

ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΤΩΝ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΤΗΣ ΟΜΑΔΑΣ ΤΟΥ ΛΕΥΚΟΧΡΥΣΟΥ ΚΑΙ ΧΡΥΣΟΥ (PGEs+Au) ΣΤΟΥΣ ΧΡΩΜΙΤΙΤΕΣ ΤΟΥ ΟΦΕΙΟΛΙΘΙΚΟΥ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑΤΟΣ ΤΗΣ Δ. ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ, ΕΛΛΑΔΑ

Μιχαηλίδης Κ.¹, Tarkian Μ.² και Μπαντή Α.³

¹ Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 546 21 Θεσσαλονίκη

² Mineralogisch-Petrographisches Institut 20146 Hamburg.

³ Αριστοτέλους 6, Τριανδρία, 553 37 Θεσσαλονίκη

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Δείγματα μεταλλεύματος χρωμίτη (χρωμιτίτη), από διαφορετικές θέσεις του οφειολιθικού συμπλέγματος της Δ. Χαλκιδικής (Τριάδι, Βασιλικά, Βάβδος, Γερακινή-Ορμύλια), αναλύθηκαν ως προς την περιεκτικότητά τους σε στοιχεία της ομάδας του λευκοχρύσου και σε χρυσό (PGEs + Au: platinum-group elements and gold). Οι χρωμίτες παρουσιάζουν ομοιομορφία στη σύστασή τους με τιμές στους λόγους Cr/(Cr+Al) και Mg/(Mg+Fe²⁺) να κυμαίνονται από 0,65 έως 0,77 και 0,32 έως 0,65 αντίστοιχα. Τα αθροίσματα ΣPGEs που βρέθηκαν κυμαίνονται μεταξύ 124 και 586 ppb, με μέση τιμή (n=18) 260 ppb. Οι μέσες τιμές ανά στοιχείο που έχουν βρεθεί (σε ppb) είναι: Os=56, Ir=45, Ru=141, Rh=7,5, Pt=7 και Pd=3,2. Οι συγκεντρώσεις του χρυσού είναι <10 ppb. Όλα τα δείγματα χρωμιτίτη παρουσιάζουν εμφανή εμπλουτισμό σε Os, Ir και Ru (στα στοιχεία της υποομάδας του Ir ή IPGEs). Τα κανονικοποιημένα ως προς τη σύσταση του χονδρίτη διαγράμματα χαρακτηρίζονται από απότομη αρνητική κλίση από το Ru προς τον Pt (Ru/Pt=7,5-54) γεγονός που κάνει τους χρωμιτίτες της Δ. Χαλκιδικής να προσομοιάζουν με την πλειοψηφία των οφειολιθικών χρωμιτίτων. Η ομοιομορφή σύσταση των χρωμιτίτων αυτής της περιοχής (πλούσιοι σε Cr) και τα αποτελέσματα ανάλυσης των PGEs δηλώνουν ότι το μητρικό μάγμα από το οποίο κρυσταλλώθηκαν προήλθε από υψηλού βαθμού μερική τήξη, έντονα εκπλυμένου άνω μανδύα, πιθανόν σε γεωτεκτονικό περιβάλλον αμέσως πάνω από ζώνη υποβύθισης (SSZ: supra-subduction zone). Η συμβολή της διεργασίας αλληλοεπίδρασης τήγματος/πετρώματος (melt/rock interaction) στον άνω μανδύα για το σχηματισμό των χρωμιτίτων και την κατανομή των PGEs δεν πρέπει να αποκλείεται. Αυτά τα χαρακτηριστικά θεωρούνται ως τα πιο ελπιδοφόρα για την παρουσία σημαντικών αποθεμάτων χρωμίτη σε ένα οφειολιθικό σύμπλεγμα.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα στοιχεία της ομάδας του λευκοχρύσου Os, Ir, Ru, Rh, Pt και Pd (PGEs: platinum group elements) είναι μεταξύ των πολύ χρήσιμων αλλά και σπάνιων μετάλλων και γι αυτό έχουν ιδιαίτερη οικονομική σημασία. Στη φύση ανευρίσκονται ως αυτοφυή μέταλλα, ως κράματα, με τη μορφή θειούχων ή αρσενικούχων ενώσεων τους αλλά και ως οξειδία ή υδροξειδία (Daltry & Wilson 1997).

Τα PGEs, παρά την παρόμοια χημική και γεωχημική τους συγγένεια, διακρίθηκαν σε δύο υποομάδες με διαφορετική συμπεριφορά στη διαδικασία της μερικής τήξης (διαφορετική διαλυτότητα) και της κλασματικής κρυστάλλωσης (Barnes et al. 1985):

α) στην υποομάδα Ir (Ir-PGEs ή IPGEs) που περιλαμβάνει τα Os, Ir και Ru, που είναι περισσότερο δύστηκτα και ανταγωνιστικά στις μαγματικές διεργασίες και κυρίως συνδέονται με χρωμίτες.

β) στην υποομάδα Pd (Pd-PGEs ή PPGEs) που περιλαμβάνει τα Pt, Pd και Rh, που είναι λιγότερο δύστηκτα και μη ανταγωνιστικά και τείνουν να συγκεντρώνονται σε σουλφίδια Cu-Ni.

Είναι λοιπόν σημαντικό το γεγονός της σύνδεσης της παρουσίας των PGEs και των ορυκτών τους με ορισμένα στάδια της κρυστάλλωσης του μάγματος και ιδιαίτερα με τη μεταλλογένεση του χρωμίτη (π.χ. Page et al. 1982, Augé 1985, Bacuta et al. 1990, Tarkian et al. 1996, Melcher et al.

1999, Angeli et al. 2001), καθώς και τα υδρομαγματικής γένεσης κοιτάσματα σουλφιδίων Cu-Ni (Naldrett & Duke 1980, Naldrett et al. 1990, Barnes 1993, Keays 1995). Έτσι, οι σπουδαιότερες συγκεντρώσεις των PGEs, οικονομικής σημασίας, έχουν βρεθεί σε καθορισμένους στρωματογραφικούς ορίζοντες των στρωματομόρφου τύπου συμπλεγμάτων, όπως το Bushveld (N. Αφρική) και Stillwater (Μοντάνα, Η.Π.Α.), καθώς και στα κοιτάσματα σουλφιδίων Cu-Ni στο Sudbury (Καναδάς), Stillwater και στο Noril'sk της Σιβηρίας.

Από τις μέχρι τώρα έρευνες των PGEs σε Αλπικού τύπου λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμιτών (π.χ. Page et al. 1982, Talkington et al. 1984, Augé 1988, Konstantopoulou & Economou-Elioroulou 1991, Pedersen et al. 1993, Melcher et al. 1999) προέκυψε ότι αυτοί έχουν πολύ χαμηλότερες συγκεντρώσεις στα στοιχεία αυτά, (ιδιαίτερα στα Pt, Pd) σε σχέση με τα στρωματομόρφου τύπου. Έτσι, το οικονομικό ενδιαφέρον για απόληψη των PGEs για αυτά, είναι περιορισμένο. Μερικές μόνο περιπτώσεις χρωμιτών αυτής της κατηγορίας έχουν βρεθεί με σχετικά υψηλότερες συγκεντρώσεις (π.χ. Agiorgitis & Wolf 1978, Economou 1986, Bacuta et al. 1990, Prichard & Lord 1993, Ahmed & Arai 2002).

Πέρα όμως από την οικονομική τους σημασία, τις τελευταίες δεκαετίες, η έρευνα των PGEs απέκτησε ιδιαίτερο επιστημονικό ενδιαφέρον για τη συμβολή της στην επίλυση πετρογενετικών προβλημάτων στα πλαίσια της δημιουργίας και εξέλιξης μαγμάτων (π.χ. Barnes et al. 1985, Amossé et al. 1990, Philipp et al. 2001). Η συγκέντρωση και οι σχετικές αναλογίες μεταξύ τους μπορούν να δώσουν σημαντικές πληροφορίες για το βαθμό μερικής τήξης του μανδουακού υλικού, καθώς και για τα βαθμό κορεσμού σε S του μάγματος (π.χ. Hamlyn et al. 1985, Barnes et al. 1985, Sun et al. 1991, Keays 1995).

Η έρευνα των πλατινοειδών περιλαμβάνει συνήθως και το χρυσό (Au) ως ευγενές μέταλλο, κι έτσι συνήθως γίνεται αναφορά στη γεωχημεία των PGEs + Au.

Η περιεκτικότητα των ελληνικών χρωμιτών σε PGEs είναι γενικά χαμηλή και κυμαίνεται από λιγότερο των 100 ppb μέχρι μερικές εκατοντάδες ppb (π.χ. Economou 1983, Konstantopoulou & Economou-Elioroulou 1991, Economou-Elioroulou 1993, 1996, Μπαντή 2002). Λίγα σχετικά στοιχεία υπάρχουν αναφορικά με τη γεωχημεία και την ορυκτολογία των PGEs στους χρωμιτίτες της οφειολιθικής σειράς της Δ. Χαλκιδικής (π.χ. Economou 1984, Economou-Elioroulou 1993, 1996, Michailidis et al. 1995).

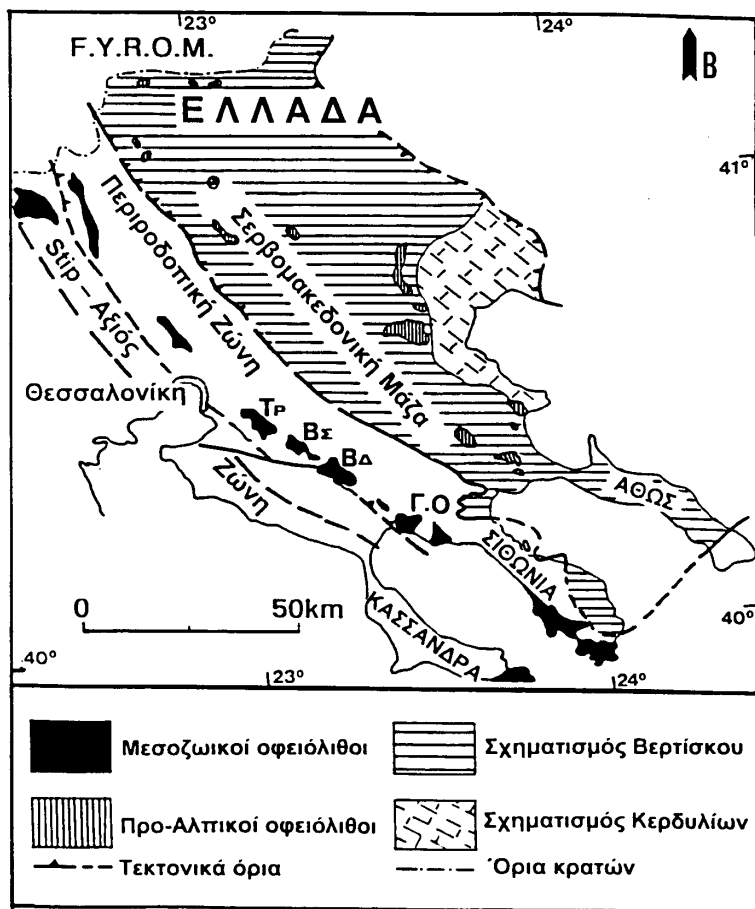
Σ' αυτή την εργασία, που αποτελεί μέρος μιας ευρύτερης έρευνας πάνω στη γεωχημεία και ορυκτολογία των PGEs στους χρωμίτες της Δ. Χαλκιδικής, παρουσιάζονται νέες αναλύσεις των PGEs + Au και συζητείται η σημασία τους στην ερμηνεία της γένεσης του χρωμίτη αλλά και της αναζήτησης κοιτασμάτων χρωμίτη στην περιοχή.

2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ

Το οφειολιθικό σύμπλεγμα της Δ. Χαλκιδικής, Μεσοζωϊκής ηλικίας, ανήκει στην Περιροδοπτική ζώνη (Kauffman et al. 1976). Περιλαμβάνει μια σειρά από ασυνεχείς οφειολιθικές μάζες (Τριάδι, Βασιλικά, Βάβδος, Γερακινή-Ορμύλια) που ξεκινούν από τη Θεσσαλονίκη (Σχ. 1) και με κατεύθυνση ΒΔ-ΝΑ επεκτείνονται προς τη χερσόνησο της Σιθωνίας.

Τα υπερβασικά μέλη του συμπλέγματος αυτού (δουνίτες-χαρτσβουργίτες), σε διαφορετικό βαθμό σερπεντινωμένα, φιλοξενούν σε πολλές θέσεις μεταλλοφορία χρωμίτη μεταλλουργικού τύπου, η οποία έτυχε εκμετάλλευσης στο παρελθόν. Ο ταινιωτός τύπος μεταλλεύματος, που αποτελείται από εναλλαγές ταινιών χρωμίτη και ολιβίνη, είναι ο πιο συνηθισμένος σε όλη την οφειολιθική σειρά. Οι χρωμιτικές ταινίες μπορεί να περιλαμβάνουν από συμπαγή τύπο χρωμίτη μέχρι διάσπαρτο και το πάχος τους δεν ξεπερνά τα 5 εκ. Ο συμπαγής τύπος δημιουργεί φακοειδή ή ακανόνιστα σώματα διαφορετικών διαστάσεων. Στην περιοχή Τριαδίου και σε περιορισμένη έκταση παρατηρήθηκε και ο μορφολογικός τύπος λεοπάρδαλης.

Ο χρωμίτης, κυρίως του συμπαγούς μεταλλεύματος, συχνά παρουσιάζει έντονα φαινόμενα εφελκυστικού σχισμού. Επίσης, είναι δυνατό να παρουσιάζει τοπικά σε μικρή ή μεγάλη έκταση φαινόμενα εξαλλοίωσης σε σιδηροχρωμίτη, κατά μήκος σπασιμάτων ή της περιφέρειας των κρυστάλλων. Σ' αυτή την περίπτωση το μέταλλευμα συνοδεύεται από πλούσιο σε Cr χλωρίτη (Michailidis 1993, Christofides et al. 1994, Michailidis & Sklavounos 1996). Εκτός από το χρωμίτη στο μέταλλευμα παρατηρήθηκαν σε ίχνη μαγνητίτης και σουλφίδια Fe-Ni (μιλλερίτης, χεζλεγουτίτης, βιολαρίτης) ως προϊόντα της σερπεντινίωσης.



Σχήμα 1. Γεωτεκτονικό σκαρίφημα τμήματος της Μακεδονίας (κατά τον Kockel 1986) όπου σημειώνονται οι θέσεις των οφειολιθικών μαζών Τριαδίου (ΤΡ), Βασιλικών (ΒΣ), Βάβδου (ΒΔ) και Γερακινής-Ορμύλιας (Γ.Ο).

Η μορφή και θέση του μεταλλεύματος, σε συνδυασμό με τα ιστολογικά χαρακτηριστικά, δηλώνουν ότι ο χρωμίτης αποτελεί προϊόν κλασματικής κρυστάλλωσης και συσσώρευσης λόγω βαρυτομετρικού διαχωρισμού, όπως ακριβώς συμβαίνει στα στρωματόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη (Mussallam et al. 1981, Economidou 1984, Christodoulou & Hirst 1985, Michailidis & Sklavounos 1996).

Τα πετρολογικά και γεωχημικά δεδομένα των μέχρι τώρα ερευνών, οδηγούν στο συμπέρασμα ότι το οφειολιθικό σύμπλεγμα της Δ. Χαλκιδικής σχηματίστηκε κάτω από συνθήκες χαμηλής πίεσης (<10 kbars) από μάγμα που προέκυψε από δευτέρου σταδίου μερική τήξη, ενός ήδη εκπλυμένου μανδουακού υλικού (π.χ. Christodoulou & Hirst 1985, Christodoulou & Michailidis 1990). Γι αυτό θεωρείται ότι ανήκει στους οφειολίθους που δημιουργούνται σε γεωτεκτονικό περιβάλλον SSZ, περιθωριακής λεκάνης, που σύμφωνα με τους Roberts (1988), Paktunc (1990) και Economidou-Elioroulos (1996) είναι οι πλέον ελπιδοφόροι για την ανεύρεση οικονομικών συγκεντρώσεων χρωμίτη.

3 ΜΕΘΟΔΟΙ ΑΝΑΛΥΣΗΣ

Οι αναλύσεις των PGEs + Au σε δείγματα μεταλλεύματος από τις περιοχές Τριαδίου, Βασιλικών, Βάβδου και Γερακινής-Ορμύλιας, έγιναν στο Εργαστηριακό Κέντρο "Genalysis Laboratory Services Pty. Ltd" της Αυστραλίας, όπου στάλθηκαν τα δείγματα. Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος φασματομετρίας εκπομπής με διέγερση πλάσματος (Inductively coupled plasma mass spectrometry: ICP-MS), αφού προηγουμένως έγινε προσυγκέντρωση των στοιχείων από κωνιοποιημένο μέταλλο.

λευμα με τη μέθοδο σύντηξης και συλλογής με σουλφίδιο νικελίου (Ni-sulphide fire assay collection). Τα όρια ανίχνευσης της μεθόδου ήταν για τα Os, Ir, Ru, Pt, Pd: 2 ppb, για το Rh:1 ppb και για το Au:5 ppb.

4 ΧΗΜΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΧΡΩΜΙΤΩΝ

4.1 Κύρια στοιχεία

Από τις χημικές αναλύσεις, με ηλεκτρονικό μικροαναλυτή, των χρωμιτών της Δ. Χαλκιδικής προηγούμενων ερευνών (π.χ. Mussallam et al. 1981, Economidou 1984, Christodoulou & Hirst 1985, Christodoulou & Michailidis 1990, Michailidis 1993, Michailidis & Sklavounos 1996) προέκυψε ότι πρόκειται για πλούσιους σε χρώμιο σπινελίους με ομοιόμορφη σύσταση στα κύρια στοιχεία και τιμές Cr# (Cr/Cr+Al) και Mg# (Mg/Mg+Fe²⁺) να κυμαίνονται από 0,65 έως 0,77 και από 0,32 έως 0,65 αντίστοιχα. Η περιεκτικότητά τους σε TiO₂ είναι μικρότερη από 0,3%. Στο χαρακτηριστικό διάγραμμα σύστασης (Dick & Bullen 1984), όπου προβάλλονται οι λόγοι Cr# ως προς εκείνους των Mg#, οι χρωμίτες αυτοί ακολουθούν τη γενική τάση των οφειολιθικών χρωμιτών (Leblanc 1987) δηλ. αυξάνει ο λόγος Cr# όσο ελαττώνεται ο λόγος Mg#. Έτσι, τα χημικά χαρακτηριστικά των χρωμιτών της Δ. Χαλκιδικής υπαγορεύουν το χαρακτηρισμό τους ως Αλπικού-τύπου.

4.2 Περιεκτικότητα σε PGEs + Au

Στον Πίνακα 1 δίνονται τα αποτελέσματα των αναλύσεων δειγμάτων μεταλλεύματος χρωμίτη της περιοχής μελέτης στα PGEs + Au, ως μέσες τιμές κατά περιοχή, τα αθροίσματα ΣPGEs, χαρακτηριστικοί λόγοι μεταξύ των στοιχείων, καθώς και η μέση μανδουακή σύσταση (Barnes et al. 1987). Με βάση το σύνολο των αναλύσεων τα όρια μεταβολής (σε ppb) για κάθε στοιχείο είναι: Os=18-166, Ir=24-98, Ru=60-296, Rh=6-10, Pt=2-20, Pd=2-8 και Au<5-10. Η τιμή του αθροίσματος ΣPGEs κυμαίνεται από 124 έως 586 ppb με μέση τιμή 260 ppb και είναι σε καλή συμφωνία με την περιεκτικότητα των περισσότερων οφειολιθικών χρωμιτών, για τους οποίους ο Leblanc (1991) δίνει τιμές 100-500 ppb.

Από τις αναλύσεις των PGEs μπορούν επίσης να επισημανθούν τα εξής:

α. Τυπικό γνώρισμα όλων των χρωμιτών της Δ. Χαλκιδικής είναι ένας έντονος εμπλουτισμός τους σε IPGEs σε σχέση με τα PPGEs. Συγκρίνοντας τα IPGEs με τη μέση σύσταση του μανδύα (Barnes et al. 1987) προκύπτουν συντελεστές εμπλουτισμού: Os=13,3, Ir=10,2, και Ru=25,2 για το μέταλλευμα χρωμίτη γεγονός που επιβεβαιώνει τη στενή σχέση των στοιχείων αυτών με την αποβολή του χρωμίτη (Barnes et al. 1985).

β. Όλα τα δείγματα παρουσιάζουν μια θετική ανωμαλία σε Ru με τιμές Ru>Os+Ir.

γ. Ο λόγος Pd/Ir, που σύμφωνα με τους Barnes et al. (1985) εκφράζει το βαθμό διαφοροποίησης του μάγματος από το οποίο προήλθαν οι χρωμίτες, μεταβάλλεται μεταξύ 0,03 και 0,16, είναι συγκρίσιμος με τα όρια (0,05-0,20) που αναφέρονται για τους οφειολιθικούς χρωμίτες (Leblanc 1991), και υποδηλώνει περιορισμένη τάση διαφοροποίησης.

δ. Ο λόγος Pt+Pd/Os+Ir+Ru μεταβάλλεται μεταξύ 0,02 και 0,10. Είναι πολύ χαμηλός και αποτελεί στοιχείο χαρακτηριστικό των Αλπικού-τύπου λοβόμορφων κοιτασμάτων, όπου δίνονται τιμές 0,02-0,50 (Leblanc 1991).

ε. Ο λόγος Ru/Pt στην περιοχή μελέτης μεταβάλλεται μεταξύ 7,5 και 54, ενώ ο Leblanc (1991) δίνει τιμές 2-25 γενικά για τους οφειολιθικούς χρωμίτες.

Προς το σκοπό να συγκριθεί η περιεκτικότητα σε PGEs των χρωμιτών που μελετώνται με την αντίστοιχη χρωμιτών άλλων περιοχών της Ελλάδας, στον Πίνακα 2 δίνονται οι μέσες περιεκτικότητες χρωμιτών από: τον Βούρινο (Konstantopoulou & Economidou-Elioroulos 1991), την Πίνδο (Economidou-Elioroulos 1993, Economidou-Elioroulos & Vacondios 1995), την Όθρυ (Economidou-Elioroulos 1993) και την Έδεσσα (Μπαντή 2002). Μεγαλύτερη ομοιότητα παρατηρείται με τους πλούσιους σε Cr χρωμίτες της Πίνδου.

Στο σχήμα 2 δίνονται κανονικοποιημένα ως προς τη σύσταση του χονδρίτη διαγράμματα των PGEs+Au (μέσες τιμές) των χρωμιτών που μελετήθηκαν, άλλων περιοχών της Ελλάδας (Πίνακας 2), αλλά και δύο τυπικών στρωματόμορφων κοιτασμάτων από το Bushveld και Stillwater (Page et al. 1982) για σύγκριση. Χρησιμοποιήθηκε η σύσταση του χονδρίτη C₂ με τιμές στοιχείων που δίνει ο

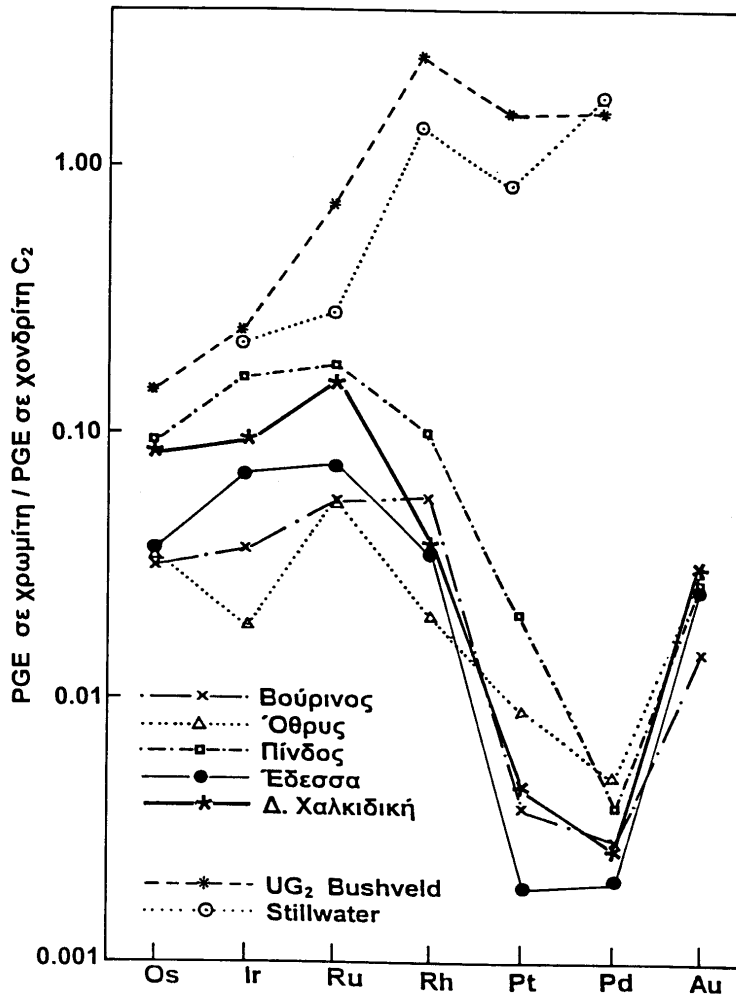
Πίνακας 1. Περιεκτικότητα σε PGEs και Au (ppb) δειγμάτων χρωμικού μεταλλεύματος από το οφειολιθικό σύμπλεγμα της Δ. Χαλκιδικής.

Περιοχή (αρ. δειγμ.)	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	ΣPGEs	Pd/Ir	$\frac{Pt}{Pt+Pd}$	$\frac{Pt+Pd}{Os+Ir+Ru}$	Ru/Pt
Τριάδι (n=4)												
Διακύμανση	32-40	24-36	68-84	6-8	2-10	2-3	6-8	133-180	0,06-0,13	0,50-0,67	0,03-0,08	8,4-40
Μέση τιμή	33	30	77	6,5	5,5	2,25	7	154,25	0,08	0,71	0,06	14,00
Βασιλικά (n=4)												
Διακύμανση	26-114	30-64	84-240	6-8	2-10	2-4	6-8	160-440	0,05-0,09	0,50-0,71	0,02-0,05	19,7-53
Μέση τιμή	54	46	137	7	5	3	7	252	0,07	0,63	0,04	27,40
Βάβδος (n=4)												
Διακύμανση	24-58	26-66	82-202	6-10	2-10	2-4	6-10	154-330	0,03-0,08	0,50-0,75	0,02-0,05	19,6-54
Μέση τιμή	38	45	147	7,5	5,5	2,5	8	245,5	0,05	0,69	0,04	26,73
Γερακινή-Ορμύλια (n=4)												
Διακύμανση	18-166	28-98	60-296	6-10	8-20	2-8	4-10	124-586	0,03-0,16	0,57-0,86	0,03-0,10	7,5-29,6
Μέση τιμή	99	61	203	9	12	5	7	389	0,08	0,71	0,05	16,92
ΜΕΣΗ ΤΙΜΗ	56	45	141	7,5	7	3,2	7	260	0,07	0,69	0,05	20,14
Σύσταση μανδύα	4,2	4,4	5,6	1,6	8,3	4,4		28,5	1	0,65	0,89	0,67

Πίνακας 2. Μέση περιεκτικότητα (ppb) σε PGEs και Au χρωμιτών από διαφορετικές περιοχές της Ελλάδας.

Περιοχή/Συγγραφέας	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	ΣPGEs
Βούρινος								
Kontantopoulou & Economou-Elioroulos (1991)	23	19	58	12	5,9	3,3	2,7	121,2
Πλούσιοι σε Cr	67	85	192	21	33	5	5	403
Πίνδος								
Πλούσιοι σε Al	24	13	24	4	14	15	8	94
Economou-Elioroulos (1993)								
Economou-Elioroulos & Vacondios (1995)								
Όθρυς								
Economou-Elioroulos (1993)	26,3	9,7	58	4,3	13,3	6,3	7	117,9
Έδεσσα								
Μπαντή (2002)	26,5	36,5	79,1	7,4	3	2,6	4,8	155,1
Δ. Χαλκιδική (παρούσα εργασία)								
	56	45	141	7,5	7	3,2	7	260

McBryde (1972, από τους Page et al. 1982): Os=700, Ir=500, Ru=1000, Pt=1500, Pd=1200 και Au=170 (τιμές σε ppb). Από το σχήμα 2 γίνεται φανερή η αξιοσημείωτη ομοιότητα των γραφημάτων για όλους τους ελληνικούς χρωμίτες. Στο σύνολό τους αυτοί παρουσιάζονται εκπλυμένοι ως προς το χονδρίτη C₂ σε όλα τα PGEs. Παρατηρείται όμως μια σημαντικά μεγαλύτερη έκπλυση στα στοιχεία Pt και Pd από ότι στα Os, Ir και Ru. Έτσι, δημιουργείται μια απότομη αρνητική κλίση από το Ru προς το Pt. Αυτό αποτελεί κοινό γνώρισμα των περισσότερων Αλπικού-τύπου κοιτασμάτων χρωμίτη, σε αντίθεση με την εικόνα που παρουσιάζουν τα στρωματομόρφου τύπου στα οποία υπάρχει εμπλουτισμός σε PPGEs και θετική κλίση.



Σχήμα 2. Κανονικοποιημένα ως προς τη σύσταση του χονδρίτη C₂ διαγράμματα των PGEs+Au των χρωμιτών της Δ. Χαλκιδικής και σύγκριση με εκείνους άλλων περιοχών της Ελλάδας (δεδομένα του Πίνακα 2), καθώς και των δύο στρωματόμορφου τύπου από το Bushveld και Stillwater (Page et al. 1982).

5 ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το βασικό ερώτημα που πρέπει να απαντηθεί στην παρούσα εργασία είναι η συμπεριφορά στην κατανομή των PGEs και η σχέση τους με τη σύσταση και τη γένεση του χρωμίτη. Από τις έρευνες πολλών ερευνητών (π.χ. Barnes et al. 1985, Peck & Keays 1990, Zhou et al. 1994, 1998, Ahmed & Arai 2002) οι τιμές και το εύρος της μεταβολής στους λόγους Cr#, Pd/Ir, Pt+Pd/Os+Ir+Ru, καθώς και η σχετική αφθονία των συμβιβαστών και ασυμβιβαστων PGEs στους χρωμίτες μπορεί να επηρεάζεται από τους παρακάτω παράγοντες: βαθμός μερικής τήξης στον πρωτογενή (ή όχι) άνω μανδύα, ετερογένεια του μανδύα, πιθανή ανάμειξη διαφορετικής σύστασης μαγμάτων, βαθμός κλασματικής κρυστάλλωσης, καθώς και τον κορεσμό σε θείο στα αρχικά στάδια ή κατά τη διάρκεια της κλασματικής κρυστάλλωσης. Ο βαθμός μερικής τήξης στο μανδυακό υλικό εισάγει στο τήγμα στοιχεία ανάλογα με το σημείο τήξης και τη συμβατότητά τους. Τα στοιχεία Cr, Os, Ir και Ru έχουν υψηλότερο σημείο τήξης σε σχέση με τα Al, Ti, Pt και Pd. Γι αυτό τα πρώτα, ανάλογα με το βαθμό μερικής τήξης του μανδύα, είτε παραμένουν στα υπολειμματικά δύστηκτα ορυκτά (μικρός βαθμός μερικής τήξης), είτε εφόσον μπουν στο τήγμα (υψηλότερος βαθμός μερικής τήξης) λόγω της συμβατότητάς τους μπαίνουν σε πρώιμης κρυστάλλωσης ορυκτά. Αντίθετα, τα δεύτερα (μικρότερο σημείο

τήξης και ασυμβίβαστα) μπαίνουν ευκολότερα στο τήγμα και τείνουν να παραμένουν σ' αυτό (π.χ. Barnes et al. 1985, 1988, Edwards 1990, Keays 1995, Ahmed & Arai 2002). Με βάση λοιπόν τα παραπάνω. Τα IPGEs, που είναι τα πιο δύσπηκτα, απαιτούν υψηλούς βαθμούς μερικής τήξης για να εξαχθούν, ιδιαίτερα όταν η μανδουακή πηγή έχει περάσει κάποιο στάδιο μερικής τήξης.

Οι Dick & Bullen (1984) έδειξαν ότι ο υψηλότερος βαθμός μερικής τήξης και δημιουργία μάγματος αποτυπώνεται στη σύσταση του χρωμίτη που κρυσταλλώνεται από αυτό, καθώς ο αυξημένος βαθμός μερικής τήξης οδηγεί στην αποβολή από το μάγμα χρωμίτη με υψηλές (>0,60) τιμές στους λόγους Cr#. Παράλληλα με αυτούς οι Bonatti & Michael (1989) συνέδεσαν τη σύσταση του χρωμίτη σε Αλπικού-τύπου κοιτάσματα με το γεωτεκτονικό περιβάλλον για να διατυπώσουν την άποψη ότι οι τιμές στους λόγους Cr# του χρωμίτη αυξάνονται προοδευτικά από περιβάλλον μεσοωκεάνειας ράχης προς παθητικό περιθώριο προς ενεργό περιβάλλον υποβύθισης (SSZ).

Μια διαφορετική άποψη διατυπώθηκε πρόσφατα για την ερμηνεία της γένεσης των οφειολιθικών κοιτασμάτων χρωμίτη, που φιλοξενούνται σε μανδουακούς περιδοίτες και της κατανομής των PGEs σ' αυτά (π.χ. Zhou et al. 1994, 1998). Γίνεται δεκτό ότι τα κοιτάσματα αυτά, κατά ένα μέρος, είναι το αποτέλεσμα μετασμάτωσης στον άνω μανδύα που συμβαίνει με τη διαδικασία της αλληλοεπίδρασης τήγματος/πετρώματος (melt/rock interaction). Σύμφωνα με την άποψη αυτή τα στοιχεία Cr και PGEs των χρωμιτών προέρχονται, τόσο από το ανερχόμενο μάγμα, όσο και από τον περιδοίτη που τους φιλοξενεί. Έτσι, οι πλούσιοι σε Cr και IPGEs χρωμιτίτες προέρχονται από αλληλοεπίδραση ακόρεστου σε θείο μπονινιτικού μάγματος (που δημιουργείται σε SSZ) με εκπλυμένο χαρτσβουργίτη. Τα IPGEs ως συμβίβαστα στοιχεία αφαιρούνται από το μάγμα στα πρώιμα στάδια παράλληλα με την κρυστάλλωση του χρωμίτη, γι αυτό και η αυξημένη παρουσία τους στους χρωμιτίτες.

Οι χαμηλές περιεκτικότητες σε Pd και Pt αποδίδονται στο ότι ο χαρτσβουργίτης έχει προηγουμένως εκπλυθεί στα στοιχεία αυτά, ενώ το ανερχόμενο μάγμα ως ακόρεστο σε θείο δε διευκολύνει τη συγκέντρωσή τους και αυτά ως ασυμβίβαστα παραμένουν στο υπολειμματικό πυριτικό τήγμα που δίνει τα βασικά μέλη της οφειολιθικής σειράς.

Σύμφωνα λοιπόν με την παραπάνω θεωρία η κατανομή των PGEs στα λοβόμορφα κοιτάσματα χρωμίτη είναι το αποτέλεσμα του συνδυασμού των διεργασιών μερικής τήξης και αλληλοεπίδρασης τήγματος/πετρώματος.

Για τα περισσότερα των Αλπικού-τύπου κοιτασμάτων είναι σήμερα αποδεκτό ότι σχηματίζονται σε κέντρο επέκτασης κατευθείαν πάνω από SSZ, καθώς σε τέτοιο γεωτεκτονικό περιβάλλον έχουμε υψηλού βαθμού μερική τήξη στον άνω μανδύα (π.χ. Jaques & Green 1980, Pearce et al. 1984, Roberts 1988, Zhou et al. 1998).

Με βάση τις μέχρι τώρα έρευνες προέκυψε ότι οι χρωμίτες της Δ. Χαλκιδικής παρουσιάζουν πολλά από τα γνωρίσματα των Αλπικού-τύπου λοβόμορφων (ή οφειολιθικών) κοιτασμάτων. Έχουν ομοιόμορφη σύσταση σε κύρια στοιχεία με υψηλές τιμές Cr# = 0,65-0,77. Αυτό σε συνδυασμό με το ότι βρέθηκε στην παρουσία έρευνα να έχουν υψηλές συγκεντρώσεις σε IPGEs και χαμηλότερες σε PPGEs επιβεβαιώνουν την άποψη ότι ο χρωμίτης κρυσταλλώθηκε είτε σύμφωνα με τις παλαιότερες αντιλήψεις από μάγμα που προέκυψε από δεύτερου σταδίου μερική τήξη ενός ήδη εκπλυμένου μανδουακού υλικού (Christodoulou & Hirst 1985, Christodoulou & Michailidis 1990) είτε από ένα συνδυασμό διεργασιών μερικής τήξης και αλληλοεπίδρασης τήγματος/πετρώματος στον άνω μανδύα (Zhou et al. 1994, 1998). Το γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης είναι αυτό της SSZ.

Τα οφειολιθικά συμπλέγματα με χαρακτήρες SSZ που έχουν μόνο έναν τύπο χρωμίτη ομοιόμορφης σύστασης δηλώνουν ομοιόμορφες συνθήκες σε μεγάλη έκταση (μεγάλοι όγκοι μάγματος) και θεωρούνται ότι μπορούν να περιέχουν σημαντικά αποθέματα χρωμίτη (Roberts 1988, Paktunc 1990, Economidou-Ελιόπουλος 1996).

Οι χρωμίτες της Δ. Χαλκιδικής είναι εξαιρετικά φτωχοί σε σουλφίδια και έχουν πολύ χαμηλούς λόγους Pt+Pd/Os+Ir+Ru = 0,02 - 0,10 γεγονός που φανερώνει 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 PPGEs αποκλείεται (Barnes et al. 1985, Talkington & Watkinson 1986).

Η αυξημένη παρουσία των Os, Ir και Ru στους χρωμίτες της Χαλκιδικής μπορεί να αποδοθεί στην παρουσία κυρίως του ορυκτού λαουρίτης: (Os, Ir, Ru)₂S που αναφέρεται από τους Michailidis et al. (1995) ως έγκλεισμα μικρών κρυστάλλων στο χρωμίτη αλλά και άλλων ορυκτών όπως ερλιχμανίτης (OsS₂) και ιραροσίτης (IrAsS) που έχουν επίσης εντοπιστεί (αδημοσίευτα στοιχεία).

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Μπαντή Α.Χ. 2002. Κοιτασματολογική μελέτη των χρωμιτών της περιοχής Έδεσσας. Διδ. διατριβή Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης 459 σελ.
- Αγιργιτίς Γ. & Wolf R. 1978. Aspects of osmium ruthenium and iridium contents in some Greek chromites. *Chem. Geol.*, 23, 267-272.
- 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.
- Amossé 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.
- Angeli N., Fleet M.E., Thiabault Y. & Candia M.A.F. 2001. Metamorphism and PGE-Au content of chromitite from the Ipenema mafic/ultramafic complex, Minas Gerais, Brazil. *Mineral. Petrol.*, 71, 173-194.
- Augé T. 1985. Platinum group mineral inclusions in ophiolitic chromitite from the Vourinos complex, Greece. *Can. Mineral.*, 23, 163-171.
- Augé T. 1988. Platinum-group minerals in the Tiebaghi and Vourinos ophiolitic complex: genetic implications. *Can. Mineral.*, 26, 177-192.
- Bacuta G.C., Kay R.W., Gibbs A.K. & Bruce R.L. 1990. Platinum-group element abundance and distribution in chromite deposits of the Acoje Block, Zambales ophiolite complex, Philippines. *J. Geoch. Explor.*, 37, 113-145.
- Barnes S.-J., Nalbrit A.J. & Gorton M. 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chem. Geol.*, 53, 303-323.
- Barnes S.-J., Boyd R., Korneliusson A., Nilsson L-P, Often M., Pedersen R.B. & Robins B. 1988. The use of mantle normalization and metal ratios in 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. (eds) *Geo-platinum 87*. Barking, U.K. Elsevier pp 113-143.
- 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.
- Bonatti E. & Michael P.J. 1989. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 91, 297-311.
- Christodoulou C. & Hirst D.M. 1985. The chemistry of chromite from two mafic-ultramafic 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. *Ophioliti* 15, 17-44.
- Christofides G., Thimiatis G., Koroneos A., Sklavounos S. & Eleftheriadis G. 1994. Mineralogy and chemistry of Cr-chlorites associated with chromites from Vavdos and Vassilika ophiolite complexes (Chalkidiki, Macedonia, N. Greece). *Chem. Erde*, 54, 151-166.
- Daltry V.D. & Wilson A.H. 1997. Review of platinum-group mineralogy: compositions and elemental associations of the PG-minerals and unidentified PGE-phases. *Mineral. Petrol.*, 60, 185-229.
- Dick H.J.B. & Bullen T. 1984. Chromium spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 54-76.
- Economou M. 1983. Platinum-group metals in chromite ores from the Vourinos ophiolite complex, Greece. *Ophioliti*, 8(3), 339-356.
- Economou M. 1984. On the chemical composition of the chromite ores from the Chalkidiki peninsula, Greece. *Ophioliti* 9(2), 123-134.
- Economou M. 1986. Platinum group elements (PGE) in chromite and sulphide ores. In: Gallagher M.J., Ixer R.A., Neary C.R. & Prichard H.M. (eds) *Metallogeny of Basic and Ultrabasic rocks*. Inst. Mining Metallurgy, London, pp. 441-453.
- Economou-Eliopoulos M. 1993. Platinum-group element (PGE) distribution in chromite ores from ophiolite complexes of Greece: implications for chromite exploration. *Ophioliti*, 18(1), 83-97.
- 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.
- 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.
- 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.
- Jaques A.L. & Green D.H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 287-310.

- Kauffman G., Kockel F. & Mollat H. 1976. Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula formation in the innermost zone of the Hellenides (Northern Greece). *Bull. Géol. Soc. France*, 18, 225-230.
- 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.
- Kockel F. 1986. Die Vardar-(Axios) Zone. In: Jacobshagen V. (ed.). *Geologie von Griechenland*. Borntraeger, Berlin, p. 150-168.
- Konstantopoulou G. & Economou-Eliopoulos M. 1991. Distribution of platinum group elements and gold within the Vourinos chromitite ores, Greece. *Econ. Geol.*, 86, 1672-1682.
- Leblanc M. 1987. Chromite in oceanic arc environments: New Caledonia. In: Stowe C.W (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*. Mineral. Petrol. Mineral. Sultanate Oman. 231-260.
- 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.
- Michailidis K.M. 1993. Ferritechromite-chromian chlorite (Kaemmererite) association in the podiform chromite ores of the Chalkidiki ophiolites in Macedonia, Northern Greece. *Τμητική έκδοση για τον Αθανάσιο Γ. Πανάγο, Έκδοση Ε.Μ.Π., Τόμος Β, 603-629.*
- Michailidis K.M., Vavelidis M.K. & Tarkian M. 1995. Platinum-group minerals in the chromitites from the Chalkidiki ophiolite complex, Northern Greece. In Pasava et al. (eds): *Mineral Deposits: From their origin to their environmental impacts*. Proceedings of the third Biennial SGA meeting, Prague, p. 157-160.
- Michailidis K.M. & Sclavounos S.A. 1996. Chromite ores in the Gerakini-Ormylia ophiolites, Chalkidiki peninsula Northern Greece. *Chem. Erde*, 56, 97-115.
- Mussallam 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.
- Naldrett A.J. & Duke J.M. 1980. Platinum metals in magmatic sulfide ores. *Science*, 208, 1417-1424.
- Naldrett A.J., Brugmann G.E. & Wilson A.H. 1990. Models for the concentration of PGE in layered intrusions. *Can. Mineral*, 28, 389-408.
- 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.
- 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.
- Pearce J.A., Lippard S.J. & Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance. of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar B.P. & Howells M.F. (eds) *Marginal basin geology*. *Geol. Soc. Lon. sp. publ.*, 14, 77-93.
- 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.
- Pedersen R.-B., Johansen G.M. & Boyd R. 1993. Stratiform platinum-group element mineralizations in the ultramafic cumulates of the Leka ophiolite complex, Central Norway. *Econ. Geol.*, 88, 782-803.
- 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, 407-432.
- Prichard H.M. & Lord R.A. 1993. An overview of the PGE concentrations in the Shetland ophiolite complex. In Prichard et al. (eds). *Magmatic processes and Plate Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 76, 273-294.
- Roberts S. 1988. Ophiolitic chromitite formation: A marginal basin phenomenon? *Econ. Geol.*, 83 1034-1036.
- 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 mafic-ultramafic rocks: examples of the west Pilbara Block and Halls Creek Mobile zone, Western Australia. *Precambrian Res.*, 50, 1-35.
- 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 et al. (eds) *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. London Inst. Mining Metal., p 427-440.
- Talkington R.W. & Watkinson D.H. , Whittaker P.J. & Joves P.C. 1984. Platinum-group minerals and other solid inclusions in chromite of ophiolitic complexes: occurrences and petrological significance. *Tscher. Min. Petr. Mitt.*, 32, 285-301.
- 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.
- 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. and Kerrich R.W. 1998. Controls on platinum-group 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.

ABSTRACT

**PLATINUM GROUP ELEMENTS AND GOLD (PGEs+Au)
GEOCHEMISTRY OF CHROMITE ORES FROM THE WESTERN
CHALKIDIKI OPHIOLITE COMPLEX, GREECE**

Michailidis K.¹, Tarkian M.² and Bandi A.³

¹ *Dept. Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 546 21 Thessaloniki, Greece.*

² *Mineralogisch-Petrographisches Institut 20146 Hamburg.*

³ *6 Aristotelous Street, 553 37 Thessaloniki, Greece.*

Chromite ore samples (chromitites) from different sites of the W. Chalkidiki ophiolite complex (Triadi, Vassilika, Vavdos, Gerakini-Ormylia) were analyzed for platinum-group elements and gold (PGEs+Au). The chromitites show a uniform composition with Cr/(Cr+Al) and Mg/(Mg+Fe²⁺) ratios varying from 0.65 to 0.77 and from 0.32 to 0.65 respectively. On average chromitites contain 56 Os, 45 Ir, 141 Ru, 7.5 Rh, 7 Pt and 3.2 Pd (all values in ppb). Gold concentrations are less than 10 ppb. Totals of PGEs(ΣPGEs) vary between 124 and 586 ppb with an average value (n=18) of 260 ppb. All chromite samples are distinctly enriched in Os, Ir and Ru (the Ir or IPGEs subgroup of PGEs) relative to the Rh, Pt and Pd (the Pd or PPGEs subgroup of PGEs). Chondrite normalized PGEs+Au patterns are characterized by a steep negative slope from Ru to Pt (Ru/Pt=7.5-54) and by a similarity of W. Chalkidiki chromitites with the majority of ophiolitic chromitites. The uniform composition of chromites of the study area (Cr-rich), along with their PGEs data, indicate a parental magma derived from an extensive degree of partial melting in the mantle source, probably in a supra-subduction zone (SSZ) regime. The contribution of the melt/rock interaction process in the upper mantle for the chromite formation and the PGEs distribution must not be excluded. These characteristics are considered promising for significant chromite potential in an ophiolite complex.