί να αναπτύσσεται επιταξικά πάνω σε πρωτογενή χρωμίτη ή πάνω στο σύστημα χρωμιούχος σπινέλλιος+σιδηροχρωμίτης, δημιουργώντας συνεχή ή τοπικό και ασυνεχή δακτύλιο, κάτι που χαρακτηρίζει τα σερπεντινιωμένα πετρώματα με ψευδομορφικές υφές.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πολλές φορές το κρυσταλλικό σχήμα του χρωμιτικού πυρήνα είναι παρόμοιο ή τελείως όμοιο με το σχήμα του μαγνητικού δακτυλίου, γεγονός που επιβεβαιώνει την επιταξική ανάπτυξη. Στους αντιγοριτικούς σερπεντινίτες φαίνεται ότι αυξάνει το πάχος του δακτυλίου του μαγνητίτη γύρω από τον χρωμιούχο σπινέλλιο και το σιδηροχρωμίτη, κατά τη διαδικασία της μεταμόρφωσης, ενώ σύμφωνα με τους ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ (1980), MICHAILIDIS (1990, 1996), η προέλευση του μαγνητίτη σε κάποιο ποσοστό από σιδηροχρωμίτη ως αποτέλεσμα πολύ προχωρημένης εξαλλοίωσης ενισχύεται από:

α) την παρουσία μυρμηκιτικών συμφύσεων χρωμίτη + σιδηροχρωμίτη μέσα σε μαγνητίτη

β) την επαφή ανάμεσα στις παραπάνω φάσεις που είναι μεταβατική και χωρίς σαφή όρια και

γ) το ότι ο δακτύλιος του μαγνητίτη που βρίσκεται κοντά στη ζώνη του σιδηροχρωμίτη έχει ψηλότερη περιεκτικότητα σε Cr σε σχέση με την περιφερειακή ζώνη ή την απουσία Cr στους κρυστάλλους του μαγνητίτη που είναι χωρίς πυρήνα χρωμίτη+σιδηροχρωμίτη.

Σύμφωνα λοιπόν με τον MICHAILIDIS (1996), ο σιδηροχρωμίτης δεν είναι παρά ένα στάδιο της προοδευτικής αντικατάστασης του Mg(Al, Cr)₂O₄ στο χρωμίτη από FeFe₂O₄.

Η διεργασία της σερπεντινίωσης είναι σε μεγάλο βαθμό υπεύθυνη για την εξαλλοίωση των χρωμιούχων σπινέλλιων και το γεγονός ότι εμφανίζεται σε πετρώματα με χαρακτηριστική ψευδομορφική υφή δείχνει σύμφωνα με τον MICHAILIDIS (1982), ότι μπορεί να αρχίζει από τις χαμηλές συνθήκες μεταμόρφωσης της λιζαρδιτικής σερπεντινίωσης και όχι όπως υποστηρίζουν οι BLISS & MacLEAN (1975), EVANS & FROST (1975), στις υψηλότερες θερμοκρασίες της αντιγοριτικής.

Η εξαλλοίωση όμως των χρωμιούχων σπινέλλιων πρέπει να γίνεται κάτω από κάποιες προϋποθέσεις αφού στο ίδιο δείγμα μπορούν να συνυπάρχουν αναλλοίωτοι χρωμιούχοι σπινέλλιοι και σπινέλλιοι διαφορετικού βαθμού εξαλλοίωσης. Αυτό είναι σαφές ότι καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από την αναλογία σπινέλλιου/ρευστής φάσης, το pH και το Eh της ρευστής φάσης και τις συνθήκες μεταμόρφωσης (HARKER 1974, GAHLAN & ARAI 2007). Ο σιδηροχρωμίτης έχει ψηλές περιεκτικότητες σε Mn, που πρέπει να μπήκε στο πλέγμα του από το περιβάλλον γιατί η περιεκτικότητα του αναλλοίωτου χρωμίτη σε Mn, είναι πολύ χαμηλή. Είναι πολύ πιθανό λοιπόν κατά τη σερπεντινίωση, διαλύματα πλούσια σε Mn, Fe και Ni να προσβάλλουν τους χρωμιούχους σπινέλλιους των πετρωμάτων ή το χρωμίτη του μεταλλεύματος ξεκινώντας έτσι μια διαδικασία ανταλλαγής κατιόντων που καθορίζεται σύμφωνα με τους GOLDING & BAYLISS (1968), BEESON & JACKSON (1969), ENGIN & AUCOTT (1971), BURKHARD (1993), από το μέγεθος της ακτίνας, τη διάταξη στο πλέγμα, την διαθεσιμότητα των στοιχείων και την κινητικότητα τους. Στοιχεία όπως Mn, Zn, Co που ελευθερώνονται από τα πρωτογενή πυριτικά ορυκτά κατά την σερπεντινίωση έχουν μεγάλη κινητικότητα (STANTON 1972) εισέρχονται στη ζώνη του σιδηροχρωμίτη (BLISS & MacLEAN 1975, BARNES 2000, GAHLAN & ARAI 2007).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ένας σημαντικός παράγοντας για τη μετασωμάτωση του χρωμίτη είναι η είσοδος στο πλέγμα του των Mn και Fe. Έτσι, ο πλούσιος σε Mn σιδηροχρωμίτης που είναι το προϊόν εξαλλοίωσης αυτού του χρωμίτη έχει σύμφωνα με τον GRAHAM (1978), μεγάλη σταθερότητα πλέγματος γεγονός που σύμφωνα με τους ΟΙΚΟΝΟΜΟΥ (1979), PARASKEVOPOULOS and ECONOMOU (1980), διευκολύνει ακόμα περισσότερο την ανταλλαγή ιόντων.

Σ' ένα χρωμιούχο σπινέλλιο τα Cr και Al καταλαμβάνουν οκταεδρικές θέσεις και το Mg τετραεδρικές. Η ποσότητα λοιπόν του διαθέσιμου Fe θα καθορίζει τον Fe⁺² και σύμφωνα με τον BURKHARD (1993), θα καθορίζει το χαρακτήρα του πλέγματος, δηλαδή αν είναι κανονικό ή ανάστροφο καθώς και το βαθμό σταθερότητας.

Ακόμη οι HENDERSON & SUDDABY (1971) υποστηρίζουν ότι η κανονική κατανομή στον Mn-ούχο σιδηροχρωμίτη ευνοεί μια σταδιακή μεταβολή προς μαγνητίτη, ο οποίος λόγω της ανάστροφης κατανομής ιόντων είναι πιο σταθερός στις συνθήκες του περιβάλλοντος της σερπεντινίωσης. Τότε αρχίζουν σύμφωνα με τον MICHAILIDIS (1993, 1996), τα πρώτα φαινόμενα τοπικού "αποχρωματισμού", όπου η μεταβολή στη αρχική σύσταση του χρωμιούχου σπινέλλιου ή του χρωμίτη του μεταλλεύματος είναι πολύ μικρή. Στο στάδιο αυτό η εξαλλοίωση του χρωμίτη αρχίζει από τα περιθώρια του χρωμίτη ή από τα εγκλείσματα και διεισδύει στο εσωτερικό των κρυστάλλων μέσα από μικρά φλεβίδια ή διαρρήξεις.

Σύμφωνα με τους GONZALEZ- JIMÉNEZ et al. (2009) και SINGH & SINGH (2013) η δημιουργία σιδηροχρωμίτη (πλούσιου σε Fe⁺², Cr⁺³ και φτωχού σε Al, Mg) και χλωρίτη μπορεί να εξηγηθεί με την χρήση μιας τροποποιημένης αντίδρασης που πρότειναν οι KIMBALL (1990), BACH et al. (2006). Σύμφωνα με τους παραπάνω ερευνητές σε συνθήκες αρχικού σταδίου πρασινοσχιστολιθικής φάσης το πλούσιο σε Al και Mg συστατικό του πρωτογενούς χρωμίτη αντιδρά με ρευστά πλούσια σε MgO και SiO2 που δημιουργούνται στα πλαίσια της σερπεντινίωσης προς σχηματισμό χλωρίτη:

 $(Mg, Fe)(Al, Cr)_2O_4 + \rho \epsilon \upsilon \sigma \tau \acute{o} \rightarrow Mg_5AlSi_3O_{10}(OH)_8 + (Fe, Mg)(Cr, Al)_2O_4$

Χρωμίτης χλωρίτης σιδηροχρωμίτης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Μία τέτοια μεταβολή συντελείται στα αρχικά στάδια της σερπεντινίωσης κάτω από σχετικά αναγωγικές συνθήκες. Η παρατήρηση σε αρκετές περιπτώσεις αυξημένου ποσοστού Fe⁺³ στο σιδηροχρωμίτη μπορεί να εξηγηθεί, σύμφωνα με τους MELLINI et al. (2005), ως το αποτέλεσμα υψηλότερης fO₂ (οξειδωτικό περιβάλλον) που δημιουργείται με την ολοκλήρωση της σερπεντινίωσης, κάτω από συνθήκες άνω πρασινοσχιστολιθικής έως χαμηλού βαθμού αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης. Προκύπτει από εντονότερη αντίδραση σερπεντίνη-χρωμίτη και συνήθως αποτελείται από δύο ή περισσότερες ζώνες διαφορετικής φωτεινότητας. Στην παρούσα έρευνα οι σιδηροχρωμίτες που παρατηρήθηκαν στους χρωμιτίτες χαρακτηρίζονται από τιμές Fe⁺³ Cr#, αύξηση σε Mn, Ni, Ti, και στο τριγωνικό διάγραμμα Fe⁺³-Cr-Al προβάλλονται στο πεδίο του σιδηρούχου χρωμίτη (Σχ. 6.13).

Με βάση λοιπόν την εικόνα που παρουσιάζει ο χρωμίτης της περιοχής μελέτης ως αποτέλεσμα της εξαλλοίωσης του αλλά και με βάση τη χημική σύσταση του σιδηροχρωμίτη και τη συνύπαρξη με το χλωρίτη φαίνεται η εξέλιξη του φαινομένου στο Σχήμα 6.14, όπως έχουν προτείνει και προηγούμενοι ερευνητές (π.χ. GONZALEZ- JIMÉNEZ et al. 2009 και SINGH & SINGH 2013). Σε τέτοια περίπτωση το προϊόν εξαλλοίωσης ενός αρχικού Cr-σπινέλλιου γενικότερα έχει σύσταση μεταξύ τυπικού χρωμίτη και μαγνητίτη. Με την εξέλιξη του φαινομένου η ζώνη του σιδηροχρωμίτη διευρύνεται με ακανόνιστο τρόπο, αφήνοντας ρακοειδούς μορφής υπολείμματα αρχικού χρωμίτη μέσα σε σιδηροχρωμίτη. Ο σιδηροχρωμίτης αυτός είναι χημικά και οπτικά ανομοιογενής.

Η κατάκλαση και η μυλωνιτίωση του χρωμίτη, καθώς και η παρουσία φλεβιδίων και διαρρήξεων, σύμφωνα με τους MITRA (1972), HARKER (1974), YARDLEY (1989), KHUDEIR et al. (1992), MICHAILIDIS (1993, 1996), διευκολύνουν τη διακίνηση της ρευστής φάσης και κατά συνέπεια τα μετασωματικά φαινόμενα κάνοντας την εξαλλοίωση του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη να μοιάζει με μια διαβρωτική ή οξειδωτική διεργασία.



Σχ. 6.14. Σχηματική αναπαράσταση των χημικών μεταβολών του χρωμίτη κατά την διάρκεια της ανάδρομης εξαλλοίωσης και μεταμόρφωσης (GONZALEZ- JIMÉNEZ et al. 2009).

7. ΣΤ0ΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΟΜΑΔΑΣ ΤΟΥ ΛΕΥΚΟΧΡΥΣΟΥ (PGE)

7.1. FENIKA

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα στοιχεία της ομάδας του λευκόχρυσου (PGE: platinum group elements) ανήκουν στα μεταβατικά στοιχεία ή στοιχεία μετάπτωσης και σ' αυτά περιλαμβάνονται τα μέταλλα: λευκόχρυσος (Pt), παλλάδιο (Pd), ρόδιο (Rh), ρουθήνιο (Ru), ιρίδιο (Ir) και όσμιο (Os). Αυτά χωρίζονται σε δύο ομάδες: τα ελαφριά (Ru, Rh, Pd) και τα βαριά (Os, Ir, Pt). Εμφανίζουν εξαιρετικές καταλυτικές ιδιότητες, δυνατότητες ευρείας μεταβολής του σθένους και μεγάλη ικανότητα σχηματισμού συμπλόκων και κραμάτων μεταξύ τους, με ημιμέταλλα (Te, Sb, As), με μέταλλα (Pb, Ni, Cu) και αμέταλλα (κυρίως S), με αποτέλεσμα την ευρεία χρήση τους σε πολλές βιομηχανικές εφαρμογές (DALTRY & WILSON 1997). Έχουν ιδιαίτερη οικονομική σημασία λόγω της χρησιμότητας αλλά και της σπανιότητάς τους. Στην έρευνα των πλατινοειδών περιλαμβάνεται συνήθως και ο χρυσός (Au), που δεν ανήκει σ' αυτή την ομάδα, αλλά είναι ευγενές μέταλλο, γι' αυτό γίνεται αναφορά στη γεωχημεία των PGE+Au.

Στη φύση βρίσκονται ως αυτοφυή μέταλλα, λόγω της μεγάλης χημικής αδράνειάς τους, με τη μορφή θειούχων ή αρσενικούχων ενώσεων, ως κράματα (δυαδικά ή τριαδικά), αλλά και ως οξείδια ή υδροξείδια ως αποτέλεσμα δευτερογενών διεργασιών (π.χ. σερπεντινίωση, επιφανειακή αποσάθρωση) (NIXON et al. 1990, WEISER & SCHMIDT-THOME 1993, AUGE & LEGENDRE 1994, GARUTTI & ZACCARINI 1997, CABRI 2002, UYSAL et al. 2007, PRICHARD et al. 2008, PROENZA et al. 2008, ZACCARINI et al. 2008, KAPSIOTIS et al. 2010, KAPSIOTIS 2013). Ιδιαίτερα σημαντικό είναι το γεγονός της αυξημένης παρουσίας των PGE σε υπερβασικά πετρώματα και η άμεση σχέση τους με τη μεταλλογένεση του χρωμίτη (π.χ. PAGE et al. 1982, AUGE 1985, BUCHANAN 1988, BACUTA et al. 1989, GAUTHIER et al. 1990, THALHAMMER et al. 1990, TARKIAN et al. 1991, PEDERSEN et al. 1993, MELCHER et al. 1997, 1999, ECONOMOU-ELIOPOULOS et al. 1999, ANGELI et al. 2000, AHMED & ARAI 2002, GERVILLA et al. 2005, PROENZA et al. 2007, PRICHARD et al. 2008, TSOUPAS & ECONOMOU-ELIOPOULOS 2008, AHMED et al. 2009, WANG et al. 2009, ISMAEL et al. 2010, KAPSIOTIS et al. 2010, 2011, JANNESSARY et al. 2012, KAPSIOTIS 2013, JUNGE et al. 2016). Ακόμη συναντιούνται ως στερεά διαλύματα με σουλφίδια Cu και Ni (NALDRETT et al. 1979, 1990, NALDRETT & DUKE 1980, KEAYS et al. 1982, BARNES et al. 1985, HOATSON & KEAYS 1989, BARNES 1993, KEAYS 1995, PAŚAVA et al. 2004, GODEL et al. 2007), σε μαγματογενή κοιτάσματα.

Από γεωχημική άποψη συμπεριφέρονται ως χαλκόφιλα στοιχεία (PEACH et al. 1990, 1994, STONE et al. 1990, FLEET & STONE 1991, FLEET et al. 1999). Η παρουσία τους όμως στους μετεωρίτες και στη συνέχεια η μελέτη τους, έδειξε το σιδηρόφιλο χαρακτήρα τους και τη δυνατότητα να σχηματίζουν κράματα και με άλλα μέταλλα, γι' αυτό στον πυρήνα της Γης αναμένονται σε υψηλότερες περιεκτικότητες (O' NEILL et al. 1995).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η κατανομή των PGE στους χρωμιτίτες και στα συνοδά υπερβασικά πετρώματα μπορεί να δώσει σημαντικές πληροφορίες για τη φύση και την εξέλιξη της μανδυακής πηγής από την οποία προήλθαν. Ο κοινός χαλκόφιλος και σιδηρόφιλος χαρακτήρας τους αποτελεί ευαίσθητο δείκτη για διεργασίες όπως η μερική τήξη στο μανδύα (EDWARDS 1990, TATSUMI et al. 2000), ο κορεσμός σε S του μάγματος (KEAYS 1995, PRICHARD et al. 1996, SEITZ & KEAYS 1997, MELCHER et al. 1997), μετασωμάτωση στο μανδύα από την κυκλοφορία μάγματος (GUEDDARI et al. 1996, GARUTI et al. 1997, KEPEZHINSKAS et al. 2002, ZHOU et al. 2005, WANG et al. 2009, WITTING et al. 2010, O' DRISCLL et al. 2012), η κλασματική κρυστάλλωση (BARNES et al. 1985, BARNES & FIORENTINI 2008, LOCMELIS et al. 2011).

Τα PGE ανήκουν στα στοιχεία της που είναι ελάχιστα διαδομένα στο στερεό φλοιό της Γης. Με τη διαδικασία όμως της μερικής τήξης μανδυακού υλικού, το οποίο περιέχει ενδιάμεσες ποσότητες PGE και της ανόδου του μάγματος στο φλοιό, δημιουργήθηκαν οικονομικές συγκεντρώσεις από αυτά. Οι σημαντικότερες από αυτές τις συγκεντρώσεις έχουν βρεθεί σε καθορισμένους στρωματογραφικούς ορίζοντες, στα στρωματόμορφου τύπου τεράστιων διαστάσεων συμπλέγματα, όπως το Bushveld, Ν. Αφρική (Merensky reef και UG-2) και το Stillwater της Μοντάνα (Η.Π.Α) (π.χ. CAMPBELL & NALDRETT 1979, CAMPBELL & BARNES 1984, von GRUENEWALDT et al. 1986, BUCHANAN 1988, DISTLER et al. 2003) και στα κοιτάσματα σουλφιδίων Ni-Cu στο Sudbury του Καναδά, στο Stillwater, στο Bushveld και στο Noril'sk της Σιβηρίας (NALDRETT 1997, 2004, KEAYS & LIGHTFOOT 2004, GODEL et al. 2007, BARNES et al. 2008, GODEL & BARNES 2008, HOLWELL & McDONALD 2010, MALITCH et al. 2014, BOUCHER 2015).

Με μέση περιεκτικότητα στη σύσταση του φλοιού της Γης, 5 ppb Pt και 1 ppb Pd, το σύμπλεγμα του Bushveld με συγκεντρώσεις μεγαλύτερες από 1 ppm σε Pt και Pd, και χαμηλότερες περιεκτικότητες σε Rh, Ru, Os και Ir, αποτελεί μία σημαντική γεωχημική ανωμαλία σε σύγκριση με τη σύσταση του φλοιού της Γης και μία από τις κυριότερες πηγές Pt

και Pd παγκοσμίως (NALDRETT 1981, CAWTHORN 1999, 2011, NALDRETT et al. 2012, JUNGE et al. 2016).

Ψηφιακή συλλογή

Εκτός από την οικονομική σημασία τους, τα PGE είναι ιδιαίτερα σημαντικά για τους παρακάτω λόγους:

A) Τα PGE ως σιδηρόφιλα στοιχεία προσφέρουν πολλές πληροφορίες όσον αφορά την εξέλιξη της Γης, τις διεργασίες στο μανδύα, την πετρογενετική εξέλιξη ενός βασαλτικού μάγματος (π.χ. μαγματική διαφοροποίηση, αποβολή σουλφιδίων, κορεσμός σε S κ.λ.π), κάτι που τα λιθόφιλα στοιχεία δεν μπορούν να δώσουν (BARNES et al. 1985, BRUGMAN et al. 1987, BARNES & PICARD 1993, LORAND et al. 1993, KEAYS 1995, O'NEILL et al. 1995, SEITZ & KEAYS 1997, VOGEL & KEAYS 1997, PHILIPP et al. 2001).

B) Νεότερες και μεγαλύτερης ακρίβειας αναλυτικές μέθοδοι (π.χ. ICP-MS, JACKSON et al. 1990, AMOSSE 1993), έχουν ως αποτέλεσμα πιο αξιόπιστες αναλύσεις σε πολύ χαμηλές συγκεντρώσεις (ppb), ακόμη και στα συνηθισμένα πετρώματα του φλοιού της Γης.

Γ) Η διαφορετική συμπεριφορά των PGE κατά την τήξη, έχει ως αποτέλεσμα η συγκέντρωσή τους στο πέτρωμα ή στο κοίτασμα να εκφράζει το βαθμό μερικής τήξης της μανδυακής πηγής από την οποία προήλθαν (BARNES et al. 1985, 1988, AMOSSE et al. 1987, 1990, GUEDDARI et al. 1996, ZHOU et al. 1998).

Δ) Η διάκριση σωρειτικών (στρωματόμορφων) και λοβόμορφων (σε οφειολιθικά συμπλέγματα) κοιτασμάτων χρωμίτη βασίστηκε στην περιεκτικότητα σε PGE (PAGE et al. 1982, TALKINGTON et al. 1984, HULBERT & von GRUENEWALDT 1985, NALDRETT & von GRUENEWALDT 1989, BACUTA et al. 1990, TARKIAN et al. 1991, PEDERSEN et al. 1993, MELCHER et al. 1997, 1999, ANGELI et al. 2001).

E) Η συγκέντρωση των PGE και ο βαθμός διαφοροποίησής τους, που εκφράζεται είτε με κανονικοποιημένα διαγράμματα ως προς τη σύσταση του χονδρίτη είτε με λόγους των στοιχείων, μας δίνουν πληροφορίες τόσο για την κλασματική εξέλιξη όσο και για μεταβολές στις φυσικοχημικές συνθήκες (π.χ. τιμές fS₂ και fO₂) (BARNES et al. 1985, BUCHANAN 1988, CAPOBIANCO & DRAKE 1990, NALDRETT 1990, GUEDDARI et al. 1996, ZHOU et al. 1998, LORAND et al. 1999, PHILIPP et al. 2001).

Ιδιαίτερα σημαντική για την έρευνα των οφειολίθων είναι η σχετικά υψηλότερη περιεκτικότητα των PGE στα υπερβασικά πετρώματα καθώς και η συμπεριφορά τους κατά τη μερική τήξη και την κλασματική κρυστάλλωση. Όσον αφορά την περιεκτικότητα σε PGE, αυτή γίνεται με συγκρίσεις ως προς τη σύσταση χονδριτών. Η περιεκτικότητα του πρωτογενούς μανδύα σε PGE στηρίχθηκε σε αναλύσεις πετρωμάτων όπως είναι οι υπερβασικοί λερζόλιθοι (σπινελλιούχοι ή γρανατούχοι λερζόλιθοι) σε κιμπερλίτες και βασάλτες και οι αλπικοί περιδοτίτες σε οφειόλιθους, πετρώματα που θεωρούνται μανδυακού τύπου (NALDRETT & CABRIB 1976, CROCKET 1979, JAGOUTZ et al. 1979, MITCHEL & KEAYS 1981, MORGAN et al. 1981, PAGE et al. 1982, MORGAN 1986, BARNES et al. 1988, και PATTOU et al. 1995). Τα PGE παρά την παρόμοια χημική και γεωχημική τους συγγένεια, διακρίθηκαν σε πρώτη προσέγγιση σε 2 υποομάδες με διαφορετική συμπεριφορά στη διαδικασία της μερικής τήξης (διαφορετική διαλυτότητα) και της κλασματικής κρυστάλλωσης (BARNES et al. 1985, BOCKRATH et al. 2004):

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

α) στην ομάδα Ir (Ir-PGE ή IPGE) που περιλαμβάνει το Os, Ir και Ru που είναι δύστηκτα και ανταγωνιστικά στις μαγματικές διεργασίες. Είναι γενικά αποδεκτό ότι τα στοιχεία αυτά συνδέονται με χρωμίτες σχηματίζοντας συνήθως κράματα μεταξύ τους ή/και υψηλής θερμοκρασίας σουλφίδια (STOCKMAN & HLAVA, 1984, BARNES et al. 1981, PECK & KEAYS, 1990, WALKER et al. 1996). Αυτή η σύνδεση επιβεβαιώθηκε και πειραματικά από τους CAPOBIANCO & DRAKE (1990), AMOSSE & ALIBERT (1993).

β) στην ομάδα Pd (Pd-PGE ή PPGE) που περιλαμβάνει τα Pt, Pd, Rh που είναι λιγότερο δύστηκτα και μη ανταγωνιστικά στις μαγματικές διεργασίες και που τείνουν να συγκεντρώνονται σε σουλφίδια βασικών μετάλλων (π.χ. πεντλανδίτης, χαλκοπυρίτης), λόγω του εντονότερου χαλκόφιλου χαρακτήρα τους. Ιδιαίτερης σημασίας για τη συμπεριφορά των στοιχείων της ομάδας αυτής είναι η μερική πίεση θείου (ή ενεργότητα) (fS₂) (π.χ. CAMPBELL & NALDRETT, 1979, CAMPBELL et al. 1983, HAMLYN & KEAYS, 1986, TALKINGTON & WATKINSON 1986, PEACH et al. 1990, 1994, KEAYS 1995, LUGUET et al. 2003, GODEL et al. 2007).

Η υπαγωγή του Rh, στην υποομάδα PPGE έχει αμφισβητηθεί τελευταία από πολλούς ερευνητές, με βάση κυρίως πειράματα ανταγωνιστικότητας των PGE, μεταξύ χρωμίτη και πυριτικού τήγματος (π.χ. CAPOBIANCO & DRAKE 1990, CAPOBIANCO et al. 1984, AMOSSE & ALLIBERT 1993, AMOSSE et al. 1997), αλλά και ερευνών σε χρωμιτικά κοιτάσματα (π.χ. ZHOU et al. 1998), περιδοτίτες (π.χ. GUEDARRI et al. 1996), ή διαφοροποιημένα βασαλτικά πετρώματα (π.χ. WYMAN et al. 1995, MOMME et al. 1999, PHILIPP et al. 2001). Οι AMOSSE et al. (1997), έδειξαν το πόσο επηρεάζεται η χημική

συμπεριφορά του Rh από την μερική πίεση οξυγόνου (ή ενεργότητα) (fO₂). Έτσι για fO₂<10⁻⁷ bar το Rh είναι σταθερό ως Rh⁺² και συμπεριφέρεται όπως το Pd, ενώ για fO₂>10⁻⁷ bar το Rh γίνεται Rh⁺³ συμπεριφέρεται ως ανταγωνιστικό και μπορεί να φιλοξενηθεί στο πλέγμα του χρωμίτη.

Είναι προφανές λοιπόν ότι η περιεκτικότητα σε PGE και η σχετική αφθονία δύστηκτων και μη δύστηκτων σε ένα μάγμα που προέρχεται από τον μανδύα θα είναι συνάρτηση:

Α) της σύστασης της αρχικής μανδυακής πηγής

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- Β) του βαθμού μερικής τήξης της μανδυακής πηγής
- Γ) των φυσικοχημικών συνθηκών που επικρατούν στο μανδύα (συνθήκες fO2 και fS2).

Η μερική τήξη μανδυακού υλικού μπορεί να είναι σε ένα ή σε πολλαπλά στάδια και κάτω από συνθήκες κορεσμού ή όχι σε θείο (PAGE & TALKINSON 1984, BARNES et al. 1985, KEAYS 1995). Στα πετρώματα του άνω μανδύα οι κύριοι ξενιστές των PGE (Pd, Pt) είναι τα σουλφίδια των βασικών μετάλλων (π.χ. BÜCHL et al. 2002, LUGUET et al. 2003, BOCKRATH et al. 2004, LORAND et al. 2010).

Ιδιαίτερο ρόλο στο βαθμό μερικής τήξης στον άνω μανδύα παίζει η παρουσία ρευστής φάσης γιατί αυτή προάγει το φαινόμενο. Έτσι, σε συνθήκες SSZ ο υψηλός βαθμός μερικής τήξης (PEARCE et al. 1992) συχνά συνοδεύεται από τη δημιουργία μάγματος εμπλουτισμένου σε δύστηκτα στοιχεία όπως Ni, Cr και IPGE και οδηγεί στη γένεση πλούσιων σε Cr χρωμιτών αλλά και με σχετικά υψηλότερες συγκεντρώσεις IPGE (π.χ. DICK & BULLEN 1984, AHMED & ARAI 2002, GERVILLA et al. 2005, ARAI et al. 2006, PRICHARD et al. 2008, UYSAL et al. 2009, GONZÁLEZ-JIMÉNEZ et al. 2011).

Σε περίπτωση χαμηλού βαθμού μερικής τήξης μανδυακού υλικού διαλύεται στο τήγμα μεγαλύτερο ποσοστό σε PPGE από ότι IPGE. Έτσι θα προκύπτει τήγμα εμπλουτισμένο σε PPGE (σε σχέση με IPGE) και θα παραμένει εκχυμωμένο υπολειμματικό μανδυακό πέτρωμα εμπλουτισμένο σε IPGE (σε σχέση με PPGE). Μάλιστα, αν θεωρηθεί ότι η διαδικασία της μερικής τήξης λαμβάνει χώρα σε πρωτογενές μη εκχυμωμένο μανδυακό υλικό, τότε:

A) χαμηλός βαθμός μερικής τήξης θα δώσει υπολειμματικό μανδυακό υλικό λερζόλιθο εμπλουτισμένο περισσότερο σε PGE και το τήγμα που αποσπάται θα είναι εμπλουτισμένο σε PPGE.

B) Υψηλός βαθμός μερικής τήξης θα δώσει υπολειμματικό χαρτσβουργίτη εκχυμωμένο σε PGE και το αποσπώμενο τήγμα θα είναι εμπλουτισμένο σε IPGE. Ο ρόλος των σουλφιδίων βασικών μετάλλων ως ξενιστών των στοιχείων Pd και Pt στο μανδύα έχει επιβεβαιωθεί από πολλούς ερευνητές (KEAYS et al. 1981, MITCHELL & KEAYS 1981, GARUTTI et al. 1984, BARNES et al. 1985, KEAYS 1995, PATTOU & LORAND 1995, GUEDDARI et al. 1996). Οι Mitchell & Keays (1981, από ΜΠΑΝΤΗ 2002), μελετώντας παραγενέσεις σε υπερβασικούς λερζόλιθους στον άνω μανδύα, συμπέραναν ότι το μεγαλύτερο μέρος των PPGE φιλοξενείται από φάσεις σουλφιδίων που βρίσκονται σε διακρυσταλλικές θέσεις ή εγκλείονται σε πυριτικά ορυκτά. Τα IPGE φιλοξενούνται είτε σε κράματα Os-Ir που συνυπάρχουν με τα σουλφίδια είτε στα ίδια σουλφίδια. Ακόμη η αφαίρεση τήγματος ως αποτέλεσμα μερικής τήξης επηρεάζει τη συμπεριφορά του S στο μανδύα (FREY et al. 1985, HAMLYN et al. 1985, HAMLYN & KEAYS 1986, MORGAN 1986, LORAND 1989, FRYER & GREENOUGH 1992, και KEAYS 1995).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σύμφωνα με τους HAMLYN et al. (1985), HAMLYN & KEAYS (1986), μάγματα που δημιουργούνται από πρωτογενές μανδυακό υλικό με μερική τήξη με χαμηλό έως μέτριο βαθμό (8-25%), είναι θολεϊτικού χαρακτήρα κορεσμένα σε S, ενώ μετά την αφαίρεση του κορεσμένου σε S πρώτου σταδίου μάγματος, αφήνουν στον εκχυμωμένο περιδοτίτη πλούσια σε IPGE υπολειμματικά σουλφίδια. Μία νέα μερική τήξη αυτού του εκχυμωμένου περιδοτίτη μπορεί να δώσει μπονινιτικό μάγμα που σε σχέση με το θολεϊτικό είναι ισχυρά ακόρεστο σε S αλλά πλουσιότερο σε IPGE (HICKEY & FREY 1982, CRAWFORD et al. 1989, SUN et al. 1991). Σύμφωνα με την πρώτη περίπτωση το κορεσμένο σε S τήγμα είναι εμπλουτισμένο σε Pd και Pt, που είναι λιγότερο δύστηκτα στοιχεία. Η αιτία της αφαίρεσης λοιπόν των PGE και ιδιαίτερα των μη δύστηκτων Pd και Pt, στη διαδικασία της μερικής τήξης οφείλεται στην παρουσία του S, με αποτέλεσμα το μάγμα που προκύπτει να είναι εμπλουτισμένο στα στοιχεία αυτά. Αυτή είναι και μία από τις κυριότερες αιτίες των υψηλότερων συγκεντρώσεων σε Pt και Pd, στα στρωματόμορφα συμπλέγματα του Bushveld και του Stillwater (π.χ. CAMPBELL & NALDRETT 1979, CAMPBELL et al. 1983, TALKINGTON & WATKINSON 1986).

Εάν γίνει κανονικοποίηση των PGE ως προς τη σύσταση ενός χονδρίτη, σε ένα λογαριθμικό διάγραμμα τοποθετώντας τα στοιχεία Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd, Au με σειρά ελάττωσης σημείου τήξης, σχηματίζονται γραφήματα (αραχνογράμματα) παρόμοια με εκείνα των σπάνιων γαιών (REE), τα οποία αποτυπώνουν την κλασματοποίηση (fractionation) των PGE (NALDRETT et al. 1979). Τα κανονικοποιημένα ως προς χονδρίτη PGE+Au-γραφήματα των μανδυακού τύπου πετρωμάτων καλύπτουν τιμές (0.005-0.001)×(χονδρίτης) και είναι περίπου επίπεδα, που

σημαίνει ότι ο πρωτογενής μανδύας έχει μη κλασματοποιημένα PGE+Au-γραφήματα. Αντίθετα η μερική τήξη μανδυακού υλικού και η κρυστάλλωση του μάγματος που προκύπτει από αυτή, έχει ως αποτέλεσμα τα πετρώματα που προκύπτουν, να παρουσιάζουν PGE+Au-γραφήματα με θετικές ή αρνητικές ανωμαλίες γεγονός που φανερώνει φαινόμενα κλασματοποίησης. Τρεις είναι οι διεργασίες που προκαλούν κλασματοποίηση των PGE:

- α) Μερική τήξη
- β) Κλασματική κρυστάλλωση

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

γ) Δευτερογενή φαινόμενα εξαλλοίωσης που κινητοποιούν κάποια από τα PGE (BARNES et al. 1985).

Από τα παραπάνω προκύπτει λοιπόν ότι η γεωχημεία των PGE+Au μας δίνει πληροφορίες για τη μανδυακή πηγή, το βαθμό μερικής τήξης, την κλασματική κρυστάλλωση-διαφοροποίηση των βασαλτικών μαγμάτων, τις συνθήκες fS₂ και fO₂ τόσο στο αρχικό στάδιο όσο και κατά τη διάρκεια της κλασματικής κρυστάλλωσης, αλλά και για τη μεταλλογένεση του χρωμίτη. Όλα αυτά βέβαια με την προϋπόθεση ότι δεν έχουμε κινητοποιήσεις στοιχείων κατά τις διεργασίες εξαλλοίωσης ή υδροθερμικής δράσης γιατί κάτι τέτοιο θα δημιουργούσε προβλήματα, όπως και στην περίπτωση των ιχνοστοιχείων, ιδιαίτερα όταν για να δείξουμε τάσεις κλασματοποίησης και χαρακτηριστικά της πηγής προέλευσης, χρησιμοποιούνται λόγοι στοιχείων (BARNES et al. 1985, CROCKET 1990, ANGELI et al. 2001, ΜΠΑΝΤΗ 2002).

7.1.1. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΤΩΝ ΡGE+Αυ ΣΕ ΑΛΠΙΚΟΥ ΤΥΠΟΥ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΧΡΩΜΙΤΗ

Οι χρωμιτίτες και ο χρωμίτης εμφανίζονται εμπλουτισμένοι σε PGE+Au σε σχέση με το μητρικό μάγμα από το οποίο προήλθαν αλλά και το πέτρωμα που τους φιλοξενεί (NALDRETT & von GRUENEWALDT 1989, ANGELI et al. (2001).

Η γεωχημεία των PGE+Au σε Αλπικού τύπου λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη από οφειολιθικά συμπλέγματα (PAGE et al. 1982, PAGE & TALKINGTON 1984, TALKINGTON et al. 1984, AUGE 1985, 1988, PRICHARD et al. 1986, BACUTA et al. 1990, GAUTHIER et al. 1990, PEDERSEN et al. 1993, MELCHER et al. 1997, 1999, MΠΑΝΤΗ 2002, GERVILLA et al. 2005, UYSAL et al. 2007, JANNESSARY et al. 2012) είναι πολύ διαφορετική από τη γεωχημεία των μανδυακών περιδοτιτών, των στρωματόμορφου τύπου κοιτασμάτων χρωμίτη, και του επουσιώδους σωρειτικού χρωμίτη σε στρωματοειδείς βασικές και υπερβασικές διεισδύσεις (CHAKRABORTY & CHAKRABORTY 1984, STUMPFL & BALLHAUS 1986, NALDRETT

& von GRUENEWALDT 1989, von GRUENEWALDT et al. 1989, FERREIRA FIHLO et al. 1995, GAWTHORN 2011, NALDRETT et al. 2012, BARNES et al. 2016, JUNGE et al. 2016).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στα λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη οι συγκεντρώσεις σε PGE, ιδιαίτερα σε Pd και Pt, είναι ποσοτικά χαμηλότερες σε σχέση με τις συγκεντρώσεις των στρωματόμορφων κοιτασμάτων. Έχουν περιγραφεί όμως και κοιτάσματα εμπλουτισμένα σε PGE (AGIORGITIS & WOLF 1978, ECONOMOU 1986, BACUTA et al. 1990, KOSTANTOPOULOU & ECONOMOU-ELIOPOULOS 1991, TARKIAN et al. 1992, BRIDGES et al. 1993, PRICHARD & LORD (1993).

Σε οφειολιθικά συμπλέγματα σε συνύπαρξη με χρωμίτες, τα IPGE ήταν τα μόνα στοιχεία που εθεωρούντο ότι βρίσκονταν σε σημαντικές συγκεντρώσεις (PAGE et al. 1982, 1984). Έχει διαπιστωθεί όμως και η παρουσία αυξημένων τιμών σε Pd και Pt σε οφειολιθικούς χρωμίτες όπως π.χ. στις Φιλιππίνες (BACUTA et al. 1990), στα Shetland Islands της Σκωτίας (PRICHARD & LORD 1993), στο Leka της Νορβηγίας (PEDERSEN et al. 1993), στην Αλβανία (OHNENSTETTER et al. 1991, 1999) στο Thetford του Καναδά (CORRIVAUX & LAFLAMME 1990), στην Πίνδο (ECONOMOU-ELIOPOULOS 1996, PRICHARD et al. 2008, KAPSIOTIS et al. 2011, KAPSIOTIS 2013), στη Νέα Καληδονία (AUGÉ et al. 1998), στα Ουράλια (MELCHER et al. 1999), στο Al Ays της Σαουδικής Αραβίας (PRICHARD et al. 2008), στο Ιράν (JANNESSARY et al. 2012).

Η παρουσία των αυξημένων τιμών Pd και Pt αποδίδεται στην ύπαρξη περισσότερο διαφοροποιημένου μάγματος (PAGE et al. 2012), στην παρουσία σουλφιδίων βασικών μετάλλων (PRICHARD et al. 1994, AUGÉ et al. 1998, PROENZA et al. 2001, BURGATH et al. 2003, JANNESSARY et al. 2012), αλλά και στην επανακινητοποίηση των PGE ως αποτέλεσμα δευτερογενών διεργασιών όπως η υδροθερμική δράση ή η σερπεντινίωση (NALDRETT 1981, PRICHARD et al. 1994, GARUTTI & ZACCARINI 1997, MALITCH et al. 2001, GERVILLA et al. 2005, ZACCARINI et al. 2004, 2005, UYSAL et al. 2007, PINA et al. 2008, PROENZA et al. 2008, PRICHARD et al. 2008, KAPSIOTIS 2013).

Χαρακτηριστικό γνώρισμα των κανονικοποιημένων ως προς χονδρίτη PGE+Auγραφημάτων των Αλπικού τύπου κοιτασμάτων σε χαρτσβουργίτη είναι ο "εμπλουτισμός" στα IPGE και η "έκπλυση" σε Pd και Pt, (συχνά και σε Au) (NALDRETT 1989), γεγονός που αποτυπώνει ότι για το σχηματισμό τους στον ωκεάνιο φλοιό απαιτείται υψηλός βαθμός μερικής τήξης. Έτσι, τα PGE+Au-γραφήματα των Αλπικού τύπου κοιτασμάτων παρουσιάζουν κορυφές είτε στο Ir (π.χ. PAGE & TALKINGTON 1984), είτε στο Ru (π.χ. BACUTA et al. 1990, MELCHER et al. 1999). Ο εμπλουτισμός αυτός συχνά αποδίδεται στην παρουσία κρυστάλλων από ορυκτά της ομάδας των IPGE, εγκλεισμένων στο χρωμίτη.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Φαίνεται λοιπόν ότι τα IPGE βγαίνουν επιλεκτικά ως πιο δύστηκτα κατά τα αρχικά στάδια της κλασματικής κρυστάλλωσης, ενώ τα PPGE παραμένουν στο υπολειμματικό πυριτικό τήγμα (CROCKET 1981, BARNES et al. 1985, EDWARDS 1990, PECK et al. 1992, KEAYS 1995, ZHOU et al. 1998).

Ακόμη η κρυστάλλωση του χρωμίτη αφαιρώντας επιλεκτικά τα ανταγωνιστικά PGE προκαλεί μία κλασματική διαφοροποίηση (BARNES et al. 1985, PECK & KEAYS 1990, KONSTANTOPOULOU & ECONOMOU-ELIOPOULOS 1991, Tredoux et al. (1995, από ΜΠΑΝΤΗ 2002)). Οι τιμές του λόγου (Pd+Pt)/(Os+Ir+Ru) είναι από (0.02-0.05) και είναι χαμηλές.

Αντίθετα, η εικόνα των PGE+Au-γραφημάτων για τα στρωματόμορφου τύπου χρωμιτικά κοιτάσματα, τα οποία παρουσιάζουν μεγαλύτερο εμπλουτισμό σε Pd και Pt σε σχέση με τα IPGE, είναι πολύ διαφορετική.

Έχει διαπιστωθεί ότι αυξημένη παρουσία S ή η προέλευση του χρωμίτη από πιο διαφοροποιημένο τήγμα έχει ως αποτέλεσμα, σε Αλπικού τύπου κοιτάσματα χρωμίτη, να παρουσιάζονται αποκλίσεις στα PGE+Au-γραφήματα, π.χ. με έκπλυση σε Ir, επίπεδα έως εμπλουτισμένα σε Pd και Pt (BACUTA et al. 1990, BRIDGES et al. 1993, PEDERSEN et al. 1993, PRICHARD & LORD 1993, LORD et al. 1994, TARKIAN et al. 1996, MELCHER et al. 1999, ANGELI et al. 2001, PRICHARD et al. 2008, KAPSIOTIS 2013). Στις περισσότερες περιπτώσεις ο εμπλουτισμός σε Pd και Pt, αποδίδεται στην παρουσία υδροθερμικής μεταλλοφορίας (αρσενίδια, αντιμονίδια, θειοαρσενίδια) που δημιουργείται κατά τη σερπεντινίωση και χλωριτίωση του πετρώματος (π.χ. CORRIVAUX & LAFLAMME 1990, YANG & SECCOMBE 1993, LORD et al. (1994), σε κινητοποίηση των PGE κατά τη διάρκεια της σερπεντινίωσης, που συνοδεύεται από φαινόμενα εξαλλοίωσης του χρωμίτη σε σιδηροχρωμίτη (π.χ. ORBERGER et al. 1987, THALHAMMER & STUMPFL 1988, PRICHARD & TARKIAN 1988, THALHAMMER et al. 1990, McELDUFF & STUMPFL 1990, NILSSON 1990, FISCHER 1990, TARKIAN et al. 1992, GRAHAM et al. 1996).

7.1.2. ΕΡΕΥΝΑ ΤΩΝ ΡGE+Αυ ΣΤΟΥΣ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥΣ ΧΡΩΜΙΤΙΤΕΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

JADAS

Πρώτοι οι Agiorgitis and Wolf (1977,1978, από ΜΠΑΝΤΗ 2002) μελέτησαν τα PGE+Au στους χρωμίτες του Βούρινου, ενώ για την ίδια περιοχή σημαντικές είναι οι εργασίες των (ECONOMOU 1983, 1986, COCHERIE et al. 1989, TALKINGTON & WATKINSON 1986, KΩΝΣΤΑΝΤΟΠΟΥΛΟΥ 1990, KONSTANTOPOULOU & ECONOMOU-ELIOPOULOS 1990, 1991) και ECONOMOU-ELIOPOULOS (1993, 1996) που αναφέρεται και στις περιοχές της Πίνδου, Όθρυος, Χαλκιδικής, Βερμίου, Σερβομακεδονικής Ροδόπης και Σκύρου.

Στην περιοχή της Ροδόπης αναφέρονται οι (MAGGANAS & ECONOMOU 1998, ECONOMOU-ELIOPOULOS & ZHELYASKOVA-PANAYOTOVA 1998), στους χρωμίτες της Όθρυος αναφέρονται οι ECONOMOU-ELIOPOULOS et al. (1997), της Πίνδου οι ECONOMOU-ELIOPOULOS & VAKONDIOS (1995), TARKIAN et al. (1996) και τέλος ο BAKONΔΙΟΣ (1997) για τους χρωμίτες της περιοχής της Τήνου και Γερανίων (Ν. Κορινθίας).

7.2. ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑ ΣΕ ΡGE +Αυ ΣΤΟΥΣ ΧΡΩΜΙΤΙΤΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Στον Πίνακα 7.1 δίνονται τα αποτελέσματα των αναλύσεων 8 δειγμάτων μεταλλεύματος χρωμίτη στα PGE+ Au από τις μεταλλοφόρες θέσεις Αρκοχώρι (AQ1-AQ3), Μπας Καρτέρι (2F1), Γκλόμπα (GL5), Διχαλεύρι (D4), Παληορούγκα (PAR) και Πλατάνια Ρέμα (PR). Δίνονται επίσης οι μέσες τιμές για κάθε στοιχείο, τα αθροίσματα ΣPGE, χαρακτηριστικοί λόγοι μεταξύ των στοιγείων, καθώς και η μέση μανδυακή σύσταση (BARNES et al. 1988). Από το σύνολο των αναλύσεων η διακύμανση για κάθε στοιχείο είναι Os: 8-136 ppb (μ.ό. 32.25 ppb), Ir: 15-239 ppb (μ.ό. 52.25 ppb), Ru: 25-150 ppb (μ.ό. 72.38 ppb), Rh: 4-15 ppb (μ.ό. 10 ppb), Pt: 7-69 ppb (μ.ό. 20.33 ppb), Pd: έως 18 ppb (μ.ό. 6.42 ppb), και Au: 12-21 ppb (μ.ό. 17 ppb). To άθροισμα ΣΡGEE κυμαίνεται μεταξύ 74 και 551 ppb. Οι υψηλότερες τιμές περιεκτικότητας (ΣPGE=551 ppb) παρατηρήθηκαν στην περιοχή Αρκοχωρίου. Σε όλα τα δείγματα εκτός των δύο από την περιοχή Αρκοχώρι (AQ2 και AQ3), το Ru είναι το επικρατέστερο από τα IPGE με λόγους Ru/(Os+Ru+Ir) να κυμαίνονται μεταξύ 0.38 και 0.75. Αυτό αποτελεί γνώρισμα πολλών οφειολιθικών κοιτασμάτων όπως του Τροόδους, του Βούρινου και της Έδεσσας (ΜΠΑΝΤΗ 2002). Η μέση τιμή του αθροίσματος ΣΡGE είναι 193 ppb και βρίσκεται μέσα στα όρια για την περιεκτικότητα των περισσότερων οφειολιθικών χρωμιτών, για τους οποίους ο LEBLANC (1991) δίνει τιμές 100-500 ppb.

Από τις αναλύσεις των PGE στην περιοχή μελέτης μπορούν να επισημανθούν τα εξής:

α) Τυπικό γνώρισμα όλων των χρωμιτών της περιοχής είναι ο εμπλουτισμός τους σε IPGE (μέσος όρος ΣIPGE=157) σε σχέση με τα PPGE (μέσος όρος ΣPPGE=38 ppb). Ο εμπλουτισμός των χρωμιτών σε IPGE αποτελεί το συνηθέστερο χαρακτηριστικό των οφειολιθικών χρωμιτιτών (π.χ. CONSTANTINIDES et al. 1980, STOCKMAN & HLAVA 1984, TALKINGTON et al. 1984, GARUTI et al. 1999, AHMED & ARAI 2003, MALITCH et al. 2003, UYSAL et al. 2005, ZACCARINI et al. 2004, 2008). Συγκρίνοντας τα IPGE με τη μέση σύσταση του μανδύα (BARNES et al. 1988) προκύπτουν συντελεστές εμπλουτισμού Os=7.7, Ir=12 και Ru=13 για το μετάλλευμα χρωμίτη, γεγονός που επιβεβαιώνει τη στενή σχέση των στοιχείων αυτών με την αποβολή του χρωμίτη (BARNES et al. 1985).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πίνακας 7.1. Περιεκτικότητα σε PGE και Au (ppb) δειγμάτων χρωμιτικού μεταλλεύματος από το οφειολιθικό σύμπλεγμα του Βερμίου.

	IPGE			PPGE		Ац	ΣPGE	Pd/Ir	Dt/(Dt + Dd)	(Pt+Pd)/	D.1./Dt	Ru/(Os+	
	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	ZPUE	Pu/II	PV(Pt+Pd)	(Os+Ir+Ru)	Ku/Pi	Ru+Ir)
AQ1	8	20	85	15	24	18	20	170	0.9	0.57	0.37	3.54	0.75
AQ3	17	36	32	8	13	6	19	112	0.2	0.68	0.22	2.96	0.38
2F1	12	15	25	4	14	4	20	74	0.3	0.78	0.35	1.79	0.48
GL5	14	15	39	8	9	6	14	91	0.4	0.60	0.22	4.34	0.57
D4	18	22	55	9	69	3	12	176	0.1	0.96	0.76	0.80	0.58
AQ2	136	239	150	12	14	bdl	14	551	bdl	1.00	0.03	10.71	0.29
PAR	24	34	56	13	7	7	15	136	0.2	0.78	0.10	8.00	0.49
PR	29	37	137	11	13	8	21	235	0.2	0.52	0.10	10.54	0.67
M.O.	32.25	52.25	72.38	10.00	20.38	6.50	16.88	193.13	156.88	0.74	0.27	5.27	0.53
Μέση σύσταση μανδύα	4.20	4.40	5.60	0.60	8.30	8.40		31.50	1.91	0.50	1.18	0.67	0.39

β) Ο λόγος Pd/Ir που σύμφωνα με τους NALDRETT et al. (1987) και BARNES et al. (1985), εκφράζει το βαθμό διαφοροποίησης του μάγματος από το οποίο προήλθαν οι χρωμίτες, είναι χαμηλός και φθάνει έως 0.90, με μέση τιμή 0.33. Για τους οφειολιθικούς χρωμίτες ο LEBLANC (1991) δίνει ως όρια 0.05-0.20. Η χαμηλή τιμή δηλώνει περιορισμένη τάση κλασματοποίησης.
γ) Ο λόγος (Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru) μεταβάλλεται μεταξύ 0.03 και 0.76 και με μέση τιμή 0.27 είναι χαμηλός και αποτελεί στοιχείο χαρακτηριστικό των Αλπικού τύπου λοβόμορφων κοιτασμάτων, όπου δίνονται τιμές 0.02-0.50 (LEBLANC 1991).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

δ) Ο λόγος Ru/Pt στην περιοχή μελέτης μεταβάλλεται μεταξύ 0.80-10.71 με μέση τιμή 5.27,
ενώ ο LEBLANC (1991), δίνει τιμές 2-25 γενικά για τους οφειολιθικούς χρωμίτες.

Από τον Πίνακα αυτό προκύπτει ότι για ορισμένες περιοχές της Ελλάδας έχουν βρεθεί συγκριτικά πολύ υψηλότερες περιεκτικότητες σε PGE των χρωμιτών κυρίως από την περιοχή νότια της Βέροιας που δεν συμπεριλαμβάνεται στην παρούσα μελέτη.

Με σκοπό να συγκριθεί η περιεκτικότητα σε PGE των χρωμιτών που μελετώνται με την αντίστοιχη περιεκτικότητα άλλων περιοχών της Ελλάδας, στον Πίνακα 7.2 δίνονται οι μέσες περιεκτικότητες χρωμιτών από: Βούρινο (KONSTANTOPOULOU & ECONOMOU – ELIOPOULOS 1991, GRAMMATIKOPOULOS et al. 2011, TZAMOS 2016), την Πίνδο (ECONOMOU–ELIOPOULOS 1986, 1993, ECONOMOU-ELIOPOULOS & VACONDIOS 1995, KAPSIOTIS 2013), την Όρθρυ (ECONOMOU–ELIOPOULOS 1993), την Έδεσσα (MΠΑΝΤΗ 2002), τη Δ. Χαλκιδική (MICHAILIDIS et al. 1995) και τη Βέροια (TSOUPAS & ECONOMOU-ELIOPOULOS 2008).

Στο Σχήμα 7.1 δίνονται κανονικοποιημένα ως προς τη σύσταση του χονδρίτη διαγράμματα των PGE και Au (μέσες τιμές) του χρωμιτικού μεταλλεύματος από κάθε μία από τις 6 μεταλλοφόρες θέσεις που μελετήθηκαν, άλλων περιοχών της Ελλάδας (Πίνακας 7.2) αλλά και δύο τυπικών στρωματόμορφων κοιτασμάτων από το Bushveld και Stillwater (PAGE et al. 1982). Χρησιμοποιήθηκε η σύσταση του χονδρίτη C₂ με τιμές στοιχείων McBryde (1972, από τους PAGE et al. 1982): Os=700, Ir=500, Pt=1500 Pd=1200, Ru= 1000, Rh 200 και Au= 170 (σε ppb).

Οι χαμηλές τιμές των PGE, καθώς και η αρνητική κλίση που παρατηρείται στα κανονικοποιημένα διαγράμματα (Σχ. 7.1) επιτρέπουν την κατάταξη των χρωμιτών της περιοχής στην ομάδα –Ι του κανονικού τύπου οφειολίθων (normal ophiolite type) που διέκριναν οι BURGATH et al. (2002) με μέσες τιμές $\Sigma PGE < 50$ ppb, $Pt_n/Ir_n < 0.9$ και $Pt_n/Pd_n < 1$ (n κανονικοποιημένες τιμές).

Πίνακας 7.2. Μέση περιεκτικότητα (ppb) σε PGE και Au χρωμιτιτών από διαφορετικές περιοχές της Ελλάδας. 1. KONSTANTOPOULOU & ECONOMOU- ELIOPOULOS (1991), 2. ECONOMOU-ELIOPOULOS (1993), 3. ECONOMOU-ELIOPOULOS & VACONDIOS (1995), 4. ΜΠΑΝΤΗ (2002), 5. ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ κ.ά. (2005), 6. TSOUPAS & ECONOMOU - ELIOPOULOS (2008), 7. (παρούσα εργασία)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Περιοχή	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	ΣPGE
Βούρινος ¹	23	19	58	12	5,9	3,3	2,7	121,2
Πίνδος ² - πλούσιοι σε Cr	67	85	192	21	33	5	5	403
Όρθρυς ³	26,3	9,7	58	4,3	13,3	6,3	7	117,9
Έδεσσα ⁴	26,5	36,5	79,1	7,4	3	2,6	4,8	155,1
Δ. Χαλκιδική ⁵	56	45	141	7,5	7	3,2	7	260
Βέροια ⁶	7400	6000	9700	310	760	750	-	24920
Βέρμιο - Νάουσα ⁷	32	52	72	10	20	6	17	193

Από το Σχήμα 7.1 φαίνεται η ομοιότητα όλων των ελληνικών χρωμιτών που εμφανίζονται εκπλυμένοι ως προς το χονδρίτη σε όλα τα PGE και ιδιαίτερα στα Pt και Pd. Έτσι εμφανίζεται μία απότομη αρνητική κλίση από το Ru προς το Pt. Αυτό είναι χαρακτηριστικό όλων των Αλπικού τύπου κοιτασμάτων χρωμίτη σε αντίθεση με τα στρωματόμορφου τύπου στα οποία υπάρχει εμπλουτισμός στα PPGE και θετική κλίση.

Οι συγκριτικά χαμηλές τιμές των PGE και οι αρνητικές κλίσεις από το Ru στο Pt αποτελούν τυπική εικόνα όλων σχεδόν των οφειολιθικών χρωμιτών, τόσο των Ελληνικών (ECONOMOU-ELIOPOULOS 1993, MΠΑΝΤΗ 2002, MICHAELIDIS et al. 2005, TSOUPAS & ECONOMOU-ELIOPOULOS 2008, KAPSIOTIS 2013, TZAMOS 2016) όσο και παγκοσμίως (π.χ. AHMED & ARAI 2002, BÜCHL et al. 2004, ZHOU et al. 2005, PROENZA et al. 2007, UYSAL et al. 2007, CHEN & XIA 2008, AHMED et al. 2009, ISMAIL et al. 2010, GONZÁLEZ-JIMÉNEZ et al. 2011).



Σχ. 7.1. Κανονικοποιημένα ως προς τη σύσταση του χονδρίτη C₂ διαγράμματα των PGE+Au των χρωμιτιτών της περιοχής του Βερμίου και σύγκριση με εκείνους άλλων περιοχών της Ελλάδας (δεδομένα του Πίνακα 7.2) καθώς και των δύο στρωματόμορφου τύπου από το Bushveld και Stillwater (PAGE et al. 1982).

Η διακύμανση των τιμών των PGE στους χρωμιτίτες είναι εντός των ορίων που έχουν τυπικά παρατηρηθεί σε Αλπικού τύπου οφειολιθικούς χρωμιτίτες που σχηματίστηκαν επίσης στον ωκεανό της Νεο-Τηθύος (π.χ. ECONOMOU-ELIOPOULOS et al. 1999, MELCHER 2000, AHMED & ARAI 2002, UCURUM et al. 2006, KOCKS et al. 2007, UYSAL et al. 2010, JANNESSARY et al. 2012.

7.3. ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΤΟΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟ ΤΩΝ PGE

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι τιμές Cr# στο χρωμίτη, και το εύρος της μεταβολής στους λόγους Pd/Ir και Pd+Pt/ Os+Ir+Ru στα PGE, καθώς και η σχετική αφθονία των συμβατών και ασυμβίβαστων PGE στους χρωμίτες μπορεί να επηρεάζεται από τους παρακάτω παράγοντες (BARNES et al. 1985, PECK & KEAYS 1990, ZHOU et al. 1994, 1998, AHMED & ARAY 2002): βαθμός μερικής τήξης στον πρωτογενή (ή όχι) άνω μανδύα, ετερογένεια του μανδύα, ανάμειξη μειγμάτων διαφορετικής σύστασης, βαθμός κλασματικής κρυστάλλωσης και κορεσμός σε θείο, είτε στα αρχικά στάδια είτε κατά τη διάρκεια της κλασματικής κρυστάλλωσης.

Ο βαθμός μερικής τήξης στο μανδυακό υλικό έχει ως αποτέλεσμα την εισαγωγή στο τήγμα στοιχείων, ανάλογα με το σημείο τήξης τους και τη συμβατότητά τους. Έτσι, τα στοιχεία Cr, Os, Ir και Ru έχουν υψηλότερο σημείο τήξης σε σχέση με τα Al, Ti, Pt και Pd. Γι' αυτό τα Os, Cr, Ir και Ru, ανάλογα με το βαθμό μερικής τήξης του μανδύα, λόγω μικρού βαθμού μερικής τήξης είτε παραμένουν στα υπολειμματικά δύστηκτα ορυκτά, είτε λόγω υψηλότερου βαθμού μερικής τήξης εφόσον μπουν στο τήγμα μπαίνουν σε πρώιμης κρυστάλλωσης ορυκτά. Αντίθετα, τα Al, Ti, Pt και Pd με μικρότερο σημείο μερικής τήξης ή ασυμβίβαστα μπαίνουν ευκολότερα στο τήγμα και παραμένουν σ' αυτό (BARNES et al. 1985, EDWARDS 1990, KEAYS 1995, AHMED & ARAI 2002). Ως αποτέλεσμα των παραπάνω τα IPGE που είναι τα πιο δύστηκτα και ιδιαίτερα όταν η πηγή έχει περάσει κάποιο στάδιο μερικής τήξης, απαιτούν ψηλούς βαθμούς μερικής τήξης τήξης τήξης τήξης για να εξαχθούν.

Οι DICK & BULLEN (1984) έδειξαν ότι ο υψηλότερος βαθμός μερικής τήξης και η δημιουργία μάγματος αποτυπώνεται στη σύσταση του χρωμίτη που κρυσταλλώνεται από αυτό. Έτσι, αυξημένος βαθμός μερικής τήξης έχει ως αποτέλεσμα την αποβολή από το τήγμα, χρωμίτη με υψηλές τιμές στους λόγους Cr# (>0.60). Ακόμη, οι BONATTI & MICHAEL (1989), συνδέοντας τη σύσταση του χρωμίτη σε Αλπικού τύπου κοιτάσματα με το γεωτεκτονικό περιβάλλον, διατύπωσαν την άποψη ότι οι τιμές στους λόγους Cr# του χρωμίτη αυξάνονται προοδευτικά από περιβάλλον μεσοωκεάνιας ράχης, προς παθητικό περιθώριο, προς ενεργό περιβάλλον υποβύθισης (SSZ).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Όσον αφορά την ερμηνεία της γένεσης των οφειολιθικών κοιτασμάτων χρωμίτη που φιλοξενούνται σε μανδυακούς περιδοτίτες και την κατανομή των PGE σε αυτά, επειδή είναι δεκτό ότι τα κοιτάσματα αυτά είναι κατά ένα μέρος αποτέλεσμα μετασωμάτωσης στον άνω μανδύα που συμβαίνει με την αλληλεπίδραση τήγματος/ πετρώματος (melt/rock interaction), οι ZHOU et al.(1994, 1998) διατύπωσαν την άποψη ότι τα στοιχεία Cr και PGE των χρωμιτιτών προέρχονται τόσο από το ανερχόμενο τήγμα όσο και από τον περιδοτίτη που τους φιλοξενεί. Έτσι, οι πλούσιοι σε Cr και PGE χρωμιτίτες προέρχονται από αλληλεπίδραση ακόρεστου σε θείο μπονινιτικού μάγματος (που δημιουργείται σε SSZ) με εκπλυμένο χαρτσβουργίτη. Τα IPGE ως συμβατά στοιχεία αφαιρούνται από το μάγμα στα πρώιμα στάδια παράλληλα με την κρυστάλλωση του χρωμίτη, γι' αυτό και η αυξημένη παρουσία τους στους χρωμιτίτες.

Έτσι, οι χαμηλές περιεκτικότητες σε Pd και Pt οφείλονται στο ότι ο χαρτσβουργίτης έχει εκπλυθεί στα στοιχεία αυτά, ενώ το ανερχόμενο μάγμα, καθώς είναι ακόρεστο σε θείο, δε βοηθά τη συγκέντρωσή τους, με αποτέλεσμα ως ασυμβίβαστα να παραμένουν στο υπολειμματικό πυριτικό τήγμα που δίνει τα βασικά μέλη της οφειολιθικής σειράς.

Η κατανομή λοιπόν των PGE στα λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη είναι το αποτέλεσμα του συνδυασμού των διεργασιών μερικής τήξης και αλληλεπίδρασης τήγματος/πετρώματος.

Σήμερα είναι αποδεκτό ότι τα περισσότερα αλπικού τύπου κοιτάσματα σχηματίζονται σε κέντρο επέκτασης πάνω από SSZ, αφού σε τέτοιο γεωτεκτονικό περιβάλλον έχουμε υψηλού βαθμού μερική τήξη στον άνω μανδύα (π.χ. JACQUE & GREEN 1980, PEARCE et al. 1984, ROBERTS 1988, ZHOU et al. 1988).

Έτσι οι χρωμίτες της περιοχής του Βερμίου παρουσιάζουν πολλά από τα γνωρίσματα των Αλπικού τύπου λοβόμορφων (ή οφειολιθικών) κοιτασμάτων. Έχουν σχετικά ομοιόμορφη σύσταση σε κύρια στοιχεία με υψηλές τιμές Cr#=65-100. Αυτό σε συνδυασμό με το ότι οι χρωμίτες της περιοχής μελέτης έχουν υψηλές συγκεντρώσεις σε IPGE και χαμηλότερες σε PPGE επιβεβαιώνουν την άποψη ότι ο χρωμίτης κρυσταλλώθηκε είτε σύμφωνα με τις παλαιότερες αντιλήψεις από μάγμα που προέκυψε από δευτέρου σταδίου μερική τήξη ενός ήδη εκπλυμένου μανδυακού υλικού (CHRISTODOULOU & HIRST 1985, CHRISTODOULOU & MICHAILIDIS 1990), είτε σύμφωνα με τις νεότερες απόψεις από ένα συνδυασμό διεργασιών μερικής τήξης και αλληλεπίδρασης τήγματος/πετρώματος στον άνω μανδύα (ZHOU et al. 1994, 1998).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης είναι αυτό της SSZ. Σύμφωνα με τους ROBERTS (1988), PAKTUNC (1990), ECONOMOU-ELIOPOULOS (1996), τα οφειολιθικά συμπλέγματα με χαρακτήρες SSZ που έχουν ένα μόνο τύπο χρωμίτη ομοιόμορφης σύστασης δηλώνουν ομοιόμορφες συνθήκες σε μεγάλη έκταση (μεγάλοι όγκοι μάγματος) και θεωρούνται ότι μπορεί να περιέχουν σημαντικά αποθέματα χρωμίτη.

Ο λόγος (Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru)=0.03-0.76 δηλώνει ότι το μητρικό μάγμα είχε πολύ χαμηλή συγκέντρωση S κατά και μετά την κρυστάλλωση του χρωμίτη γι' αυτό και η πιθανή παρουσία σουλφιδικού τήγματος για τη συγκέντρωση των PPGE αποκλείεται (BARNES et al. 1985, TALKINGTON & WATKINSON 1986).

Βιβλιοθήκη ΟΓΟΦΡΑΣΤΟΣ'' 8. ΓΕΝΕΣΗ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΧΡΩΜΙΤΗ 8.1. ΓΕΝΙΚΑ

Σύμφωνα με τους JACKSON & THAYER (1972), τα κοιτάσματα χρωμίτη χωρίζονται σε τρεις κατηγορίες: τα στρωματόμορφα (stratiform), τα λοβόμορφα (podiform) και τα συγκεντρικά (concentric). Για την παραπάνω ταξινόμηση τα κριτήρια που χρησιμοποιήθηκαν ήταν: το είδος του πετρώματος ξενιστή, η μορφή των μεταλλοφόρων σωμάτων, τα γεωχημικά χαρακτηριστικά, καθώς και το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού του μάγματος από το οποίο δημιουργούνται. Τα στρωματόμορφα κοιτάσματα φιλοξενούνται μέσα σε στρωματοειδείς διαφοροποιημένες μαγματικές διεισδύσεις που συναντιούνται σε σταθερές ηπειρωτικές πλατφόρμες Προκάμβριας ηλικίας όπως στο Bushveld, Stillwater κ.ά. Το μετάλλευμα είναι συμπαγές, και συχνά εμφανίζεται να σχηματίζει στρώματα πάχους μέχρι 1.5 m. Τα στρώματα αυτά είναι τεκτονικά αδιατάρακτα με μία τυπική σωρειτική υφή από μικρούς ιδιόμορφους κόκκους χρωμίτη και πυριτικά ορυκτά που έχουν μεγαλύτερο μέγεθος και ποικιλτική υφή (STOWE 1987). Τα στρωματόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη από άποψη σύστασης αφορούν μετάλλευμα χρωμίτη με 44% Cr_2O_3 και Cr/Fe =1.5.

Τα λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη συναντιώνται σε περιδοτίτες "Αλπικού" τύπου, που είναι τα πιο βαθιά πετρώματα των οφειολιθικών συμπλεγμάτων. Τα οφειολιθικά συμπλέγματα βρίσκονται σε Αλπικού τύπου ορογενετικές ζώνες και σε νησιωτικά τόξα και έχουν Παλαιοζωική και Μεσοζωική ηλικία. Σύμφωνα με τον NICOLAS (1989), τα λοβόμορφα κοιτάσματα φιλοξενούνται σε περιδοτίτες χαρτσβουργιτικού τύπου και σπάνια σε λερζόλιθους ως μικρότερα σώματα (LEBLANC & TIMAGOULT 1989, GERVILLA & LEBLANC 1990, NICOLAS & AL AZRI 1991, ROBERTS 1992, TASHKO et al. 1998 και ECONOMOU et al. 1999). Οι Αλπικού τύπου περιδοτίτες πιστεύεται ότι αποτελούν υπολείμματα μερικής τήξης και δημιουργίας μάγματος στο μανδύα (π.χ. GREEN & RINGWOOD 1967, IRVINE & FINDLAY 1972, MENZIES & ALLEN 1974, DICK & BULLEN 1984, BOUDIER & NICOLAS 1986, PACTUNC 1990). Τα κοιτάσματα χρωμίτη σε αυτά τα πετρώματα ονομάζονται επίσης "Αλπικού τύπου" (THAYER 1970, IRVINE & FINDLAY 1972, DICK & BULLEN 1984, HOCK & FRIEDRICH 1985) ή "λοβόμορφα οφειολιθικά" (CHRISTIANSEN 1985, LEBLANC 1985).

Η πετρολογική ασυνέχεια Moho, σύμφωνα με τον THAYER (1964), θεωρείται το όριο ανάμεσα στη μανδυακή σειρά (χαρτσβουργίτη-τεκτονίτη), που θεωρείται υπόλειμμα

εκπλυμένου μανδύα και της σωρειτικής σειράς του φλοιού που περιλαμβάνει υπερβασικά και βασικά μέλη (χαρτσβουργίτη-δουνίτη, βερλίτη, πυροξενίτη, γάββρο). Τα λοβόμορφα κοιτάσματα εντοπίζονται στρωματογραφικά είτε στη μεταβατική ζώνη, που αποτελείται από εναλλαγές δουνίτη-χαρτσβουργίτη μοιάζοντας έτσι με τα στρωματόμορφα, είτε εντοπίζονται ως μεταλλοφόρα σώματα περιορισμένης πλευρικής έκτασης (χρωμιτικοί λοβοί), που περιβάλλονται από λεπτή άλω ή δουνιτικό περίβλημα και βρίσκονται μέσα στον υποκείμενο χαρτσβουργίτητεκτονίτη (LAGO et al. 1982, LEBLANC & CEULENEER 1992). Η δουνιτική άλως μπορεί να έχει πάχος από μερικά εκατοστά μέχρι αρκετά μέτρα, ενώ μπορεί να υπάρχει και μεταβατική ζώνη μεταξύ δουνίτη και χαρτσβουργίτη. Τα χρωμιτικά σώματα είναι παραμορφωμένα και διαφέρουν σημαντικά στο σχήμα και το μέγεθος. Συνήθως εμφανίζονται ακανόνιστα, φακοειδή, σωληνοειδή και λοβόμορφα (podiform) (STOWE 1987). Το μετάλλευμα είναι συμπαγές συχνά με αδρόκοκκο χρωμίτη, έντονα κατακλασμένο, όπου συνήθως επικρατούν τα δευτερογενή πυριτικά ορυκτά.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα λοβόμορφα κοιτάσματα χαρακτηρίζονται από υψηλού βαθμού μεταλλουργικό τύπο χρωμίτη με 45-60% Cr_2O_3 , Cr/Fe = 2.8-4.3 και αποτελούν τη μοναδική πηγή πυρίμαχου τύπου χρωμίτη με >25% Al_2O_3 , >60% $Cr_2O_{+3}Al_2O_3$, <15% FeO (HOCK et al. 1986).

Πολλοί ερευνητές θεωρούν τη μεταβατική ζώνη ως το κατώτερο τμήμα της μαγματικής σωρειτικής ακολουθίας (THAYER 1964, 1970, DICKEY 1975, COLEMAN 1977, GREENBAUM 1977, CASSARD et al. 1981), που επικάθεται στον υποκείμενο χαρτσβουργίτητεκτονίτη, ενώ άλλοι πιστεύουν ότι έχει υπολειμματική προέλευση και ότι η στρωμάτωσή της είναι τεκτονική λόγω της έντονης πλαστικής παραμόρφωσης στα επίπεδα αυτά (NICOLAS et al. 1980, NICOLAS & RRINZHOFER 1983).

Ένα άλλο συνηθισμένο χαρακτηριστικό των λοβόμορφων κοιτασμάτων είναι η τροποποίηση της αρχικής μορφής και του τρόπου κατανομής των χρωμιτικών σωμάτων, καθώς και η αλλαγή των αρχικών μαγματικών υφών ως αποτέλεσμα μίας ισχυρής πλαστικής ή μηχανικής–κατακλαστικής παραμόρφωσης που συνέβη είτε στο μανδύα είτε κατά την τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων (π.χ. CASSARD et al. 1981, RASSIOS et al. 1983, STOWE 1987, ROBERTS 1988, RASSIOS 1991).

Μία ταξινόμηση των λοβόμορφων κοιτασμάτων έγινε με βάση μελέτες της τεκτονικής στους οφειόλιθους της Νέας Καληδονίας (CASSARD et al. 1981). Αυτοί χωρίζουν τα

λοβόμορφα σώματα χρωμίτη σε τρεις κατηγορίες (Σχ.8.1) ανάλογα με τη δομική τους θέση σε σχέση με τον πλαστικά παραμορφωμένο περιδοτίτη:

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχ. 8.1. Σχηματικό διάγραμμα που δείχνει τη μορφή και τη σχέση σχέση των λοβόμορφων κοιτασμάτων της Νέας Καληδονίας ως προς τη φύλλωση (S₁) και τη γράμμωση (L₁) (Cassard et al. 1981, από MΠΑΝΤΗ 2002).

 α) αυτά που βρίσκονται σε συμφωνία (concordant), έχουν επίπεδο σχήμα και προσανατολισμό παράλληλα στη φύλλωση και γράμμωση του πετρώματος

β) αυτά που βρίσκονται σε μερική συμφωνία (subconcordant) και

γ) αυτά που βρίσκονται σε ασυμφωνία (discordant).

Αυτή η ταξινόμηση διαπιστώθηκε και σε άλλες περιοχές και στηρίζεται στο γεγονός ότι οι περιδοτίτες της μεταβατικής ζώνης μίας οφειολιθικής σειράς έχουν υποστεί μεγάλου βαθμού πλαστική ροή ευρισκόμενοι σε συνθήκες θερμοκρασίας κοντά στη στερεοποίηση (NICOLAS et al. 1980). Ανάλογα λοιπόν με το χρόνο τοποθέτησης των χρωμιτικών λοβών θα είναι και η τοποθέτησή τους σύμφωνη ή ασύμφωνη σε σχέση με τον περιβάλλοντα περιδοτίτη.

Στα κοιτάσματα αυτής της κατηγορίας υπολειμματικές ή όχι καλά διατηρημένες σωρειτικές υφές έχουν βρεθεί και περιγραφεί από πολλούς ερευνητές (π.χ. THAYER 1969, 1970, GREENBAUM 1977, BROWN 1980, BURGATH & WEISER 1980, MOUTTE 1982, CHACRABORTY & CHACRABORTY 1984, AHMED 1984, MΠΑΝΤΗ 2002).

Η ερμηνεία της γένεσης των κοιτασμάτων χρωμίτη στηρίχθηκε κυρίως στις έρευνες των επιστημόνων που έγιναν στα στρωματόμορφου τύπου κοιτάσματα, όπου οι μεταμαγματικές επιδράσεις είναι πολύ περιορισμένες (STOWE 1987).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Έτσι η μορφή και η στρωματογραφική θέση των χρωμιτικών σωμάτων στα στρωματόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη εξηγείται με την παραδοχή ότι είναι αποτέλεσμα μίας διεργασίας ήρεμης κλασματικής κρυστάλλωσης ενός βασαλτικού μάγματος μέσα σε ένα μαγματικό θάλαμο στο φλοιό της Γης (IRVINE 1967, 1977, 1982).

Αρχικά έγινε μία προσπάθεια να εφαρμοστεί αυτός ο τρόπος γένεσης των στρωματόμορφων κοιτασμάτων και στα λοβόμορφα (THAYER 1964, 1969, 1970, DICKEY 1975, JACKSON et al. 1975, GREENBAUM 1977, BROWN 1980, AUGE & ROBERTS 1982, CHRISTIANSEN 1982), αφού μπορούσε να ερμηνεύσει την παρουσία των χρωμιτικών κοιτασμάτων στα υπερβασικά μέλη της σωρειτικής σειράς. Δεν μπορούσε όμως να ερμηνεύσει την παρουσία των λοβόμορφων χρωμιτικών σωμάτων μέσα στο χαρτσβουργίτη-τεκτονίτη, που άλλοτε ιστολογικά θυμίζουν στρωματόμορφα κοιτάσματα και άλλοτε είναι παραμορφωμένα (CASSARD et al. 1981, CEULENEER & NICOLAS 1985, HOCK & FRIEDERICH 1985).

Το γεγονός ότι η σύσταση του χρωμίτη, που εμφανίζεται ως επουσιώδες ορυκτό στον ξενιστή περιδοτίτη-τεκτονίτη (σερπεντινίτη), είναι διαφορετική από εκείνη των μεταλλοφόρων σωμάτων δείχνει τη διαφορετική τους προέλευση. Γι' αυτό αρκετοί ερευνητές (DUPUY et al. 1981, JOHAN 1987, LEBLANC & CEULENEER 1992, ZHOU et al. 1994 και MALPAS et al. 1997), δέχτηκαν ότι ο σχηματισμός των χρωμιτικών σωμάτων είναι μεταγενέστερος του περιδοτίτη-ξενιστή.

Επειδή λοιπόν τα λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη βρίσκονται μέσα σε οφειολιθικά συμπλέγματα για τα οποία είναι αποδεκτό ότι προέρχονται από ωκεάνιο φλοιό που δημιουργείται από άνοδο και κρυστάλλωση του μάγματος σε σημεία προσαύξησης (accreting plate margins), η γένεση των κοιτασμάτων συνδέεται με ένα γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης ανόδου και κρυστάλλωσης μάγματος σε δυναμικές συνθήκες κίνησης.

Δύο κατηγορίες μοντέλων έχουν προταθεί για τη γένεση των λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη:

Α. Τα πρώτα μοντέλα γένεσης δέχονται μία ασθενόσφαιρα που εκτείνεται οριζόντια και τα χρωμιτικά σώματα να έχουν σχηματισθεί με σωρειτική μορφή είτε σε ένα ενιαίο μαγματικό θάλαμο (GREENBAUM 1972), είτε σε μαγματικούς θύλακες (DICKEY 1975) και στη συνέχεια να έχουν παραμορφωθεί ως αποτέλεσμα διαφόρων παραγόντων.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σύμφωνα με τον DICKEY (1975), στα σημεία όπου έχουμε απόκλιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας, παρατηρείται ελάττωση της πίεσης γεγονός που έχει ως αποτέλεσμα ασθενοσφαιρικό περιδοτιτικό υλικό ή εκπλυμένο μανδυακό πέτρωμα της κατώτερης λιθόσφαιρας να παθαίνει μερική τήξη. Το βασαλτικό μάγμα που δημιουργείται ανεβαίνει και κρυσταλλώνεται στη μεταβατική ζώνη μανδύα-φλοιού, δίνοντας τη σωρειτική σειρά χαρτσβουργίτη-δουνίτη-βασικά (Σχ. 8.2). Κατά τη διάρκεια της στερεοποίησης και ξαφνικές αλλαγές στις φυσικοχημικές συνθήκες θα είχαν ως αποτέλεσμα την πρώιμη κρυστάλλωση του χρωμίτη με σωρειτική μορφή. Σε αντίθεση όμως με τα στρωματόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη, που δημιουργούνται σε μεγάλους θαλάμους και σε ήρεμα μάγματα, τα λοβόμορφα δημιουργούνται σε μεγάλους θαλάμους και σε ήρεμα μάγματα, τα λοβόμορφα δημιουργούνται σε μεγάλους θαλάμους στενούς και επιμήκεις γιατί δημιουργούνται στις θέσεις απόκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών και σε μία ζώνη όπου υπάρχει ανάμεικτο τήγμα και στερεό. Στη συνέχεια λόγω της μεγαλύτερης πυκνότητάς τους σε σχέση με τον υπολειμματικό περιδοτίτη που βρισκόταν από κάτω τα σώματα χρωμίτη βυθίζονται ως αυτόνομα σώματα (autoliths) σ' αυτόν. Λόγω της βύθισης ο σωρειτικός χρωμίτης παραμορφώνεται και προκύπτουν τα χαρακτηριστικά λοβόμορφα σώματα.

Η παραπάνω 'μηχανική' ερμηνεία της θέσης των λοβόμορφων κοιτασμάτων σύμφωνα με τους BRUNN (1980) και ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ (1983) δεν μπορεί να εξηγήσει:

 α) το δουνιτικό φλοιό που περιβάλλει τα χρωμιτικά σώματα και που μέσα του μπορεί να συνεχίζονται στρώσεις χρωμίτη, άρα έχει και σύγχρονο τρόπο γένεσης

β) την καταβύθιση χρωμιτικών σωμάτων ταυτόχρονης γένεσης αλλά διαφορετικών διαστάσεων στο ίδιο βάθος μέσα στο χαρτσβουργίτη

γ) την καταβύθιση χρωμίτη ταινιωτού τύπου, που έχει διατηρήσει τη μορφή του, έχοντας
μικρή διαφορά ειδικού βάρους από το χαρτσβουργίτη

δ) το διαφορετικό χημισμό ανάμεσα στους χρωμίτες μέσα στο χαρτσβουργίτη και τους χρωμίτες της μεταβατικής ζώνης, αν δεχτούμε την ταυτόχρονη και κάτω από τις ίδιες συνθήκες γένεση των χρωμιτών του οφειολιθικού συμπλέγματος

 ε) τις δομές πιθανόν βυθισμένου στρωματόμορφου χρωμίτη στον περιδοτίτη που παρατηρήθηκαν σε ασύμφωνα σώματα (CASSARD et al. 1981) Ο GREENBAUM (1977) διατύπωσε την άποψη ότι τα λοβόμορφα σώματα σχηματίστηκαν ως σωρειτικός χρωμίτης στον πυθμένα του μαγματικού θαλάμου κάτω από τη μεσοωκεάνια ράχη και στη συνέχεια λόγω πτύχωσης και ισχυρής συμπίεσης τα χρωμιτικά σώματα μπήκαν στους περιδοτίτες του πυθμένα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Αλλά και αυτή η υπόθεση δεν μπορεί να εξηγήσει την απουσία χαρακτηριστικών τεκτονισμού, σχετικών με πτύχωση πυθμένα στα οφειολιθικά συμπλέγματα της Νέας Καληδονίας, (CASSARD et al. 1981), όπου μάλιστα ο πυθμένας πάνω από περιδοτίτες που περικλείουν χρωμιτικά σώματα δεν παρουσιάζει σημαντική παραμόρφωση (PRINZHOFER et al. 1980).



Σχ. 8.2. Υποθετική εγκάρσια τομή σε ωκεάνιο κέντρο επέκτασης για την ερμηνεία της γένεσης και τοποθέτησης των λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη (κατά τον Dickey 1975, από ΜΠΑΝΤΗ 2002).

Αργότερα άλλοι ερευνητές όπως οι NICOLAS & VIOLETTE (1982), διατύπωσαν το μοντέλο μίας ασθενόσφαιρας που εκτείνεται διαπηρικά και όπου μία στενή κατακόρυφη διείσδυση που λειτουργεί ως κανάλι τροφοδοσίας μερικώς τηγμένου περιδοτίτη, πληροί το κενό που δημιουργεί η επέκταση τροφοδοτώντας το μαγματικό θάλαμο στο φλοιό, προτείνοντας ουσιαστικά τον απευθείας σχηματισμό χρωμιτικών λοβών μέσα στον περιδοτίτη. Έτσι, η γένεση

των κοιτασμάτων αυτών αποδίδεται σε μία δυναμική κρυστάλλωση μέσα σε κανάλια που διανοίγονται μέσα στον περιδοτίτη-τεκτονίτη από το διερχόμενο τήγμα (π.χ. CASSARD et al. 1981, LAGO et al. 1982, LEBLANC 1987, PACTUNC 1990 και ZHOU & BAI 1992). Με βάση αυτή τη σκέψη αναπτύχθηκε η θεωρία των μικρών μαγματικών θαλάμων (mini magma chambers), (NEARY & BROWN 1979), ή πολλαπλών μαγματικών θαλάμων (multi magma chambers) (MOORES & VINE 1971, SMEWING et al. 1975, GREENBAUM 1977, GASS 1980). Σ' αυτούς τους θαλάμους μπορεί σε διαφορετικό χρόνο να εισέρχεται διαφορετικής σύστασης μάγμα. Πολλαπλοί μαγματικοί θάλαμοι σημαίνει πολλαπλές διόδους τροφοδοσίας, άρα πολλά ανεξάρτητα χρωμιτικά σώματα μέσα στο χαρτσβουργίτη-τεκτονίτη.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχ. 8.3. Σχηματικό μοντέλο των διαδοχικών σταδίων σχηματισμού χρωμιτικού λοβού σε κοιλότητα διόδου του μάγματος στον τεκτονίτη χαρτσβουργίτη (κατά τους Lago et al. 1982, από MΠΑΝΤΗ 2002).

Σύμφωνα με τους JUTEAU & WHITECHURCH (1980), ο χρωμίτης συγκεντρώνεται στις διόδους κίνησης του μάγματος που διοχετεύουν βασαλτικό μάγμα μέσα από τους περιδοτίτες στον υπερκείμενο μαγματικό θάλαμο. Η δημιουργία του χαρακτηριστικού τύπου ταινιωτού μεταλλεύματος (schlieren) οφείλεται, σύμφωνα με τους παραπάνω ερευνητές, σε παραμόρφωση λόγω ροής κατά την άνοδο.

Ακόμη σύμφωνα με τον GASS (1980), τα χρωμιτικά σώματα μέσα στο δουνιτικό φλοιό στον περιδοτίτη είναι το υλικό κρυστάλλωσης στις διόδους κατά την άνοδο του μάγματος προς

το μαγματικό θάλαμο. Αντίθετα, μέσα στο μαγματικό θάλαμο σχηματίζονται τα μικρά κοιτάσματα χρωμίτη που συνδέονται με τα σωρειτικά υπερβασικά.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι LACO et al. (1982), στην προσπάθεια τους να ερμηνεύσουν το μηχανισμό δημιουργίας των διόδων σε συνδυασμό με την κίνηση του μάγματος και την αποβολή του χρωμίτη, βασίζονται στο λιγότερο παραμορφωμένο ασύμφωνο τύπο κοιτάσματος στους οφειόλιθους της Νέας Καληδονίας (CASSARD et al. 1981), όπου οι οφειόλιθοι προήλθαν από ωκεάνιο κέντρο επέκτασης του οποίου έχουν ανακατασκευαστεί η γεωμετρία και η κινηματική. Αυτοί δέχονται την παρακάτω σειρά γεγονότων:

α) Κατά τη σταδιακή απομάκρυνση των ωκεάνιων λιθοσφαιρικών πλακών στις μεσοωκεάνιες ράχες ή στα κέντρα διεύρυνσης περιφερειακών λεκανών στην περιοχή της επέκτασης λόγω προσφοράς θερμότητας και ελάττωσης της πίεσης συμβαίνει αδιαβατική μερική τήξη του χαρτσβουργίτη του ανώτερου μανδύα (BOTTINGA & ALLEGRE 1973). Το βασαλτικό αυτό μάγμα που προκύπτει από την αδιαβατική μερική τήξη εισχωρεί στο ασθενοσφαιρικό περιδοτιτικό διάπυρο που βρίσκεται κάτω από την μεσοωκεάνια ράχη και τροφοδοτεί το μαγματικό θάλαμο με το υλικό από το οποίο θα προκύψει ο νέος φλοιός.

β) Ως αποτέλεσμα η πίεση ρευστού προς τα πάνω αυξάνει και το τήγμα με ένα μηχανισμό που θυμίζει υδραυλική διάρρηξη, δημιουργεί ένα σύστημα κατάκλασης από διάταση μέσα από το οποίο το τήγμα διαπερνά τα ανώτερα τμήματα του περιδοτίτη προς το φλοιό. Αυτές οι διαρρήξεις έχουν αρχικά μικρό πλάτος (~10 cm) και μεγάλη γωνία ως προς το οριζόντιο επίπεδο (Σχ. 8.3α).

γ) Οι διαρρήξεις από διάταση μπορούν, λόγω τεκτονικών αιτίων, να διευρυνθούν και να δημιουργηθούν έτσι κοιλότητες ή θύλακες με πλάτος μερικά μέτρα και ύψος μερικές εκατοντάδες μέτρα με ταυτόχρονη διεύρυνση της διάρρηξης στα άκρα. Η παρουσία χρωμιτοφόρων σωμάτων με διαστάσεις 100-200 m ύψος και 2-5m πλάτος έχουν επιβεβαιώσει την παρουσία κοιλοτήτων ανάλογων διαστάσεων.

δ) Το μάγμα κατά τη διείσδυση του στην κοιλότητα ακολουθεί μία περιστροφική κίνηση, λόγω της διαφοράς θερμοκρασίας μεταξύ του μάγματος και των τοιχωμάτων της κοιλότητας που φθάνει μέχρι και 15° C (Σχ. 87.3β).

ε) Ανάλογα με τις φυσικοχημικές συνθήκες (fO₂, θερμοκρασία, πίεση) που επικρατούν στην κοιλότητα και τη σύσταση του μάγματος αρχίζει η αποβολή του χρωμίτη και του ολιβίνη σε διαφορετικές αναλογίες, κάτω από δυναμικές συνθήκες ροής. Κατά την περιστροφική αυτή ροή οι κρύσταλλοι του χρωμίτη συγκρούονται μεταξύ τους και σχηματίζουν συσσωματώματα, δημιουργώντας έτσι τους διάφορους μορφολογικούς τύπους χρωμίτη (συμπαγής, λεοπαρδάλεως, διάσπαρτος), μέσα στην κοιλότητα που δεν είναι παρά ένας χρωμιτικός λοβός (Σχ. 8.3γ). Ο σχηματισμός των χρωμιτικών λοβών γίνεται σε βάθος 1-2 Km κάτω από το μαγματικό θάλαμο όπου, σύμφωνα με τους GREEN et al. (1979), ο χαρτσβουργίτης βρίσκεται κοντά ή πιο πάνω από την θερμοκρασία στερεοποίησής του, που είναι ~1250°-1300° C.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

στ) Στο εξωτερικό κάθε λοβού δημιουργείται ένας δουνιτικός φλοιός με πλάτος από 30 cm έως 5 m (Σχ. 8.4). Αυτός είναι υπολειμματικό, φτωχό σε χρωμίτη υλικό, που δημιουργείται από



Σχ. 8.4. Σχηματικές εγκάρσιες τομές ασύμφωνου χρωμιτοφόρου λοβού στο κοίτασμα Anna-Madeleine της Νέας Καληδονίας, όπου φαίνονται: α: η αλλαγή του επίπεδου φύλλωσης kovτά και μέσα στο λοβό σε σχέση με τον χαρτσβουργίτη και β: η ζώνωση χαρτσβουργίτης-δουνίτηςχρωμιτίτης (κατά τους Cassard et al. 1981, από MΠΑΝΤΗ 2002).

την τοπική τήξη του ορθοπυρόξενου του αρχικού χαρτσβουργίτη λόγω του θερμικού δυναμικού και της δραστικότητας του βασαλτικού μάγματος (BOUDIER & NICOLAS 1972, PRINZHOFER et al. 1980). Στα βάθη αυτά η τήξη γίνεται σε θερμοκρασίες 1280-1350° C και σε συνθήκες πίεσης 2-3 Kb, όπως έδειξαν πειραματικά οι JAQUES & GREEN (1980). Αντίθετα, ο πλούσιος σε χρωμίτη δουνίτης που βρίσκεται σε άμεση επαφή με το χρωμιτικό μετάλλευμα προκύπτει από ταυτόχρονη μαγματική αποβολή. Έτσι, σύμφωνα με τους LAGO et

al. (1982) οι χρωμιτικοί λοβοί με το δουνιτικό περίβλημα δεν ήταν παρά οι δίοδοι ανόδου του βασαλτικού μάγματος προς τον υπερκείμενο μαγματικό θάλαμο. Φθάνοντας το μάγμα στο μαγματικό θάλαμο κρυσταλλώνεται και δίνει τα σωρειτικά πετρώματα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ζ) Οι χρωμιτικοί λοβοί αρχικά είναι ασύμφωνοι ως προς τη φύλλωση του χαρτσβουργίτη και αν δεν έχουν μεσολαβήσει μεταμαγματικά τεκτονικά φαινόμενα ο χρωμίτης μπορεί να διατηρεί τις χαρακτηριστικές της διεργασίας συγκέντρωσης υφές του δηλ. τύπου λεοπαρδάλεως (nodular), σφαιροειδής (orbicular). Στη συνέχεια, σύμφωνα με τους NICOLAS et al. (1980), καθώς απομακρύνονται από τη θέση δημιουργίας τους λόγω της πλαστικής ασθενοσφαιρικής ροής παθαίνουν μία μόνιμη παραμόρφωση, λόγω ολίσθησης, που έχει ως αποτέλεσμα να λεπταίνονται και να επιμηκύνονται παράλληλα με την κατεύθυνση της γράμμωσης του πετρώματος ξενιστή, ενώ ταυτόχρονα προσανατολίζονται σταδιακά πάνω στο επίπεδο φύλλωσης και ολίσθησης (S₁) (Σχ. 8.5).



Σχ. 8.5. Υποθετικό μοντέλο του τρόπου γένεσης και εξέλιξης της θέσης λοβόμορφων κοιτασμάτων στη νότια Νέα Καληδονία (κατά τους Cassard et al. 1981 και Lago et al. 1982, από ΜΠΑΝΤΗ 2002).

Έτσι, ενώ τα αρχικά χρωμιτικά κοιτάσματα είναι ασύμφωνα με τον ξενιστή χαρτσβουργίτη, στη συνέχεια μπορούν να προσανατολισθούν ξανά ως προς τη δομή τους και έτσι να εξελιχθούν σύμφωνα με τους CASSARD et al. (1981), σε παρασύμφωνα και σύμφωνα. Με βάση αυτή την κατάταξη τα σύμφωνα κοιτάσματα χρωμίτη είναι τα περισσότερο παραμορφωμένα και γι' αυτό βρίσκονται στο έντονα παραμορφωμένο πάνω τμήμα του χαρτσβουργίτη και κοντά στην επαφή χαρτσβουργίτη-δουνίτη (Σχ. 8.5).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Αλλά και αυτό το μοντέλο δεν μπορεί να εφαρμοστεί σε όλα τα λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη. Χαρακτηριστικές περιπτώσεις είναι τα κοιτάσματα Zambales στις Φιλιππίνες (HOCK & FRIEDRICH 1985, HOCK et al. 1986) και Maqsad του Ομάν (CEULENEER & NICOLAS 1985). Ειδικά στα κοιτάσματα των Φιλιππίνων διαπιστώνεται ότι σε πολλά χρωμιτικά σώματα υπάρχει παράλληλη στρώση και σωρειτική υφή με το υπερβασικό πέτρωμα ξενιστή, καθώς και με τα βασικά σωρειτικά της οφειολιθικής σειράς. Έτσι επικράτησε η άποψη ότι εδώ έχουμε συγγενετική προέλευση από κρυστάλλωση μάγματος σε ένα μόνο μαγματικό θάλαμο. Σε περιπτώσεις όπου τα χρωμιτικά σώματα είναι ακανόνιστα και δεν συμφωνούν με τα παραπάνω, αυτό αποδόθηκε σε φαινόμενα μεταμαγματικής παραμόρφωσης, αύξησης του όγκου κατά την σερπεντινίωση, διατρητικές τάσεις και ρήγματα κατά ή μετά την τοποθέτηση των οφειολίθων.

Β. Μία δεύτερη κατηγορία μοντέλων αναπτύχθηκε τελευταία για την ερμηνεία της γένεσης των λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη. Έτσι, οι ZHOU & ROBINSON (1994, 1997) και ZHOU et al. (1994,1996), για να εξηγήσουν την παρουσία πλούσιων σε Cr ή πλούσιων σε Al λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη μέσα σε μανδυακούς περιδοτίτες πρότειναν την αλληλεπίδραση τήγματος-πετρώματος (melt-rock interaction) στον άνω μανδύα (Σχ. 8.6). Αυτή η διεργασία κατά την οποία ο περιδοτίτης συμπεριφέρεται ως χρωματογραφική στήλη (NAVON & STOLPER 1987), είναι είτε μία διήθηση (infiltration) (WATSON 1982), είτε μια διεργασία κυκλοφορίας-διάχυσης (percolation-diffusion) (BODINIER et al. 1990, VASSEUR et al. 1991), που φέρνει σε επαφή και αντίδραση τα ορυκτά του περιδοτίτη με το ανερχόμενο μάγμα. Η διαφορά της παραπάνω διεργασίας σε σχέση με την μερική τήξη στον άνω μανδύα είναι ότι η μερική τήξη στον άνω μανδύα είναι μια διεργασία μεγάλης κλίμακας που δημιουργεί βασαλτικό τήγμα αφήνοντας χημικά ομοιογενές μανδυακό πέτρωμα, ενώ η αλληλεπίδραση τήγματος/πετρώματος είναι μια τοπική διεργασία που προκαλεί μικρής κλίμακας αλλαγές στο πέτρωμα ξενιστή. Και άλλοι ερευνητές έχουν υποστηρίξει τη γένεση λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη από αντίδραση τήγματος-μανδύα (melt-mantle interaction) όπως οι ARAI & YURIMOTO (1994), ARAI & ABE (1995), KUBO (2002), ARIF & JAN (2006).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πολλοί ερευνητές για να εξηγήσουν τη δημιουργία χαρτσβουργίτη ή δουνίτη με τη μορφή ζωνών γύρω από βασικές ή υπερβασικές φλέβες που διαπερνούν τη μανδυακή λιθόσφαιρα δέχονται την αντίδραση μεταξύ βασαλτικού μάγματος και του λερζόλιθου ή χαρτσβουργίτη που αποτελούν την άνω μανδυακή λιθόσφαιρα (QUICK 1981, FISK 1986, NICOLAS 1989, BODINIER et al. 1990, KELEMEN et al. 1990, 1992, TAKAHASHI 1992, ARAI & ABE 1995, EDWARDS & MALPAS 1995). Έτσι, σύμφωνα με τους BAI et al. (1993) και ZHOU et al. (1995) μια ανάλογη ζώνωση από δουνίτη-χαρτσβουργίτη-λερζόλιθο σε έκταση από λίγα εκατοστά μέχρι αρκετά μέτρα παρατηρήθηκε στο Θιβέτ γύρω από πολλούς χρωμιτικούς λοβούς.



Σχ. 8.6. Σχηματικό μοντέλο ερμηνείας του τρόπου σχηματισμού πλούσιων σε Cr (αριστερά) και πλούσιων σε Al (δεξιά) χρωμιτικών κοιτασμάτων με τη διεργασία της αλληλοεπίδρασης τήγματος/πετρώματος στον άνω μανδύα (κατά τους Zhou et al. 1994, από MΠANTH 2002).

Η μερική τήξη, που έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία του μητρικού βασαλτικού μάγματος από το οποίο αποβάλλεται ο χρωμίτης, μπορεί να συμβαίνει σε διαφορετικό βαθμό. Σε κάθε περίπτωση η σύσταση αυτού του μάγματος είναι διαφορετική και κατά συνέπεια μπορεί να δώσει χρωμίτες με μεγάλες διαφορές στη σύσταση. Έτσι μπορεί να έχουμε λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη με υψηλό Cr (Cr # >60) ή υψηλό Al (Cr# 40-60).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Με βάση τα παραπάνω οι δουνίτες και οι έντονα εκπλυμένοι χαρτσβουργίτες θα έπρεπε να συνδέονται μόνο με χρωμίτες πλούσιους σε Cr. Αντίθετα, οι λιγότερο εκπλυμένοι λερζόλιθοι ή χαρτσβουργίτες που προέρχονται από τήγματα, που σχηματίστηκαν από χαμηλότερου βαθμού μερική τήξη, θα πρέπει να συνδέονται με χρωμίτες πλούσιους σε Al, πράγμα που έχει παρατηρηθεί σε αρκετές περιπτώσεις (LEBLANC & VIOLETTE 1983, HOCK et al. 1986, LEBLANC & TIMAGOULT 1989, GERVILLA & LEBLANC 1990, BAI et al. 1993).

Στο μοντέλο των ZHOU et al. (1994), (Σχ. 8.6), γίνεται αποδεκτό ότι το μάγμα που προκύπτει από την υψηλότερου βαθμού μερική τήξη χαρτσβουργίτη, ανέρχεται στον άνω μανδύα και αντιδρά με το χαρτσβουργίτη. Οι ορθοπυρόξενοι του πετρώματος μπορεί να τήκονται ολοκληρωτικά και να σχηματίζουν υπολειμματικό δουνιτικό φλοιό. Το προϊόν της τήξης αναμειγνύεται με το μάγμα που ανέρχεται και αποβάλλονται χρωμίτες πλούσιοι σε Cr (Σχ. 8.6).

Αν όμως έχουμε μερική τήξη χαμηλότερου βαθμού με υπόλειμμα κλινοπυροξενούχου χαρτσβουργίτη ή εκχυμωμένου λερζόλιθου το μάγμα, καθώς ανέρχεται αντιδρά και πάλι με το περιβάλλον πέτρωμα, αλλά με διαφορετικό αποτέλεσμα. Οι πυρόξενοι (ορθο- και κλινοπυρόξενοι) τήκονται ολοκληρωτικά όταν έρχονται σε άμεση επαφή με το μάγμα και το αποτέλεσμα της τήξης τους είναι ο σχηματισμός δουνιτικού φλοιού. Σε όχι τόσο άμεση επαφή όμως, μόνο οι κλινοπυρόξενοι μπορούν να τήκονται και έτσι δημιουργείται ένας φλοιός χαρτσβουργίτη που διαβαθμίζεται στο λερζόλιθο ξενιστή. Το νέο αυτό τήγμα αναμειγνύεται με το ανερχόμενο και έτσι έχουμε τη δημιουργία πλούσιων σε Al χρωμιτών όπως φαίνεται στο Σχ. 8.6.

Αν όμως έχουμε μερική τήξη χαμηλότερου βαθμού με υπόλειμμα κλινοπυροξενούχου χαρτσβουργίτη ή εκχυμωμένου λερζόλιθου το μάγμα καθώς ανέρχεται αντιδρά και πάλι με το περιβάλλον πέτρωμα, αλλά με διαφορετικό αποτέλεσμα. Οι πυρόξενοι (ορθο- και κλινοπυρόξενοι) τήκονται ολοκληρωτικά όταν έρχονται σε άμεση επαφή με το μάγμα και το αποτέλεσμα της τήξης τους είναι ο σχηματισμός δουνιτικού φλοιού. Σε όχι τόσο άμεση επαφή όμως, μόνο οι κλινοπυρόξενοι μπορούν να τήκονται και έτσι δημιουργείται ένας φλοιός χαρτσβουργίτη που διαβαθμίζεται στο λερζόλιθο ξενιστή. Το νέο αυτό τήγμα αναμειγνύεται με το ανερχόμενο και έτσι έχουμε τη δημιουργία πλούσιων σε Al χρωμιτών όπως φαίνεται στο Σχ. 8.7.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχ. 8.7. Σχηματικό διάγραμμα της σχέσης μεταξύ γεωτεκτονικού περιβάλλοντος και γένεσης λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη. Σε νησιωτικά τόξα ή οπισθοτοξικές λεκάνες τα νεοσχηματιζόμενα μάγματα αντιδρούν με παλιούς μανδυακούς περιδοτίτες με αποτέλεσμα τη δημιουργία χρωμιτιτών υψηλού-Cr και υψηλού-Al αντίστοιχα. Σε ώριμα κέντρα επέκτασης, τα νεοσχηματιζόμενα μάγματα είναι σε ισορροπία με τους περιδοτίτες της νέας λιθόσφαιρας και δε δημιουργούνται κοιτάσματα χρωμιτών (κατά τους Zhou and Robinson 1997, από MΠΑΝΤΗ 2002).

8.2. ΣΧΕΣΗ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΚΑΙ ΧΗΜΙΣΜΟΥ ΤΟΥ ΧΡΩΜΙΤΗ

Για να κατανοήσουμε τη δημιουργία των κοιτασμάτων χρωμίτη Αλπικού τύπου αλλά και για την ερμηνεία της σύστασής τους είναι πολύ σημαντικό να γνωρίζουμε τις διεργασίες γένεσης του μητρικού βασαλτικού μάγματος, της ανόδου, της κρυστάλλωσηςκαι της διαφοροποίησής του, καθώς και το γεωτεκτονικό περιβάλλον όπου συμβαίνουν αυτά.

Οι οφειολιθικές σειρές συναντώνται σε πολλά μέρη και παρουσιάζουν μεγάλη δομική και πετρολογική ποικιλία, κάτι που αποδίδεται στα διαφορετικά γεωδυναμικά περιβάλλοντα

σχηματισμού τους (DIJKSTRA et al. 2001). Ο συνολικός κύκλος που καλύπτουν (Wilson cycle), περιλαμβάνει από λεκάνες διάρρηξης (rift basins), προς μεσοωκεάνιες ράχες (ocean ridges) μέχρι οπισθοτοξικές λεκάνες (back arc basins) (π.χ. COLEMAN 1984, BOUDIER & NICOLAS 1985, BONATTI & MICHAEL 1989, NICOLAS 1989, KEPEZHINSKAS et al. 1993, ARAI & MATSUKAGE 1998, NIU 2004, HATTORI & GUILLOT 2007, SAUMUR et al. 2010, 2011, SAUMUR & HATTORI 2013).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το οφειολιθικό μανδυακό υλικό θεωρείται υπόλειμμα μερικής τήξης και η μελέτη της σύστασής του μπορεί να μας δώσει πληροφορίες σχετικά με το μαγματικό και τεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού. Έτσι σήμερα πιστεύουμε ότι οι χαρτσβουργιτικές μανδυακές συστάσεις είναι αποτέλεσμα υψηλού βαθμού μερικής τήξης και απομάκρυνσης μάγματος και γίνεται σε περιβάλλον ταχείας επέκτασης, ενώ οι λερζολιθικές μανδυακές συστάσεις είναι αποτέλεσμα χαμηλότερου βαθμού μερικής τήξης που γίνεται σε περιβάλλον βραδείας επέκτασης ή διάρρηξης (BOUDIER & NICOLAS 1985, NICOLAS 1986, 1989, CONSTANTIN 1999, NICOLAS et al. 1999).

Το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού μιας οφειολιθικής σειράς είναι σημαντικό για την ερμηνεία της σύστασης και των χαρακτηριστικών του υπολειμματικού μανδύα που παραμένει μετά τη μερική τήξη (NEARY & BROWN 1979, DICK & BULLEN 1984, BONATTI & MICHAEL 1989), αλλά έχει μεγάλη σημασία και για την παρουσία ή μη, μεταλλοφορίας χρωμίτη στα υπερβασικά μέλη της σειράς (PEARCE et al. 1984, ROBERTS 1988, PAKTUNC 1990).

Η χημική σύσταση του χρωμίτη έχει άμεση σχέση με τη σύσταση του μητρικού βασαλτικού μάγματος αν και μικρές μεταβολές στη σύσταση μπορεί να σημαίνουν διαφορές στη θερμοκρασία, στην ολική πίεση (P_T) και στη μερική πίεση οξυγόνου (fO₂) (IRVINE 1967, HILL & ROEDER 1974, DICK & BULLEN 1984, ROEDER & REYNOLDS 1991, ARAI 1992, BARNES 1998, BARNES & ROEDER 2001, ARAI et al. 2006, ZHOU et al. 2005).

Η σύσταση του μάγματος καθορίζεται λοιπόν από το βαθμό μερικής τήξης, αφενός και αφετέρου από το είδος του μανδυακού περιδοτίτη, δηλ. αν είναι χαρτσβουργίτης ή λερζόλιθος, από τη σύστασή του, αν είναι εκπλυμένος ή όχι, και κατά συνέπεια από το βάθος στο οποίο δημιουργείται (ZHOU et al. 2005, OKAMURA et al. 2006, UYSAL et al. 2007, 2012)

Οι σπινελλιούχοι λερζόλιθοι θεωρούνται το πέτρωμα που ανταποκρίνεται στο υλικό του άνω μανδύα (MAALOE & AOKI 1977, JAGOUTZ et al. 1979, FREY et al. 1985, MORGAN 1986). Αποτέλεσμα αυτής της μερικής τήξης είναι η δημιουργία του εκπλυμένου ή εκχυμωμένου (depleted) ή υπολειμματικού (residual) περιδοτίτη.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα περισσότερα πρωτογενή βασαλτικά μάγματα είναι αποτέλεσμα της μερικής τήξης περιδοτίτη σε βάθος 50-150 Km στον άνω μανδύα. Κατά την άνοδό τους προς το φλοιό η σύστασή τους αλλάζει λόγω υβριδισμού, αφομοίωσης, αλληλεπίδρασης εύτηκτου μανδύα – μάγματος και κυρίως λόγω διαφοροποίησης ως αποτέλεσμα της κλασματικής κρυστάλλωσης που οφείλεται στην ελάττωση της θερμοκρασίας και της πίεσης (DICKEY 1975, WYLLIE 1979, LEBLANC 1995, MALPAS et al. 1997).

Πολλές πληροφορίες σε ό,τι αφορά τη σύσταση του μάγματος από μερική τήξη μανδυακού υλικού δίνει η πειραματική πετρογραφία. Έτσι ο RINGWOOD (1975,1982) χρησιμοποιεί συνθετικό περιδοτίτη που τον ονομάζει πυρολίτη (pyrolite). Σύμφωνα με τα πειράματα που έκανε ο GREEN (1976), είναι δυνατή η λήψη διαφορετικής σύστασης βασαλτικού μάγματος, ανάλογα με τη θερμοκρασία και την πίεση. Έτσι, πειράματα μερικής τήξης σε P = 1Kbar δίνουν τήγμα με σύσταση χαλαζιακού θολεϊτη, σε P=9Kbar ολιβινικού θολεϊτη με υψηλή περιεκτικότητα σε Al και σε P=13-18 Kbar αλκαλικού ολιβινικού βασάλτη με δυνητικό νεφελίνη (GREEN & RINGWOOD 1967, DUNCAN & GREEN 1980), ενώ σε P=30-40 Kbar τα τήγματα είναι πικριτικής σύστασης με MgO μέχρι 22% (TAKAHASHI & SCARFE 1985, TAKAHASHI 1992). Αρκετά θερμοδυναμικά μοντέλα τήξης προσπαθούν να ερμηνεύσουν πειραματικά τον τρόπο, το βάθος γένεσης και τη σύσταση του μανδύα (McKENZIE 1984, JOHNSON et al. 1990, LANGMUIR et al. 1992, KINZLER 1997, ASIMOW & STOLPER 1999, ASIMOW et al. 2001).

Ιδιαίτερης σημασίας για την ερμηνεία της γένεσης των χρωμιτών είναι η συμμπεριφορά των δομικών συστατικών τους στη διαδικασία τήξης-κρυστάλλωσης.

Κατά τη διάρκεια της μερικής τήξης ή της κλασματικής κρυστάλλωσης τα κύρια συστατικά του σπινελλίου συμπεριφέρονται διαφορετικά. Έτσι, σύμφωνα με τους JAQUES & GREEN (1980), TINDLE & PEARCE (1983), BARNES et al. (1985), PAKTUNC & CABRI (1995) τα Cr, Mg μπαίνουν στο στερεό, ενώ το Al μένει στο τήγμα. Ακόμη σύμφωνα με τους DICK & BULLEN (1984), η συμμετοχή των Mg, Fe^{+2} , στο σπινέλλιο και στα πυριτικά ορυκτά έχει άμεση σχέση με τη θερμοκρασία, ενώ ο λόγος Fe^2/Fe^{+3} είναι πολύ ευαίσθητος στην fO₂.

Όπως διαπιστώθηκε από πειράματα σε φυσικούς ή τεχνητούς περιδοτίτες ο βαθμός τήξης, εκτός από τη θερμοκρασία και την πίεση, επηρεάζεται θετικά από την εισαγωγή νερού ή και πλούσιων σε CO₂ ρευστών (KUSHIRO 1974).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η διαφορετική συμπεριφορά των Al, Cr στη μερική τήξη φαίνεται, τόσο στο χημισμό των χρωμιτών όσο και στο είδος του πετρώματος ξενιστή. Έτσι, χρωμίτες πλούσιοι σε Cr είναι αποτέλεσμα κρυστάλλωσης μαγμάτων που προέκυψαν από υψηλού βαθμού μερική τήξη και συνδέονται με δουνίτες και ιδιαίτερα χαρτσβουργίτες δηλ. με έντονα εκπλυμένους μανδυακούς περιδοτίτες. Αντίθετα, χρωμίτες με υψηλή περιεκτικότητα σε Al σχετίζονται με μάγματα που προέκυψαν από μικρότερου βαθμού μερική τήξη και συνδέονται με χαρτσβουργίτες και λερζόλιθους λιγότερο εκπλυμένους (LEBLANC & VIOLETTE 1983, ARAI 1992, BAI et al. 1993).

Ο χρωμίτης είναι από τα πρώτα ορυκτά που αποβάλλονται σε πιέσεις 5-10 Kbar κατά τη διεργασία της κλασματικής κρυστάλλωσης ενός βασαλτικού μάγματος (Arculus and Osborn 1976, από STOWE 1987). Πολλοί ερευνητές όπως οι IRVINE (1965,1967,1977), THAYER (1970), EVANS & FROST (1975), DICK (1977), FISK & BENCE (1980), BONATTI & MICHAEL (1989), ROEDER & REYNOLDS (1991), SACK & GHIORSO (1991), ARAI (1992), LEBLANC (1995), ARAI (1997), MALPAS et al. (1997), χρησιμοποιούν τη χημική σύσταση του χρωμίτη ως πετρογενετικό εργαλείο για τον καθορισμό της σύστασης του μητρικού μάγματος, ή/και για τον προσδιορισμό της θερμοκρασίας και της fO₂ κατά τη διάρκεια της κρυστάλλωσής του (IRVINE 1967, HILL & ROEDER 1974, ROEDER & REYNOLDS 1991). Ακόμη, οι DICK & BULLEN (1984), PEARCE et al. (1984), BONATTI & MICHAEL (1989), KEPEZHINSKAS et al. (1993), ZHOU & ROBINSON (1997), ARIF & JAN (2006), AHMED et al. (2012), έχουν χρησιμοποιήσει τη χημική σύσταση του χρωμίτη, ως δείκτη του παλαιο-γεωτεκτονικού περιβάλλοντος σχηματισμού του μητρικού μάγματος.

To γεγονός ότι οι σπινέλλιοι είναι ανθεκτικοί σε χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση αυξάνει τη χρησιμότητα των σπινελλίων για τις παραπάνω εκτιμήσεις (DICK & BULLEN 1984, YANG & SECCOMBE 1993, VUOLLO et al. 1995, CANDIA & GASPAR 1997, BARNES 2000, ANGELI et al. 2001, MELLINI et al. 2005, FARAHAT 2008, SANSONE et al. 2012).

Κατά τη διάρκεια της ψύξης η εξισορρόπηση των σπινελλίων με τα πυριτικά ορυκτά επηρεάζει τη χημεία τους (IRVINE 1967, ARAI 1980, OZAWA 1985, ROEDER & CAMPBELL 1985, AUGE 1987, HEBERT & LAURENT 1990, CHRISTODOULOU &

MICHAILIDIS 1990, VAN der VEEN & MAASKANT 1995, PELTONEN 1995, FILIPPIDIS 1997) με πιο συνηθισμένη την ανταλλαγή Mg/Fe⁺² μεταξύ ολιβίνη, πυρόξενου-σπινέλλιου που προκαλεί στο σπινέλλιο αύξηση του λόγου Fe⁺² /(Mg + Fe⁺²) (IRVINE 1965, 1967, LEHMANN 1983, ROEDER & REYNOLDS 1991). Ακόμη, οι τιμές Cr# και Fe⁺³# μπορεί να επηρεάζονται μερικές φορές από επανεξισορρόπηση (WILSON 1982, HATTON & von GRUENEWALDT 1985, WOODLAND et al. 1992, RAMPONE et al. 1993, BEDARD 1997, ROLLINSON et al. 2012).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το Cr είναι δύστηκτο στοιχείο και όσο μεγαλύτερος θα είναι ο βαθμός τήξης τόσο περισσότερο Cr θα μπει στο τήγμα που προκύπτει (JAQUES & GREEN 1980, TINDLE & PEARCE 1983, ROBERTS et al. 1988). Όμως η παρουσία χρωμιούχου σπινέλλιου στον υπολειμματικό περιδοτίτη φανερώνει ότι και εκτεταμένη μερική τήξη αφήνει ποσότητα Cr σε στερεή φάση (DICKEY & YODER 1972, JAQUES & GREEN 1980,) και άρα ο βαθμός της μερικής τήξης θα πρέπει να αντανακλάται στις τιμές Cr# και αντίστροφα.

Οι DICK & BULLEN (1984), εξέτασαν χρωμιούχους σπινέλλιους σε αβυσσειακούς βασάλτες και σπινελλιούχους περιδοτίτες από πολλές περιοχές κατά μήκος μεσοωκεάνιων ράχεων και συνέκριναν τη μεταβολή στο χημισμό με αντίστοιχους Αλπικού τύπου οφειόλιθους. Στη συνέχεια χρησιμοποιώντας τις τιμές Cr# των σπινελλίων σε Αλπικού τύπου περιδοτίτες κατέταξαν τα πετρώματα αυτά σε τρεις ομάδες:

α) Τύπου Ι περιδοτίτες, που περιέχουν σπινέλλιους με Cr#<0.60

β) Τύπου ΙΙΙ περιδοτίτες, που περιέχουν σπινέλλιους με Cr#>0.60

 γ) Τύπου ΙΙ περιδοτίτες, που περιέχουν σπινέλλιους των οποίων η σύσταση καλύπτει τα πεδία των δύο προηγούμενων ομάδων.

Οι αβυσσειακοί σπινελλιούχοι περιδοτίτες αποτελούνται σε ποσοστό 70% από χαρτσβουργίτες και λερζόλιθους. Οι χαρτσβουργίτες είναι φτωχοί σε διοψίδιο, ενώ οι λερζόλιθοι πλούσιοι σε διοψίδιο, και ορυκτολογικά καθώς και πετρογραφικά μοιάζουν με τους Αλπικού τύπου χαρτσβουργίτες και λερζόλιθους (MIYASHIRO et al. 1969, BONATTI et al. 1970, NICOLAS et al. 1980, DICK & FISHER 1984).

Επειδή οι σπινέλλιοι των αβυσσειακών περιδοτιτών είναι αποκλειστικά σύστασης Ι και οι αντίστοιχοι Αλπικού τύπου περιδοτίτες των οφειολίθων θα αντιπροσωπεύουν ωκεάνια λιθόσφαιρα που δημιουργείται σε μεσοωκεάνιες ράχες. Ο βαθμός μερικής τήξης που έχουν υποστεί είναι αρκετά περιορισμένος και σχεδόν κάτω από άνυδρες συνθήκες ώστε να μην έχουν υπερβεί το πεδίο σύστασης 4 φάσεων (OL+EN+DI+SP)+τήγμα (OL=ολιβίνης, EN=ενστατίτης, DI=διοψίδιος, SP=σπινέλλιος).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Για τους περιδοτίτες τύπου ΙΙΙ, τα μόνα σύγχρονα γεωτεκτονικά περιβάλλοντα γένεσης είναι αυτά που συνδέονται με ηφαιστειακό τόξο όπως π.χ. της ΝΑ Αλάσκα, ηπειρωτικές στρωματόμορφες διεισδύσεις ή ωκεάνια πλατώ. Οι περιδοτίτες αυτού του τύπου περιλαμβάνουν χαρτσβουργίτη και δουνίτη πλούσιο σε ενστατίτη. Ο βαθμός μερικής τήξης που έχουν υποστεί ξεπερνά τα όρια του πεδίου 4 φάσεων και είναι μέσα στο πεδίο των 3 φάσεων (OL+EN+SP)+ τήγμα.

Ο υψηλός βαθμός τήξης που παρατηρείται στον τύπο αυτό δεν δικαιολογεί ένα περιβάλλον όπως αυτό κάτω από μεσοωκεάνια ράχη. Έτσι οι DICK & BULLEN (1984), βασισμένοι στη δυνατότητα συμμετοχής νερού στη γένεση του μάγματος σε οπισθοτοξικές λεκάνες και νησιωτικά τόξα και στην πιθανότητα της εισόδου νερού στο μανδύα σε μια ζώνη υποβύθισης (PEARCE et al. 1984, ROBERTS 1988, ZHOU et al. 1996, ZHOU & ROBINSON 1997, GONZÁLEZ-HIMÉNEZ et al. 2011, DERBYSHIRE et al. 2013), θεωρούν την είσοδο νερού στο μανδύα σε μια ζώνη υποβύθισης την καλύτερη εξήγηση για τον υψηλό βαθμό τήξης. Η είσοδος του νερού στο μανδύα κάνει τον πυρόξενο να τήκεται με πιο γρήγορο ρυθμό και την τήξη να συνεχίζεται σε χαμηλότερες θερμοκρασίες από αυτές που υπάρχουν στις σχετικά άνυδρες συνθήκες που πιστεύεται ότι επικρατούν στο μανδύα κάτω από μια μεσοωκεάνια ράχη.

Η σύσταση του μάγματος που δημιουργείται σε καταδυόμενες ζώνες κατά μήκος ηπειρωτικών περιθωρίων και νησιωτικών τόξων βασίζεται, σύμφωνα με τους OXBURGH & TURCOTTE (1976), στην αύξηση της θερμοκρασίας που δέχεται η βυθιζόμενη λιθόσφαιρα. Αυτή μεταφέρει θερμότητα στην υπερκείμενη ασθενόσφαιρα με αποτέλεσμα τη δημιουργία οπισθοτοξικής επέκτασης (Σχ. 7.7). Η κατάδυση πετρωμάτων που περιέχουν τάλκη, αμφιβόλους, μαρμαρυγίες και σερπεντίνη έχει ως συνέπεια την ελάττωση της θερμοκρασίας τήξης λόγω εισαγωγής μεγάλης ποσότητας νερού στην υπερκείμενη μανδυακή σφήνα.

Έτσι, σύμφωνα με τους RINGWOOD (1974), PEARCE et al. (1984) και ROBERTS (1988), το μάγμα δημιουργείται από μερική τήξη της καταδυόμενης πλάκας αλλά και του υπερκείμενου ασθενοσφαιρικού μανδύα και ανεβαίνει κατά μήκος του ηφαιστειακού τόξου κάπου 100–150 Km πίσω από την τάφρο. Η παρουσία ρευστών εγκλεισμάτων και ένυδρων πυριτικών ορυκτών στο χρωμίτη είναι τέλος απόδειξη της σημαντικής παρουσίας του νερού και των πλούσιων σε K₂O ρευστών που υπάρχουν στο τήγμα που προκύπτει κάτω από αυτές τις συνθήκες (JOHAN et al. 1983, LORAND & COTTIN 1989, McELDUFF & STUMPFL 1991). Η περιεκτικότητα των μαγμάτων σε SiO₂ θα ποικίλλει ανάλογα με το βάθος που γίνεται η τήξη. Σύμφωνα με τους GREEN (1976) και RINGWOOD (1982), κοντά στην τάφρο και στις οπισθοτοξικές λεκάνες οι λάβες είναι θολεϊτικές και σε ώριμα τόξα ασβεσταλκαλικές.

Έτσι, γίνεται αποδεκτό ότι οι Αλπικού τύπου περιδοτίτες που φιλοξενούν πλούσιους σε Cr χρωμίτες είναι οπισθοτοξικοί οφειόλιθοι δηλ. αντιπροσωπεύουν ωκεάνιο φλοιό περιθωριακών λεκανών (DICK et al. 1984, DICK & BULLEN 1984, ZHOU & ROBINSON 1994, 1997).

Οι ZHOU & ROBINSON (1994, 1997), πιστεύουν ότι η σύσταση και η παρουσία λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη συνδέεται με δύο περιβάλλοντα (Σχ. 8.7).

α) νησιώτικο τόξο όπου έχουμε υψηλότερο βαθμό τήξης λόγω μεγαλύτερης ποσότητας
ρευστών και δημιουργία πλούσιων σε Cr κοιτασμάτων χρωμίτη

β) γεννώμενο κέντρο επέκτασης όπως είναι οι οπισθοτόξικες λεκάνες όπου έχουμε μικρότερο βαθμό τήξης λόγω μικρότερης ποσότητας ρευστών και πλούσια σε Al κοιτάσματα χρωμίτη.

Λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη δεν αναμένονται σε ώριμα κέντρα επέκτασης όπως είναι οι μεσοωκεάνιες ράχες.

Ένα τέτοιο περιβάλλον πάνω από ζώνη υποβύθισης SSZ: (suprasubduction zone) έχει προταθεί για τη γένεση των οφειολιθικών συμπλεγμάτων όπως της Κύπρου (MIYASHIRO 1973a, ROBINSON et al. 1983), ή του Βούρινου (BECCALUVA et al. 1984, MOORES et al. 1984, ECONOMOU et al. 1999).

Σύμφωνα με τους KEPEZHINSKAS et al. (1993), πιθανές περιπτώσεις προέλευσης οφειολίθων σε SSZ θεωρούνται γενικότερα οι εξής:

- γεννώμενο τόξο (HEBERT & LAURENT 1990)
- ηφαιστειακό τόξο (MENZIES et al. 1980)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- ενδοτοξική ζώνη επέκτασης (LEITCH 1984)
- εμπροσθοτοξική λεκάνη (TAYLOR et al. 1992)

Τέλος, ο τύπος ΙΙ έχει σύνθετη προέλευση, όπως σχηματισμός νησιωτικού τόξου σε ωκεάνιο φλοιό με αποτέλεσμα μεγάλες διακυμάνσεις στο βαθμό τήξης σε μικρές σχετικά αποστάσεις.

8.3. ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΕΝΑΡΞΗΣ ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗΣ ΤΟΥ ΧΡΩΜΙΤΗ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η αποβολή του χρωμίτη κατά τη διάρκεια της κλασματικής κρυστάλλωσης έχει μελετηθεί πειραματικά (Carmichael et al. 1974, Irvine 1979, Yoder 1979, από τον YODER 1979). Όμως, η περιεκτικότητα του βασαλτικού μάγματος σε Cr είναι πολύ χαμηλή, (π.χ. MURCK & CAMPBELL 1986, ROEDER & REYNOLDS 1991, CAMPBELL & MURCK 1993), -αυτό έχει σχέση με το βαθμό μερικής τήξης του μανδύα- και συνεπώς η ποσότητα του χρωμίτη που μπορεί να σχηματιστεί πριν από την κρυστάλλωση των πυριτικών ορυκτών είναι μικρή. Έτσι, μια κανονική κρυστάλλωση χρωμίτη μπορεί να εξηγήσει μόνο τη μορφή διάσπαρτου μεταλλεύματος σε δουνίτη, ενώ για την ερμηνεία των μεγάλων και συμπαγών χρωμιτικών σωμάτων απαιτείται άλλη γενετική ερμηνεία (IRVINE & SHARPE 1986).

Το ότι η συγκέντρωση των κρυστάλλων του χρωμίτη γίνεται με τη διεργασία του βαρυτομετρικού διαχωρισμού είναι αποδεκτό, λόγω της χαρακτηριστικής σωρειτικής υφής που παρουσιάζει. Το πρόβλημα είναι, τι προκαλεί την έναρξη αθρόας αποβολής του χρωμίτη από ένα βασαλτικό μάγμα και πού οφείλεται η δημιουργία μόνο-ορυκτολογικών χρωμιτικών στρωμάτων σε εναλλαγή με τα πυριτικά ορυκτά. Για την ερμηνεία των παραπάνω έχουν προταθεί διάφοροι μηχανισμοί που βασίζονται κυρίως στη μελέτη κοιτασμάτων χρωμίτη σε στρωματόμορφες διεισδύσεις γιατί εκεί απουσιάζουν τα έντονα φαινόμενα παραμόρφωσης που συναντάμε στα λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη. Οι μηχανισμοί αυτοί είναι:

1. Μεταβολές στην fO₂, (ULMER 1969, HILL & ROEDER 1974, FISK & BENCE 1980, RIVALENTI et al. 1981, JOHAN et al. 1982, WILSON 1982, MURCK & CAMPBELL 1986).

Στα περισσότερα μάγματα η fO₂ κυμαίνεται μεταξύ -2 και -20 ανάλογα με τη διαθεσιμότητα σε H₂O, H₂, CH₄, CO₂. Αν το σύστημα είναι ανοικτό και υπάρχει διαφυγή πτητικών, τότε η fO₂ ελαττώνεται κατά τη διάρκεια της κρυστάλλωσης, ενώ προσθήκη H₂O, CO₂ στο μάγμα από τα γειτονικά πετρώματα μπορεί να προκαλέσει σύμφωνα με τον ULMER (1969), απότομη αύξηση της fO₂.

Ο τρόπος δράσης της fO₂ καθορίζεται από τη θερμοκρασία του μάγματος και μπορεί να καθορίζει και το είδος του σπινέλλιου που θα προκύψει. Για ορισμένα μάγματα η τιμή της fO₂ είναι ο σημαντικότερος παράγοντας για τον καθορισμό της σύστασης του χρωμιούχου σπινέλλιου κατά την ψύξη. Έτσι, σε T=1300°C και fO₂=-9 έως -21 είναι σταθεροί οι Alσπινέλλιος (MgAl₂O₄) και πικροχρωμίτης (MgCr₂O₄), ενώ σε fO₂ μεταξύ -7 και -9 σταθερός είναι ο πιο σιδηρούχος χρωμίτης [(Mg,Fe)Cr₂O₄]. Έτσι, κατά την κρυστάλλωση του χρωμίτη αρχικά παρατηρούνται συστάσεις κοντά στην ακμή Al (τριγωνικό πρίσμα σύστασης Stevens), που τείνουν αρχικά προς την ακμή Cr και στη συνέχεια προς την ακμή Fe⁺³. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, την ελάττωση του λόγου Cr/Fe (STOWE 1987).

Η περιεκτικότητα σε Fe⁺³ αυξάνει με την ελάττωση της θερμοκρασίας και την αύξηση της fO₂. Σύμφωνα με τους HILL & ROEDER (1974) με την αύξηση της fO₂ παρατηρείται μεγάλη ελάττωση σε Cr₂O₃, μικρότερη ελάττωση σε Al₂O₃ και μεγάλη αύξηση σε Fe₂O₃ και Mg# στο σπινέλλιο που αποβάλλεται στους 1200°C από βασαλτικό μάγμα. Η κλασματική κρυστάλλωση χρωμίτη και ολιβίνη μπορεί να εμπλουτίσει το τήγμα σε H₂O, O₂ και Fe και Al σε σχέση με τα Cr και Mg με αποτέλεσμα η τάση μεταβολής του χρωμίτη να είναι ελάττωση σε Cr#, Mg# με ταυτόχρονη αύξηση σε Fe⁺³. Έτσι εξηγείται και η διαφορά ως προς την περιεκτικότητα του χρωμίτη σε Fe₂O₃, ανάμεσα στα στρωματόμορφα και στα λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη, όπως αναφέρουν οι THAYER (1964, 1970) και IRVINE (1967).

2. Ελάττωση της ολικής πίεσης (P_T)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σύμφωνα με τον CAMERON (1980), διακυμάνσεις στην ολική πίεση στο σύστημα έχουν ως αποτέλεσμα μεταβολή στη θέση της συντηκτικής γραμμής πυριτικών ορυκτών και χρωμίτη. Έτσι αν μέσα από ρήγματα που υπάρχουν στην οροφή του μαγματικού θαλάμου υπάρξει διαφυγή πτητικών τότε έχουμε ελάττωση της P_T κι' αυτή η ελάττωση είναι η αρχή της αποβολής του χρωμίτη. Σύμφωνα με τους DICK & BULLEN (1984) και AUGE (1987), η περιεκτικότητα του χρωμίτη σε Al, εξαρτάται τόσο από την περιεκτικότητα του τήγματος σε Al, όσο και από την πίεση κατά την κρυστάλλωση. Πλούσιοι σε Cr σπινέλλιοι κρυσταλλώνονται σε χαμηλές P_T (1-5 Kb), ενώ πλούσιοι σε Al σπινέλλιοι μπορεί να κρυσταλλωθούν σε υψηλές P_T (10-15Kb) ή από μάγματα εμπλουτισμένα σε Al και ίσως σε Mg όπως πειραματικά έχουν αποδείξει οι FISK & BENCE (1980), JAQUES & GREEN (1980).

3. Ανάμειξη ρευστών και υπερκορεσμός σε Cr

Ο IRVINE (1977, 1980) για να ερμηνεύσει τη γένεση των στρωμάτων χρωμίτη σε στρωματόμορφα κοιτάσματα, όπου ο χρωμίτης αποβάλλεται από τήγματα κορεσμένα σε Cr, περιέγραψε το μηχανισμό μίξης ενός μη διαφοροποιημένου μάγματος (πλούσιου σε Mg και πικριτικής θολεϊτικής σύστασης) με ένα πιο εξελιγμένο ισοδύναμο τήγμα (θολεϊτικής σύστασης και πλούσιο σε Al). Σε συστήματα που φέρουν Cr όπως MgO-Cr₂O₃-SiO₂ έστω και πολύ μικρή ποσότητα Cr₂O₃ έχει ως αποτέλεσμα τον κορεσμό των πυριτικών ρευστών με σπινελλιούχο φάση και υπάρχει μια μεγάλη περιοχή πρωτογενούς φάσης σπινελλίου όπου ακόμη και σε τήγματα που περιέχουν μόνο 0.1% Cr₂O₃, επικρατεί το πεδίο σταθερότητας του χρωμίτη, (DICKEY & YODER 1972, MUAN 1975). Η ανάμειξη μαγμάτων έχει ως αποτέλεσμα ένα τήγμα υβριδικής μέσης σύστασης που οδηγεί την κρυστάλλωση από τη συντηκτική γραμμή στο πεδίο του χρωμίτη (Σχ. 8.8).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχ. 8.8. Διάγραμμα φάσεων στο σύστημα: ολιβίνης (Ol) - χαλαζίας (Q) - χρωμίτης (Chr) για την ερμηνεία της γένεσης των στρωματόμορφου τύπου κοιτασμάτων, σύμφωνα με τον Irvine (1977, από MΠΑΝΤΗ 2002).

Η ανάμειξη ενός πρωτογενούς τήγματος πλούσιου σε Mg πάνω στη συντηκτική γραμμή ολιβίνη-χρωμίτη (τήγματος A), με ένα διαφοροποιημένο βασαλτικό τήγμα με σύσταση που εμπίπτει στο πεδίο του ορθοπυρόξενου (τήγμα B), μπορεί σύμφωνα με τον IRVINE (1977), να δώσει γένεση σε ένα υβριδικό μάγμα σύστασης X που βρίσκεται στο πεδίο του χρωμίτη. Η ανάμειξη δύο κορεσμένων ή σχεδόν κορεσμένων σε χρωμίτη μαγμάτων διαφορετικής θερμοκρασίας, λόγω της κοίλης προς τα πάνω καμπύλης διαλυτότητας τοποθετεί το μείγμα που προκύπτει πάνω από την καμπύλη κορεσμού. Επειδή αυτή η γραμμή ανάμειξης εκτείνεται μέσα στο πεδίο του χρωμίτη μία κρυστάλλωση από το σημείο X και μετά θα δίνει μόνο χρωμίτη και έτσι θα δημιουργηθεί ένα στρώμα χρωμιτίτη. Αν προστεθεί μικρή ποσότητα από το τήγμα B τότε η πορεία κρυστάλλωσης χρωμίτη μετακινείται πάνω στη συντηκτική στο Y και τότε αποβάλλονται μαζί ολιβίνης και χρωμίτης.

Αν προστεθεί μεγάλη ποσότητα από το τήγμα Β η κρυστάλλωση χρωμίτη οδηγεί τη σύσταση προς το πεδίου του ορθοπυρόξενου, με αποτέλεσμα τη δημιουργία στρώματος ορθοπυρόξενου κάτι αρκετά συνηθισμένο στις στρωματόμορφες διεισδύσεις. Έτσι σχηματίζεται χρωμίτης ενώ η σύσταση του τήγματος επανέρχεται στη συντηκτική. Αυτή η επανάληψη της περιοδικής μείξης εξηγεί την εναλλαγή στρωμάτων πυριτικών και χρωμίτη στα στρωματόμορφα κοιτάσματα κάτι που επιβεβαιώθηκε και πειραματικά, (π.χ. SHARPE & IRVINE 1983, IRVINE & SHARPE 1986, MURCK & CAMPBELL 1986, ROEDER & REYNOLDS 1991, CAMPBELL & MURCK 1993).

4. Αλληλεπίδραση τήγματος/πετρώματος

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Άλλοι ερευνητές όπως οι ARAI (1992), ARAI & YURIMOTO (1994), ZHOU et al. 1994), ARAI & ABE (1995), ZHOU & ROBINSON (1997), ARAI & MATSUKAGE (1998), πιστεύουν ότι τα λοβόμορφα κοιτάσματα είναι το αποτέλεσμα αλληλεπίδρασης τήγματος/πετρώματος που έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός τροποποιημένου τήγματος από το οποίο αποβάλλεται ο χρωμίτης.

Οι ZHOU et al. (1994) δέχονται ότι ο τρόπος δημιουργίας των λοβόμορφων κοιτασμάτων είναι κάτι ανάλογο με αυτό που πρότεινε ο IRVINE (1977), για τα στρωματόμορφα, αλλά δέχονται ότι η αλλαγή στη σύσταση του τήγματος από το οποίο αποβάλλεται ο χρωμίτης οφείλεται, όχι στον υβριδισμό των δύο τηγμάτων, αλλά στην αντίδραση ανερχόμενου τήγματος / πετρώματος. Έτσι, το ανερχόμενο πρωτογενές βασαλτικό μάγμα που δημιουργείται από τη μερική τήξη του άνω μανδύα (τήγμα A), αντιδρά με τον περιδοτίτη ξενιστή, διαλύει πυρόξενους (κλινο- ή ορθο-) και αφήνει υπόλειμμα ολιβίνη (δουνιτικός φλοιός) (Σχ. 8.9).



Σχ. 8.9. Διάγραμμα φάσεων στο σύστημα: ολιβίνης (Ol)- χαλαζίας (Q) - χρωμίτης (Chr) (IRVINE 1977) για την ερμηνεία της γένεσης των λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη σύμφωνα, με τους Zhou et al. (1994, από MΠΑΝΤΗ 2002).

Η διάλυση του ορθοπυρόξενου δημιουργεί ένα τήγμα περισσότερο μπονινιτικό και με μικρότερο λόγο Mg/Si. Έτσι, σύμφωνα με τους FISK (1986), KELEMEN et al. (1992), ARAI & ABE (1995), προκύπτει ένα δευτερογενές τήγμα σχετικά εμπλουτισμένο σε SiO₂ και Al₂O₃ και εκπλυμένο σε MgO. Η αποβολή του ολιβίνη αρχίζει ανάλογα με τη σύσταση του πρωτογενούς μάγματος. Η αποβολή του χρωμίτη γίνεται από ένα υβριδικό τήγμα που δημιουργείται από την ανάμειξη του ανερχόμενου πρωτογενούς μάγματος με το δευτερογενές που προήλθε από τη διάσπαση του ορθοπυρόξενου. Η ποσότητα του χρωμίτη που μπορεί να αποβληθεί καθορίζεται από το βαθμό αλληλεπίδρασης τήγματος/πετρώματος. Η κρυστάλλωση ακολουθώντας τη γραμμή Α-Χ (Σχ.8.9) οδηγείται μέσα στο πεδίο του χρωμίτη. Η αποβολή και η συγκέντρωση του χρωμίτη θα έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός σώματος χρωμίτη, ενώ το τήγμα θα ξαναγυρίζει στη συντηκτική γραμμή ολιβίνη-χρωμίτη (Υ). Κάθε φορά λοιπόν που ένα νέο πρωτογενές μάγμα (Α), ανέρχεται και αναμειγνύεται με το προηγούμενο που έχει κλασματοποιηθεί (Υ), θα δημιουργείται ένα νέο μάγμα κατά μήκος της γραμμής ανάμειξης (Β), που θα βρίσκεται μέσα στο πεδίο του χρωμίτη. Αυτή η αντίδραση τήγματος/πετρώματος είναι τοπική και επειδή συμβαίνει σταδιακά έχει ως αποτέλεσμα το τήγμα που προκύπτει να εμφανίζει διάφορες συστάσεις. Όταν σταματήσει η αντίδραση, κάτι που συμβαίνει όταν υπάρξει ισορροπία ανάμεσα στο τήγμα και στο πέτρωμα, τότε ολιβίνης και χρωμίτης αποβάλλονται συντηκτικά και η αποβολή αυτή δίνει διάσπαρτο τύπο μεταλλεύματος.

Για να δημιουργηθεί κοίτασμα χρωμίτη με βάση αυτό το μοντέλο θα πρέπει:

Βιβλιοθήκη

α) Τα πρωτογενή τήγματα να μη βρίσκονται σε ισορροπία με τον περιδοτίτη για να υπάρχει αλληλεπίδραση. Σύμφωνα με τους ROBINSON et al. (1983) και CRAWFORD et al. (1989), αυτό συμβαίνει όταν τα πρωτογενή τήγματα και ο περιδοτίτης έχουν διαφορετική προέλευση ή είναι εκχυμωμένα αλλά σε διαφορετικό βαθμό.

β) Να είναι έντονη η αλληλεπίδραση, κάτι που συμβαίνει όχι σε μεγάλα βάθη όπου η άνοδος του τήγματος μέσα από τον περιδοτίτη είναι γρήγορη, αλλά σε μικρά βάθη όπου το τήγμα παραμένει στους θύλακες και έτσι έχει χρόνο να αντιδράσει.

γ) Ο πυρόξενος του μανδυακού πετρώματος να είναι αρκετά πλούσιος σε Cr.

δ) Να συμβεί καλή ανάμειξη του πρωτογενούς τήγματος με το εμπλουτισμένο σε Si και Cr δευτερογενές τήγμα που προέρχεται από τη διάσπαση του πυρόξενου.

Η σύσταση λοιπόν του κάθε τήγματος και ανάλογα η αποβολή συμπαγούς ή διάσπαρτου τύπου μεταλλεύματος είναι μία σύνθετη διαδικασία, ένας συνδυασμός αλληλεπίδρασης τήγματος/πετρώματος, κλασματικής αποβολής χρωμίτη και νέας προσθήκης μάγματος.

Ακόμη σύμφωνα με πειράματα των MATVEEV & BALLHAUS (2002), σε μη αναμείξιμα βασαλτικά τήγματα κορεσμένα σε ολιβίνη και χρωμίτη, ο ολιβίνης θα παραμείνει στο τήγμα, ενώ ο χρωμίτης θα συγκεντρωθεί στην στερεή φάση. Η κλασματοποίηση είναι φυσική και καθοδηγείται από τις διαφορετικές ιδιότητες διαβροχής των πυριτικών και των οξειδίων σε επαφή με το ρευστό και το τήγμα. Δεν είναι αναγκαίο να απομακρυνθεί ο ολιβίνης από το βασαλτικό τήγμα όπως προτείνει ο THAYER (1967), για να σχηματισθούν χρωμιτικές συγκεντρώσεις όπως στα λοβόμορφα κοιτάσματα. Για να σχηματισθούν λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη αρκεί ένα κορεσμένο σε ολιβίνη και χρωμίτη μανδυακό τήγμα πλούσιο σε νερό ώστε να ξεχωρίσει η υγρή φάση κατά το πέρασμα προς τον ανώτερο μανδύα. Το ιδανικό γεωδυναμικό περιβάλλον για το σχηματισμό λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη φαίνεται να είναι πάνω από περιοχές καταδυόμενης λιθόσφαιρας. (SSZ: supra-subduction zone). 8.4. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ ΧΡΩΜΙΤΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα κοιτάσματα χρωμίτη της περιοχής μελέτης παρουσιάζουν κοινά χαρακτηριστικά με εκείνα των πλούσιων σε Cr-λοβόμορφων ή οφειολιθικών ή Αλπικού-τύπου κοιτασμάτων, όπως αυτά έχουν περιγραφεί από διάφορους ερευνητές (π.χ., THAYER 1964, JACKSON & THAYER 1972, GREENBAUM 1977, BROWN 1980, LAGO et al. 1982, AUGE 1987, LEBLANC 1987, MALPAS & ROBINSON 1987, NICOLAS 1989, ROBERTS 1992, LEBLANC & CEULENEER 1992, ARAI & YURIMOTO 1994, ZHOU et al. 1996). Έτσι, τα χρωμιτοφόρα σώματα περιβάλλονται από δουνιτικό φλοιό και εγκλείονται σε χαρτσβουργίτη-τεκτονίτη, με τα παραπάνω πετρώματα να είναι πλήρως σερπεντινιωμένα. Η γεωχημεία των πετρωμάτων ξενιστών ταυτίζεται με αυτή των εκχυμωμένων περιδοτιτών και προσομοιάζει με αβυσσειακούς περιδοτίτες που παραμένουν μετά την αφαίρεση θολεϊτικού μάγματος (COLEMAN 1977, ARAI 1980, NICOLAS & PRINZHOFER 1983). Αυτό προκύπτει από:

α) τη μέση τιμή του λόγου MgO/(MgO+FeO)=0.84 των σεπεντινιτών που σύμφωνα με τον COLEMAN (1977) χαρακτηρίζει χαρτσβουργίτες ως πρωτόλιθους

β) την περιεκτικότητα σε $Al_2O_3=0.64$ (0.09-1.22%) και CaO=0.23 (0.12-1.44).

Αν συγκρίνουμε τις παραπάνω τιμές με τις αντίστοιχες από σπινελλιούχους χαρτσβουργίτες στο Finero της Β. Ιταλίας όπου οι τιμές είναι Al₂O₃=1.23±0.49% και CaO=1.28±0.43% και οι οποίοι θεωρούνται εκχυμωμένοι περιδοτίτες που έχουν παραμείνει από ~18% μερική τήξη πρωτογενούς μανδύα (HARTMANN & WEDEPOHL 1993) φαίνεται να προσομοιάζουν αρκετά ή και να είναι περισσότερο εκχυμωμένοι, αν θεωρήσουμε ότι τα στοιχεία αυτά και ειδικότερα το Ca, δεν έχουν μετακινηθεί κατά τη σερπεντινίωση

γ) τις τιμές Cr/(Cr+Al)=0.42 (0.31-0.63) των επουσιωδών χρωμιούχων σπινελλίων, που σύμφωνα με τους DICK & BULLEN (1984), χαρακτηρίζουν τους τύπου Ι ή «αβυσσειακούς» σπινελλιούχους περιδοτίτες οι οποίοι αποτελούν υπολείμματα μερικής τήξης μανδύα ή/και αφαίρεσης μάγματος.

Ο συμπαγής τύπος της μεταλλοφορίας σε μορφή λοβών αποτελεί γνώρισμα μόνο των λοβόμορφου τύπου κοιτασμάτων χρωμίτη (π.χ. THAYER 1969, GREENBAUM 1977, CASSARD et al. 1981, LEBLANC et al. 1981, AHMED 1982, LAGO et al. 1982, HOCK & FRIEDRICH 1985, MALPAS & ROBINSON 1987, LEBLANC & CEULENEER 1992, ROBERTS & NEARY 1993, GRAHAM et al.1996).

Η διατήρηση ορισμένων πρωτογενών μαγματικών υφών και κυρίως η επικράτηση της κατακλαστικής-μυλωνιτικής υφής.

Τα χημικά χαρακτηριστικά των χρωμιτών όπως:

α. η μεγάλη διακύμανση στις τιμές Cr#,

β. η αρνητική συσχέτιση ανάμεσα σε Cr# και Mg#

γ. η μέση τιμή FeO≤16%

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

δ. ο χαμηλός και σταθερός λόγος οξείδωσης όπως εκφράζεται από τις χαμηλές και σταθερές τιμές Fe⁺³#

ε. οι μικρές τιμές και η μικρή διακύμανση του λόγου ${\rm Fe}^{+2}/{\rm Mg}$

στ. η χαμηλή περιεκτικότητα σε TiO₂ (μέσος όρος 0.15%).

Οι χρωμίτες της περιοχής μελέτης προβάλλονται στο πεδίο σύστασης των Αλπικού τύπου κοιτασμάτων όπως αυτά καθορίστηκαν από διάφορους ερευνητές.

Η προσομοίωση του πεδίου σύστασης των χρωμιτών της περιοχής μελέτης με εκείνα γνωστών λοβόμορφων κοιτασμάτων όπως του Τρόοδους Κύπρου, του Βούρινου, της Πίνδου και της Χαλκιδικής. Η ερμηνεία της γένεσης των Αλπικού-τύπου κοιτασμάτων χρωμίτη και του γεωδυναμικού περιβάλλοντός τους είναι ιδιαίτερα δύσκολη, γιατί οι οφειολιθικές σειρές που φιλοξενούν τα κοιτάσματα αυτά, μπορεί να περιλαμβάνουν μέλη, διαφορετικού εξελικτικά γεωτεκτονικού περιβάλλοντος (π.χ., PEARCE 1982, PEARCE et al. 1984).

Τέτοιο περιβάλλον θεωρήθηκε το εκτατικό των μεσοωκεάνιων ράχεων με αργές συνθήκες απομάκρυνσης (π.χ., NICOLAS 1989, ARAI & MATSUKAI 1998), ή το περιβάλλον νησιωτικού τόξου ή οπισθοτοξικής λεκάνης (π.χ. PEARCE et al. 1984, ROBERTS 1988, ARAI & YURIMOTO 1994, ZHOU et al. 1994, MALPAS et al. 1997).

Ειδικότερα για την περιοχή μελέτης, η διατύπωση ενός γεωδυναμικού μοντέλου ερμηνείας της γένεσης των οφειολίθων και των κοιτασμάτων χρωμίτη γίνεται ακόμα δυσκολότερη λόγω:

α) της έντονης τεκτονικής παραμόρφωσης που έχουν υποστεί, τόσο τα πετρώματα ξενιστές όσο και τα χρωμιτοφόρα σώματα και που είναι αποτέλεσμα της λεπιοειδούς τεκτονικής που χαρακτηρίζει την περιοχή και

β) της ολοκληρωτικής σερπεντινίωσης των πετρωμάτων ξενιστών που σε συνδυασμό με την τεκτονική παραμόρφωση έχει τροποποιήσει ή καταστρέψει τις πρωτογενείς μαγματικές υφές.

Η ερμηνεία της γένεσης λοιπόν βασίζεται σε γεωχημικά δεδομένα σε συνδυασμό με τις πρόσφατες θεωρίες για τη γένεση των λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη.

Το μάγμα από το οποίο δημιουργήθηκαν τα βασικά πετρώματα της οφειολιθικής σειράς ήταν θολεϊτικής σύστασης-χαμηλού Κ, από μερική τήξη μανδυακού υλικού. Όσον αφορά το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού του μάγματος θα μπορούσε να είναι εκτατικό ή ηφαιστειακού τόξου σε περιοχή SSZ. Σ' αυτό συνηγορούν:

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

α) Οι τιμές των ιχνοστοιχείων των μεταβασικών πετρωμάτων προσομοιάζουν με τις
αντίστοιχες βασαλτών ηφαιστειακού τόξου (VAB), από χαμηλού Κ-θολεϊτικό μάγμα.

β) Από την προβολή των αναλύσεων των μεταβασικών πετρωμάτων σε διάφορα διακριτικά διαγράμματα, προέκυψε ότι το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού τους προσομοιάζει με περιβάλλον περιθωριακής λεκάνης-νησιωτικού τόξου, όπου η αποκλίνουσα ζώνη διάνοιξης βρίσκεται πάνω από καταδυόμενη ωκεάνια λιθόσφαιρα (SSZ). Έτσι επιβεβαιώνεται η άποψη άλλων ερευνητών (PEARCE 1980), ότι οι οφειόλιθοι της Α. Μεσογείου έχουν προκύψει, από μερική τήξη εκχυμωμένου μανδύα, όπου το μάγμα εμπλουτίστηκε σε στοιχεία που προέρχονται είτε από την υποκείμενη καταδυόμενη πλάκα, είτε σε γεωτεκτονικό περιβάλλον τόξου, είτε σε οπισθοτοξικό περιβάλλον. Σε τέτοια συστήματα κοντά στην τάφρο και στις οπισθοτοξικές λεκάνες οι λάβες είναι θολεϊτικές και γίνονται σταδιακά ασβεσταλκαλικές σε ώριμα τόξα.

γ) Η σύσταση των χρωμιτών αποτελεί αξιόπιστο πετρογενετικό δείκτη για το γεωτεκτονικό περιβάλλον σχηματισμού τους. Οι αναλλοίωτοι χρωμίτες του μεταλλεύματος της περιοχής μελέτης χαρακτηρίζονται από υψηλή τιμή σε Cr# μέσος όρος 75.15 (67.20-98.25), που σημαίνει κρυστάλλωση από μάγμα που προέκυψε από ψηλού βαθμού μερική τήξη, έντονα εκχυμωμένου μανδυακού υλικού. Τέτοιες συνθήκες μπορούν να δημιουργηθούν μόνο κάτω από γεννώμενο ηφαιστειακό τόξο, λόγω προσφοράς ρευστών από την καταδυόμενη πλάκα (DICK & BULLEN 1984, PEARCE et al. 1984, ROBERTS 1988, ZHOU et al. 1996, ZHOU & ROBINSON 1997). Αυτή η σύσταση ανταποκρίνεται σε κρυστάλλωση από μπονινιτικού τύπου μάγμα (KEPEZHINSKAS et al. 1993).

δ) Η ορυκτολογία των PGEs δείχνει κρυστάλλωση από μη κορεσμένο σε S μάγμα (NALDRETT & von GRUENEWALDT 1987), χαρακτηριστικό γνώρισμα μπονινιτικών τηγμάτων που δημιουργούνται από δεύτερου σταδίου τήξη (CHAMLYN et al. 1985, SUN et al. 1991, KEAYS 1995).

Έτσι το γεωτεκτονικό μοντέλο των ZHOU et al. (1994), για την ερμηνεία της γένεσης των λοβόμορφων κοιτασμάτων χρωμίτη μπορεί να ανταποκρίνεται και στην περίπτωση των χρωμιτικών κοιτασμάτων της περιοχής μελέτης. Α) Δημιουργία του πετρώματος ξενιστή (υπολειμματικός χαρτσβουργίτης), σε ώριμο κέντρο επέκτασης (μεσοωκεάνεια ράχη) με μερική τήξη και αφαίρεση θολεϊτικού τήγματος (μάγμα τύπου MORB), πιθανόν μέρους της του ευρύτερου ωκεάνιου λιθοσφαιρικού μανδύα της Νέο-Τηθύος.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

B) Ανάπτυξη ενός συστήματος γεννώμενου ηφαιστειακού τόξου πάνω από καταδυόμενη ζώνη σαν αποτέλεσμα ενδο-ωκεάνιας διάρρηξης και απώθησης.

Γ) Η προσφορά ρευστών από την καταδυόμενη πλάκα στην υπερκείμενη μανδυακή σφήνα έχει σαν αποτέλεσμα την γένεση τήγματος από υψηλού βαθμού μερική τήξη του ήδη εκχυμωμένου χαρτσβουργίτη.

Τα τήγματα αυτά ποικίλλουν ανάλογα με το βάθος δημιουργίας, το βαθμό μερικής τήξης αλλά και το χρόνο δημιουργίας, αφού μπορούν να γίνονται σε διάφορα στάδια και από προοδευτικά πιο εκχυμωμένο μανδύα κάθε φορά (ROBINSON et al. 1983, CRAWFORD et al. 1989).

Τα τήγματα αυτά διαχωρίζονται από τη μητρική μανδυακή πηγή και μέσα από διαρρήξεις και διακλάσεις ανέρχονται σ' ένα σύστημα πολλαπλών θαλάμων (LAGO et al. 1992). Σ' αυτούς τους θαλάμους γίνεται η κρυστάλλωση και η αποβολή του χρωμίτη κάτω από κατάλληλες φυσικοχημικές συνθήκες (T, P, fO₂), είτε με ανάμειξη τηγμάτων διαφορετικής σύστασης (IRVINE 1977), είτε σαν αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης τήγματος/πετρώματος (ZHOU et al. 1994).

Δ) Μέρος του τήγματος ανέρχεται σταδιακά, για να δώσει τα σωρειτικά και τα ηφαιστειακά πετρώματα της οφειολιθικής σειράς. Η κυκλοφορία του θαλάσσιου νερού στα πετρώματα προκάλεσε την υδροθερμική μεταμόρφωση των πετρωμάτων ξενιστών των χρωμιτικών σωμάτων και τα φαινόμενα εξαλλοίωσης του Cr καθώς και το σχηματισμό σιδηροχρωμίτη και Cr-χλωρίτη και ουβαροβίτη.

E) Κατά την τοποθέτηση των οφειολίθων στο ηπειρωτικό περιθώριο, και σαν αποτέλεσμα της λεπιοειδούς τεκτονικής έχουμε τα έντονα φαινόμενα παραμόρφωσης και κατάκλασης των χρωμιτών.
9. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΣΥΜΠΑΓΩΝ ΣΟΥΛΦΙΔΙΩΝ 9.1. ΓΕΝΙΚΑ

Ψηφιακή συλλογή

Τα κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων που συνδέονται με ηφαιστειότητα είναι μια σημαντική κατηγορία της γενικότερης ομάδας των κοιτασμάτων "συμπαγών σουλφιδίων" (massive sulfides). Αυτά τα κοιτάσματα ως γενετικός τύπος ήταν άγνωστα πριν από χρόνια. Στα τέλη του 1950 πάντως, αναγνωρίστηκαν ως μια ξεχωριστή ομάδα στρωματόμορφων κοιτασμάτων συμπαγών σουλφιδίων (KNIGHT 1957, OFTEDAHL 1958) και από το 1960 υπήρχε ήδη μια ξεκάθαρη εικόνα σχετικά με τα γενικότερα χαρακτηριστικά αυτής της ομάδας κοιτασμάτων (STANTON 1960, GILMOUR 1965, 1971,1976 ROSCOE 1965, SANGSTER 1972a, HUTCHINSON 1973a, SANGSTER & SCOTT 1976, SOLOMON 1976, SANGSTER 1972, KLAU & LARGE 1980).

Τα κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων είναι στρωματόμορφες ή φακοειδείς συγκεντρώσεις μεταλλικών ορυκτών που συνήθως αποτελούνται από τουλάχιστον 40% θειούχα ορυκτά, στα στρωματόμορφα μέρη τους (SANGSTER & SCOTT 1976). Κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων μπορούν να υπάρχουν σε σχεδόν κάθε τύπο πετρώματος, αν και τα ηφαιστειακά και πηλιτικάημιπηλιτικά πετρώματα είναι τα κατ' εξοχή πετρώματα ξενιστές. Τα κοιτάσματα αυτά περιέχουν σχεδόν πάντα σουλφίδια σιδήρου ως τα κύρια θειούχα ορυκτά με σφαλερίτη, χαλκοπυρίτη και γαληνίτη ως τα κύρια οικονομικά ορυκτά.

Στα κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων που συνδέονται με ηφαιστειότητα ανήκουν όχι μόνο εκείνα που βρίσκονται αποκλειστικά μέσα σε ηφαιστειακά στρώματα, αλλά επίσης και εκείνα που βρίσκονται σε ιζηματογενείς σχηματισμούς που σχηματίστηκαν μέσα σ' ένα περιβάλλον υποθαλάσσιας ηφαιστειότητας. Έχουν πάρει την ονομασία ηφαιστειογενή κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων (volcanic massive sulfide (VMS) deposits). Επίσης είναι γνωστά και ως ηφαιστειοιζηματογενή κοιτάσματα λόγω της σύνδεσης τους με τη διαδικασία της απόθεσης των ορυκτών συστατικών στο θαλάσσιο πυθμένα (LARGE 1992, HANNINGTON et al. 1996, GALLEY et al. 2007). Τα κοιτάσματα αυτά σχηματίζονται στο θαλάσσιο πυθμένα ή κοντά στο θαλάσσιο πυθμένα (εντός των υποκείμενων ηφαιστειακών πετρωμάτων) με αποβολή από θερμά μεταλλοφόρα υδροθερμικά ρευστά. Η κίνηση των ρευστών αυτών πραγματοποιείται από την παρουσία υποκείμενης πηγής θερμότητας. Για το λόγο αυτό και ταξινομούνται στην γενική κατηγορία των κοιτασμάτων υποθαλάσσιων αναθυμιάσεων (exhalative) (ECKSTRAND et al. 1996). Από άποψη δομής τα περισσότερα από αυτά αποτελούνται από δύο τμήματα: α) στρωματέγκλειστη (stratabound) συμπαγής μεταλλοφορία σουλφιδίων μορφής φακού ή σωρού ή πλακώδης, β) υποκείμενο σύστημα πλέγματος φλεβών (stockwork veins) και διάσπαρτης μεταλλοφορίας σουλφιδίων με χαλαζία μέσα στα υποκείμενα ηφαιστειακά πετρώματα, τα οποία παρουσιάζουν φαινόμενα εξαλλοιώσεων και αλλαγής της ορυκτολογικής τους σύστασης (HANNINGTON et al. 2003, GALLEY et al. 2007, GARUTI et al. 2008, ADAMIDES 2010, DERGACHEV et al. 2010). Το πλέγμα φλεβών αντιπροσωπεύει τα κανάλια τροφοδοσίας του θαλάσσιου πυθμένα με μεταλλοφόρα ρευστά.

Η διαίρεση των κοιτασμάτων συμπαγών σουλφιδίων σε ομάδες έχει γίνει με διάφορους τρόπους. Οι SANGSTER & SCOTT (1976) πρότειναν έναν διαχωρισμό σε τρεις τύπους με βάση το πετρολογικό περιβάλλον:

1. κοιτάσματα που συνδέονται με ηφαιστειακά πετρώματα

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

2. κοιτάσματα που συνδέονται με ιζηματογενή πετρώματα

3. κοιτάσματα που συνδέονται τόσο με ηφαιστειακά όσο και με ιζηματογενή πετρώματα.

Ο HUTCHINSON (1973a) πρότεινε έναν διαχωρισμό επίσης σε τρεις τύπους που βασίζεται πάνω σε πολλά και διαφορετικά κριτήρια όπως, είδος ηφαιστειότητας, γεωτεκτονικό περιβάλλον, συνοδά ιζήματα, είδος βασικών και ευγενών μετάλλων, ηλικία. Ως κύριο ορυκτό σε αυτούς είναι ο σιδηροπυρίτης. Οι τύποι αυτοί είναι οι εξής:

 I) Zn-Cu κοιτάσματα που έχουν πρωτοσχηματιστεί στο Αρχαϊκό και βρίσκονται μέσα σε ηφαιστειακά πετρώματα που διαφοροποιούνται από βασικά έως όξινα

 2) Pb-Zn-Cu-Ag που βρίσκονται τόσο σε ηφαιστειακά πετρώματα όσο και σε ηφαιστειακά ιζηματογενή στρώματα, Πρωτεροζωϊκής-Φανεροζωϊκής ηλικίας.

 Cu-Py κοιτάσματα που συνδέονται κύρια με βασικά ή και υπερβασικά πετρώματα, κυρίως Φανεροζωϊκής ηλικίας.

Το σύστημα ταξινόμησης του Hutchinson δεν ήταν καθαρά βασισμένο πάνω στην ορυκτολογική σύσταση αφού αυτός χρησιμοποίησε και το γεωτεκτονικό περιβάλλον για το διαχωρισμό.

Ο SAWKINS (1976) πρότεινε μία ταξινόμηση σε τέσσερις τύπους που βασίζονταν πάνω στα χαρακτηριστικά των κοιτασμάτων, περιλαμβάνοντας τη σύσταση και την τεκτονική τοποθέτηση (τύπος Kuroko, τύπος Cyprus, τύπος Besshi και τύπος Sullivan). Ο SOLOMON (1976) χρησιμοποίησε ως προσέγγιση για το διαχωρισμό τη σύσταση και χώρισε τα κοιτάσματα

που φιλοξενούνται μέσα σε ηφαιστειακά πετρώματα σε τρεις ομάδες: Zn-Pb-Cu, Zn-Cu και Cu χωρίς να χρησιμοποιήσει το γεωτεκτονικό περιβάλλον ως κριτήριο. Οι KLAU & LARGE (1980) διαχώρισαν τα κοιτάσματα σύμφωνα με τον τύπο και τη σύσταση των μητρικών πετρωμάτων σε τρεις ομάδες: α) βασικά ηφαιστειογενή, β) όξινα ηφαιστειογενή και γ) ιζηματογενή κοιτάσματα. Άλλες προτάσεις διαχωρισμού είναι των DIVI et al. (1979,1980) και LAMBERT & SATO (1974).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Γενικά ισχύουν δύο προσεγγίσεις για το διαχωρισμό των κοιτασμάτων: α) μια πετρογραφική προσέγγιση των μητρικών πετρωμάτων (SANGSTER & SCOTT 1976, SAWKINS 1976, KLAU & LARGE 1980) και β) μία προσέγγιση με βάση την ορυκτολογική-χημική σύσταση (HUTCHINSON 1973a, SOLOMON 1976). Οι BARRIE & HANNINGTON (1999) εισηγήθηκαν τη διάκρισή τους σε 5 κατηγορίες στηριζόμενοι στην επικρατούσα λιθολογία των πετρωμάτων ξενιστών που η γένεσή τους όμως έχει σχέση και με το γεωτεκτονικό περιβάλλον εκδήλωσης της ηφαιστειότητας. Οι ομάδες αυτές είναι:

α) κοιτάσματα όπου επικρατούν μαφικά πετρώματα (mafic associated- dominated)

β) κοιτάσματα όπου επικρατούν μαφικά πετρώματα αλλά αυτά φιλοξενούνται σε λευκοκρατικά (bimodal mafic)

γ) κοιτάσματα όπου επικρατούν τα λευκοκρατικά των μαφικών, (75%) σε λευκοκρατικά (bimodal felsic-mafic)

 δ) κοιτάσματα όπου επικρατούν πυριτιοκλαστικά και μαφικά, με ίσες περίπου αναλογίες (mafic-siliciclastic)

ε) κοιτάσματα όπου επικρατούν λευκοκρατικά και πυριτιοκλαστικά (felsic-siliciclastic)

Ιδιαίτερα χαρακτηριστική είναι η σύνδεση των κοιτασμάτων συμπαγών σουλφιδίων με οφειολιθικές σειρές. Έτσι, στο Semail, του Oman, τα κοιτάσματα συνδέονται με τμήμα της οφειολιθικής ζώνης της Τηθύος που αποτελείται από μια πλήρη ακολουθία πλουτωνιτών και ηφαιστειακών πετρωμάτων, τυπικών μιας οφειολιθικής σειράς. Σύμφωνα με τους COLEMAN et al. (1978) υπάρχουν περίπου 150 εμφανίσεις χαλκούχου συμπαγούς μεταλλοφορίας σουλφιδίων με τις μεγαλύτερες να εντοπίζονται στα ανώτερα στρώματα των μαξιλαροειδών λαβών (pillow lavas).

Οι ZUFFARDI (1977), FERRARIO & CARUTTI (1980) αναφέρουν 34 κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων που συνδέονται με τους Μεσοζωικούς οφειόλιθους της Ιταλίας, ενώ η

εξαλλοίωση των pillow λαβών που βρέθηκε στην περιοχή των κοιτασμάτων, περιγράφηκε από τους SPOONER & FYFE (1973) και SPOONER et al. (1977).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στην οφειολιθική σειρά της Τουρκίας, τα κοιτάσματα βρίσκονται στην περιοχή Ergani, σύμφωνα με τον BAMBA (1976). Η περιοχή Serano-Akeran στη Ρωσία και η περιοχή Zagros στο Ιράν περιέχουν επίσης εμφανίσεις συμπαγών σουλφιδίων (JANKOVIC 1980), όπως επίσης και οι περιοχές Notre-Dame Bay Newfoundland (BACHINSKI 1977) και Lokken στις Νορβηγικές Καληδονίδες (VOKES & GALE 1976, STEPHENS et al. 1979, VOKES 1980).

Τα πιο γνωστά όμως και καλύτερα μελετημένα κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων που συνδέονται με οφειόλιθους (mafic-dominated volcanogenic sulfide deposits) είναι της Κύπρου (BARRIE & HANNINGTON 1999, ADAMIDES 2010).

Η κύρια μάζα των οφειολίθων βρίσκεται στο Τρόοδος και θεωρείται τμήμα μεσο-ωκεάνιας ράχης σύμφωνα με τους GASS (1980), GASS & SMEWING (1973) αν και ο MIYASHIRO (1973) τη θεωρεί προϊόν νησιωτικού τόξου. Νεότερες απόψεις δέχονται ότι οι οφειόλιθοι του Τρόοδους έχουν σχηματιστεί σε μεσο-ωκεάνια ράχη πάνω από καταδυόμενη ζώνη (SSZ) και σε εμπροσθοτοξικό (fore-arc) τεκτονικό περιβάλλον (ROBINSON et al. 1993, 1996, GALLEY & KOSKI 1999).

Η μάζα της οφειολιθικής σειράς είναι ένα ελλειπτικό σώμα βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων που σχηματίστηκαν στο Κρητιδικό πριν από 91 Ma (MUKASA & LUDDEN 1987). Ο πυρήνας είναι τεκτονισμένος χαρτσβουργίτης, που περιβάλλεται από γάββρο και περιδοτίτη και σκεπάζεται από μία πολύ διαφοροποιημένη γαββρική-τροντγιεμιτική-τοναλιτική ζώνη. Πιο πάνω βρίσκεται το σύμπλεγμα πολλαπλών φλεβών, (sheeted dyke complex) που με τη σειρά του καλύπτεται από pillow λάβες (HUTCHINSON 1965, HUTCHINSON & SEARLE 1971, JOHNSON 1972, BEAR 1960,1963, CONSTANTINOU & COVETT 1972, GASS 1980, ROBERTSON & WOODCOCK 1980, CONSTANTINOU 1977, 1980, ADAMIDES 1980, 1984, 2010a, 2010β).

Η σειρά των pillow λαβών, σε διαφορετικά επίπεδα, περιέχει τα κοιτάσματα των συμπαγών σουλφιδίων. Αποτελείται από τρία μέρη, σύμφωνα με τον CONSTANTINOU (1977). Από πάνω καλύπτεται από ιζηματογενή πετρώματα που είναι σιδηρο-μαγγανιούχα, πλούσια σε σίδηρο (CONSTANTINOU & COVETTT 1973, ADAMIDES 1980). Η μελέτη της εξαλλοίωσης των πετρωμάτων έγινε από τους SPOONER & BRAY (1977), COVETT & PANTAZIS (1971), CHAPMAN & SPOONER (1979).

Τα κοιτάσματα αυτά είναι πλούσια σε Cu, με μικρότερες ποσότητες Zn, κυρίως στα περιφερειακά τμήματά τους (BARRIE & HANNINGTON 1999, GALLEY & KOSKI 1999, ADAMIDES 1984, 2010). Η ορυκτολογική τους σύσταση και η γένεσή τους έχουν συνδεθεί με διεργασίες που σήμερα συμβαίνουν στα ενεργά κέντρα επέκτασης των ωκεανών (μεσο-ωκεάνιες ράχες), όπως το East Pasific Rise και mid-Atlantic Ridge (OUDIN & KONSTANTINOU 1984, ADAMIDES 1987, HANNINGTON et al. 1998). Σε ένα τέτοιο περιβάλλον η σύγχρονη λειτουργία συστήματος υποθαλάσσιων μαύρων καμινάδων (black smokers) οδηγεί στην απόθεση των συγκεντρώσεων σουλφιδίων (SPIESSS et al. 1980, GALLEY et al. 2007, TIVEY 2007).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το πιο ενδιαφέρον στοιχείο γύρω από τη συμπεριφορά των στοιχείων των μετάλλων στα κοιτάσματα των συμπαγών σουλφιδίων αφορά στην κατανομή του μολύβδου. Ο μόλυβδος σχεδόν πάντα συνδέεται με όξινα πετρώματα και ποτέ με βασικά ή με οφειόλιθους που περιέχουν μόνο κοιτάσματα Cu±Zn-Py σύμφωνα με τους FRANKLIN et al. (1980).

9.2. ΓΕΝΙΚΕΣ ΑΠΟΨΕΙΣ ΓΙΑ ΤΑ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΣΟΥΛΦΙΔΙΩΝ ΠΟΥ ΣΥΝΔΕΟΝΤΑΙ ΜΕ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ

Σύμφωνα με τον HUTCHINSON (1973), τα κοιτάσματα σουλφιδίων που συνδέονται με υποθαλάσσια ηφαιστειότητα, μπορούν να περιγραφούν ως φακοειδή σώματα συμπαγούς σιδηροπυρίτη, που είναι σύμφωνα με τη στρώση του πετρώματος και που συχνά βρίσκονται πάνω από πυριτικά και πλούσια σε σίδηρο ιζηματογενή πετρώματα και που επικαλύπτονται από εξαλλοιωμένες λάβες εμπλουτισμένες με σουλφίδια, περιέχουν δε σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη, σφαλερίτη, γαληνίτη, χρυσό και άργυρο. Ο ANDERSON (1969) αναφέρει ακόμη μαγνητίτη, τετραεδρίτη, τενναντίτη και βορνίτη, ενώ παρατηρεί ότι τα σύνδρομα ορυκτά είναι κυρίως χαλαζίας και μερικές φορές ασβεστίτης, δολομίτης ή ανκερίτης. Τοπικά μπορεί να υπάρχουν σημαντικές ποσότητες χλωρίτη και σερικίτη και σπανιότερα βαρύτης και ανυδρίτης.

Όπως αναφέρθηκε και πιο πάνω τα ηφαιστειογενή κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων βασικών μετάλλων (base metal massive sulfide ore deposits), παρά τις ομοιότητές τους παρουσιάζουν σύμφωνα με τον HUTCHINSON (1973) και κάποιες διαφορές που επιτρέπουν τη διάκρισή τους σε τρεις τύπους: τον τύπο Zn-Cu, τον τύπο Pb-Zn-Cu-Ag και τον τύπο Cuσιδηροπυρίτη. Τα κοιτάσματα της περιοχής μελέτης ανήκουν στον τύπο όπου επικρατούν βασικά πετρώματα (mafic associated), και έχουν ονομαστεί και τύπου Κύπρου.

9.2.1. ΤΥΠΟΣ Zn-Cu

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα κοιτάσματα του τύπου αυτού είναι πλούσια σε Zn ή/και Cu. Μπορεί ακόμη να περιέχουν λίγο Pb και σχεδόν πάντα Au και Ag. Στην ορυκτολογική τους σύσταση συμμετέχουν, εκτός από χαλκοπυρίτη και σφαλερίτης, σιδηροπυρίτης, μαγνητοπυρίτης και μαγνητίτης.

Σύμφωνα με τον LARGE (1977), στα κοιτάσματα αυτά παρατηρούνται τρεις ζώνες μεταλλεύματος. Η πρώτη ζώνη εντοπίζεται στο κατώτερο τμήμα του μεταλλοφόρου σώματος και αποτελείται από χαλκοπυρίτη, μαγνητοπυρίτη και μαγνητίτη. Στο κύριο τμήμα του σώματος εντοπίζονται χαλκοπυρίτης και σφαλερίτης, ενώ στην κορυφή υπάρχουν σώματα σιδηροπυρίτη και σφαλερίτη.

Τα ηφαιστειακά πετρώματα που φιλοξενούν τα κοιτάσματα τέτοιου τύπου, έχουν σύσταση βασαλτική έως ρυολιθική και είναι ασβεσταλκαλικού, θολεϊτικού ή ενδιάμεσου τύπου (WILSON et al. 1965, BARAGAR 1968, BARAGAR & GOODWIN 1969, GOODWIN & RIDLER 1970). O HUTCHINSON (1973) αναφέρει ως πιο χαρακτηριστικά παραδείγματα αυτού του τύπου, τα κοιτάσματα στο Shield του Καναδά, που έχουν Αρχαϊκή ηλικία.

9.7.2.2. ΤΥΠΟΣ Pb-Zn-Cu-Ag

Τα κοιτάσματα αυτού του τύπου είναι πλούσια σε Pb και Zn, περιέχουν λίγο Cu και σημαντικές ποσότητες σε Ag. Τα ηφαιστειακά πετρώματα που συνδέονται με αυτό τον τύπο μεταλλοφορίας είναι πιο όξινα σε σχέση με τα πετρώματα που φιλοξενούν τα κοιτάσματα τύπου Zn-Cu. Σύμφωνα με τον MacALLISTER (1960), οι βασάλτες είναι συνήθως σπάνιοι, και κοντά στα κοιτάσματα επικρατούν λάβες ενδιάμεσης και όξινης σύστασης, ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα (SWANSON & BROWN 1962, TATSUMI et al. 1970, STRONG 1972). Χαρακτηριστικά παραδείγματα κοιτασμάτων του τύπου Pb-Zn-Cu-Ag βρίσκονται στο Sudbury Basin του Καναδά, στο East Shasta της Καλιφόρνια που έχουν Μεσοζωική ηλικία και στο Kuroko της Ιαπωνίας που έχουν Τριτογενή ηλικία.

Τα κοιτάσματα στο Kuroko της Ιαπωνίας θεωρούνται τα πιο αντιπροσωπευτικά αυτού του τύπου κοιτασμάτων. Χαρακτηρίζονται ως συμπαγή στρωματέγκλειστα, πολυμεταλλικά κοιτάσματα σουλφιδίων και θειικών ενώσεων (sulfates) και γενετικά συνδέονται με την όξινη υποθαλάσσια ηφαιστειότητα του Μειόκαινου στην Ιαπωνία (MATSUKUMA & HORIKOSHI 1970). Γεωλογικά ανήκουν σε μία ακολουθία που αποτελείται από ηφαιστειακά και ιζηματογενή πετρώματα, που σχηματίσθηκαν από υποθαλάσσιες εκρήξεις. Η ακολουθία αυτή ονομάζεται Green Tuff Region, επειδή τα ηφαιστειακά πετρώματα έχουν ένα χαρακτηριστικό πράσινο χρώμα, που οφείλεται στη διαγένεση και στις υδροθερμικές εξαλλοιώσεις.

Στα κοιτάσματα Kuroko που είναι πλούσια σε Au και Ag, έχει παρατηρηθεί μια σαφής κατακόρυφη στρωματογραφική ακολουθία του μεταλλεύματος. Τα κοιτάσματα αυτά διαιρούνται με βάση την ορυκτολογική τους σύσταση, σε έξι ζώνες: τη ζώνη γύψου, τη ζώνη Keiko (πυριτικό μετάλλευμα), τη ζώνη Oko (κίτρινο μετάλλευμα), τη ζώνη Kuroko (μαύρο μετάλλευμα), τη ζώνη βαρύτη και τη σιδηρούχο πυριτική ζώνη (TATSUMI 1970, ISHIHARA 1974, SHIMAZAKI 1974, LAMBERT & SATO 1974).

9.2.3. ΤΥΠΟΣ Сυ-ΣΙΔΗΡΟΠΥΡΙΤΗ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα ηφαιστειογενή κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων σε οφειολιθικά συμπλέγματα είναι συνδεδεμένα με βασαλτικού τύπου ηφαιστειακά πετρώματα. Δημιουργούνται σε συνθήκες ανάπτυξης ωκεάνιων λεκανών ως αποτέλεσμα διάρρηξης και επέκτασης στο θαλάσσιο πυθμένα. Χαρακτηρίζονται από την παρουσία χαλκούχου μεταλλεύματος που είναι πλούσιο σε Ni, Co και κατά θέσεις σε Mn και As (DERGACHEV et al. 2010).

Τα κοιτάσματα αυτά δεν περιέχουν σχεδόν καθόλου Pb, υπάρχει λίγος Zn, ενώ οι περιεκτικότητες σε Au είναι σημαντικά μεγαλύτερες από ότι σε Ag, σε σχέση με τα κοιτάσματα των άλλων τύπων. Τα συνοδά πυριγενή πετρώματα είναι βασικής έως υπερβασικής σύστασης και αποτελούν τμήμα μιας οφειολιθικής ακολουθίας. Παρατηρούνται φακοί από συμπαγές μετάλλευμα σιδηροπυρίτη-χαλκοπυρίτη σε σπιλιτιωμένες βασαλτικές μαξιλαροειδείς λάβες, οι οποίες σύμφωνα με τον BEAR (1960), αποτελούν προϊόντα υποθαλάσσιων εκχύσεων σε σχετικά ήρεμα βαθιά νερά. Σύμφωνα με τον CHASE (1969), παρόμοιες συνθήκες υπάρχουν σήμερα στα συστήματα μεσοωκεάνιων ράχεων. Σύμφωνα με τους GASS (1968) και SMITHERINGALE (1972), οι λάβες αυτές αποτελούν τους σημερινούς ωκεάνιους θολεΐτες. Τα όξινα ηφαιστειακά πετρώματα απουσιάζουν ή είναι σπάνια, ενώ τα παρεμβαλλόμενα ιζηματογενή πετρώματα καταλαμβάνουν ασήμαντο όγκο και αποτελούνται από πυριτικούς ραδιολαρίτες, καθώς και από σιδηρούχους και μαγγανιούχους σχηματισμούς (WILSON & INGHAM 1959, BEAR 1960). Τα

κλαστικά ή πυροκλαστικά στρώματα καταλαμβάνουν επίσης πολύ μικρή έκταση (CARLISLE 1963, BAILEY et al. 1967, SMITHERINGALE 1972).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ακόμη, διαφορά υπάρχει και ως προς το τεκτονικό περιβάλλον απόθεσης σε σχέση με τους άλλους δύο τύπους, όπου το μικρό συνήθως πάχος των λαβών της οφειολιθικής σειράς, σύμφωνα με τον GASS (1970), φανερώνει λέπτυνση και διάρρηξη φλοιού.

Τα κοιτάσματα αυτού του τύπου ανήκουν όλα στο Φανεροζωικό, με πιο παλιά στα Παλαιοζωικά οφειολιθικά συμπλέγματα, όπως αυτά στο New Foundland και με σημαντική ανάπτυξη στη Κύπρο που είναι Μεσοζωικής ηλικίας (HUTCHINSON 1973). Κοιτάσματα αυτού του τύπου σε Τριτογενή πετρώματα υπάρχουν στην περιοχή Ergani Maden της Τουρκίας (GRIFFITS et al. 1972). Ακόμη, τα πλούσια σε μέταλλα, κολλοειδούς μορφής καταβυθίσματα, που εντοπίσθηκαν στο βυθό της Ερυθράς Θάλασσας, πάνω από θερμές πηγές μπορούν να θεωρηθούν σύγχρονης γένεσης κοιτάσματα αυτού του τύπου (DEGENS & ROSS 1969).

Όπως αναφέρθηκε και πιο πάνω, τα κοιτάσματα χαλκούχου σιδηροπυρίτη της Κύπρου είναι από τα πιο χαρακτηριστικά του τύπου αυτού. Εντοπίζονται στην κορυφή της ηφαιστειακής σειράς του όρους Τρόοδος και σχετίζονται με βασαλτικές μαξιλαροειδείς λάβες, ηλικίας Κάτω Κρητιδικού. Σύμφωνα με τον CONSTANTINOU (1972), είναι τυπικό παράδειγμα κοιτάσματος σουλφιδίων που σχηματίστηκε σε μεσοωκεάνια ράχη. Η συμπαγής μεταλλοφορία καλύπτεται από μη μεταλλοφόρες βασικές λάβες, ενώ ανάμεσα στη μεταλλοφορία και στην ανώτερη ομάδα των μαξιλαροειδών λαβών παρεμβάλλονται οι ώχρες. Οι ώχρες σύμφωνα με τους CONSTANTINOU & GOVETT (1973) και CONSTANTINOU (1980), είναι ένα ίζημα πλούσιο σε Fe και φτωχό σε Mn με στρώσεις σουλφιδίων.

Η ορυκτολογική σύσταση της συμπαγούς μεταλλοφορίας αποτελείται σύμφωνα με τους CONSTANTINOU & GOVETT (1973), από σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη, σφαλερίτη, μαρκασίτη, μαγνητοπυρίτη, κοβελλίνη, χαλκοσίνη, βορνίτη, διγενίτη, ιδαΐτη, μακκιναβίτη, χαλαζία και ίασπι.

Κάτω από τη συμπαγή μεταλλοφορία υπάρχει μια ζώνη πλέγματος φλεβών (stockwork), που το ανώτερο τμήμα της αποτελείται από λατυποποιημένες λάβες, ενώ προς τα κατώτερα τμήματα της μεταλλοφορίας υπάρχουν μαξιλαροειδείς λάβες. Σύμφωνα με τον CONSTANTINOU (1980), η ορυκτολογική σύσταση της μεταλλοφορίας στη ζώνη πλέγματος φλεβών αποτελείται κυρίως από σιδηροπυρίτη, λίγο χαλκοπυρίτη και ελάχιστο σφαλερίτη με τη μορφή μικρών εγκλεισμάτων στο σιδηροπυρίτη. Τα κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων στην Κύπρο έχουν μελετηθεί γεωλογικά, ορυκτολογικά και γεωχημικά με κάθε λεπτομέρεια. Τα δεδομένα των μελετών αυτών έδειξαν ότι υπάρχει στενή γενετική σχέση ανάμεσα στα μεταλλοφόρα σώματα και στην υποκείμενη stockwork μεταλλοφορία. Αυτή φαίνεται να αντιπροσωπεύει τα κανάλια τροφοδοσίας υλικού προς την υπερκείμενη μεταλλοφόρο ζώνη (Σχ. 9.1).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχ. 9.1. Γενικευμένες γεωλογικές τομές ενός τυπικού κοιτάσματος συμπαγών σουλφιδίων τύπου Κύπρου που δείχνει την κατανομή διαφορετικών τύπων μεταλλοφορίας. Α. Σύστημα φλεβών και συμπαγούς μεταλλοφορίας στην Κύπρο που δείχνει τον τεκτονικό έλεγχο της ανόδου των υδροθερμικών διαλυμάτων. Β. Σχηματικό διάγραμμα που δείχνει την κατανομή των τύπων της μεταλλοφορίας στα κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων της Κύπρου και την κατανομή των υδροθερμικών εξαλλοιώσεων (HANNINGTON et al. 1998). Έτσι, τα μεταλλικά στοιχεία που συμμετέχουν στα μεταλλοφόρα σώματα, εντοπίζονται σε αυξημένες ποσότητες και στη ζώνη stockwork, κάτι που δείχνει προέλευση από βαθύτερα σημεία. Η πυριτική ζώνη με σουλφίδια που υπάρχει σε ορισμένα μεταλλοφόρα σώματα ανάμεσα στη συμπαγή μεταλλοφορία και στη ζώνη stockwork, σχηματίστηκε από διαλύματα πλούσια σε πυρίτιο στα θερμά σημεία του γεωθερμικού συστήματος.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τμήμα Γεωλογίας

9.3. ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΠΟΥ ΣΥΝΔΕΟΝΤΑΙ ΜΕ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ

Ο τρόπος και οι συνθήκες σχηματισμού των κοιτασμάτων που συνδέονται με υποθαλάσσια ηφαιστειότητα έχει απασχολήσει πολλούς συγγραφείς (π.χ. OFTEDAHL 1958, KINKEL 1966, WHITE 1968, ANDERSON 1969, FRANKLIN et al. 1981). Σήμερα είναι γενικά αποδεκτό (OHMOTO & RYE 1974, LARGE 1977, FRANKLIN et al. 1981, HUSTON et al. 2010, PIERCEY 2011), ότι τα κυκλοφορούντα θερμά νερά παίζουν σημαντικό ρόλο στο σχηματισμό των κοιτασμάτων αυτών. Έτσι, το θαλασσινό νερό, αλλά και το μαγματικό και το μετεωρικό νερό σε μικρότερο βαθμό, σχηματίζουν ένα σύστημα που κυκλοφορεί σε μεγάλα βάθη μέσα στα ηφαιστειακά πετρώματα διαμέσου των ρηγμάτων και των διαρρήξεων. Η κυκλοφορία αυτή έχει ως αποτέλεσμα την ελάττωση της οξειδωτικής κατάστασης του νερού, την αύξηση της θερμοκρασίας του και το σχηματισμό θερμών διαλυμάτων. Με τη δράση των διαλυμάτων αυτών εκπλύνονται από τα ηφαιστειακά πετρώματα μεταλλικά στοιχεία, όπως Fe, Cu, Zn, Pb, Au, Ag, που σχηματίζουν ενώσεις χλωριδίων. Στη συνέχεια τα μεταλλοφόρα αυτά διαλύματα ανεβαίνουν προς τα ανώτερα στρώματα και κάτω από κατάλληλες φυσικοχημικές συνθήκες, αποβάλλουν τα μεταλλικά στοιχεία με τη μορφή σουλφιδίων. Η ενέργεια που απαιτείται για να πραγματοποιηθεί η κυκλοφορία αυτή, πιθανόν να αποκτάται είτε από τη θέρμανση που παρατηρείται στις διαρρήξεις του ωκεάνιου φλοιού, είτε από τα μαγματικά σώματα που εξέρχονται στο θαλάσσιο περιβάλλον.

Ένα άλλο ερώτημα που απασχόλησε τους ερευνητές ήταν με ποια μορφή γίνεται η μεταφορά των μεταλλικών στοιχείων στα υδροθερμικά διαλύματα. Σύμφωνα με τους BARNES & CZAMANSKE (1967), FRANKLIN et al. (1981), τα μεταλλικά στοιχεία μεταφέρονται όχι με τη μορφή απλών μεταλλικών κατιόντων αλλά με τη μορφή συμπλόκων και μάλιστα τα πιο

συνηθισμένα σύμπλοκα των περισσότερων μετάλλων, στα αναμενόμενα πεδία φυσικοχημικών συνθηκών, γίνονται με το Cl⁻¹ ή με το HS⁻¹.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Όσον αφορά την απόθεση των ηφαιστειογενών κοιτασμάτων συμπαγών σουλφιδίων αυτή γίνεται σε υποθαλάσσιο περιβάλλον (ANDERSON 1969). Οι βασικές μαξιλαροειδείς λάβες, τα στρώματα πυριτικών σιδηρούχων σχηματισμών (ferruginus chert interbeds), και τα τοφφικά πετρώματα με διαβαθμισμένη στρώση αποτελούν δείκτες για ένα τέτοιο περιβάλλον.

Με την άνοδο του διαλύματος προς το θαλάσσιο πυθμένα, η θερμοκρασία ελαττώνεται και οι φυσικοχημικές συνθήκες μεταβάλλονται με αποτέλεσμα την απόθεση των σουλφιδίων. Σύμφωνα με τον LARGE (1977), οι φυσικοχημικές μεταβολές που επηρεάζουν τα υδροθερμικά διαλύματα, οφείλονται κυρίως στην αντίδραση των διαλυμάτων με το θαλασσινό νερό και σε μικρότερο βαθμό στην αντίδραση των διαλυμάτων με τα ηφαιστειακά πετρώματα. Έτσι, η μίξη των υδροθερμικών διαλυμάτων με το θαλάσσιο νερό έχει ως αποτέλεσμα την ελάττωση της θερμοκρασίας και την αύξηση των pH, fO₂ και ΣS (όπου ΣS=περιεκτικότητα του διαλύματος σε S). Οι παραπάνω μεταβολές ελέγχουν την απόθεση των ορυκτών του Fe, δηλαδή του σιδηροπυρίτη, μαγνητοπυρίτη, μαγνητίτη και αιματίτη. Η απόθεση του χαλκοπυρίτη, του σφαλερίτη και του γαληνίτη εξαρτάται από την αύξηση του pH και την ελάττωση της θερμοκρασίας. Η μεταβολή στην fO₂ δεν επηρεάζει τη διαλυτότητα του σφαλερίτη και του γαληνίτη, αλλά ελέγχει τη διαλυτότητα του χαλκοπυρίτη.

Και οι θερμοκρασίες απόθεσης όμως των σουλφιδίων έχουν αποτελέσει αντικείμενο μελέτης πολλών ερευνητών. Οι SAKAI & MATSUBAYA (1971), για τα κοιτάσματα Kuroko, με βάση τα ισότοπα οξυγόνου στο βαρύτη, υπολόγισαν ότι αυτός σχηματίσθηκε σε θερμοκρασίες 200° έως 250°C. Επίσης, η δ³⁴S που μετρήθηκε σε ζευγάρια χαλκοπυρίτη-σιδηροπυρίτη από τους OHMOTO & RYE (1974), για τα ίδια κοιτάσματα, έδειξε θερμοκρασίες 250° έως 300°C για τα κατώτερα στρώματα και 250°C για τα ανώτερα. Παρόμοιες θερμοκρασίες, δηλαδή 200° έως 250°C έδωσε και η μελέτη των ρευστών εγκλεισμάτων σε μεταλλοφορία σιδηροπυρίτη και σφαλερίτη από τους LAMBERT & SATO (1974). Σύμφωνα με τους SOLOMON & WALSHE (1979), η απόθεση του χαλκοπυρίτη μπορεί να γίνει σε θερμοκρασίες μέχρι περίπου 300°C, ενώ η απόθεση των σφαλερίτη και γαληνίτη στους 200° έως 250°C, δηλαδή σε λίγο χαμηλότερες θερμοκρασίες. Έχει αποδειχθεί ότι θερμά διαλύματα πλούσια σε άλατα, μπορούν να μεταφέρουν μεταλλικά στοιχεία σε θερμοκρασίες μεταξύ 100° και 300°C. Στις θερμοκρασίες αυτές σχηματίζονται τα κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων και οι μελέτες σε ρευστά εγκλείσματα από μη μεταμορφωμένα περιβάλλοντα το επιβεβαιώνουν. Έτσι οι SPOONER & BRAY (1977), στα κοιτάσματα χαλκούχου σιδηροπυρίτη της Κύπρου, έδειξαν ότι η ανώτερη θερμοκρασία σχηματισμού ήταν 300° έως 350°C και οι αλατότητες των διαλυμάτων από 2.7 έως 4% κ.β, ισοδ. NaCl. Ακόμη, οι SCOTT & BINNS (1993), σε σύγχρονα υδροθερμικά υποθαλάσσια κοιτάσματα στο Νοτιοδυτικό Ειρηνικό Ωκεανό, αναφέρουν ότι σχηματίζονται από υδροθερμικά διαλύματα που η θερμοκρασία τους κυμαίνεται από 270° έως 350°C με pH>3.6 και αλατότητες από 3.5 έως 6.4% κ.β ισοδ. NaCl.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

9.4. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΠΟΥ ΣΥΝΔΕΟΝΤΑΙ ΜΕ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

Μεταλλοφόρες εμφανίσεις που συνδέονται με υποθαλάσσια ηφαιστειότητα, έχουν εντοπιστεί στον ελληνικό χώρο. Οι περισσότερες βρίσκονται στη Θράκη και στην Ανατολική Μακεδονία και στερούνται οικονομικού ενδιαφέροντος.

Σύμφωνα με τους ARVANITIDIS & CONSTANTINIDIS (1989), FILLIPIDIS (1992), FILLIPIDIS et al. (1993) και ΧΑΤΖΗΚΥΡΚΟΥ (2003), μεταλλοφόρες εμφανίσεις που συνδέονται με την υποθαλάσσια ηφαιστειότητα του Παλαιοζωικού υπάρχουν στα μεταμορφωμένα πετρώματα της μάζας της Ροδόπης, στις περιοχές Αμπερντίν, Μπάικο (Fe, Cu), και Αισύμη (Fe, Zn, Cu, Pb), βόρεια της Αλεξανδρούπολης. Όσον αφορά την Περιροδοπική ζώνη της Θράκης, οι ASWORTH et al. (1988), NESBITT et al. (1988), αναφέρουν ότι στρωματέγκλειστες μεταλλοφορίες σουλφιδίων βασικών μετάλλων Μεσοζωικής ηλικίας εντοπίζονται στο Μικρό Δέρειο (Fe, Cu) και στο Έλβα (Fe, Cu). Οι εμφανίσεις στην Κίρκη (Fe, Zn, Pb) και Αισύμη (Pb,Cu, Zn, Ag), είναι μεταλλοφορίες που σχετίζονται με την Τριτογενή ηφαιστειότητα, σύμφωνα με τους BITZIOS (1973), ΚΑΤΙRTZOGLOU (1986), VAVELIDIS et al. (1989), MICHAILIDIS et al. (1989), ARVANITIDIS et al. (1989) και ΜΕΛΦΟΣ (1995).

Μικρής έκτασης αλλά σημαντική μεταλλοφορία συμπαγών σουλφιδίων τύπου Κύπρου που συνδέεται με υποθαλάσσια ηφαιστειότητα εντοπίζεται στη Ν. Πέτρα Ξυλαγανής του Ν. Ροδόπης. Σύμφωνα με τον ΜΕΛΦΟΣ (1995) η μεταλλοφορία αυτή, χρυσοφόρος στρωματέγκλειστη Fe-Cu(Zn-Pb) αποτελείται από σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη, μαγνητοπυρίτη, σφαλερίτη, γαληνίτη, τενναντίτη και χρυσό. Συνδέεται γενετικά με τα βασικά ηφαιστειακά πετρώματα, που σχηματίστηκαν το Μεσοζωικό, σε περιβάλλον υποθαλάσσιας ηφαιστειότητας, σε γεωτεκτονικό περιβάλλον υποθαλάσσιου τόξου και είναι μέλη οφειολιθικής σειράς.

Ηφαιστειακά κοιτάσματα σουλφιδίων έχουν εντοπιστεί και σε άλλες περιοχές της Ελλάδας, όπως στα νησιά του Αιγαίου, στην Ερμιόνη Αργολίδας και στη Λακωνία. Σύμφωνα με τον HAUCK (1988), στα νησιά Μήλος, Κίμωλος, Πολύεγος και Αντίμηλος, που ανήκουν στο ενεργό ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου, μέσα στα πυροκλαστικά του Πλειστόκαινου φιλοξενούνται πολλές μεταλλοφόρες εμφανίσεις που έχουν όλα τα χαρακτηριστικά των κοιτασμάτων τύπου Kuroko. Ακόμη σύμφωνα με τους VARNAVAS & PANAGOS (1989), στην Ερμιόνη Αργολίδας, μέσα στα μεσοζωικά βασικά πετρώματα εντοπίζονται στρωματέγκλειστες μεταλλοφορίες Fe, Cu τύπου Κύπρου. Ακόμη, σύμφωνα με τον ΣΚΑΡΠΕΛΗ (1982), στη νοτιοανατολική Πελοπόννησο, μέσα στα ηφαιστειακά πετρώματα των "στρωμάτων Τυρού" απαντούν μεταλλοφορίες συμπαγών θειούχων (Pb, Zn, Fe, Cu).

9.5. ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΕΣ ΠΟΥ ΣΥΝΔΕΟΝΤΑΙ ΜΕ ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΡΕΥΝΑΣ

9.5.1. ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΦΥΤΙΑΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το κοίτασμα Σαϊτόπετρα ή Σαρκόπετρα ή Ψαλιδάς της κοινότητας Φυτιάς, βρίσκεται σε υψόμετρο 305 m ανάμεσα στα χωριά Φυτιά και Τρίλοφο και σε απόσταση 1.5 km BA από τη Φυτιά, μέσα στην κοίτη του αβαθούς ρέματος Ψαλιδά το οποίο εκχύνεται στο ρέμα Τρανός Λάκκος.

Στο «Μεταλλείο» όπως ονομάζεται η εμφάνιση υπάρχουν ίχνη εξόρυξης από την εποχή του Μεσοπολέμου (LEPEZ 1929). Προσπάθεια διερεύνησης έγινε και μετά τον Β' Παγκόσμιο πόλεμο, ενώ το 1966-1967 έγινε έρευνα από τη ΓΕΜΕΕ με τέσσερις γεωτρήσεις συνολικού βάθους 310 m και γεωφυσική έρευνα με γεωμαγνητική μέθοδο από το IΓΕΥ (ΟΙΚΟΝΟΜΟΥ 1966).

Η μεταλλοφορία καλύπτεται από πυκνή βλάστηση και επιφανειακούς σχηματισμούς (Φωτ. 9.1α). Το μεταλλοφόρο σώμα ή η μεταλλοφόρος ζώνη έχει διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ και αναπτύσσεται κατά μήκος και κάτω από την κοίτη του ρέματος. Το άμεσο περιβάλλον αποτελείται από σερπεντινίτες και μεταδιαβάσες καταπονημένους και έντονα εξαλλοιωμένους. Τα γειτονικά πετρώματα είναι ιζηματογενή, φλυσχοειδούς τύπου, ψαμμίτες αργιλικοί σχιστόλιθοι, κροκαλολατυποπαγή και λεπτοπλακώδεις ασβεστόλιθοι πιθανόν Ανωκρητιδικοί.



Φωτ. 9.1. α. Φωτογραφία υπαίθριας εμφάνισης μεταλλεύματος συμπαγών σουλφιδίων με παλαιότερη εκμετάλλευση από την εποχή του Μεσοπολέμου στην περιοχή Φυτιάς. β. Μεταλλοφορία μαγνητοπυρίτη (po) και χαλκοπυρίτη (cpy) στην περιοχή Φυτιάς

Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της περιοχής είναι η έντονη τεκτονική και μάλιστα η λεπιοειδής τεκτονική. Η μεταλλοφορία φιλοξενείται μέσα στο μεταδιαβάση με μορφή πλέγματος φλεβών ή διάσπαρτη (LEPEZ 1929, GEORGALAS 1930, ΑΝΔΡΟΝΟΠΟΥΛΟΣ 1960). Η μεταλλοφορία αποτελείται από μαγνητοπυρίτη, χαλκοπυρίτη, σιδηροπυρίτη, σφαλερίτη, κοβαλτίνη, μπερθιερίτη, μαγνητίτη, χρωμίτη που έχει μετατραπεί τοπικά σε σιδηροχρωμίτη και δευτερογενή λειμωνίτη (Φωτ. 9.2.α-ε).

Ο χρωμίτης αποτελεί ορυκτό διαφορετικής γένεσης σε σχέση με τη θειούχο μεταλλοφορία. Πρόκειται για επουσιώδες ορυκτό του αρχικού υπερβασικού πετρώματος που φιλοξενείται στη νεότερη μεταλλοφορία και είναι υγρομαγματικής προέλευσης. Η χημική του σύσταση όπως θα αναφερθεί στη συνέχεια, είναι τελείως διαφορετική από εκείνη των χρωμιτιτών και των σερπεντινιτών. Ο χρωμίτης είναι τυπικά ιδιόμορφος, βρίσκεται μέσα σε μαγνητοπυρίτη είναι ισότροπος και αρκετά συχνά εξαλλοιώνεται περιμετρικά σε σιδηροχρωμίτη, είτε περιβάλλεται από μαγνητίτη που κατά θέσεις μπορεί να μετατρέπεται σε αιματίτη (μαρτιτίωση) (Φωτ. 9.2.α-ε).

Ο μαγνητοπυρίτης είναι το πιο άφθονο από όλα τα ορυκτά της παραγένεσης. Είναι τυπικά ροδοκαστάνινος και αναπτύσσεται σε κοκκώδη συσσωματώματα (Φωτ. 9.1.β). Σπανιότερα παρατηρήθηκε σε υπιδιόμορφους-ιδιόμορφους κρυστάλλους μέσα σε κοβαλτίνη (Φωτ. 9.3, 9.4) Εμφανίζει έντονη διπλοανακλαστικότητα και έντονη ανισοτροπία με καστανά και καστανοκόκκινα χρώματα. Τα παραπάνω φαινόμενα και ιδιαίτερα η διπλοανακλαστικότητα παρατηρούνται έντονα σε παρατήρηση με ελαιοκατάδυση. Σε αρκετές περιπτώσεις στους

μεγάλου μεγέθους κόκκους παρατηρείται με πολωτή και αναλυτή η ανάπτυξη παραμορφωμένων ελασμάτων πολυδυμίας, ως αποτέλεσμα πιέσεων κατά την ανακρυστάλλωση του ορυκτού.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

έωσρας



Φωτ. 9.2. Μικροφωτογραφίες, σε ανακλώμενο φως, μεταλλεύματος συμπαγών σουλφιδίων από την περιοχή της Φυτιάς.

α,β. Ιδιόμορφοι κρύσταλλοι χρωμίτη μέσα σε περιβάλλον μαγνητοπυρίτη (ΜΔΦ: 1 mm).

γ. Ζωνώδης κρύσταλλος χρωμίτη, λόγω εξαλλοίωσης περιμετρικά σε σιδηροχρωμίτη μαζί με μαγνητοπυρίτη και χαλκοπυρίτη (ΜΔΦ: 1 mm).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

δ. Ιδιόμορφοι κρύσταλλοι χρωμίτη σε σύμφυση με μαγνητίτη που μετατρέπεται τοπικά σε αιματίτη (μαρτιτίωση), μαζί με μαγνητοπυρίτη και χαλκοπυρίτη (ΜΔΦ: 1 mm).

ε. Κρύσταλλος χρωμίτη σε σύμφυση με μαγνητίτη που μετατρέπεται σε λειμωνίτη, μέσα σε μαγνητοπυρίτη, χαλκοπυρίτη και σφαλερίτη.

(Συμβολισμός: Chr=χρωμίτης, Fchr=σιδηροχρωμίτης, Chp=χαλκοπυρίτης, Po=μαγνητοπυρίτης, Mt=μαγνητίτης, Hem=αιματίτης, Sph=σφαλερίτης, Lim= λειμωνίτης)



Φωτ. 9.3.Μικροφωτογραφία σε ανακλώμενο φως, μεταλλεύματος συμπαγών σουλφιδίων από την περιοχή της Φυτιάς. Χαρακτηριστικοί ιδιόμορφοι κρύσταλλοι μαγνητοπυρίτη (Po) μέσα σε κοβαλτίνη (Cob), σε παραγένεση με χαλκοπυρίτη (Cpy) και σύνδρομο (Gg). Παρατήρηση σε ελαιοκατάδυση.

(Συμβολισμός: Ρο=μαγνητοπυρίτης, Cpy=χαλκοπυρίτης, Cob=κοβαλτίνης).

Ο σιδηροπυρίτης εμφανίζεται λευκός σε σχέση με τα υπόλοιπα ορυκτά της παραγένεσης, ιδιόμορφος, σκληρός και τυπικά ισότροπος (Φωτ. 9.4). Σε μερικές περιπτώσεις οι κρύσταλλοι του σιδηροπυρίτη εμφανίζονται με έντονη κατακλαστική υφή και οι διαρρήξεις πληρούνται κυρίως από χαλκοπυρίτη. Ο χαλκοπυρίτης εμφανίζεται με ακανόνιστο σχήμα. Συνήθως σχηματίζει μικρές σε έκταση ακανόνιστες μάζες σε στενή σύμφυση με το μαγνητοπυρίτη. Παρατηρούνται όμως κατά θέσεις και εκτετεμένες μορφές του χαλκοπυρίτη. Μπορεί επίσης να πληροί τα διάκενα κατακερματισμένων κρυστάλλων σιδηροπυρίτη. Παρουσιάζεται με τυπικό κίτρινο χρώμα και με πολωτή και αναλυτή γίνεται φανερή η ανισοτροπία του με πρασινοκίτρινακυανά χρώματα, ενώ ιδιαίτερα έντονη είναι η παρουσία πολυδυμίας με μορφή ελασμάτων. Μέσα στο χαλκοπυρίτη παρατηρούνται και αστερίσκοι σφαλερίτη που φανερώνουν ότι σε υψηλή θερμοκρασία (>250° C) είχαμε μεικτούς κρυστάλλους (στερεά διαλύματα) από CuFeS₂-FeS-ZnS-SnS. Με την πτώση της θερμοκρασίας και με ταυτόχρονη πτώση της πίεσης του θείου έχουμε την απόμειξη των ZnS-FeS με μορφή αστερίσκων σφαλερίτη (RAMDOHR 1968). Οι Nakano (1937, από RAMDOHR, 1968), RAMDOHR & LOHMANN (1968) και BORCHERT (1934) έδωσαν μια θερμοκρασία 550° C που είναι κατά 50° πιο υψηλή από τη θερμοκρασία των SOEN & PAULY (1967).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Εκτός από τα τα παραπάνω ορυκτά στην εμφάνιση της Φυτιάς έχει παρατηρηθεί και το ορυκτό μπερθιερίτης (FeSb₂S₄) ως εγκλείσματα πολύ μικρών διαστάσεων στο μαγνητοπυρίτη.



Φωτ. 9.4. Μικροφωτογραφία σε ανακλώμενο φως, μεταλλεύματος συμπαγών σουλφιδίων από την περιοχή της Φυτιάς. //Ν

Κατακλασμένος κρύσταλλος κοβαλτίνη (Cob) σε παραγένεση με σιδηροπυρίτη (Py) και μαγνητοπυρίτη (Po). Διακρίνεται η αντικατάστασή του αριστερά κάτω από μαγνητοπυρίτη. (Συμβολισμός: Cob=κοβαλτίνης, Po=μαγνητοπυρίτης, Py=σιδηροπυρίτης).

Ακόμη, σύμφωνα με τον RAMDOHR (1968), οι μεγαλύτεροι από τους αστερίσκους μπορεί να είναι σκελετώδεις σχηματισμοί που σχηματίστηκαν με ταυτόχρονη κρυστάλλωση. Οι αστερίσκοι σφαλερίτη αναφέρονται σε κοιτάσματα υψηλής θερμοκρασίας, κοιτάσματα επαφής, πηγματίτες, κοιτάσματα ψευδαργύρου και στα κοιτάσματα σουλφιδίων της Σκανδιναβίας. Κατά τον Starostin (1964, από τον RAMDOHR 1968), πλήρης ανάμειξη σφαλερίτη-χαλκοπυρίτη είναι πιθανή σε κοιτάσματα που περιέχονται σε διαβάσες και είναι πιθανόν αποτέλεσμα πολύ υψηλών θερμοκρασιών σε συνδυασμό με αρκετά υψηλή πίεση αλλά και γρήγορη ψύξη.

Ο σφαλερίτης αποτελεί επουσιώδες ορυκτό της μεταλλοφορίας και βρίσκεται με τη μορφή μικρών σε έκταση ακανόνιστων σωμάτων τόσο μέσα στο μαγνητοπυρίτη όσο κυρίως μέσα στο χαλκοπυρίτη (Φωτ. 9.2ε). Σε αρκετές περιπτώσεις ο σφαλερίτης περιέχει σταγονίδια χαλκοπυρίτη.

Ο κοβαλτίνης εμφανίζεται λευκός με ρόδινη χροιά, με μεγάλη σκληρότητα και με έντονη κατακλαστική υφή λόγω παραμόρφωσης. Σε μερικές περιπτώσεις η παρουσία κρυστάλλων μαγνητοπυρίτη σε αυτόν δημιουργεί ένα ποικιλτικό ιστό (Φωτ. 9.3, 9.4). Επίσης, είναι συχνή η μερική αντικατάστασή του από μαγνητοπυρίτη ή/και χαλκοπυρίτη (Φωτ. 9.3, 9.4).

9.5.2. ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΡΟΔΟΧΩΡΙΟΥ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η εμφάνιση βρίσκεται γύρω στο 1 km νότια από το Ροδοχώρι, στην όχθη μικρού αλλά ορμητικού ρέματος που χύνεται στο χείμαρρο Μέγα Ρέμα στη θέση "Αλλατσίδη Μύλος". Η εμφάνιση είναι δυσπρόσιτη γιατί κοντά της περνάει ο ορμητικός χείμαρρος.

Κοντά στην επιφάνεια βρίσκονται καταπονημένοι σερπεντινίτες και μεταδιαβάσες που καλύπτονται από κροκαλοπαγή, αργιλικούς σχιστόλιθους, ψαμμίτες και Ανωκρητιδικά αλλά και νεότερα ιζήματα.

Η μεταλλοφορία παρουσιάζει την τυπική παραγένεση των κοιτασμάτων Cu-FeS₂ και αποτελείται από σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη και σφαλερίτη, ενώ παρουσιάζει σαφή εικόνα ανακρυστάλλωσης των ορυκτών (Φωτ. 9.5.α-ζ και -σ). Ο σιδηροπυρίτης είναι κιτρινόλευκος, σκληρός με ιδιόμορφους έως αποστρογγυλωμένους κρυστάλλους, σε διάφορα μεγέθη και με σαφή περατωτικά όρια (Φωτ. 9.5α-ζ). Είναι το ορυκτό της παραγένεσης με τη μεγαλύτερη δύναμη κρυστάλλωσης.

259



Φώτ. 9.5. Μικροφωτογραφίες, σε ανακλώμενο φως, μεταλλεύματος συμπαγών σουλφιδίων, από την περιοχή Ροδοχωρίου, Νάουσα. Παρατήρηση //Ν.

α. Πολυγωνικά συσσωματώματα κρυστάλλων σιδηροπυρίτη (ΜΔΦ: 1 mm).

β-γ. Ιδιόμορφοι κρύσταλλοι σιδηροπυρίτη διαφορετικού μεγέθους μέσα σε συνδετική ύλη χαλκοπυρίτη (ΜΔΦ: 1 mm)

δ. Ιδιόμορφοι διαφορετικού μεγέθους κρύσταλλοι σιδηροπυρίτη σε συνδετική ύλη από χαλκοπυρίτη και σφαλερίτη (ΜΔΦ: 1 mm).

ε-ζ. Κρύσταλλοι σιδηροπυρίτη με έντονη κατακλαστική υφή, όπου τα θραύσματα και οι διαρρήξεις έχουν πληρωθεί από χαλκοπυρίτη (ΜΔΦ: 1 mm).

(Συμβολισμός: Chp=χαλκοπυρίτης, Py=σιδηροπυρίτης, Sph=σφαλερίτης).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Φώτ. 9.5. ν-σ. Μικροφωτογραφίες, σε ανακλώμενο φως, μεταλλεύματος συμπαγών σουλφιδίων, από την περιοχή Ροδοχωρίου, Νάουσα (ΜΔΦ: 1 mm).

261

ν-ξ. Χαρακτηριστική παραγένεση κρυστάλλων σιδηροπυρίτη μαζί με χαλκοπυρίτη και σφαλερίτη, που εγκλείει σταγονίδια χαλκοπυρίτη και σύνδρομα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

 Ο. Παραγένεση σιδηροπυρίτη, σφαλερίτη και χαλκοπυρίτη. Ο χαλκοπυρίτης περιβάλλει ή και αντικαθιστά τα άλλα δύο ορυκτά.

π. Σφαλερίτης που διατρέχεται από φλεβίδια χαλκοπυρίτη στα διάκενα πολυγωνικού
συσσωματώματος κρυστάλλων σιδηροπυρίτη.

ρ. Παραγένεση κρυστάλλων σιδηροπυρίτη με σφαλερίτη, (με σταγονίδια χαλκοπυρίτη), χαλκοπυρίτη και σύνδρομα ορυκτά. Ο σφαλερίτης διατρέχεται από φλεβίδια ή εκτοπίζεται περιφερειακά από χαλκοπυρίτη.

σ. Κρύσταλλοι σιδηροπυρίτη που περιβάλλονται από χαλκοπυρίτη, σφαλερίτη και σύνδρομα ορυκτά.

(Συμβολισμός: Py=σιδηροπυρίτης, Chp=χαλκοπυρίτης, Sph=σφαλερίτης, Gg=σύνδρομο)

Ο χαλκοπυρίτης είναι τυπικά κίτρινος σε σχέση με το κιτρινόλευκο έως λευκό χρώμα του σιδηροπυρίτη, εμφανίζει πολύ χαρακτηριστική πολυδυμία με πρασινοκίτρινα χρώματα και οι πολυδυμίες που εμφανίζει παρουσιάζουν τα χαρακτηριστικά ελάσματα πίεσης.

Ο σφαλερίτης είναι τεφρός με καστανωπή χροιά. Με πολωτή και αναλυτή παρατηρούνται χαρακτηριστικές κίτρινες εσωτερικές ανακλάσεις γεγονός που σημαίνει ότι ο σφαλερίτης είναι σχετικά φτωχός σε σίδηρο (RAMDOHR 1968). Αυτό επιβεβαιώνεται και από τις χημικές αναλύσεις του ορυκτού, όπως περιγράφεται στο ορυκτοχημικό μέρος. Ο σφαλερίτης συμφύεται με τον χαλκοπυρίτη, με μορφή εγκλεισμάτων που το σχήμα τους ποικίλλει από ακανόνιστο έως αποστρογυλωμένο. Το μέγεθος των σταγονιδίων του χαλκοπυρίτη μέσα στο σφαλερίτη δεν ξεπερνά το 1 μm και σπάνια είναι προσανατολισμένα.

Ο σφαλερίτης και ο χαλκοπυρίτης σχηματίστηκαν μετά τον σιδηροπυρίτη, γιατί ο σιδηροπυρίτης είναι ιδιόμορφος με σαφή περατωτικά όρια και τέλεια σχηματισμένος, ενώ ο σφαλερίτης και ο χαλκοπυρίτης γεμίζουν τα διάκενα των κρυστάλλων ή τα σπασίματα των κρυστάλλων του σιδηροπυρίτη (Φωτ. 9.5. ν-ξ).

9.5.3. ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΤΗΜΑΤΟΣ ΞΥΛΑΠΕΤΣΙΔΗ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η εμφάνιση βρίσκεται γύρω στο ένα χιλιόμετρο ΝΑ του Ροδοχωρίου δεξιά και κοντά στο δημόσιο δρόμο Γιαννακοχώρι-Ροδοχώρι, μέσα στην κοίτη του ορμητικού χειμάρρου "Μέγα Ρέμα".

Η μεταλλοφορία όπως παρατηρήθηκε μακροσκοπικά αλλά και μικροσκοπικά σε στιλπνές τομές αποτελείται από σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη και σφαλερίτη (Φωτ. 9.5η-μ). Ο σιδηροπυρίτης με μεγάλη δύναμη κρυστάλλωσης δημιουργεί ιδιόμορφους κρυστάλλους και συμπαγείς πολυκρυσταλλικές μάζες (Φωτ.9.5.η,θ). Εμφανίζεται λευκοκίτρινος, με σαφή περατωτικά όρια, σε διάφορα μεγέθη και τυπικά ισότροπος. Λόγω της σκληρότητάς του σε αρκετές περιπτώσεις παρουσιάζει κατακλαστική υφή, αποτέλεσμα τεκτονικής παραμόρφωσης.

Ακόμη στην εμφάνιση της περιοχής ο σιδηροπυρίτης εμφανίζεται και με μορφή σφαιροειδών σχηματισμών μορφής βατόμουρου (framboidal pyrite) που αποτελούνται από μεγάλο αριθμό ιδιόμορφων μικροκρυστάλλων και θεωρείται αποτέλεσμα ιζηματογενούς περιβάλλοντος απόθεσης ή χαμηλής θερμοκρασίας υδροθερμικών διαλυμάτων. (Φωτ. 9.6ι,κ).

Ο χαλκοπυρίτης εμφανίζεται κίτρινος, με αδύναμη έως αρκετά έντονη ανισοτροπία με χαρακτηριστικά πρασινοκίτρινα χρώματα. Σε ορισμένες περιπτώσεις παρουσιάζει τη χαρακτηριστική ελασματώδη πολυδυμία ως αποτέλεσμα συμπίεσης κατά την κρυστάλλωση (RAMDOHR 1968). Πληρώνει τα κενά μεταξύ των κλοκκων σιδηροπυρίτη και συμφύεται με σφαλερίτη (Φωτ. 9.5η,θ,λ,μ).

Ο σφαλερίτης είναι αλλοτριόμορφος, τεφρός με καστανωπή χροιά και σε παρατήρηση με ελαιοκατάδυση και 20X ή/και 50X παρουσιάζει χαρακτηριστικές κίτρινες εσωτερικές ανακλάσεις που δείχνουν ότι ο σφαλερίτης είναι φτωχός σε σίδηρο πράγμα που αποδεικνύεται και από τις μικροαναλύσεις που έγιναν σε σειρά δειγμάτων, στιλπνών τομών. Συμφύεται με χαλκοπυρίτη.

263





- η. Ιδιόμορφοι-υπιδιόμορφοι συμπαγείς σιδηροπυρίτες μαζί με χαλκοπυρίτη ως συνδετική ύλη (ΜΔΦ: 2 mm).
- θ. Ιδιόμορφοι σιδηροπυρίτες αυτοτελείς ή σε πολυγωνικά συσσωματώματα με τα διάκενα να πληρούνται από χαλκοπυρίτη και σφαλερίτη. (ΜΔΦ: 2 mm).

ι.- κ. Σφαιροειδείς μορφές σιδηροπυρίτη (ΜΔΦ:0.4 mm).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

λ. Φλέβα χαλκοπυρίτη που διατρέχει συμπαγείς και σφαιροειδείς μορφές σιδηροπυρίτη (ΜΔΦ:2 mm).

μ. Ακανόνιστη μορφή σφαλερίτη και χαλκοπυρίτης που αντικαθιστά παλαιότερο σιδηροπυρίτη (ΜΔΦ:1 mm). .

(Συμβολισμός: Py=σιδηροπυρίτης, Chp=χαλκοπυρίτης, Sph= σφαλερίτης)

9.6. ΟΡΥΚΤΟΧΗΜΕΙΑ ΤΗΣ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ ΣΥΜΠΑΓΩΝ ΣΟΥΛΦΙΔΙΩΝ

Για τη μελέτη της σύστασης των ορυκτών της μεταλλοφορίας των συμπαγών σουλφιδίων έγιναν χημικές αναλύσεις με μικροαναλυτή. Στη συνέχεια έγινε επεξεργασία των αποτελεσμάτων των αναλύσεων και κατανομή των ιόντων με βάση το στοιχειομετρικό τύπο κάθε ορυκτού. Στους πίνακες 9.1-9.11 δίνονται τα αποτελέσματα αυτών των μικροαναλύσεων.

Ο σιδηροπυρίτης έχει χημικό τύπο FeS_2 σύμφωνα με τους RAMDOHR (1980) και VAUGHAN & CRAIG (1981), αλλά στο πλέγμα του μπορούν να υπάρχουν σαν κύρια στοιχεία Ni, Co και Cu, αντικαθιστώντας το Fe. To As μπορεί να συμμετέχει στο σιδηροπυρίτη σε ποσοστό μέχρι 5%, ενώ σε μικρότερες ποσότητες μπορεί να υπάρχουν τα στοιχεία Pb, V, Zn, Sn, Sb, Mn, Se, Ag και Au. Η περιεκτικότητα του σιδηροπυρίτη σε Au μπορεί να φθάσει το 0,1% (RAMDOHR, 1980).

Έγιναν συνολικά 15 χημικές αναλύσεις στον σιδηροπυρίτη στα στοιχεία Au, Sb, Cd, Ag, As, Zn, Cu, Ni, Co, Fe, Mn και S. Η περιεκτικότητα του σιδηροπυρίτη σε Fe για την περιοχή Φυτιάς (Πιν. 9.1) κυμαίνεται από 46.00 έως 46.02%, από την περιοχή Ροδοχωρίου (Πιν. 9.6) από 45.03 έως 46.97% και για την περιοχή Κτήμα Ξυλαπετσίδη (Πιν. 9.9) από 45.48 έως 45.70%. Η περιεκτικότητα του σιδηροπυρίτη σε S από την περιοχή Φυτιάς κυμαίνεται από 52.90 έως 53.22%, από την περιοχή Ροδοχωρίου από 52.48 έως 54.22% και για την περιοχή Κτήμα Ξυλαπετσίδη από 53.52 έως 53.65%. Η περιεκτικότητα σε As από την περιοχή Φυτιάς φθάνει έως 0.03%, από την περιοχή Ροδοχωρίου κυμαίνεται από 0.02 έως 0.76% και από την περιοχή Κτήμα Ξυλαπετσίδη από 0.16 έως 0.36%. Η περιεκτικότητα σε Cu του σιδηροπυρίτη για την περιοχή Φυτιάς κυμαίνεται από 0.22 έως 0.23%, για την περιοχή Ροδοχωρίου έως 0.08% και για την περιοχή Κτήμα Συλαπετσίδη από 0.12 έως 0.20%. Η περιεκτικότητα του σιδηροπυρίτη σε Ni

και Co για την περιοχή της Φυτιάς (Πιν. 9.1) κυμαίνεται από 0.05 έως 0.07% για το Ni, ενώ για το Co είναι κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας της μεθόδου. Για την περιοχή Ροδοχωρίου (Πιν. 9.6) η περιεκτικότητα σε Ni είναι κάτω από το όριο ανιχνευσιμότητας και για το Co κυμαίνεται από 0.12 έως 1.15% αντίστοιχα. Για την περιοχή Κτήμα Ξυλαπετσίδη (Πιν. 9.9) η περιεκτικότητα σε Ni και Co είναι κάτω από τα όρια ανιχνευσιμότητας της μεθόδου, όπως και τα ποσοστά των Au, Sb, Cd, και Ag στα δείγματα από την περιοχή έρευνας είναι κάτω από τα όρια ανιχνευσιμότητας της μεθόδου, όπως και τα ανιχνευσιμότητας της αναλυτικής μεθόδου.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο χαλκοπυρίτης με χημικό τύπο CuFeS₂ μπορεί να περιέχει στο πλέγμα του τα στοιχεία Zn, Ni, Co, Sn, In, Ti, Ag, Au, ενώ παρατηρείται σε υψηλές θερμοκρασίες υψηλή περιεκτικότητα σε FeS (KOSTOV 1968, RAMDOHR 1980). Το S μπορεί να αντικατασταθεί από Se και Te. Συνολικά έγιναν 25 μικροαναλύσεις χαλκοπυρίτη στα στοιχεία Au, Sb, Cd, Ag, As, Zn,Cu, Ni, Co, Fe, Mn και S. Η περιεκτικότητα του χαλκοπυρίτη σε Fe από την περιοχή Φυτιάς (Πιν. 9.3) κυμαίνεται από 28.96 έως 31.63% από την περιοχή Ροδοχωρίου (Πιν. 9.7) κυμαίνεται από 29.95 έως 30.76% και για την περιοχή Κτήμα Ξυλαπετσίδη (Πιν. 9.10) από 29.95 έως 30.15%. Η περιεκτικότητα σε Cu του χαλκοπυρίτη από την περιοχή Φυτιάς κυμαίνεται από 32.15 έως 35.88%, για την περιοχή Ροδοχωρίου από 32.89 έως 34.75% και για την περιοχή Κτήμα Ξυλαπετσίδη από 34.60 έως 34.95%. Η περιεκτικότητα σε S του χαλκοπυρίτη από την περιοχή Φυτιάς από την περιοχή Κτήμα Ξυλαπετσίδη και 34.55 έως 35.27% και από την περιοχή Κτήμα Ξυλαπετσίδη και 34.55 έως 35.27% και από την περιοχή Κτήμα Ξυλαπετσίδη και 34.55 έως 35.27% και από την περιοχή Κτήμα Ξυλαπετσίδη από 34.60 έως 34.95%. Η περιεκτικότητα σε Au, Sb, Cd και Ag είναι κάτω από τα όρια ανιχνευσιμότητας της μεθόδου.

Ο μαγνητοπυρίτης έχει γενικά χημικό τύπο Fe_{1-x}S (όπου χ=0-0.2) γιατί παρουσιάζει έλλειμμα σε Fe. Τα στοιχεία Ni και Co μπορεί να συμμετέχουν σαν υποκαταστάτες του Fe στο πλέγμα του μαγνητοπυρίτη καθώς και ίχνη από Mn, Cu, Zn, V, As και Ag που αντικαθιστουν επίσης το Fe, ενώ το S αντικαθίσταται από Se (PALACHE et al. 1966, RAMDOHR 1980, VAUGHAN & CRAIG 1981). Έγιναν συνολικά 23 μικροαναλύσεις μαγνητοπυρίτη στην περιοχή Φυτιάς (Πιν. 9.2) και η περιεκτικότητα του μαγνητοπυρίτη σε Fe κυμαίνεται από 60.28 έως 61.35% με μέση τιμή 60.87%, η περιεκτικότητα σε S κυμαίνεται από 37.12 έως 39.09% με μέση τιμή 37.77%. Οι περιεκτικότητες και στο μαγνητοπυρίτη ως προς τα στοιχεία Au, Ag, Sb και Cd είναι κάτω από τα όρια ανιχνευσιμότητας της αναλυτικής μεθόδου.

Ο σφαλερίτης έχει γενικό τύπο ZnS αλλά σπάνια συναντάται στη φύση καθαρός σφαλερίτης. Συνήθως ο Zn αντικαθίσταται από Fe σε ποσοστό που μπορεί να φθάσει το 12%,

ενώ το Mn σε ποσοστό μέχρι 5.4% και το Cd σε ποσοστό μέχρι και 4.4% μπορεί να είναι υποκαταστάτες του Zn. Ακόμη τα στοιχεία Sb, Ba, In, Ti, Ge, Ga και Hg μπορεί να είναι υποκαταστάτες στο πλέγμα του σφαλερίτη αντικαθιστώντας το Fe. Έγιναν 2 αναλύσεις σφαλερίτη από την περιοχή Ροδοχώρι (Πιν. 9.8) και 3 αναλύσεις από την περιοχή Κτήμα Ξυλαπετσίδη (Πιν. 9.11). Από τα αποτελέσματα από τους παρακάτω πίνακες φαίνεται ότι η περιεκτικότητα σε Zn για την περιοχή του Ροδοχωρίου κυμαίνεται από 63.80 έως 63.90% με μέση τιμή 63.85%, η περιεκτικότητα σε Fe κυμαίνεται από 2.85 έως 3.05% με μέση τιμή 2.95% και η περιεκτικότητα σε S από 33.15 έως 33.22% με μέση τιμή 33.19%. Για την περιοχή Κτήμα Ξυλαπετσίδη η περιεκτικότητα σε Zn κυμαίνεται από 63.94 έως 64.46% σε Fe από 1.38 έως 2.65% και σε S από 32.65 έως 32.87%.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο κοβαλτίνης έχει γενικό τύπο CoAsS ενώ μπορεί να περιέχει μικρές ποσότητες Fe ως υποκαταστάτη του Co στο πλέγμα του ορυκτού. Έγιναν 3 αναλύσεις κοβαλτίνη (Πιν. 9.4) σε δείγματα της περιοχής Φυτιάς Ναούσης, όπου η περιεκτικότητα σε Co κυμαίνεται από 30.40 έως 31.94% με μέση τιμή 31.24%, As από 43.64 έως 43.93 με μέση τιμή 43.75%, S από 20.25 έως 20.91% με μέση τιμή 20.52% και Fe από 1.33 έως 2.59% και μέση τιμή 2.05%.

Ο μπερθιερίτης έχει γενικό χημικό τύπο $FeSb_2S_4$ και συναντάται μέσα στο μαγνητοπυρίτη σε πολύ μικρά εγκλείσματα στην περιοχή Φυτιά Ναούσης. Η περιεκτικότητα του μπερθιερίτη (Πιν. 9.5) σε Sb κυμαίνεται από 56.51-57.14%, σε Cu από 0.12-0.44%, σε Co από 0.27-0.28% και σε Fe από 11.42-13.11%.

Η περιεκτικότητα του χρωμίτη που εντοπίστηκε στα συμπαγή σουλφίδια της περιοχής Φυτιάς σε Cr_2O_3 κυμαίνεται από 39.46 έως 51.48%. σε Al_2O_3 από 12.98 έως 17.53 %. σε MgO από 5.95 έως 8.06 % και σε MnO από 0.32 έως 0.74 % (Πίν. 9.12). Η περιεκτικότητα σε Cr_2O_3 είναι χαμηλότερη από την περιεκτικότητα του Cr_2O_3 σε λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη της περιοχής μελέτης που κυμαίνεται από 52.18 έως 65.19% Cr_2O_3 .



Πίνακας 9.1. Ορυκτοχημικές αναλύσεις σιδηροπυρίτη από την περιοχή Φυτιάς.

and the second se					
Non the	3M	3M	min	max	avg
Au	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Sb	bdl	0.01	0.01	0.01	0.01
Cd	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Ag	0.01	bdl	0.01	0.01	0.01
As	bdl	0.03	0.03	0.03	0.03
Zn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Cu	0.22	0.23	0.22	0.23	0.23
Ni	0.07	0.05	0.05	0.07	0.06
Co	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Fe	46.02	46.00	46.00	46.02	46.01
Mn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
S	53.22	52.90	52.90	53.22	53.06
Σύν	99.55	99.21	99.21	99.55	99.38
	Αριθμ	ιός ιόντων με	ε βάση τα 3 ά	πομα	
Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
As	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Со	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Σύν	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00



Πίνακας 9.2 Ορυκτοχημικές αναλύσεις μαγνητοπυρίτη από την περιοχή Φυτιάς.

	M1	M1	M1	M1	M1	M1	M1	M1	M1	M1	M1	M1
Au	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Sb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Cd	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Ag	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
As	0.70	0.10	0.25	0.31	0.16	0.35	0.70	0.10	0.25	0.31	0.16	0.35
Zn	0.07	0.07	0.08	0.10	0.08	0.10	0.07	0.07	0.08	0.10	0.08	0.10
Cu	0.07	0.07	0.10	0.12	0.00	0.07	0.07	0.07	0.10	0.12	bdl	0.07
Ni	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Co	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Fe	60.60	60.92	61.13	61.19	61.34	60.75	60.60	60.92	61.13	61.19	61.35	60.75
Mn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
S	37.69	37.12	37.36	37.45	37.59	38.12	37.69	37.12	37.36	37.45	37.59	38.12
Σύν	99.13	98.28	98.92	99.17	99.17	99.39	99.13	98.28	98.92	99.17	99.18	99.39
				Αριθι	ιός ιόντων	/ με βάση	τα 1.90 άτ	τομα				
Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
As	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.91	0.92	0.92	0.92	0.92	0.90	0.91	0.92	0.92	0.92	0.92	0.90
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	1.00	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.99
Σύν	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90



Πίνακας 9.2. (συνέχεια)

	M2	M2	M2	M2	M2	M2	3M	3M	3M	3M	3M	min	max	avg
Au	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Sb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01	bdl	bdl	bdl	0.01	0.01	0.01
Cd	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Ag	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
As	0.70	0.10	0.25	0.31	0.16	0.35	bdl	bdl	0.05	bdl	bdl	0.05	0.70	0.27
Zn	0.07	0.07	0.08	0.10	0.08	0.10	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.07	0.10	0.08
Cu	0.07	0.07	0.10	0.12	bdl	0.07	0.20	0.06	0.12	bdl	0.05	0.05	0.20	0.10
Ni	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.15	0.18	0.12	bdl	bdl	0.12	0.18	0.15
Co	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.16	0.15	0.16	0.40	0.21	0.15	0.40	0.22
Fe	60.60	60.92	61.13	61.19	61.34	60.75	60.84	60.87	60.38	60.26	60.69	60.26	61.34	60.83
Mn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
S	37.69	37.12	37.36	37.45	37.59	38.12	39.09	38.75	38.66	40.82	39.72	37.12	40.82	38.27
Σύν	99.13	98.28	98.92	99.17	99.17	99.39	100.44	100.01	99.49	101.48	100.67	98.28	101.48	99.55
					Αριθ	μός ιόντων	ν με βάση	τα 1.90 άτ	ομα					
Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
As	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe	0.91	0.92	0.92	0.92	0.92	0.90	0.90	0.90	0.90	0.87	0.89	0.87	0.92	0.91
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.99	1.00	1.00	1.00	1.03	1.01	0.98	1.03	0.99
Σύν	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90



Πίνακας 9.3. Ορυκτοχημικές αναλύσεις χαλκοπυρίτη από την περιοχή Φυτιάς.

	M1	M1	M1	M1	M2	M2	M2	M2	M2	3M	3M	3M	3M	3M	min	max	avg
Au	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl						
Sb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl						
Cd	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl						
Ag	bdl	bdl	bdl	0.01	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01	0.01	0.01						
As	0.19	0.35	0.34	0.20	0.19	0.35	0.15	0.34	0.20	0.04	bdl	0.18	bdl	bdl	0.04	0.35	0.21
Zn	0.09	0.09	0.85	0.08	0.09	0.09	0.10	0.85	0.08	bdl	bdl	bdl	0.08	bdl	0.08	0.85	0.22
Cu	35.03	35.88	34.19	35.39	35.03	35.88	34.77	34.19	35.39	34.30	34.15	32.15	33.07	33.26	32.15	35.88	34.22
Ni	bdl	bdl	bdl	0.01	0.07	bdl	bdl	bdl	0.01	0.07	0.04						
Co	bdl	bdl	bdl	bdl	0.04	bdl	bdl	bdl	0.04	0.04	0.04						
Fe	29.84	29.22	29.47	28.96	29.84	29.22	30.12	29.47	28.96	30.50	30.76	31.63	30.59	31.32	28.96	31.63	30.24
Mn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl						
S	34.19	33.96	34.58	34.66	34.19	33.96	34.16	34.58	34.66	35.25	35.31	34.94	35.42	35.66	33.96	35.66	34.81
Σύν	99.34	99.5	99.43	99.29	99.34	99.50	99.30	99.43	99.29	100.10	100.33	98.90	99.16	100.24	98.90	100.33	99.56
							Αριθμό	ς ιόντων	με βάση	τα 4 άτοι	ια						
Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
As	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Zn	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Cu	1.02	1.05	1.00	1.03	1.02	1.05	1.02	1.00	1.03	0.99	0.98	0.94	0.96	0.95	0.94	1.05	0.99
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	1.00	0.97	0.98	0.97	1.00	0.97	1.00	0.98	0.97	1.00	1.01	1.05	1.01	1.02	0.97	1.05	1.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	1.98	1.97	2.00	2.00	1.98	1.98	1.98	2.00	2.00	2.01	2.01	2.01	2.03	2.03	1.98	2.03	2.00



Πίνακας 9.4. Ορυκτοχημικές αναλύσεις κοβαλτίνη από την περιοχή Φυτιάς.

1	() #	A 17 A					
quar	1	3M	3M	3M	min	max	avg
	Au	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Sb	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02
	Cd	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Ag	0.01	0.03	0.10	0.01	0.10	0.05
	As	43.67	43.64	43.93	43.64	43.93	43.75
	Zn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Cu	0.14	0.31	0.03	0.03	0.31	0.16
	Ni	2.06	2.51	2.23	2.06	2.51	2.27
	Co	31.38	30.40	31.94	30.40	31.94	31.24
	Fe	2.24	2.59	1.33	1.33	2.59	2.05
	Mn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
-	S	20.91	20.25	20.41	20.25	20.91	20.52
-	Σύν	100.42	99.74	99.98	99.74	100.42	100.05
		Αρι	ιθμός ιόν	ντων με βά	άση τα 3 ά	τομα	
-	Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	As	0.95	0.96	0.96	0.95	0.96	0.96
	Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cu	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
	Ni	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06
	Co	0.87	0.85	0.89	0.85	0.89	0.87
	Fe	0.07	0.08	0.05	0.05	0.08	0.07
	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	S	1.05	1.03	1.04	1.03	1.05	1.04
_	Σύν	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00



F. L. Frank

Πίνακας 9.5. Ορυκτοχημικές αναλύσεις μπερθιερίτη από την περιοχή Φυτιάς.

O read	3M	3M	<u> </u>	min	max	avg
Au	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Sb	56.73	56.51	57.14	56.51	57.14	56.79
Cd	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Ag	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
As	0.29	bdl	bdl	0.29	0.29	0.29
Zn	0.14	bdl	0.08	0.08	0.14	0.11
Cu	0.44	0.12	0.21	0.12	0.44	0.26
Ni	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Co	0.27	bdl	0.28	0.27	0.28	0.28
Fe	11.42	13.11	12.24	11.42	13.11	12.26
Mn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
S	30.54	30.03	30.28	30.03	30.54	30.28
Σύν	99.83	99.77	100.23	99.77	100.23	99.94
	I	Αριθμός ιά	όντων με βάσ	η τα 7 άτομα		
Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sb	1.99	1.99	2.00	1.99	2.00	1.99
Cd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
As	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
Zn	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Cu	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01
Fe	0.87	1.00	0.93	0.87	1.00	0.93
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	4.06	4.00	4.03	4.00	4.06	4.03
Σύν	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00

273



Πίνακας 9.6. Ορυκτοχημικές αναλύσεις σιδηροπυρίτη από την περιοχή Ροδοχωρίου.

	P4	P4	P4	P8	P8	P8	P8	P8	P8	P8	min	max	avg
Au	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Sb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Cd	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Ag	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
As	0.16	0.25	0.22	0.30	0.39	0.19	0.22	0.36	0.76	0.02	0.02	0.76	0.29
Zn	0.05	bdl	bdl	0.06	0.47	bdl	bdl	0.35	0.23	bdl	0.05	0.47	0.23
Cu	bdl	bdl	bdl	bdl	0.08	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.08	0.08	0.08
Ni	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Co	bdl	bdl	bdl	0.36	0.68	0.32	1.15	0.66	0.51	0.12	0.12	1.15	0.54
Fe	46.70	46.35	46.48	46.61	45.72	46.30	45.25	45.03	45.49	46.97	45.03	46.97	46.09
Mn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
S	52.68	53.15	53.35	53.29	53.36	53.74	53.33	52.48	53.59	54.22	52.48	54.22	53.32
Σύν	99.59	99.75	100.05	100.61	100.70	100.55	99.95	98.88	100.58	101.33	98.88	101.33	100.20
					Αριθμός	ιόντων με	ε βάση τα Ξ	3 άτομα					
Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
As	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01
Fe	1.01	1.00	1.00	1.00	0.98	0.99	0.98	0.98	0.98	1.00	0.98	1.01	0.99
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	1.99	2.00	2.00	1.99	1.99	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00
Σύν	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00

Πίνακας 9.7. Ορυκτοχημικές αναλύσεις χαλκοπυρίτη από την περιοχή Ροδοχωρίου.

C11

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

24	А. ПР4Э	P4	P4	P8	P8	P8	min	max	avg
Au	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Sb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Cd	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Ag	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
As	0.16	0.12	0.10	bd	0.01	bd	0.01	0.16	0.10
Zn	0.10	0.12	0.08	bd	bd	bd	0.08	0.12	0.10
Cu	34.41	34.75	34.62	33.27	32.89	33.26	32.89	34.75	33.87
Ni	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Co	bdl	bdl	bdl	0.47	0.41	0.41	0.41	0.47	0.43
Fe	30.15	29.95	30.06	30.76	30.26	30.74	29.95	30.76	30.32
Mn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
S	34.65	34.55	34.60	34.73	35.11	35.27	34.55	35.27	34.82
Σύν	99.47	99.49	99.46	99.24	98.68	99.67	98.68	99.67	99.34
			Αριθμός	ιόντων μ	ε βάση τα	4 άτομα			
Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
As	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	1.00	1.01	1.01	0.97	0.96	0.96	0.96	1.01	0.99
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Со	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Fe	1.00	0.99	0.99	1.02	1.00	1.01	0.99	1.02	1.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	2.00	2.00	2.00	2.00	2.03	2.02	2.00	2.03	2.01
Σύν	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

Πίνακας 9.8. Ορυκτοχημικές αναλύσεις σφαλερίτη από την περιοχή Ροδοχωρίου.

15,87	State of the	ματεωλ	orius			
	34	A. TP49	P4	min	max	avg
	Au	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Sb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Cd	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Ag	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	As	0.06	bdl	0.06	0.06	0.06
	Zn	63.90	63.80	63.80	63.90	63.85
	Cu	0.08	bdl	0.08	0.08	0.08
	Ni	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Co	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Fe	2.85	3.05	2.85	3.05	2.95
	Mn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	S	33.15	33.22	33.15	33.22	33.19
	Σύν	100.04	100.07	100.04	100.07	100.06
		Αριθμό	ς ιόντων	με βάση τ	α 4 άτομα	
	Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	As	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Zn	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95
	Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Fe	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	S	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
	Σύν	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00

C11

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πίνακας 9.9. Ορυκτοχημικές αναλύσεις σιδηροπυρίτη από το Κτήμα Ξυλαπετσίδη.

- 88

1 AS	Thi	XY	XY	XY	min	max	avg
2	Au	Abdl	🕒 bdl	bdl	6bd1	bdl	bdl
	Sb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Cd	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Ag	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	As	0.16	0.36	0.20	0.36	0.36	0.24
	Zn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Cu	0.19	0.20	0.12	0.20	0.20	0.17
	Ni	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Co	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	Fe	45.70	45.48	45.66	45.70	45.70	45.61
	Mn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
	S	53.65	53.55	53.52	53.65	53.65	53.57
	Σύν	99.70	99.59	99.50	99.70	99.70	99.60
		Αριθμ	ιός ιόντα	ων με βά	ση τα 3 α	άτομα	
	Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	As	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
	Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Fe	0.99	0.98	0.99	0.99	0.99	0.99
	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	S	2.01	2.01	2.01	2.01	2.01	2.01
	Σύν	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Πίνακας 9.10. Ορυκτοχημικές αναλύσεις χαλκοπυρίτη από το Κτήμα Ξυλαπετσίδη.

	12/2	AIL	Θ		0			
		XY	XY	XY	min	max	avg	
	Au	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	
	Sb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	
	Cd	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	
	Ag	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	
	As	0.85	0.25	0.20	0.85	0.85	0.43	
	Zn	0.21	0.15	0.12	0.21	0.21	0.16	
	Cu	34.60	34.72	34.95	34.95	34.95	34.76	
	Ni	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	
	Co	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	
	Fe	29.95	30.15	30.02	30.15	30.15	30.04	
	Mn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	
	S	33.82	34.22	34.34	34.34	34.34	34.13	
	Σύν	99.43	99.49	99.63	99.63	99.63	99.52	
		Αριθμός ιόντων με βάση τα 4 άτομα						
	Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Cd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	As	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	
	Zn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	
	Cu	1.01	1.01	1.02	1.02	1.02	1.01	
	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Fe	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	
	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	S	1.96	1.98	1.98	1.98	1.98	1.97	
	Σύν	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	

)Σ"

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΞΟΦΡΑΣΤ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πίνακας 9.11. Ορυκτοχημικές αναλύσεις σφαλερίτη από το Κτήμα Ξυλαπετσίδη.

- 88

a principal part i conto y rag									
				min	max	avg			
Au	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl			
Sb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl			
Cd	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl			
Ag	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl			
As	0.15	0.19	0.23	0.23	0.23	0.19			
Zn	63.94	64.46	64.31	64.46	64.46	64.24			
Cu	0.27	0.22	0.48	0.48	0.48	0.32			
Ni	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl			
Co	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl			
Fe	2.65	1.38	2.47	2.65	2.65	2.17			
Mn	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl			
S	32.65	32.87	32.72	32.87	32.87	32.75			
Σύν	99.66	99.12	100.21	100.21	100.21	99.66			
	Αριθμα	ός ιόντω	ν με βάα	ση τα 4 ά	τομα				
Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Cd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Ag	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
As	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Zn	0.95	0.98	0.96	0.98	0.98	0.96			
Cu	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00			
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Fe	0.05	0.02	0.04	0.05	0.05	0.04			
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
S	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00			
Σύν	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00			

Πίνακας 9.12. Αναλύσεις χρωμίτη με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή από μεταλλοφορίες σουλφιδίων, περιοχή Φυτιάς, Νάουσα.

		10							
	M2-1	M2-1	M2-2	M2-3	M2-4	M2-5	M2-6	M2-7	M2-8
SiO ₂	0.14	0.23	0.18	0.15	0.06	0.12	0.08	0.12	0.83
TiO ₂	0.61	0.39	0.27	0.37	0.34	0.33	0.29	0.29	0.32
Al_2O_3	14.74	13.64	14.74	14.89	17.53	17.38	12.98	15.17	17.00
Cr_2O_3	39.46	51.48	46.97	46.49	45.50	43.19	49.90	46.40	46.41
Fe ₂ O ₃	13.62	4.35	6.99	7.48	6.73	7.62	5.94	6.49	3.80
FeO	25.25	22.93	22.63	22.68	22.68	24.11	23.35	23.36	25.04
MgO	5.95	7.75	7.57	7.63	8.06	7.01	6.72	6.97	7.08
MnO	0.74	0.32	0.38	0.49	0.36	0.35	0.50	0.49	0.44
NiO	bdl	0.09	0.16	0.09	0.25	0.12	0.29	0.08	0.08
Σύνολο	100.50	101.18	99.89	100.26	101.51	100.23	100.04	99.37	101.00
			Κατανομή	ιόντων με β	βάση 32 άτο	μα Ο			
Si	0.037	0.060	0.075	0.040	0.015	0.031	0.021	0.032	0.215
Al	4.613	4.209	4.591	4.619	5.304	5.351	4.092	4.758	5.192
Cr	8.318	10.660	9.816	9.674	9.234	8.920	10.554	9.763	9.511
Ti	0.123	0.077	0.054	0.073	0.066	0.065	0.058	0.058	0.062
Fe ⁺³	2.731	0.858	1.390	1.481	1.300	1.537	1.195	1.299	0.742
$\Sigma M^{+3.+4}$	15.822	15.863	15.926	15.887	15.919	15.904	15.920	15.910	15.723
Fe ⁺²	5.629	5.021	5.002	4.993	4.869	5.266	5.223	5.200	5.428
Mg	2.363	3.026	2.980	2.992	3.082	2.727	2.681	2.763	2.736
Mn	0.167	0.071	0.085	0.109	0.078	0.078	0.113	0.111	0.097
Ni	0.000	0.019	0.034	0.019	0.052	0.025	0.062	0.017	0.017
ΣM^{+2}	8.160	8.137	8.101	8.113	8.081	8.096	8.080	8.090	8.278
Cr/Fe	0.995	1.813	1.536	1.494	1.497	1.311	1.645	1.502	1.542
100xMg/ (Mg+Fe ⁺²)	29.57	37.61	37.34	37.47	38.76	34.12	33.92	34.70	33.52
100xCr/ (Cr+Al)	64.33	71.69	68.13	67.68	63.52	62.50	72.06	67.23	64.69
$100 x F e^{+3} / R^{+3}$	17.44	5.45	8.80	9.39	8.21	9.72	7.54	8.21	4.80

9.7. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΧΡΩΜΙΤΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΑΓΩΝ ΣΟΥΛΦΙΔΙΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

9.7.1. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ ΣΥΜΠΑΓΩΝ ΣΟΥΛΦΙΔΙΩΝ 9.7.1.1. ΓΕΝΙΚΑ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η έρευνα με βαθυσκάφη πολλών επιστημονικών αποστολών επέτρεψε την ανακάλυψη, εδώ και 50 χρόνια περίπου, της σύγχρονης υδροθερμικής δραστηριότητας, που συντελείται στις ενεργές μεσο-ωκεάνιες ράχεις. Έχουν ανακαλυφθεί περισσότερες από 100 θέσεις υδροθερμικής δράσης (BAKER & GERMAN, 2004). Η προσέγγιση σ' αυτά τα υδροθερμικά πεδία σε μεγάλα βάθη έδωσε τη δυνατότητα συλλογής υλικού ώστε να μελετηθούν: ο τρόπος δημιουργίας των υδροθερμικών ρευστών, η σύστασή τους, οι φυσικοχημικές τους ιδιότητες, καθώς και ο τρόπος απόθεσης της μεταλλοφορίας. Τα ρευστά αυτά είναι θερμά, αναγωγικά, πλούσια σε μεταλλικά στοιχεία και φτωχά σε μαγνήσιο και θειϊκά και «αναβλύζουν» στο θαλάσσιο πυθμένα με τη μορφή μικρών καμινάδων (smokers) που ονομάστηκαν "black smokers" και "white smokers" ανάλογα με την ορυκτολογική τους σύσταση και άρα τον χρωματισμό τους (HAYMDN 1983, GOLDFARB et al. 1983, SKINNER 1983, RONA et al. 1986, ALT 1995, HANNINGTON et al. 1995, TIVEY et al. 1999, HANNINGTON et al. 2005, TIVEY 2007).

Τα υδροθερμικά ρευστά δημιουργούνται μέσω της αλληλοεπίδρασης του κατερχόμενου προς το βάθος θαλασσινού νερού με τον ωκεάνιο φλοιό. Αυτή η αλληλοεπίδραση διαπιστώθηκε ότι:

α. προκαλεί τροποποιήσεις στη σύσταση του ωκεάνιου φλοιού

β. επηρεάζει τη χημική σύσταση του ωκεάνιου φλοιού

γ. οδηγεί στο σχηματισμό μεταλλοφόρων κοιτασμάτων, που είναι ανάλογα με αυτά σε ηπειρωτικό (χερσαίο) περιβάλλον παλαιότερης γεωλογικής περιόδου

δ. παρέχει πηγές ενέργειας (ελευθέρωση H₂, CH₄) για την ανάπτυξη βιολογικών κοινωνιών στα μεγάλα θαλάσσια βάθη

Η σύσταση των ρευστών που αναβλύζουν σ' αυτά τα υδροθερμικά πεδία καθορίζεται από τους εξής παράγοντες:

1. Την αρχική σύσταση του ρευστού που είναι το θαλασσινό νερό

2. Τη σύσταση του πετρώματος μέσα στο οποίο κυκλοφορούν

3. Τα τεκτονικά χαρακτηριστικά του πετρώματος (συστήματα διάρρηξης, κατανομή, πορώδες κλπ)

 Το βάθος της πηγής θερμότητας (μάγμα ή ψυχόμενο μαγματικό πέτρωμα), καθώς και το σχήμα και το μέγεθός της 5. Την πιθανή συνδρομή μαγματικών ρευστών.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η απαραίτητη ενέργεια για την ανάπτυξη του υδροθερμικού πεδίου έχει αποδοθεί σε διαφορετικές πηγές θερμότητας, όπως:

I) μαγματική από τη διείσδυση ή/και κρυστάλλωση μάγματος στο λιθοσφαιρικό μανδύα ή φλοιό (CAMPBELL et al. 1981, BACH et al. 2002). Το μέγεθος, η θερμοκρασία και η διάρκεια λειτουργίας της μαγματικής πηγής παίζουν θετικό ρόλο στην έκταση λειτουργίας του υδροθερμικού πεδίου και τελικά στο μέγεθος του κοιτάσματος που θα προκύψει (BARRIE et al. 1999, CATHLES 2011).

II) εξώθερμες αντιδράσεις κατά τη σερπεντινίωση περιδοτιτών (FYFE & LONSDALE 1981, LOWELL & RONA 2002).

Στο σχήμα 9.2.α,β δίνεται παραστατικά η ανάπτυξη ενός υδροθερμικού συστήματος στο θαλάσσιο πυθμένα (TIVEY 2007). Σύμφωνα με το σχήμα 10.1α το θαλασσινό νερό διεισδύει μέσω των διαρρήξεων στο υποκείμενο πέτρωμα (π.χ περιδοτίτης, βασάλτης, ανδεσίτης κλπ) και σταδιακά αυξάνει η θερμοκρασία του, έως 40-60°C, οπότε προκαλεί εξαλλοίωση χαμηλής θερμοκρασίας στα πρωτογενή ορυκτά του πετρώματος (π.χ ολιβίνης, πυρόξενος, πλαγιόκλαστα, ηφαιστειακή ύαλος) και μετατροπή τους σε σιδηρούχους μαρμαρυγίες, σμεκτίτη και οξυ-υδροξείδια του σιδήρου, ενώ το ίδιο τροποποιείται στη σύστασή του.

Στα πλαίσια αυτής της αλληλεπίδρασης αλκάλεα (K, Rb, Cs), B και H₂O αφαιρούνται από το θαλασσινό νερό προς την σύνθεση των ορυκτών εξαλλοίωσης, ενώ Si, S και σε μερικές περιπτώσεις Mg, αφαιρούνται από τα ορυκτά προς το θαλασσινό νερό (ALT 1995). Καθώς το θαλασσινό νερό διεισδύει βαθύτερα (Σχ. 9.2β), θερμαίνεται σε θερμοκρασίες πάνω από 150°C οπότε το Mg που ελευθερώθηκε προηγουμένως, έχει ως αποτέλεσμα τον σχηματισμό Mg-σμεκτίτη ή χλωρίτη σε θερμοκρασίες κάτω ή πάνω από 200°C, αντίστοιχα, (ALT 1995). Για το χλωρίτη η αντίδραση είναι:

 $4(NaSi)_{0.5}(CaAl)_{0.5}AlSi_{2}O_{8}+15Mg^{+2}+24H_{2}O \rightarrow 3Mg_{5}Al_{2}Si_{3}O_{10}(OH)_{8}+2Na^{+}+2Ca^{+2}+24H^{+}$

Πλαγιόκλαστο χλωρίτης

Με αυτό τον τρόπο ελευθερώνονται στο θαλάσσιο νερό Na^+ , Ca^{+2} και H^+ . Το H^+ έχει σαν αποτέλεσμα την υδρόλυση των πρωτογενών πυριτικών ορυκτών. Τα Na^+ και SiO_2 μπορούν να προκαλέσουν αλβιτίωση των βασικών πλαγιοκλάστων στο πέτρωμα σύμφωνα με την αντίδραση:

 $CaAl_2Si_2O_8+2Na^++4SiO_2 \rightarrow 2NaAlSi_3O_8+Ca^{+2}$

Ανορθίτης αλβίτης

Με τη διαδικασία αυτή προστίθενται στον ωκεάνιο φλοιό Να και Si, ενώ εισέρχεται Ca στο ρευστό.

Σε θερμοκρασίες >150°C τα Ca⁺² και SO₄²⁻ συνδυάζονται και αποτίθενται ως ανυδρίτης (CaSO₄). Αποτέλεσμα όλων των παραπάνω διεργασιών είναι η ανάπτυξη ενός ρευστού που είναι ελαφρά όξινο, αναγωγικό, πλούσιο σε αλκάλεα και φτωχό σε Mg σε σχέση με το θαλασσινό νερό. Αυτό το ρευστό μπορεί να εκπλένει S και μεταλλικά στοιχεία (Fe, Cu, Zn, Mn κλπ) από το πέτρωμα του υπόβαθρου και να αποτελεί ένα μεταλλοφόρο υδροθερμικό ρευστό (MYP) που η θερμοκρασία του είναι μέχρι περίπου 425°C σε συνθήκες πίεσης 400-500 bars (ALT 1995, BUTTERFIELD et al. 2003).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχ. 9.2. (α) Σχηματική αναπαράσταση υδροθερμικού συστήματος μέσα στον ωκεάνιο φλοιό που δείχνει τα διάφορα στοιχεία και τις διεργασίες που μπορούν να επηρεάσουν τη σύσταση του θαλάσσιου νερού κατά την διείσδυσή του στον θαλάσσιο πυθμένα. (β) Σχηματική αναπαράσταση των διαδικασιών που συμβάλλουν στο σχηματισμό των υποθαλάσσιων υδροθερμικών συστημάτων στις μεσοωκεάνιες ράχεις που έχουν ως αποτέλεσμα τις υδροθερμικές εξαλλοιώσεις και τον σχηματισμό των αντίστοιχων ορυκτών (TIVEY 2007).

Η σύσταση του ρευστού μπορεί να τροποποιηθεί παραπέρα από την προσθήκη σ' αυτό πτητικών (CO₂, CH₄, H₂, He) που ελευθερώνονται από την υποκείμενη μαγματική εστία (Σχ. 9.2β).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σε γεωτεκτονικά περιβάλλοντα οπισθοτόξου ή τόξου όπου το μάγμα που προκύπτει είναι πιο πλούσιο σε SiO₂ και H₂O, αναπτύσσονται πολύ χαμηλού pH υδροθερμικά ρευστά, λόγω προσθήκης μαγματικού SO₂ (GAMO et al. 1997, DOUVILLE et al. 1999), τα οποία μπορούν να προσθέτουν μεταλλικά στοιχεία (π.χ. Cu, Zn, Fe, As, Au) από τη μαγματική πηγή στο σύστημα (ISHIBASHI & URABE 1995, YANG & SCOTT 1996, HANNINGTON et al. 2005). Κατά την άνοδο του MYP είναι δυνατή μία ακόμα τροποποίηση στη σύστασή του με το διαχωρισμό σε:

Α) μία χαμηλής αλατότητας και πλούσια σε αέρια φάση, όπου συμμετέχει και H_2S (Von DAMM 1995).

B) μία υψηλής αλατότητας φάση (αλμύρα) εφόσον οι συνθήκες P και T είναι υψηλότερες της καμπύλης βρασμού του θαλασσινού νερού (Σχ. 9.3).



Σχ. 9.3. Διάγραμμα πίεσης και θερμοκρασίας όπου φαίνονται το κρίσιμο σημείο του νερού, η καμπύλη δύο φάσεων (υγρής και αέριας) καθώς και η περιοχή (πορτοκαλί) πίεσης και θερμοκρασίας στις οποίες λειτουργούν τα υποθαλάσσια υδροθερμικά συστήματα (TIVEY 2007).

Από τις έρευνες προέκυψε ότι στις περισσότερες περιπτώσεις τα αναβλύζοντα ρευστά έχουν χλωριούχο σύσταση, είτε σημαντικά υψηλότερη, είτε χαμηλότερη του θαλασσινού νερού και αυτό επιβεβαιώνεται και από την έρευνα ρευστών εγκλεισμάτων που ανευρίσκονται σε ορυκτά που έχουν δημιουργηθεί από τα υδροθερμικά ρευστά (π.χ. DELANEY et al. 1987, VANKO 1988, KELLEY et al. 1993). Η μεγάλη διαφορά σε χλώριο επηρεάζει και το μεταλλικό φορτίο των ρευστών, καθόσον τα περισσότερα ιόντα μεταλλικών στοιχείων μεταφέρονται στα ρευστά, σε υψηλές θερμοκρασίες, ως σύμπλοκα χλωρίδια (π.χ. FeCl₂) (HELGESON et al. 1981).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το υδροθερμικό ρευστό όπως τροποποιήθηκε με τις παραπάνω διεργασίες, είναι πολύ ελαφρύ και ευκίνητο σε σχέση με το ψυχρό θαλασσινό νερό και ανεβαίνει με ταχύ ρυθμό προς το θαλάσσιο πυθμένα. Στην ανοδική πορεία του αντιδρά συνεχώς με το πέτρωμα του φλοιού μέσα από το οποίο διέρχεται (περιδοτίτης, βασάλτης, ανδεσίτης, ρυόλιθος ή και ίζημα).

Το αποτέλεσμα αυτής της αλληλοεπίδρασης μεταξύ ρευστού και πετρώματος έχει μελετηθεί πειραματικά από πολλούς ερευνητές (π.χ. HAJASH & CHANDLER 1981, DING & SEYFRIED 1994, WETZEL & SHOCK 2000, ALLEN & SEYFRIED 2003), αλλά και στη φύση με δειγματοληψίες από γνωστά πλέον σύγχρονα υποθαλάσσια υδροθερμικά συστήματα.

Τα μεταλλοφόρα ρευστά ανερχόμενα προς το θαλάσσιο πυθμένα έχουν τη δυνατότητα να αποθέσουν το μεταλλικό τους φορτίο και να δημιουργήσουν κοιτάσματα, είτε εντός των πετρωμάτων του φλοιού, είτε πάνω στο θαλάσσιο πυθμένα, πάντοτε με αντίδραση με το ψυχρότερο θαλασσινό νερό. Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω είναι αποδεκτό ότι λειτουργεί ένα σύστημα υποθαλάσσιων «καμινάδων» από όπου αναβλύζουν τα MYP, μετά και τη μελέτη του πρώτου υδροθερμικού συστήματος στο East Pacific Rise (21°N).

Τα θερμά, όξινα και πλούσια σε Ca, μεταλλικά στοιχεία και θείο ρευστά, εισέρχονται στο ψυχρό (2°C) και ελαφρά αλκαλικό, φτωχό σε μεταλλικά στοιχεία, αλλά πλούσιο σε Ca και θειϊκά θαλασσινό νερό. Τότε καταβυθίζονται ανυδρίτης και πολύ λεπτόκοκκα σουλφίδια Fe, Cu-Fe και Zn (HAYMON 1983, GOLDFARB et al. 1983).

Υπάρχουν ορισμένοι σημαντικοί παράγοντες που καθορίζουν τον τρόπο σχηματισμού, τη σύσταση και τη θέση όπου θα σχηματιστούν τα κοιτάσματα, όπως: α) η σύσταση η θερμοκρασία και η πυκνότητα των ανερχόμενων ρευστών β) η σύσταση (είδος πετρώματος) του ωκεάνιου φλοιού γ) τα τεκτονικά χαρακτηριστικά και η διαπερατότητα του ωκεάνιου φλοιού ή/και των αποθέσεων στο όριο θαλάσσιου νερού-φλοιού και μέχρι μερικές εκατοντάδες μέτρα βάθος.

Η έρευνα σε σύγχρονα συστήματα υποθαλάσσιων αναθυμιάσεων έδειξε ότι πράγματι υπάρχουν σαφείς διαφορές στη σύσταση των ρευστών και των κοιτασμάτων που προκύπτουν αν συγκρίνει κανείς τη δομή και σύσταση των κοιτασμάτων που φιλοξενούνται σε βασάλτες σε μεσοωκεάνιες ράχες με εκείνα που συναντούνται σε άλλου τύπου πετρολογικά υπόβαθρα που δημιουργούνται σε γεωτεκτονικά περιβάλλοντα barc arc, rifted arc, submerged island arcs, καθώς και με εκείνα που δημιουργούνται σε περιδοτίτες.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Επιπλέον, διαφορές σημαντικές ως προς το αποτέλεσμα της σύγχρονης υποθαλάσσιας υδροθερμικής δραστηριότητας έχουν παρατηρηθεί σε θέσεις μεσοωκεάνιων ράχεων με διαφορετική ταχύτητα απομάκρυνσης των πλακών. Τρεις περιπτώσεις έχουν ιδιαίτερα μελετηθεί, όπου παρατηρούνται διαφορές στα δομικά χαρακτηριστικά (BAKER et al. 1995, GERMAN & Von DAMME 2004, HANNINGTON et al. 2005, KOSHINSKY et al. 2006).

α) Ταχεία απομάκρυνση, όπως στο East Pacific Rise (EPR) στον Ειρηνικό. Στις περισσότερες θέσεις του EPR τα κοιτάσματα είναι μικρά γιατί, αφενός συμβαίνουν συχνά εκρήξεις λάβας και αφετέρου γίνεται εύκολος διασκορπισμός του ρευστού πάνω από το πεδίο (TIVEY 2007). Έτσι, δε δίνεται αρκετός χρόνος για την απόθεση σε ποσότητα της μεταλλοφορίας. Για τη συγκέντρωση της μεταλλοφορίας και τη δημιουργία κοιτάσματος VMS απαιτείται χρονικό διάστημα από μερικές δεκάδες χιλιάδες χρόνια μέχρι πάνω από 1 εκ. χρόνια (RONA et al. 1993, HANNINGTON et al. 1999, TIVEY 2007).

β) Ενδιάμεσης ταχύτητας απομάκρυνση όπως στο Main Endeavour Field (MEF) στο Juan de Fuga Ridge στον Ειρηνικό (DELANEY et al. 1992, HANNINGTON et al. 1995, SARRAZIN et al. 1997, TIVEY et al. 1999).

 γ) Αργή απομάκρυνση, όπως το Mid-Atlantic Ridge (MAR) στον Ατλαντικό (EDMOND et al. 1995, DOUVILLE et al. 2002, MARQUES et al. 2006).

Η τρίτη περίπτωση έχει οδηγήσει στη δημιουργία κοιτασμάτων εξαιρετικά όμοιων με το τύπου Κύπρου κοίτασμα συμπαγών σουλφιδίων (HANNINGTON et al. 1998). Η δομή που δημιουργεί η υδροθερμική δράση στο πεδίο αυτό δίνεται παραστατικά στο Σχήμα 9.3. Κατά μήκος του MAR λειτουργεί μεγάλος αριθμός υδροθερμικών θέσεων μεταξύ 14°N και 38°N (RONA et al. 1986, CAMPBELL et al. 1988, GERMAN et al. 1993, 1996, BATUYEF et al. 1994, JAMES et al. 1995, CHARLOU et al. 1997, 2000, Von DAMME et al. 1998, DOUVILLE et al. 2002, ALLEN & SAYFRIED 2004).

Τα περισσότερα υδροθερμικά συστήματα του MAR σχετίζονται με βασαλτικά υποστρώματα και ο χημισμός των ρευστών πιστεύεται ότι επηρεάζεται από διαχωρισμό φάσεων σε υψηλή θερμοκρασία. Για πρώτη φορά ερευνήθηκε το πεδίο στη θέση 26°N του MAR το 1985 (RONA et al. 1986, CAMPELL et al. 1988). Το σημείο που είναι γνωστό ως

"The Trans Atlantic Geotraverse" (TAG) είναι ένα ενεργό υδροθερμικό σύστημα (RONA et al. 1993). Αποτελείται από ένα μεγάλο σωρό (mound) στο κέντρο του οποίου δρα ένα σύστημα από black smokers. Το μέγεθός του είναι αποτέλεσμα επαναλαμβανόμενων υδροθερμικών επεισοδίων στο χρονικό διάστημα των τελευταίων 20.000 έως 50.000 ετών (LALOU et al. 1995). Η δομή αυτή ευνοεί την εύκολη κάθοδο του θαλασσινού νερού αλλά και τη γρήγορη ανάβλυση των υδροθερμικών ρευστών. Αρχικά γίνεται απόθεση σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη και ανυδρίτη. Προκύπτει ένα πιο όξινο ρευστό το οποίο κινητοποιεί Zn και άλλα ιχνοστοιχεία τα οποία αποθέτονται στις εξωτερικές πλευρές και τα ανώτερα σημεία του οικοδομήματος από τη δράση white smoker (EDMOND et al. 1995, TIVEY et al. 1995, HUMPHRIS & TIVEY 2000).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η λήψη δειγμάτων στο συγκεκριμένο πεδίο από ερευνητικό γεωτρητικό πρόγραμμα αποτύπωσε την παρουσία κατά σειρά του σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη, ανυδρίτη και σφαλερίτη πάνω από πυριτιομένο και χλωριτιωμένο βασαλτικό λατυποπαγές, μέσα στο οποίο αναπτύσσεται ένα πλέγμα φλεβών μεταλλοφορίας μαζί με χαλαζία (HUMPHRIS et al. 1995).

Στις περισσότερες περιπτώσεις τα υδροθερμικά πεδία συνδέονται με βασαλτικά υποστρώματα και τα κοιτάσματα σουλφιδίων που δημιουργούνται έχουν μία χαρακτηριστική συνθετική δομή: ένας στερεοποιημένος σωρός σουλφιδίων με υποκείμενο πλέγμα φλεβών, καλύπτεται από ενεργές ή ανενεργές καμινάδες, υδροθερμικής γένεσης φλοιούς, μεταλλοφόρα ιζήματα και διαβρωμένα σουλφίδια όπως στο Σχήμα 9.4 (GOODFELLOW & FRANKLIN 1993, FOUQUET et al. 1993, 1996, RONA et al. 1993, ALT 1995, HANNINGTON et al. 1995, HUMPRIS et al. 1995). Η εικόνα αυτή είναι συγκρίσιμη με τα παλαιότερων γεωλογικών περιόδων ηφαιστειογενή κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων (VMS) (LARGE 1992, BARRIE & HANNINGTON 1997, DOYLE & ALLEN 2003).

Ένα άλλο, ιδιαίτερα σημαντικό στοιχείο στην περίπτωση του πεδίου MAR είναι η ανάπτυξη υδροθερμικών πεδίων και η δημιουργία κοιτασμάτων συμπαγών σουλφιδίων πάνω και εντός υπερβασικών πετρωμάτων, που έχουν σαφείς διαφορές από τα αντίστοιχα που συνδέονται με βασαλτικά υποστρώματα (WETZEL & SHOCK 2000).

Τέτοια παραδείγματα αποτελούν οι θέσεις Logatchev 14° 45 N που ανακαλύφθηκε από Ρωσσική ομάδα το 1993-1994 (BATUYEV et al. 1994, BOGDANOV et al. 1995, 1997, 2000) και δειγματίστηκε από Γαλλική ομάδα το 1996, (CHARLOU et al. 1997, LEIN et al. 2000), Rainbow 36° 14 N, (CHARLOU et al. 1997, DONVAL et al. 1997, FOUQUET et al. 1997, DOUVILLE et al. 2002, MARQUES et al. 2006) και Lost City (30°N), πολύ διαφορετικού από τα άλλα δύο (KELLEY et al. 2001, 2002).



Σχήμα 9.4. Σχηματική αναπαράσταση υποθαλάσσιου υδροθερμικού συστήματος σε εκτατικό γεωτεκτονικό περιβάλλον μεσο-ωκεάνιας ράχης (TIVEY 2007).

Στο Rainbow, σε βάθος 2500 m αναβλύζουν από 10 "μαύρες καμινάδες" υδροθερμικά ρευστά όξινης σύστασης (pH~2.8), υψηλής θερμοκρασίας (365°C), με υψηλή περιεκτικότητα σε Cl (750mM), σε σχέση με εκείνη του θαλασσινού νερού (546mM Cl). Η κρίσιμη θερμοκρασία του θαλασσινού νερού είναι 407°C σε 29855 bars (BISCHOFF & ROSENBAUER 1989), συνεπώς τα ρευστά στο Rainbow που αναβλύζουν με θερμοκρασία 365°C είναι σε υποκρίσιμες συνθήκες, γεγονός που προκαλεί, μέσω του βρασμού, διαχωρισμό σε δύο φάσεις με τα πτητικά CO₂, H₂S, CH₄, SO₂ και H₂ στην αέριο φάση με αποτέλεσμα τη δραστική μεταβολή στο pH και fO₂ στο σύστημα (DRUMMAD & OHMOTO 1985, SEYFRIED & DING 1995, DONVAL et al. 1997, DOUVILLE et al. 2002).

Τα ρευστά στα δύο πεδία Rainbow και Logatchev έχουν σημαντικά χαμηλότερες συγκεντρώσεις σε H₂S, Si, Al και Li αλλά υψηλότερες σε Ca, Rb, Mn, Cu, Zn, Ag, Cd, Cs, Pb, Y, Co και σε REE σε σχέση με τα πεδία σε βασαλτικά υποστρώματα και αυτό οφείλεται στην αλληλοεπίδρασή τους με τα υπερβασικά πετρώματα μέσα στα οποία κυκλοφορούν (DOUVILLE et al. 2002, ALLEN & SEYFRIED 2003). Κατά τη σερπεντινίωση των υπερβασικών πετρωμάτων ελευθερώνεται H⁺ που εισέρχεται στα υδροθερμικά ρευστά και προκαλεί μείωση στο pH (MOODY 1976, SEYFRIED & DIBBLE 1980, JANECKY & SEYFRIED 1986). Έτσι, η μεγαλύτερη συγκέντρωση στα ρευστά, των στοιχείων που

αναφέρθηκαν πιο πάνω, οφείλεται στη μεγαλύτερη διαλυτότητά τους η οποία ευνοείται από τη δημιουργία συμπλόκων με το Cl σε χαμηλό pH και υψηλή θερμοκρασία (DING & SEYFRIED 1992, CHARLOU et al. 1997, DONVAL et al. 1997, DOUVILLE et al. 2002).

Η συγκέντρωση των μεταβατικών μετάλλων Fe, Mn, Co, Ni, Cu και Zn, καθώς και των REE στα ρευστά του Rainbow είναι τα υψηλότερα που έχουν παρατηρηθεί στα υδροθερμικά πεδία MAR.

Είναι αξιοσημείωτο ότι, παρά την ανάπτυξή τους σε ίδιο λιθολογικό περιβάλλον, τα ρευστά στο Logatchev έχουν χαμηλότερη συγκέντρωση σε Cl (515 mM) και ιχνοστοιχεία σε σχέση με το Rainbow. Αυτό μπορεί να οφείλεται (DOUVILLE et al. 2002):

α. στο σχετικά χαμηλότερο βαθμό διαχωρισμού φάσεων

β. στην έλλειψη εκτεταμένης αλληλοεπίδρασης ρευστών-υπερβασικών πετρωμάτων κατά την υδροθερμική κυκλοφορία

γ. σε διαφορές στην αναλογία νερού/πετρώματος, άρα και στο βαθμό σεπεντινίωσης.

Ένα μοναδικό χαρακτηριστικό των ρευστών στο Rainbow είναι το πολύ χαμηλό pH (2,8), η υψηλή συγκέντρωση Cl⁻ και η υψηλότερη θερμοκρασία σε σχέση με όλα τα άλλα πεδία του MAR. Κάτω από αυτές τις συνθήκες οι συγκεντρώσεις σε OH⁻ και HS⁻ είναι χαμηλές και το Cl⁻ αποτελεί τον κύριο παράγοντα δημιουργίας συμπλόκων. Έτσι, μεταλλικά στοιχεία που δημιουργούν εύκολα ισχυρά σύμπλοκα με Cl⁻ θα σταθεροποιούνται σε σχέση με εκείνα που δημιουργούν αδύναμα σύμπλοκα, όσο η θερμοκρασία είναι υψηλή (SEEWALD & SEYFRIED 1990, SEYFRIED & DING 1993, 1995, DOUVILLE et al. 2002).

Αποτέλεσμα της σύγχρονης υδροθερμικής δράσης στο Rainbow είναι η δημιουργία κοιτάσματος σουλφιδίων με χαρακτηριστική δομή και ορυκτολογική σύσταση (MARQUES et al. 2006), ανάλογη με εκείνη σε βασαλτικά περιβάλλοντα.

Στρωματογραφικά διακρίνονται οι εξής ενότητες από τα βαθύτερα σημεία προς τα ρηχότερα:

α. Σερπεντινίτες χωρίς μεταλλοφορία

β. Σερπεντινίτες με μεταλλοφορία μορφής πλέγματος φλεβών

γ. Στεατίτες

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

δ. Ημισυμπαγής μεταλλοφορία σουλφιδίων

ε. Συμπαγής μεταλλοφορία σουλφιδίων που καλύπτεται από ενεργές και μη καμινάδες εκκροής μεταλλοφόρων ρευστών.

Το σερπεντινικό υπόστρωμα επιβεβαιώνεται από την παρουσία του χρωμίτη στη μεταλλοφορία, ο οποίος αποτελεί υπολειμματικό ορυκτό του περιδοτίτη (MARQUES et al. 2006). Επιπλέον, η αλληλοεπίδραση των υδροθερμικών ρευστών με το υπερβασικό

υπόστρωμα επιβεβαιώνεται από την υψηλή συγκέντρωση Co και Ni στα ρευστά ή στα σουλφίδια της μεταλλοφορίας.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ηφαιστειογενή κοιτάσματα που συνδέονται με υπερβασικό υπόβαθρο έχουν βρεθεί στην περιοχή των Β. Απέννινων (Ιταλία), (BONATTI et al. 1976, FERRARIO & GARUTI 1980, GARUTI & ZACCARINI 2005, ZAGGARINI & GARUTI 2008) καθώς και στα Νότια Ουράλια (Ρωσσία) (NIMIS et al. 2003, 2008, TESSALINA et al. 2003).

9.7.1.2. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ ΣΥΜΠΑΓΩΝ ΣΟΥΛΦΙΔΙΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΡΕΥΝΑΣ

Με βάση τα παραπάνω αλλά και με τα δεδομένα της παρούσας διατριβής προκύπτει ότι οι μεταλλοφορίες συμπαγών σουλφιδίων στις περιοχές Φυτιά, Ροδοχώρι και Κτήμα Ξυλαπετσίδη, έχουν σχηματιστεί σε ένα υποθαλάσσιο υδροθερμικό περιβάλλον. Από τις χημικές αναλύσεις του μεταλλεύματος και του πετρώματος και τις μικροαναλύσεις των μεταλλικών ορυκτών, έγινε μία προσπάθεια ερμηνείας του σχηματισμού και της ταξινόμησης των μεταλλοφοριών.

Από τις χημικές αναλύσεις των μεταηφαιστειακών πετρωμάτων που φιλοξενούν τις μεταλλοφορίες βγαίνει το συμπέρασμα ότι τα μεταλλικά ιχνοστοιχεία Fe, Zn, Pb, Co, Ni και Cr συμμετέχουν στη σύσταση των πετρωμάτων αυτών, γεγονός που δείχνει ότι τα μεταβασικά αυτά πετρώματα ήταν πιθανόν η πηγή ενός μέρους αυτών των μεταλλικών στοιχείων όπως προκύπτει από τους (LARGE 1992, HANNINGTON et al 2005, TIVEY 2007).

Ακόμη, με βάση τις χημικές αναλύσεις της μεταλλοφορίας, χρησιμοποιήθηκε το τριγωνικό διάγραμμα Cu-Zn-Pb (Σχ. 9.5) για την ταξινόμηση των κοιτασμάτων ανάλογα με τη χημική σύσταση ή τον τρόπο σχηματισμού τους. Στο διάγραμμα αυτό χρησιμοποιούνται οι σχετικές αναλογίες της εκατοστιαίας σύστασης των τριών βασικών μετάλλων Cu, Zn και Pb και διακρίνονται οι τέσσερις τύποι κοιτασμάτων: τύπου Cu, τύπου Zn-Cu, τύπου Zn-Pb-Cu και τύπου Pb-Zn (FRANKLIN et al. 1981, LARGE 1992). Σύμφωνα με τους παραπάνω ερευνητές τα κοιτάσματα Pb-Zn είναι ιζηματογενούς προέλευσης, ενώ τα κοιτάσματα Cu, Zn-Cu και Zn-Pb-Cu είναι ηφαιστειακής προέλευσης. Από την προβολή των σχετικών αναλογιών της επί τοις εκατό (%) σύστασης των βασικών μετάλλων Cu, Zn και Pb στο διάγραμμα αυτό προκύπτει ότι οι μεταλλοφορίες από την Φυτιά και το Ροδοχώρι περισσότερες τιμές προβάλλονται κοντά στο πεδίο Zn-Cu, και η μία από αυτές στο πεδίο του Cu, πιθανώς λόγω της περιεκτικότητας της μεταλλοφορίας σε σφαλερίτη.



Σχ. 9.5. Τριγωνικό διάγραμμα Cu-Zn-Pb στο οποίο προβάλλονται οι χημικές αναλύσεις των μεταλλοφοριών της παρούσας έρευνας.

Η παραμόρφωση και η μεταμόρφωση έχουν αλλοιώσει αρκετά τα πρωτογενή χαρακτηριστικά της μεταλλοφορίας με αποτέλεσμα τον δύσκολο προσδιορισμό της σειράς κρυστάλλωσης της μεταλλοφορίας. Τα πρώτα μεταλλικά ορυκτά που σχηματίστηκαν είναι ο framboidal σιδηροπυρίτης (CONANT & SWANSON 1961, LOVE & AMSTUTZ 1966, AMSTUTZ et al. 1967, LIANXING & MacCLAY 1992). Μετά την απόθεση του framboidal σιδηροπυρίτη, σχηματίστηκε ο αδροκρυσταλλικός σιδηροπυρίτης ιδιόμορφος συνήθως, που σε ορισμένες περιπτώσεις λόγω ανακρυστάλλωσης εμφανίζεται ιδιόμορφος.

Ο χαλκοπυρίτης εμφανίζεται να πληροί χώρους ανάμεσα στον σιδηροπυρίτη ή να διεισδύει σε κατακλάσεις του σιδηροπυρίτη σχηματίζοντας μικροφλεβίδια, και ιδιαίτερα στην Φυτιά όπου συναντάται σε στενή σχέση με τον μαγνητοπυρίτη.

Ο μαγνητοπυρίτης είναι το ορυκτό με την μεγαλύτερη αφθονία στην Φυτιά, όπου ακόμη εντοπίζονται χρωμίτης και κοβαλτίνης που δείχνει ότι συνδέονται με τα υπερβασικά πετρώματα της οφειολιθικής σειράς. Στις άλλες δύο εμφανίσεις στο Ροδοχώρι και στο Κτήμα Ξυλαπετσίδη, τα ορυκτά αυτά δεν παρατηρήθηκαν.

Ο σφαλερίτης σχηματίζεται μετά τους σιδηροπυρίτη και χαλκοπυρίτη, όπως φαίνετι από τα εγκλείσματά του στα ορυκτά αυτά. Τα σταγονίδια του χαλκοπυρίτη στο σφαλερίτη, σχηματίστηκαν μετά την απόθεση του σφαλερίτη, αφού η αντικατάσταση του σφαλερίτη από

χαλκοπυρίτη είναι ο επικρατέστερος μηχανισμός σχηματισμού τους (SUGAKI et al. 1987, BARTON & BETHKE 1987).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι περιεκτικότητες των ιχνοστοιχείων στα σουλφίδια μπορούν να δώσουν αρκετά σημαντικές πληροφορίες για τη μεταλλοφορία, όσον αφορά τον τρόπο γένεσης, το περιβάλλον απόθεσης και τις θερμοκρασίες σχηματισμού.

Χαρακτηριστικό σημείο της μελέτης ήταν η παρουσία σφαιροειδών σχηματισμών μορφής βατόμουρου (framboidal pyrite) που θεωρείται αποτέλεσμα ιζηματογενούς περιβάλλοντος απόθεσης ή χαμηλής θερμοκρασίας υδροθερμικών διαλυμάτων. Στους κρυστάλλους σιδηροπυρίτη οι περιεκτικότητες σε As κυμαίνονται από 0.06 έως 0.20% ενώ στον framboidal σιδηροπυρίτη από 0.06 έως 0.90%. Η διαφορά που παρατηρείται στην περιεκτικότητα του As έχει σχέση με τις διαφορετικές γενιές του σιδηροπυρίτη (RAISWELL & PLANT, 1980). O framboidal σιδηροπυρίτης δεσμεύει το As από τα υδροθερμικά διαλύματα όντας το πρώτο σουλφίδιο που σχηματίζεται, ενώ ο σχηματισμός του σιδηροπυρίτη δεύτερης γενιάς και των υπολοίπων ορυκτών, έχει ως αποτέλεσμα τις μικρότερες τιμές στον ιδιόμορφο σιδηροπυρίτη.

Η παρουσία framboidal σιδηροπυρίτη σε μαγματικά πετρώματα που συνδέονται με υδροθερμική δράση, φανερώνει χαμηλές θερμοκρασίες (STEINIKE 1963, LOVE & AMSTUTZ 1969, OSTWALD & ENGLAND 1977). Σύμφωνα με τον RICKARD (1970), η υψηλότερη θερμοκρασία όπου τα κολλοειδή διατηρούνται σταθερά είναι 200°C, άρα αυτή είναι και η υψηλότερη θερμοκρασία σχηματισμού του framboidal σιδηροπυρίτη. Πειραματική παρασκευή framboidal σιδηροπυρίτη σε υδροθερμικές συνθήκες έδειξε θερμοκρασία σχηματισμού μέχρι και 300°C (SUNAGAVA et al. 1971). Ενώ στη λεκάνη Guaymas, στη λεκάνη της Καλιφόρνιας αλλά και στον Ειρηνικό ωκεανό στις σύγχρονες αποθέσεις πολυμεταλλικών σουλφιδίων, όπου υπάρχει και framboidal σιδηροπυρίτης, οι θερμοκρασίες των υδροθερμικών διαλυμάτων φθάνουν μέχρι 315°C.

Τα μεταηφαιστειακά πετρώματα της περιοχής μελέτης μέσα στα οποία εντοπίζονται τα μεταλλοφόρα σώματα είναι αποτέλεσμα παλαιότερης ηφαιστειακής δραστηριότητας σε υποθαλάσσιο περιβάλλον. Αυτή η δραστηριότητα είχε ως αποτέλεσμα την τροφοδοσία του συστήματος με S και μεταλλικά στοιχεία (Fe, Cu, Zn, Co, As, Ni) συστατικά απαραίτητα για το σχηματισμό των συμπαγών σουλφιδίων στην περιοχή έρευνας.

Ακόμη η παρουσία σταγονιδίων χαλκοπυρίτη πολύ μικρού μεγέθους, μέσα στο σφαλερίτη φανερώνει θερμοκρασίες που κυμαίνονται από 200 έως 400°C (SUGAKI et al. 1987, BARTON & BETHKE 1987).

Σύμφωνα με τον URABE (1974) ο σερικίτης στα εξαλοιωμένα μεταηφαιστειακά πετρώματα είναι σταθερός στους 200°C σε pH από 4.6 έως 5.4 δηλαδή σε ελαφρά όξινο περιβάλλον. Ακόμη, σύμφωνα με τον LARGE (1977), για το σχηματισμό χαλκοπυρίτη, σφαλερίτη σε κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων και σε αναγωγικό περιβάλλον, η θερμοκρασία είναι μεγαλύτερη από 275°C και το pH όξινο έως ουδέτερο.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η μεταλλοφορία των περιοχών Φυτιά, Ροδοχώρι και Κτήμα Ξυλαπετσίδη ανήκει στον τύπο των κοιτασμάτων που χαρακτηρίζονται ως στρωματέγκλειστα κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων (stratabound massive sulfide deposits) και συνδέεται γενετικά με βασικά ηφαιστειακά πετρώματα. Τα πετρώματα αυτά είναι μέλη οφειολιθικής σειράς, έχουν σχηματιστεί σε περιβάλλον υποθαλάσσιας ηφαιστειότητας (submarine volcanism), κατά το Μεσοζωικό (Ιουρασικό-Κάτω Κρητιδικό), σε γεωτεκτονικό περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου. Η μεταλλοφορία αυτών των περιοχών ανήκει στον τύπο Cu-σιδηροπυρίτη σύμφωνα με την ταξινόμηση των ηφαιστειογενών κοιτασμάτων συμπαγών σουλφιδίων κατά HUTCHINSON (1973), ή είναι τύπου Cu σύμφωνα με την ταξινόμηση των FRANKLIN et al. (1981) και LARGE (1992).

Τα απαραίτητα συστατικά για το σχηματισμό των σουλφιδίων συνδέονται με την υποθαλάσσια ηφαιστειακή δραστηριότητα. Ιδιαίτερα σημαντικός στη γένεση της μεταλλοφορίας είναι ο ρόλος του θαλάσσιου νερού. Η κυκλοφορία μέσα από ρήγματα και διαρρήξεις του θαλάσσιου νερού κατά κύριο λόγο και του μαγματικού κατά δεύτερο, είχαν ως αποτέλεσμα την άνοδο της θερμοκρασίας και τη δημιουργία υδροθερμικών διαλυμάτων. Τα μεταλλικά στοιχεία Fe, Zn, Cu, As, Co, Ni με τη δράση των υδροθερμικών διαλυμάτων αποσπάσθηκαν από υποκείμενα ηφαιστειακά πετρώματα και μεταφέρθηκαν στα ανώτερα στρώματα. Το S προέρχεται είτε από το θαλάσσιο νερό (LARGE, 1992), είτε ως εκπλυμένο θείο από τα υποκείμενα ηφαιστειακά πετρώματα (FRANKLIN et al., 1981). Είναι προφανές ότι η σύσταση των υποκείμενων ηφαιστειακών πετρωμάτων είναι ιδιαίτερα σημαντική για το είδος της μεταλλοφορίας που σχηματίζεται.

Η μεταφορά των μεταλλικών στοιχείων Cu και Zn στα συμπαγή κοιτάσματα σουλφιδίων γίνεται σε χαμηλές θερμοκρασίες (<300°C) με μορφή χλωριούχων συμπλόκων (LARGE, 1992). Η απόθεση των σουλφιδίων στον πυθμένα της θάλασσας, ήταν αποτέλεσμα των μεταβολών στις φυσικοχημικές συνθήκες λόγω της ανάμειξης των υδροθερμικών διαλυμάτων με το θαλάσσιο νερό. Οι κυριότερες φυσικοχημικές μεταβολές ήταν η ελάττωση της θερμοκρασίας, η αύξηση του pH, καθώς και η αύξηση της πτητικότητας του οξυγόνου (fO₂) και της περιεκτικότητας του διαλύματος σε S (Σ S).

Με βάση τα μορφολογικά χαρακτηριστικά, την παραγένεση και βιβλιογραφικά δεδομένα (LARGE, 1992), η απόθεση της μεταλλοφορίας έχει γίνει στο θαλάσσιο πυθμένα, πιθανώς στη θέση όπου εκχύνονται τα διαλύματα. Το θεωρητικό μοντέλο προτείνει λοιπόν κανάλια τροφοδοσίας ή κάποια ζώνη πλέγματος φλεβών (stockwork). Κάτι τέτοιο δεν παρατηρήθηκε στην περιοχή έρευνας, έτσι δεν είναι δυνατό να βρεθεί η ακριβής θέση αποφόρτισης των διαλυμάτων.

Τα μεταλλοφόρα σώματα μαζί με τα ηφαιστειακά πετρώματα, αμέσως μετά το σχηματισμό τους, υπέστησαν λόγω της κυκλικής κυκλοφορίας του θαλάσσιου νερού ωκεάνια μεταμόρφωση χαμηλού έως πολύ χαμηλού βαθμού. Τέλος κατά τη διάρκεια της τεκτονικής τοποθέτησης τους, στη διάρκεια των ορογενετικών κινήσεων της περιοχής, έλαβε χώρα ανακρυστάλλωση, μεταμόρφωση και παραμόρφωση των μεταλλοφόρων σωμάτων.

Τα συμπεράσματα λοιπόν για τη γένεση, τις συνθήκες απόθεσης και τις θερμοκρασίες σχηματισμού της μεταλλοφορίας είναι τα παρακάτω:

 Η μεταλλοφορία σχηματίστηκε σε υποθαλάσσιο ηφαιστειακό περιβάλλον που τροφοδότησε το σύστημα με H₂S και μεταλλικά στοιχεία (Fe, Zn, Cu, As, Co, Ni) και που είχε ως αποτέλεσμα το σχηματισμό των σουλφιδίων.

2. Οι συνθήκες που επικρατούσαν κατά το σχηματισμό των framboids και των υπόλοιπων σουλφιδίων ήταν αναγωγικές.

3. Το pH πρέπει να ήταν ελαφρώς όξινο.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

4. Η θερμοκρασία σχηματισμού δεν θα πρέπει να ήταν μεγαλύτερη από 300°C.

10. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Από την πετρογραφική, γεωχημική και κοιτασματολογική έρευνα προέκυψαν τα παρακάτω συμπεράσματα:

1. Τα κοιτάσματα χρωμίτη της περιοχής μελέτης έχουν μορφή ακανόνιστων σωμάτων και βρίσκονται μέσα σε σερπεντινιωμένο περιδοτίτη χαρτσβουργιτικού τύπου.

 Οι σερπεντινίτες αποτελούν μέλη μιας διαμελισμένης οφειολιθικής σειράς που περιλαμβάνει επίσης μεταγαββρικά-μεταδιαβασικά πετρώματα, λευκογρανίτες και ιζηματογενή πετρώματα.

3. Οι σερπεντινίτες στο μεγαλύτερο μέρος τους διατηρούν τη ψευδομορφική με βαστίτες και διχτυωτές θέσεις υφή και στην ορυκτολογική τους σύσταση εκτός από τα ορυκτά του σερπεντίνη (λιζαρδίτης, χρυσοτίλης, αντιγορίτης) συμμετέχουν ως επουσιώδη Cr-σπινέλλιος και μαγνητίτης.

4. Οι Cr-σπινέλλιοι των σερπεντινιτών συχνά παρουσιάζουν φαινόμενα εξαλλοίωσης σε σιδηροχρωμίτη και από χημική άποψη ανταποκρίνονται στη σύσταση των σπινελλίων Αλπικού τύπου περιδοτιτών.

5. Η γένεση του σιδηροχρωμίτη και του μαγνητίτη αποδίδεται στη διαδικασία της σερπεντινίωσης.

6. Τα μεταβασικά πετρώματα της οφειολιθικής σειράς περιλαμβάνουν μεταμορφικές παραγενέσεις που καλύπτουν την φάση πρενίτη-πουμπελλυΐτη έως τη μεταβατική φάση μεταξύ πρασινοσχιστολιθικής και αμφιβολιτικής φάσης.

7. Τα αρχικά ηφαιστειακά πετρώματα κρυσταλλώθηκαν από μάγμα θολεϊτικής σύστασης-χαμηλής περιεκτικότητας σε Κ, που προέκυψε σε γεωτεκτονικές συνθήκες νησιωτικού τόξου (ΙΑΤ) πάνω από περιοχή καταδυόμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας (SSZ= Supra Subduction Zone).

 Το χρωμιτικό μετάλλευμα είναι κυρίως συμπαγούς τύπου που διαβαθμίζεται σε διάσπαρτο.

9. Ο χρωμίτης παρουσιάζει σε διαφορετικό βαθμό φαινόμενα κατάκλασης (που φτάνει μέχρι τη μυλωνιτίωση) ή/και εξαλλοίωσης σε σιδηροχρωμίτη και συνοδεύεται από σερπεντίνη ή πιο συχνά από Cr-χλωρίτη ή/και Cr-γρανάτη (περιοχή Αρκοχωρίου).

10. Η εξαλλοίωση του χρωμίτη ερμηνεύεται ως ένα μετασωματικό φαινόμενο που λαμβάνει χώρα κατά τη σερπεντινίωση και τη χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση. Συντελείται με τη διεργασία της διάχυσης ιόντων και γι' αυτό διευκολύνεται από την κυκλοφορία ρευστής φάσης διαμέσου των διαρρήξεων του ορυκτού. Κατά τη διεργασία της εξαλλοίωσης τα στοιχεία Al, Mg, Cr απομακρύνονται επιλεκτικά από το πλέγμα του αρχικού χρωμίτη προς το περιβάλλον, ενώ ενσωματώνονται σ' αυτό Fe⁺², Fe⁺³, Mn, Ni και έτσι εμπλουτίζεται η ζώνη του σιδηροχρωμίτη σ' αυτά. Τα στοιχεία που απομακρύνονται συμμετέχουν στη σύσταση των χρωμιούχων πυριτικών του μεταλλεύματος.

11. Ο χρωμίτης από άποψη βιομηχανικής χρήσης είναι μεταλλουργικού τύπου.

12. Τα κοιτάσματα χρωμίτη της περιοχής μελέτης χαρακτηρίζονται ως λοβόμορφα ή οφειολιθικά ή Αλπικού τύπου με βάση τα παρακάτω:

α. πετρολογικό περιβάλλον

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

β. σχήμα μεταλλοφόρων σωμάτων και μορφολογικοί τύποι μεταλλεύματος

γ. ιστολογικά χαρακτηριστικά μεταλλεύματος

δ. τα χημικά χαρακτηριστικά των χρωμιτών, την προβολή τους στα διακριτικά πεδία σύστασης των Αλπικού-τύπου κοιτασμάτων και την προσομοίωση τους με γνωστά λοβόμορφα κοιτάσματα άλλων περιοχών

13. Η γένεση των κοιτασμάτων χρωμίτη συνδέεται με δημιουργία μάγματος από υψηλού βαθμού μερική τήξη έντονα εκχυμωμένου μανδυακού υλικού σε γεωδυναμικές συνθήκες νησιωτικού τόξου πάνω από καταδυόμενη ωκεάνια λιθόσφαιρα (supra subduction zone).

14. Τα στρωματέγκλειστα κοιτάσματα συμπαγών σουλφιδίων συνδέονται με τα μεταβασικά πετρώματα και είναι τύπου Cu-σιδηροπυρίτη ή τύπου Κύπρου με framboidal σιδηροπυρίτη, σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη, σφαλερίτη, μαγνητοπυρίτη, κοβαλτίνη παρουσία χρωμίτη που αλλοιώνεται σε σιδηροχρωμίτη και μαγνητίτη και σε ίχνη μπερθιερίτη.

15. Τα σουλφίδια σχηματίστηκαν σε υποθαλάσσιο υδροθερμικό περιβάλλον που τροφοδότησε το σύστημα με H₂S και μεταλλικά στοιχεία.

16. Τα μεταβασικά πετρώματα συμμετείχαν πιθανόν στην τροφοδοσία των μεταλλικών στοιχείων Fe, Zn, Pb, Co, Ni και Cr για το σχηματισμό των σουλφιδίων.

17. Τα πρώτα ορυκτά που σχηματίστηκαν ήταν ο framboidal σιδηροπυρίτης και ο αδρόκοκκος σιδηροπυρίτης και στη συνέχεια ο χαλκοπυρίτης και ο σφαλερίτης. Ειδικά στη Φυτιά ο μαγνητοπυρίτης, ο χρωμίτης και ο κοβαλτίνης δείχνουν ότι συνδέονται με τα υπερβασικά πετρώματα της οφειολιθικής σειράς.

18. Οι συνθήκες που επικρατούσαν κατά το σχηματισμό των σουλφιδίων ήταν αναγωγικές, το pH ελαφρώς όξινο και η θερμοκρασία δεν πρέπει να ξεπερνούσε τους 300°C.

19. Η παραμόρφωση και η μεταμόρφωση αλλοίωσαν τα πρωτογενή χαρακτηριστικά της μεταλλοφορίας.

11. ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΤΗ ΔΥΝΑΤΟΤΗΤΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΤΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΧΡΩΜΙΤΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Εκτός από τα μεγάλα κέντρα εξόρυξης χρωμίτη στο ορεινό συγκρότημα του Βούρινου και στην περιοχή Δομοκού, υπήρξαν και κάποιες θετικές προοπτικές για τη συνέχιση και την επέκταση της εκμετάλλευσης του χρωμίτη και σε άλλες περιοχές, πλην όμως η αναστολή της εκμετάλλευσης του χρωμίτη το 1992, λόγω μείωσης των τιμών του σιδηροχρωμίου, έχει ως αποτέλεσμα να ατονήσουν οι όποιες προσπάθειες έχουν γίνει προς την κατεύθυνση αυτή.

Όσον αφορά την ποσότητα του μεταλλεύματος που έχει εξορυχθεί από τα κοιτάσματα χρωμίτη της περιοχής μελέτης, με βάση τις εκτιμήσεις των κατοίκων της περιοχής είναι γύρω στους 1500 τόννους. Τα εναπομείναντα αποθέματα δεν είναι γνωστά ούτε μπορούν να εκτιμηθούν αφού μετά την «εμπειρική» εκμετάλλευση της εποχής εκείνης δεν έγιναν κάποια ερευνητικά έργα στην περιοχή. Ο χρωμίτης είναι στο μεγαλύτερο ποσοστό υψηλού Cr, μεταλλουργικού τύπου με Cr/Fe= 3.83.

Για να μπορέσει όμως η περιοχή μελέτης να αποτελέσει αντικείμενο εκμετάλλευσης θα πρέπει να γίνουν κάποια έρευνα αναζήτησης με σκοπό τον εντοπισμό των αποθεμάτων του μεταλλεύματος ικανών για εκμετάλλευση, με βάση πάντα τις οικονομικές συνθήκες που θα επικρατούν εκείνη τη χρονική στιγμή.

Προτείνονται λοιπόν τα παρακάτω:

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

α) Χρήση γεωφυσικών μεθόδων διασκόπησης για την εκτίμηση του βάθους στο οποίο εκτείνονται οι σερπεντινίτες ξενιστές της μεταλλοφορίας, αλλά και της ύπαρξης χρωμιτοφόρων σωμάτων σ' αυτούς. Στην Ελλάδα, στην Τουρκία αλλά και στα Βαλκάνια γενικότερα έχουν χρησιμοποιηθεί η μαγνητική βαρυτομετρική αλλά και η ηλεκτρική μέθοδος για τον εντοπισμό χρωμιτοφόρων ζωνών με αρκετή επιτυχία. Μάλιστα, επειδή ο χρωμίτης του μεταλλεύματος συχνά παρουσιάζει αυξημένη περιεκτικότητα σε Fe λόγω της εξαλλοίωσής του σε σιδηροχρωμίτη, η χρήση της μαγνητικής μεθόδου θεωρείται η πιο κατάλληλη.

β) Σύνταξη χαρτών σε μικρή κλίμακα ώστε να αποτυπωθούν οι γεωφυσικές ανωμαλίες.

γ) Αξιοποίηση των αποτελεσμάτων της γεωφυσικής έρευνας με ερευνητικές γεωτρήσεις.

 δ) Ερευνητικές γεωτρήσεις κοντά στις παλιές θέσεις εκμετάλλευσης αρχικά και σταδιακά σε πιο απομακρυσμένες θέσεις.

ε) Καταγραφή των χαρακτηριστικών της χρωμιτοφορίας από τους πυρήνες των γεωτρήσεων, όπως μορφή μεταλλεύματος, διαστάσεις μεταλλοφόρων σωμάτων, ορυκτολογική σύσταση, αλλοιώσεις κλπ. στ) Έλεγχος της χημικής σύστασης του χρωμίτη και έλεγχος περιεκτικότητας σε PGE, Au, PGMs κλπ

ζ) Εκτίμηση των αποθεμάτων μεταλλεύματος με αξιοποίηση όλων των παραπάνω για τη σύνταξη πλήρους οικονομοτεχνικής μελέτης πριν την πιθανή εκμετάλλευση.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πρόσφατα, κατά το 2018, οι εταιρείες "Μεταλλεία Γρεβενών-Κοζάνης ΑΕ" και η "Ελληνικά Μεταλλεία ΑΕ"αποφάσισαν να επενδύσουν στον τομέα του χρωμίτη στο Βούρινο μετά τη διακοπή των μεταλλείων στη Σκούμτσα το 1990-91. Η αναθέρμανση αυτή στο ενδιαφέρον για την εξόρυξη και τον εμπλουτισμό χρωμίτη στο Βούρινο αποκτάει ενδιαφέρον και η περιοχή μεταξύ Βέροιας και Νάουσας για έρευνα αναζήτησης των μεταλλοφόρων σωμάτων που μελετήθηκαν στην παρούσα διδακτορική διατριβή.

12. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ ΚΑΙ ΟΡΓΑΝΑ

12.1. ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η δειγματοληψία πραγματοποιήθηκε κατά τους μήνες Ιούλιο και Αύγουστο 1981, Ιούλιο και Αύγουστο 1987 και Ιούλιο έως Σεπτέμβριο 1988. Μελετήθηκαν 9 περιοχές, Άγιος Αθανάσιος, Αρκοχώρι, Γλόμπα, Πλατάνια Ρέμα, Παληορούγκα, Διχαλεύρι, Ροδοχώρι, Φυτιά, Κτήμα Ξυλαπετσίδη και συνελέγησαν πάνω από 200 δείγματα.

12.2. ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΛΕΠΤΩΝ ΚΑΙ ΣΤΙΛΠΝΩΝ ΤΟΜΩΝ

Η παρασκευή των 150 περίπου λεπτών, λεπτών – στιλπνών και στιλπνών τομών έγινε στα εργαστήρια του Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας του Α. Π. Θ καθώς και στα Εργαστήρια του Τμήματος Γεωλογίας του Πανεπιστημίου της Heidelberg (Γερμανία).

Η μελέτη των λεπτών τομών πραγματοποιήθηκε στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας σε πολωτικό μικροσκόπιο Leitz HM-POL και των στιλπνών τομών σε μεταλλογραφικό μικροσκόπιο ανακλώμενου φωτός Leitz SM LUX POL. Όποτε απαιτούνταν παρατήρηση σε μεγάλη μεγέθυνση, αυτή έγινε με χρήση ελαιοκατάδυσης.

Για τις μικροφωτογραφίες χρησιμοποιήθηκε σύστημα μικροσκοπίου και φωτογραφικής μηχανής τύπου Leitz Orthoplan καθώς και ψηφιακή φωτογραφική μηχανή τύπου Nikon Coolpix 3500.

12.3. ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Οι χημικές αναλύσεις πετρωμάτων, 45 τον αριθμό, έγιναν με τη μέθοδο φθορισιμετρίας ακτίνων X (X-ray fluorescence: XRF), με φασματοφωτόμετρο τύπου Philips PW 1450 στο Τμήμα Γεωλογίας του Πανεπιστημίου του Manchester (Αγγλία). Χρησιμοποιήθηκαν δισκία πίεσης (pressed pellets) από κονιοποιημένο υλικό και ακολουθήθηκε η μέθοδος BROWN et al. (1973).

12.4. ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΟΡΥΚΤΩΝ ΜΕ ΗΛΕΚΤΡΟΝΙΚΟ ΜΙΚΡΟΑΝΑΛΥΤΗ

Οι χημικές αναλύσεις των ορυκτών έγιναν σε επανθρακωμένες στιλπνές τομές σε τρία εργαστήρια:

α) Στο διατμηματικό Εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας του Α.Π.Θ, όπου χρησιμοποιήθηκε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (Scanning electron microscope: SEM) τύπου JEOL JSM-840 εφοδιασμένο με φασματόμετρο LINK AN 1000 EDS και συνθήκες λειτουργίας: 15 KV τάση επιτάχυνσης, 3 mA ρεύμα δείγματος σε πρότυπο κοβάλτιο, διάμετρος δέσμης ηλεκτρονίων 1 μm και χρόνος μέτρησης 100 sec, ενώ το λογισμικό πρόγραμμα επεξεργασίας ήταν ZAF-4/FLS της LINK.

Για τη ρύθμιση (Calibration) του συστήματος ανάλυσης EDS χρησιμοποιήθηκαν τα παρακάτω φυσικά ή συνθετικά (*) πρότυπα (σε παρένθεση τα αντίστοιχα στοιχεία):

Βολλαστονίτης (Si, Ca), Περίκλαστο *(Mg), Κορούνδιο *(Al), Ιαδεΐτης (Na), Ολιβίνης (Fe), Ορθόκλαστο (K), Σιδηροπυρίτης (S), lnAs *(As), και καθαρά μέταλλα για τα στοιχεία Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, V, Ti.

Σε αρκετές περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκε η εικόνα οπισθοδιασκεδαζόμενης δέσμης ηλεκτρονίων (backscattered electron image: BSI), που στηρίζεται στη διαφορά του ατομικού αριθμού των στοιχείων πράγμα που επιτρέπει καλύτερη διάκριση ανάμεσα στις διάφορες ορυκτολογικές φάσεις ή τον εντοπισμό μικροδιαφορών στη σύσταση της ίδιας φάσης. Με σύστημα BSI λήφθηκαν και πολλές μικροφωτογραφίες στο SEM του Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Ακόμη στο ίδιο εργαστήριο έγιναν οι μικροαναλύσεις των ορυκτών των στοιχείων της ομάδας του λευκόχρυσου (PGMs) από την Καθηγήτρια κ. Ελένη Παυλίδου.

β) Στο τμήμα Γεωλογίας του Πανεπιστημίου της Upsala (Σουηδία), όπου χρησιμοποιήθηκε ηλεκτρονικός μικροαναλυτής τύπου Camebax Microbeam της CAMECA. Οι κρύσταλλοι του φασματοφωτόμετρου που χρησιμοποιήθηκαν ήταν:

Thaiumphtalat, TAP, 2d= 25.750Å, spectr. no 1 and 4,

Pentaerythritol, PET, 2d=8.742Å, spectr. no 2 και

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Lithiumfluorid (200), LIF, 2d= 4.048Å, spectr. no 3.

Στο πανεπιστήμιο της Ουψάλα (Σουηδία), οι συνθήκες λειτουργίας ήταν 15 KV τάση επιτάχυνσης (accelerating potential), και 10 nA ρεύμα δείγματος (beam current). Η διάμετρος της δέσμης ήταν περίπου 1 μm και ο χρόνος μέτρησης 20 sec. Για τη ρύθμιση του energy dispersive χρησιμοποιήθηκαν σαν πρότυπα (standards) οι παρακάτω χημικές ενώσεις (synthetic compounds): για Fe: FeS₂ (Ka), για Cu: CuFeS₂ (Ka), για Pb: PbSe (La), για Ag₂S (La), για Zn:ZnS (Ka), για Bi: BiTe (La), για Sn: SnO₂ (La), για Te: BiTe (La), για Mn: MnTi (Ka), για Cd: CdSe (La), για Hg: HgTe (Ma), και για S:FeS₂ (Ka) και καθαρά μέταλλα (pure metals): για Sb: (La), As (La), Co (Ka), Ni (Ka), V (Ka), Mo (La), W (Ma), Re (Ma), Au (Ma),Pt (Ma). Οι διορθώσεις έγιναν με το πρόγραμμα "PAP" των POUCHOU & PICHOIR (1984).

γ) Στο Τμήμα Αναλύσεων του ΙΓΜΕ στην Αθήνα από τον κ. Γ. Οικονόμου όπου χρησιμοποιήθηκε μικροαναλυτής τύπου JEOL 733.

12.5 ΧΗΜΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ ΡGE+Au

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι χημικές αναλύσεις των χρωμιτών για PGE + Au σε δείγματα χρωμιτίτη από τις περιοχές Κτήμα Ξυλαπετσίδη, Πλατάνια Ρέμα, Αρκοχώρι 1, 2,3, Παληορούγκα, Διχαλεύρι και Γκλόμπα της περιοχής μελέτης, έγιναν στο αναλυτικό εργαστήριο "Genalysis Laboratory Services PtyLtd", της Αυστραλίας, όπου στάλθηκαν τα δείγματα. Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος φασματομετρίας εκπομπής με διέγερση πλάσματος (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry: ICP-MS) αφού προηγήθηκε προσυγκέντρωση των στοιχείων από κονιοποιημένο μετάλλευμα με τη μέθοδο σύντηξης και συλλογής με σουλφίδια νικελίου (Nisulfide fire assay collection). Η ακρίβεια της μεθόδου είχε ως όρια για τα Os, Ir, Ru, Pd και Pt: 2 ppb, για το Rh: 1ppb και για το Au: 5ppb.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ADAMIDES, N. G., (1980): The form and environment of formation of the Kalavasos ore deposits, Cyprus, in Panayiotou, A., ed., Ophiolites: International Symposium, Cyprus, 1977, Proc. Cyprus Ministry Agriculture Nat. resources, Geol. Survey. Dept., p. 117-178.
- ADAMIDES, N. G., (2010): "Mafic-dominated volcanogenic sulphide deposits in the Troodos ophiolite, Cyprus Part 2–A review of genetic models and guides for exploration." Applied Earth Science 119, no. 4 (2010): 193-204.
- AGIORGITIS, G. & WOLF, R. (1977): The distribution of platinum, palladium and gold in Greek chromites. Chem. Erde, 36: 349-351
- AGIORGITIS, G. & WOLF, R. (1978): Aspects of osmium, ruthenium and Iridium contents in some Greek chromites. Chem. Geol., 23: 267-272.
- AGIORGITIS, G., PANAGOS, A. & MARIEN, R. (1976): Bestimmung einiger seltener Elemente in griechischen Chromiten. Chem. Erde, 35: 199-201.
- AHMED, A. H., & ARAI, S. (2003): Platinum-group minerals in podiform chromitites of the Oman ophiolite. The Canadian Mineralogist, 41(3), 597-616.
- AHMED, A. H., ARAI, S., ABDEL-AZIZ, Y. M., IKENNE, M., & RAHIMI, A. (2009): Platinum-group elements distribution and spinel composition in podiform chromitites and associated rocks from the upper mantle section of the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. Journal of African Earth Sciences, 55(1-2), 92-104.
- AHMED, A.H. & ARAI, S. (2002): Unexpectedly high PGE chromitite from the deeper mantle section of the northern Oman ophiolite and its tectonic implications. Contrib. Mineral. Petrol., 143, 263-270.AHMED, Z., (1982): Porphyritic-nodular, nodular and orbisular chrome ores from the Sakhakot-Qila, complex, Pakistan and their chemical variations. Min. Mag., 45: 167-178.
- AHMED, A.H., HARBI, H.M., & HABTOOR, A.M. (2012): Compositional variations and tectonic settings of podiform chromitites and associated ultramafic rocks of the Neoproterozoic ophiolite at Wadi Al Hwanet, northwestern Saudi Arabia. Journal of Asian Earth Sciences, 56, 118-134.
- AHMED, Z., & HALL, A. (1981): Alteration of chromite from the Sakhakot-Qila u ltramafic complex, Pakistan. Chemie der Erde, 40: 307-339.
- AHMED, Z., (1983): Geology and chromite deposits of the Sakhakot-Qila ophiolite, Pakistan. Ofioliti, vol 8, N. 2.
- AHMED, Z., (1984): Stratigraphic and textural variations in the chromite composition of the ophiolitic Sakhakot Qila complex, Pakistan. Econ. Geol., 79:1334-1359.
- ALLEN, D., SEYFRIED, W.E. JR (2003): Alteration and mass transfer in the MgO-CaO-FeO-Fe₂O₃-SiO₂-Na₂O-H₂O-HCl system at 400°C and 500 bars: implications for pH and compositional controls on vent fluids from ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges. Geochim Cosmochim Acta 67:1531–1542.
- ALLEN, D. E., & SEYFRIED JR, W. E. (2004): Serpentinization and heat generation: constraints from Lost City and Rainbow hydrothermal systems. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68(6): 1347-1354.
- ALT JC (1995): Subseafloor processes in the mid-ocean ridge hydrothermal systems. In: Humphris SE, Zierenberg RA, Mullineaux LS, Thomson RE (eds) Seafloor hydrothermal systems: physical, chemical, biological and geological interactions. Geophys Monogr 91:85–113 (American Geophysical Union).
- ALT, J. C., Subseafloor processes in mid-ocean ridge hydrothermal systems, Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions, Geophys. Monogr. Ser., 91S. E. Humphris, et al., 85–114, AGU, Washington, D. C., 1995.

ALTUN, Y., YILMAZ, H., ŞİNER, İ., & YAZAR, F. (2015): The secrets of massive sulfide deposits on mid-ocean ridges and Küre-Mağaradoruk copper deposit. Bulletin of the Mineral Research and Exploration, (150), 51-64.

- AMOSSÉ, J. & ALLIBERT, M. (1993): Partitioning of iridium and platinum between metals and silicate melts: Evidence for passivation of the melts depending of fSO2. Geochim. Cosmochim. Acta., 57: 2395-2398.
- AMOSSÉ, J. (1993): Analytical determination of PGE in geological samples by EAA and ICP-MS. Int. symp. on Mineralisation related to Mafic and Ultramafic Magmatism, Orleans, 1-3 Sept. 1993 (abstract).
- AMOSSÉ, J., ALLIBERT, M., FISCHER, W. & PIBOULE, M. (1987): A study of the influence of oxygen and sulfur fugacities on the differentiation of platinoids in ultramafic magmas: Preliminary results: Acad. Sc. (Paris) Comptes Rendus, 304: 1183-1185.
- AMOSSE, J., ALLIBERT, M., FISHER, W. & PIBOULE, M. (1990): Experimental study of the solubility of platinum and iridium in mafic silicate melts-implications for the differentiation of PGEs during magmatic processes. Chem. Geol. 81, 45-53.
- AMOSSÉ, J., DABLÉ, P. & ALLIBERT, M. (1997): Physico-chemical study of the distribution of PGEs between a metal and a basaltic melt. Differentiation of elements in natural systems: EAG Workshop – the Origin and Fractionation of Highly Siderophile Elements. In: the Earth's mantle, 14-16 May 1997. Mainz: Max-Planck-Institut für Chemie, Programme & Abstracts, p. 13.
- AMSTUTZ, G.C., PARK, W.C., SCHOT, E.H., LOVE, L.G. (1967): Orientation of framboidal pyrite in shale. Mineral Deposita 1: 317–321.
- AMTHAUER, G., KURTZ, W., ROST, F. & SCHLOEMER, H. (1974): Chemismus und Genese des Andradits aus dem Serpentinit des Val Malenco (Bernina-Gebiet/Oberitalien). Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 54: 691-706.
- ANDERSON, C. A., (1969): Massive sulfide deposits and volcanism. Econ. Geol., v. 64: p. 129-146.
- ANGELI, N., FLEET, M. E., THIBAULT, Y., & CANDIA, M. A. F. (2001): Metamorphism and PGE-Au content of chromitite from the Ipanema mafic/ultramafic Complex, Minas Gerais, Brazil. Mineralogy and Petrology, 71(3-4), 173-194.
- ANGELI, N., FLEET, M.E., THIABAULT, Y. & CANDIA, M.A.F. (2001): Metamorphism and PGE-Au content of chromitite from the Ipanema mafic/ultramafic complex, Minas gerais, Brazil. Mineral. Petrol., 71: 173-194.
- ANTIVACHIS, N. D. (2015): The geology of the northern part of the apliki Cyprus- type ore deposit. Bulletin of the Geological Society of Greece, 49, 4-28.
- APOSTOLIDIS, G., MASTORIS, K. & VGENOPOULOS, A. (1980): Exploration of the Xerolivado chromite deposits and their chemical, mineralogical and physical properties. UNESCO'S I.G.C.P. (Project No 169), Athens 1980, 1: 1-20.
- ARAI, S. & ABE, N. (1994): Podiform chromitite in the arc mantle: Chromitite xenolithsfrom the Takashima alkali basalt, southwest Japan arc. Mineral. Depos., 19: 434-438.
- ARAI, S. & ABE, N. (1995): Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkalibasalt melt and its implication for genesis of alpine-type chromitite. Amer. Mineral., 80: 1041-1047.
- ARAI, S. & MATSUKAGE, K. (1998): Petrology of the chromite micropod from Hess Deep, equatorial Pacific: a comparison between abyssal and alpine-type podiform chromitites. Lithos, 43: 1-14.

ARAI, S. & YURIMOTO, H., (1994): Podiform chromitites of the Tari-Misakaul ultramafic complex, Southwestern Japan, as mantle/melt interaction products. Econ. Geol., 89: 1279-1288.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ARAI, S. (1997): Origin of podiform chromitites. J. Southeast Asian Earth Sci., 15: 303-310.

- ARAI, S., (1980): Dunite-harzburgite chromitite complexes as refractory residue in the Sangum-Yamaguchi zone, Western Japan. J. Petrol., 21: 141-165.
- ARAI, S., (1992): Chemistry of Chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. Min. Mag., 56: 173-184.
- ARAI, S., SHIMIZU, Y., ISMAIL, S. A., & AHMED, A. H. (2006): Low-T formation of high-Cr spinel with apparently primary chemical characteristics within podiform chromitite from Rayat, northeastern Iraq. 499-508.
- ARIF, M., & JAN, M. Q. (2006): Petrotectonic significance of the chemistry of chromite in the ultramafic-mafic complexes of Pakistan. Journal of Asian Earth Sciences, 27(5), 628-646.
- ARNOLD, M., MAUCHER, A. & SAUPE, F. (1973): Diagenetic pyrite and associated sulphides at the Amaden Mercury Mine, Spain. In: Ores in Sediment. Eds: Amstutz, G.c. and Berhald, A.J. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 7-19.
- ARVANITIDIS, N & CONSTANTINIDIS, D. (1989): Base and preciousmetal sulphide mineralization of the Greek Rhodope massif. Geol. Rhodopica, 1: 298-305.
- ARVANITIDIS, N., PERDIKATSIS, V., KATIRTZOGLOU, C. & MICHAEL, C. (1989): Mineralogy of a sediment-hosted submarine polymetallic Pb-Zn-Cu-Ag deposit in the Esimi area, NE Greece. Geol. Rhodopica 1:403-419.
- ASHLEY, P. M. (1975): Opaque mineral assemplage formed during serpentinization in the Coolac ultramafic belt, New South Wales. Geol. Soc. Austr. Jour., 22: 91-102.
- ASIMOW, P. D. & STOLPER, E. M. (1999): Steady- state mantle-melt interactions in one dimension: 1. Equilibrium transport and melt focusing. J. Petrol., 40: 475-494.
- ASIMOW, P. D., HIRSCHMANN, M. M. & STOLPER, E. M. (2001): Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts, IV. Adiabatic decompression, and the composition and mean properties of mid-ocean ridge basalts. J. Petrol., 42(5): 963-998.
- ASWORTH, K.L., BILLETT, M.F., CONSTANTINIDES, D., DEMETRIADES, A., KATIRTZOGLOU, C. & MICHAEL, C. (1988): Base metal mineralization in the Evros Region, N.E. Greece. In: Base metal Sulphide deposits. Eds: Friedrich, G.H. and Herzig, P.M., Springer-Verlag, Berlin. p. 169-181.
- AUBOUIN, J. (1957): Essai de correlations stratigraphiques en Grece occidentale. Bulletin de la Société géologique de France, 6(4-5): 281-304.
- AUBOUIN, J. (1961): Propos sur les géosynclinaux. Bulletin de la Société Géologique de France, 7(7): 629-711.
- AUBOUIN, J., (1959): Contribution à l'étude geologique de la Gréce septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie. Ann. Geol. Des Pays Hellén, 10: 1-483.
- AUBOUIN, J., (1965): Geosynclines. Developments in Geotectonics. Vol. I. Elsevier., Amsterdam, 335p.
- AUBOUIN, J., BLANCET, R., CADET, J. P., CELET, PL, CHARVET, J., CHOROWICZ, J., COUSIN, M. et PARNOUX, J. P., (1970): Essai sur la geologie des Dinarides. Soc. Géol. Franç. Bull. 12: 1060-1095.
- AUBOUIN, J., BROUSSE, R. & LEHMAN, J. (1968): Précis de géologie I. Paris, Dunod.
- AUGÉ, T. & JOHAN, Z. (1988): Comparative study of chromite deposits from Troodos, Vourinos, North Oman and New Caledonia ophiolites. In: Boissonnas, J., Omenetto, P. (eds): Mineral Deposits within the European Community. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 267-288.

AUGÉ, T. & LEGENDRE, O. (1994): Platinum-group element oxides from the Pirogues ophiolitic mineralization, New Caledonia: origin and significance. Econ. Geol., 89: 1454-1468.

- AUGĖ, T. & ROBERTS, S. (1982): Petrology and geochemistry of chromitiferous bodies within the Oman ophiolite. Ofioliti, 2/3:133-154.
- AUGÉ, T. (1985): Platinum-group-mineral inclusions in ophiolite chromitites from the Vourinos complex, Greece. Can. Mineral., 23: 163-171.
- AUGÉ, T., (1986): Platinum-group-mineral inclusions in chromitites from the Oman ophiolite. Bull. Minéral., 109: 301 304:
- AUGÉ, T., (1987): Chromite Deposits in the Northern Oman ophiolite: Mineralogical constraints. Mineral. Deposita, 22: 1-10.
- AUGÉ, T., LEGENDRE, O. & MAURIZOT, P. (1998): The distribution of Pt and Ru-Os-Ir minerals in the New Caledonia ophiolite. In International Platinum (N.P. Laverov & V.V. Distler, eds.). Theophrastus, St-Petersburg, Russia (141-154).
- AUGÉ. T. (1988): Platinum-group minerals in the Tiebaghi and Vourinos ophiolitic complex: genetic implications. Can. Mineral., 26: 177-192.
- AUMENTO, F. (1970): Serpentine mineralogy of ultrabasic intrusions in Canada and on the Mid-Atlantic Ridge: Geological Survey of Canada Paper 69-53, 51 p.
- BACH, W., BANERJEE, N.R., DICK, H.J.B., BAKER, E.T., (2002): Discovery of ancient and active hydrothermal systems along the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge 10°–16°E. Geochem. Geophys. Geosyst., 3 (7).
- BACH, W., PAULICK, H., GARRIDO, C. J., ILDEFONSE, B., MEURER, W. P., & HUMPHRIS, S. E. (2006): Unraveling the sequence of serpentinization reactions: petrography, mineral chemistry, and petrophysics of serpentinites from MAR 15 N (ODP Leg 209, Site 1274). Geophysical research letters, 33(13).
- BACHINSKI, D. J., (1977): Sulfur isotopic composition of ophiolitic cupriferous iron sulfide deposits, Notre Dame Bay, Newfoundland: Econ. Geol., v. 72: p. 243-257.
- BACUTA, G. (1989): The Zambales Ophiolite Complex, Philippines: Chromite and platinum-group element mineralization. Unpublished Ph. D. thesis, Cornell University, 240p.
- BACUTA, G. C. JR, KAY, R. W., GIBBS, A. K. & LIPIN, B. R. (1990): Platinum group element abundance and distribution in chromite deposits of the Acoje Block, Zambales ophiolite complex, Philippines. J. Geochem. Expl., 37: 113-145.
- BAI, W. J., ZHOU, M. -F. & ROBINSON, P. T. (1993): Possibly diamond bearing mantle peridotites and podiform chromitites in the Luobusa and Dongiao ophiolites, Tibet. Can. J. Earth Sci., 30: 1650-1659.
- BAI, W., ROBINSON, P.T., FANG, Q., YANG, J., YAN, B., ZHANG, Z., HU, X.-F., ZHOU, M.-F. & MALPAS, J. (2000): The PGE and base-metal alloys in the podiform chromitites of the Luobusa ophiolite, Southern Tibet. Can. Mineral., 38: 585-598.
- BAILEY, E., BARNES, J.W. & KUPFER, D.H. (1967): Geology and deposits of the Kure District, Kastamonu Province, Turkey. In: Geological mapping techniques, 7-13.
- BAILEY, S. W. (1988): Chlorites: Structures and crystal chemistry. In: Bailey, S.W. (ed). Hydrous Phyllosillicates, Min. Soc. Am., Reviews in Mineralogy, 19: 347-404.
- BAKER, E., C.R. GERMAN, AND H. ELDERFIELD. 1995. Hydrothermal plumes over spreading-center axes: Global distributions and geological infer-ences. Pp. 47–71 in Seafloor Hydrothermal Sys-tems: Physical, Chemical, Biological, and Geologi-cal Interactions. S.E. Humphris, R.A. Zierenberg, L.S. Mullineaux, and R.E. Thomson, eds, AGU Monograph Series, No. 91, American Geophysical Union, Washington, DC.

BALTATZIS, E. G. & KATAGAS, C. G. (1984): The pumpellyite-actinolite and contiguous facies in prt of Phyllite-Quartzite Series, central Northern Peloponnesus, Greece. J. Metamorph. Geol., 2: 349-363.

- BAMBA, T., (1976): Ophiolite and related copper deposits of the Ergani mining district. Southeaster Turkey: Turkey Mineral. Resources Explor. Inst. Bull., no. 86, p.36-53.
- BARAGAR, W. R. A. & GOODWIN, A.M. (1969): Andesites and Archean volcanism of the Canadian Shield. In: Proceedings of the Andesite Conference. Vol. 65: p.121-142.
- BARAGAR, W. R. A. (1968): Major-element geochemistry of the Noranda volcanic belt, Quebec-Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, 5(4), 773-790.
- BARKOV, A, YU., PAKHOMOVSKI, Y. A. & MEN'SHIKOV, Y. P. (1995): Zoning in the platinum-group sulfide minerals from the Lukkulaisvaara and the Imadrovsky layered intrusions, Russia. N. Jb. Miner. Abh., 169 (2): 93-107.
- BARNES, (2000): Chromite in Komatiites, II. Modifications during greenschist to midamphibolite facies metamorphism. J. Petrol., 41 (2000), pp. 387-409
- BARNES, H. L., & CZAMANSKE, G. K. (1967): Solubilities and transport of ore minerals. Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 334-381.
- BARNES, I. and O' NEIL, J. R., (1969): The relationship between fluids in some fresh alpine-type ultramafics and possible modern serpentinisation, western United States. Geol. Doc. Am.Bull., 80: 1947-1960.
- BARNES, S. J. & KUNILOV, V.Y. (2000): Spinels and Mg ilmenites from the Noril'sk 1 and Talnakh intrusions and other mafic rocks of the Siberian flood basalt province. Economic Geology, 95(8): 1701-1717
- BARNES, S. J. (1993): Partitioning of the platinum-group elements and gold between silicate and sulphide magmas in the Munni Munni complex, Western Australia. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 1277-1290.
- BARNES, S. J., & ZHONG-Li, T. (1999): Chrome spinels from the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, Gansu province, People's Republic of China. Economic Geology, 94(3): 343-356.
- BARNES, S. J., BOYD, R., KORNELIUSSEN, L. –P., OFTEN, M., PEDERSEN, R. B. & ROBINS, B. (1988): The use of mantle normalizationand metal ratios inb discriminating between the effect of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper:Examples from Norway. In: Prichard, H. M., Potts, P. J., Bowels, J. F. W. & Gribb, S. J. (eds). Geoplatinum 87, Barking, UK: Elsevier, pp. 113-143.
- BARNES, S. J., MAKOVICKY, E., MAKOVICKY, M., ROSE-HANSEN, J., & KARUP-MOLLER, S. (1997): Partition coefficients for Ni, Cu, Pd, Pt, Rh, and Ir between monosulfide solid solution and sulfide liquid and the formation of compositionally zoned Ni–Cu sulfide bodies by fractional crystallization of sulfide liquid. Canadian Journal of Earth Sciences, 34(4), 366-374.
- BARNES, S. J., NALDRETT, A. J. & GORTON, M. P. (1985): The origin of the fractionation of platinum group elements in terrestrial mamgas. Chem. Geol., 53: 303-323.
- BARNES, S. J., PAGÉ, P., PRICHARD, H. M., ZIENTEK, M. L., & FISHER, P. C. (2016): Chalcophile and platinum-group element distribution in the Ultramafic series of the Stillwater Complex, MT, USA-implications for processes enriching chromite layers in Os, Ir, Ru, and Rh. Mineralium Deposita, 51(1): 25-47.
- BARNES, S.J. & FIORENTINI, M.L. (2008): Iridium, ruthenium and rhodium in komatiites: evidence for iridium alloy saturation. Chemical Geology, 257(1-2): 44-58.
- BARNES, S.J. & PICARD, C.P. (1993): The behaviour of platinum-group elements during partial melting, crystal fractionation, and sulphide segregation: an example from the

Cape Smith Fold Belt, northern Quebec. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57(1): 79-87.

BARNES, S.J. & ROEDER, P.L. (2001): The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. J. Petrol. 42: 2279-2302.

- BARNES, S.-J., COX, R.A., ZIENTEK, M.L. (2006): Platinum-group element, gold, silver and base metal distribution in compositionally zoned sulphide droplets from the Medvezky Creek mine, Noril'sk, Russia. Contrib. Mineral. Petrol., 152, pp. 187-200.
- BARNES, S.-J., PRICHARD, H.M., COX, R.A., FISHER, P.C. & GODEL, B. (2008): The location of the chalcophile and siderophile elements in platinum-group element ore deposits (a textural, microbeam and whole rock geochemical study): implications for the formation of the deposits. Chem. Geol., 248: 295-31
- BAROZ, F., & REMY, P., (1985): Calc-alkaline and tholeitic magmas in a Mesozoic ophiolitic domain: The Oreokastro range (eastern Hellenides). Ofioliti, vol. 10 N-2/3.
- BARRIE, C. T., & HANNINGTON, M. D. (1999). Classification of volcanic-associated massive sulfide deposits based on host-rock composition. Reviews in Economic Geology, 8, 1-11.
- BARRIE CT, HANNINGTON MD (1997): Introduction: classification of VMS deposits based on host rock composition. In: Barrie CT, Hannington MD (eds) Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. SEG 8:1–12 (Ottawa).
- BARRIE, C.T., HANNINGTON, M.D., BLEEKER W.I. (1999): The Giant Kidd Creek Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposit, Abitibi Subprovince, Canada. Rev. Econ. Geol., 8 pp. 247-269.
- BARTON, P. B., & BETHKE, P. M. (1987): Chalcopyrite disease in sphalerite; pathology and epidemiology. American Mineralogist, 72(5-6): 451-467.
- BATUYEV, B., KROTOV, A., MARKOV, V., CHERKASHEV, G., KRASNOV, S. ANDLISITSYN, E., (1994): Massive sulfide deposits discovered and sam-pled at 14°45'N, Mid-Atlantlic Ridge. BRIDGE Newsletter 6:6-10
- BAYLISS, R. (1975): Nomenclature of the trioctahedralchlorites. Can Mineral., 13: 178-180.
- BEAR, L. M., (1960): Mineral resources and mining industry of Cyprus: Cyprus Geol. Survey, Dept., Ministry of Commerce and Industry, Bull. 1, 208 p.
- BEAR, L. M., (1963): The geology and mineral recources of the Akaki-Lythrodondha area: Cyprus, Geol. Survey. Dept. Mem., 3, 122p.
- BEBIEN, J. & GAGNY, C., (1980): Différenciation des magmas ophiolitiques: I' exemple du cortége de Guergueli. Int. Ophiolites Symp Cyprus, 1979, p. 351-359.
- BEBIEN, J. (1980): Magmatismes basiques dits "orogéniques" et "anorogéniques" et teneursen TiO2: les associations "isotitanées" et "anisotitanées". J. Volc.Geoth. Res., 8: 337-342.
- BEBIEN, J., (1982): L'association ignée de Guergueli (Macédoine, Grèce). Expression d'une magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. Thèse, sciences, Nancy I, n. Ordre 1646, 467p.
- BEBIEN, J., OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M. and VERGELY, P. (1980): Diversity of the Greek ophiolites: Birth of oceanic basins in transcurrent systems. Ofioliti, vol., 5, p. 127-129.
- BEBIEN, J., PLATEVOET, B. & MERCIER, J. (1994): Geodynamic significance of the Paikon massif in the Hellenides: Contribution of the volcanic rocks studies. Bull. Geol. Soc. Greece, XXX/1: 63-67.
- BECCALUVA, L. & SERRI, G. (1988): Boninitic and low-Ti subduction related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reapraisal of their petrogenesis and original tectonic setting. Tectonophysics, 146: 291-315.

BECCALUVA, L. et al., (1979): The Vourinos ophiolitic complex (Greece) has been created in an island are setting: Petrographic and Geochemical evidence. Ofioliti, vol. 3: p. 62-63.

- BECCALUVA, L., (1982): Ophiolites and actualism: Petrological constraints. Ofioliti, vol 7 N-2/3.
- BECCALUVA, L., Di GIROLAMO, P., MACCIOTA, G. & MORRA, V. (1983): Magma affinities and fractionation trends in ophiolites. Ofioliti, 8/3: 307-324.
- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D. & OHNENSTETTER, M. (1979): Geochemical discrimination between ocean floor and island are tholeites: application to some ophiolites. Canadian Journal of Earth Sciences vol. 16, p. 1874-1882.
- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, O., OHNENSTETTER, M. & VENTURELLI, G. (1977): The trace element of Corsican ophiolites. Contrib. Mineral. Petrol., 64: 11-31.
- BECCALUVA, L., OHNESTETTER, D., OHNESTETTER, M. & PAUPY, A. (1984): Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolite. Contrib. Mineral. Petrol., 85: 253-271.
- BECCALUVA, L., PICCARDO, G.B. & SERRI, G. (1980): Petrology of northern Appenine ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites. In: Panayiotou, A. (ed), Ophiolites, Proc. Inter. Ophiolite Symp., 314-331.
- BECHON, F., (1980): Caractères de tholéiites abyssales des formations magmatiques des unités orientales de la zone d' Almopias (Macédoine Grécque).. C.R. Acad. Sci., Paris, 292: 105-108.
- BEDARD, J.H., (1997): A new projection scheme and differentiation index for Cr-spinels. Lithos, 42: 37-45.
- BEESON, M.H. & JACKSON, E.D. (1969): Chemical composition of altered chromites from the Stillwater complex, Montana. Amer. Mineral., 542: 1084-1100.
- BEHTKE, P.M. & BARTON, P.B.Jr (1971): Distribution of some minor elements between coexisting sulphide minerals. Econ. Geol., 66: 140-163.
- BERNER, R.A. (1969): The synthesis of framboidal pyrite. Econ. Geol., 64: 383-384.
- BERNOULLI, D., and LAUBSCHER, H., (1972): The palinspastic problem of the Hellenides. Ecl. Jeol., Hel. 65: 107-118.
- BERTOLANI, M., CAPEDRI, C., and GIACOBAZZI (1980): Opaque phases in the ophiolitic rocks from the Aspropotamos valley (Northern Pindos). Chemie der Erde.
- BEVAN, J.C. & MALLINSON, L.C. (1980): Zinc-and manganese bearing chromites and associated grossular from Zimbabwe. Min. Mag., 43: 811-814.
- BILL, M., NAGLER, T.F. & MASSON, H. (2000): Major, minor, trace element, Sm-Nd and Sr isotopecompositions of mafic rocks from the earliest oceanic crust of the Alpine Tethys. Schiz. Mineral. Petr. Mitt., 80(2): 131-145.
- BISCHOFF, L. & ROSENBAUER, R.J. (1989): Phase separation in seafloor geothermal systems: an experimental study of the effects on metal transport. Am. J. Sci., 287 pp. 953-978
- BISH, D.L. (1977): A spectroscopic and X-ray study of the coordination of Cr3t ions in chlorites. Amer. Miner., 62: 385-389.
- BITZIOS, D. (1973): Géologie et métallogénie de la région de Kirki (Thrace occidentale, Grèce) (Doctoral dissertation, éditeur inconnu).
- BLISS, N.W. & MacLEAN, W.H. (1975): The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. Geochim. Cosmoch. Acta 39: 973-990. In chromium (Ed. T. N. IRVINE). Pergamon Press, New York, p. 973-990.
- BLOOMER, S.H. (1987): Geochemical characteristics of boninite and tholeiite series volcanic rocks from the Mariana forearc and the role of an incompatible element-enriched fluid in arc petrogenesis. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 215: 151-164.

BLOXAM, J.W. & LEWIS, A.D. (1972): Ti, Zr and Cr in some British pillow lavas and their petrogenetic affinities. Nature, 237: 134-136.

- BOCCALETTI, M., (1979): Mesogea, Mesoparatethys, Mediterranean and Paratethys: Their possible relations with Tethys ocean development. Ofioliti, 4(2): 83-96.
- BOCCALETTI, M., MANETTI, P., and PECCRILLO, A., (1974): The balcanide an instance of Back-Arc Thrust Belt: Possible relation with the Hellenids. Bull. Geol. Soc. Am., 85, 1077-1084.
- BOCKRATH, C., BALLHAUS, C., & HOLZHEID, A. (2004): Fractionation of the platinum-group elements during mantle melting. Science, 305(5692), 1951-1953.
- BODINIER, J. L., VASSEUR, G., VERNIERES, J., DUPUY, C. &FABRIES, J. (1990): Mechanisms of mantle metasomatism: geochemical evidence from Lherz orogenic peridotite. J. Petrol., 31:597–628.
- BOGDANOV YU. A., (1997): Hydrothermal Deposits of The Mid-AtlanticRidge Rifts. Scientific World, Moscow: 167 pp. (in Russian)
- BOGDANOV, Y. A., LISITZIN, A. P., BINNS, R. A., GORSHKOV, A. I., GURVICH, E. G., DRITZ, V. A., ... & KUPTSOV, V. M. (1997): Low-temperature hydrothermal deposits of Franklin seamount, Woodlark basin, Papua New Guinea. Marine Geology, 142(1-4): 99-117.
- BOGDANOV, Y.A., GURVICH, E.G. & LUKASHIN, V.N. (1997): Geochemistry of ore occurrences in the 14°45'N hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge Geohimia, 4, pp. 413-432
- BOGDANOV, Y.A., SAGALEVITCH, A.M, CHERNYAEV, E.S., ASHADZE, A.M., GURVICH, E.G., LUKASHIN, V.N., IVANOV, G.V., PERESYPKI V.N. (1995): A study of the hydrothermal field at 14°45'N on the Mid-Atlantic Ridge using the Mir submersibles BRIDGE Newslett., 9: pp. 9-13
- BONATTI, E. & MICHAEL, P. J. (1989): Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. Earth Planet. Sci. Lett., 91: 297-311.
- BONATTI, E. (1976): Serpentinite Protrusions in the Oceanic Crust. Earth Planet. Sci. Lett., 32 pp. 107-113.
- BONATTI, E., HONNOREZ, J. & FERRARA, G. (1970): Equatorial Mid-Atlantic Ridge: petrologic and Sr isotopic evidence for an alpine-type rock assemplage. Earth Planet. Sci. Lett., 9: 247-256.
- BONATTI, E., ZERBI, M., KAY, R., & RYDELL, H. (1976): Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. Geological Society of America Bulletin, 87(1): 83-94.
- BORCHERT, H. (1934): Über Entmischungen im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als geologische Thermometer. Chemie der Erde, 9, 145-172.
- BORSI, S., FERRARA, G., MERCIER, J. & TONGIORI, E. (1966): Age stratigraphique et radiometrique Jurassique superieur d' un granite des zones internes des Hellenides (granite de Fanos, Macedoine, Grece). Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn., 8: 279-287.
- BORTOLOTTI, V. & PRINCIPI, G. (2005): Tethyan ophiolites and Pangea break-up. Island Arc, 14(4), 442-470.
- BOTTINGA, Y. & ALLEGRE, C. J. (1973): Thermal aspects of sea –floor spreading and the nature of the oceanic crust. Tectonophysics, 18: 1-17.
- BOUCHER, B. M. (2015): A mineralogical and geochemical investigation of sulfide mineralization in the McConnell Ni-Cu-PGE occurrence, McConnell Offset Dyke, Garson Mine area, Sudbury, Ontario, Canada (Doctoral dissertation, Saint Mary's University).
- BOUCHER, C. (2017): Alteration and geochemistry of host rocks to the Coldwell Complex: M.Sc. Dissertation, Lakehead University

BOUDIER, F. & NICOLAS, A. (1972): Fusion partielle gabroique dans la lherzolite de Lanzo (Alpes piemontaises). Bull. Suisse Mineral. Petrogr., 52: 39-56.

- BOUDIER, F. & NICOLAS, A. (1986): Harzburgite and lherzholite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. Earth Planet. Sci. Lett., 76: 84-92.
- BOWEN, N.L. (1927): The origin of ultrabasic and related rocks. Am. J. Sci., 14: 89-108.

- BRALIA, A., SABATINI, G., & TROJA, F. (1979): A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems. Mineralium Deposita, 14(3), 353-374.
- BRAUD J., BRUNN J.H., CAMPION G., DIDELOT J., FOURMAINTRAUX D., LEMAITRE J.-P., MERCIER L., PICHON J.-F. & VERGELY P. (1984) La chaine du Vermion, ses nappes et sa bandebroyee, Bulletin de la Societe geologique de France, (7), 26, 713-717.
- BRAUD, J., (1967): Stratigraphie, tectonique, métamorphisme et ophiolites dans le Vermion septentrional (Mácedoine, Grèce). Thèse 3e cycle, Univ. Orsay, p. 213.
- BRAUD, J., (1972): Présence de quartz -kératophyres et de brèches magmatiques (éruptives) dans les rahes vertes des unités Almopiennes occidentales du Vermion (Grèce) C.R. Soc. Geol. Fr., (1): 29-30.
- BRIDGES, L. C., PRICHARD, H. M., NEARY, C. R. & MEIRELES, C. A. (1993): Platinum-group element mineralization in the chromite-rich rocks of Bragança massif, northern Portugal. Trans. IMM, 102B: 103-113.
- BROWN, E.H. (1977): The crosstie content of Ca-amphibole as a guideto pressure of metamorphism. J. Petrol., 18: 53-72.
- BROWN, G. C., HUGHES, D. J. and ESSON, J., (1973): New XRF data retrieval techniques and their application to USGS standard rocks. Chem. Geology, 11: 223-230.
- BROWN, M. (1980): Textural and geochemical evidence for the origin of some chromite deposits in the Oman ophiolite. In: Panayiotou, A. (ed). Int. Ophiolite Symp. Proceedings, Cyprus, pp.714-721.
- BRÜGMAN, G.E., ARNDT, N.T., HOFMAN, A.W & TOBSCHALL, H.J. (1987): Noble metal abundances in komatiite suites from Alexo, Ontario, and Gorgona Island, Colombia. Geochim. Cosmochim. Acta, 51: 2159-2169.
- BRUNN, J. H., (1959): Zone du Vardar et zone pelagonienne en Gréce (Note preliminaire) C.R. Somm. Soc. Géol. Franç. No 6, p. 138.
- BRUNN, J. H., (1960): Les zones Helléniques et leur extension. Bull. Soc. Géol. France (7), II, 470-486.
- BRUNN, J. H., (1961): Les sutures ophiolitiques. Contribution a l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques. Rev. Geogr. Phys. Geol. dyn. IV, fasc. 2, p. 86-96, et fasc. 3, p. 181-202.
- BRUNN, J. H., (1982): Geological map 1:50,000, Sheet Veroia, Institute of Geology and Mineral Exploration of Greece, Athens.
- BRUNN, J.H. (1980): Ophiolites, origins of orogens and oceanisation. Ophiolites: THE TROODOS OPHIOLITE--DEVELOPING CONCEPTS, 113, 165-168.
- BRUNN, J.H., (1956): Contribution à l'étude geologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale (Thèse, Univ. Parb) Ann. Gèol. Des Pays Hellén. 7: 1-358.
- BUCHANAN, D. L. (1988): Platinum-Group Element Exploration. Elsevier, Amsterdam, 21-35.
- BÜCHL, A., BRÜGMANN, G., & BATANOVA, V. G. (2004): Formation of podiform chromitite deposits: implications from PGE abundances and Os isotopic compositions of chromites from the Troodos complex, Cyprus. Chemical Geology, 208(1-4), 217-232.

BÜCHL, A., BRÜGMANN, G., BATANOVA, V. G., MÜNKER, C., & HOFMANN, A. W. (2002): Melt percolation monitored by Os isotopes and HSE abundances: a case study from the mantle section of the Troodos Ophiolite. Earth and Planetary Science Letters, 204(3-4), 385-402.

- BURGATH, K. M. & MOHR, M. (1986): Chromitites and platinum-group minerals in the Meratus-Bobaris ophiolite zone, southeast Borneo. In: Gallagher, M. J., Ixer, R. A., Neary, C. P. & Prichard, H. M. (Eds). Metallogeny of basic and ultra basic rocks. 333-349.
- BURGATH, K. M. (1988): Platinum-group minerals in ophiolite chromitites and alluvial placer deposits, Meratus-Bobaris area, Southeastern Kalimantan. In: Prichard, H. H., Potts, P. S., Bowels, J. F. W. & Gribb, S. J. (Eds): Proceedings of the "Geo-Platinum 87" symposium. Elsevier, London U. K., pp. 383-403.
- BURGATH, K. P. & WELSER, Th., (1980): Primary features and genesis of Greek podiform chromite deposits. Ophiolites. Proc. Intern. Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, p 675-683.
- BURGATH, K. P., (1983): Untersuchungen griechischer Chromitrov Kommen Ein Beitrag zur Petrologie und Prospekation podiformer Vererzungen. Geoligisches Jahrbuch, Reihe D, 60, p 67-175.
- BURGATH, K. P., MOHR, M., & BOSNJAKU, B. (2003): Unusual low-and high-sulphur Pt and Pd enrichments in ophiolites of the Balkan peninsula. Mineral exploration and sustainable development. Millpress, Rotterdam, 563-566.
- BURGATH, K.P., KRAUSS, U., & MOHR, M. (2002): Chromium ores and platinum-group element occurrences in Europe and Turkey: inventory, evaluation and possibilities. Chron Rech min, no hors s erie, 55-75.
- BURKHARD, D.J.M. (1993): Accessory chromium spinels: their coexistence and alteration in serpentinites. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 1297-1306.
- BURNS, R.G. (1970): Mineralogical Applications of Crystal Field Theory. Cambridge University Press, Cambridge, England.
- BURNS, R.L. (1973): A member of the ugrandite garnet series found in Western Australia. Australian Gemmol., 11: 19-20.
- BUTTERFIELD, D.A., Y. FOUQUET, M. HALBACH, P.E. HAL-BACH, S.E. HUMPHRIS, M.D. LILLEY, V. LUDERS, S. PETERSEN, W.E. SEYFRIED, JR., M. SHIMIZU, AND M.K. TIVEY. (2003): Group report: How can we describe fluid-mineral processes and the related energy and material fluxes? Pp. 183–209 in Energy and Mass Transfer in Marine Hydrothermal Systems. P.E. Halbach, V. Tunnicliffe, and J.R. Hein, eds, Dahlem Workshop Report 89, Dahlem University Press, Berlin.
- CABRI, L. J. (2002): The platinum-group minerals. The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements, 54, 13-129.
- CAGATAY, M. N. and BOYLE, D.R., (1980): Geology, geochemistry and hydrothermal alteration of the Makendoy massiv sulfide deposit, eastern Black sea region, Turkey, in Ridge, J.D., ed., IAGOD symposium, 5th, Proc: Stuttgart, E. Schweizerbart' sche Verlagsbuchhandilung, p. 653-678.
- CAMERON, E. N. (1980): Evolution of the Lower Critical zone, central sector eastern Bushveld complex, and its chromite deposits. Econ. Geol., 75 : 845- 871.
- CAMERON, W.E., NISBET, E.G. & DIETRICH, V.J. (1980): Petrographic dissimilarities between ophiolitic and ocean-floor basalts. In: A. Panayiotou (ed.) Ophiolites. Proceedings International Ophiolite Symposium Cyprus 1979. 182-192.
- CAMPBELL, I. H., FRANKLIN, J. M., GORTON, M. P., AND HART, T. R., (1981): The role of subvolcanic sills in the generation of massive sulfide deposits: Ecole. GEOL., v. 76: p. 2248-2253.

CAMPBELL, A. C., PALMER, M. R., KLINKHAMMER, G. P., BOWERS, T. S., EDMOND, J. M., LAWRENCE, J. R., ... & KARSON, J. A. (1988): Chemistry of hot springs on the Mid-Atlantic Ridge. Nature, 335(6190), 514.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΤΦΡΑΣ

CAMPBELL, I. H. & BARNES, S. J. (1984): A model for the geochemistry of the platinumgroup elements in magmatic sulphide deposits. Ibid., 22: 151-160.

- CAMPBELL, I. H. & MURCK, B. W. (1993): Petrology of the G and H chromitite zones in the Mountain View Area of the Stillwater complex, Montana. J. Petrol., 34 : 291-316.
- CAMPBELL, I. H. & NALDRETT, A. J. (1979): The influence of silicate: sulphide ratios on the geochemistry of magmatic sulphides. Econ. Geol., 74: 1503-1506.
- CAMPBELL, I. H., NALDRETT, A. J. & BARNES, S. J. (1983): A model for the origin of the platinum-rich sulfide orizons in the Bushveld and Stillwater Complexes. J. Petrol., 24 : 133-165.
- CAMPION, G. (1966): Étude géologique du massif du Gola Tsouka (Chaîne du Vermion, Macedoine, Grèce). Dipl d'Etude sup. fac. Sc. de l'Univ. De Paris Centre d'Orsos.
- CANDIA, M. A. F. & GASPAR, J. C. (1997): Chromian spinels in metamorphosed ultramafic rocks from Magnabal I and II complexes, Goiás, Brazil. Mineral. Petrol., 60: 27-40.
- CANN, J. R. (1982): Hydrothermal evolution of the ocean crust and metamorphism of ophiolites. Ofioliti, vol. 7 N-3/2: 113-114.
- CANN, J.R. (1969): Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. J. petrol., 10:1-19.
- CAPEDRI, S., VENTURELLI, G., & TOSCANI, L. (1982): Petrology of an ophiolitic cumulate sequence from Pindos, Greece. Geological Journal, 17(3), 223-242.
- CAPEDRI, S., VENTURELLI, G., BEBIEN, J., & TOSCANI, L. (1981): Low-and high-Ti ophiolites in Northern Pindos: petrological and geological constraints. Bulletin Volcanologique, 44(3), 439-449.
- CAPEDRI, S., VENTURELLI, G., BOCCHI, G., DOSTAL, J., GARUTI, G., and ROSSI, AL, (1980): The geochemistry and petrogenesis of an ophiolitic sequence from Pindos, Greece. Contr. Mineral. Petrol. 74, 189-200.
- CAPOBIANCO C. J., DRAKE M. J., & ROGERS P. S. Z. (1989): Ex-perimental constraints on PGE distribution in Magmatic systems. Eos 70, 72 1
- CAPOBIANCO, C. J. & DRAKE, M. J. (1990): Partitioning of ruthenium, rhodium and palladium between spinel and silicatemelt and implications for platinum-group element fractionation trends. Geochim. Cosmochim. Acta, 54: 869-874.
- CAPOBIANCO, C. J., HERVIG, R. L. & DRAKE, M. J. (1994): Experiments on crystal/liquid partitioning of Ru, Rh and Pd for magnetite and hematite solid solutions crystallized from silicate melts. Chem. Geol., 113: 23-43.
- CARLISLE, D. (1963): Pillow breccias and their aquagene tuffs, quadra Island, B.C. Jour. Geology, 71: 48-71.
- CASSARD, D., NICOLAS, A., RABINOWITCH, M., MOUTTE, J., LEBLANC, M. and PRINZHOFER, A., (1981): Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia. Econ. Geol., 76, 805-831.
- CATHELINEAU, M. (1988): Cation size occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. Clay Minerals, 23: 471-485.
- CATHLES, L. M. (2011): What processes at mid-ocean ridges tell us about volcanogenic massive sulfide deposits. Mineralium Deposita, 46(5-6): 639-657.
- CAWTHORN, R. G. (1999): Journal Archive. Platinum Metals Rev, 43(4), 146.
- CAWTHORN, R. G. (1999): Platinum-group element mineralization in the Bushveld Complex-a critical reassessment of geochemical models. South African Journal of Geology, 102(3), 268-281.

CAWTHORN, R. G. (2011): Geological interpretations from the PGE distribution in the Bushveld Merensky and UG2 chromitite reefs. Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy, 111(2): 67-79.

CAWTHORN, R.G. (1999): rhe platinum ana. South African Journal of Science, 95: 481.

- ČERNY, P. (1968): Comments on serpentinization and related metasomatism. Amer. Mineral. 532: 1377-1385.
- CEULENEER, G. & NICOLAS, A. (1985): Structures in podiform chromite from the Maqsad district (Sumail Ophilolie, Oman). Mineral. Deposita, 20: 177-185.
- CHACRABORTY, K.L. & CHACRABORTY, T.L. (1984): Geological features and origin of the chromite deposits of Sukinda Valley, Orissa, India. Mineral. Deposita., 19: 256-265.
- CHAKRABORTY, K.L. (1968): Mineralogical note on the chrome-chlorite (kämmererite) and chrome-garnet (uvarovite) from the chromite deposits of Kalrangi, Orissa, India. Min. Mag., 36: 962-965.
- CHAPMAN, H.J. & SPOONER, E.T.C. (1979): 87Sr enrichment of ophiolitic sulphide deposits in Cyprus confirms ore formation by circulating seawater. Earth and Planetary Science Letters, 35(1): 71-78.
- CHARLOU, J. L., DONVAL, J. P., DOUVILLE, E., KNOERY, J., FOUQUET, Y., BOUGAULT, H., ... & GERMAN, C. R. (1997): High methane flux between 15 N and the Azores Triple Junction, Mid-Atlantic Ridge. Hydrothermal and serpentinization processes. Eos trans. AGU, 78(F831).
- CHARLOU, J.L., DONVAL, J.P., DOUVILLE, E., JEAN-BAPTISTE, P., RADFORD-KNOERY, J., FOUQUET, Y., DAPOIGNY, A., STIEVENARD, M. (2000): Compared geochemical signatures and the evolution of Menez Gwen (37°50'N) and Lucky Strike (37°17'N) hydrothermal fluids, south of the Azores triple junction on the Mid-Atlantic Ridge. Chem Geol 171: 49-75.
- CHARLOU, J.-L., DONVAL, J.-P., DOUVILLE, E., JEAN-BAPTISTE, P., RADFORD-KNOERY, J., FOUQUET, Y., DAPOIGNY, A., STIEVENARD, M. (2000): Compared geochemical signatures and the evolution of Menez Gwen (37°17'N) and Lucky Strike (37°17'N) hydrothermal fluids, south of the Azores Triple Junction on the Mid-Atlantic Ridge. Chem. Geol., 171 pp. 49-75.
- CHASE, R.L. (1969): Basalt from the axial trough of the Red Sea. In: Hot brines and recentheavy metal deposits in the Red Sea. Eds: Degens, E.T. and Ross, D.A., Springer-Verlag, New York, 122-130.
- CHEN, G., & XIA, B. (2008): Platinum-group elemental geochemistry of mafic and ultramafic rocks from the Xigaze ophiolite, southern Tibet. Journal of Asian Earth Sciences, 32(5-6), 406-422.
- CHEN, Y., FLEET, M. E. & PAN, Y. (1993): Platinum-group minerals and gold in arsenicrich ore at the Thompson Mine, Thompson nickel belt, Manitoba, Canada. Mineral. and Petrol., 49: 127-146.
- CHRISTIANSEN, F. G. (1982): Structural analysis of some ophiolitic chromites in Sultanate of Oman. Ofioliti, 213: 221-230.
- CHRISTIANSEN, F. G. (1985): Deformation fabric and microstructures in ophiolitic chromitites and host ultramafics, Sultanate of Oman. Geol. Rundsch., 74 (1): 61-76.
- CHRISTODOULOU, C. & HIRST, D.M. (1985): The chemistry of chromite from two maficultramafic complexes in Northern Greece. Chem. Geol., 49: 415-428.
- CHRISTODOULOU, C. & MICHAILIDIS, K. (1990): Petrology of the plutonic suites from the Chalkidiki ophiolites, Northern Greece. Implications for parental magma characteristics and tectonic provenance. Ofioliti 15: 17-44.
CHRISTODOULOU, G., (1980): The geochemistry of podiform chromite deposits from two ophiolite complexes Chalkidiki peninsula, Northern Greece. Msc., University of Durham.

- CHRISTOFIDES, G., THIMIATIS, G., KORONEOS, A., SKLAVOUNOS, & ELEFTHERIADIS, G. (1994): Mineralogy and Chemistry of Cr-chlorites associated with chromites from Vavdos and Vasilika ophiolite complexes (Chalkidiki, Macedonia, N. Greece). Chem. Erde, 54: 151-166.
- CHURCH, W.R. (1972): Ophiolite: its definition, origin as oceanic crust, and mode of emplacementin orogenic belts, with special reference to the Appalachians. Dept. Energy, Mines res. Canada Publ., 42: 71-85.
- CINA, A., CASELLI, H. & GOCI, L. (1986): Chromites in the ophiolites of Albanides. In: PETRSCHEK, W., KARAMATA, S., KRAVCHENKO, G., JOHAN, Z. and ECONOMOU, M. (eds): Metallogeny of Ophiolites, UNESCO'S I.G.C.P 197 Project: Athens, Theophrastus, 107-128.
- CLARKE, D.B. & CARSWELL, D.A. (1977): Green garnets from the Newlands Kimberlite, Cape Province, South Africa. Earth Planet. Sci Lett., 34: 30-38.
- COGHILL, P. M. & WILSON, A. H. (1993): Platinum-group minerals in the Selukwe Subchamber, Great dyke, Zimbabwe: implications for PGE collection mechanisms and post-formational redistribution. Mineral. Mag., 57: 613-633.
- COLÁS, V., GONZÁLEZ-JIMÉNEZ, J.M., GRIFFIN, W.L., FANLO, I., GERVILLA, F., O'REILLY, S.Y., PEARSON, N.J., KERESTEDJIAN, T., PROENZA, J.A. (2014): Fingerprints of metamorphism in chromite: new insights from minor and trace elements. Chem Geol 389:137-152
- COLEMAN, R. G. (1977): Emplacement and metamorphism of ophiolites. Ofioliti, vol. 2, N1. p. 41-74.
- COLEMAN, R. G. (1977): Ophiolites, Ancient Oceanic Lithosphere? Springer-Verlag, Heidelberg, New York, 229p.
- COLEMAN, R. G. (1977): Ophiolites. Springer Verlag. New York. p. 220.
- COLEMAN, R. G. (1984): Preaccretion tectonics and metamorphism of ophiolites. Ofioliti, 9: 205 222.
- COLEMAN, R. G. and KEITH, T. E., (1971): A chemical study of serpentinisation, Burro Mountain, California, J. Petrol. 12: 311-328.
- COLEMAN, R. G. and PETERMAN, Z. E., (1975): Oceanic plagiogranite. Jour. Geophys. Res. 80, No 8: 1099-1108.
- COLEMAN, R. G., (1971a): Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. J. Geophys. Res. 76: 1212-1222.
- COLEMAN, R. G., (1971b): Petrology and geophysical nature of serpentinites. Geol. soc. Am. Bull.. 82: 897-918.
- CONANT, L.C. & SWANSON, V.E. (1961): Chattanooga Shale and related rocks of central Tennessee and nearby areas. Geological Survey Professional Paper, 357.
- CONDIE, K. C. and MADISON, J., (1969): composition and volume change accompanying progressive serpentinization of dunites form Webster-Addie ultramafic body. NC Am, Mineral. 54: 1173-1179.
- CONSTANTIN, M. (1999): Gabbroic intrusions and magmatic metasomatism in harzburgites from the Garratt transform fault: implications for the nature of mantle-crust transition at fast spreading ridges. Contrib. Mineral. Petrol., 136: 111 130.
- CONSTANTINIDES, C. C., KINGSTON, G. A. & FISHER, P. C. (1980): The occurrence of platinum-group minerals in the chromitites of the Kokkinorotsos Chrome mine, Cyprus. In: Panayiotou, a. (ed). Ophiolites Proceedings Inter. Oph. Sypm. Cyprus 1979, 93-101.

CONSTANTINOU, G. (1972): The geology and genesis of the sulphide ores of Cyprus, Ph.Dd thesis, University of London, UK.

- CONSTANTINOU, G. & GOVETT, F. J. S. (1973): Geology, geochemistry and genesis of Cyprus sulphide deposits. Econ. Geol., V. 68, p. 843-858.
- CONSTANTINOU, G. & GOVETT, F.J.S. (1972): Genesis of sulphide deposits, ochre and umber of Cyprus. Inst. Mining Metallurgy, v. 8, sec B. p. 1334-1346.
- CONSTANTINOU, G., (1976): Genesis of the conglomerate structure, porosity and collomorphic textures of the massife sulfide ores of Cyprus: Geol. Assoc. Canad, Spec. Paper 14 p. 187-210.
- CONSTANTINOU, G., (1977): Hydrothermal alteration of basaltic lavas of the Troodos ophiolite complex associated with the formation of the massive sulfide area of Cyprus: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 14 p. 187-210.
- CONSTANTINOU, G., (1980): Meallogenesis associated with the Troodos ophiolite, in Panayiotou, A., ed. Ophiolites: International Ophiolite symposium, Cyprus, 1979, Proc: Cyprus Ministry Agriculture Nat. Resources, Geol. Survey Dept., p. 663-671.
- COOMBS, D.S., NAKAMURA, Y. & VUAGNAT, M. (1976): Pumpellyite-actinolite facies schists of the Taveyanne Formation near Loeche, Valais Switzerland. J. Petrol., 17: 440-471.
- CORRIVAUX, L. & LAFLAMME, J. H. G. (1990): Minéralogie des éléments du groupe du platine dans les chromitites de l'ophiolite de Thetford Mines, Québec. Can. Mineral., 28: 579-595.
- CORTESOGNO, L. & LUCCHETTI, G. (1986): Andradides and Chromian adradides from northern Apennine ophiolites (Italy). N. Jb. Miner. Abh., 155(2): 165-184.
- CRAWFORD, A. J., FALLOON, T. J. &GREEN, T. H. (1989): Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford, A.J. (ed.) Boninites and Related Rocks, pp. 1- 49. Unwin Hyman.
- CRESSEY, B., (1977): Electron microscopic studies of serpentinites. Ph.D Thesis, at the University of Manchester.
- CRESSEY, B.A. & ZUSSMAN, J. (1976): Electron microscopic studies of serpentinites. Can. Mineral., 14: 307-313.
- CROCKET, J. H. & KABIR, A. (1998): PGE in Hawaiian basalt: Implications of hydrotermal alteration on PGE mobility in volcanic fluids. In: H. M. Prichard, P. J. Potts, J. F. W. Bowels and S. J. Gribb (eds), Geoplatinum 87. Elsevier, New York, N. Y., p.29 (abstract).
- CROCKET, J. H. (1979): Platinum-group elements in mafic and ultramafic rocks. A survey: Can. Mineral., 17: 391 – 402.
- CROCKET, J. H. (1990): Noble metals in seafloor hydrothermal mineralization from the Juan de Fuca and Mid-Atlantic ridges; a fractionation of gold from platinum metals in hydrothermal fields. The Canadian Mineralogist, 28(3), 639-648.
- CROCKET, J. H. (1990): Noble metals in seafloor hydrothermal minerallizations fro Huan de Fucta and Mid-Atlantic ridges: A fraction of gold from platinum metals in hydrothermal fluids. Can. Mineral., 28: 639-648.
- CROCKET, J.H. (1981): Geochemistry of the platinum-group elements. Canadian Inst. Mining. Metal. Spec. Issue, 23: 47-64.
- CZAMANSKE, G.K. & WONES, D.R. (1973): Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway: Part 2, The mafic silicates. J. Petrol., 14: 349-380.
- CZAMANSKE, G.K., HIMMELBERG, G.R. & GOFF, F.E. (1976): Zoned Cr-Fe-spinel from the La Perouse layered Gabbro, Fairweather Range, Alaska. Earth Planet. Sci. Lett., 33: 111-118.

DALTRY, V. D. & WILSON, A. H. (1997): Review of platinum–group mineralogy: compositions and elemental associations of the PG- minerals and unidentified PGEphases. Mineral. Petrol., 60: 185-229.

- DeBARI, S.M. (1997): Evolution of magmas in continental and oceanic arcs: the role of the lower crust. Can. Mineral., 35(2): 501-519.
- DEER, W., HOWIE, R. & ZUSSMAN, J., (1965): Rock forming minerals. Vol: I, II, III, IV, V, Longmans.
- DEER, W., HOWIE, R. & ZUSSMAN, J., (1969): An introduction to the rock forming minerals. Longmans.
- DEER, W.A., HOWIE, R. & ZUSSMAN, J., (1982): Rock-forming minerals. 1A. Orthosilicates. Longman London. 919p.
- DEGENS, E.T. & ROSS, D.A. (1969): Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. New York, Springer-Verlag, 600p.
- DELANEY, J.R., D.W. MOGK, AND M.J. MOTTL. 1987. Quartz-cemented breccias from the Mid-Atlantic Ridge: Samples of a high-salinity hydrothermal upflow zone. Journal of Geophysical Research92:9,175–9,192.
- Den TEX, E. (1969): Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: A contribution to the discussion of the paper: "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks", by P. J. Wyllie. Tectonophysics, 7:457-488.
- DERBYSHIRE, E.J., O'DRISCOLL, B., LENAZ, D., GERTISSER, R., & KRONZ, A. (2013): Compositionally heterogeneous podiform chromitite in the Shetland Ophiolite Complex (Scotland): Implications for chromitite petrogenesis and late-stage alteration in the upper mantle portion of a supra-subduction zone ophiolite. Lithos. 162: 279-300.
- DERCOURT, J. (1970): L' expansion oceanique actuelle et fossile: ses implications géotectoniques. Bull. Soc. Géol. France, 12/2: 261-317.
- DERCOURT, J. AUBUIN. J., SAVOYAT, E., DESPRAIRIES, A., TERRY, J., VERGELY, P., MERCIER, J., GODFRIAUX, I., FERRIÉRE, J., ELEURY, CELET, P. and CLEMENT, B., (1977): Réunion extraordinaire de la société géologique de France en Grèce. Bull. Soc. Géol. France XIX No1: 5-70.
- DERCOURT, J. AUBUIN. J., SAVOYAT, E., DESPRAIRIES, A., TERRY, J., VERGELY, P., MERCIER, J., GODFRIAUX, I., FERRIÉRE, J., ELEURY, CELET, P. and CLEMENT, B., (1977): Réunion extraordinaire de la société géologique de France en Grèce. Bull. Soc. Géol. France XIX No1: 5-70.
- DERCOURT, J., (1964): Contribution à l'étude géologique d'une secteur de Péloponnèse septentrional. (Thèse, Univ. Paris). Ann. Géol. des Pays Hellén. 15: 1-418, Αθήνα.
- DERCOURT, J., (1964): Contribution à l'étude géologique d'une secteur de Péloponnèse septentrional. (Thèse, Univ. Paris). Ann. Géol. des Pays Hellén. 15: 1-418, Αθήνα.
- DERCOURT, J., RICOU, L.E. & VRIELINCK, B. (1996): Atlas of Tethys palaeoenvironmental maps. Gauthier-Villars, Paris.
- DERGACHEV, A. L., EREMIN, N. I., & SERGEEVA, N. E. (2010): Volcanogenic massive sulfide deposits of ophiolite associations. Moscow University Geology Bulletin, 65(5), 265-272.
- DESMONS, J., (1985): Ophiolites through time: an introduction. Ofioliti, vol. 10: N-2/3.
- DEWEY, J. F. and BIRD, J. M., (1970): Mountain belts and the New Global Tectonics. Journ. Geoph. Res 75, 2625-2647.
- DEWEY, J. F., PITMAN III, W. C., RYAN, W. B. and BONNIN, J., (1975): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Geol. Soc. Amer. Bull. 84, 3137-3180.
- DEWEY, J., PITMAN, W., RYAN, W. & BONNIN, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the alpine system. Geol. Soc. Am. Bull., 84: 3137-3180.

DICK, H. J. B. & FISHER, D. (1984): Mineralogic studies of the residues of partial melting: abyssal and alpine-type peridotites. In: Kornbrost, J. (ed.). The Mantle and Crust-Mantle Relations. Elsevier. pp. 295-308.

- DICK, H. J. B. and BULLEN, TH., (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contribution to Mineralogy and Petrology, vol. 86: p. 54-76.
- DICK, H. J. B., FISHER, R.L. & BRYAN, W.B. (1984): Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges. Earth Planet. Sci. Lett., 69: 88- 106.
- DICK, H., (1977): Partial melting in the Josephine peridotite, the effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry. Am. J. Sci., 2772: 801-832.
- DICKEY, J. B. Jr. & YODER, H. S. Jr. (1972): Partitioning of chromium and aluminium between clinopyroxene and spinel. Carnegie Inst. Wash. Yearb., 71: 384-392.
- DICKEY, J. S. (1975): A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. In: Chromium (Ed. T. N. IRVINE) 1061 1074. Pergamon Press.
- DIETRICH, V. & PETERS, T. (1971): Regionale Verteilung der Mg-Phyllosilikatein den Serpentiniten des Oberhalbsteins. Schweitz. Min. Pet. Mitt., 51:331-349.
- DIETZ, R.S. (1963): Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. Geol. Soc. Am. Bull., 74: 947-952.
- DIJKSTRA, A. H., DRUPY, M. R. & VISSERS, R. L. M. (2001): Structural petrology of plagioclase peridotites in the west Orthis mountains (Greece): Melt impregnation in mantle lithosphere. J. Petrol., 42(1): 5-24.
- DIMITRIJEVIC, M.D. & DIMITRIJEVIC, M.N. (1973): Olistostrome mélange in the Yugoslavian Dinarides and Late Messozoic plate tectonics. J. Geol., 81: 328-340.
- DIMOU, E., (1968): A study of serpentinization and phenomena's of mineralization in the ultrabasic rocks at the area of the SW. Veria. Ph. D Thesis, Univ. of Athens, p. 78.
- DING, K., AND W.E. SEYFRIED JR. 1994. Effect of con-ductive cooling on chemistry of mid-ocean ridge hydrothermal fluids: Experimental and theoretical constraints. Mineralogical Magazine58A:231–232.Douville, E., P. Bienvenu, J.-L. Charlou, J.-P. Donval, Y. Fouquet, P. Appriou, and T. Gamo. 1999. Yt-trium and rare earth elements in fluids from vari-ous deep-sea hydrothermal systems. Geochimica et Cosmochimica Acta 63:627–643.
- DING, K., W. E. SEYFRIED JR., Determination of Fe-Cl complexing in the low pressure supercritical region (NaCl fluid): Iron solubility constraints on pH of subseafloor hydrothermal fluids, Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 3681–3692, 1992.
- DISTLER, V.V., KRYACHKO, V.V. & YUDOVSKAYA, M.A. (2003): Formation of platinum-group metals in chromite ores of the Kempirsai ore field Geology of Ore Deposits, 45, pp. 37-65
- DIVI, S. R., THORPE, R.I. and FRANKLIN, J. M., (1979): Application of discriminant analysis to evaluate composition controls of stratiform massive sulphide deposits in Canada. Internat., Assoc. Mth. Geology, v. 11, no 4 p. 391-406.
- DIVI, S. R., THORPE, R.I. and FRANKLIN, J. M., (1980): Use of discriminant analysis to evaluate compositional controls for stratiform massive sulfide deposits in Canada. Canada Geol. survey Paper 79-20, 23 p.
- DIXON, J. E. and DIMITRIADIS, S. (1985): Metamorphosed ophiolitic rocks from Serbo-Macedonian Massif, near Lake Volvi North-East Greece. In: The geological evolution of the East Mediterranean. Geol. soc. London, Spec Publ., 17, p. 603-618.
- DOBRETSOV, N. L. and KEPEZHINSCAS, V.V. (1981): Three types of ultrabasic magmas and their bearing on the problem of ophiolites. Ofioliti vol. 6-N 2/3.

DONVAL, J-P., CHARLOU, J-L., DOUVILLE, E., KNOERY, J., FOUQUET, Y., PONSEVERAS, E., BAPTISTE, P.J., STIEVENARD, M., GERMAN, C., FLORES SCIENTIFIC PARTY, (1997): High H₂ and CH₄ content in hydrothermal fluids from Rainbow site newly sampled at 36°14'N on the AMAR segment, Mid-Atlantic Ridge (diving FLORES cruise, July 1997). Comparison with other MAR sites Eos, Trans. -Am. Geophys. Union, 78 (46) (1997), p. 832.

- DOUVILLE E, BIENVENU P, CHARLOU JL, DONVAL JP, FOUQUET Y, APPRIOU P, GAMO T (1999): Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. Geochim Cosmochim Acta 63:627–643.
- DOUVILLE, E., CHARLOU, J.-L., OELKERS, E.H., BIENVENU, P., JOVE COLON, C.F., DONVAL, J.-P., FOUQUET, Y., PRIEUR, D., APPRIOU, P. (2002): The Rainbow vent fluids (36°14' N, MAR): the influence of ultramafic rocks and phase separation on trace metal content in Mid-Atlantic Ridge hydrothermal fluids. Chem. Geol., 184 pp. 37-48.
- DOYLE M, ALLEN R (2003) Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits. Ore Geol Rev 23:183–222.
- DOYLE, M. & ALLEN, R. (2003): Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits. Ore Geol. Rev., 23: pp. 183-222.
- DRUMMOND SE, OHMOTO H (1985): Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. Econ Geol 80:126–147.
- DUKE, J. M. & BONARDI, M. (1982): Chromian andradite from Reaume Township, Ontario. Can. Mineral., 20: 49-53.
- DUKE, N. A. and HUTCHINSON, R. W., (1974): Geological relationships between massive sulfide bodies and ophiolitic volcanic rocks near York Harbour, Newfoundland: Canadian Jour. Earth. Sci., v11: p. 53-69.
- DUNCAN, R. A. & GREEN, D. H. (1980): Role of multi-stage melting in the formation of oceanic crust. Contrib. Mineral. Petrol., 76: 77-83.
- DUNCAN, R. A., & GREEN, D. H. (1987): The genesis of refractory melts in the formation of oceanic crust. Contributions to Mineralogy and Petrology, 96(3), 326-342.
- DUPUY, C., DOSTAL, J. & LEBLANC, M. (1981): Geochemistry of an ophiolite complex from New Caledonia. Contrib. Mineral. Petrol., 96: 326-342.
- EALES, H. V., WILSON, A. H. & REYNOLD, I. M. (1988): Complex unmixed spinels in layered intrusions within an obducted ophiolite in the Natal-Namaqua mobile belt. Mineral. Deposita, 23: 150-157.
- ECKSTRAND, O.R. (1975): The Dumont serpentinite: a model for control of nickeliferous opaque mineral assemblages by alteration reactions in ultramafic rocks. Econ. Geol., 70: 183-201.
- ECONOMOU, G. & ECONOMOU, M. (1986): Some chromite occurrences from the areas of Vermio and Veria, Macedonia, Greece. In: Gallacher, M. J., Ixer, R.A., Neary, C.R. and Prichard, H.M. (eds.) Metallogeny of basic and ultra basic rocks. IMM, London: 351-354.
- ECONOMOU, G. S. and ECONOMOU, M., (1985): Some chromite occurrences from the areas of Vermio and Veria, Macedonia, Greece. ICCP 197, Edinburgh.
- ECONOMOU, G., (1982): Contribution à l'étude pétrographique et géochimique du massif ophiolitique du Vermion septentrional (Macédoine, Grèce). Thèse 3e cycle Université Nancy, p. 299.
- ECONOMOU, G., (1985): A short note on the evolution of the Vermion ophiolite complex (Macedonia, Greece). Ofioliti, vol. 8: N.3 p. 333-338.
- ECONOMOU, M. (1984): On the chemical composition of the chromite ores from the Chalkidiki peninsula, Greece. Ofioliti, 9(2): 123-134.

ECONOMOU, M. (1986): Platinum group elements (PGE) in chromite and sulfide ores. In: Gallagher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R.and Prichard, H.M.(eds.): Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks. Inst. Mining Metallurgy, London, 441-453.

- ECONOMOU, M. I. and NALDRETT, A. J., (1984): Sulfides associated with Podiform bodies of chromite at Tsongli, Eretria, Greece. Mineral. Deposita 19: p. 289-297.
- ECONOMOU, M., (1979): The occurrences of magnetite in Greek ultramafic rocks and their origin. PH.D. Thesis, Univ. of Athens, 1979, p. 170.
- ECONOMOU, M., (1983): Platinum group metals in chromite ores from the Vourinon ophiolite complex, Greece. Ofioliti, vol. 8: N.3 p. 339-356.
- ECONOMOU, M., DIMOU, E., ECONOMOU, G., MIGIROS, G., VACONTIOS, I., GRIVAS, E., RASSIOS, A. DABITZIAS, S. (1986): Chromite deposits of Greece. In: Petraschek et al. (eds.): Metallogeny of Ophiolites, UNESCO's I.G.C.P. -197. Theophrastus Publ., S.A. Athens: 129-159.
- ECONOMOU-ELIOPOULOS M. (1996): Platinum-group element distribution in chromite ores from ophiolite complexes: implications for their exploration. Ore Geol. Rev., 11(6), 363-381.
- ECONOMOU-ELIOPOULOS, M. & VACONDIOS, I. (1995): Geochemistry of chromitites and host rocks from the Pindos ophiolite complex, northwestern Greece. Chem. Geol., 122, 99-108.
- ECONOMOU-ELIOPOULOS, M. & ZHELYASKOVA-PANAYIOTOVA, M. (1998): Comparative study of the geochemistry of chromite ores from the Kempirsai (Urals) and Rhodope (Balkan Peninsula) ophiolite massifs, Bulletin, Geological Society of Greece, 32 (1998), pp. 203-211.
- ECONOMOU-ELIOPOULOS, M. (1993): Platinum-group element (PGE) distribution in chromite ores from ophiolite complexes of Greece: implications for chromite exploration. Ofioliti, 18(1), 83-97.
- ECONOMOU-ELIOPOULOS, M. (2003): Apatite and Mn, Zn, Co-enriched chromite in Nilaterites of northern Greece and their genetic significance. Journal of Geochemical Exploration, 80(1), 41-54.
- ECONOMOU-ELIOPOULOS, M., PARRY, S. & CHRISTIDIS, G. (1997): Platinum-group element (PGE) content of chromite ores from the Othrys ophiolite complex, Greece.4th Biennial SGA meeting, Turku, Finland. In: Mineral Deposits, Papunen (ed) A.A. Balkema Publishers, Rotterdam 414-417.
- ECONOMOU-ELIOPOULOS, M., TARKIAN, M. & SAMBANIS, G. (1999): On the geochemistry of chromitites from the Pindos ophiolite complex, Greece. Chem. Erde, 59: 19 31.
- EDMOND, J.M., A.C. CAMPBELL, M.R. PALMER, G.P. KINKHAMMER, C.R. GERMAN, H.N. EDMONDS, H. ELDERFIELD, G. THOMPSON, AND P. RONa. (1995): Time series of vent fluids from the TAG and MARK sites (1986, 1990) Mid-Atlantic Ridge: A new solution chemistry model and a mechanism for Cu/Zn zonation in massive sulphide orebod-ies. Pp. 77–86 in Hydrothermal Vents and Pro-cesses. L.M. Parson, C.L. Walker, and D.R. Dixon, eds, Geological Society Special Publication, Lon-don, UK.
- EDWARDS, A.C. (1976): A comparison of the methods for calculating Fe3+ contents of clinopyroxenesfrom microprobe analysis. N. Jb. Miner. Mh., 508-512.
- EDWARDS, R.I. (1976): Refining of the platinum-group metals. JOM, 28(8): 4-9.
- EDWARDS, S. J. & MALPAS, J. (1995): Multiple origins for mantle harzburgites: examples from the Hills massif, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland. Can. J. Earth Sci., 32: 1046-1057.

EDWARDS, S. J. (1990): Harzburgites and refractory melts in the Lewis Hills massif, Bay of Island ophiolite complex: the base-metals and precious-metals story. Can. Mineral., 28: 537-552.

- EDWARDS, S. J. (1990): Harzburgites and refractory metals in the Lewis Hills massif, Bay of Islands ophiolite complex: the base metals and precious-metals story. Can. Mineral., 28: 537-552.
- ELDERFELD, H., GASS, I.G., HAMMOND, A. and BEAR, L.M., (1972): The origin of the Ferromangones sediments ossociated with the Troodos Massif of Cyprus: Sedimentology, v. 19, p. 1-19.
- ELTHON, D. & STERN, C. (1978): Metamorphic petrology of the Sarmiento ophiolite complex, Chile. Geology, 6: 464-468.
- ENGIN, T. & AUCOTT, W., (1971): A microprobe study of chromites from Turkey. Min. Mag., 38: 76-82.
- ENGIN, T., OZKOCAK, O. & ARTAN, U., (1986): General geological setting and character of chromite deposits in Turkey. In: Petraschek et al. (eds). Metallogeny of ophiolites, UNESCO'S I.G.C.P. 197 Project, Athens, Theophrastus, 199-228.
- EREMIN, N. I., A. L. DERGACHEV, N. E. SERGEEVA, & N. V. POZDNYAKOVA. (2000): "Types of volcanic-hosted massive sulfide deposits." Geology of Ore Deposits 42, no. 2, 160-171.
- EVANS, A.M. (1980): An introduction to Ore Geology. Geoscience Texts, Volume 2. Blackwell Scientific Publications, 231 p.
- EVANS, B. W. & FROST, B. R., (1975): Chrome-spinel in progressive metamorphism. A preliminary analysis. Geochim. Cosmohim. Acta, 39: 959–972.
- EVARTS, R.C. & SCHIFFMAN, P. (1983): Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto ophiolite, California. Amer. J. Sci., 283: 289-341.
- FANTINET, D., (1977): Séance extraordinaire de la société Géologique de France. Bull. Soc. Géol. France, XIX, 1, 71-86.
- FARAHAT, E. S. (2008): Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications. Chemie der Erde-Geochemistry, 68(2), 193-205.
- FAUST, G.T. & FAHEY, J.J. (1962): The serpentine-group minerals. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 384-A: 1-91.
- FAWCETT, J.J. & YODER, H.S. (1966): Phase relations of chlorites in the system MgO-Al2O3-SiO2-H2O. Am. Mineral., 51: 353-380.
- FERRARIO, A. & GARUTI, G. (1988): Platinum-group minerals in chromite-rich horizons of the Niquelândia Complex (Central Goias, Brazil). In: Prichard, H.M., Potts, P.J., Bowels, J.F.W. and Gribb, S.J. (eds), Geo-Platinum 87. London. Elsevier, Amsterdam, pp. 261-272.
- FERRARIO, A. & GARUTI, G. (1990): Platinum-group mineral inclusions in the Finero mafic-ultramafic complex (Ivrea-Zone, Italy). Mineral. Petrol., 41: 125-143.
- FERRARIO, A. and GARUTTI, G., (1980): Copper deposits in the basal breccias and volcano-sedimentary sequences of the eastern Ligurian ophiolities (Italy): Mineralium Deposita, v. 15, p. 291-303.
- FERREIRA, FIHLO, C.F., NALDRETT, A.J. & ASIF, M. (1995): Distribution of platinum group elements in the Niquelândia layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil: implications with respect to exploration. Can. Mineral., 33: 165-184.
- FERRIER, J. & STAIS, A. (1994): Un ou des basin(s) Tethysien(s) Vardarien(s) au Mesozoique? Bull. Geol. Soc. Greece, XXX/1: 91-103.
- FERRY, J.M. (1989): Infiltration-driven metamorphism in Northern New England, U.S.A. J. Petrol., 29: 1121-1159.

FILIPPIDIS A. (1982): Experimental study of the serpentinization of Mg-Fe-Ni olivine in the presence of sulfur. Canadian Mineralogist, 20(4), 567-574.

- FILIPPIDIS A. (1985): Formation of awaruite in the system Ni-Fe-Mg-Si-O-H-S and olivine hydration with NaOH solution, An experimental study. Economic Geology, 80(7), 1974-1980.
- FILIPPIDIS A. (1991): Further comments on the opaque mineral assemblages in ultramafic rocks, an experimental study. Ofioliti, 16(1), 1-6.
- FILIPPIDIS A. (1996):Chemical variation of olivine in the serpentinite of the central section in the Xerolivado chrome mine of Vourinos, Greece. Neues Jahrbuch fur Mineralogie Abhandlungen, 170(2), 189-205.
- FILIPPIDIS A. (1997): Chemical variation of chromite in the central sector of Xerolivado chrome mine of Vourinos, Western Mecedonia, Greece. Neues Jahrbuch fur Mineralogie Monatshefte, 8, 354-370.
- FILIPPIDIS A., KASSOLI-FOURNARAKI A. & KANTIRANIS N. (2000): Chromites in the southern sector of Xerolivado chrome mine of Vourinos, Macedonia, Greece. 1st Congress of the Economic Geology, Mineralogy and Geochemistry Committee of the Geological Society of Greece, Kozani, Greece, 12-13/02/2000, Proceedings, 485-497.
- FILIPPIDIS, A. and ANNERSTEN, H., (1984): Cation ordering in Ni-Fe olivines: reply. American Mineralogist, vol. 69, p. 164.
- FILIPPIDIS, A., ANNERSTEN, H. and NORD, A.G., (1982): The Cation distribution in synthetic Mg-Fe-Ni olivines. American Mineralogist, vol. 67, p. 1206-1211.
- FILIPPIDIS, A. (1986): Formation of awaruite in the system Ni-Fe-Mg-Si-O-H-S and olivine hydration with NaOH solution: An experimental study. Econ. Geol., 80, 1974-1980.
- FILLIPIDIS, A. (1992): Trace element contents of pyrites from Tertiary sulphide deposits of the Kirki-Essimi basin, Northeastern Greece. Miner. Wealth, 78: 45-52.
- FILLIPIDIS, A., CHATZIKIRKOU, A., KATIRTZOGLOU, C., SKOUNAKIS, S., MICHAILIDIS, K. & KASSOLI-FOURNARAKI, A. (1993): Trace element contents in pyrites from the Tertiary and Pre-Mesozoic sulphide deposits of the Kirki-Leptokaria-Essimi area, Thrace, Greece. In: Current Research in Geology Applied to Ore Deposits. Eds: Fenoll Hach-Ali, P., Torres-Ruiz, J and gervilla, F. La Guiocond, Grenada. 97-100.
- FISK, M. R. & BENCE, A. E. (1980): Experimental crystallization of chrome spinel in FAMOUS basalt 527-1-1. Earth Planet. Sci. Lett., 48: 111-123.
- FISK, M. R. (1986): Basalt magma interactions with harzburgite and the formation of high magnesium andesites. Geogh. Res. Lett., 13: 467-470.
- FLEET, M. E. & STONE, W. E. (1991): Partitioning of platinum-group elements in the Fe-Ni-S system and their fractionation in nature. Geochim. Cosmochim. Acta, 55: 245-253.
- FLEET, M. E., CROCKET, J. H., LIU, M. & STONE, W. E. (1999): Laboratory partitioning of platinum-group elements (PGE) and gold with application to magmatic sulphide-PGE deposits. Lithos, 47: 127-142.
- FLEET, M.E., ANGELI, N. & PAN, Y. (1993): Oriented chlorite lamellae in chromite from the Pedra Vranca mafic-ultramafic complex, Ceara, Brazil. Amer. Mineral. 78: 68-74.
- FLOYD, P.A. (1991): Oceanic Basalts. Blackie, Glasgow and London, 456pp.
- FOSTER, M.D., (1962): Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. U.S. Geol. Survey, Profess. Paper, 414-A, 1-33.
- FOUQUET Y, CHARLOU JL, ONDREAS H, RADFORD-KNOERY J, DONVAL JP, DOUVILLE E, APPRIOUAL R, CAMBON P, PELLÉ H, LANDURÉ JY, NORMAND A, PONSEVERA E, GERMAN C, PARSON L, BARRIGA F, COSTA I, RELVAS J, RIBEIRO A (1997): Discovery and first submersible investigations on

the Rainbow hydrothermal field on the MAR (36°14N) AGU fall meeting 1997. EOS Abst 78(46)-Supl-F832.

FOUQUET Y, KNOTT R, CAMBON P, FALLICK A, RICKARD D, DESBRUYERES D (1996): Formation of large sulfide mineral deposits along fast spreading ridges. Example from off-axial deposits at 12°43'N on the East Pacific Rise. Earth Planet Sci Lett 144:147–162.

- FOUQUET Y, STACKELBERG U, CHARLOU JL, ERZINGER J, HERZIG PM, MÜHE R, WIEDICKE M (1993a): Metallogenesis in back-arc environments: the Lau Basin example. Econ Geol 88:2154–2181.
- FOUQUET Y, WAFIK A, CAMBON P, MEVEL C, MEYER G, GENTE P (1993B): Tectonic setting and mineralogical and geochemical zonation in the Snake Pit sulfide deposit (Mid-Atlantic Ridge at 23°N). Econ Geol 88:2018–2036.
- FOUQUET, Y., A. WAFIK, P. CAMBON, C. MEVEL, G. MEY-ER, AND P. GENTE. 1993b. Tectonic setting, miner-alogical and geochemical zonation in the Snake Pit sulfide deposit (Mid-Atlantic Ridge at 23°N). Economic Geology 88:2,018– 2,036.Fruh-Green, G.L., D.S. Kelley, S.M. Bernasco.
- FOUQUET, Y., CHARLOU, J-L., ONDRÉAS, H., RADFORD-KNOERY, J., DONVAL, J-P., DOUVILLE, E., APPRIOUAL, R., CAMBON, P., PELL, H., LANDUR, J.Y., NORMAND, A., PONSEVERAS, E., GERMAN, C., PARSON, L., BARRIGA, F.J.A.S., COSTA, I., RELVAS, J.M.R. & RIBEIRO, A. (1997): Discovery and First Submersible Investigations on the Rainbow Hydrothermal Field on the MAR (36°14' N) Eos, Trans. Am. Geophys. Union, 78 (46): p. 832 (abstract).
- FOUQUET, Y., KNOTT, R., CAMBON, P., FALLICK, A., RICKARD, D., DESBRUYERES, D. (1996): Formation of large sulfide mineral deposits along fast spreading ridges. Example from off-axial deposits at 12°43'N on the East Pacific Rise. Earth Planet. Sci. Lett., 144: pp. 147-162
- FOUQUET, Y., U. VON STACKELBERG, J.-L. CHARLOU, J. ERZINGER, P. HERZIG, R. MÜHE, AND M.WIEDICKE. 1993a. Metallogenesis in back-arc environ-ments: The Lau basin example. Economic Geology88:2,154–2,181.
- FOUQUET, Y., WAFIK, A., CAMBON, P., MEVEL, C., MEYER, G., GENTE, P. (1993): Tectonic setting and mineralogical and geochemical zonation in the snake pit sulfide deposit (Mid-Atlantic Ridge at 23°N). Econ. Geol. 88: 2018-2036.
- FROST, B. R., EVANS, K. A., SWAPP, S. M., BEARD, J. S., & MOTHERSOLE, F. E. (2013): The process of serpentinization in dunite from New Caledonia. *Lithos*, 178, 24-39.
- FRANKEL, J.J. (1959): Uvarovite garnet and South African jade (hydroglossular) from the Bushveld complex, Transvaal. Am. Mineral., 44: 565-591.
- FRANKLIN, J. M, LYDON, J. W. and SANGSTER, D.F., (1981): Volcanic- Associated massive sulfide deposits, Econ. Geol., 75th Anniversary volume 1981: p. 485-627.
- FRANKLIN, J. M. (1981): Volcanic-associated massive sulfide deposits. Econ. Geol., 75, 485-627.
- FREY, F. A., SUEN, C. J. & STOCKMAN, H. W. (1985): The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis. Geochim. Cosmohim, Acta, 49: 2469-2491.
- FRISCH, T. (1971): Alteration of Chrome spinel in a dunite nodule from Lanzarote, Canary Islands. Lithos, 4: 83-91.
- FRITSCH, E. & ROSSMAN, G.R. (1993): The causes of color in garnets. Mineralogical Record, 24(1): 63.

FROST, B. R. (1976): Limits to the assemblage forsterite-anorthite as inferred from peridotite hornfelses, Icicle Creek, Washington. American Mineralogist, 61(7-8), 732-750.

- FRYER, B.J. & GREENOUGH, J.D. (1992): Evidence for mantle heterogeneity from platinum-group element abundances in Indian Ocean basalts. Can. J. Earth Sci., 29: 2329-2340.
- FYFE, W.S. & LONSDALE, P. (1981): Submarine hydrothermal activity. The Seas, 7.

- GAHLAN, H.A., ARAI, S. (2007): Genesis of peculiarly zoned Co, Zn, and Mn-rich chromian spinel in serpentinite of Bou-Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. Journal of Mineralogical & Petrological Sciences 2: 69–85.
- GALLEY, A. G., HANNINGTON, M. D., & JONASSON, I. R. (2007): Volcanogenic massive sulphide deposits. Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposittypes, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, 141-161.
- GAMO, T., K. OKAMURA, J.-L. CHARLOU, T. URABE, J.-M. AUZENDE, J. ISHIBASHI, K. SHITASHIMA, H. CHIBA, and Manusflux Scientific Party. 1997. Acidic and sulphate-rich hydrothermal fluids from the Ma-nus back-arc basin, Papua New Guinea. Geology25:139–142.
- GARUTI, G. & ZACCARINI, F. (1997): In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature: evidence from serpentinized and weathered chromite of the Vourinos complex, Greece. Can. Mineral., 35: 611- 626.
- GARUTI, G., & ZACCARINI, F. (2005). Minerals of Au, Ag and U in volcanic-rockassociated massive sulfide deposits of the northern Apennine ophiolite, Italy. The Canadian Mineralogist, 43(3): 935-950.
- GARUTI, G., BARTOLI, O., SCACCHETTI, M., & ZACCARINI, F. (2008): Geological setting and structural styles of Volcanic Massive Sulfide deposits in the northern Apennines (Italy): evidence for seafloor and sub-seafloor hydrothermal activity in unconventional ophiolites of the Mesozoic Tethys. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 60(1): 121-145.
- GARUTI, G., FIANDRI, P. and ROSSI, A., (1986): Sulfide composition and phase relations in the Fe-Ni-Cu ore deposits of the Irvea-Verbano basic complex (Western Alps, Italy). Mineral. Deposita, 22: 22-34.
- GARUTI, G., GORGONI, C. & SIGHINOLI, G.P. (1984): Sulfide mineralogy and chalcophile and siderophile element abundances in the Ivrea-Verbano mantle peridotites (Western Italian Alps). Earth Planet. Sci. Lett., 70: 69-87.
- GARUTI, G., PROENZA, J. A., & ZACCARINI, F. (2007): Distribution and mineralogy of platinum-group elements in altered chromitites of the Campo Formoso layered intrusion (Bahia State, Brazil): control by magmatic and hydrothermal processes. Mineralogy and Petrology, 89(3-4), 159.
- GARUTI, G., ZACCARINI, F. & ECONOMOU-ELIOPOULOS, M. (1999): Paragenesis and composition of laurite from chromitites of Othrys (Greece): implications for Os-Ru fractionation in ophiolitic upper mantle of the Balkan peninsula. Mineral. Deposita, 34: 312-319.
- GASS, I.G. (1970): The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts. Philosophical Transactions for the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 369-381.
- GASS, I. G. & SMEWING, J.D. (1973): Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive plate margins: Evidence from the Troodos massif, Cyprus: Nature, v 242, p. 26-29.

GASS, I. G., (1980): The Troodos massif: It's role in the unraveling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of contractive plate margin processes, in Panayiotou, A. ed. ophiolites: International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, Proc: Cyprus, Ministry Agriculture Nat. Resources, Geol. Survey Dept., p. 23-35.

- GASS, I.G. (1968): Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor?, Nature, 220, 39-42.
- GASS, I.G., LIPPARD, S.J. & SHELTON, A.W. (1984): Ophiolites and Oceanic Lithosphere. Geol. Soc. London Spec. Publ., 13:413pp.
- GAUTHIER, M., CORRIVAUX, L., TROTTIER, L. J., LAFLAMME, G. J. H. & BERGERGON, M. (1990): Chromitites platinifères des complexes ophiolitiques de l'Estrie-Beauce, Appalaches du Sud du Québec. Mineral. Deposita, 25: 169-178.
- GENA, K. (2013): Deep sea mining of submarine hydrothermal deposits and its possible environmental impact in Manus Basin, Papua New Guinea. Procedia Earth and Planetary Science, 6, 226-233.
- GEORGALAS, G., (1930): Rapport sur les apparatices des minerais du cuivre des Pentes orientales de la montagne Vermion et de la partie septentrionale des montagnes Pieria, 3p (Rapport non Publié).
- GERMAN C, HIGGS NC, THOMSON J, MILLS RA, ELDERFIELD H, BLUSZTAJN J, FLEER AP, BACON MP (1993) A geochemical study of metalliferous sediment from the TAG hydrothermal mound 26°08'N Mid-Atlantic Ridge. J Geophys Res 98:9683– 9692.
- GERMAN C, KLINKHAMMER CP, RUDNICKI MD (1996): The Rainbow hydrothermal plume, 36°15′N, MAR. Geophys Res Lett 23(21):2979–2982.
- GERMAN, C., HIGGS, N.C., THOMSON, J., MILLS, R.A., ELDERFIELD, H., BLUSZTAJN, J., FLEER, A.P., BACON, M.P. (1993): A geochemical study of metalliferous sediment from the TAG hydrothermal mound 26°08'N Mid-Atlantic Ridge. J. Geophys. Res., 98: pp. 9683-9692
- GERMAN, C., KLINKHAMMER, C.P., RUDNICKI, M.D. (1996): The Rainbow hydrothermal plume, 36°15′ N, MAR. Geophys. Res. Lett., 23 (21): pp. 2979-2982
- GERMAN, C.R., AND K.L. VON DAMM. 2004. Hydro-thermal processes. Pp. 181–222 in Treatise On Geochemistry, Volume 6: The Oceans and Marine Geochemistry. H.D. Holland and K.K.Turekian, eds, Elsevier, London.
- GERVILLA, F. & LEBLANC, M. (1990): Magmatic ores in high-temperature alpine- type lherzolite massifs (Ronda, Spain and Beni Bowsera, Marocco). Econ. Geol., 85: 112-132.
- GERVILLA, F., PADRÓN-NAVARTA, J. A., KERESTEDJIAN, T., SERGEEVA, I., GONZÁLEZ-JIMÉNEZ, J.M., & FANLO, I. (2012): Formation of ferrian chromite in podiform chromitites from the Golyamo Kamenyane serpentinite, Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: a two-stage process. Contributions to Mineralogy and Petrology, 164(4), 643-657.
- GERVILLA, F., PROENZA, J.A., FREI, R., GONZÁLEZ-JIMÉNEZ, J.M., GARRIDO, C.J., MELGAREJO, J.C., MEIBOM, A., DIAZ-MARTINEZ, R. & LAVAUT, W. (2005): Distribution of platinum-group elements and Os isotopes in chromite ores from Mayarí-Baracoa Ophiolilte Belt (eastern Cuba). Contrib. Mineral. Petrol., 150: 589-607.
- GIJBELS, R. H., MILLARD, H. T., DESBOROUGH, G. A. & BARTEL, A. J. (1974): Osmium, ruthenium, iridium and uranium in silicates and chromite from the Eastern Bushveld complex, South Africa. Geochim. Cosmochim. Acta, 38: 319-327.
- GILL, J. (1981): Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, New York, pp. 390.

GILMOUR, P. (1965): The origin of the massive sulphide mineralization in the Noranda districts, Northwestern Quebec. Proc. Geol. Assoc. Can. 16: 63-81.

- GILMOUR, P. (1971): Gilmour, P.: Strata-bound massive pyritic sulphide deposits a review. Econ. Geol. 66: 1239-1244.
- GILMOUR, P., (1960): The origin of the massive sulphide mineralization in the Noranda district, northwestern Quebec: Geol. Assoc. Canada Proc., v. 16: 63-81.
- GILMOUR, P., (1976): Some transitional types of mineral deposits in volcanic and sedimentary rocks, in Wolf, K. H., (ed): Handbook of stratabound and stratiform ore deposits Amsterdam, Elsevier: p. 111-160.
- GIORDANO, T. H. and BARNES, H. L., (1971): Stratabound massive pyritic sulfide deposits-A review: Econ, Geol. v. 66, p. 1239-1249.
- GODEL, B. & BARNES, S. J. (2008): Platinum-group elements in sulfide minerals and the whole rocks of the JM Reef (Stillwater Complex): Implication for the formation of the reef. Chemical Geology, 248(3-4), 272-294.
- GODEL, B., BARNES, S.J. & MAIER, W. D. (2007): Platinum-group elements in sulphide minerals, platinum-group minerals, and whole-rocks of the Merensky Reef (Bushveld Complex, South Africa): implications for the formation of the reef. Journal of Petrology, 48(8), 1569-1604.
- GODFRIAUX, I. & RICOU, L.E. (1991): Le Paikon, une fenêtre tectonique dans les Hellénides Internes (Macédoine, Grèce). C.R.Ac. Sci. Paris, 313II: 1479-1484.
- GOLDFARB, M.S., CONVERSE, D.R., HOLLAND, H.D. & EDMOND. J.M. (1983): The genesis of hot spring deposits on the East Pacific Rise, 21°N. Economic GeologyMonograph 5:184–197.
- GOLDING, H.G. & BAYLISS, P., (1968): Altered chrome ores from the Coolac serpentine belt. Amer. Mineral., 53: 162-183.
- GOLDSCHMIDT, Y. M., (1958): Geochemistry. Oxford University press.
- GOLES, G. G., (1967): Trace elements in ultramafic rocks. In: Ultramafic and related rocks. (Ed. P. J. WYLLIE) John Wiley and Sons, New York, p. 352-362.
- GONZÁLEZ-JIMÉNEZ, J.M., PROENZA, J.A., GERVILLA, F., MELGAREJO, J.C., BLANCO-MORENO, J.A., RUIZ-SÁNCHEZ, R., & GRIFFIN, W.L. (2011): High-Cr and high-Al chromitites from the Sagua de Tánamo district, Mayarí-Cristal ophiolitic massif (eastern Cuba): Constraints on their origin from mineralogy and geochemistry of chromian spinel and platinum-group elements. Lithos, 125(1-2): 101-121.
- GONZALEZ-JIMÉNEZ, J.M.G., KERESTEDJIAN, T., FERNÁNDEZ, J.A.P., & LINARES, F.G. (2009): Metamorphism on chromite ores from the Dobromirtsi ultramafic massif, Rhodope mountains (SE Bulgaria). Geologica Acta, 7(4): 413-429.
- GOODFELLOW WD, FRANKLIN JM (1993): Geology, mineralogy, and chemistry of sediment-hosted clastic massive sulfides in shallow cores, Middle Valley, Northern Juan de Fuca Ridge. Econ Geol 88:2037–2068.
- GOODFELLOW, W.D., FRANKLIN, J.M. (1993): Geology, Mineralogy, and Chemistry of Sediment-hosted Clastic Massive Sulfide Sulfides in Shallow Cores, Middle Valley, Northern Juan de Fuca Ridge. Econ. Geol., 88: pp. 2037-2068
- GOODWIN, A.M. & RIDLER, R.H. (1970): 'The Abitibi orogenic belt', pp 1-24, In Baer, A.J (Ed.), Basins and Geosynclines of the Canadian Shield, Geol. Surv. Canada, Paper 70-40.
- GOVETT, G. I. S. and PANTAZIS, T. M., (1971): Distribution of Cu, Zn, Ni and Co in the Troodos pillow lava series, Cyprus: Inst. Mining Metallurgy Trans, v. 80, sec. B, p. 1327-1346.

GOVETT, G.J.S., PANTAZIS, TH.M, (1971): Distribution of Cu, Zn, Ni and Co in the Troodos Pillow lavas series, Cyprus. Trans. Inst. Mining Met. (Sect. B: Appl. earth sci.) 80: B27–46.

- GRAF, J. L., (1977): Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks, Econ. Geol., v. 72, p. 527-548.
- GRAHAM, I. T., FRANKLIN, R. J. & MARSHALL, B. (1996): Chemistry and mineralogy of podiform chromitite deposits, southern NSW Australia: a guide to their origin and evolution. Mineral. Pettol., 57: 129-150.
- GRAHAM, J., (1978): Manganochromite, palladium antimonide and some unusual mineral associations at the Nairne pyrite deposit, South Australia. Amer. Mineral., 63: 1166-1174.
- GRAMMATIKOPOULOS, T.A., KAPSIOTIS, A., TSIKOURAS, B., HATZIPANAGIOTOU, K., ZACCARINI, F. & GARUTI, G. (2011): Spinel composition, PGE geochemistry and mineralogy of the chromitites from the Vourinos ophiolite complex, northwestern Greece. Can. Mineral., 49: 1571-1598.
- GREEN, D. H. (1976): Experimental testing on "Equilibrium" partial melting of peridotite under water saturated high-pressure conditions. Can. Mineral., 14: 255-268.
- GREEN, D. H. and RINGWOOD, A. E., (1967): The genesis of basaltic magmas. Contr. Mineral. Petrol., 15, 103-190.
- GREEN, D. H., (1964): The petrogenesis of the high temperature peridotite in Lizard area, Cornwall. J. Petrol., 5, 134-188.
- GREEN, D. H., HIBBERSON, W. O. & JAQUES, A. L. (1979): Petrogenesis of mid-ocean ridge basalts. In: Mc Elhinny, M. W. (ed). Earth: its Origin, Structure and Evolution. Academic Press, London, pp. 265-290.
- GREENBAUM, D., (1972): The geology and evolution of the Troodos plutonic complex and associated chromite deposits, Cyprus. Ph.D. Thesis, University of Leeds, U.K.
- GREENBAUM, D., (1977): The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. Econ. Geol. 722: 1175-1194.
- GREENOUGH, J. D., FRYER, B.J. & ROBINSON, P. T. (1990): Geochemica effects of alteration of mafic rocks from ODP Site 706, Indian Ocean. In: R. A. Duncan, J. Backman, L. C. Peterson et al. (eds), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 115: Ocean Drill. Prog. College Station, Texas, pp.85 92.
- GRENNE, T., GRAMMELTVEDT, and G. VOKES, F. M., (1980) Cyprus-type sulphide deposits in the western Trondheim district, central Norwegian Caledonides, in Panayiotou, al, ed., Ophiolites Inter. Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979, Proc: Cyprus Ministry of Agriculture and Natural Resources Geological Survey Dept, p. 727-743.
- GRIECO, G. & MERLINI, A. (2012): Chromite alteration processes within Vourinos ophiolite. International Journal of Earth Sciences, 101: 1523-1533.
- GRIFFITS, W.R., ALBERS, J.P. & OMER, O. (1972): Massive sulphide copper deposits of the Ergani-Maden area, Southeastern Turkey. Econ Geol., 67:701-716.
- GRIVAS, A, RASSIOS, A., KONSTANTOPOULOU, G., VACONDIOS, I. & VRAHATIS, G. (1993): Drilling for "blind" podiform chrome orebodies at Voidolakkos in the Vourinos Ophiolite complex, Greece. Econ. Geol., 28: 461-468.
- GROVES, D.I. & KEAYS, R.R. (1979): Mobilization of ore-forming elements during alteration of dunites, Mt Keith-Betheno, Western Australia. Can. Mineral., 17: 373-389.
- GROVES, D.I., BARRETT, F.M., BINNS, R.A. & McQEEN, K.G. (1977): Spinel phases associated with metamorphosed volcanic-type iron-nickel sulphide ores from Western Australia. Econ. Geol., 722: 1224-1244.

GUEDDARI, K., PIBOULE, M. & AMOSSÉ, J. (1996): Differentiation of platinum-group elements (PGE) and of gold during partial melting of peridotites in the lherzolitic massifs of the Betico-Rifean range (Ronda and Beni Bousera). Chem. Geol., 134: 181-197.

- GUILLOT, S., SCHWARTZ, S., REYNARD, B., AGARD, P., & PRIGENT, C. (2015): Tectonic significance of serpentinites. Tectonophysics, 646, 1-19.
- HAENEL-REMY, S. & BEBIEN, J. (1985): The Oreokastro ophiolite (Greek Macedonia). An important component of the innermost Hellenic Ophiolite Belt. Ofiol., 10: 279-296.
- HAENEL-REMY, S. and BEBIEN, J., (1980): The Oreokastro ophiolite (Greek, Macedonia): an important component of the inner most Hellenic ophiolite belt. Ofioliti, vol. 10: N-2/3: 279-296.
- HAGGEMANN, F., (1948): Über sedimentare lagerstätten mit submariner vulkanischer Stofzufurh: fortschr. Mineralogie v. 27, p. 54-55.
- HAJASH, A., (1975): Hydrothermal processes along mid ocean ridge. An experimental investigation: Contrib. Mineralogy Petrology v. 58 p. 205-226.
- HAJASH, A., AND G.W. CHANDLER. 1981. An experimen-tal investigation of hightemperature interac-tions between seawater and rhyolite, andesite, basalt, and peridotite. Contributions to Mineral-ogy and Petrology 78:240–254.
- HAMLYN, P.R., (1975): Chromite alteration in the Panton Sill, East Kimberley region, W. Australia. Min. Mag., 401: 181-192.
- HAMLYN, P.R., KEAYS, R.R., CAMERON, W.E., CRAWFORD, A.J. & WALDRON,
 H.M. (1985): Precious metals in magnesian low-Ti lavas: implications for metallogenesis and sulphur saturation. Geochim. Cosmochim. Acta, 49, 1797-1811.
- HAMLYN, P.R., KEAYS, R.R., CAMERON, W.E., CRAWFORD, A.J., WALDRON, H.M. (1985): Precious metals in magnesian low-Ti lavas: implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas. Geochim Cosmochim Acta 49:1797–1811
- HAMM, H.M. & VLETEN, K. (1971): Zur Berechnung der Kristallchemischen Formel und des Fe3+ Gehaltes von Klinopyroxenen aus Elektronenstrahl-Mikroanalysen. N. Jb. Miner. Mh., 310-314.
- HAMMLYN, P. R. & KEAYS, R. R. (1986): Sulfur substraction and second-stage melts: Application to the Bushveld Platinum metal deposits. Econ. Geol., 81: 1431–1445.
- HANNINGTON MD, JONASSON IR, HERZIG PM, PETERSEN S (1995): Physical and chemical processes of seafloor mineralization at mid-ocean ridges. In: Humphris SE, Zierenberg RA, Mullineaux LS, Thomson RE (eds) Seafloor hydrothermal systems: physical, chemical, biological and geological interactions. Geophys Monogr 91:466 (American Geophysical Union).
- HANNINGTON, M. D., GALLEY, A. G., HERZIG, P. M., & PETERSEN, S. (1998): 28. Comparison of the TAG mound and stockwork complex with Cyprus-type massive sulfide deposits. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results; Texas A & M University: College Station, TX, USA, 158, 389-415.
- HANNINGTON, M. D., POULSEN, K. H., THOMPSON, J. F. H., & SILLITOE, R. H. (1999): Volcanogenic gold in the massive sulfide environment. Reviews in Economic Geology, 8: 325-356.
- HANNINGTON, M., JAMIESON, J., MONECKE, T., PETERSEN, S., & BEAULIEU, S. (2011): The abundance of seafloor massive sulfide deposits. Geology, 39(12): 1155-1158.
- HANNINGTON, M.D., GALLEY, A.D., HERZIG, P.M. & PETERSEN, S. (1998): Comparison of the TAG mound and stockwork complex with Cyprus-type mas-sive sulfide deposits. Pp. 389–415 in Proceedings of the Ocean Drilling Program,

Scientific Results, v. 158. P.M. Herzig, S.E. Humphris D.J. Miller, and R.A. Zierenberg, eds, Ocean Drilling Program, College Station, TX.

HANNINGTON, M.D., C.E.J. DE RONDE, AND S. PETERSEN. 2005. Sea-floor tectonics and submarine hydro-thermal systems. Pp. 111–141 in 100th Anniver-sary Volume of Economic Geology. J. Hedenquist et al., eds, Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado.

- HANNINGTON, M.D., I.R. JONASSON, P.M. HERZIG, AND S. PETERSEN. 1995. Physical and chemical processes of seafloor mineralization at mid-ocean ridges, Pp. 115–157 in Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions. S.E. Humphris, R.A. Zierenberg, L.S. Mullineaux, and R.E. Thomson, eds, AGU Monograph Series, No. 91, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- HANNINGTON, M.D., JONASSON, I.R., HERZIG, P.M., PETERSEN S., HUMPHRIS, S.E., ZIERENBERG, R.A., MULLINEAUX, L.S., THOMSON, R.E. (Eds.) (1995):
 Physical and chemical processes of seafloor mineralization at mid-ocean ridges, seafloor hydrothermal systems: physical, chemical, biological, and geological interactions, American Geophysical Union Geophysical Monograph, vol. 91: p. 466.
- HARKER, A., (1974): Metamorphism: A study of the transformations of rock masses. Chapman and Hall. London.
- HARKINS, E., GREEN, H & MOORES, E. (1980): Multiple intrusive events documented from the Vourinos ophiolite complex Northern Greece. Am. J. Sci., 280A: 284-295.
- HARRIGAN, D. B. and MacLEAN, W. H., (1976): Petrography and geochemistry of epidote alteration patches in gabbro dykes in Matagami, Quebec: Canadian Jour. Earth Sci., v. 13, p. 500-511.
- HARTMANN, G. & WEDEPOHL, K.H. (1993): The composition of peridotite tectonites from the Ivrea complex, northern Italy: residues from melt extraction. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 1761-1782.
- HASLAM, H.W., HARDING, R.R. & TRESHAM, A.E., (1976): Chromite-chlorite intergrowths in peridotite at Chimwadzulu hill, Malawi. Min. Mag., 402: 695-701.
- HATTON, C. J. & von GRUENEWALDT, G. (1985): Chromite from the Zwartkop chrome mine-an estimata of the effects of subsolidus re-equilibration. Econ. Geol., 80: 911 924.
- HATTORI, K. H., & GUILLOT, S. (2007): Geochemical character of serpentinites associated with high-to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: Recycling of elements in subduction zones. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 8(9).
- HAUCK, M. B. (1988): Kuroko-type ore deposits on the Aegean Islands, Greece. In Base Metal Sulfide Deposits in Sedimentary and Volcanic Environments (pp. 216-228). Springer, Berlin, Heidelberg.
- HAWKINS, J. W., (1980): Petrology of back-arc basins and island arcs: their possible role in the origin of ophiolites, In: A. Panayiotou (Ed) Ophiolites, Praced. Inter Ophiol. Symp. Cyprus. pp. 244-254.
- HAWKINS, J.W. & MELCHIOR, J.T. (1985): Petrology of Mariana Trough and Lau basin basalts. J. Geophys. Res., 90(B13): 11431-11468.
- HAYMON, R.M. (1983): Growth history of hydrothermal black smoker chimneys, Nature, 301, 695–698.
- HEBERT, R. & LAURENT, R. (1990): Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: new constraints for genesis of arc-related ophiolites. In: Malpas et al. (eds) Ophiolites oceanic crustal analoques. Proc. Symp. "Troodos 1987", pp. 149-163.

HEDLUND, D.C., DE COUTO MOREIRA, J.F., FERRAZ PINTO, A.C., CONÇALVES DA SILVA, J.C. & SOUZA VIANNEY, G.V., (1974): Stratiform chromititeat Campo Formoso Bahia, Brazil. Jour. Research U.S. Geol. Survey. Vol.2, 5: 551-562.

- HELGESON, H.C., KIRKHAM, D.H. & FLOWERS, G.C. (1981): Theoretical prediction of the thermody-namic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures. IV. Calculation of activity coefficients, osmotic coefficients, and apparent molal and standard and relative partial molal properties to 600°C and 5 kbar. American Journal of Science 281:1,249–1,517.
- HENDERSON, P. & SUDDABY, P., (1971): The nature and origin of the Chrome-spinel of the Rhum layered intrusion. Contrib. Mineral. Petrol., 33: 21-31.
- HENDERSON, P. & WOOD, R.J. (1981): Reaction relationships of chrome-spinels in igneous rocks- further evidence from the layered intrusions of Rhum amd Mull, Inner Hebrides, Scotland. Contrib. Mineral. Petrol., 78: 225-229.
- HENLEY, R. W. and THORNLEY, P., (1979): Some geothermal aspects of polymetallic massive sulfide formation: Econ. Geol., v. 74: 1600-1612.
- HERBERT, K. (1982): Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros: some comparisons with ophiolite examples. Ofioliti, 7: 229-234.
- HERBERT, R. & LAURENT, R. (1990): Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: new constraints for genesis of arc – related ophiolites. In: Malpas et al. (eds.) Ophiolites: oceanic crustal analogues. Proc. Symp. "Troodos 1987", pp. 149-163.
- HEY, M.H. (1954): A new review of chlorites. Min. Mag., 30: 227-292.
- HICKEY, R.L. & FREY, F.A. (1982): Geochemical characteristics of boninite series volcanics: Implications for their source. Geochim. Cosmochim. Acta, 46: 2099-2115.
- HILL, R. & ROEDER, P. (1974): The crystallization of spinels from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. J. Geol., 82: 709-729.
- HILL, R. E. T., (1984): Experimental study of phase relations at 6000 C in a portion of the Fe-Ni-Cu-S system and its application to natural sulphide assemblages in "Sulphide deposits in mafic and ultramafic rocks", ed. D.L. Buchanon & M.J. Jones. (The Institution of Mining & Mettalurgy, London). (1984). pp.: 14-21.
- HOATSON, D. M. & KEAYS, R. R. (1989): Formation of platiniferous sulfide horizons by crystal fractionation and magma mixing in the Munni Munni Layered intrusion, West Pilbara Block, Western Australia. Econ. Geol., 84: 1775-1804.
- HOCK, M. & FRIEDRICH, G. (1985): Structural features of ophiolitic chromite deposits in the Zambales Range, Lazon, Philippines. Mineral. Deposita, 20: 290-301.
- HOCK, M., FRIEDRICH, G., PLÜGER, W.L. and WICHOWSKI, A., (1986): Refractory and metallurgical, type chromite ores, Zambales ophiolite, Luzon, Philippines. Mineral. Deposita 21, p. 190-199.
- HOFFMAN, M.A. & WALKER, D. (1978): Textural and chemical variations of olivine and chrome spinel in the East Dover ultramafic bodies, south-central Vermont. Geol. Soc. Amer. Bull., 89: 699-710.
- HOLWELL, B. D., & MCDONALD, I. (2010): A review of the behaviour of platinum group elements within natural magmatic sulfide ore systems. Platinum Metals Review, 54(1): 26-36.
- HONNOREZ, J., HONNOREZ-GUERSTEIN, B., VALETTE, J., & WAUSCHKUHN, A. (1973): Present day formation of an exhalative sulfide deposit at Vulcano (Thyrrhenian Sea), Part II: Active crystallization of fumarolic sulfides in the volcanic sediments of the Baia di Levante. In Ores in sediments (pp. 139-166). Springer, Berlin, Heidelberg.

HORMANN, P. K., PICHLER, HANS, AND ZEIL, WERNER, (1973): New data on the young volcanism in the Puna of NW-Argentina: Geol. Rundschau, v. 62, p. 397-41 8. Jakes", P., and White, A.J.R., 1972.

- HORNINGER, G. (1941): Beobachtungen am Erzinhalt von Gesteinen und an chromerz aus Tampadel in Schlesien. Mineral. Petr. Mitt., 52: 315.
- HOSTETLER, P.B., COLEMAN, R.G., MUMPTON, F.A. and EVANS, B.W., (1966): Brucite in Alpine serpentinites. Am. Mineral. 51, 75-98.
- HSU, K.J. (1971): Origin of the Alps and Western Mediterranean. Nature, 233: 44-48.

- HUCKENHOLZ, H.G. & KNITTEL, D. (1976): Uvarovite: Stability of Uvarovite Andradite solid solutions at low Pressure. Contrib. Mineral. Petrol., 56: 61-76.
- HUGHES, C.J. & HUSSEY, E.M. (1979): Standardized procedure for presenting corrected Fe2O3/FeO ratios in analyses of fine grained mafic rocks. Neues Jb. Miner. Mh., 12: 570-572.
- HULBERT, L.J. & von GRUENEWALDT, G. (1985): Textural and compositional features of chromite in the Lower and Critical zones of the Bushveld complex south of Potgietesrus. Econ. Geol., 80: 872-895.
- HUMMEL, F.A. (1950): Synthesis of uvarovite. Am. Mineral., 35: 324-325.
- HUMPHRIS SE, HERZIG PM, MILLER S, ALT JC, BECKER K, BROWN D, BRÜGMANN G, CHIBA H, FOUQUET Y, GEMMELL JB, GUERIN JB, HANNINGTON MD, HOLM MD, HONNOREZ J, ITURRINO JJ, KNOTT GJ, LUDWIG R, NAKAMURA K, PETERSEN S, REYSENBACH A, RONA PA, SMITH D, STURZ A, TIVEY MK, ZHAO X (1995): The internal structure of an active seafloor massive sulphide deposit. Nature 377:713–716.
- HUMPHRIS, S.E. & THOMPSON, G. (1978): Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. Geochim. Cosmochim. Acta., 42: 107-125.
- HUMPHRIS, S.E. (1976): Elemental fluxes during hydrothermal alteration of basalts (abstract) EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 56: p. 469
- HUMPHRIS, S.E., AND TIVEY, M.K. (2000): A synthesis of geological and geochemical investigations of the TAG Hydrothermal Field: Insights into fluid flow and mixing processes in a hydrothermal system. Pp. 213–235 in Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program. Y. Dilek, E. Moores, D. Elthon, A. Nich-olas, eds, Geological Society of America Special Paper 349, Boulder, CO.
- HUTCHINSON, C.S. (1978): Ophiolite metamorphism in Northeastern Borneo. Lithos, 11: 195-208.
- HUTCHINSON, R.W. and SEARLE, D. L., (1971): Stratabound pyrite deposits in Cyprus and relations to other sulphide ores. Soc. Mining Geologists Japan, spec issue 3. p. 198-205.
- HUTCHINSON, R.W., (1965): Genesis of massive sulphides reconsidered by comparison to Cypus deposits: Canadian. Inst. Mining Metallurgy Trans v. 681, p. 286-300.
- HUTCHINSON, R.W., (1973a): Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. Econ. Geol. v. 68, p. 1223-1246.
- HUTCHINSON, R.W., (1973b): Massive bse metal sulphide deposits in sedimentary rocks and their metallogenic relationships during Proterozoic time (abs). Econ Geol. v. 68: p. 138.
- HYNES, A. (1982): A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites. Contrib. Mineral. Petrol., 81: 119-125.
- HYNES, A., NISBET, E.G., SMITH, A.G., WELLAND, M.J.P & REX, D.C. (1972): Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othris region, eastern central Greece. Z. Dtsch. Geol. Ges., 123: 455-468.

HYRSLE, J. & MILLISENDA, C.C. (1995): Smaragdgrüne Chrom-Titanite aus dem Ural, Russland. Gemmologie, 44(1): 29-32.

- HATZIPANAGIOTOU, K., & TSIKOURAS, B. (1999): Plagiogranites in the Hellenic ophiolites. Ofioliti, 24(2): 283-292.
- HATZIPANAGIOTOU, K., LEKKAS, E., & MIGIROS, G. (1995): Plagiogranites in the ultrabasic rocks of the Koziakas Mountains (Central Greece). zeitschrift-deutschen geologischen gesellschaft, 146: 479-486.
- HUSTON, D. L., PEHRSSON, S., EGLINGTON, B. M., & ZAW, K. (2010): The geology and metallogeny of volcanic-hosted massive sulfide deposits: Variations through geologic time and with tectonic setting. Economic Geology, 105:, 571-591.
- IRVINE, T. N. & SHARPE, M. R. (1986): Magma mixing and the origin of stratiform oxide ore zones in the Bushveld and Stillwater complexes. In: Gallagher, M. I., Ixer, R. A., Neary, C. R., Richard, H. M. (eds.) Metallogeny of basic and ultrabasic rocks. Inst. Mining Metall., London, p.p. 183-198.
- IRVINE, T. N. (1977): Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new interpretation. Geology, 5: 273-277.
- IRVINE, T. N. (1982): Terminology for layered Intrusions. J. Petrol., 23: 127-162.
- IRVINE, T. N. and FINDLAY, T. C., (1972): Alpine type peridotite with particular reference to the Bay of Islands igneous complex. Publ. Earth. Phys Branch. Dept. Energ. Mines Resair 12, 97-140.
- IRVINE, T. N., (1965): Chromian spinel as a petrogenetic indicator Part 1: Theory. Canadian Jam. Earth. Sci., 2, 648-672.
- IRVINE, T. N., (1967): Chromian spinel as a petrogenetic indicator Part 2: Petrologic applications. Canad. Journ. Earth. Sci., 4, 71-103.
- IRVINE, T.N. (1980): Magmatic density currends and cumulus processes. Am. J.Sci., 280A: 1-58.
- ISAACS, T. (1965): A study of uvarovite. Min. Mag., 35: 38-45.

- ISHIBASHI J.-I., AND T. URABE T. 1995. Hydrothermal activity related to arc-backarc magmatism in the western Pacific. Pp. 451-495 in Backarc Basins: Tectonics and Magmatism. B. Taylor, ed., Plenum, New York, NY.
- ISHIHARA, S. (1974): Magmatism of the Green Tuff tectonic belt, Northeast Japan. Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue 5: 235-249.
- ISMAIL, S.A., MIRZA, T.M., & CARR, P.F. (2010): Platinum-group elements geochemistry in podiform chromitites and associated peridotites of the Mawat ophiolite, northeastern Iraq. Journal of Asian Earth Sciences, 37(1): 31-41.
- JACKSON, E. D. & THAYER, T. P. (1972): Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes. Proc. 24th Int. Geol. Congr. Section, 2: 289 – 296.
- JACKSON, E. D., GREEN, H.W. & MOORES, E. J. (1975): The Vourinos Ophiolite Greece: cyclic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite. Geol. Soc. Amer. Bull., 86: 390-398.
- JACKSON, E.D. (1963): Stratigraphic and lateral variations of Chromite compositions in the Stillwater complex. In: Min. Soc. Am. Spec. Paper 1: 46-54.
- JACKSON, E.D. (1967): Ultramafic cumulates in major gabbroic intrusions. In: Wyllie, P.J. (ed.), Ultramafic and Related Rocks. Wiley, New York, pp. 20-38.
- JACKSON, S.E., FRYER, B.J., GOSSE, W., HEALEY, D.C., LONGERICH, H.P. & STRONG, D.F. (1990): Determination of the precius metals in geological materials by intuctively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) with nickel sulphide Fireessay collection and tellurium coprecipation. Chem. Geol., 83: 119-132.

JACOBSCHAGEN, V., (1977): Structure and geotectonic evolution of the Hellenides VI Coll. Geol. Aegean region, Athens 1355-1367.

- JACOBSCHAGEN, V., DURR, S., KOCKEL, F., KOPP, K.O. & KOWALCZYK, G. (1978): Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. –In: Closs, H., Roeder, D. & Schmidt, K. (eds). Alps, Apennines, Hellenides, 537-564.
- JACQUES, A. L. & GREEN, D. H. (1980): Anhybrous melting of peridotite at 0- 15 kb pressure and the genesis of tholeitic basalts. Contrib. Mineral. Petrol., 73: 287-310.
- JACQUES, A. L. and CHAPPELL, B. W., (1980): Petrology and trace element geochemistry of the Papian ultramafic belt (New Guinea). Cont. Mineral. Petrol, 75: 55-70.
- JAGOUTZ, E., PALME, H., BADDENHAUSEN, H., BLUM, K., CENDALES, M., DREIBUS, G., SPETTEL, B., LORENZ, V. and WANKE, H. (1979): The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafics nodules. Proc. 10th Lunar Planet Sci. Conf., pp. 2031-2050.
- JAKES, P. & GILL, J. (1970): Rare-earth elements and the island arc tholeiite series. Earth Planet. Sci. Lett., 7: 17-28.
- JAMES RH, ELDERFIELD H, PALMER MR (1995): The chemistry of hydrothermal fluids from the Broken Spur site, 29°N Mid-Atlantic Ridge. Geochim Cosmochim Acta 59:651–659.
- JAMES, R.H., ELDERFIELD, H., PALMER, M.R. (1995): The chemistry of hydrothermal fluids from the Broken Spur site, 29 °N Mid-Atlantic Ridge. Geochim. Cosmochim. Acta, 59: pp. 651-659
- JAN, M.Q. & WINDLEY, B.F. (1990): Chromian spinel-slicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, northeastern Pakistan. J. petrol., 31:667-715.
- JAN, M.Q., KHAN, M.A. & WINDLEY, B.F. (1992): Exsolution in Al-Cr-Fe3+-richspinels from the Chilas mafic-ultramafic complex, Pakistan. Amer. Mineral., 77: 1-74-1079.
- JAN, M.Q., WINDLEY, B.F. & KHAN, A. (1985): The Waziristan Ophiolite, Pakistan. General Geology and Chemistry of chromiteand associated phases. Econ. Geol., 80: 294-306.
- JAN, M.Q., WINDLEY, B.F. & WILSON R.N. (1984): Chromian andradite and olivinechromiterelations in a chromitita layer from the Jijal complex, northwestern Pakistan. Can. Mineral., 22:341-345.
- JANECKY DR, SEYFRIED WE JR (1986): Hydrothermal serpentinization of peridotite within the oceanic crust: experimental investigations of mineralogy and major element chemistry. Geochim Cosmochim Acta 50:1357–1378.
- JANECKY, D.R., SEYFRIED, JR W.E. (1986): Hydrothermal serpentinization of peridotite within the oceanic crust: experimental investigations of mineralogy and major element chemistry. Geochim. Cosmochim. Acta, 50: pp. 1357-1378
- JANKOVIC, S. & KARAMATA, S. (1986): The chromite deposits of the NE Mediterranean: Principal morpho-structural features and genetic implications. In: Petraschek et al. (eds). Metallogeny of Ophiolites, UNESCO'S I.G.C.P. 197Project, Athens, Theophrastus, 45-66.
- JANKOVIC, S., (1980): Porphyry-copper and massive sulfide ore deposits in the northeastern Mediterranean, in Ridge J.D. ed., IAGOC Symposium, 5th, Proc: Stuttgart, E. Schweizerbat'sche Verlagsbuchhandlung, p. 431-444.
- JANNESSARY, M. R., MELCHER, F., LODZIAK, J., & MEISEL, T. C. (2012): Review of platinum-group element distribution and mineralogy in chromitite ores from southern Iran. Ore Geology Reviews, 48: 278-305.
- JAQUES, A.L. & GREEN, D.H. (1980): Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeitic basalts. Contrib. Mineral. Petrol., 73, 287-310.

JOHAN, Z. (1987): Chromite deposits in the Massif du Sud ophiolite, New Caledonia: genetic considerations. In Stowe, C. W. (ed). Evolution of chromium ore fields. Van Nostrand Rheinhold, New York, p.p. 311-339.

- JOHAN, Z., Le BEL, L. & GEORGIOU, E. (1982): Environment pétrologique des gisements de chromite du complexe ophiolitique du Troodos (Chypre). Unpub. Report, BRGM, CNRS, France p. 65.
- JOHANNES, W., (1968): Experimental investigation of the reaction Fo+H2O*i* serpentinite+brucite. Contr. Mineral. Petrol., 19, 309-315.
- JOHNSON, A. E., (1970): Textural and geochemical investigation of Cyprus pyrite deposits. Un pub. Ph.D. Thesis, Univ., Western Ontario. 190 p.
- JOHNSON, A. E., (1972): Origin of Cyprus pyrite deposits: International Geol. Cong., 24th Montreal 1972, sec 4, p. 291-298.
- JOHNSON, K. T. M., DICK, H. J. B. & SHIMIZU, N. (1990): Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal perdotites. J. Geophys. Res., 95: 2661-2678.
- JUNG, D. and MUSSALAM, K., (1985): The Sithonia ophiolites: A fossil oceanic crust. Ofioliti, vol., 10, N-2/3.
- JUNGE, M., OBERTHÜR, T., OSBAHR, I., & GUTTER, P. (2016): Platinum-group elements and minerals in the lower and middle group chromitites of the western Bushveld Complex, South Africa. Mineralium Deposita, 51(7): 841-852.
- JUTEA, Th., (1980): Ophiolites of Turkey. Ofioliti, vol. 2: Special issue.
- JUTEAU, T. & WHITECHURCH, H. (1980): The magmatic cumulates of Antalya (Turkey): Evidence of multiple intrusions in an ophiolitic magma chamber. In: Panayiotou, A. (ed.), Ophiolites. Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, 377-391.
- KALAMARIDES, R. & BERG, J.H. (1988): Coexisting Cr-rich and Cr-poor garnet from a calc-silicate gneiss, Labrador. Can. Mineral, 26: 335-342.
- KANG, J., LEE, I., DONMEZ, C., YILDIRIM, N., & CHANG, S. (2013, December): An Example of Cyprus type Volcanogenic Massive Sulfide Deposit in the Southeast of Turkey. In AGU Fall Meeting Abstracts.
- KAPSIOTIS, A. (2013): Origin of mantle peridotites from the Vourinos Ophiolite Complex, Greece, as deduced from Cr-spinel morphological and chemical variations. J. Geosci., 58: 221-235.
- KAPSIOTIS, A. (2014a): Alteration of chromitites from Voidolakkos and Xerolivado mines, Vourinos ophiolite complex, Greece: implications for deformation-induced metamorphism. Geol. J. 50(6): 739-763.
- KAPSIOTIS, A. (2014b): Compositional signatures of SSZ-type peridotites from the northernVourinos ultra-depleted upper mantle suite, NW Greece. Chem. Erde, 74: 783-801
- KAPSIOTIS, A., GRAMMATIKOPOULOS, T., TSIKOURAS, B., HATZIPANAGIOTOU, K., ZACCARINI, F. & GARUTI, G. (2010): Mineralogy, composition and PGM of chromitites from Pefki, Pindos ophiolite complex (NW Greece): Evidence for progressively elevated fAs conditions in the upper mantle sequence. Mineral. Petrol., 101(1): 129-150.
- KAPSIOTIS, A., GRAMMATIKOPOULOS, T., TSIKOURAS, V., HATZIPANAGIOTOU, K., ZACCARINI, F. & GARUTI, G. (2011): Mineralogy, composition and PGM of chromitites from Pefki, Pindos ophiolite complex (NW Greece. evidence for progressively elevated fAs conditions in the upper mantle sequence. Mineral. Petrol., 101 (2011), pp. 129-150

KARAMATA, S., MAJER, V. & PAMIČ, J. (1980): Ophiolites of Yugoslavia. In: Rocci, G. (ed), Tethyan ophiolites, 1, Ofioliti sp. Iss., 105-125.

- KARIG, D.E. (1971): Origin and development of marginal basins in the western Pacific. J. Geoph. Res., 76: 2542-2561.
- KATAGAS, C. & PANAGOS, A.G. (1979): Pumpellyite-actinolite and greenschist facies metamorphism in Lesvos island (Greece). Tsch. Min. Petr. Mitt., 26: 235-254.
- KAUFFMAN, G., KOCKEL, F. and MOLLAT, H., (1976): Note on the stratigraphic and paleiogeographic position of the Svoula Formation in the innermost zones of the Hellenides (Northern Greece). Bull. Soc. Géol. France (7), 18, 225-230, 3Abb., Paris.
- KEAYS, R. R. (1995): North American geosyndines. Geol. Soc. Am. Mem., 48: 1-43.
- KEAYS, R. R. SEWLL, D. K. B. & MITCHELL, R. H. (1981): Platinum and palladium minerals in upper mantle-derived lherzolites. Nature (London), 294: 646-648.
- KEAYS, R. R., NICKEL, E. H., GROVES, D. I. & McGOLDRICK, P. J. (1982): Iridium and palladium as discriminants of volcanic-exhalative, hydrothermal and magmatic nickel sulphide mineralization. Econ. Geol. 77: 1535-1547.
- KEAYS, R.R. & LIGHTFOOT, P.C. (1994): New exploration strategies for Ni-Cu-PGE deposits. In Fourth Annual CIM Geological Society Conference. Sudbury.
- KEAYS, R.R. & LIGHTFOOT, P.C. (2004): Formation of Ni-Cu-platinum group element sulfide mineralization in the Sudbury impact melt sheet. Mineralogy and Petrology, 82(3-4): 217-258.
- KEAYS, R.R. (1995): The role of komatiitic and picritic magmatism and S-saturation in the formation of the ore deposits. Lithos 34, 1-18.
- KELEMEN, P. B., DICK, H. J. B. &QUICK, T. E. (1992): Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. Nature, 358: 635-641.
- KELEMEN, P. B., JOYCE, D. M., WEBESTER, J. D. & HOLLOWAY, J. R. (1990): Reaction between ultramafic rock and fractionated rock and fractionating basaltic magma II. Experimental investigation, of reaction, between olivine, tholeiite and harzburgite at 1150° – 1050° C and 5 kbar. J. Petrol., 13: 99-134.
- KELLEY D, KARSON JA, BLACKMAN DK, FRÜH-GREEN GL, BUTTERFIELD D, LILLEY MD, OLSON E, SCHRENK M, ROE K, LEBON GT, RIVIZZIGO P, AT3-60 scientific party (2001): An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30°N. Nature 412:145–149.
- KELLEY D.S., J.A. KARSON, D.K. BLACKMAN, G.L. FRUH-GREEN, D.A. BUTTERFIELD, M.D. LILLEY, E.J. OLSON, M.O. SCHRENK, K.K. ROE, G.T. LEBON, P. Rivizzig-no, and the AT3-60 shipboard party. 2001. An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-At-lantic Ridge at 30°N. Nature 412:145–149.
- KELLEY, D., KARSON, J.A., BLACKMAN, D.K., FRÜH-GREEN, G.L., BUTTERFIELD, D., LILLEY, M.D., OLSON, E., SCHRENK, M., ROE, K.K., LEBON, G.T., RIVIZZIGO, P. (2001): AT3-60 Shipboard Party. An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30 °N. Nature, 412: pp. 145-149
- KELLEY, D.S., K.M. GILLIS, AND G. THOMPSON. 1993. Fluid evolution in submarine magma-hydrother-mal systems at the Mid-Atlantic Ridge. Journal of Geophysical Research 98:19,579–19,596.
- KEPEZHINSKAS P. K., TAYLOR, R. N. & TANAKA, H. (1993): Geochemistry of plutonic spinels from the north Kamchatka arc: comparisons with spinels from other tectonic settings. Min. Mag., 57: 575 – 589.
- KEPEZHINSKAS, P., DEFANT, M. J., & WIDOM, E. (2002): Abundance and distribution of PGE and Au in the island-arc mantle: implications for sub-arc metasomatism. Lithos, 60(3-4), 113-128.

KHUDIER, A.D., EL HADDAD, M.A. & LEAKE, B.E. (1992): Compositional variation in chromite from the Eastern Desert, Egypt. Min. Mag., 56: 567-574.

- KIESER, N.B.J. (1994): In-situ modification of platinum-group minerals in Tonsina ultramafic complex, south-central Alaska: implications for surficial dispersion and geochemical exploration. Trans. Inst. Mining. Metall., 103B: 45-52.
- KINKEL, F. (1966): Massive pyritic deposits related to volcanism and possible methods of emplacement. Econ. Geol. 61: 673-694.
- KINZLER, R. J. (1997): Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis. J. Geophys. Res., 102: 853-854.
- KISKYRAS, D. (1980): The chromites of the Island of Rhodes: A contribution to the study of the greek chromites for the chemical and geotectonic point of view. UNESCO'S I.G.C.P. (Project 169,) 1: 61-80.
- KITAHARA, S., TAKENOUCHI, S. & KENNEDY, G.C. (1966): Phase relations in the system MgO-SiO2-H2O at high temperatures and pressures. Am. J. Sci., 264: 223-233.
- KLAU, W., and LARGE, D.E., (1980): Submarine exhalative Cu-Pb-Zn deposits, a discussion of their classification and metallogenesis. Geol. Jahrbuch, sec. D, no 40, p 13-58.
- KLEIN, C. J. & BRICKER, O.P., (1977): Some aspects of the sedimentary and diagenetic environment of Proterozoic banded iron formation. Econ. Geol., 722, 1457-1470.
- KNIGHT, C.L., (1957): Ore genesis-the source bed concept. Econ Geol., v. 52, p. 808-818.
- KOBER, L., (1952): Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens. Serb. Akad. Wiss. (Sonderausg.), 189, (Geol. Institut, Nr. 30).
- KOCKEL, F. & WALTHER, H.W. (1968): Zur Geologischen Entwiklung des Südlichen Serbomazedonischen Massivs (Nordgriechenland). Bulg. Akad. Sc. Bull. Geol. Inst. Ser. Geot. Str. Lyth. KH. XVII: 133-142.
- KOCKEL, F. (1986): Die Vardar (Axios) Zone. In: Jacobshagen, V. (Ed.), Geology von Griechenland. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 150-158.
- KOCKEL, F., MOLLAT, H. & WALTHER, H. W., (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1:100000 (Nord-Griechenland) Hannover, Bundesanstalf für Gewissenschafteen und Rohstoffe.
- KOCKEL, F., MOLLAT, H., & WALTHER, H. W., (1971): Geologie des Servomazedonischen Massivs und seines mesozoischen Rahmens. Geol. Jahrb., 89: 529-551.
- KOCKS, H., MELCHER, F., MEISEL, T., & BURGATH, K. P. (2007): Diverse contributing sources to chromitite petrogenesis in the Shebenik Ophiolitic Complex, Albania: evidence from new PGE-and Os-isotope data. Mineralogy and Petrology, 91(3-4): 139-170.
- KOEPCKE, J., KREUZER, H. & SEIDEL, E., (1985): Ophiolites in the Southern Aegean arc (Crete, Karpathos, Rhodes)-Linking the ophiolite bellts of the Hellenides and the Taurides. Ofioliti, vol. 10: N-2/3.
- KONEVA, A.A. (1997): Cr-V-manganospinels in metamorphic rocks, Lake Baikal, Russia. Min. Mag., 61: 145-148.
- KONSTANTOPOULOU, G. & ECONOMOU–ELIOPOULOS, M. (1990): Geochemistry of the Vourinos chromite ores, Greece. In: Malpas, J., Moores, E., Panayiotou, A. and Xenophontos, C. (eds.). Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues. Proc. Symp. "Troodos 1987": 605-613.

KONSTANTOPOULOU, G. (1993): Structural criteria in locating chromite ores: evidence from the Rizo district, Vourinos ophiolite, Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, 28: 381-392.

- KONSTANTOPOULOU, G., & ECONOMOU-ELIOPOULOS, M. (1991): Distribution of platinum-group elements and gold within the Vourinos chromitite ores, Greece. Economic Geology, 86(8): 1672-1682.
- KOO, J. and MOSSMAN, J., (1975): Origin and metamorhism of the Flin-Flon stratabound Cu-Zn sulfide deposits, Saskatchewan and Manitoba: Econ. Geol, v. 70, p. 48-62.
- KOSCHINSKY, A., A. BILLINGS, C. DEVEY, N. DUBILIER, A. DUESTER, D. EDGE,
 D. GARBE-SCHONBERG, C. GER-MAN, O. GIERE, R. KEIR, K. LACKSCHEWITZ, H.A. MAI, H. MARBLER, J. MAWICK, B. MELCHERT, C. MERTENS, M. PETERS, S. SANDER, O. SCHMALE, W. SCHMIDT, R. SEIFERT,
 C. SEITER, U. STOBER, I. SUCK, M. WALTER, S. WEBER, D. YOERGER, M. ZARROUK, AND F. ZIELINSKI. (2006): Discovery of new hydrothermal vents on the southern Mid-Atlantic Ridge (4°S–10°S) dur-ing cruise M68/1. InterRidge News 15: 9-15.
- KOSSMAT, F., (1924): Geologie der Zentrallen Balkanhalbinsel. Die Kriegs schaupätze 1914-1918. Geologisch dergestellt. H. 12 1985S Berlin.
- KOSTOV, I. (1968): Mineralogy. Oliver and Boyd. Edinburgh. 587p.

- ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ, Κ.Ν. και ΚΟΥΒΕΛΟΣ, Κ.Ι., (1973): Έρευνα επί του ορυκτού πλούτου νομού Ημαθίας ΙΓΜΕ, Νο 6, Αθήνα.
- KRAUSE, H., (1958): Erzmikroskopische Untersuchungen am Türkischen Chromiten. N. Jb. Min. Abh., 901: 305-366.
- KRSTIĆ, S. & TARKIAN, M. (1997): Platinum-group minerals in gold-bearing placers associated with the Velucé ophiolite complex, Yugoslavia. Can. Mineral., 35: 1-21.
- KUBO, K. (2002): Dunite formation processes inhighly depleted peridotite: case study of the Iwanaidake peridotite, Hokkaido, Japan. J. Petrol., 43: 423-448.
- KUNIYOSHI, S. & LIOU, J.G. (1976): Burial metamorphism of basaltic rocks of the Karmutsen volcanic, Vancouver Island, British Columbia. Am. J. Sci., 276: 1096-1119.
- KUNO, H. (1967): Volcanological and petrological evidence regarding the nature of Upper mantle. In: Gaskell, T.P. (ed.). The Earth's Mantle. Academic Press, London, 99-110.
- KUSHIRO, I. (1974): Melting of hydrous upper mantle and possible generation of andesitic magma: An approach from synthetic systems. Earth Planet. Sci Lett., 22: 294-299.
- ΚΑΤΙΡΤΖΟΓΛΟΥ, Κ.Γ. (1986): Μεταλλογένεση της Τριτογενούς θειούχου μεταλλοφορίας της περιοχής Αισύμης, Νομού Έβρου. Διδακτορική Διατριβή. Πανεπιστήμιο Αθηνών, 179σ.
- LAGO, B. L., RABINOWICZ, M. & NICOLAS, A. (1982): Podiform chromite ore bodies: a genetic model. J. Petrol., 23: 103-123.
- LALOU, C., J.L. REYSS, E. BRICHET, P.A. RONA, AND G. THOMPSON. 1995. Hydrothermal activity on a 105-year scale at a slow-spreading ridge, TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge 26°N. Jour-nal of Geophysical Research 100:17,855–17,862.
- LAMBERT, I.B. and SATO, T., (1974): The Kuroko and associated ore deposits of Japan: A review of their features and metallogenesis: Econ. Geol, v. 69, p. 1215-1286.
- LANGMUIR, C. H., KLEIN, E. M. & PLANK, T. (1992): Petrological systematics of midocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Phipps Morgan, J., Blackman, D. K. and Sinton, J. M. (eds). Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges. Geophysical Monograph, American Geophysical Union 71: 183-280.

LANGOSCH, A., SEIDEL, E., STOSCH, H.-G. & OKRUSCH, M. (2000): Intrusive rocks in the ophiolitic mélange of Crete-witnesses to a late Cretaceous thermal event of enigmatic geological position. Contrb. Mineral. Petrol., 139(3): 339-355.

- LAPHAM, D.M. (1958): Structural and chemical variation in chromium chlorites. Amer. Mineral., 43: 921-956.
- LARGE R (1992): Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: features, styles, and genetic models. Econ Geol 87:471–510.
- LARGE, . R. (1992): Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: features, styles, and genetic models. Econ. Geol., 87: pp. 471-510
- LARGE, R.R., (1977): Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terraines: Econ. Geol, v. 72, p. 549-572.
- Le BAS, M.J., Le MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol., 27(3): 745-750.
- Le PICHON, X. (1968): Sea-floor spreading and continental drift. Journal of Geophysical Research, 73(12): 3661-3697.
- LE MAITRE, R.W. (1976): The chemical variability of some common igneus rocks. J. Petrol., 17: 589-637.
- LEBLANC, M. & CEULENEER, G. (1992): Chromite crystallization in a multicellular magma flow: evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite. Lithos, 27: 231-257.
- LEBLANC, M. & FISHER, W. (1990): Gold and platinum-group elements in cobalt arsenide ores: hydrothermal concentration from a serpentinite source rock (Bou Azzer, Morocco). Mineral. Petrol., 42: 197-209.
- LEBLANC, M. (1980): Chromite growth, dissolution and deformation from a morphological view point: SEM investigations. Mineralium Deposita, 15(2), 201-210.
- LEBLANC, M. (1985): Les gisements de spinelles chromiferes. Bull. Mineral., 108: 587-602.
- LEBLANC, M. (1987): Chromite in oceanic arc environments: New Caledonia. In: C. W. Stowe (ed). Evolution of Chromium Ore Fields. Van Nostrand Reinhold Company, New York, p. 265-296.
- LEBLANC, M. (1991): Platinum-group elements and gold in ophiolitic complexes: Distribution and fractionation from mantle to oceanic floor. In: Peters P.J et al. (eds.). Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. Minist. Petrol. Mineral. Sultanate Oman. 231-260.
- LEBLANC, M. (1995): Chromitite and ultramafic rock compositional zoning through a paleotransform fault, Poum, New Caledonia. Econ. Geol. 90: 2028 2029.
- LEBLANC, M. and BILLAND, O., (1978): A volcano-sedimentary copper deposit on a continental margin of upper Proterozoic age: Bleida (Anti-Atlas, Morocco): Econ. Geol., v. 73, p. 1101-1111.
- LEBLANC, M. and TIMAGOULT, A. (1989): Chromite pods in a lherzolite mass (Collo, Algeria): Evidence of oceanic- type mantle rocks along the West Mediterranean Alpine Beelt. Lithos, 23: 153-162.
- LEBLANC, M. and VIOLETTE, J. F., (1983): Distribution of aluminum-rich and chromiumrich Chrauite pods in ophiolite peridotites: Econ. Geol., vol. 78, p. 293-301.
- LEBLANC, M., CASSARD, D. & JETEAU, T. (1981): Cristallisation et deformation des orbicules de chromite. Mineral. Deposita, 16: 269-282.
- LEBLANC, M., CASSARD, D., JUTEAU, T. (1981): Cristallisation et deformation des orbicules de chromite. Mineral. Deposita 16:269–282
- LEGENDRE, O. & AUGE, T. (1986): Mineralogy of platinum-group mineral inclusions in chromitites from different ophiolite complexes. In: Gallagher, M. J., Ixer, R. A.,

Neary, C. R. and Prichard, H. M. (Eds). Metallogeny of basic and ultrabasic rocks. London, Inst. Minining Metallurgy, 361-372.

LEHMANN, J. (1983): Diffusion between olivine and spinel: Application to geothermometry. Earth Planet. Sci. Letter., 64: 123-138.

- LEIN AY, ULYANOVA NV, ULYANOV A, CHERKASHEV Ä, STEPANOVA T (2001): Mineralogy and geochemistry of sulfide ores in ocean-floor hydrothermal fields associated with serpentine protrusions. Rus J Earth Sci 3(5).
- LEIN, A.Y., GRICHUK, D.V., GURVICH, E. G. & BOGDANOV, Y. A. (2000): A new type of hydrogen- and methane-rich hydrothermal solutions in the rift zone of the Mid-Atlantic Ridge, Dokl. Earth Sci., 375A(9): 1391-1394.
- LEIN, A. Y., CHERKASHEV, G. A., UL' YANOV, A. A., UL' YANOVA, N. V., STEPANOVA, T. V., SAGALEVICH, A. M., BOGDANOV, Y. A., GURVICH, E. G. & TOROKHOV, A. P. (2003): Mineralogy and geo-chemistry of sulfide ores from the Logatchev-2 and Rainbow fields: Similar and distinctive features, Geochem. Int., 41(3): 271-294.
- LEITCH, E. C. (1984): Island arc elements and arc-related ophiolites. Tectonophysics, 106: 177-203.
- LEMAITRE, R.W., BATEMAN, P., DUDEK, A. et al. (1989): A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell Sci. Publ., London, 194 pp.
- LEPEZ, P., (1929): Das Kupfer- und Chrom-vorkommen im Serpentin von Jaworniza in Nordgriechenland. Zeits. f. prakt. Geol., 37, S. 55-58, 5Abb.
- LIANXING, Gu. & McCLAY, K.R. (1992):Pyrite deformation in stratiform lead-zinc deposits of the Canadian Cordillera. Mineral. Deposita, 27: 169-181.
- LIATI, A., GEBAUER, D., & FANNING, C. M. (2004): The age of ophiolitic rocks of the Hellenides (Vourinos, Pindos, Crete): first U–Pb ion microprobe (SHRIMP) zircon ages. Chemical Geology, 207: 171-188.
- LIOU, J.G. & ERNST, W.G. (1979): Ocean ridge metamorphism of the East Taiwn ophiolite. Contrib. Mineral. Petrol., 68: 335-348.
- LIPIN, B.R. (1984): Chromite from the Blue Ridge province of North Carolina. Amer. J. Sci., 284: 501-529.
- LIPMAN, P.W. (1964): Structure and origin of an ultramafic pluton in the Klamath Mountains, California. Amer. J. Sci., 264: 199-222.
- LOCMELIS, M., PEARSON, N.J., BARNES, S.J. & FIORENTINI, M.L. (2011): Ruthenium in komatiitic chromites. Geochim. Cosmochim. Acta, 75 pp. 3645-3661.
- LOFERSKI, P.J. & LIPIN, B.R. (1983): Exsolution in metamorphosed chromite from the Red Lodge district, Montana. Amer. Mineral., 68: 777-789.
- LOFTUS-HILLS, G. & SOLOMON, M. (1967): Cobalt, Nickel and Selenium in sulphides as indicators of ore genesis. Mineral. Deposita. 2: 228-242.
- LONEY, R.A. HIMMELSBERG, G.R. & COLEMAN, R.C. (1971): Stucture and petrology of the alpine-type peridotite ay Buro Mountain, California U.S.A., J. Petrol., 12: 245-309.
- LORAND, J. P., & COTTIN, J. Y. (1987): Na-Ti-Zr-H 2 O-rich mineral inclusions indicating postcumulus chrome-spinel dissolution and recrystallization in the Western Laouni mafic intrusion, Algeria. Contributions to Mineralogy and Petrology, 97(2): 251-263.
- LORAND, J. P., ALARD, O., & LUGUET, A. (2010). Platinum-group element micronuggets and refertilization process in Lherz orogenic peridotite (northeastern Pyrenees, France). Earth and Planetary Science Letters, 289(1-2), 298-310.
- LORAND, J.P. (1989): Abundance and distribution of Cu-Fe-Nisulfides, sulfur, copper and platinum-group elements in orogenic-type spinel lherzolite massifs of Ariége, (Northeastern Pyrrenees, France). Earth Planet. Sci.. Lett., 93: 50-64.

LORAND, J.P., KEAYS, R.R. & BODINIER, J.L. (1993): Copper and noble metal enrichments across the lithosphere-astenosphere boundary of mantle diapirs: evidence from the Lanzo lherzolite massif. J. Petrol., 34: 1111-1140.

- LORAND, J.-P., PATTOU, L. & GROS, M. (1999): Fractionation of platinum-group elements and gold in the upper mantle: a detailed study in Pyrenean orogenic lherzolites. J. Petrol., 10: 957-981.
- LORD, R. A., PRICHARD, H. M. & NEARY, C. R. (1994): Magmatic platinum-group element concentrations and hydrothermal upgrading in Shetland ophiolite complex. Trans. IMM, 103: B 87-106.
- LOVE, L.G. & AMSTUTZ, G.C. (1966): Review of microscopic pyrite from the Devonian Chattanooga Shale and Rammelsberg Banderz. Forstchr. Min., 43: 273-309.
- LOVE, L.G. & AMSTUTZ, G.C. (1969): Framboidal pyrite in two andesites. N. Jb. Miner. Mh., 3: 97-108.
- LUGOVIC, B., ALTHERR, R., RACZEK, I., HOFMANN, A.W. & MAJER, V. (1991): Geochemistry of peridotites and mafic igneous rocks from the central Dinaric ophiolite belt, Yugoslavia. Contrib. Mineral. Petrol., 106: 201-216.
- LUGUET, A., LORAND, J. P., & SEYLER, M. (2003): Sulfide petrology and highly siderophile element geochemistry of abyssal peridotites: A coupled study of samples from the Kane Fracture Zone (45 W 23 20N, MARK area, Atlantic Ocean). Geochimica et Cosmochimica Acta, 67(8): 1553-1570.
- LUNSÆETER, M. G. (2016): Geology and Origin of the Cu-sulphide Ores in the Tynset-Alvdal region, southern Scandinavian Caledonides (Master's thesis, UiT Norges arktiske universitet).
- MAALOE, S. & AOKI, K. I. (1977): The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of the lherzolites. Contrib. Mineral. Petrol., 63: 161-173.
- MacALLISTER, A.L. (1960): Massive sulphide deposits in New Brunwick. Canadian Mining Meta. Bull., 53, 574: 88-98.
- MAC GRECOR, I.D., (1974): The system MgO-Al2O3-SiO2: solubility of Al2O3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. Amer. Mineral., 591, 110-119.
- MacFARLANE, N. D., & MOSSMAN, D. J. (1981): The opaque minerals and economic geology of the Nemeiben ultramafic complex, Saskatchewan, Canada. Mineralium Deposita, 16(3): 409-424.
- MACGEEHAN, P. J. and MACLEAN, W. H., (1980a): Thdeiitic basalt-rhyolite magmatism and massive sulfide deposits at Matagami, Quebec: Nature, v. 283, p. 153-157.
- MACGEEHAN, P. J., (1978): The geochemistry of altered volcanic rocks at Matagomi, Quebec: a geothermal model for massive sulfide genesis: Canadian Jour. Earth Sci, v. 15, p. 551-570.
- MACGEEHAN, P.J. and MACLEAN, W.H., (1980b): An Archean sub-sea-floor geothermal system, "calc-alkali" trends, and massive sulfide genesis: Nature, v. 286, p. 767-771.
- MAGGANAS, A. & ECONOMOU, M. (1988): On the chemical composition of chromite ores from the ophiolitic complex of Soufli, NE Greece. Ofioliti, 13: 15-27.
- MAKSIMOVIC, Z., (1975): The geochemical study of alpine type ultramafic rocks of Yugoslavia. Ann. Géol. de la Pen. Balk, 29, 231-302.
- MALITCH, K. N., LATYPOV, R. M., BADANINA, I. Y., & SLUZHENIKIN, S. F. (2014): Insights into ore genesis of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk Province (Russia): Evidence from copper and sulfur isotopes. Lithos, 204: 172-187.
- MALITCH, K. N., MELCHER, F., & MÜHLHANS, H. (2001): Palladium and gold mineralization in podiform chromitite at Kraubath, Austria. Mineralogy and Petrology, 73(4): 247-277.

MALITCH, K. N., THALHAMMER, O. A., KNAUF, V. V., & MELCHER, F. (2003): Diversity of platinum-group mineral assemblages in banded and podiform chromitite from the Kraubath ultramafic massif, Austria: evidence for an ophiolitic transition zone?. Mineralium Deposita, 38(3): 282-297.,

- MALPAS, J. & ROBINSON, P.T. (1987): Chromite mineralization in the Troodos ophiolite, Cyprus. In: Stowe, C.W. (ed). Evolution of Chromium Ore Fields. Van Vostrand-Reinhold, New York, pp. 220-237.
- MALPAS, J. and SIEVENS, R.K., (1977): The origin and emplacement of the ophiolite suite with examples from Western Newfoundland. Geotectonics (English Translations) vol. 11, 6, 453-466.
- MALPAS, J., ROBINSON, P. T. & ZHOU, M. -F. (1997): Chromitite and ultramafic rock compositional zoning through a Paleotransform fault, Poum, New Caledonia: A discussion. Econ. Geol., 502-504.
- MARINOS, G., (1978): La geologie du Mont Orthrys (Grèce) et les questions sur les ophiolites. Ofioliti, vol. 3. N2/3 p. 210-242.
- MARQUES, A. F. A., BARRIGA, F. J. A. S., CHAVAGNAC, V., & FOUQUET, Y. (2006): Mineralogy, geochemistry, and Nd isotope composition of the Rainbow hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge. Mineralium Deposita, 41(1), 52.
- MARQUES, A. F. A., BARRIGA, F. J., & SCOTT, S. D. (2007): Sulfide to the formation of Cu–Zn–(Co)-rich massive mineralization in an ultramafic-rock hosted seafloor hydrothermal system: From serpentinization sulfides. Marine Geology, 245(1-4), 20-39.
- MARQUES, A.F.A., BARRIGA, F., CHAVAGNAC, V. & FOUQUET, Y. (2006): Mineralogy, geochemistry, and Nd isotope composition of the Rainbow hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge. Miner. Deposita, 41: 52-67.
- MATHEZ, E. A. & PEACH, C. L. (1989): The geochemistry of the platinum group elements in mafic and ultramafic rocks.In: Whitney, J. A. and Naldrett, A. J. (eds) Rev. Econ. Geol., 4: 33-43.
- MATSUKUMA, T. & HORIKOSHI, E. (1970): Kuroko deposits in Japan, a review. In: Volcanism and ore genesis. Ed. Tatsumi, T., Univ. Tokyo, 153-180.
- MATVEEV, S., & BALLHAUS, C. (2002): Role of water in the origin of podiform chromitite deposits. Earth and Planetary Science Letters, 203(1): 235-243.
- MAYRIDIS, A., (1980): A propos de l'âge de mise en place tectonique du cortège ophiolitique du Vourinos (Grèce) In: A. Panayiotou (Ed), Intern Ophiolite Symposium Cyprus 1979, p. 349-350.
- MAYRIDIS, A., SKOURTIS-KORONEOU, V. and TSALMONOPOLIS, S.T., (1977): Contribution to the geology of subpelagonian zone (Vourinos area, W. Macedonia) VI Coll Geol. Aegean region, Athens.
- McCORMICK, G.R. (1975): A chemical study of kämmererite, Day Book Body, Yancey County, North Carolina. Am. Mineral., 60: 924-927.
- McELDUFF, R. & STUMPFL, E. F. (1990): Platinum-group minerals from the Troodos ophiolite, Cyprus. Mineral. Petrol., 42: 211-232.
- McELDUFF, R. & STUMPFL, E. F. (1991): The chromite deposits of the Troodos Complex, Cyprus – Evidence for the role of a fluid phase accompanying chromite formation. Mineral. Deposita, 26: 307 - 318
- MCGEEHAN, P.J., MACLEAN, W.H. and BONENFANT, D.J., (1981): Exploration significance of the emplacement and genesis of massive sulphides in the main zone at the Norita mine, Matagami, Quebec: Canadian Inst. Mining Metallurgy Bull., v. 74, no 828 p. 59-75.

McKENZIE, D. P. (1984): The generation and compaction of partial melts. J. Petrol., 25: 713-765.

- MELCHER, F. (2000): Chromite and platinum-group elements as indicators of mantle petrogenesis. Habilitation Thesis.
- MELCHER, F., GRUM, W., SIMON, G., THALHAMMER, T. V. & STUMPFL, E .F. (1997): Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. J. Petrol. 38 (10): 1419-1458.
- MELCHER, F., GRUM, W., THALHAMMER, T. V. & THALHAMMER, O. A. R. (1999): The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data. Mineral. Deposita. 34: 250 – 272.
- MELLINI, M., RUMORI, C., & VITI, C. (2005): Hydrothermally reset magmatic spinels in retrograde serpentinites: formation of "ferritchromit" rims and chlorite aureoles. Contributions to Mineralogy and Petrology, 149(3): 266-275.
- MELSON W.G. & van ANDEL, T.H. (1967): Metamorphism in the mid-Atlantic Ridge, 220 N latitude. Marine Geol., 4: 165-186.
- MENZIES, M. & ALLEN, C. (1974): Plagioclase lherzolite residual mantle relationships within two Eastern Mediterranean ophiolites. Contrib. Mineral. Petrol., 45: 197 213.
- MENZIES, M., (1973): Mineralogy and partial melt textures within an ultramafic-mafic body, Greece. Contr. Mineral Petrol., 42, 273-285.
- MENZIES, M., (1975): Spinel compositional variation in the crustal and mantle lithologies of the Orthris ophiolite. Cont. Mineral Petrol., 51: 303-309.
- MENZIES, M., BLANCHARD, D. and XENOPHONTOS, C. (1980): Genesis of the Smartville arc-ophiolite, Siera Nevada Foothills, California. Amer. J. Sci., 280A: 329-344.
- MERCIER, J. & VERGELY, P. (1994): Is the Paikon massif a tectonic window in the Axios-Vardar zone? (Internal Hellenides, Macedonia, Greece). Bull. Geol. Soc. Greece, 30/1: 115-120.
- MERCIER, J. (1968): Étude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine central (Gréce). 1er Thèse. Ann. Geol. Des Pays Hellén., 20: 1-596.
- MERCIER, J., (1960): Zone Pelagonienne et zone du Vardar en Macedoine grecque. Bull. Soc. Géol. France (7), II, 4, 435-449.
- MERCIER, J., (1961): Sur l âge des ophiolites de la Macedoine centrale (Grèce). C.R. Somm. Soc. Géol. France, No 10, 281-282.
- MERCIER, J., (1966): Étude géologique des zones internes des Hellenides en Macedoine centrale, Grèce. 1re Thèse. Ann. Geol. des Pays Hellén., 20, 1968.
- MERCIER, J., VERGELY, P. and BEBIEN, J., (1975): Les ophiolites helléniques "obductées" an Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d' un océan téthysien ou d' une mer marginale péri européenne? C.R. Som. Soc. Géol. France 17, 2: 108-112.
- MERCY, E. and O' HARA, M.J., (1967): Distribution of Mn, Cr, Ti and Ni in coexisting minerals of ultramafic rocks. Geochem. Cosm. Acta, 31, 2331-2341.
- MERLINI A., GRIECO G. & DIELLA V. (2009): Ferritchromite and chromian-chlorite formation in mélange-hosted Kalkan chromitite (Southern Urals, Russia). American Mineralogist, 94(10): 1459-1467.
- MESCHEDE, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholleites withith a Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol., 56: 207-218.
- MEYER, H.O.A. & BOYD, F.R. (1972): Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds. Geochim. Cosmochim. Acta., 36: 1255-1273.

MICHAIL, M., PIPERA, K., KORONEOS, A., KILIAS, A., & NTAFLOS, T. (2016): New perspectives on the origin and emplacement of the Late Jurassic Fanos granite, associated with an intra-oceanic subduction within the Neotethyan Axios-Vardar Ocean. International Journal of Earth Sciences, 105: 1965-1983.

- MICHAILIDIS, K. M., TARKIAN, M. & BANDI-MICHAILIDIS, A. (1998): Platinumgroup minerals in chromitites from some ophiolitic complexes of Northern Greece. In: Panayides, I. and Xenophodos, C. (Eds). Third international Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean, Nicosia, Cyprus, Sept. 23-26/ 1998, abstracts p. 44.
- MICHAILIDIS, K. M., VAVELIDIS, M. K. & TARKIAN, M. (1995): Platinum-group minerals in the chromitites from the Chalkidiki ophiolite complex, Northern Greece. In: J. Pasava, B. Kribek, and K. Zak, (eds): Mineral deposits: From Their Origin to their environmental Impacts. Proceedings of the third Biennial SGA meeting Prague: 157-160.
- MICHAILIDIS, K.M. & SKLAVOUNOS, S.A. (1996): Chromite ores in the Gerakini-Ormylia ophiolites, Chalkidiki peninsula, Northern Greece. Chem. Erde, 56: 97-115.
- MICHAILIDIS, K.M. (1990): Zoned chromites with high Mn-contents in the Fe-Ni-Crlaterite ore deposits from the Edessa area in Northern Greece. Mineral. Deposita, 25: 190-197.
- MICHAILIDIS, K.M. (1991): Fe-Cr-spinels and ilmenite mineralization in the metamorphosed ultramafic rocks of Askos area, Thessaloniki district, N. Greece. Bull. Geol. Soc. Greece. XXV(2): 203-224.
- MICHAILIDIS, K.M. (1993): Ferritechromite-chromian chlorite (kaemmererite) association in the podiform chromite ores of the Chalkidiki ophiolites in Macedonia, Northern Greece. Τιμητική έκδοση για τον Αθανάσιοι Πανάγο, Έκδοση Ε.Μ.Π., Τόμος Β: 603-629.
- MICHAILIDIS, K.M. (1995): Compositional variation of zoned chromian spinels in serpentinites from the Kilkis area, Northern Greece. Chem. Erde, 55: 81-96.
- MICHAILIDIS, K., FILIPPIDIS, A., VAVELIDIS, M., & EVANGELOU, E. (1989): Chemical composition of some ore minerals from the St. Philippos (Kirki) polymetallic deposit. Geol. Rhodopica, 1: 389-395.
- MICHARD, A., GOFFE, B., CHOPIN, C. & HENRY, C. (1996): Did the Western Alps develop through an Oman-type stage? The geotectonic setting of high-pressure metamorphism in two contrastingTethyan transects. Eclogae geol. Helv., 89: 43080.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1985): Magmas and magmatic rocks. Longman, London and New York.
- MIGIROS, G. & ECONOMOU, G. (1998): Chemical characteristics of chromites from east Thessaly (Central Greece), Ofioliti, 13 (2/3): 127-136.
- MIGIROS, G. & GALEOS, A. (1990): Tectonic and stratigraphic significance of the Ano Garefi ophiolitic rocks (Northern Greece). In: Malpas, J., Moores, E., Panayiotou, A. and Xenophontos, C. (eds.). Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues. Proc. Symp. "Troodos 1987": 279-284.
- MIGIROS, G. & ECCONOMOU G., (1985): Chemical characteristics of Chromites from east Thessaly (Central Greece). Ofioliti, vol. 9,, (in press).
- MIGIROS, G., KANAKI-MAVRIDOU, F., KARANTANASSI, ST. & SKOURTSI-CORONEOU, V. (1988): The ophiolitic formations of North Pindos. Ofioliti, 13(2/3): 178-179.
- MIHÁLIK, P. and SAAGER, R., (1968): Chromite grains showing altered borders from the basal reef, Witwatersrand system. Am. Min., 532, 1543-1550.

MILLER, R. III., (1953): The Webster-Addie ultramafic ring, Jackson country, North Carolina, and secondary alteration of its chromite. Amer. Mineral. 38: 1134-1147.

- MITCHELL, R.H. & KEAYS, R.R. (1981): Abundances and distribution of gold, palladium and iridium in some spinel and garnet lherzolites: implications for the nature and origin of precious metal-rich intergranural components in the upper mantle. Geochim. Cosmochim. Acta, 45: 2425-2442.
- MITRA, S. (1972): Metamorphic "rims" in chromites from Sukinda, Oressa, India. N. Jb. Miner. Mh., 360-375.
- MITRA, S. (1973): Mineralogy and paragenesis of Cr-chlorites and uvarovites in chromites of Sukinda, Orissa, India. N. Jb. Miner. Mh., 139-148.
- MIYASHIRO, A. & SHIDO, F. (1975): Tholeiitic and calc-alcalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium chromium and nickel. Amer. J. Sci., 275: 265-277.
- MIYASHIRO, A. (1973a): The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. Earth Planet. Sci. Lett., 19: 218-224.
- MIYASHIRO, A. (1973b): Metamorphism and metamorphic belts. G. Allen and Unwin, London, 492p.
- MIYASHIRO, A., (1973): The Troodos ophiolite complex was probably formed in an island arc: Earth Planet. Sci. Letters, v. 19, p. 218-224.
- MIYASHIRO, A., (1975): Classification, characteristics and origin of ophiolites. J. Geol, 83, 249-281.
- MIYASHIRO, A., SHIDO, F. & EWING, M. (1969): Diversity and origin of abyssal tholeite from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° North Latitude. Contrib. Mineral. Petrol., 23: 38-52.
- MIYASHIRO, A., SHIDO, F. and EWING, M., (1971): Metamorphism in the mide Atlantic ridge near 240 and 300 N. Royal soc [London] Philos, Irans, v. 200, p. 589-603.
- MODRESKI, P.J. (1993): Geologic occurrence of minerals in the garnet group. Mineralogical Record, 24(1): 64-65.
- MOHANTY, J.K., SAHOO, R.K. & PAUL, A.K. (1996): Chromite alteration at Boula-Nausahi igneous complex, Orissa. Geol. Soc. India, 48 (3): 265-276.
- MOMME, P., BROOKS, C. K., KEAYS, R. R. & TENGER, C. (1999): Platinum-group element (PGE) geochemistry of Tertiary flood basalts and intrusions, East Greenland volcanic rifted margin. Journal of Conference Abstracts, 4: 361.
- MONTIGNY, R., BOUGAULT, H., BOTTINGA, Y. and ALLEGRE, C.J., (1973): Trace element geochemistry and genesis of the Pindos ophiolite suite. Geoch. Cosm. Acta, 37, 9 2135-2147.
- MOODY, J. B., (1976): Serpentinization: a review. Lithos, 9, 125-138.
- MOOK HERJEE, A. & SUFFEL, G.G., (1968): Massive sulfide/late diabase relationships, Home mine Quebec: genetic and chronological relationships: Canadian Jour. Earth Sci, v. 5, p. 421-431.
- MOORES, E. M. & VINE, E. J. (1971): Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. Roy. Soc. London Philos. Trans. A. 268: 443-466.
- MOORES, E. M., (1969): Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of the Northern Greece. Spec. Pub. Geol. Soc. Am. vol. 118: 74 p.
- MOORES, E. M., ROBINSON, P. T., MALPAS, J. & XENOPHONTOS, C. (1984): A model for the origin of the Troodos Massif, Cyprus, and other Mideast ophiolites. Geology, 12: 500-503.
- MOORES, E., ROEDER, D.H., ABBAS, S.G. & AHMAD, Z. (1980): Geology and emplacement of the Muslin Bagh ophiolite complex. In: A. Panayiotou (ed.) 1979 International Ophiolite symposium proceedings, Nicosia, p.p. 424-429.

MOORES, E.M (1982): Origin and emplacement of ophiolites. Rev. Geoph. Sp. Phys., 20: 735-760.

- MORGAN, J. N. (1986): Ultramafic xenoliths: clues to Earth's late accretionary history. J. Geophys. Res., 91: 12375-12387.
- MORGAN, J.W., WANDLESS, G.A., PETRIE, R.K. & IRVING, A.J. (1981): Composition of Earth's upper manle-I. Siderophile trace elements in ultramafic nodules. Tectonophysics, 75: 47-67.
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A.K., GINZBURG, I.V., ROSS, M., SEIFERT, F.A., ZUSSMAN, J., AOKI, K. & GOTTARDI, G. (1988): Nomenclature of pyroxenes. Amer. Mineral., 73: 1123-1133.
- MOTTL, M.J. (1983): Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. Geol. Soc. Amer. Bull., 94: 161-180.
- MOUNTRAKIS, D., (1986): The pelagonian zone in Greece: A polyphase-deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the Eastern Mediterranean. J. Geol., 94: 355-370.
- MOUNTRAKIS, D., SAPOUNTZIS, E., KILLIAS, A., ELEFTERIADIS, G. & CHRISTOFIDES, G. (1983): Paleogeographic conditions in the Western Pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area. Can. Jour. Earth Sci., 20: 1673-1681.
- MOUTTE, J. (1982): Chromite deposits of the Tiebaghi ultramafic massif, New Caledonia. Econ. Geol., 77: 576 591.
- MUAN, A. (1975): Phase relations in chromium oxide containing systems at elevated temperatures. Geochim. Cosmochim. Acta, 39: 791-802.
- MUIR, I.D. & TILLEY, C.E. (1964): Basalts from the northern part of the rift zone of the Mid-Atlantic Ridge. J. Petrol., 5: 409-434.
- MUIR, J.E. & NALDRETT, A.J. (1973): A natural occurrence of two-phase chromium bearing spinels. Can. Mineral., 11: 930-939.
- MUKHERJEE, R., MONDAL, S.K., ROSING, M.T., FREI, R. (2010): Compositional variations in the Mesoarchean chromites of the Nuggihalli schist belt, Western Dharwar craton (India): potential parental melts and implications for tectonic setting. Contrib Mineral Petrol 160:865–885
- MULJA, T. & MITCHELL, R. H. (1990): Platinum-group minerals and Tellurides from the Geodie Lake in Trusion, Coldwell complex, northeastern Ontario. Can. Mineral., 28: 489-501.
- MUMPTON, F.A. & THOMPSON, C.S. (1975): Mineralogy and origin of the Coalinga Asbestos Deposit. Clays Clay Min., 23: 131-144.
- MURCK, B. W. & CAMBELL, I. H. (1986): The effects of temperature, oxygen fugacity and melt composition on the behavior of chromium in basic and ultra basic melts. Geochim. Cosmochim. Acta, 50: 1871-1887.
- MUSSALAM, K., JUNG, D. & BURGATH, K. (1981): Textural features and chemical characteristics of chromites in ultramafic rocks, Chalkidiki Complex (northeastern Greece). Tscherm. Miner. Petr. Mitt., 29: 75-101.
- MYERS, R.E. & BREITKOPF, J.H. (1989): Basalt geochemistry and tectonic settings: A new approach to relate tectonic and magmatic processes. Lithos, 23: 53-62.
- NAIR, A.M. & SAHU, K.C. (1980): Structural chemistry of the sheet silicates in the chromiferous ultramafics of Byrapur in South India. UNESCO: An International symposium on metallogeny of mafic and ultramafic complexes, Athens, Vol. 2: 237-256.
- NAKA, S., SUWA, Y. & KAMEYAMA, T. (1975): Solid solubility between uvarovite and sperrartite. Amer. Mineral., 60: 418-422.

NALDRETT, A. J. & CABRI, L. J. (1976): Ultramafic and related rocks: Their classification and genesis with special reference to their concentration of Nickel sulfides and platinum-group elements: Econ. Geol., 71: 1131-1158.

- NALDRETT, A. J. & DUKE, J. M. (1980): Platinum metals in magmatic sulfide ores. Science, 208: 1417-1424.
- NALDRETT, A. J. & von GRUENEWALD, G. (1989): Association of platinum-group elements with chromitite in layered intrusions and ophiolite complexes. Econ. Geol., 84: 180-187.
- NALDRETT, A. J. (1981): Platinum-group element deposits: Can. Inst. Min. Metall., Spec. Iss. 23: 197-232.
- NALDRETT, A. J. (1989): Magmatic sulfide deposits. Oxford Monographs, on Geology and Geophysics, 14. Claredon Press, New York, p 186.
- NALDRETT, A. J. (1990): Horizontal and vertical variations in noble-metal distribution in the Great Dyke of Zimbabwe: A model for the origin of the PGE mineralization by fractional segregation. Chem. Geol., 88: 279-300.
- NALDRETT, A. J. (1997): Key factors in the genesis of Noril'sk, Sudbury, Jinchuan, Voisey's Bay and other world-class Ni-Cu-PGE deposits: Implications for exploration. Australian Journal of Earth Sciences, 44(3): 283-315.
- NALDRETT, A. J., (1969): A. portion of the system Fe-S-O between 9000 and 1080oC and its application to sulfide ore magmas. Jour. Petrology, 10: 171-201.
- NALDRETT, A. J., BRÜGMANN, G. E. & WILSON, A. H. (1990): Models fort he concentration of PGE in layered intrusions. Can. Mineral., 28: 389-408.
- NALDRETT, A. J., CAMERON, G., VON GRUENEWALDT, G., & SHARPE, M. R. (1987): The formation of stratiform PGE deposits in layered intrusions. In Origins of igneous layering (pp. 313-397). Springer, Dordrecht.
- NALDRETT, A. J., CRAIG, J. R. and FULLERUD, G., (1967): The central portion of the Fe-Ni-S system and its bearing on pentlandite exsolution in iron-nickel sulfide ores. Econ. Geol., 62: 826-847.
- NALDRETT, A. J., HOFFMAN, E. L., GREEN, A. H., CHEN-LIN CHOU & NALDRETT, S. R. (1979): The composition of Ni-sulfide ores, with particular reference to their content of PGE and Au. Can. Mineral., 17: 403-415.
- NALDRETT, A. J., WILSON, A., KINNAIRD, J., YUDOVSKAYA, M., & CHUNNETT, G. (2012): The origin of chromitites and related PGE mineralization in the Bushveld Complex: new mineralogical and petrological constraints. Mineralium Deposita, 47(3), 209-232.
- NALDRETT, A.J. (2004): Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration. Springer, New York pp. 1–730.
- NAVON, O. & STOLPER, E. (1987): Geochemical consequences of melt percolation: the upper mantle as chromatographic column. J. Geology, 95: 285-307.
- NAYLOR, M.A. and HARLE, T.J., (1977): The palaeogeographic significance of rocks and structures beneath the Vourinos ophiolite, N. Greece Ofioliti, Vol. 2: N1.
- NEARY, C. R. & BROWN, M. A. (1979): Chromites Al Ays complex Saudi Arabia and Semail complex Oman. In: Al Shanti, A. M. S. (ed.), Evolution and Mineralization of the Arabian Shield. I. A. G. Bull. 2: 193-205.
- NESBITT, R.W., BILLETT, M.F., ASHWORTH, K.L., DENIEL, C., CONSTANTINIDES, D., DEMETRIADES, A., KATIRTZOGLOU, C. MICHAEL, C., MPOSKOS, E. ZACHOS, S. & SANDERSON, D. (1988): The geological setting of base metal mineralization in the Rhodope region, Northern Greece. In: Base Metal Sulphide Deposits. Eds: Friedrich, G.H. & Herzig, P.M., Springer-Verlag, Berlin. 499-514p.

NICOLAS, A. & AL AZRI, H. (1991): Chromite-rich and chromite poor ophiolites: The Oman case. In: T.J., Peters, A. Nicolas and R. c. Coleman (Eds.): Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere, p. 261-274. Kluwer Academic, Dordrecht, the Nederlands.

- NICOLAS, A. & JACKSON, E. D., (1972): Répartition en deux provinces des peridotites des châines alpines logeant la Méditerrannée implications géotectoniques. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., 52, 479-495.
- NICOLAS, A. & PRINZHOFER, A. (1983): Cumulative of residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence. J. Petrol., 24: 188-206.
- NICOLAS, A. & VIOLETT, J. F. (1982): Mantle flow beneath oceanic ridges: models derived from ophiolites. Tectonophysics, 81: 319-339.
- NICOLAS, A. (1986): Structure and petrology of peridotites: clues to their geodynamic environment. Rev. Geophys. 27: 999-1022.
- NICOLAS, A. (1989): Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere Kluwer, Dordrecht, The Netherlands, p. 367
- NICOLAS, A. (1990): Les montagnes sous la mer. Orleans, BRGM, 186p.

- NICOLAS, A. (1995): The Mid-Oceanic Ridges. Mountains below Sea Level. Springer Verlag, Berlin 200p.
- NICOLAS, A. BOUDIER, F. & BOUCHEZ, J. L. (1980): Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments. Amer. J. Sci., 280-A: 192-210.
- NICOLAS, A., BOUDIER, E. & MESHI, A. (1999): Slow spreading accretion and mantle denudation in the Mirdita ophiolite (Albania). Journ. Geoph. Res., 104 : 15155-15167.
- NILSSON, L. P. (1990): Platinum-group mineral inclusions in chromitite from the Osthammeren ultramafic tectonite body, south central Norway. Mineral. Petrol., 42: 249-263.
- NIMIS, P., ZAYKOV, V. V., OMENETTO, P., MELEKESTSEVA, I. Y., TESALINA, S. G., & ORGEVAL, J. J. (2008): Peculiarities of some mafic–ultramafic-and ultramafic-hosted massive sulfide deposits from the Main Uralian Fault Zone, southern Urals. Ore Geology Reviews, 33(1): 49-69.
- NIMIS, P., OMENETTO, P., TESALINA, S. G., ZAYKOV, V. V., TARTAROTTI, P., & ORGEVAL, J. J. (2003): Peculiarities of some mafic-ultramafic-hosted massive sulfide deposits from southern Urals. A likely forearc occurrence. Mineral exploration and sustainable development. Rotterdam: Millpress, 627-630.
- NIMIS, P., TESALINA, S. G., OMENETTO, P., TARTAROTTI, P., & LEROUGE, C. (2004): Phyllosilicate minerals in the hydrothermal mafic–ultramafic-hosted massivesulfide deposit of Ivanovka (southern Urals): comparison with modern ocean seafloor analogues. Contributions to Mineralogy and Petrology, 147(3): 363-383.
- NIXON, G. T., CABRI, L. J. & LAFLAMME, J. H. G. (1990): Platinum-group element mineralization in lode and placer deposits associated with the Tulamaeen Alaskan-type complex, British Columbia. Can. Mineral., 28: 503-535.
- NIU, Y. (2004): Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. Journal of Petrology, 45(12), 2423-2458.
- NORET, G., MONTIGNY, R. and ALLEGRE, D., (1981): Is the Vourinos complex an Island arc ophiolite? Earth and Planet. sci. Letters , vol. 56, p. 375-386.
- NORMAN, G. W. H., (1977): Proterozoic massive sulfide replacements in volcanic rocks at Jerome, Arizona, Econ. Geol., v. 72, p. 642-656.
- O' HANLEY, D.S. & OFFLER, R. (1992): Characterization of multiple serpentinization, Woodsreef, New South Wales. Can. Mineral., 30: 1113-1126.

O' HANLEY, D.S. & WICKS, F.J. (1995): Conditions of formation of lizardite, chrysotile and antigorite, Cassiar British Columbia. Can. Mineral., 33: 753-773.

- O' HARA, M.J. (1967): Mineral facies in ultramafic rocks. In: Wyllie, P.J. (ed.) Ultramafic and related rocks. John Wiley and Sons. New York. 7-18.
- O' NEILL, H. ST. C., DINGWELL, D. B., BORISON, A., SPATTEL, B. & PALME, H. (1995): Experimental petrochemistry of some highly siderophile elements at high temperatures, and some implications for core formation and the mantle's early history. Chem. Geol., 120: 255-273.
- O'DRISCOLL, B., DAY, J. M., WALKER, R. J., DALY, J. S., MCDONOUGH, W. F., & PICCOLI, P. M. (2012): Chemical heterogeneity in the upper mantle recorded by peridotites and chromitites from the Shetland Ophiolite Complex, Scotland. Earth and Planetary Science Letters, 333: 226-237.
- OEHLER, J. H. (1976): Hydrothermal crystallization of silica gel. Geological Society of America Bulletin, 87(8): 1143-1152.
- OFTEDAHL, G., (1958): On exhalative-sedimentary ores: Geol. Foren. Stockholm förh, v. 80, p. 1-19.
- OHMOTO, H. & RYE, R.O., (1974): Hydrogen and oxygen isotopic composition of fluid inclusions in the Kuroko deposits, Japan. Econ. Geol., 69: 947-953.
- OHNENSTETTER, D., & OHNENSTETTER, M., (1975): Le puzzle ophiolitique corse-un bel exemple de paléodorsale oceanique. Thèse de specialitité, Nancy, 417 p.
- OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M., PAURY, A. & ROCCI, G., (1979): La diversité des ophiolites: inportance de la nature du francionnement et conséquences métallogeniques. In. M. Besson (Ed), facteurs contrôlant les mineralisations sulfurées de Nickel. Mem. BRGM, 97: 47-61.
- OHNENSTETTER, D., WATKINSON, D. H., JOHES, P. C. & TALKINGTON, R. (1986): Cryptic compositional variations in laurite and enclosing chromite from the Bird River Sill, Manitoba. Econ. Geol., 81: 1159-1168.
- OHNENSTETTER, M., (1982): Importance de la nature et du vôles des discontinuités au sein des ophiolites lors du développenent d'un orogenè. Thèse sciences, Nancy 1, 590 p.
- OHNENSTETTER, M., JOHAN, Z., COCHERIE, A., FOUILLAC, A.M., GUERROT, C., OHNENSTETTER, D., CHAUSSIDON, M., ROUER, O., MAKOVICKY, E,. MAKOVICKY, M., ROSE-HANSEN, J., KARUP-MØLLER, S., VAUGHAN, D., TURNER, G., PATTRICK, R.A.D., GIZE, A.P., LYON, I. & MCDONALD, I. (1999): New exploration methods for platinum and rhodium deposits poor in basemetal sulphides. NEXTRIM. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy (Section B, Applied Earth Sciences), 108 pp. 119-150.
- OHNENSTETTER, M., KARAJ, N., NEZIRAJ, A., JOHAN, Z. & CINA, A. (1991): Le potentiel platinifère des ophiolites: minéralisations en elements du group du platine (PGE) dans le massifs de Tropoja et Bulqiza, Albanie. C. R. Acad. Sci., Paris, 313-II: 201–208.
- OHNENSTETTER, M., OHNENSTETTER, D. & MARCHAL, M. (1987): Etude comparative de la mineralogy des ophiolites tethysiennes. Ofioliti, 12(1): 255 (Abstract).
- OKAMURA H., ARAI S. & KIM Y. U. (2006): Petrology of forearc peridotite from the Hahajima Seamount, the Izu-Bonin arc, with special reference to chemical characteristics of chromian spinel. Mineralogical Magazine 70: 15-26.
- ONYEAGOCHA, A.C. (1974): Alteration of chromite from the Twin Sisters Dunite, Washington. Amer. Mineral., 59: 608-612.
- ORBERGER, B., FRIEDRICH, G. & WOERMANN, E. (1987): Platinum-group element mineralization in the ultramafic sequence of the Acoje ophiolite block, Zambales,

Philippines. In: Prichard, H.H., Potts, P.S., Bowels, J.F.W. and Gribb, S.J. (Eds): Proceedings of the "Geo-Platinum 87" symposium. Elsevier, Amsterdam, New York, 38: 361-380.

ORBERGER, B., FRIEDRICH, G. & WOERMANN, E. (1987): Platinum-group element mineralization in the ultramafic sequence of the Acoje ophiolite block, Zambales, Philippines. In: Prichard, H. H., Potts, P. S., Bowels, J. F. W. and Gribb, S. J. (Eds): Proceedings of the "Geo-Platinum 87" symposium. Elsevier, Amsterdam, New York, 38: 361-380.

- OSSWALD, K., (1938): Geologische Geschichte von Griechisch-Nord-Makedonien. Denksch der. geol. Landesanstalt von Griechenland f. 3, Athens.
- OSTWALD, J. & ENGLAND, B.M. (1977): Notes on framboidal pyrite from Allandale, New SouthWales Australia. Mineral. Deposita, 12: 111-116.
- OXBURGH, E. F. & TURCOTTE, D. L. (1976): The physico-chemical behavior of the descending lithosphere. Tectonophysics, 32: 107-128.
- OZAWA, K. (1985): Olivine-spinel geospeedometry: Analysis of diffusion controlled Mg-Fe2+ exchange. Geochim. Cosmohim. Acta., 48: 2597-2611.
- PAGE, N. J. & TALKINGTON, R. W. (1984): Palladium, platinum, rhodium, ruthenium and Iridium in peridotites and chromitites from ophiolite complexes in Newfoundland. Can. Mineral., 22: 137-149.
- PAGE, N.J. (1968): Chemical differences among the serpentine "polymorphs". Amer. Mineral., 53: 201-215.
- PAGE, N.J., (1967): Serpentinization at Burra Mountain, California. Contr. Mineral. Petrol., 14, 321-342.
- PAGE, N.J., CASSARD, D. & HAFFTY, J. (1982): Palladium, platinum, rhodium, ruthenium and iridium in chromitites from the massif du Sud and Tiébaghi massif, New Caledonia. Econ. Geol., 77: 1571-1577.
- PAGÉ, P., BARNES, S. J., BÉDARD, J. H., & ZIENTEK, M. L. (2012): In situ determination of Os, Ir, and Ru in chromites formed from komatiite, tholeiite and boninite magmas: implications for chromite control of Os, Ir and Ru during partial melting and crystal fractionation. Chemical Geology, 302: 3-15.
- PAKTUNC, A. D. (1990): Origin of podiform chromite deposits by multi stage melting, melt segregation and magma mixing in the upper mantle. Ore Geol. Rev., 5: 211-222.
- PAKTUNC, A.D. & CABRI, L.J. (1995): A proton- and electron-microprobe study of gallium, nickel and zinc distribution in chromian spinel. Lithos, 35: 261-282.
- PAKTUNC, A.D. & HULBERT, L. (1996): Mineralogy of the Sturgeon Lake 01 kimberlite, Saskatchewan: a proton microprobe study of the macrocryst phases. Explor. Min. Geol., 5(3): 263-279.
- PAKTUNC, A.D. (1990): Origin of podiform chromite deposits by multistage melting, melt segregation and magma mixing in the upper mantle. Ore Geol. Rev., 5: 211-222.
- PALACHE, C., BERMAN, H. & FRONDEL, C. (1966): The system of mineralogy, vol.1. John Wiley and Sons, New York, 834p.
- PAMIČ, J. & MAJER, V. (1977): Ultramafic rocks of the Dinaride central ophiolite zone in Yugoslavia. Journ. Geol., 85: 553-569.
- PAN, Y., & FLEET, M. E. (1989): Cr-rich calc-silicates from the Hemlo area, Ontario. The Canadian Mineralogist, 27(4): 565-577.
- PANAGOS, A. & OTTEMANN, J. (1966): Chemical differentiation of chromite grains in the nodular-chromite ore from Rodiani (Greece). Mineral. Deposita, 1: 72-75.
- PANAGOS, A. & VARNAVAS, S.P. (1983): Distribution of trace metals in chromites from the Chalkidiki ophiolites. Fortsch. Mineral., 61(1): 166-168.

PANAGOS, A. & VARNAVAS, S.P. (1984): The geochemistry of chromites from the Chalkidiki ophiolites, Greece. Ofioliti, 9: 51 (Abst.).

- PANAGOS, A.G. & VARNAVAS, S.P. (1986): Chromites of Greece. In: Metallogeny of basic and ultrabasic rocks. Theophrastus Publications, Athens p. 251-307.
- PANAYIOTOU, A. MICHAELIDES, A.E. & GEORGIOU, E. (1986): The chromite deposits of the Troodos ophiolite complex. In: Petraschek et al. (eds.). Metallogeny of Ophiolites, UNESCO'S I.G.C.P. 197 Project, Athens, Theophrastus, p. 161-198.
- PANAYIOTOU, A., (1978): The mineralogy and chemistry of the podiform chromite deposits in the serpentinites of the Limussol to est Cyprus. Mineral Deposita, 13, 259-274.
- PANAYIOTOU, A., (1980): Cu-Ni-Fe sulphide Mineralization, Limassol forest, Cyprus, I.O.S. Nicosia 102-116.
- PANTAZIS, M.T.H, (1980): Ophiolites of Cyprus. Ofioliti, vol. 2, Special Issue.

- PAPADAKIS, A. & MICHAELIDES, K., (1978): Geochemistry of minor elements of the chromites from the Vermion-Vora and Vourinos areas (GR). Sci Ann, Fac. Phys and Mathem. University Thessaloniki, 18, 247-265.
- PAPADAKIS, A. & SKLAVOUNOS, S., (1977): Metasomatic phenomena in chromites from the Fytia deposit, Veria. Sci-Annal, Fac. Phys and Mathem. University Thessaloniki, 17, 183-193.
- PAPADAKIS, A. & TRONTSIOS, G., (1974): Contribution to the study of chromites of the Vermion-Vora area. Sci-Annal, Fac. Phys and Mathem. University Thessaloniki, 14, 289-302.
- PAPADAKIS, A., (1977): Formation, geology and geochemistry of chromite deposits of Triadion Thessaloniki (GR). Sci Annals, Fac. Phys and Mathem. University Thessaloniki, 17, 299-322.
- PAPANIKOLAOU, D. (2009): Timing of tectonic emplacement of the ophiolites and terrane paleogeography in the Hellenides. Lithos, 108(1-4): 262-280.
- PARASKEVOPOULOS, G.M. & ECONOMOU, M.I. (1980): Genesis of magnetite ore occurrences by metasomatism of Chromite ores in Greece. N. Jb. Miner. Abh., 140: 29-53.
- PARASKEYOPOULOS, G. and ECONOMOU, M. I., (1986): Komatite type ultramafic lavas from the Agrilia formation, Orthrys, ophiolite complex. Greece, Ofioliti vol. 11, N/3.
- PARASKEYOPOULOS, G. and ECONOMOU, M., (1985): On the origin of chromite ores of the Vourinos ophiolite complex, Greece. Neues Jahrbuch für Mineralogie (In Press).
- PARNOUX, J., (1970): Regards sur les Dinarides internes Yugoslaves (Serbie-Monténégro oriental): Stratigraphie, evolution paléographique, magmatism. Bull Géol. Soc. France, 12, 948-966.
- PARROT, J.F., (1967): Le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce) Ofice Rec. Sci Techn. Outre-Mer. (O.R.S.T.OM), 1-114 Paris.
- PAŠAVA, J., VYMAZALOVÁ, A., PETERSEN, S., & HERZIG, P. (2004): PGE distribution in massive sulfides from the P ACMANUS hydrothermal field, eastern Manus basin, Papua New Guinea: implications for PGE enrichment in some ancient volcanogenic massive sulfide deposits. Mineralium Deposita, 39(7): 784-792.
- PASSERINE, P., (1981): What are ophiolites? Speculations on Tethyan ophiolites, in a convective Earth. Ofioliti, Vol. 6 N 2/3.
- PASSERINE, P., (1982): Actualism and ophiolites: a prolegomenon. Ofioliti vol. 7, N-2/3, 117-129.
PATTOU, L. & LORAND, J.P. (1995): Distribution of platinum groupelements and gold in the orogenic lherzolite massifs from the northeastern Pyrenees. 2nd Int. Workshop Orogenic Lherzolites and Mantle Processes, Canada. (abstract).

- PAVLOV, N. V. & CHUPRYNINA, I. I. (1966): Conclusions on formation of chromite deposits within Kempirsay ultrabasic massif. *Int. geol. Rev.*, 8: 631–642.
- PAUPY, A., (1976): Nouvelles donées sur un type de différensation du magma ophiolitiquele massif du Vourinos (Grèce). Thèse de speciatité, Nancy, 173 p.
- PEACH, C. L., MATHEZ, E. A. & KEAYS, R. R. (1990): Sulphide melt-silicate melt distribution coefficients for the noble metals and other chalcophile melts as deduced from MORB: Implications for partial melting. Geochim. Cosmochim. Acta, 54: 3379-3389.
- PEACH, C. L., MATHEZ, E. A., KEAYS, R. R. & REEVES, S. J. (1994): Experimentally determined sulphide melt-silicate melt partition coefficients for iridium and palladium. Chem. Geol., 117: 361-377.
- PEARCE, J. A. and CANN, J. R., (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth. Planet. Sci. Letters, v. 19, p. 290-300.
- PEARCE, J. A., (1982): Ophiolites and actualism. Trace element evidence. Ofioliti, vol. 7: N-2/3.
- PEARCE, J.A, LIPPARD, S. J. & ROBERTS, S. (1984): Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B.P. and Howells, M. F. (eds.). Marginal basin geology, Geol. Soc. London, sp. publ. 14: 77-93.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1971): Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. Earth Planet. Sci. Lett., 19: 290-300.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, V and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 69: 33-47.
- PEARCE, J.A. (1975): Basalts geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. Tectonophysics, 25: 41-67.
- PEARCE, J.A. (1976): Statistical analysis of major element patterns in basalts. J. Petrol., 17: 15-43.
- PEARCE, J.A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In: Panayiiotou, A. (ed.), Ophiolites, Proc. Intern. Ophiol. Symp. Cyprus, 1979: 261-272.
- PEARCE, J.A., VAN DER LAAN, S.R., ARCULUS, R.J., MURTON, B.J., ISHII, T., PEATE, D.W. & PARKINSON, I.J. (1992): Boninite and Harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana Forearc): A case study of Magma Genesis during the initial stages of subduction. Proc. Oc. Drill Progr., Sci. Result, 125: pp. 623-659.
- PECK, D. C. & KEAYS, R. R. (1990): Insights into the behavior of precious metals in primitive, S-undersaturated magmas: evidence from the Heazlewood River complex, Tasmania. Can. Mineral., 28: 553-557.
- PECK, D.C. & KEAYS, R.R. (1990): Geology, geochemistry and origin of platinum-group element-chromitite occurrences in the Heazlewood river complex, Tasmania. Econ. Geol., 85: 765-793.
- PECK, D.C. & KEAYS, R.R. (1990): Insights into the behavior of precious metals in primitive, S-undersaturated magmas; evidence from the Heazlewood River complex, Tasmania. The Canadian Mineralogist, 28(3): 553-577.
- PECK, D.C., KEAYS, R.R. & FORD, R.J. (1992): Direct crystallization of refractory platinum-group element alloys from boninitic magmas: evidence from Western Tasmania. Aust. J. Earth Sci., 39: 373-387..

PEDERSEN, R. -B., JOHANSEN, G. M. & BOYD, R. (1993): Stratiform platinum- group element mineralizations in the ultramafic cumulates of the Leka Ophiolite Complex, Norway. Econ. Geol., 88: 782-803.

- PELTONEN, P. (1995): Crystallization and re-equilibration of zoned chromite in ultramafic cumulates, Vammala Ni-belt, Southwestern Finland. Can. Mineral., 33: 521-535.
- PE-PIPER, G., PANAGOS, A.G., PIPER, D.J.W., KOTOPOULI, C.N. (1981): The (?) mid-Triassic volcanic rocks of Lakonia, Greece. Geol. Mag., 118.
- PE-PIPER, G. & KOTOPOULI, C.N. (1981): Very low grade metamorphism of Triassic volcanics, west Hellenic Nappes, southern Peloponnese, Greece. Geol. Soc. Amer. Bull., Part II, 92: 1762-1806.
- PE-PIPER, G. (1985): Dioctahedral micas in Triassic metavolcanic rocks of western Greece. The Canadian Mineralogist, 23(4): 597-608.
- PERFIT, M.R., GUST, D.A., BENCE, A.E., ARCULUS, R.J. & TAYLOR, S.R. (1980): Chemical characteristics of island arc basalts; Implications for for mantle sources. Chem. Geol., 30: 227-256.
- PETERS, I. & KRAMERS, J.D. (1974): Chromite deposits in the complex of Northern Oman. Mineral. Deposita, 9: 253-259.
- PHAN, K. P, & ROUTHIER, D., (1964): Altération météoripue des chromites de Nouvelle-Calédonie. Bull. de B.R.G.M. 4, 111-133.
- PHILIPP, H., ECKHARDT, J. D. & PUCHETT, H. (2001): Platinum-group elements (PGE) in basalts of Seaward-Dipping Reflector sequence, SE Greenland coast. J. Petrol., 42(2): 407-432.
- PHILIPS, T.L., LOVELESS, K.J. & BAILEY, S.W. (1980): Cr³⁺ coordination chlorites: a structural study of ten chromian chlorides. Amer. Mineral., 65: 112-122.
- PHOTIADES A., SKOURTSIS-CORONEOU V., GRIGORIS P. (1998): The stratigraphic and paleographic evolution of the Eastern Pelagonian margin during the Late Jurassic-Cretaceous interval (Wesern Vermion Mountain-Western Macedonia, Greece). Bul. Geo. Soc. Greece, 37: 71-77.
- PHOTIADES, A. (2004): Geological mapping revision of the Vermion Mountain (Internal Hellenides, Greece). In Proceed. 5th Intern. Symp. on Eastern Mediterranean Geol., Thessaloniki, Greece (Vol. 1, pp. 161-164).
- PICHON, J. F. & BRUNN, J. H., (1985): An inverted metamophism under the Vourinos ophiolite suite, Greece. Ofioliti, v. 10: N/2-3.
- RICKARD, D.T. (1970): The origin of framboids. Lithos, 3: 269-293.
- PICKETT, E.A. & ROBERTSON, A.H.F. (1996): Formation of the late Paleozoic-Early Mesozoic Karakaya complex and related ophiolites in NW Turkey by Paleotethyan Subduction-accretion. J. Geol. Soc. London, 153: 995-1009.
- PIERCEY, S. J. (2011): The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits. Mineralium Deposita, 46: 449-471.
- PIÑA, R., GERVILLA, F., ORTEGA, L. & LUNAR, R. (2008): Mineralogy and geochemistry of platinum-group elements in the Aguablanca Ni-Cu deposit (SW Spain). Mineralogy and Petrology, 92(1-2): 259-282.
- PINSENT, R. H., (1974): The emplacement and metamorphism of the Bue River Ultramafic body, Gassiar distict, British Columbia, Canada. Ph.D., Thesis. Univ. of Durham.
- PINSENT, R.H. & HIRST, D.M. (1977): The metamorphism of the Blue River ultramafic body, Cassiar, British Columbia, Canada. J. Petrol., 18: 567-594.
- PRICHARD, H.M., SA, J.H.S., FISHER P.C. (2001): Platinum-group mineral assemblages and chromite composition in the altered and deformed Bacuri complex, Amapa, northeastern Brazil Can. Miner., 39pp. 377-396.

PRICHARD, H. M. & TARKIAN, M. (1988): Platinum and palladium minerals from two PGE-rich localities in the Shetlandopiolite complex. Can. Mineral., 26: 979-990.

- PRICHARD, H. M., A petrographic study of the process of serpentinization in ophiolites and the ocean crust, Contrib. Mineral. Petrol., 68, 231–241, 1979.
- PRICHARD, H. M., POTTS, P. J. & NEARY, C. R. (1981): Platinum-group element minerals in the Unst Chromite, Shetland Isles. Trans. Inst. Mineral. Metall., 908: 186-188.
- PRICHARD, H.M. & LORD, R.A. (1993): An overview of the PGE concentrations in the Shetland ophiolite complex.In: H.M. Prichard et al. (eds.), Magmatic processes and Plate Tectonics Geol. Soc. Spec. Publ. 76: 273-294.
- PRICHARD, H.M. (1979): A petrographic study of the process of serpentinization in ophiolites and ocean crust. Contrib. Mineral. Petrol., 68: 231-241.
- PRICHARD, H.M., NEARY, C.R. & POTTS, P.J. (1986): Platinum group minerals in the Shetland ophiolite. In: Gallacher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R. and Prichard, H.M., (eds), Metallogeny of basic and ultrabasic rocks: London, Inst. Mining Metal.: 395-414.
- PRINZHOFER, A., NICOLAS, A., CASSARD, D., MOUTTE, J., LEBLANC, M., PARIS, J. P. & RABINOWITCH, M. (1980): Structures in the New Caledonia peridotitesgabbro: implications for oceanic mantle and crust. Tectonophysics, 69: 85-112.
- PROENZA, J. A., ZACCARINI, F., ESCAYOLA, M., CÁBANA, C., SCHALAMUK, A., & GARUTI, G. (2008): Composition and textures of chromite and platinum-group minerals in chromitites of the western ophiolitic belt from Pampean Ranges of Córdoba, Argentina. Ore Geology Reviews, 33(1): 32-48.
- PROENZA, J. A., ZACCARINI, F., LEWIS, J. F., LONGO, F., & GARUTI, G. (2007): Chromian spinel composition and the platinum-group minerals of the PGE-rich Loma Peguera chromitites, Loma Caribe peridotite, Dominican Republic. The Canadian Mineralogist, 45(3): 631-648.
- PROENZA, J. A., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., CAMPRUBI, A., TRITLLA, J., ELIAS-HERRERA, M., & REYES-SALAS, M. (2004): Paleozoic serpentinite-enclosed chromitites from Tehuitzingo (Acatlán Complex, southern Mexico): a petrological and mineralogical study. Journal of South American Earth Sciences, 16(8), 649-666.
- PROENZA, J., GERVILLA, F., MELGAREJO, J., VERA, O., ALFONSO, P., & FALLICK, A. (2001): Genesis of sulfide-rich chromite ores by the interaction between chromitite and pegmatitic olivine–norite dikes in the Potosí Mine (Moa-Baracoa ophiolitic massif, eastern Cuba). Mineralium deposita, 36(7): 658-669.
- QUICK, J. E. (1981): The origin and significance of large, tabular dunite bodies in Trinite peridotite, Northern California. Contrib. Mineral. Petrol., 78: 413-422.
- QUICK, J.E. (1990): Geology and origin of the Late Proterozoic Darb Zubaydah ophiolite, Kingdom of Saudi Arabia. Geol. Soc. Amer. Bull., 102: 1007-1020.
- RAASE, P. (1972): Uber die Farbung von hornblenden und die mineralogische kenzeichnung von barroisit und karinthin.Karinthin 66: 273-280.
- RAASE, P. (1974): Al and Ti contents of hornblende indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. Contrib. Mineral. Petrol., 45:231-236.
- RAISWELL, R. & PLANT, J. (1980): The incorporation of trace elements into pyrite during diagenesis of black shales, Yorkshire, England. Econ. Geol., 75: 684-699.
- RAMDOHR, P. (1980): The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, Oxford-London-New York. 1205p.
- RAMDOHR, P., (1967): A widespread mineral association connected with serpentinization, N. Jb. Mener. Abh., 107, 3, 241-265.

RAMDOHR, P., (1969): The ore minerals and their intergrowths. Pergamon press. New York.

- RAMDOHR, P., (1980): The ore minerals and their intergrowths. Pergamon press. New York.
- RAMMLMAIR, D., RASCHKA, H. & STEINER, L. (1987): Systematics of chromitite occurrences in central Palawan, Phillipines. Mineral. Deposita, 22: 190-197.
- RAMPONE, E., PICCARDO, G. B., VANUCCI, R., BOTTAZZI, P. & OTTOLIN, L. (1993): Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning. The spinelfacies to plagioclase-facies transition in mantle peridotites. Contrib. Mineral. Petrol., 115: 1-17.
- RASSIOS, A. & KONSTANTOPOULOU, G. (1993): Emplacement tectonism and the position of chrome ores in the Mega Isoma peridotites, SW Orthris, Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, 28(2): 463-474.
- RASSIOS, A. & KOSTOPOULOS, D. (1990): The geochemistry of dunite and its relation to the position of chromitites in the Vourinos ophiolite complex, Greece. In: Malpas, J., Moores, E., Panayiiotou, A. and Xenophontos, C. (Eds.). Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues. Proc. Symp. "Troodos 1987". 593-603.
- RASSIOS, A. (1981): Geology and evolution of the magmatic rocks of the Vourinos ophiolite complex, Northern Greece. Ph. D. Thesis, University of California, 590p.
- RASSIOS, A. (1991): Internal structure and pseudostratigraphy of the dramala peridotite massif, Pindos Mountains, Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, 25/1: 293-305.
- RASSIOS, A., MOORES, E. M. & GREEN, H. W. (1983): Magmatic structure and stratigraphy of the Vourinos ophiolite cumulate zone. Ofioliti, 8(3): 377-410.
- REEVES, E. P., SEEWALD, J. S., SACCOCIA, P., BACH, W., CRADDOCK, P. R., SHANKS, W. C.,SYLVA, S.P., WALSH, E., PICHLER, T. & ROSNER, M. (2011): Geochemistry of hydrothermal fluids from the PACMANUS, Northeast Pual and Vienna Woods hydrothermal fields, Manus basin, Papua New Guinea. Geochimica et Cosmochimica Acta, 75(4), 1088-1123.
- RIBBE, P.H. & ERICKSON, S.C. (1993): Crystal structures, chemistry and properties of garnets. Mineralogical Reccord, 24(1): 6-64.
- RICHARD, H.M., IXER, R.A., LORD, R.A., MAYNARD, J. & WILLIAMS, N. (1994): Assemblages of platinum-group minerals and sulfides in silicate lithologies and chromite-rich rocks within the Shetland ophiolite. Can. Mineral., 28: 607-617.
- RICHARD, P. & ALLEGRE, C.J. (1980): Neodynium and strontium isotope study of ophiolite and orogenic Lherzolite petrogenesis. Earth Planet. Sci. Lett., 47: 65-74.
- RICKWOOD, P.C. (1968): On recasting analyses of garnet into end-member molecule. Contrib. Mineral. Petrol., 18: 175-198.
- RINGWOOD, A. E. (1974): The petrological evolution of island arc systems. Geol. Soc. London, J., 130: 183-204.
- RINGWOOD, A. E. (1975): Composition and Petrology of the Earth's Mantle. McGraw Hill, New York, 672 p.p.
- RINGWOOD, A. E. (1982): Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere: implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis and crustal evolution. J. Geol., 90: 611-643.
- RIVALENTI, G., GARUTI, G., ROSSI, A., SIENA, F. & SINIGOI, S. (1981) : Chromian spinel in the Ivrea-Verbano layered igneous complex, Western Alps, Italy. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 29: 33-53.
- ROBERTS S. 1988. Ophiolitic chromitite formation: A marginal basin phenomenon? Econ. Geol., 83, 1034-1036.

ROBERTS, S. & NEARY, C.R. (1993): Petrogenesis of ophiolitic chromitite. In: Prichard et al. (eds.), Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geological Society Special Publication, 76: 257-294.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ROBERTS, S. (1988): Ophiolitic chromitite formation: A marginal basin phenomenon? Econ. Geol., 83: 1034-1036.

- ROBERTS, S. (1992): Infuence of the partial melting regime on the formation of the ophiolitic chromitite. In: Parson, L. M., Murton, B. J. & Browning, P. (eds). Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues. Geological Society Special publication, 60: 203-217.
- ROBERTS, S., VACONDIOS, I., WRIGTH, L., RASSIOS, A., VRACHATIS, G., GRIVAS,
 A., NESBITT, R., NEARY, C., MOAT, J. & KOSTANTOPOULOU, G. (1988):
 Structural controls on the location and form of the Vourinos chromite deposits. In:
 Boissonas, J. & Omenetto, P. (eds.): Mineral deposits within the European Community. Berlin, Springer–Verlag, 249-266.
- ROBERTSON, A. & XENOPHONTOS, C. (1993): Development of concepts concerning the Troodos ophiolite and adjacent units in Cyprus. Geological Society, London, Special Publications, 76(1): 85-119.
- ROBERTSON, A.H.F. & WOODCOCK, N.H., (1980): Tectonic setting of the Troodos massif in the east Mediterranean, in Panayiotou, A., ed. Ophiolites. Inter. Ophiolite Symp. Cyprus, 1979, Proc. Cyprus, Ministry Agriculture and
- ROBERTSON, A.H.F. (1994): Role of the tectonic fades concept in orogenic analysis and its application to Tethys in the Eastern Mediterranean region. Earth Sci. Rev., 37, 139-213.
- ROBERTSON, A. H. (2002): Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. Lithos, 65: 1-67.
- ROBERTSON, A. H., TRIVIĆ, B., ĐERIĆ, N., & BUCUR, I. I. (2013): Tectonic development of the Vardar ocean and its margins: Evidence from the Republic of Macedonia and Greek Macedonia. Tectonophysics, 595: 25-54.
- ROBINSON, P., SPEAR, F. S., SCHUMACHER, J. C., LAIRD, J., KLEINZ, C., EVANS, B. W. & DOOLAN, B. L. (1982): Phase relations of metamorphic rocks amphiboles: natural occurrences and theory. In: Veblen, D. R. & Ribbe, P. H. (eds.): Reviews in mineralogy, 9B, Amphiboles: Petrology and experimental phase relations, Miner. Soc. Am., Washington D. C., 1-267.
- ROBINSON, P.T., MELSON, W.G., O'HEARN, T. & SCHMINCKE, H.V. (1983): Volcanic glass composition of the Troodos ophiolite, Cyprus. Geology, 11: 400-404.
- ROCCI, G., OHNESTETTER, D. & OHNESTETTER, R. (1975): La dualite des ophiolites tethysiennes. Petrologie, 1: 172-174.
- RODDICK, J.C., CAMERON, W.E. & SMITH, A.G. (1979): Permo-Triassic and Jurassic ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages from Greek ophiolites and associated rocks. Nature, 279 pp. 788-790.
- ROEDER, P. L. & CAMPBELL, I. A. (1985): The effect of post cumulus reactions on composition of olivine-spinels from the Jimperlana intrusion. J. Petrol., 26: 763-786.
- ROEDER, P. L. & REYNOLDS, T. (1991): Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts. J. Petrol., 32: 909-934.
- ROEDER, P.L., CAMPBELL, I.A. & JAMIESON, H.E. (1979): Are-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol., 68: 325-334.
- ROGKALA, A., PETROUNIAS, P., TSIKOURAS, B., & HATZIPANAGIOTOU, K. (2016): Petrogenetic significance of spinels from serpentinised peridotites from the Veria-Naousa ophiolite. Bulletin of the Geological Society of Greece, 50(4): 1999-2008.

ROLLINSON, H., ADETUNJI, J., YOUSIF, A. A., & GISMELSEED, A. M. (2012): New Mössbauer measurements of Fe3+/ΣFe in chromites from the mantle section of the Oman ophiolite: evidence for the oxidation of the sub-oceanic mantle. Mineralogical Magazine, 76(3): 579-596.

- ROLLINSON, H., & GRAVESTOCK, P. (2012): The trace element geochemistry of clinopyroxenes from pyroxenites in the Lewisian of NW Scotland: insights into light rare earth element mobility during granulite facies metamorphism. Contributions to Mineralogy and Petrology, 163(2): 319-335.
- RONA PA, HANNINGTON MD, RAMAN CV, THOMPSON G, TIVEY MK, HUMPHRIS SE, LALOU C, PETERSEN S (1993): Active and relic sea-floor hydrothermal mineralization at the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge. Econ Geol 88:1989–2017.
- RONA, P. A., KLINKHAMMER, G., NELSEN, T. A., TREFRY, J. H., & ELDERFIELD, H. (1986): Black smokers, massive sulphides and vent biota at the Mid-Atlantic Ridge. Nature, 321(6065), 33.
- RONA, P.A., HANNINGTON, M.D., RAMAN, C.V., THOMPSON, G., TIVEY, M.K., HUMPHRIS, S.E., LALOU, C. & PETERSEN, S. (1993): Active and relict sea-floor hydrothermal mineralization at the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge. Econ. Geol., 88: pp. 1989-2017.
- RONA, P.A., KLINKHAMMER, G., NELSEN, T.A., TREFRY, J.H. & ELDERFIELD, H. (1986):. Black smokers, massive sulfides and vent biota at the Mid-Atlantic Ridge. Nature 321:33–37.
- ROSCOE, S. M., (1965): Geochemical and isotopic studies, Noranda and Matagami areas: Canadian Inst. Mining. Metallurgy Trons. v. 68: p. 279-285.
- ROSS, J.V. & ZIMMERMANN, J.Jr (1973): The Vardar root zone [abs]. EOS, Am. Geogh. Union Trans., 54: 461.
- ROST, F. (1968): Über die Fazieseinstufung orogenotyper Peridotite und ihre Bezeichnung zur Periddoditschale des Erdmantels. Proc. XXIII int. Geol. Congr, 1: 187-196.
- ROST, F., FUCHS, B. & SADREDDINI, H. (1979): Ueber Demantoid aus den Ural and seine Farbe. Aufschluss 30, 51-56.
- RUDASHEVSKY, N. S., AVDONSEV, S. N. & DNERPROVSKAYA, M. B. (1992): Evolution of the PGM mineralization in hortonolithic dunites of the Mooihoek and Onverwacht pipes, Bushveld complex. Mineral. Petrol., 47: 37-54.
- SACCANI, E., BECCALUVA, L., PHOTIADES, A., & ZEDA, O. (2011): Petrogenesis and tectono-magmatic significance of basalts and mantle peridotites from the Albanian-Greek ophiolites and sub-ophiolitic mélanges. New constraints for the Triassic– Jurassic evolution of the Neo-Tethys in the Dinaride sector. Lithos, 124: 227-242.
- SACCANI, E., PHOTIADES, A., & BECCALUVA, L. (2008): Petrogenesis and tectonic significance of Jurassic IAT magma types in the Hellenide ophiolites as deduced from the Rhodiani ophiolites (Pelagonian zone, Greece). Lithos, 104: 71-84.
- SACCANI, E., CHIARI, M., BORTOLOTTI, V., PHOTIADES, A., & PRINCIPI, G. (2015): Geochemistry of volcanic and subvolcanic rocks and biostratigraphy on radiolarian cherts from the Almopias ophiolites and Paikon unit (Western Vardar, Greece). Ofioliti, 40: 1-25.
- SACK, R. O. & GHIORSO, M. S. (1991): Chromian spinels as petrogenetic indicators: Thermodynamics and petrological applications. Amer. Mineral., 76: 827-847.
- SAKAI, H. & MATSUBAYA, O. (1971): Sulphur and oxygen isotopic ratios of gypsum and barite in the black ore deposits of Japan, Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue, 2: 80-83.

SANGSTER, D.F. & SCOTT, S.P., (1976): Precambrian stratabound massive Cu-Zn-Pb sulfide ores of North America, in Wolf K.H. Hardbook of strafabound and stratiform ore deposits: Amsterdam, Elsevier p. 129-222.

- SANGSTER, D.F., (1972a): Precaubrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: A review: Canada Geol. Survey Paper 72-22, 44p.
- SANSONE, M. T. C., Tartarotti, P., Prosser, G., & Rizzo, G. (2012): From ocean to subduction: the polyphase metamorphic evolution of the Frido Unit metadolerite dykes (Southern Apennine, Italy). Multiscale structures and tectonic trajectories in active margins. J Virtual Explor Electron Edition, 41(3).
- SAPOUNTZIS, I., (1969): Petrography and geological setting of the greengneisses of Thessaloniki, PhD thesis, Univ. Thessaloniki, (in Greek with English summary)
- SAPOUNTZIS, E.S., (1980): On the age of the ophiolite sequence in the Southeastern part of the Axios (Vardar) zone (North Greece). N. Jb. Miner. Abh., 138, 39-48.
- SARRAZIN J., JUNIPER, S.K., ROBIGOU, V. & DELANEY, J.R. (1997): Biological and geological dynamics over four years on a high-temperature sulfide structure at the Juan de Fuca Ridge hydrothermal observatory. Marine Ecology Progress Series153:5–24.
- SASSANO, G. P., & SCHRIJVER, K. (1989): Framboidal pyrite; early-diagenetic, latediagenetic, and hydrothermal occurrences from the Acton Vale quarry, Cambro-Ordovician, Quebec. American Journal of Science, 289(2), 167-179.
- SAUMUR, B. M., & HATTORI, K. (2013): Zoned Cr-spinel and ferritchromite alteration in forearc mantle serpentinites of the Rio San Juan Complex, Dominican Republic. Mineralogical Magazine, 77(1): 117-136.
- SAUMUR, B. M., HATTORI, K. H., & GUILLOT, S. (2010): Contrasting origins of serpentinites in a subduction complex, northern Dominican Republic. Bulletin, 122(1-2): 292-304.
- SAUMUR, B. M., & STERN, F. (2011): Major and trace element compositions of Cr-spinel from serpentinized forearc mantle peridotites: insights on geochemical processes during melt extraction and metamorphism. In 2011 GSA Annual Meeting in Minneapolis.
- SAUNDERS, A.D., TARNEY, J., MARSH, N.G. & WOOD, D.A. (1980): Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: a geochemical approach. In: Panayiotou, A. (ed.), Ophiolites, Proc. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus 1979: 193-204.
- SAWKINS, F.J., (1976): Massive sulphide deposits in relation to geotectonics: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 14, p. 221-240.
- SCARPELIS, N. & ECONOMOU, M. (1978): Genesis and metasomatism of chromite orefrom Gomati area, Chalkidiki, Greece. Ann. Geol. Pays Hellén., 29: 716-728.
- SCHIFFRIES, C. M. (1982): The petrogenesis of a platiniferous dunite pipe in the Bushveld Complex: Infiltration of a chloride rich solution. Econ. Geol., 77: 1439-1453.
- SCOATES, R. F. J., ECKSTRAND, O. R. & CABRI, L. J. (1988): Inter-element correlation, stratigraphic variation and distribution of PGE in ultramafic series of the Bird River sill, Canada. In: Prichard, H.M., Potts, P.J., Bowels, J.F.W. and Gribb, S.J. (Eds): "Geoplatinum 87". Barking, England, Elsevier, pp.239 – 249.
- SCOTT, S.D. & BINNS, R.A., (1993): Presently-forming hydrothermal seafloor deposits of Manus and Woolark basins, S.W. Pasific, , as models for ancient ores. In: Current Research in Geology Applied to Ore Deposits. Eds: Fenoll Hach-Ali, P., Torres-Ruiz, J. and Gervilla, F. La Guiiocond, Grenada, 381-384.
- SEARLE, D. L. and PANAYIOTOU, A., (1980): Structural implications in the evolution of the Troodos massif Cyprus, I.O.S. Nicosia p. 50-60.

SEARLE, M. P. and MALPAS, J., (1980): Structure and metamorphism of rocks beneath the Semail ophiolite of Oman and their significance in ophiolite obduction. Earth Sciences, 71, 1980, 247-262.

- SEARLE, M. P., LIPPARD, S. J. SMEWING, J. D. and REX, D.G. (1980): Volcanic rocks beneath the Semail ophiolite nappe in the northern Oman Mountains and their significance in the Mesozoic evolution of Tethys. J. Geol. Soc. London, 137, 589-604.
- SEEWALD, J.S. & W.E. SEYFRIED JR. (1990): The effect of temperature on metal mobility in subseafloor hydrothermal systems: Constraints from basalt alteration experiments, Earth Planet. Sci. Lett., 101: 388–403.
- SEITZ, H.-M. & KEAYS, R.A. (1997): Platinum-group element segregation and mineralization in noritic ring complex formed from proterozoic siliceous high magnesium basalt magmas in the Vestfold Hills, Antarctica. J. Petrol., 38: 703-725.
- SENGÖR, A.M.C. (1979): Mid-Messozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. Nature, 279: 590-593.
- SENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Z. & KETIN, I. (1980): Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northeastern Turkey: fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? Geol. Soc. Am. Bull., 91: 599-609.
- SENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Z. & SUNGURLU, O. (1984): Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the Western termination of Paleo-Tethys. In: Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F., (eds.), The Geological evolution of the Eastern Mediterranean, Geol. Soc. London, sp. Publ., 17: 77-112.
- SERRI, G. & SAITTA, M. (1980): Fractionation trends of the Gabbroic complexes from high-Ti and low-Ti ophiolites and the crust of major oceanic basins: a comparison. Ofioliti, 5: 241-264.
- SERRI, G., (1981): The petrochemistry of ophiolite gabbros complexes: A key for the clossification of ophiolites into Low-Ti and High-Ti types. Earth and Planetary Science Letters vol. 52, p. 203-212.
- SEYFRIED, Jr, W. E., & DING, K. (1993): The effect of redox on the relative solubilities of copper and iron in Cl-bearing aqueous fluids at elevated temperatures and pressures: an experimental study with application to subseafloor hydrothermal systems. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57(9): 1905-1917.
- SEYFRIED WE JR, DIBBLE WE JR (1980): Seawater-peridotite interaction at 300° C and 500 bars: implications for the origin of oceanic serpentinites. Geochim Cosmochim Acta 44:309–321.
- SEYFRIED, W.E. JR & DING. K. (1995): Phase equilibria in sub seafloor hydrothermal systems: a review of the role of redox, temperature, pH and dissolved Cl on the chemistry of hot spring fluids at mid-ocean ridges. In: Humphris SE, Zierenberg RA, Mullineaux LS, Thomson RE (eds) Seafloor hydrothermal systems: physical, chemical, biological and geological interactions. Geophys Monogr 91:248–272 (American Geophysical Union).
- SHARP, I.R. & ROBERTSON, A.H. (2006): Tectonic-sedimentary evolution of the western margin of the Mesozoic Vardar Ocean: evidence from the Pelagonian and Almopias zones, northern Greece. Geological Society, London, Special Publications, 260(1): 373-412.
- SHARPE, M.R. & IRVINE, T.N. (1983): Melting relations of the two chilled margin rocks and implications for the origin of chromitite. Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 82: 295–300.
- SHEN, P., HWANG, S.-L., CHU, H.-T., & JENG, R.-C. (1988): STEM study of "ferritchromit" from the Heng-Chum chromitite. Amer. Mineral., 73: 383-388.

SHEPVAIS, J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet. Sci. Lett., 59: 101-118.

- SHIGA, Y. (1987): Behavior of iron, nickel, cobalt and sulfur during serpentinization, with reference to Hayachine ultra mafic rocks of the Kamaishi mining district, Northeastern Japan. Can. Mineral., 25: 611-624.
- SHIMAZAKI, Y. (1974): Ore minerals of the Kuroko-type deposits. Mining Geol. Japan, Special Issue, 6: 311-322.
- SIDERIS, G., ECONOMOU, M. & SCOUNAKIS, S., (1980): The ophiolite complex of Edessa and the associated mineralization. Intern. Symp. Metall. Mafic and Ultramabe complexes, Athens, 3: 142-153.
- SIGURDSSON, I.A., KAMENETSKY, V.S., CRAWFORD, A.J., EGGINS, S.M. & ZLOBIN, S.K. (1993): Primitive island arc and oceanic lavas from the Hunter Ridge-Hunter Fracture Zone. Evidence from glass, olivine, and spinel compositions. Mineral. Petrol., 47: 149-169.
- SIMONIAN, K.O. & GASS, I.G. (1978): The Arakapas fault belt, Cyprus: a fossil transform fault. Geol. Soc. Amer. Bull., 89: 1220-1230.
- SIMPSON, P.R. & CHAMBERLAIN, J.A. (1967): Nickel distribution in serpentinites from Puddy Lake, Ontario. Proc. Geol. Assoc. Can., 18: 792-794.
- SINGH, A.K. & SINGH, R.B. (2013): Genetic implications of Zn-and Mn-rich Cr-spinels in serpentinites of the Tidding Suture Zone, eastern Himalaya, NE India. Geological Journal, 48: pp. 22-38.
- SIVELL, W. J. (1984): Low-grade metamorphism of the Brook Street volcanics, D'Urville island, New Zealand. New Zealand journal of geology and geophysics, 27(2): 167-190.
- SIVELL, W.J. & WATERHOUSE, J.B. (1984): The Patuki intrusive suite-closed-system fractionation, beneath a slow spreading ridge. Lithos, 17: 1-17.
- SKINNER, B.J. (1983): Submarine volcanic exhalations that form mineral deposits: An old idea now proven correct. Pp. 557–569 in Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centres. P.A. Rona, K. Boström, L. Laubier, and K. L. Smith, eds, NATO Conference Series IV:12, Plenum Publish-ing Corp., New York, N.Y.
- SKRIPCHENKO, N. S., (1967): Massive pyretic deposits related to volcanism and possible methat of emplacement. Econ. Geol, v. 62: p. 292-293.
- SMEWING, D. J., (1980): Regional setting and petrological characteristics of the Oman ophiolite in North Oman. Ofioliti, vol. 2: special issue.
- SMEWING, J.D., SIMONIAN, K.O. & GASS, I.G. (1975): Metabasalts from the Troodos massif, Cyprus: Genetic implication deduced from petrography and trace element geochemistry. Contrib. Mineral. Petrol., 51: 49 – 64.
- SMITH, A.G. & SPRAY, J.G., (1984): A half- ridge transform model for the Hellenic-Dinaric ophiolites. –In Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F. (eds), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geol.Soc. London, sp. Publ, 17: 629-644.
- SMITH, A.G. & WOODCOCK N.H. (1976a): Emplacement model for some "Tethyan" Ophiolites. Geology, 4: 653-656.
- SMITH, A.G. & WOODCOCK, N.H. (1976b): The earliest Mesozoic structures in the Orthris region, eastern-central Greece. Bull. Soc. Geol. France, 18: 245-251.
- SMITH, A.G. & WOODCOCK, N.H., (1977): Emplacement model for some "Tethyan" Ophiolites. Ofioliti, vol. 2: N1.
- SMITH, A.G. & WOODCOCK, N.H., (1977): The earliest Mesozoic structures in the Orthris region, eastern-central Greece. Ofioliti, vol. 2: N1.
- SMITH, A.G. (1971): Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull., 82: 2039-2071.

SMITH, A.G., (1977): Othris, Pindos and Vourinos ophiolites and the Pelagonian zone. VI Coll. Geol. Aegean region, Athens, 1369-1374

- SMITH, A.G., WOODCOCK, N.H. & NAYLOR, M.A. (1979): The structural evolution of a Mesozoic continental margin. Orthris Mountains, Greece. J. Geol. Soc. London, 136: 589-603.
- SMITH, R.E. & SMITH, S.W. (1976): Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in the classification of basaltic magma. Earth Planet. Sci. Lett., 32: 114-120.
- SMITHERINGALE, W.G. (1972): Low-potash Lush's Bigth tholeites: Ancient oceanic crust in Newfoundland? Canadian Jour. Earth Sci. 9: 574-588.
- SOBOLEV, N.V., LAVRENT' ev G. Yu, POKHILENKO, N.P. & USOVA, L.V. (1973): Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yauutia and their parageneses. Contrib. Mineral. Petrol., 40:39-52.
- SOEN, O. I., & PAULY, H. (1967): A sulphide paragenesis with pyrrhotite and marcasite in the siderite-cyrolite ore of Ivigtut, South Greenland. Reitzel.
- SOLOMON, M., & WALSHE, J.L., (1979): The formation of massive sulphide deposits on the sea floors: Econ, Geol, v. 7-, p. 797-813.
- SOLOMON, M., (1976): "Volcanic" massive sulphide deposits and their host rocks- a review and an exploration, in Wolf K.A. ed, Hardbook of stratabound and stratiform ore deposits II Regional studies and specific deposits: Amsterdam Elsevier, p. 21-50.
- SORENSEN, H., (1967): Metamorphic and metasomatic processes in the formation of ultramafic rocks In: Ultramafic and related rocks (Ed. P.J. Wyllie) John Willey and Sons New York 204-212.
- SOULIOS, G. (1978): Nouvelles données sur la geologie et l'hydrogeologie de la region d'Arnissa-vallee et d'Edessaios (Macedoine-Grece). These Montpellier, France, 130 pp. 19
- SPANGENBERG, K. (1943): Die Chromitlagerstätte von Tampadel in Zobten. Z. Prakt. Geol., 51: 13-35.
- SPOONER, E.T.C. & BRAY, C.J., (1977): Hydrothermal fluids of seawater salinity in ophiolitic sulphide ore deposits in Cyprus. Nature, 266: 808-812.
- SPOONER, E.T.C. and FYTE, W.S., (1973): Sub-sea floor metamorphism heat and mass transfer. Cont. Mineralogy, Petrology, v. 42, p. 287-304.
- SPOONER, E.T.C., BECHINSDALE, R.D., ENGLAND, P.C. and SENIOR, A., (1977a): Hydration, 180 enrich went and oxidation during ocean floor hydrothermal metamorphism of ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria. Ital: Geochem of Cosmochim Acta, v. 41, p. 857-872.
- SPRAY, J.G. & RODDICK, J.C. (1980): Petrology and Ar40/ Ar39 geochronology of some Hellenic sub-ophiolite metamorphic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 72: 43-55.
- SPRAY, J.G., BEBIEN, J., REX, D.C. & RODDICK, J.C. (1984): Age constraints on the igneous and metamorphic evolution of the Hellenic-Dinaric oophiolites. –In: Dixon, J.e. & Robertson, A.H.F. (eds), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geol. Soc. London, sp. Publ.,: 17: 619-627.
- SPRINGER, R.K. (1974): Contact metamorphosed ultramafic rocks in the Western Sierra Nevada Fooothills, California. J. Petrol., 15: 160-195.
- STAMPFLI, G.M. (1996): The Intra-Alpine terrain, a Paleo-Tethyan remnant in the Alpine Varisciles. Eclogae geol. Helv., 89: 13-42.
- STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., DeBONO, A. & VAVASIS, T. (1998): Late Paleozoic, Early Mesozoic plate tectonics of the Western Tethys. Bull. Geol. Soc. Greece, 32/1: 113-120.
- STANTON, R. L. (1986): Stratiform ores and geological processes. Institution of Mining and Metallurgy Transactions. Section B. Applied Earth Science, 95: 165-178.

STANTON, R.L. (1972): Ore petrology. Mc Graw-Hill. New York. 713p.

- STANTON, R.L., (1960): General features of the comformable: pyretic ore bodies: Canadian lust Mining. Metallurgy Trans., v. 63, p. 22-27.
- STAROSTIN, J.S., (1964): Xenoliths of sulfide ores in Drabasporphyrite dykes in the Gojskij deposit (South Urals) in Russian. Geol. Rud. Mestor No3, Akad. Nauk., 94-33.
- STEINIKE, K. (1963): A further remark on biogenic sulphides: Inorganic pyrite spheres. Econ Geol., 58: 998-1000.
- STEPHENS, M.B., THELANDER and ZACHRISSON, E., (1979): Complication and bibliography of stratabound sulphide deposits in the Swedish Caledonides: Sweden. Geol. Survey, JGCP Proj. 60: 36p.
- STERN, C.R. & ELTHON, D.L. (1979): Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: their implications for ocean floor metamorphism. Tectonophysics, 55: 179-213.
- STERN, R.J., BLOOMER, S.H., LIN, P.N., ITO, E. & MORRIS, J. (1988): Shoshonitic magmas in nascent arcs: New evidence from submarine volcanoes in northern Marianas. Geology, 16: 426-430.
- STEVENS, R. E., (1944): Composition of somechromites of the Western hemisphere. Amer. Mineral., 29: 1-34.
- STOCKMAN, H. W. & HLAVA, P. F. (1984): Platinum-group minerals in alpine chromitites from southwestern Oregon. Econ. Geol., 79: 491-508.
- STONE, W.E., CROCKET, J.H. & FLEET, M.E. (1990): Partitioning of palladium, iridium, platinum, and gold between sulphide liquid and basalt melt at 1200°C. Geochim. Cosmochim. Acta, 54: 2341-2344.
- STOWE, C. W. (1987): Evolution of chromium Ore Fields. Van Nostrand Renhold Company, New York, 340 p.
- STRONG, D.F., (1972): The importance of volcanic setting for base exploration in central Newfoundland. Canadian Mining Metal Bull., 65: 719, 45.
- STUEBER, A.M., & GOLES, G.G., (1967): Abundances of Na, Mn, Cr, Sc and Co in Ultramafic rocks. Geochem. Cosm. Acta, 31: 75-93.
- STUMPFL, E. F. & RUCKLIDGE, J. C. (1982): The platiniferous dunite pipes of the eastern Bushveld. Econ. Geol., 77: 1419-1434.
- STUMPFL, E.F. & BALLHAUS, G.G. (1986): Stratiform platinum deposits: New data and concepts. Fortchr. Miner., 64: 205-214.
- SUGAKI, A., KITAKAZE, A. & SHIMA, S. (1987): Bulk compositions of intimate intergrowths of chalcopyrite and sphalerite and their genetic implications. Mineral. Deposita, 22: 26-32.
- SUITA, FREITAS, M. T. D., & STRIEDER, A. J. (1996): Cr-spinels from Brazilian maficultramafic complexes: metamorphic modifications. International Geology Review, 38(3): 245-267.
- SUN S.S., WALLACE D.A., HOATSON D.M., GLINKON A.Y.& KEAYS R.R. (1991): Use of geochemistry as a guide to platinum group element potential of maficultramafic rocks: examples of the west Pilbara Block and Halls Greek Mobile zone, Western Australia. Precambrian Res., 50, 1-35.
- SUNAGAWA, I., ENDO, Y. & NAKAI, N. (1971): Hydrothermal synthesis of framboidal pyrite. Soc.Min. Geol. Jp. Spec. Issue, 2: 10-14.
- SWANSON, E.A. & BROWN, R.L. (1962): Geology of the Buchans orebodies. Canadian Mining Metal. Bull., 55, 605: 618-626.
- SWEENY, R.E. & KAPLAN, I.R. (1973): Pyrite framboidal formation. In: Laboratory synthesis and marine sediments. Econ. Geol., 68: 618-634.

TAKAHASHI, N. & SCARFE, C. M. (1985): Melting of peridotiteto 14GPa and the genesis of Komatiite. Nature, 315: 566-568.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- TAKAHASHI, N. (1992): Evidence for melt segregation towards fractures in the Horoman mantle peridotite complex. Nature, 315: 52–55.
- TAKLA, M.A. (1982): Chromites from the Bergen Arcs Ultramafics. N. Jb. Mineral. Abh., 144: 56-72.
- TAKLA, M.A., NOWEIR, A.M., GHONEIM, M. & ALY, S.M. (1976): Ore mineralogy of the serpentinites of Bir el Kubbania, Um khors area, Egypt. Chem. Erde, 35: 8-15.
- TALKINGTON, R. W. & LIPIN, B. R. (1986): Platinum-group minerals in chromite seams of the Stillwater Complex, Montana. Econ. Geol., 81: 1179-1186.
- TALKINGTON, R. W. & WATKINSON, D. H. (1986): Whole-rock platinum-group element trends in chromite-rich rocks in ophiolitic and stratiform igneous complexes. In: Gallagher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R. and Prichard H. M. (eds): Metallogeny of basic and ultrabasic rocks. London Inst. Mining Metal., p. 247-440.
- TALKINGTON, R. W., WATKINSON, D. H., WHITTAKER, P. J. & JONES, P. C. (1983): Platinum group minerals and other solid inclusions in chromite of ophiolitic complexes: occurrences and petrological significance. Tscher Min. Petr. Mitt., 32: 285-301.
- TALKINGTON, R.W., WATKINSON, D.H., WHITTAKER, P.J. & JONES, P.C. (1986): Platinum-group element-bearing minerals and other solid inclusions of mafic and ultramafic complexes: Chemical composition and comparison. In: Metallogeny of basic and ultrabasic rocks (regional presentations): Athens, Greece, Theophrastus, Pub., p. 223-249.
- TARKIAN, M. & PRICHARD, H. M. (1987): Irarsite-holingworthite solid solution series and other associated Ru-, Os-, Ir-, and Rh-bearing PGM's from the Shetland ophiolite complex. Mineral. Deposita, 22: 178-184.
- TARKIAN, M., ECONOMOU-ELIOPOULOS, M. & ELIOPOULOS, D. G. (1992): Platinum-group MInerals and Tetraauricupride in Ophiolitic Rocks of Skyros Island, Greece. Mineral. Petrol., 47: 55-66.
- TARKIAN, M., ECONOMOU-ELIOPOULOS, M. & SABANIS, G. (1996): Platinum-group minerals in chromitites from the Pindos ophiolite complex, Greece. N. Jb. Miner. Abh., 4: 145-160.
- TARKIAN, M., ELIOPOULOS, D. G. & ECONOMOU ELIOPOULOS, M. (1991): Mineralogy of precious metals in the Skouries porphyry copper deposit, Northern Greece. N. Jb. Miner.Abh., 12: 529-537.
- TARNEY, J., SAUNDERS, A.D. & WEAVER, S. (1977): Geochemistry of volcanic rocks from the island arcs and marginal basins of the Scotia Arc Region.–In: Talwani, M. and Pitman, W.C. (eds), Island Arcs, DeepSea Trenches and Back-Arc Basins, Am. Geoph. Union, 367-378.
- TASHKO, A., ECONOMOU ELIOPOULOS, M. & ECONOMOU, G. (1998): An overview of the PGE distribution in the Bulquiza ophiolite complex, Albania. Bull. Geol. Soc. Greece. 32/3: 193-201.
- TATSUMI, T. SEKINE, Y. and KANEHIRA, K. (1970): Mineral deposits of volcanic affinity in Japan: Metallogeny. In Volcanism and Ore Genesis, TATSUMI, T., ed., Univ. 50.

TATSUMI, T. (1970): (Ed). Volcanism and ore genesis. Univ. Tokyo Press, Tokyo, 488p.

TAYLOR, R. N., MURTON, B. J. & NESBITT, R. W. (1992): Chemical transects across intra- oceanic arcs: implications for the tectonic setting of ophiolites. In: Parson, L. M., Murton, B. J. & Browning, P. (eds): Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues. Geol. Soc. London Spec. Publ., 60: 117-132.

TESSALINA, S. G., NIMIS, P., AUGÉ, T., & ZAYKOV, V. V. (2003): Origin of chromite in mafic–ultramafic-hosted hydrothermal massive sulfides from the Main Uralian Fault, South Urals, Russia. Lithos, 70(1-2), 39-59.

- THALHAMMER, O. & STUMPFL, E. F. (1988): Platinum-group minerals from Hochrössen ultramafic massif, Styria: first reported occurences of PGM in Austria. Trans. IMM. 97: B77-B82.
- THALHAMMER, O., PROCHASKA, W. & MÜHLHANS, H. W. (1990): Solid inclusions in chrome-spinels and platinum group element concentrations from the Hogrössen and Kraubath Ultramafic Massifs (Austria). Contrib. Mineral. Petrol., 105: 66-80.
- THAYER, T. P. (1969a): Alpine type sensu-strictu (ophiolitic) peridotites: refractory residue from partial melting of igneous sediments? A contribution to the discussion of the paper: "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P. J. Wyllie. Tectonophysics, 7: 511-516.
- THAYER, T. P. (1969b): Peridotite–gabbro complexes as keys to the petrology of mid oceanic ridges. Bull. Geol. Soc. Amer., 80: 1515-1522.
- THAYER, T. P. (1969c): Gravity differentiation and magmatic re-emplacement of podiform chromite deposits. In: Wilson, H. D. B. (ed). Magmatic ore deposits. Econ. Geol. Monogr., 4: 132–146.
- THAYER, T. P., (1964): Principal Features and origin of podiform chromite deposits and save observations on the Culeman-Soridag district, Turkey. Econ. Geol. 59: 1474-1524.
- THAYER, T. P., (1967): Chemical and structural relations of ultramafic and Feldspathic rocks in alpine intrusive complexes. In: Ultramafic and related rocks (Ed. P. J. WYLLIE) John Wiley and Sons, New York, 222-239.
- THAYER, T. P., (1970): Chromite segregations as petrogenetic indicators. Geol. Soc. South Africa: Symp. On the Bushveld igneous complex and other layered intrusions Spec. Pub.1. 1, 380-390.
- THAYER, T.P. (1960): Some critical differences between alpine-type and stratiform Peridotite-gabbro complexes. Intern. Geol. Congr. 21st. Sess. Copenhagen 13: 247-259.
- THAYER, T.P. (1963): Flow layering in alpine peridotite gabbro complexes. Mineral. Soc. Amer. Sp. Pap., 1: 55-61.
- THAYER, T.P. (1966): Serpentinization considered as a constant-volume metasomatic process. Amer. Miner., 51: 685-710.
- THAYER, T.P. (1969): Chromite segregations as petrogenetic indicators. Geol. Soc. South Africa, Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions, Spec. Publ., 1: 380-390.
- THOMPSON, A.B. (1971): PCO2 in low grade metamorphism: zeolite, carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system CaO-Al2O3-CO2-H2O. Contrib. Mineral. Petrol., 33: 145-161.
- TINDLE, A. G. & PEARCE, J. A. (1983): Assimilation and partial melting of continental crust: Evidence from the mineralogy and geochemistry of autholiths and xenoliths. Lithos, 16: 185 202.
- TIVEY MK, HUMPHRIS SE, THOMPSON G, HANNINGTON MD, RONA PA (1995): Deducing patterns of fluid flow and mixing within the active TAG hydrothermal mound using mineralogical and geochemical data. J Geophys Res 100:12527–12555.
- TIVEY, M. K. (2007): Generation of seafloor hydrothermal vent fluids and associated mineral deposits. Oceanography, 20(1), 50-65.
- TIVEY, M.K., HUMPHRIS, S.E., THOMPSON, G., HANNINGTON, M.D. & RONA, P. (1995): Deducing pat-terns of fluid flow and mixing within the active TAG

hydrothermal mound using mineralogi-cal and geochemical data. Journal of Geophysical Research 100:12,527-12,555.

TIVEY, M.K., HUMPHRIS, S.E., THOMPSON, G., HANNINGTON, M.D. & RONA, P.A. (1995): Deducing patterns of fluid flow and mixing within the active TAG hydrothermal mound using mineralogical and geochemical data. J. Geophys. Res., 100: pp. 12527-12555.

- TIVEY, M.K., STAKES, D.S., COOK, T.L., HANNINGTON, M.D. & PETERSEN, S. (1999): A model for growth of steep-sided vent structures on the Endeavour Segment of the Juan de Fuca Ridge: Results of a petrologic and geochemical study. Journal of Geo-physical Research 104:22,859–22,883.
- TORRES-RUIZ, J., GARUTI, G., GAZOTTI, M. GEVILLA, F. & HACH-ALI, P. F. (1996): Platinum-group minerals in chromitites from the Ojen lherzolite massif (Serrania deRonda, Betic Cordillera, Southern Spain). Mineral. Petrol., 56: 25-30.
- TREDOUX, M., LINSDAY, N. M., DAVIES, G., & McDONALD, I. (1995): The fractionation of platinum-group elements in magmatic systems, with the suggestion of a novel causal mechanism. South African Journal of Geology, 98(2), 157-167.
- TROMMSDORFF, V. & CONNOLLY, J.A.D. (1990): Constrains on phase diagram topology for the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂-H₂O. Contrib. Mineral. Petrol., 104: 1-7.
- TROMMSDORFF, V. & EVANS, B.W. (1977): Antigorite-ophicarbonates: Phase relations in a portion of the system CaO-MgO-SiO2-CO2-H2O. Contrib. Mineral. Petrol., 60: 39-56.
- TSIKOURAS, B., IFANDI, E., KARIPI, S., GRAMMATIKOPOULOS, T. A., & HATZIPANAGIOTOU, K. (2016): Investigation of Platinum-Group Minerals (PGM) from Othrys Chromitites (Greece) Using Superpanning Concentrates. Minerals, 6, 94 ; doi:10.3390/min6030094.
- TSOUPAS G. & ECONOMOU ELIOPOULOS M. (2008): High PGE contents and extremely abundant PGE-minerals hosted in chromitites from the Veria ophiolite complex, northern Greece. Ore Geol. Rev., 33: 3-19
- TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H., (1961): Distribution of the elements in same major units of the earth's crust. Geol. Soc. Amer. Bull, 72: 175-192.
- TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J., (1960): Igneous and metamorphic petrology. Mc N.Y. Graw-Hill.
- TZAMOS E., FILIPPIDIS A., MICHAILIDIS K., KORONEOS A., RASSIOS A., GRIECO G., PEDROTTI M. AND STAMOULIS K. (2016b): Mineral chemistry and formation of awaruite and heazlewoodite in the Xerolivado chrome mine, Vourinos, Greece. Bulletin of the Geological Society of Greece, 50(4), 2047-2056.
- TZAMOS, E., FILIPPIDIS, A., RASSIOS, A., GRIECO, G., MICHAILIDIS, K., KORONEOS, A. & GAMALETSOS, P. N. (2016a): Major and minor element geochemistry of chromite from the Xerolivado–Skoumtsa mine, Southern Vourinos: Implications for chrome ore exploration. Journal of Geochemical Exploration, 165, 81-93.
- UCURUM, A., KOPTAGEL, O., & LECHLER, P. J. (2006): Main-component geochemistry and Platinum-Group-Element potential of Turkish chromite deposits, with emphasis on the Mugla area. International Geology Review, 48(3): 241-254.
- UHER, P., CHOVAN, M. & MAJZLAN, J. (1994): Vanadian –Chromian garnet in mafic pyroclastic rocks of the Malé Karpaty mountains, western Carpathians, Slovakia. Can. Mineral., 32: 319-326.
- ULMER, G. C. (1969): Experimental investigations of chromite spinels. Econ. Geol. Monogr., 4: 114 131.

ULMER, G.C. (1974): Alteration of chromite during serpentinization in the Pensylvania-Maryland District. Amer. Mineral., 59: 1236-1241.

- UPADHYAY, H. D. & STRONG, D. F., (1973): Geological setting of the Betts Core copper deposits, Newfoundland, An example of ophiolite sulfide mineralization: Econ. Geol. v. 68: 161-167.
- UYSAL, İ., ERSOY, E. Y., KARSLI, O., DILEK, Y., SADIKLAR, M. B., OTTLEY, C. J., ... & MEISEL, T. (2012): Coexistence of abyssal and ultra-depleted SSZ type mantle peridotites in a Neo-Tethyan Ophiolite in SW Turkey: Constraints from mineral composition, whole-rock geochemistry (major-trace-REE-PGE), and Re-Os isotope systematics. Lithos, 132: 50-69.
- UYSAL, I., SADIKLAR, M. B., ZACCARINI, F., GARUTI, G., TARKIAN, M., & MEISEL, T. (2010): Cr-PGE mineralization in the Turkish ophiolites: the state of the art. Ontario Geol. Surv., Misc. Release, 269.
- UYSAL, I., SADIKLAR, M.B., TARKIAN, M., KARSLI, O. & AYDIN, F. (2005): Mineralogy and composition of the chromitites and their platinum-group minerals from Ortaca (Mugla-SW Turkey): evidence for ophiolitic chromitite genesis. Mineral. Petrol., 83: 219-242.
- UYSAL, I., TARKIAN, M., SADIKLAR, M. B., ZACCARINI, F., MEISEL, T., GARUTI, G., & HEIDRICH, S. (2009): Petrology of Al-and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Muğla, SW Turkey: implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group mineral, silicate, and base-metal mineral, and Os-isotope geochemistry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 158(5): 659-674.
- UYSAL, I., TARKIAN, M., SADIKLAR, M.B. & SEN, C. (2007): Platinum-group element geochemistry and mineralogy of ophiolitic chromitites from the Cop mountains, north eastern Turkey. Can. Miner., 45, 355-377.
- UYSAL, I., ZACCARINI, F., SADIKLAR, M. B., TARKIAN, M., THALHAMMER, O. A. R., & GARUTI, G. (2009): The podiform chromitites in the Dagküplü and Kavak mines, Eskisehir ophiolite (NW-Turkey): Genetic implications of mineralogical and geochemical data. Geologica Acta, 7(3): 0351-362.
- UYTENBOGAARDT, W. & BURKE, A. J., (1971): Tables for microscopic identification of ore minerals. Elsevier, New York.
- VAASJOKI, O. & HEIKINNEN, A. (1962): On the chromites of Kemideposits, North-Eastern Finland. Bull. Comm. Géol. Finland, 194: 67-91.
- VACONDIOS, I. (1997): Etude metallogenique des chromites liees aux ophiolites de type Mediterranee occdentale ou orientale: Le chromites de Tinos et des Gerannees (Doctoral dissertation, Ph. D. Thesis, University of Patras, Patras, Greece).
- VAN DER VEEN, A. H. & MAASKANT, P. (1995): Chromian spinel mineralogy of the Stare Ransko gabbro – peridotite, Czech Republic, and its implications for sulphide mineralization. Mineral. Deposita, 30: 397 – 407.
- VANCE, J. A. (1969): On synneusis. Contrib. Mineral. Petrol., 24: 7 29.
- VANKO, D.A. (1988): Temperature, pressure and com-position of hydrothermal fluids, with their bearing on the magnitude of tectonic uplift at mid-ocean ridges, inferred from fluid inclusions in oceanic layer 3 rocks. Journal of Geophysical Research 93:4,595–4,611.
- VARNAVAS, S. P., & PANAGOS, A. G. (1989): Some observations on the sulphide mineralization at a Mesozoic ocean ridge in the Hermioni area, Greece. Chemie der Erde, 49(1): 81-90.
- VASSEUR, G., VERNIERES, J. & BODINIER, J. -L. (1991): Modelling of trace element transfer between mantle melt and eterogranular peridotite matrix. J. Petrol. Spec. Lherzolite Issue, 41–54.

VAUGHAN, D.J. & CRAIG, J.R. (1981): Mineral chemistry of metal sulphides. Cambridge University Press, Cambridge-New York-Melbourne. 493p.

- VAVELIDIS, M., FILIPPIDIS, A., MICHAILIDIS, K. & EVANGELOU, E. (1989): The polymetallic ore mineralization of the Kirki area. Geol. Rhodopica, 1: 350-365.
- VERGELY, P. (1975): Origine 'vardarienne', chevauchement vers l' Ouest et rétrocharriage vers l'Est des ophiolites de Macédoine (Gréce) au cours du Jurassique superieur-Eoctrétacé. C.R. Acad. Sci, Paris, 280: 1063-1066.
- VERGELY, P. (1976): Chevauchement vers l'Ouest et rétrocharriage au cours du Jurassique superieur- Eoctrétacé dans les Hellénides internes. Bull. Géol. Soc. France (7), 18, 2: 231-244.
- VERGELY, P., (1977): Ophiolites et phases tectoniques superposées dans les Hellénides. II Colloquium on the geology of the Aegean region, Athens, vol. 3: 1977, p. 1293-1302.
- VERGELY, P., (1984): Tectonique des ophiolites dans les Hellenides internes (déformations, métamorphismes et phénomènes sédimentaires). Consequences sur l'evolution des regions Tethysiennes occidentals. (Thèse de Docteur D'ETAT), Université De Paris-Sud CENTRE D'ORSAY.
- VINOGRADOV, A. P., (1962): Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the Earth's crust. Geochemistry int., 7: 641-664.
- VITI, C. & MELLINI, M. (1996): Vein antigorites from Elba Island, Italy. Eur. J. Mineral., 6: 209-220.
- VITI, C. & MELLINI, M. (1997): Contrasting chemical compositions in associated lizardite and chrysotile in veins from Elba, Italy. Eur. J. Mineral., 9: 585-596.
- VOGEL, D.C. & KEAYS, R.R. (1997): The petrogenesis and platinum-group element geochemistry of the Newer Volcanic Province, Victoria, Australia. Chem. Geol., 136: 181-204.
- VOKES, F. M., & GALE, G. H. (1976): Metallogeny relatable to global tectonics in southern Scandinavia. Spec. Pap. geol. Ass. Can., 413-441.
- VOKES, F. M., (1969): A review of the metamorphism of sulphide deposits Earth.-Sci Rev., v. 5, p. 99-143.
- VOKES, F. M., (1976): Caledonian massive sulphide deposits in Scandinavia: A comparative review. In: Wolf, K. H. ed. Handbook of stratabound and stratiform ore deposits: Amsterdam, Elsevier v. 6, p. 79-127.
- VOKES, F.M. (1980): Some aspects of research into the Caledonian stratabound sulphide deposits of Scandinavia Nor. Geol. Unders. Bull., 360 (1980), pp. 77-93
- VOLBORTH, A., TARKIAN, M., STUMPFL, E. F. & HOUSLEY, R. M. (1986): A survey of the Pd-Pt mineralization along the 35-km strike of the J.M. Reef, Stillwater complex, Montana. Can. Mineral., 24: 329 346.
- VON DAMM, K. L., Controls on the chemistry and temporal variability of seafloor hydrothermal fluid, Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions, Geophys. Monogr. Ser., 91S. E. Humphris, et al., 222– 247, AGU, Washington, D. C., 1995.
- Von DAMM, K.L. (1995): Controls on the chemistry and temporal variability of seafloor hydrothermal fluids. In: S.E. Humphris, J.E. Lupton, L.S. Mullineaux, R.A. Zierenberg (Eds.), Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions, American Geophysical Union, Geophysical Monograph, vol. 91: pp. 222-247.
- Von DAMM, K.L. (1995): Controls on the chemistry and temporal variability of seafloor hydrothermal fluids. Pp. 222–247 in Seafloor Hydrothermal Sys-tems: Physical, Chemical, Biological, and Geologi-cal Interactions. S.E. Humphris, R.A. Zierenberg,

L.S. Mullineaux, and R.E. Thomson, eds, AGU Monograph Series, No. 91, American Geophysical Union, Washington, D.C.

Von GRUENEWALDT, G., HATTON, C.J., MERKLE, R.K.W. & GAIN, S.B. (1986): Platinum-group element-chromite association in the Bushveld Complex: Econ. Geol., 81: 1067-1079.

- Von GRUENEWALDT, G., HULBERT, L.J. & NALDRETT, A.J. (1989): Contrasting platinum-group element concentration patterns in cumulates of the Bushveld Complex. Mineral. Deposita, 24: 219-229.
- Von KNORRING, O., CONDLIFFE, R. & TONG, Y.L. (1986): Some mineralogical and geological aspects of chromium-bearing skarn minerals from northern Karelia, Finland. Bull. Geol. Surv. Finl., 58: 277-292.
- VUOLLO, J., LIIPO, J., NYKANEN, V., PIIRAINEN, T., PEKKARINEN, L. et al. (1995): An ealy Proterozoic podiform chromitite in the Outokumpu ophiolite complex, Finland. Econ. Geol., 90: 445-452.
- WALKER, R. J., HANSKI, E., VUOLLO, J. & LIIPO, J. (1996): The Os isotopic composition of Proterozoic upper mantle: evidence for chondritic upper mantle from the Outokumpu ophiolite, Finland. Earth Planet. Sci. Letters, 141: 161 173.
- WAN, H.-M. & YEH, C.-L. (1984): Uvarovite and grossular from the Fengtien nephrite deposits, eastern Taiwan. Min. Mag., 48: 31-37.
- WANG, K. L., O'REILLY, S. Y., GRIFFIN, W. L., PEARSON, N. J., & ZHANG, M. (2009): Sulfides in mantle peridotites from Penghu Islands, Taiwan: melt percolation, PGE fractionation, and the lithospheric evolution of the South China block. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(15): 4531-4557.
- WATSON, E. B. (1982): Melt infiltration and magma evolution. Geology, 10: 236 240.
- WEISER, T. & SCHMIDT-THOMÉ, M. (1993): Platinum-group minerals from the Santiago River, Esmeraldas Province, Ecuador. Can. Mineral., 31: 61 73.
- WEISER, T., (1967): Untersuchungen mit der Electronenmikrosonde über die Zusammensetzung von Chromiten. N. Jb. Miner. Abh., 107: 113-143.
- WENNER, D. B. and TAYLOR, H. P, (1974): D/H and O18/O16 studies of serpentinization of ultramafic rocks. Geoch. Cosm Acta, 38: 1255-1286.
- WESTLAND, A. D. (1981): Inorganic chemistry of the platinum-group elements. In: Gabri, L. J. (Ed). Platinum-group elements: mineralogy, geology, recovery. CIM Spec., vol 23. Ch2: 7-19.
- WETZEL, L.R., C & SHOCK. E.L. (2000): Distinguish-ing ultra-mafic from basalt-hosted submarine hydrothermal systems by comparing calculated vent fluid compositions. Journal of Geophysical Research, 105:8,319–8,340.
- WHITE, D.E. (1968): Environments of generation of some base metal ore deposits. Econ. Geol., 63: 301-305.
- WHITE, R.W., (1966): Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. Contrib. Mineral. Petrol., 12: 245-314.
- WHITTAKER, J.W. & WICKS, F.J., (1970): Chemical differences amoung the serpentine "polymorphs": a discussion. Amer. Mineral. 15: 1025-1047.
- WHITTAKER, P.J. & WATKINSON, D.H. (1986): Origin of chromite in dunitic layers of the Mt. Sydney-Williams ultramafic rock complex, British Columbia. In: Gallacher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R. and Prichard, H.M. (eds), Metallogeny of basic and ultrabasic rocks. 217-228p.
- WICKS, F. J., (1969): X-ray and optical studies of serpentine minerals. Dissertation. Oxford University, Oxford, England.
- WICKS, F. J., WHITTAKER, J. W. and ZUSSMAN, J., (1977): An idealized model for serpentine textures after olivine. Can. Mineral, 15, 446-458.

WICKS, F.J. & WHITTAKER, J. W., (1977): Serpentine textures and serpentinization. Can. Mineral., 15: 459-488.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

WICKS, F.J. & O' HANLEY, D.S. (1988): Serpentinite minerals: structure and petrology. In: Bailey, S.W. (ed). Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas). Rev. Mineral., 19: 91-167.

- WILKINSON, J.F.G. & LE MAITRE, R.W. (1987): Upper mantle amphiboles and micas and TiO₂, K₂O and P₂O₅ abudances and 100Mg/ (Mg + Fe2+) ratios of common basalts and andesites: implications for modal mantle metasomatism and undepleted mantle compositions. J. Petrol., 28: 37-73.
- WILKINSON, J.F.G. (1986): Classification and average compositions of common basalts and andesites. J. Petrol., 27: 31-62.
- WILSON, A. H. (1982): The geology of the Great "Dyke" Zimbabwe: the ultramafic rocks. J. Petrol., 23: 240–292.
- WILSON, H.D.B., ANDREWS, P., MOXHAM, R.L. & RAMLAL, K. (1965): Archean volcanism of the Canadian Shield. Canadian Jour. Earth Sci., 2: 161-175.
- WILSON, R.A. & INGHAM, F.T. (1959): The geology and mineral resources of the Xeros-Troodos area. Cyprus Geol. Survey Dept. Mem. 1: 136p.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiationproducts using immobile elements. Chem. Geol., 20: 325-343.
- WINKLER, H. F., (1974): Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag. New York.
- WITTING, N., WEBB, M., PEARSON, D.G., DALE, C.W., OTTELY, C.J., HUTCHINSON, M., JENSEN, S.M. & A. LUGUET. (2010): Formation of the North Atlantic Craton: timing and mechanism constrained from Re–Os isotope and PGE data of peridotite xenoliths from S.W. Greenland. Chemical Geology pp. 166-187.
- WOOD, S.A. (1987): Therodynamic calculations of the volatility of the platinum group elements (PGE): the PGE content of fluids at magmatic temperatures. Geochim. Cosmochim., Acta, 51: 3041-3050.
- WOODCOCK, N.H. & ROBERTSON, A.H.F., (1977): The origin of some ophiolite-related metamorphic rocks of Tethys. Ofioliti vol. 2: N.1.
- WOODLAND, A. B., KORNBROST, J. & WOOD, B. J. (1992): Oxygen thermobarometry of orogenic lherzolite massifs. J. Petrol., 33: 203–220.
- WYLLIE, P. J. (1979): Petrogenesis and Physics of the Earth. In: Yoder. H. S. (ed): The evolution of the igneous rocks. Fiftieth Anniversary Perspectives, Princeton, New Jersey: Princeton University Press, pp. 483-520.
- WYMAN, D., KERRICH, R. & SUN, M. (1995): Noble metal abudances of late Archean (2.7 Ga) accretion-related shoshonitic lamprophyres, Superior Province, Canada. Geochim. Cosmochim. Acta, 59: 47-57.
- XUEXIN, S. (1984): Minor elements and ore genesis of the Fankou lead-zinc deposit, China. Mineral. Deposita, 19: 95-104.
- YA SHARASKIN, A., DOBROTSEV, N.L. & SOBOLEY, N.V. (1980): Marianites: The clinoenstatite bearing pillow-lavas associated with the ophiolite assemblage of Mariana trench. In: Panayiotou, A. (ed.): Proc. Inter.Ophiol. Symp., Cyprus, 1979, 473-479.
- YALINIZ, M.K., FLOYD, P. A. & GONGUOGLOU, M.C. (1996): Supra-subduction zone ophiolites of central Anatolia: geochemical evidence from the Sarikaman ophiolite, Aksaray, Turkey. Min. Mag., 60(5): 697-710.
- YAMAMOTO, M. (1976): Relationship between Se/S and sulphur isotope ratios of hydrothermal sulphide minerals. Mineral. Deposita, 11: 197-209.

YANG, K. & SECCOMBE, P. K. (1993): Platinum – group minerals in the chromitites from the Great Serpentine Belt, NSW, Australia. Mineral. Petrol., 47: 263 – 286.

- YANG, K. & SECCOMBE, P.K. (1992): Platinum-group minerals in the chromitites from the Great serpentinite Belt, NSW, Australia. Mineral. Petrol., 47: 263-286.
- YANG, K.H. & SCOTT, S.D. (1996): Possible contribution of a metal-rich magmatic fluid to a sea-floor hydrothermal system. Nature, 383: pp. 420-423.
- YARDLEY, B.W. (1989): An introduction to metamorphic petrology. Longman, London.
- YODER, H.S. (1979): The evolution of the igneous Rocks, Fiftieth Anniversary Perspectives. Princeton, N. J. Princeton University Press, 588 p.
- ZACCARINI, F., & GARUTI, G. (2008): Mineralogy and chemical composition of VMS deposits of northern Apennine ophiolites, Italy: evidence for the influence of country rock type on ore composition. Mineralogy and Petrology, 94(1-2): 61.
- ZACCARINI, F., PROENZA, J. A., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., & GARUTI, G. (2005): Platinum group minerals in ophiolitic chromitites from Tehuitzingo (Acatlan complex, southern Mexico): implications for post-magmatic modification. Mineralogy and Petrology, 84(3-4): 147-168.
- ZACCARINI, F., PUSHKAREV, E. V. AND GARUTI, G. (2008): Platinum-group mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia). Ore Geol. Rev., 33: 20-30.
- ZACCARINI, F., PUSHKAREV, E. V., FERSHTATER, G. B., & GARUTI, G. (2004): Composition and mineralogy of PGE-rich chromitites in the Nurali lherzolite–gabbro complex, southern Urals, Russia. The Canadian Mineralogist, 42(2): 545-562.
- ZACHOS, K. (1973): Chromite deposits of Vourinos ophiolite complex, N. Greece. Econ. Geol. Mon., 4: 147-153.
- ZANG, W. & FYFE, W.S. (1995): Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarape Bahia gold deposit, Carajas, Brazil. Mineral. Deposita, 30, 30-38.
- ΖΕΡΒΑΣ, Σ.Α. (1972α): Συμβολή στη μελέτη του μηχανισμού διείσδυσης των οφειολίθων αλπικού τύπου. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 9,2: 66-81.
- ZHOU, M.-F., ROBINSON, P. T., MALPAS, J. & ZIJIN, L.(1996): Podiform chromitites from the Luobusa ophiolite (southern Tibet): Implications for melt/rock interaction and chromite segregation. J. Petrol., 37: 3-21.
- ZHOU M.F., ROBINSON P.T., MALPAS J., EDWARDS S.J., QI L. (2005): REE and PGE geochemical constraints on the formation of dunites in the Luobusa ophiolite, Southern Tibet Journal Petrology, 46: pp. 615-639.
- ZHOU, M. F. & BAI, W. J. (1992): Chromite deposits in China and their origin. Mineral. Deposita, 27: 192-199.
- ZHOU, M. F. & ROBINSON, P. T. (1994): High-Cr and high-Al podiform chromitites from Western China; relationship to partial melting and melt/rock interaction in the upper mantle. Internal. Geol. Rev., 36: 678-686.
- ZHOU, M. –F. & ROBINSON, P. T. (1997): Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. Econ. Geol., 92: 259-262.
- ZHOU, M. –F., ROBINSON, P. T., MALPAS, J. & LI, Z. (1996): Podiform chromitites from the Luobusa ophiolite (southern Tibet): Implications for melt/rock interaction and chromite segregation. J. Petrol., 37: 3-21.
- ZHOU, M.F., ROBINSON, P.T. & BAI, W.-J. (1994): Formation of podiform chromite deposits by the melt-rock interaction in the upper mantle. Mineral. Deposita, 29, 98-101.
- ZHOU, M.F., SUN, M., KEAYS, R.R. & KERRICH, R.W. (1998): Controls on platinumgroup elemental distributions of podiform chromitites: a case study of high-Cr and

high-Al chromitites from Chinese orogenic belts. Geochim. Cosmochim. Acta, 62, 677-688.

ZIMMERMAN, J.J. & ROSS, J. V., (1976): Structural evolution of the Vardar root zone, Northern Greece. Geol. Soc. Amer. Bull., 87, 1547-1550.

- ZIMMERMAN, J.J., (1968): Structure and Petrology of rocks underlying the Vourinos ophiolitic complex, Northern GREECE (P.H.D. Thesis). Princeton, New Jersey, 99 p.
- ZIMMERMAN, J.J., (1972): Emplacement of the Vourinos ophiolitic complex, Northern Greece. Geol. Soc. Am. Mem., 132: p. 225-239.
- ZIMMERMAN, J.J., ALLEMAMT, A. & CARTER, H.G. et al. (1977): Paleopiezometry and geothermometry applied to the Vourinos opholite complex, Greece. E.O.S. vol. 58: p.493.
- ZUFFARDI, P., (1977): Ore mineral deposits related to the Mesozoic ophiolites in Italy in Lemm. O. D, and Schreider H.-J., (eds). Time and strata-bound ore deposits: New York Springer-Verlag., p. 314-326.
- ΑΝΔΡΟΝΟΠΟΥΛΟΣ, Β., (1960): Έκθεσις επί της κοιτασματολογικής αναγνωρίσεως εις Βέρμιον. Πιερία. Ακαδημία έκθ. ΙΓΕΥ, 186.
- ΒΑΚΟΝΔΙΟΣ, Ι. (1997): Μελέτη της μεταλλοφορίας χρωμίτη της συνδεδεμένης με οφιόλιθους τύπου Ανατολικής και Δυτικής Μεσογείου. Οι χρωμίτες της Τήνου και των Γερανιών. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών, 140 σελ.
- ΒΟΥΓΙΟΥΚΑΛΑΚΗΣ, Γ. (2002): Πετρολογική, γεωχημική και ηφαιστειακή μελέτη των Πλειοκαινικών ηφαιστειακών σχηματισμών της Αλμωπίας Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας Δ.Π.Θ.
- ΔΗΜΟΥ, Ε.Γ. (1968): Μελέτη των φαινομένων σερπεντινιώσεως και μεταλλογενέσεως επί των υπερβασικών πετρωμάτων της περιοχής Ν.Δ. Βεροίας. Διδακτορική Διατριβή, Αθήνα, 77σελ.
- ΕΛΕΥΘΕΡΙΑΔΗΣ, Γ. (1977): Συμβολή εις την μελέτην των ηφαιστειογενών πετρωμάτων της Νοτίου Αλμωπίας. Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ., 173 p.
- ΖΕΡΒΑΣ, Σ. Α., (1972b): Περί της οφειολιθικής διεισδύσεως εν Αργολίδι. Συμβολή εις την γεωλογικήν και πετρολογικήν μελέτην των οφειολίθων. Διδ. διατριβή. Ann. Géol. des Pays Hellén, 24, 1-109.
- ΖΕΡΒΑΣ, Σ. Α., (1972α): Συμβολή εις την μελέτην του μηχανισμού διεισδύσεως των οφειολίθων αλπικού τύπου. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 92, 66-81.
- ΚΑΛΙΤΣΗ, Α. (2003): Ορυκτολογική και γεωχημική μελέτη των χρωμιτοφόρων εμφανίσεων της περιοχής Γερακινής-Ορμύλιας Ανατολικής Χαλκιδικής. Διατριβή ειδίκευσης, ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη.
- ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ, Κ. & ΚΟΥΒΕΛΟΣ, Κ. (1973): Έρευνα επί του ορυκτού πλούτου Νομού Ημαθίας. ΙΓΜΕ, Αθήνα.
- ΜΑΓΚΑΝΑΣ, Α. Κ. (1988): Μελέτη της ορυκτολογίας, πετρολογίας, γεωχημείας και των φαινομένων μεταμορφώσεως βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων της Περιροδοπικής ζώνης στην περιοχή της Θράκης. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 332 σελ.
- ΜΑΡΑΤΟΣ, Γ.Ν., (1953): Περί χρωμιτοφόρων τινών περιοχών Βορείου Ελλάδος-εκθ. ΙΓΕΥ, Νο 335, 19 σελ.
- ΜΑΡΑΤΟΣ, Γ.Ν., (1960): Οι οφειόλιθοι της περιοχής Σουφλίου, Γεωλ. Γεωφ. Μελ. ΙΓΕΥ 6, 3, 83-178.
- ΜΑΡΙΝΟΣ, Γ. (1950): Συνθήκαι γενέσεως του ορυκτού ουβαροβίτου εντός χρωμιτικού κοιτάσματος παρά τον Δομοκόν. Πρακτικά Ακαδημίας Αθηνών, 25: 438-446.
- ΜΕΛΦΟΣ, Β. (1995): Έρευνα των βασικών και ευγενών μετάλλων στην περιροδοπική ζώνη της Θράκης. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., 289 p.

ΜΗΤΣΟΠΟΥΛΟΣ, Μ. και ΠΑΡΑΣΚΕΥΟΠΟΥΛΟΣ, Γ., (1951): Παρουσία μεσοζωϊκών ηφαιστιτών εις την χερσόνησον της Περαχώρας Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών, 25, 102-108.

^{Ψηφιακή} συλλογή Βιβλιοθήκη

- ΜΙΓΚΙΡΟΣ, Γ. (1990): Η λιθοστρωματογραφική-τεκτονική δομή της Όθρυος (κεντρική Ελλάδα). Δελτ. Ελλ Γεωλ. Εταιρ., 26, 107-120.
- ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ, Κ. (1983): Η γένεσις των χρωμιτών του πλουτωνίου συμπλέγματος Τροόδους, Κύπρου. Διδακτορική Διατριβή. Παν/μιο Αθηνών, 158 σελ.
- ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ, Κ.Μ. (1982): Κοιτασματολογική μελέτη των σιδηρονικελιούχων με χρώμιο λατεριτών της περιοχής Έδεσσας. Διδ. Διατριβή, Παν/μιο Θεσσαλονίκης, 353 σελ.
- ΜΙΧΑΗΛΙΔΗΣ, Κ., TARKIAN, Μ. & ΜΠΑΝΤΗ, Α. (2005): Γεωχημεία των στοιχείων της ομάδας του λευκοχρύσου και χρυσού (PGEs + Au) στους χρωμιτίτες του οφειολιθικού συμπλέγματος της Δ. Χαλκιδικής, Ελλάδα. 239-248.
- ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. & ΣΟΥΛΙΟΣ, Γ., (1978): Περί μιας επωθημένης σχιστολιθικής διάπλασης με οφειολίθους και της παρουσίας οφειολιθικών μιγμάτων στην περιοχή της Άρνισσας. Η σημασία αυτών για την τεκτοορογενετική εξέλιξη της πελαγονικής ζώνης. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ. 13/2, 18-33.
- ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ., (1976): Συμβολή στη γνώση της γεωλογίας του Βορείου ορίου των ζωνών Αξιού και Πελαγονικής στην περιοχή Κ. Λουτρακίου-Ορμας (Αλμωπίας). Διδ. διατριβή (Θεσ/νίκη).
- ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ., (1983): Η Γεωλογική δομή της βόρειας Πελαγονικής ζώνης και η Γεωτεκτονική εξέλιξη των εσωτερικών ελληνίδων. Πραγματεία για Υφηγεσία. Θεσσαλονίκη.
- ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. (2010): Γεωλογία της Ελλαδος και γεωτεκτονική εξέλιξη. University Studio Press, Θεσσαλονίκη.
- ΜΠΑΛΤΑΤΖΗΣ, Ε. (1983): Συμβολή στη γνώση της γεωλογίας της Πελοποννήσου: Πετρογένεση των μρταμορφωμένων πετρωμάτων της Βορείου Πελοποννήσου. Διατριβή επί υφηγεσία. Παν/μιο Αθηνών, 105 σελ.
- ΜΠΑΝΤΗ, Α.Χ. (2002): Κοιτασματολογική μελέτη των χρωμιτών της περιοχής Έδεσσας. Διδ. Διατριβή Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης 459 σελ.
- ΟΙΚΟΝΟΜΟΥ, Π., (1966): Γεωμαγνητική διερεύνησις μεταλλείου μανητοπυρίτου Νέας Κουκλαινας Βέροιας. Αδημ. Εκθ. ΙΓΕΥ νο 1477, 3 σελ.
- ΟΙΚΟΝΟΜΟΥ, Μ., (1979): Οι εμφανίσεις μαγνητίτου εντός ελληνικών υπερβασικών πετρωμάτων και η γένεση αυτών. Διδακτορική διατριβή. Αθήνα, 170 σελ.
- ΠΑΝΑΓΟΣ, Α. (1965β): Πνευματολυτική και υδροθερμική δράσις εντός του κοιτάσματος χρωμίτου της Ερετρίας (Τσαγκλίου). Πρακτικά της Ακαδημίας Αθηνών, 40: 122-131.
- ΠΑΝΑΓΟΣ, Α. (1965γ): Κρυσταλλοχημεία και χημική σύνθεσις των χρωμιτών Όθρυος. Πρακτικά Ακαδημίας Αθηνών, 40: 339-350.
- ΠΑΝΑΓΟΣ, Α. (1967α): Κατανομή σπανίων τινών στοιχείων εις τους χρωμίτας Βουρίνου. Ann. Géol. Des Pays Hellén., 18: 421-435.
- ΠΑΝΑΓΟΣ, Α. (1967β): Συγκριτικαί παρατηρήσεις επί του χημισμού των Ελληνικών χρωμιτών. Ann. Géol. Des Pays Hellén., 18: 471-505.
- ΠΑΝΑΓΟΣ, Α. (1967γ): Επί του χημισμού των χρωμιτών της Χαλκιδικής. Πρακτικά της Ακαδημίας Αθηνών, 42: 124-134.
- ΠΑΝΑΓΟΣ, Α.Γ. & ΒΑΡΝΑΒΑΣ, Σ.Π. (1986): Χημισμός των ελληνικών χρωμιτών. Μία νέα προσέγγιση. ΙΓΜΕ, Γεωλ. 2, Γεωφ. Μελ., τόμος εκτός σειράς, 287-301.
- ΠΑΝΑΓΟΣ, Α.Γ. (1965α): Συμβολή εις την μελέτην των Ελληνικών χρωμιτών. (Διατριβή επί υφηγεσία). Ann. Géol. Des Pays Hellén., 18: 1-42.
- ΠΑΡΑΣΚΕΥΟΠΟΥΛΟΣ, Γ.Μ. & ΚΑΝΑΚΗ, Φ., (1972): Η γένεσις των ελληνικών οφειτοασβεστιτών. Δελ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 9, 2, 413-451.
- ΠΕΤΡΟΥΝΙΑΣ, Π. (2019): Εκτίμηση της επίδρασης των ορυκτοπετρογραφικών χαρακτηριστικών στις φυσικομηχανικές ιδιότητες μαγματικών πετρωμάτων της

Κεντρικής Μακεδονίας. Αξιολόγηση της συμπεριφοράς τους ως αδρανή υλικά σε κατασκευαστικές και περιβαλλοντικές εφαρμογές. Διδακτορική Διατριβή. Πανεπιστήμιο Πατρών. 416σ.

ΡΟΓΚΑΛΑ, Α. (2013). Μελέτη των πετρογενετικών διεργασιών των οφιολιθικων πετρωμάτων της περιοχής Βέροιας-Νάουσας (Ζώνη Αξιού). Μεταπτυχιακή Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΣΑΠΟΥΝΤΖΗΣ, Η. Σ., (1969): Πετρογραφία και γεωλογική τοποθέτηση των πρασίνων γνευσίων της Θεσσαλονίκης. Διδ. Διατριβή Θεσ/νίκη.

- ΣΚΑΡΠΕΛΗΣ, Ν. (1982) Μεταλλογένεση συμπαγών θειούχων μεταλλευμάτων και πετρολογία της εξωτερικής μεταμορφικής τεκτονικής ζώνης των Ελληνίδων (ΝΑ Πελοπόννησος). Διδακτορική Διατριβή. Πανεπιστήμιο Αθηνών. 149σ.
- ΣΟΛΔΑΤΟΣ, Κ., (1955): Οι Ηφαιστίται της Αλμωπίας. Διδακτορική Διατριβή Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 48 σελ.
- ΣΤΑΜΟΥΛΗΣ, Κ. & ΜΗΤΡΟΥ, Δ. (1990): Τα αποθέματα χρωμιτίτου του Βουρίνου. ΕΛΣΙ Α.Ε., Κοζάνη Αδημοσίευτη Έκθεση.
- ΤΖΑΜΟΣ, Ε. (2016): Ορυκτολογία, πετρολογία και κοιτασματολογία οφειολίθων Ξερολίβαδου, Βουρίνου της Δυτικής Μακεδονίας (Doctoral dissertation, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης (ΑΠΘ). Σχολή Θετικών Επιστημών. Τμήμα Γεωλογίας. Τομέας Ορυκτολογίας, Πετρολογίας, Κοιτασματολογίας).
- ΤΣΙΚΟΥΡΑΣ, Β. (1992): Οι οφιόλιθοι της Νήσου Σαμοθράκης. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών, 435 σ.
- ΤΣΟΥΤΡΕΛΗΣ, Χ. και ΧΙΩΤΗΣ, Ε., (1973): Εισαγωγή εις την θεωρίαν των λιθοσφαιρικών πλακών. (Β΄) Μεταλλειολογικά-Μεταλλουργικά Χρονικά, Νο. 9: 23-38.
- XATZHKYPKOY, A. (2003): Μελέτη θειούχου μεταλλοφορίας περιοχής Επταδένδρου και Ράχης στην Ανατολική Ροδόπη. Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, ΑΠΘ.