

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-
ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΧΑΛΑΖΙΑΚΩΝ ΦΛΕΒΩΝ ΑΝΤΙΜΟΝΙΤΗ ΣΤΟ
ΝΕΟ ΚΑΛΛΥΝΤΗΡΙ ΤΟΥ ΝΟΜΟΥ ΡΟΔΟΠΗΣ**

ΑΙΚΑΤΕΡΙΝΗ ΤΣΕΒΑΪΡΙΔΟΥ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2015

ΑΙΚΑΤΕΡΙΝΗ ΤΣΕΒΑΪΡΙΔΟΥ

ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΧΑΛΑΖΙΑΚΩΝ ΦΛΕΒΩΝ ΑΝΤΙΜΟΝΙΤΗ ΣΤΟ ΝΕΟ
ΚΑΛΛΥΝΤΗΡΙ ΤΟΥ ΝΟΜΟΥ ΡΟΔΟΠΗΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας

Επιβλέπων Καθηγητής

Βασίλειος Μέλφος

Επίκουρος Καθηγητής

©Αικατερίνη Τσεβαϊρίδου, Τομέας Ορυκτολογίας - Πετρολογίας -
Κοιτασματολογίας, 2015

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΧΑΛΑΖΙΑΚΩΝ ΦΛΕΒΩΝ ΑΝΤΙΜΟΝΙΤΗ ΣΤΟ ΝΕΟ ΚΑΛΛΥΝΤΗΡΙ ΤΟΥ ΝΟΜΟΥ ΡΟΔΟΠΗΣ

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. .

Περιεχόμενα

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	4
ABSTRACT	5
ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	6
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	8
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	11
2.1.1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ	11
2.1.2 ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ.....	12
2.1.3 Ενότητα Σιδηρόνερου.....	13
2.1.4 Ενότητα Παγγαίου.....	14
2.1.5 ΜΑΓΜΑΤΙΣΜΟΣ	14
2.1.6 ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΑ ΓΕΓΟΝΟΤΑ	16
2.1.7 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ	18
2.2.1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΡΟΔΟΠΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ	20
2.2.2 ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ.....	21
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΕΣ ΑΝΤΙΜΟΝΙΤΗ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ	26
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΤΥΠΟΥ CARLIN.....	32
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	33
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ	36
6.1. ΜΑΚΡΟΣΚΟΠΙΚΗ ΕΞΕΤΑΣΗ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ	37
6.2. ΜΙΚΡΟΣΚΟΠΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ	40
6.2. ΜΙΚΡΟΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ.....	45
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	49

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η πολυμεταλλική μεταλλοφορία που βρίσκεται στην περιοχή του Νέου Καλλυντηρίου, στο Νομό Ροδόπης, σχετίζεται με μια ζώνη διάτμησης και πιθανότατα με ένα ρήγμα αποκόλλησης. Το ρήγμα αυτό φέρει σε επαφή τη μάζα της Ροδόπης με την Περιοδοπική ζώνη. Για την ακρίβεια, τα πετρώματα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης, που ανήκουν στη μάζα της Ροδόπης, αποτελούν το άνω τέμαχος του ρήγματος και τα χαμηλού βαθμού μεταμορφωμένα μάρμαρα και οι ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι της ενότητας Μάκρης της Περιοδοπικής αποτελούν το κάτω τέμαχος. Μέσα στο ρήγμα αποκόλλησης αλλά και μέσα στα υπόλοιπα κανονικά ρήγματα της διατμητικής ζώνης, κυκλοφορούν υδροθερμικά ρευστά και σχηματίζουν χαλαζιακές και βαρυτικές φλέβες. Ο κύριος όγκος της μεταλλοφορίας βρίσκεται συνήθως μέσα σε αυτές τις χαλαζιακές και βαρυτικές φλέβες. Αυτό επιβεβαιώνεται και από τη μικροσκοπική εξέταση των δειγμάτων, τα οποία εμφανίζονται ολοκρυσταλλικά, αποτελούμενα κατά μεγάλο ποσοστό (>80%) από χαλαζία. Η μεταλλοφορία αποτελείται από ένα σύνολο μεταλλικών ορυκτών, όπως είναι τα σουλφίδια, τα θειοάλατα και τα τελλουρίδια, με μεγάλη περιεκτικότητα σε Sb, Fe, Cu και As. Τα ορυκτά που φιλοξενούνται στη μεταλλοφορία είναι σιδηροπυρίτης, σφαλερίτης, γαληνίτης, βορνίτης, χαλκοπυρίτης, τετραεδρίτης-τενναντίτης, αντιμονίτης, θειοάλατα αντιμονίου και μολύβδου καθώς και ερυθρή σανδαράχη. Τα ρευστά εγκλείσματα είναι διφασικά που περιέχουν μία υγρή υδάτινη και μία αέρια φάση. Το NaCl είναι το κύριο συστατικό του διαλύματος και οι αλατότητες είναι 1.82 έως 5.17 wt% NaCl equiv. Οι θερμοκρασίες ομογενοποίησης κυμαίνονται κυρίως μεταξύ 130 και 150° C με ένα μέγιστο στους 140° C. Ο χαλαζίας που φιλοξενεί την μεταλλοφορία αντιμονίτη στο Ν. Καλλυντήρι σχηματίστηκε σε συνθήκες χαμηλών θερμοκρασιών και πιέσεων από πολύ χαμηλής αλατότητας διαλύματα μετεωρικής ή θαλάσσιας πιθανώς προέλευσης. Η μεταλλοφορία στο Ada Tere της Βουλγαρίας, που σχετίζεται με ένα ρήγμα αποκόλλησης μοιάζει σε πολλά χαρακτηριστικά με τη μεταλλοφορία που εξετάζεται στην παρούσα διπλωματική εργασία. Τέλος να σημειωθεί, ότι η ευρύτερη περιοχή του Ν. Καλλυντηρίου παρουσιάζει έντονο γεωλογικό ενδιαφέρον, καθώς θα μπορούσε να αποτελέσει αντικείμενο μελλοντικής έρευνας για μεταλλοφορίες χρυσού.

ABSTRACT

Study of the stibnite quartz veins in Neo Kallintiri, Rhodope, NE Greece

by Aikaterini Tsevairidou

The polymetallic mineralization in Neo Kallintiri, at the Rhodope prefecture in NE Greece, is controlled by a shear zone and probably by a detachment fault. This detachment fault separates the Rhodope massif from the Circum Rhodope belt. In fact, the high grade rocks, belonging to the Rhodope massif, are the hanging wall of the fault and the low grade marbles with the calc-schists of Nea Makri unit are the footwall. In the detachment fault but also through the normal faults of the shear zone, hydrothermal fluids circulated and formed quartz and barite veins. The main bulk ore is usually found into these veins. This is confirmed by the microscopic analysis of the samples which appear to be holocrystalline consisting largely (>75%) by quartz. The mineralization comprises a set of polymetallic assemblage, such as sulfides, sulfosalt and tellurides, enriched in Sb, Fe, Cu and As. The ore mineralogical composition consists of pyrite, sphalerite, galena, bournonite, chalcopyrite, fahlore group minerals, stibnite, Sb-Pb sulfosalts and red realgar. Fluid inclusions consist of two phase liquid rich inclusions with a vapor bubble and the dissolved salt is only NaCl. The inclusions homogenize into the liquid phase at temperatures between 130 and 175°C, with peak at 140°C. Salinities range between 1.82 and 5.17 wt% NaCl equiv. showing that the ore fluids were dominated by meteoric water with a limited magmatic contribution. In addition, the detachment related mineralization at Ada Tepe in Bulgaria demonstrates many similarities with the Neo Kallintiri mineralization that is investigated in the present dissertation. Finally it should be noted that the broad area shows a great geological interest, since it could become a future exploration target for a Au mineralization.

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η αρχαιολογική σκαπάνη έχει φέρει πολλές φορές στο φως όχι μόνο απλά ευρήματα που υποδηλώνουν τη μεταλλευτική δραστηριότητα των αρχαίων Ελλήνων, αλλά και ολόκληρους χώρους μεταλλείων και λατομείων. Αρχαίοι Έλληνες φιλόσοφοι και ιστορικοί, όπως είναι ο Αριστοτέλης, ο Ηρόδοτος, ο Θεόφραστος κ.ά., επιβεβαιώνουν μέσα από τα έργα τους τον ορυκτό πλούτο και την εκμετάλλευσή του στην Ελλάδα και κυρίως στο χώρο της ΒΑ Ελλάδας κατά την αρχαιότητα. Από την ιστορία γνωρίζουμε, άλλωστε, πως οι τόποι με μεγάλο ορυκτό πλούτο, είχαν οικονομική ευμάρεια και γνώρισαν άνθηση εξαιτίας της εκμετάλλευσης και διαχείρισης των ορυκτών αυτών πόρων. Έτσι γίνεται εύκολα αντιληπτό, πως εξαιτίας της σημερινής δυσχερούς οικονομικής κατάστασης της χώρας καθίσταται επιτακτική η ανάγκη για ανεύρεση και εκμετάλλευση των εγχώριων ορυκτών πρώτων υλών.

Οι γεωλόγοι- κοιτασματολόγοι επωμίζονται την ευθύνη, να αναζητούν διαρκώς και να υποδεικνύουν θέσεις κοιτασματολογικού ενδιαφέροντος. Πρέπει να είναι πάντα σε θέση, με βάση τις γεωλογικές τους γνώσεις και με βάση τις πολυάριθμες υπαίθριες έρευνες, να εκτιμούν ποιοτικά και ποσοτικά τα τμήματα του κοιτάσματος που δεν είναι ορατά. Με αυτόν τον τρόπο, θα μπορούν να οργανώνουν όποτε το κρίνουν απαραίτητο, εργασίες εξόρυξης, που θα επιφέρουν οικονομικό κέρδος. Τέλος, σε μια εποχή που δεσπόζει το αέναο κυνήγι του πλούτου με όλα τα θεμιτά και αθέμιτα μέσα καθώς και η διαστρέβλωση αξιών και εννοιών, οι γεωλόγοι καλούνται να διαφωτίσουν την κοινωνία σχετικά με το ποια είναι τα πραγματικά αποθέματα ορυκτών πόρων και ποιες είναι οι υπάρχουσες οικονομικές και τεχνολογικές δυνατότητες για την εκμετάλλευσή τους.

Στο πλαίσιο της προσπάθειας των γεωλόγων να συλλέξουν περισσότερες πληροφορίες και στοιχεία για περιοχές με κοιτασματολογικό ενδιαφέρον, γράφτηκε η διπλωματική αυτή εργασία. Στόχος της είναι η μελέτη και η περιγραφή των χαλαζιακών φλεβών αντιμονίτη στην περιοχή του χωριού Νέο Καλλυντήρι, του νομού Ροδόπης.

Στο σημείο αυτό, θα ήθελα να ευχαριστήσω πρωτίστως τον επιβλέποντα καθηγητή μου, κ. Β. Μέλφο, Επίκουρο Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ., για την πολύτιμη βοήθεια, την καθοδήγηση και την άμεση ανταπόκριση σε κάθε μου απορία και δυσκολία. Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Καθηγητή του Τμήματος

κ. Α. Κορωναίο, για την άδεια χρήσης του μικροσκοπίου με τη φωτογραφική μηχανή, για τη λήψη φωτογραφιών των τομών που μελέτησα.

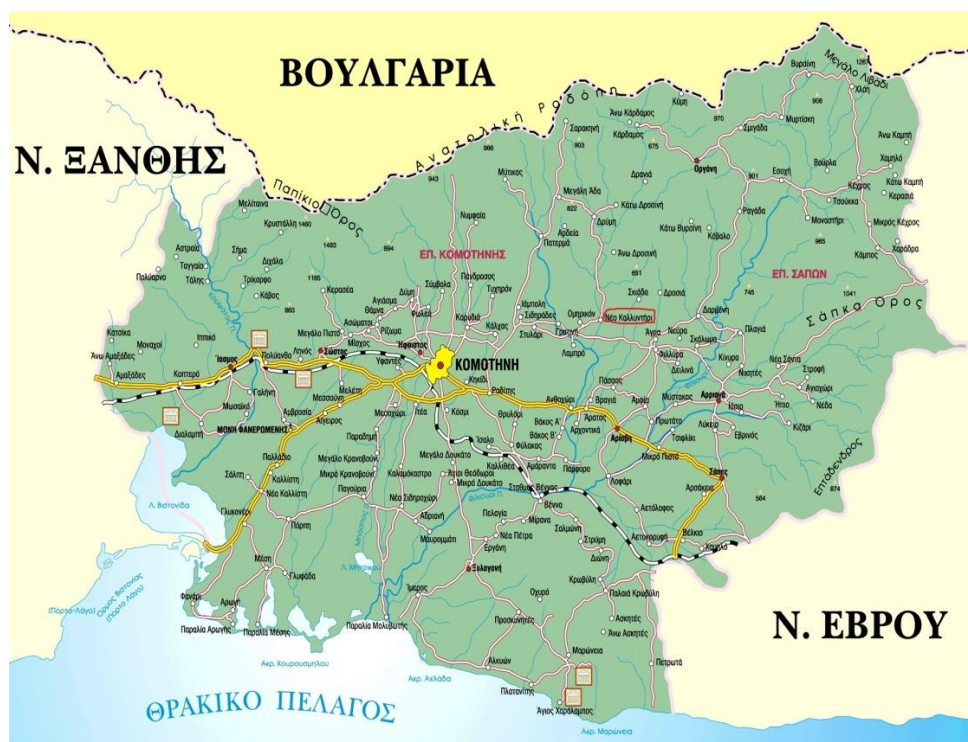
Στον φιλόξενο πρόεδρο του χωριού Νέο Καλλυντήρι, κ. Αλή Αγά Μεμέτ, θα ήθελα να εκφράσω τις εγκάρδιες ευχαριστίες μου, διότι με τη βοήθεια ενός κτηνοτρόφου και ενός χωρικού υπέδειξε με μεγάλη προθυμία τις θέσεις των μεταλλευτικών πηγαδιών παρά τη δύσκολη πρόσβαση.

Ευχαριστώ πολύ όλους όσους βοήθησαν με κάθε τρόπο στη διεκπεραίωση αυτής της εργασίας και κυρίως τους φίλους και συναδέλφους μου Δ. Μητρόπουλο, Χ. Στεργίου και Ελ. Τσιριγώτη, που χάρη σε αυτούς πραγματοποιήθηκε τόσο η μετάβασή μου στα Ριζανά και στο Ν. Καλλυντήρι, όσο και η συλλογή δειγμάτων και φωτογραφιών.

Τέλος, ένα θερμό ευχαριστώ, οφείλω στους γονείς μου, που ήταν το δυνατότερο στήριγμα στις προπτυχιακές μου σπουδές, οι οποίες ολοκληρώνονται αισίως με την παρούσα διπλωματική εργασία.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η περιοχή μελέτης αυτής της πτυχιακής εργασίας βρίσκεται ΒΑ της πόλης της Κομοτηνής, του νομού Ροδόπης, στο γεωγραφικό διαμέρισμα της Θράκης (Σχ. 1.1.).



Σχ. 1.1. Ο νομός της Ροδόπης και η θέση του χωριού Νέο Καλλυντήρι (κυκλωμένο με κόκκινο χρώμα).

Το χωριό Νέο Καλλυντήρι, που βρίσκεται 14 χλμ. ΒΑ της Κομοτηνής, ανήκει στο δήμο Αρριανών, ο οποίος έχει έδρα τη Φιλλύρα.

Πρόκειται για ένα σχετικά νέο χωριό, καθώς οικοδομήθηκε και κατοικήθηκε τις αρχές της δεκαετίας του 1960. Παλιότερα υπήρχε το χωριό Καλλυντήρι, η θέση του οποίου ήταν περίπου 700m δυτικότερα από το Νέο Καλλυντήρι. Ωστόσο, το μέρος εκείνο ερημώθηκε και οι αιτίες της εγκατάλειψης ήταν μια σοβαρή ασθένεια που κλόνιζε τους κατοίκους του χωριού, αλλά και η ανάγκη να κατοικήσουν όσο το δυνατόν πιο κοντά στο ποτάμι, προκειμένου να πετύχουν καλύτερη εκμετάλλευση του νερού. Για το λόγο αυτό δημιουργήθηκε το χωριό Νέο Καλλυντήρι, δίπλα στο ποτάμι και κοντά στον παλιό οικισμό Ετμέσκιουε, ο οποίος κατοικούνταν πριν από 400 χρόνια.

Σήμερα το χωριό έχει περίπου 200 μόνιμους κατοίκους, οι οποίοι ασχολούνται αποκλειστικά με την καλλιέργεια και την παραγωγή καπνού (Σχ. 1.2.).



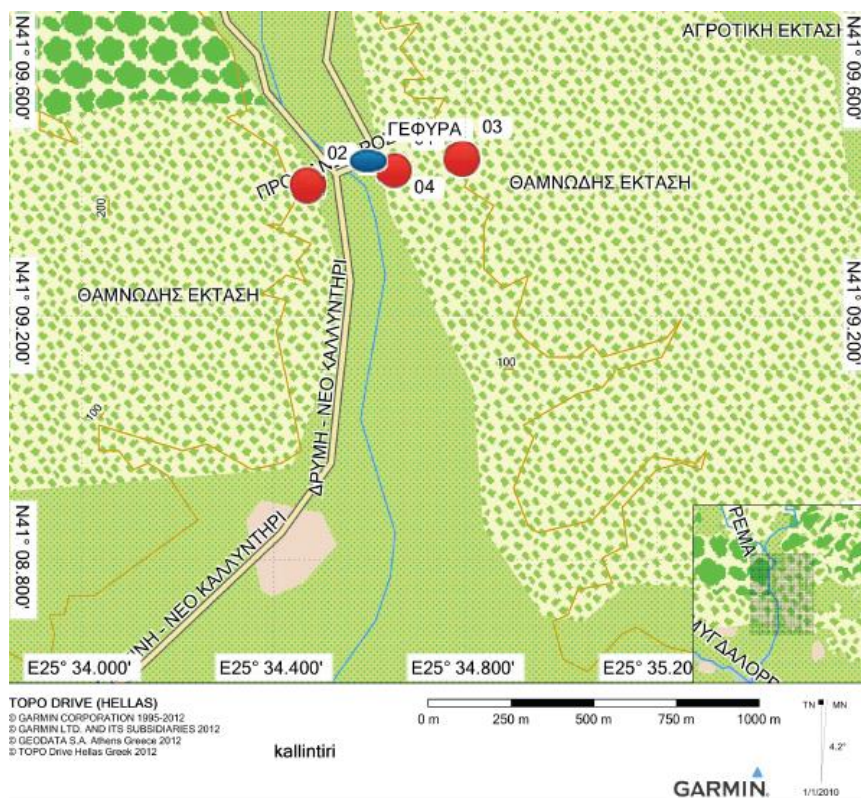
Σχ. 1.2. Ξήρανση των φύλλων του καπνού στο Νέο Καλλυντήρι.

Στο χωριό λειτουργεί ένα δημοτικό, στο οποίο οι μαθητές διδάσκονται ελληνικά και τούρκικα, καθώς και ένα τούρκικο νηπιαγωγείο. Υπάρχει επίσης ένα τζαμί, καθώς η θρησκεία των κατοίκων είναι η μωαμεθανική.

Το 1920 είχε ερευνηθεί η ευρύτερη περιοχή για τη μεταλλοφορία, η οποία εξετάζεται στην παρούσα εργασία. Οι έρευνες πραγματοποιήθηκαν με τη βοήθεια της διάνοιξης τριών μεταλλευτικών πηγαδιών και μιας υπόγειας στοάς (Σχ.1.3). Αργότερα πραγματοποιήθηκαν και κάποιες ακόμη μελέτες, ωστόσο οι αρμόδιοι φορείς δε μερίμνησαν για την αποκατάσταση του χώρου και το κλείσιμο των πηγαδιών. Για το σκοπό αυτό, φρόντισαν οι κάτοικοι του χωριού και συγκεκριμένα οι αγρότες και οι κτηνοτρόφοι, για να προλάβουν τυχόν ατυχήματα, αλλά και για προστατέψουν τα ζώα των κοπαδιών τους (Σχ. 1.4.).

Η περιοχή είχε εξεταστεί επίσης και για την κατασκευή φράγματος. Κρίθηκε όμως ακατάλληλη, καθώς θα υπήρχε το πρόβλημα των διαρροών από τα μεταλλευτικά πηγάδια που είχαν ανοιχτεί.

Στα επόμενα κεφάλαια, γίνεται μια προσπάθεια να περιγραφεί όσο το δυνατόν καλύτερα η περίπλοκη γεωλογία και κυρίως η μεταλλοφορία της περιοχής.



Σχ. 1.3. Με το κόκκινο χρώμα απεικονίζονται οι θέσεις των μεταλλευτικών πηγαδιών, Νέο Καλλυντήρι.



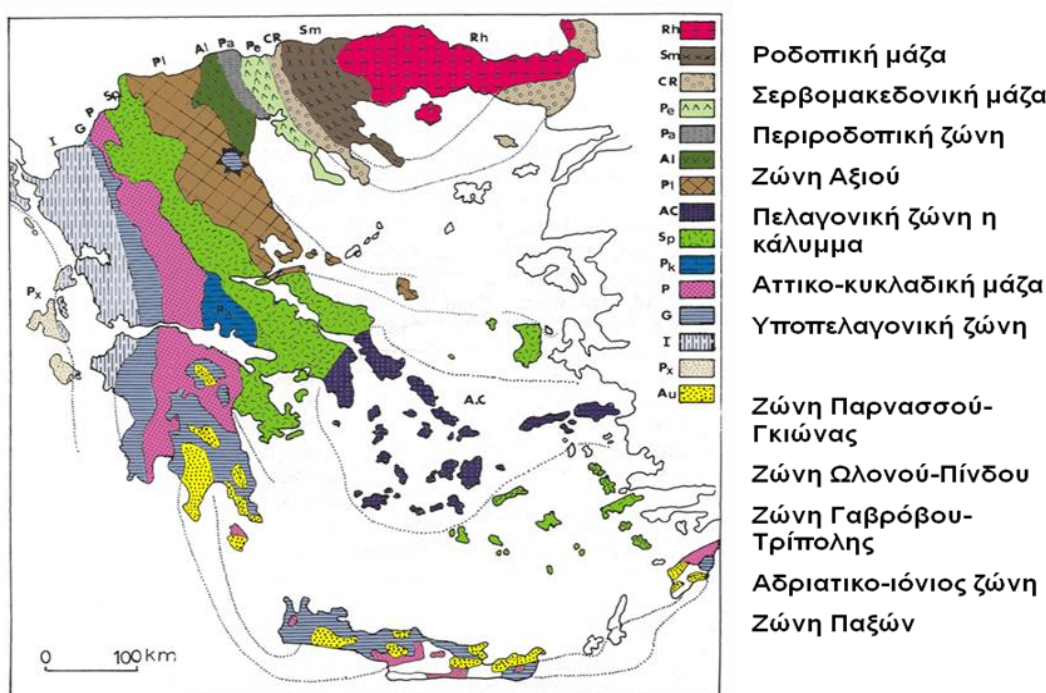
Σχ. 1.4. Μπροστά από το δέντρο υπάρχει ένα μεταλλευτικό πηγάδι, το οποίο σφραγίστηκε πριν από 3 χρόνια από τους κτηνοτρόφους της περιοχής, Ν. Καλλυντήρι.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Η μεταλλοφορία που μελετάται στην παρούσα πτυχιακή εργασία εντοπίζεται ακριβώς στην επαφή της μάζας Ροδόπης και της Περιοδοποικής ζώνης. Για το λόγο αυτό κρίνεται σκόπιμο να περιγραφούν και οι δύο αυτές ζώνες.

2.1.1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ

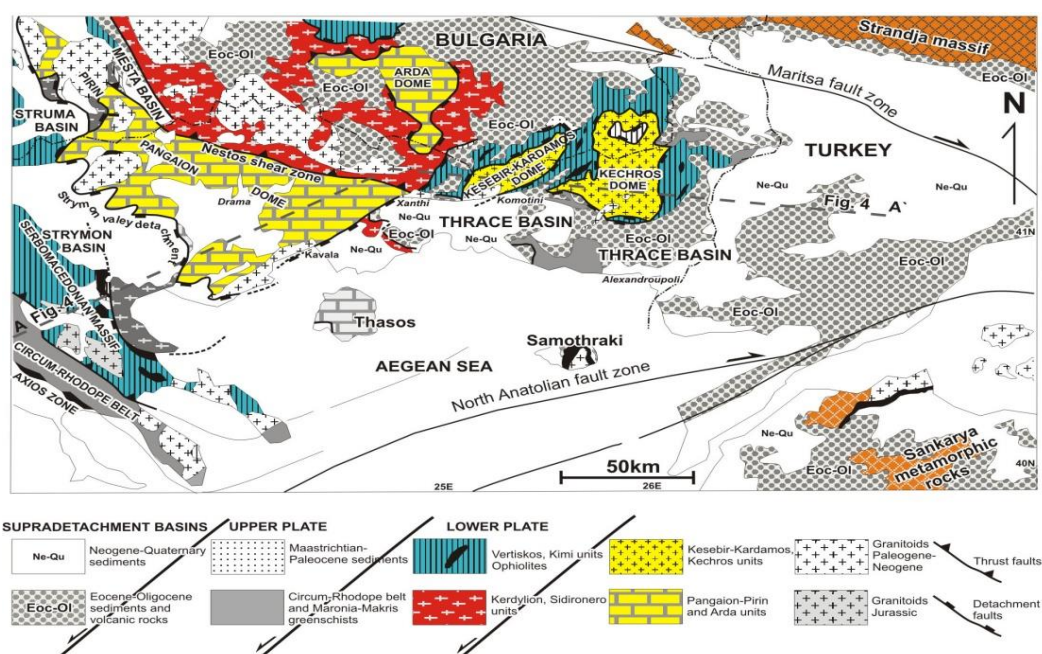
Η μάζα της Ροδόπης (Σχ. 2.1) βρίσκεται γεωγραφικά στη ΒΑ Ελλάδα και συγκεκριμένα περιλαμβάνει την Ανατολική Μακεδονία και τη Θράκη και τμήμα της Νότιας Βουλγαρίας. Βόρεια οριοθετείται από τις Βαλκανίδες με το ρήγμα της Μαρίτσας (Maritsa fault) (Σχ. 2.2). Δυτικά της μάζας της Ροδόπης είναι η Σερβομακεδονική και το όριο μεταξύ τους είναι ένα ρήγμα αποκόλλησης (detachment fault), που σχηματίζει ουσιαστικά και τη «γραμμή» του Στρυμώνα ποταμού (Brun and Sokoutis 2007). Ανατολικό της όριο είναι τα νεότερα ιζήματα της Ανατολικής Θράκης, ενώ τμήμα της συνεχίζεται και στη ΒΔ Τουρκία ως Strandja massif (Yazici and Natal'in 2015).



Σχ. 2.1. Σχήμα των γεωτεκτονικών ζωνών της Ελλάδας. Rh: Μάζα Ροδόπης, Sm: Σερβομακεδονική μάζα, CR: Περιοδοποική ζώνη, (Pe: Υποζώνη Παιονίας, Pa: Υποζώνη Πάικου, Al: Υποζώνη Αλμωπίας): Ζώνη Αξιού, Pl: Πελαγονική ζώνη, Ac: Αττικοκυκλαδική ζώνη, Sp: Υποπελαγονική ζώνη, Pk: Ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας, P: Ζώνη Πίνδου, G: Ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης, I: Ιόνιος Ζώνη, Px: Ζώνη Παξών, Au: Ενότητα Πλακωδών Ασβεστολίθων. (Μουντράκης 2010).

Γεωλογικά η μάζα της Ροδόπης μπορεί να θεωρηθεί ως πυρήνας πετρωμάτων, που βρίσκεται μεταξύ των Καρπαθο-Βαλκανίδων, του Δυναρικού και Αλπικού κλάδου και των Ελληνίδων του Δυναρικού κλάδου (Μουντράκης 2010).

Σύμφωνα με τον Μουντράκη (2010), ο γεωτεκτονικός χαρακτήρας αυτής της μάζας, όπως προκύπτει από τα πιο πρόσφατα λιθοσφαιρικά μοντέλα, είναι καθαρά ηπειρωτικός. Την προέλευσή της εξηγούν δύο υποθέσεις. Η πρώτη υπόθεση υποστηρίζει ότι η μάζα της Ροδόπης είναι τμήμα της πλάκα της Ευρασίας. Αντίθετα, στη δεύτερη υπόθεση πραγματεύεται η ιδέα ότι η μάζα αυτή αποτελεί Κιμμερικό ηπειρωτικό αποσπώμενο τμήμα της Gondwana, το οποίο μετά την αποκόλλησή του από την Gondwana κινήθηκε ΒΑ και συγκολλήθηκε με την Ευρασία.



Σχ. 2.2. Χάρτης με τις επιμέρους μικρότερες πετρολογικές ενότητες της μάζας της Ροδόπης και τις μεγάλες ρηξιγενείς δομές (συμπίεστικές-εφελκυστικές) (Kiliash et al. 2011).

2.1.2 ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ

Η μάζα της Ροδόπης αποτελείται από προαλπικά και αλπικά πετρώματα. Χαρακτηρίζεται κυρίως από κρυσταλλοσχιτώδη και πυριγενή πετρώματα και το πάχος των κρυσταλλοσχιτώδων υπολογίζεται σε 10-20 km. (Μουντράκης 2010). Αποτελεί δηλαδή ένα «οικοδόμημα τεκτονικών καλυμμάτων» και σύμφωνα με κάποιους ερευνητές (Paranikolaou & Panagopoulos 1981, Μουντράκης 2010) διαιρείται σε δύο τεκτονικές μονάδες (Σχ. 2.3) στην ανώτερη «τεκτονική ενότητα

Σιδηρόνερου», που βρίσκεται βόρεια κατά μήκος των ελληνοβουλγαρικών συνόρων και στην κατώτερη «ενότητα Παγγαίου», που βρίσκεται στη ΔΝΔ Ροδόπη.

2.1.3 Ενότητα Σιδηρόνερου

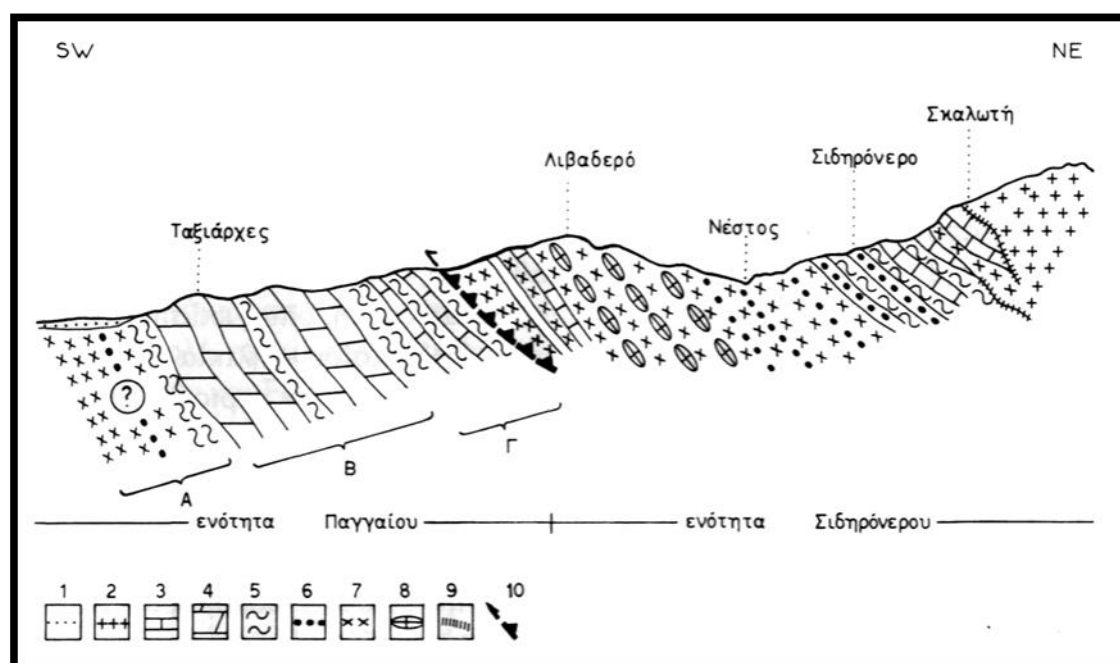
Η ενότητα Σιδηρόνερου αποτελείται από γνεύσιους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, αμφιβολίτες και μιγματίτες. Οι ηλικίες αυτών των πετρωμάτων έδειξαν ότι η ενότητα του Σιδηρόνερου είναι παλαιότερη της ενότητας του Παγγαίου.

Σύμφωνα με τους Mposkos (1989), Mposkos & Krohe (2000) και Krohe & Mposkos (2002) και με βάση κυρίως πετρολογικά και μεταμορφικά κριτήρια, η ενότητα του Σιδηρόνερου διαιρέθηκε σε επιμέρους μικρότερες υποενότητες, οι οποίες από δυτικά προς ανατολικά είναι:

- Η κύρια «υποενότητα Σιδηρόνερου» που αποτελείται από ορθογνεύσιους, παραγνεύσιους, αμφιβολίτες, εκλογίτες και μιγματίτες. Γεωγραφικά η υποενότητα αυτή συναντάται βόρεια της Δράμας και της Ξάνθης.
- Η «υποενότητα Καρδάμου» που αποτελείται από αλβιτικούς γνεύσιους, παραγνεύσιους, μιγματιτικούς γνεύσιους, μεταπηλίτες καθώς και από λεπτές ενστρώσεις μαρμάρων. Εντοπίζεται στην περιοχή βόρεια της Κομοτηνής.
- Η «υποενότητα Κέχρου» που αποτελείται από ορθογνεύσιους, μεταπηλίτες, μιγματίτες, εκλογίτες που συχνά εμφανίζονται αμφιβολιτωμένοι αλλά και από υπερβασικά σώματα, τα οποία παρεμβάλλονται τεκτονικά. Εντοπίζεται στην περιοχή ανάμεσα από το χωριό Κέχρος και τα Ελληνοβουλγαρικά σύνορα.
- Η «υποενότητα Κύμης» που αποτελείται από μετα-ιζήματα, μετα-πυριγενή πετρώματα πολύ υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης (HP/UHP μεταμόρφωση-εμφάνιση μικροδιαμαντιών), ορθογνεύσιους καθώς και από πετρώματα με προέλευση τον μανδύα υλικό, δηλαδή περιδοτίτες και πυροξενίτες. Συναντάται στην περιοχή Έβρου-Ορεστιάδας καθώς και σε μια μικρή εμφάνιση ΒΔ της Κομοτηνής.

2.1.4 Ενότητα Παγγαίου

Η ενότητα Παγγαίου αποτελείται από τρεις ορίζοντες πετρωμάτων. Ο κατώτερος και παλαιότερος ορίζοντας συνίσταται από ορθογνεύσιους, σχιστόλιθους και αμφιβολίτες. Ο μεσαίος ορίζοντας αποτελείται από παχιά σειρά μαρμάρων ενώ ο ανώτερος και νεότερος ορίζοντας αποτελείται από εναλλαγές σχιστολίθων και μαρμάρων. Η ενότητα αυτή θεωρείται νεότερης ηλικίας από αυτήν του Σιδηρόνερου.



Σχ. 2.3. Γεωλογική τομή στην περιοχή Σιδηρόνερου Δράμας, στην οποία αποτυπώνονται η λιθοστωματογραφία και η τεκτονική θέση των δύο ενότητων Σιδηρόνερου και Παγγαίου, που συνιστούν τη μάζας της Ροδόπης (Μουντράκης 2010).

2.1.5 ΜΑΓΜΑΤΙΣΜΟΣ

Στα κρυσταλλοσχιτώδη πετρώματα της μάζας της Ροδόπης συναντώνται μικρές και μεγάλες διεισδύσεις πυριγενών πετρωμάτων, οι οποίες έχουν σαν αποτέλεσμα πολλές φορές τη δημιουργία φαινομένων θερμομεταμόρφωσης επαφής και αρκετές φορές με αξιόλογη μεταλλοφορία. Τα πυριγενή αυτά πετρώματα είναι τόσο πλουτωνικά όσο και ηφαιστειακά (Σχ. 2.4).

Τα πλουτωνικά πετρώματα είναι κατά βάση μοσχοβιτικοί, κεροστιλβικοί και βιοτιτικοί γρανίτες, γρανοδιορίτες, μονζονίτες, χαλαζιακοί μονζονίτες, μονζοδιορίτες, διορίτες και τοναλίτες (Christofides et al. 1996).

Η χρονολόγηση των πετρωμάτων αυτών πραγματοποιήθηκε με μεθόδους ραδιοχρονολόγησης και έδειξε ότι η ηλικία τους είναι Τριτογενής και συνδέεται άμεσα με εφελκυστική τεκτονική που έλαβε χώρα κατά το Τριτογενές στη Σερβομακεδονική και στη Ροδόπη, δηλαδή στην Ελληνική Ενδοχώρα εξαιτίας της υποβύθισης της Νεοτηθύος κάτω από την Ευρασία.

Οι βασικότεροι Τριτογενείς πλουτωνικοί όγκοι της Ελληνικής Ροδόπης είναι του Παγγαίου, του Συμβόλου-Καβάλας, της Βροντούς, του Παρανεστίου, της Ξάνθης και του Πανοράματος Δράμας (Christofides et al. 1998, Μουντράκης 2010). Σημαντικός επίσης πλουτωνίτης θεωρείται και ο γρανίτης της Ελατιάς, που διείσδυσε μέσα στην ενότητα του Σιδηρόνερου κατά το Άνω Κρητιδικό (87 Ma).

Οι μεγαλύτερες εμφανίσεις ηφαιστειακών πετρωμάτων της Ελληνικής Ροδόπης συναντώνται σε δύο κύριες περιοχές. Η μια περιοχή είναι αυτή των Σαπών- Φερρών του Έβρου και η άλλη είναι η περιοχή βόρεια της Ξάνθης-Κομοτηνής στα Ελληνοβουλγαρικά σύνορα. Η σύσταση των ηφαιστιτών αυτών κυμαίνεται από βασαλτική έως ρυολιτική και τα ηφαιστειακά πετρώματα που συναντώνται είναι ανδεσίτες, λατίτες, δακίτες, τραχύτες και ρυόλιθοι. Ανήκουν σε ασβεσταλκαλικές και σοσοντικές σειρές που, όπως και οι πλουτωνίτες της περιοχής, σχηματίστηκαν κατά το Τριτογενές ως αποτέλεσμα της Τριτογενούς συν-μεταορογενετικής εκτατικής τεκτονικής. Από τη μέθοδο των ραδιοχρονολογήσεων προέκυψε ότι η ηλικία των ηφαιστειακών πετρωμάτων είναι κυρίως Ηώκαινική-Ολιγόκαινική (35-25 Ma).

Ο μαγματισμός της Ροδόπης, σχετίζεται με το γεωτεκτονικό καθεστώς του Ελληνικού χώρου, δηλαδή με τη σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών της Αφρικής και της Ευρασίας και την υποβύθιση της πρώτης κάτω από τη δεύτερη. Σύμφωνα με τις επικρατούσες απόψεις (Fytikas et al. 1984), η ηφαιστειότητα πιστεύεται ότι πραγματοποιήθηκε σε συνεχείς διαδοχικές φάσεις από το Ολιγόκαινο μέχρι σήμερα.

Κατά το Ηώκαινο- Ολιγόκαινο έλαβε χώρα η πρώτη φάση στο χώρο της Ροδόπης, ενώ κατά το Ολιγόκαινο- Μειόκαινο η ηφαιστειότητα μετατοπίστηκε πιο νότια, δηλαδή στο χώρο του Βόρειου Αιγαίου (Σαμοθράκη – Λέσβο). Τα ηφαιστειακά πετρώματα που προκύπτουν από τις δύο αυτές φάσεις και εντοπίζονται στη Ροδόπη και στο Β. Αιγαίο είναι ανδεσίτες, δακίτες, ρυόλιθοι, βασάλτες, αλλά και πυροκλαστικά. Στο Α. Μειόκαινο εκδηλώθηκε η τρίτη φάση στο Ανατολικό Αιγαίο και τέλος κατά το Πλειόκαινο-Τεταρτογενές πραγματοποιήθηκε η τέταρτη φάση που έδωσε τη δημιουργία του ηφαιστειακού τόξου του Αιγαίου, το οποίο συνδέεται με

την υποβύθιση της ζώνης Benioff κάτω από το Αιγαίο, καθώς και την ηφαιστειότητα της Αλμωπίας.



Σχ. 2.4. Σκαριφηματικός χάρτης της μάζας της Ροδόπης στον οποίο απεικονίζονται οι ηλικίες των πλουτωνιτών και των ηφαιστιτών της (Μουντράκης 2010).

2.1.6 ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΑ ΓΕΓΟΝΟΤΑ

Η ενότητα του Σιδηρόνερου έχει εριππεύσει την ενότητα του Παγγαίου από Βορρά προς Νότο (Μουντράκης 2010).

Μελέτες ευρείας κλίμακας που πραγματοποιήθηκαν σε ολόκληρη τη μάζα της Ροδόπης, έδωσαν ως αποτέλεσμα την ύπαρξη τριών φάσεων πτυχώσεων των σχηματισμών.

Η πρώτη φάση συνοδεύεται από τη δημιουργία ισοκλινών συµμεταμορφικών πτυχών που έχουν διεύθυνση Β-Ν. Η ηλικία αυτών των πτυχώσεων δεν έχει εξακριβωθεί, διότι αυτή η φάση, αλλά και κάθε άλλη τεκτονική που συνέβη πριν από αυτήν τη φάση έχει επηρεαστεί εντονότατα από τις επόμενες φάσεις.

Η δεύτερη φάση συνδέεται με ισοκλινείς πτυχές διεύθυνσεως ΒΑ-ΝΔ καθώς και με μια εμφανή γράμμωση που δημιουργήθηκε από την τομή της προηγούμενης φύλλωσης των πετρωμάτων με μια δεύτερη νέα σχιστότητα. Οι δομές αυτές επικρατούν στα πετρώματα της Ροδόπης. Χαρακτηριστικό είναι επίσης το γεγονός ότι τα περισσότερα πλουτωνικά σώματα είναι προσανατολισμένα και αυτά κατά τη διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ.

Η τρίτη φάση χαρακτηρίζεται από ανοιχτές πτυχές που έχουν διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και επαναπτυχώνουν τις ισοκλινείς πτυχές των προηγούμενων φάσεων.

Σύμφωνα με τον Μουντράκη (2010), οι φάσεις που συνοδεύονται από ανάστροφα ρήγματα, τεκτονικά καλύμματα και λέπια και εφιππεύσεις είναι αποτέλεσμα της συμπίεστικής τεκτονικής που έλαβε χώρα κατά την τελική σύγκρουση της μικροπλάκας της Απουλίας με την Ευρασία κατά το Τριτογενές.

Αντίθετα, οι φάσεις που συνοδεύονται από κανονικά ρήγματα αποκόλλησης (detachments) μικρής γωνίας κλίσης και οι έντονες διατμητικές κινήσεις που οδήγησαν στην κατάρρευση των τεκτονικών καλυμμάτων και λεπίων, ήταν αποτέλεσμα εφελκυστικής τεκτονικής που ακολούθησε την Τριτογενή συμπίεση.

Στη μάζα της Ροδόπης έχουν αναγνωριστεί τρία διαδοχικά μεταμορφικά γεγονότα (Kilias et al. 2012), τα οποία οφείλονται στην Αλπική ορογένεση και έχουν ηλικία Κρητιδική έως Ολιγοκαινική-Μειοκαινική. Κατά τους Mposkos (2002), Liatí and Seidel (1996), υπήρξε ίσως και μια γενική μεταμόρφωση μάλλον αμφιβολιτικής φάσης προγενέστερη των τριών αυτών μεταμορφικών γεγονότων, που έλαβε χώρα πιθανότατα το Παλαιοζωϊκό.

Κατά το Κρητιδικό έλαβε χώρα το πρώτο μεταμορφικό γεγονός (Kilias et al. 2012) που ήταν μια ψηλής-πολύ ψηλής πίεσης μεταμόρφωση. Πρόκειται, επομένως, για μια εκλογιτική μεταμόρφωση με συνθήκες πίεσης $P=15-20$ kbars και θερμοκρασίας $T=700-750^{\circ}\text{C}$ (Μουντράκης 2010). Αυτή η φάση μεταμόρφωσης επηρεάστηκε έντονα από την επόμενη μεταμορφική φάση και έτσι εντοπίζονται μόνο υπολειμματικά ορυκτά. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η υποενότητα της Κύμης, στα πετρώματα της οποίας εντοπίστηκαν μικρο-εγκλείσματα διαμαντιών, που είναι άριστοι δείκτες αυτής της πολύ υψηλής πίεσης μεταμόρφωσης. Η ηλικία μεταμόρφωσης της Κύμης είναι Α. Κρητιδική-Παλαιοκαινική, ενώ η ηλικία ψύξης της είναι Παλαιοκαινική-Ηώκαινική.

Η επόμενη φάση μεταμόρφωσης συνέβη στο Ηώκαινο και πρόκειται για μια αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωση, με συνθήκες πίεσης $P=8$ kbars και θερμοκρασίας $T=480-550^{\circ}\text{C}$. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η υποενότητα του Σιδηρόνερου, που υπέστη μέσου βαθμού αμφιβολιτική μεταμόρφωση κατά το Παλαιοκαινο-Ηώκαινο και αργότερα κατά το Ηώκαινο-Ολιγόκαινο ψύχθηκε.

Η τελευταία φάση μεταμόρφωσης είναι στην ουσία μια ανάδρομη μεταμόρφωση που συνέβη κατά το Ολιγόκαινο. Πρόκειται για μια πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση με συνθήκες πίεσης $P=2-3,5$ kbars και θερμοκρασίας $T=270-400^{\circ}\text{C}$. Η

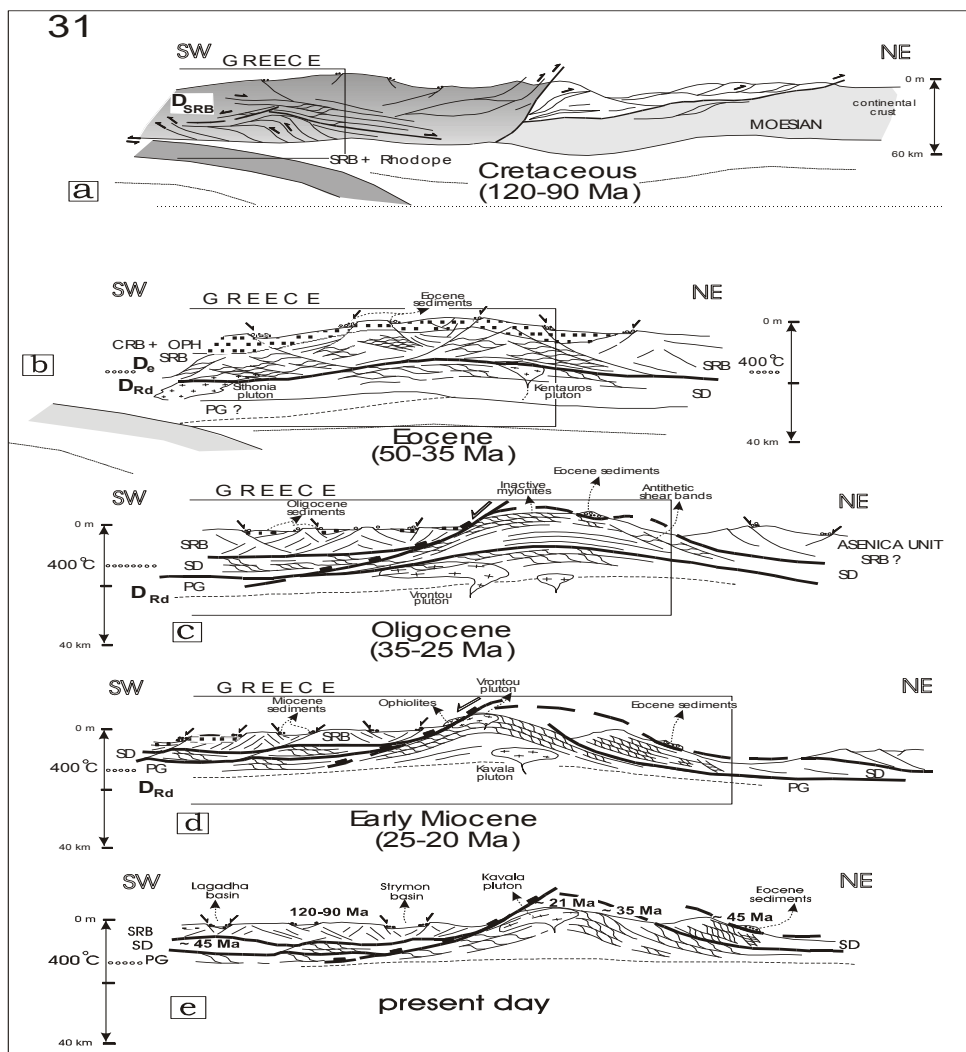
μεταμόρφωση αυτής της φάσης συναντάται στην ενότητα του Παγγαίου, το οποίο υπέστη πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση κατά το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο και ψύχθηκε επίσης το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο.

Παρατηρείται πως η κατώτερη ενότητα υπέστη μεταμόρφωση και ψύξη πιο μετά από την ανώτερη ενότητα. Αυτό συνέβη, διότι οι τρεις αυτές διαδοχικές μεταμορφικές φάσεις εξελίχθηκαν καθώς η μάζα της Ροδόπης ανυψωνόταν σταδιακά εξαιτίας της Αλπικής Ορογένεσης κατά το Κρητιδικό- Τριτογενές και καθώς ανέβαινε δημιουργούσε ανάδρομες συνθήκες μεταμόρφωσης από τις βαθύτερες προς τις ανώτερες ενότητες και ταυτόχρονα καθώς ανέβαινε εξελικτικά ψυχόταν.

2.1.7 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ

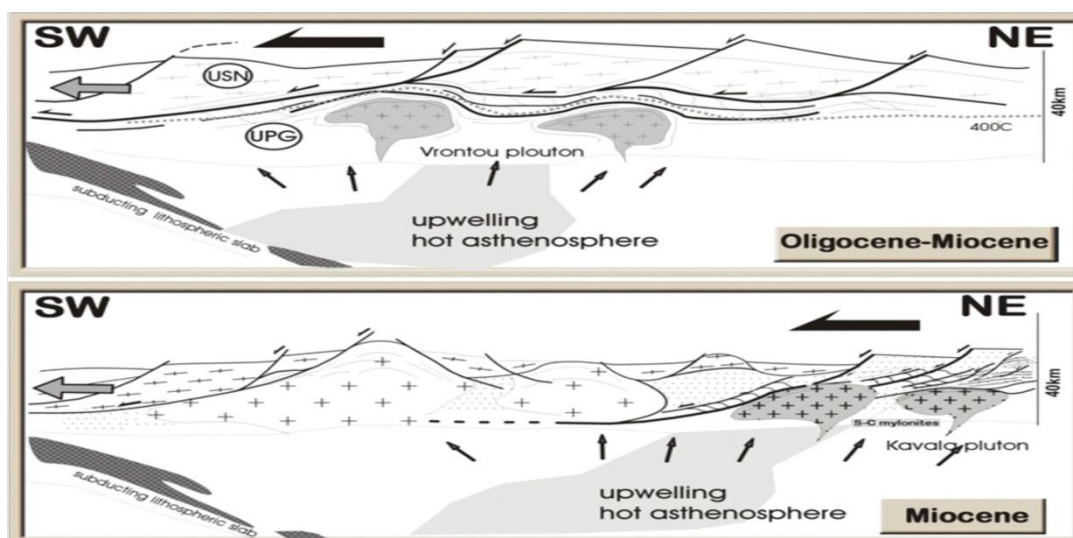
Η διαμόρφωση της γεωλογικής δομής της Ροδόπης επηρεάστηκε από μια σειρά τεκτοορογενετικών γεγονότων που έλαβαν χώρα την περίοδο του Κρητιδικού-Τριτογενούς, ως αποτέλεσμα της τελικής σύγκρουσης της Απουλίας με την Ευρασία. Μετά από αυτήν τη σύγκρουση ακολούθησε εφελκυσμός, ο οποίος είχε σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία συνεχών αναθολώσεων και εκταφών των τεκτονικά κατώτερων οριζόντων (Σχ.2.5).

Στη μάζα της Ροδόπης ο εφελκυσμός έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, με σαφή κίνηση προς τα ΝΔ (Μουντράκης 2010). Η κίνηση αυτή ήταν σταθερή κατά το Παλαιόκαινο-Ηώκαινο-Ολιγόκαινο σχεδόν σε όλη την ενδοχώρα και επαληθεύεται από πληθώρα τεκτονικών στοιχείων, όπως είναι η γράμμωση των ορυκτών, οι ζώνες διάτμησης (shear zones), οι S-C δομές κ.ά. Τα στοιχεία που αναφέρθηκαν αποτελούν δείκτες κινηματικής για πλαστικές ζώνες διάτμησης. Κατά το Παλαιόκαινο- Ηώκαινο ξεκίνησε ο εφελκυσμός στη Ροδόπη και διήρκησε μέχρι το Μειόκαινο. Η εκταφή της ενότητας του Σιδηρόνερου έγινε το Ηώκαινο, ενώ η ενότητα του Παγγαίου παρέμενε θαμμένη κάτω από το Σιδηρόνερο και τη ζώνη της Σερβομακεδονικής και ανυψώνονταν μέχρι το Μ. Μειόκαινο, όπου τελικά συντελέστηκε η εκταφή της. Τότε, με θραυστικές συνθήκες έγινε η κατάρρευση των τεκτονικών καλυμμάτων που σκέπαζαν το Παγγαίο και έτσι αυτό αποκαλύφθηκε σαν μεταμορφικός πυρήνας (metamorphic core complex).



Σχ. 2.5. Σχηματικές τομές που απεικονίζουν τον εφελκυσμό και την κατάρρευση των καλυμμάτων της Ελληνικής Ενδοχώρας κατά το Τριτογενές (Kiliyas et al. 1999).

Ταυτόχρονα, κατά το Ηώκαινο-Ολιγόκαινο-Μειόκαινο διείσδυσαν στη Ροδόπη γρανιτικά μάγματα που δημιούργησαν τους γρανίτες της Βροντού, της Καβάλας, του Παγγαίου κ.ά. (Σχ. 2.6). Οι γρανιτικές αυτές διεισδύσεις ήταν αποτέλεσμα της θέρμανσης του φλοιού εξαιτίας της υποβύθισης του ωκεανού της Νεοτηθύος κάτω από την Κιμμερική-Ευρασιατική πλάκα. Σύμφωνα με τον Κίλια (2012), οι γρανίτες που διείσδυσαν στο φλοιό της ενότητας του Παγγαίου έχουν μια χαρακτηριστική μυλωνιτική υφή και κίνηση προς τα ΝΔ. Αυτό συμβαίνει, διότι παράλληλα με την άνοδο των γρανιτικών αυτών μαγμάτων, επικρατούσε πλαστική εφελκυστική παραμόρφωση σε όλη την ενότητα του Παγγαίου. Αντιθέτως, οι γρανιτικές διεισδύσεις της ενότητας του Σιδηρόνερου δε φέρουν ίχνη πλαστικής παραμόρφωσης, καθώς η ενότητα αυτή είχε ήδη υποστεί αναθόλωση και εκταφή νωρίς το Ηώκαινο.



Σχ. 2.6. Σχηματική τομή της Ροδόπης, όπου φαίνεται η εφελκυστική τεκτονική και η παράλληλη διείδυση των γρανιτικών σωμάτων (Μουντράκης 2010).

2.2.1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΡΟΔΟΠΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ

Η Περιροδοπική Ζώνη (Circum Rhodope belt), όπως καθιερώθηκε από τους Kauffmann et al. (1976), αποτελεί την εσωτερικότερη ζώνη των Ελληνίδων. Στην Ελλάδα ξεκινάει από τη βόρεια συννοριακή γραμμή της χώρας στο ύψος της λίμνης της Δοϊράνης και με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ εκτείνεται προς τη λίμνη του Λαγκαδά, το κεντρικό κορμό της Χαλκιδικής και φτάνει ως τη χερσόνησο της Σιθωνίας, όπου κάμπτεται προς τα ανατολικά-βορειοανατολικά. Έχοντας, πλέον, αποκτήσει διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ περνάει από το άκρο της χερσονήσου του Άθω, το νησί της Σαμοθράκης και την περιοχή Αλεξανδρούπολης-Έβρου, στη Θράκη.

Μέχρι σήμερα δεν έχουν αποσαφηνιστεί πλήρως τα αίτια αυτής της ξαφνικής αλλαγής της διεύθυνσης της Περιροδοπικής. Πιθανολογείται πως το γεγονός αυτό σχετίζεται με την τελική διαμόρφωση του Ελληνικού τόξου, η οποία επηρέασε άμεσα και τη διεύθυνση του Ελληνικού Ορογενούς και έτσι η Ελληνική Ενδοχώρα περιβάλλεται από την Περιροδοπική (Μουντράκης 2010). Σύμφωνα όμως με μια άλλη υπόθεση, η αλλαγή αυτή ίσως είναι αποτέλεσμα transpressional τεκτονικής (Tranos et al.1999).

Το ανατολικό όριο της Περιροδοπικής είναι το σύνορο με τη Σερβομακεδονική, ενώ δυτικά της βρίσκεται η ζώνη Αξιού. Ωστόσο, το όριο μεταξύ Περιροδοπικής-Αξιού παραμένει ακόμα ένα αναπάντητο ερώτημα, διότι τόσο η Περιροδοπική, όσο

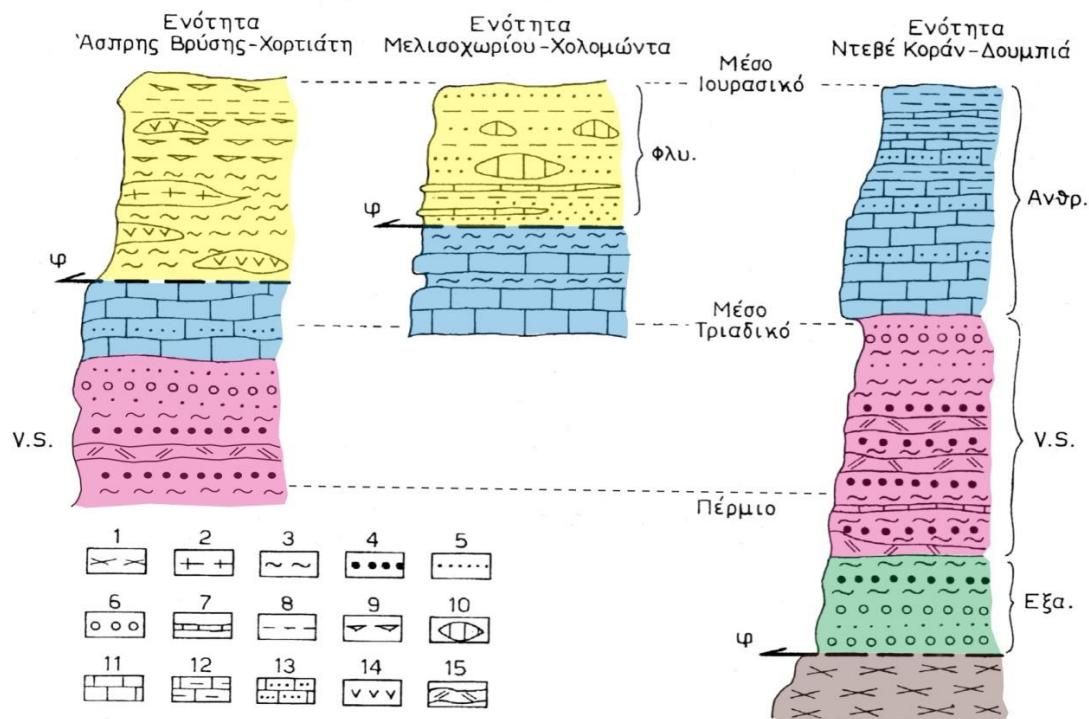
και η Παιονία, που είναι μια υποζώνη της ζώνης Αξιού, πιστεύεται πως ήταν βαθιά αύλακα, οπότε είναι δύσκολο να βρεθεί σαφές όριο στα πετρώματά τους.

Σύμφωνα, λοιπόν, με τα πρόσφατα μοντέλα γεωτεκτονικής εξέλιξης της Ελλάδας, η Περιοδοπική κατά το Ιουρασικό αποτελούσε ηπειρωτική κατωφέρεια της Ελληνικής Ενδοχώρας και κατέληγε σε μια βαθιά αύλακα, που περιέκλειε την ηπειρωτική μάζα. Η βαθιά αυτή περιφερειακή αύλακα φαίνεται πως ήταν η θέση υποβύθισης (subduction) του ωκεανού του Αξιού κάτω από την ηπειρωτική Ελληνική Ενδοχώρα (Μουντράκης 2010).

2.2.2 ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ

Η Περιοδοπική ζώνη αποτελείται κυρίως από Περμοτριάδικούς και Ιουρασικούς σχηματισμούς και χωρίζεται σε τρεις βασικές ενότητες, οι οποίες από ανατολικά προς δυτικά είναι: η ενότητα Ντεβέ Κοράν-Δουμπιά, η ενότητα Μελισχωρίου-Χολομώντα και η ενότητα Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη (Σχ. 2.7)

Στη βάση της ενότητας Ντεβέ Κοράν- Δουμπιά βρίσκεται ένας σχηματισμός , που είναι γνωστός ως «σχηματισμός Εξαμιλίου» και περιλαμβάνει μετακλαστικά ιζήματα, χαλαζίτες και χαλαζιακούς σχιστόλιθους. Πέρα από αυτόν το σχηματισμό, βρίσκεται μια ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά, στην οποία περιέχονται και ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι. Η ιζηματογένεση ολοκληρώνεται με την απόθεση μια ανθρακικής νηριτικής σειράς, που αποτελείται από ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους, ψαμμιτικούς και μαργαϊκούς (Μουντράκης 2010). Η ηλικία της ενότητας αυτής είναι Μ. Τριαδική-Μ. Ιουρασική και η Περμοτριάδικη ηφαιστειότητα με όξινα, αλλά και με βασικά μάγματα, είναι γνωστή ως bimodal ηφαιστειότητα (Ασβεστά 1992).



Σχ.2.7. Οι λιθοστρωματογραφικές στήλες των τριών ενοτήτων της Περιοδοπικής. 1:Κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο Σερβομακεδονικής, 2: Μαγματική σειρά Χορτιάτη (160 Μα, κατά Κίλια), 3: Σχιστόλιθοι και φυλλίτες, 4: Πυροκλαστικά υλικά, 5: Μεταψαμμίτες, 6: Μετα-κροκαλοπαγή, 7: Ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι, 8: Αργίλικοί σχιστόλιθοι, μάργες, 9: Κερατόλιθοι, 10: Ολισθόλιθοι Τριαδικών μαρμάρων, 11: Ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι, μάρμαρα, 12: Μαργαϊκοί Ασβεστόλιθοι, 13:Ψαμμιτικοί ασβεστόλιθοι, 14: Οφειόλιθοι, 15:Ηφαιστειακά υλικά, φ : Τεκτονική επαφή, Εξ: Σχηματισμός Εξαμιλίου, V.S.: Ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά, Ανθρ.: Ανθρακική νηριτική σειρά, φλυ: Φλύσχης (Μουντράκης 2010).

Η ενότητα Μελισσοχωρίου – Χολομώντα έχει τη μεγαλύτερη έκταση από τις τρεις ενότητες και εκτείνεται από τη λίμνη της Δοϊράνης έως το βουνό Χολομώντα, στη Χαλκιδική, και καταλήγει στη Σιθωνία. Ο κατώτερος σχηματισμός της είναι Μεσο-Άνω Τριαδικά μάρμαρα και ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι. Ο πάνω σχηματισμός έχει ηλικία Κάτω- Μέσο Ιουρασικό και αποτελείται από τουρβιδικές εναλλαγές μεταψαμμιτών, φυλλιτών και ασβεστολιθικών ενστρώσεων. Αυτός ο σχηματισμός είναι γνωστός και ως «φλύσχης της Σβούλας» και μέσα σε αυτόν εμπεριέχονται συχνά ολισθόλιθοι Τριαδικών μαρμάρων.

Η ενότητα Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη ξεκινάει βόρεια της Θεσσαλονίκης, περνάει το Χορτιάτη και καταλήγει στο νότιο άκρο της Σιθωνίας. Σε εκείνο το σημείο κάμπτεται και συνεχίζει με διεύθυνση ΑΒΑ περνώντας έτσι και από το άκρο του Αγίου Όρους. Το κατώτερο τμήμα της ενότητας αποτελείται από μετακλαστικά και νηριτικά ανθρακικά ιζήματα, ανάλογα με αυτά της ενότητας Ντεβέ Κοράν- Δουμπιά.

Το ανώτερο τμήμα, αποτελείται από ιζήματα βαθιάς θάλασσας, μέσα στα οποία συχνά εντοπίζονται πετρώματα και σχηματισμοί οφειολιθικής ακολουθίας. Επιπλέον, μέσα σε αυτόν το σχηματισμό, παρεμβάλλονται και μεταμορφωμένα πετρώματα, που έχουν όξινη μαγματική προέλευση. Αυτά τα μετα-πυριγενή πετρώματα συνιστούν τη λεγόμενη «Μαγματική σειρά Χορτιάτη». Η σειρά αυτή φαίνεται πως αποτελεί ένα νησιωτικό μαγματικό τόξο, που συνδέεται με μια ενδοωκεάνια υποβύθιση. Η ενδοωκεάνια υποβύθιση έλαβε χώρα στη ζώνη του Αξιού κατά το Μέσο-Άνω Ιουρασικό (150-160 Ma). Τα μαγματικά πετρώματα, διείσδυσαν μόνο μέσα στην οφειολιθική ακολουθία του πυθμένα και έπειτα τεκτονικά επωθήθηκαν, μαζί με τους οφειόλιθους, στην ηπειρωτική κατωφέρεια της Σερβομακεδονικής.

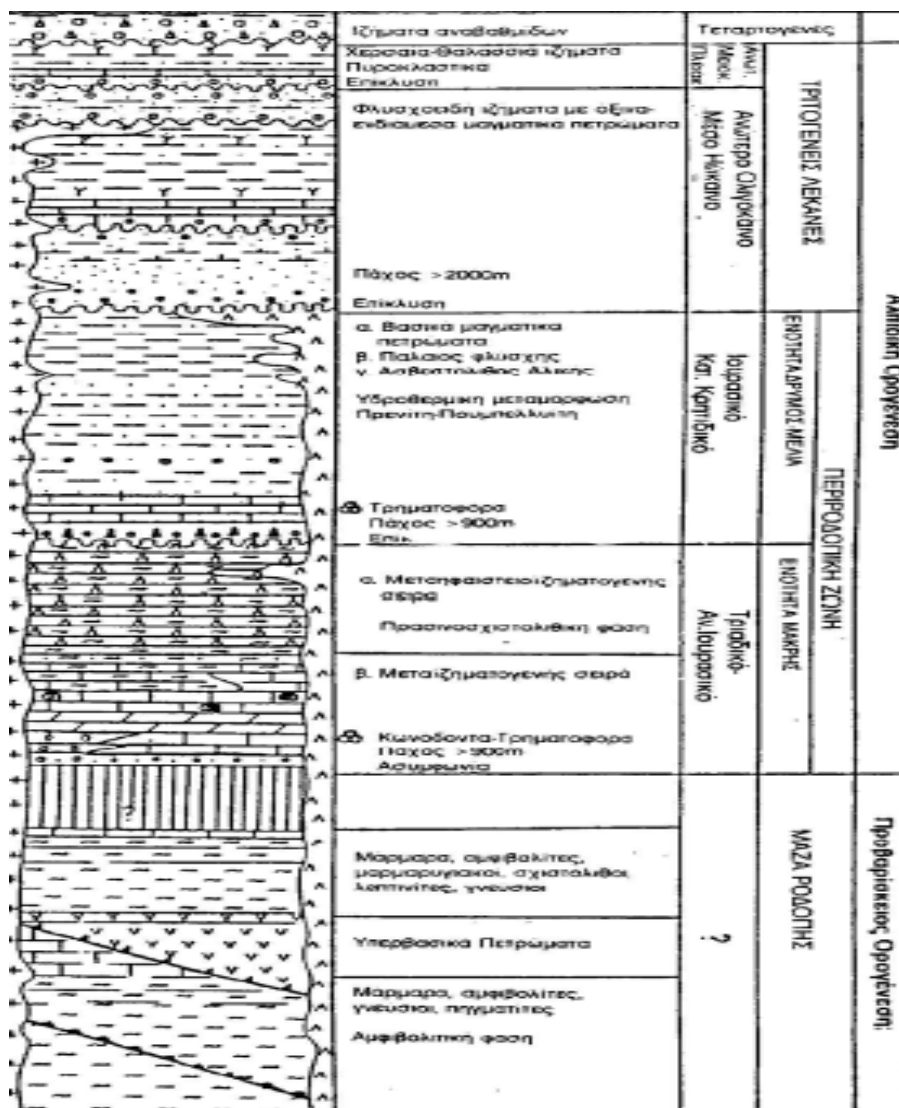
Η συνέχεια της Περιοδοπικής στην περιοχή της Θράκης απαρτίζεται από δύο ενότητες πετρωμάτων: 1) την ενότητα της Μάκρης και 2) την ενότητα Δρυμού-Μελίας (Σχ. 2.8).

Η ενότητα Μάκρης κάθετα ασύμφωνα πάνω στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Ροδοπικής μάζας και σύμφωνα με τον Παπαδόπουλο (1982) απαρτίζεται από δύο σειρές πετρωμάτων που από κάτω προς τα πάνω είναι α) μια Μεταϊζηματογενή σειρά και β) μια Μεταηφαιστειοϊζηματογενή σειρά.

Η Μεταϊζηματογενής σειρά αποτελείται στη βάση της από μετακροκαλοπαγή, μεταγραφουβάκες και άλλα αδρόκοκκα κλαστικά ιζήματα που φανερώνουν μια φάση επίκλησης. Έτσι, η σειρά αυτή αποτελεί τη συνέχεια του κρυσταλλικού υποβάθρου της Ροδοπικής μάζας.

Το ανώτερο μέρος της Μεταϊζηματογενούς σειράς αποτελείται κυρίως από ανθρακικά πετρώματα, όπως είναι οι λεπτοκρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι, οι λεπτοκρυσταλλικοί δολομίτες και τα αδρόκοκκα μάρμαρα με ενστρώσεις χαλαζιακών-σερικιτικών φυλλιτών.

Η ανώτερη σειρά της Μάκρης, που είναι η λεγόμενη Μεταηφαιστειοϊζηματογενής σειρά συνίσταται από πρασινοσχιστόλιθους, ταλκικούς σχιστόλιθους, χλωριτικούς σχιστόλιθους και χαλαζίτες (Πομόνη – Παπαϊωάννου και Παπαδόπουλος 1988). Η σειρά αυτή είναι γνωστή και ως σειρά Πρασινοσχιστόλιθων και ταυτίζεται με το σύμπλεγμα των Πρασινοσχιστόλιθων.



Σχ.2.8. Η λιθοστρωματογραφική στήλη της Περιοδοπικής στη Θράκη (Πομόνη-Παπαϊωάννου & Παπαδόπουλος 1988).

Η δεύτερη ενότητα της Περιοδοπικής στη Θράκη, όπως ήδη επισημάνθηκε, είναι η ενότητα Δρυμού-Μελίας, η οποία επικάθεται ασύμφωνα πάνω από την ενότητα της Μάκρης. Αποτελείται από χαλαζίτες, χαλαζιακούς ψαμμίτες, αργλικούς σχιστόλιθους καθώς και από ένα τεκτονικό λατυποπαγές βάσης. Κατά τον Μαγκανά (1988) η ανώτερη ιζηματογενής σειρά της ενότητας αυτής, μπορεί να ταυτιστεί με το φλύσχη της Σβούλας της ενότητας Μελισσοχωρίου – Χολομώντα, που βρίσκεται στο κομμάτι της Περιοδοπικής ζώνης στη Μακεδονία.

2.2.3 ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΚΑΙ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΤΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ

Όλοι οι σχηματισμοί της Περιοδοπικής ζώνης επηρεάστηκαν από πολύ χαμηλού- χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση. Κατά το Άνω Ιουρασικό- Κάτω Κρητιδικό έδρασε μια πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωση πάνω σε όλους τους Περμοτριάδικους και Ιουρασικούς σχηματισμούς της Περιοδοπικής (Μουντράκης 2010).

Βέβαια, σύμφωνα με τους Michard et al (1994) και Ιωαννίδης (1998), μέσα στους πρασινοσχιστόλιθους της Περιοδοπικής βρέθηκαν και παραγενέσεις HP/LT μεταμόρφωσης. Πρόκειται για μια γλαυκοφανιτική μεταμόρφωση με συνθήκες πίεσης $P=6-9\text{kbars}$ και θερμοκρασίας $T=300-400^{\circ}\text{C}$. Φαίνεται, λοιπόν, πως κατά την εξέλιξη της Περιοδοπικής κάποια κομμάτια της βυθίστηκαν και στη συνέχεια τοποθετήθηκαν τεκτονικά μαζί με τα υπόλοιπα. Η γλαυκοφανιτική αυτή μεταμόρφωση, έλαβε χώρα στο Άνω Ιουρασικό, πριν την ευρείας κλίμακας πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση, που αναφέρθηκε παραπάνω.

Στο κομμάτι της Περιοδοπικής στη Θράκη, βρέθηκε επίσης πολύ χαμηλού- χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση τόσο στην ενότητα της Μάκρης (Μαράτος και Ανδρονόπουλος 1965 α, β), όσο και στην ενότητα Δρυμού- Μελιάς (Cheliotis 1986).

Από τεκτονικής άποψης, έχουν αναγνωριστεί έως τώρα δύο φάσεις πτυχώσεων στη ζώνη της Περιοδοπικής. Αρχικά υπήρξε μια ισοκλινής πτύχωση, που επαναπτύχωσε τους σχηματισμούς του Ιουρασικού- Κάτω Κρητιδικού και συνοδεύτηκε από μία σχιστότητα, χαρακτηριστική για όλη την Περιοδοπική.

Στο Ηώκαινο έλαβε χώρα μια νέα τεκτονική, η οποία συνδέεται με ζώνες διάτμησης και τη δημιουργία πτυχών τύπου knick, που αποτελούν τη δεύτερη φάση πτυχώσεων.

Αργότερα, κατά το Ολιγόκαινο- Μειόκαινο η Μακεδονική Περιοδοπική υπέστη μια brittle transpressional τεκτονική (Tranos et al. 1999), η οποία είχε σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία ανάστροφων αλλά και strike slip ρηγμάτων. Τα ανάστροφα ρήγματα έχουν διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, τα δεξιόστροφα strike slip ρήγματα έχουν διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ, ενώ τα αριστερόστροφα strike slip έχουν διεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ.

Σύμφωνα με τους Kondopoulou and Pavlides (1990), οι κύριες διευθύνσεις των ρηγμάτων στα πετρώματα της Περιοδοπικής της Θράκης είναι ΒΒΔ-ΝΝΑ, ΒΑ-ΝΔ και Α-Δ.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΕΣ ΑΝΤΙΜΟΝΙΤΗ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

Ο αντιμονίτης (stibnite) αποτελεί ένα θειούχο ορυκτό του αντιμονίου με χημικό τύπο Sb_2S_3 . Η σύστασή του υπολογίζεται σε 71,4% κ.β αντιμόνιο (Sb) και 28,6% κ.β. θείο (S). Μπορεί να περιέχονται, επίσης και ίχνη σιδήρου, χαλκού, μολύβδου, αργύρου και χρυσού (Θεοδωρίκας 2002). Το σύστημα κρυστάλλωσης του αντιμονίτη είναι το ρομβικό και η κρυσταλλική του μορφή είναι πρισματική (Σχ. 3.1).

Συχνά, απαντάται σε συσσωματώματα βελονοειδών και στηλοειδών κρυστάλλων. Ο αντιμονίτης εμφανίζει τέλειο σχισμό κατά (010) και η σκληρότητά του είναι 2 στην κλίμακα Mohs. Το ειδικό του βάρος κυμαίνεται μεταξύ $4,52 \text{ gr/cm}^3$ έως $4,62 \text{ gr/cm}^3$. Εμφανίζεται με χρώμα μολυβδότεφρο έως μαύρο και έχει μεταλλική λάμψη (Anthony et al. 1990, Θεοδωρίκας 2002).



Σχ. 3.1. Αντιμονίτης, Mineral collection, Museum of Natural History, Vienna.

Το όνομα του ορυκτού οφείλεται στο γεγονός ότι περιέχει κατά κύριο λόγο αντιμόνιο. Οι αρχαίοι Έλληνες χρησιμοποιούσαν τη λέξη στίμμι, για να αναφερθούν στο ορυκτό αυτό. Από εκεί βγήκε και η λατινική λέξη stibium που δόθηκε σαν ονομασία για το στοιχείο αντιμόνιο και έτσι προέκυψε και η λέξη στιβνίτης (stibnite).

Ο αντιμονίτης είναι το κυριότερο μέταλλευμα αντιμονίου. Ήταν ήδη γνωστός από την αρχαιότητα, καθώς χρησιμοποιούνταν ως ψιμύθιο (καλλυντικό προϊόν, μακιγιάζ). Αργότερα, κατά το Μεσαίωνα, ήταν ευρεία η χρήση του από τους αλχημιστές, που παρασκεύαζαν ένα είδος αντιμονούχου γυαλιού, το οποίο ονόμαζαν vitrium antimonii

και το χρησιμοποιούσαν ως φαρμακευτική ουσία και συγκεκριμένα ως εμετικό φάρμακο (Hendrisken, 2014). Σύμφωνα με την παράδοση, το όνομα αντιμόνιο ίσως να προέρχεται από τη γαλλική λέξη antimoine, που σημαίνει «κατά των μοναχών», επειδή πολλές φορές ο αντιμονίτης περιείχε προσμίξεις αρσενικού και στην προσπάθειά τους οι αλχημιστές να πειραματιστούν με το συγκεκριμένο ορυκτό, δηλητηριάζονταν από το αρσενικό.

Σήμερα, το αντιμόνιο χρησιμοποιείται ως επιβραδυντικό φλόγας (Guberman 2013) και ως κράμα κυρίως με μόλυβδο, που του προσδίδει σκληρότητα, βρίσκοντας έτσι εφαρμογή στις πλάκες των μπαταριών, στους συσσωρευτές των αυτοκινήτων και σε τυπογραφικά στοιχεία (Σαουντζής και Χριστοφίδης 1985, Harben 2002).

Ο αντιμονίτης εμφανίζεται σε υδροθερμικά κοιτάσματα χαμηλής θερμοκρασίας ή σε κοιτάσματα θερμών πηγών (Θεοδωρίκας 2002). Μπορεί επίσης να εμφανίζεται μαζί με χρυσό σε κοιτάσματα τύπου Carlin (Ridley 2013). Τα τελευταία θα αναλυθούν εκτενέστερα σε επόμενο κεφάλαιο.

Στην Ελλάδα είναι γνωστές δώδεκα μεταλλοφορίες αντιμονίου, που έχουν όλες φλεβική μορφή και σχετίζονται με ρήγματα και ζώνες διάρρηξης. Κάποια από αυτά έχουν υποστεί μικρή οικονομική εκμετάλλευση στο παρελθόν, ωστόσο σήμερα κανένα από αυτά δεν εξορύσσεται. Σύμφωνα με το Επεξηγηματικό Τεύχος του Μεταλλογενετικού Χάρτου της Ελλάδας, οι εμφανίσεις του αντιμονίτη στην Ελλάδα είναι οι εξής:

- 1) Στη θέση «Τάζ-Καπού», 5 χλμ. ΒΑ του χωριού Ριζανά, στην περιοχή του Λαχανά, βρίσκεται το σημαντικότερο ελληνικό κοιτάσμα αντιμονίτη. Η περιοχή αποτελείται γεωλογικά από μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και γνεύσιους. Στην περιοχή υπάρχει ρήγμα ΒΔ-ΝΑ κατεύθυνσης, που δίνει μια έντονα μυλωνιτωμένη-πυριτωμένη ζώνη, μέσα στην οποία εντοπίζονται χαλαζιακές φλέβες που φέρουν αντιμονίτη με τη μορφή «νέφους» (Σχ. 3.2). Το κοιτάσμα είναι υδροθερμικό και σχετίζεται με το ρήγμα, μέσα στο οποίο βρίσκεται. Είναι γνωστό πως υπέστη εκμετάλλευση πριν από τον Β' Παγκόσμιο πόλεμο, αλλά και μετά από αυτόν έγιναν κάποιες ερευνητικές εργασίες πάνω στο κοιτάσμα.
- 2) Μεταλλευτική δραστηριότητα υπήρξε και στη θέση « Πιλάφ-Τεπέ», που βρίσκεται 4 χλμ. ΒΑ του χωριού Ριζανά. Η μεταλλοφορία εντοπίζεται μέσα στην πυριτωμένη ζώνη ρήματος ΒΑ κατεύθυνσης, με τη μορφή φλεβών. Κατά το Β' Παγκόσμιο πόλεμο, οι Γερμανοί πραγματοποίησαν έρευνες στο κοιτάσμα και εξόρυξαν περίπου 500 τόνους μεταλλεύματος. Από τότε και

έπειτα, σταμάτησε κάθε είδος μεταλλευτικής δραστηριότητας στην περιοχή (Σχ. 3.3).

- 3) Στη θέση « Ακ-Τάς», 2χλμ. ΒΔ του χωριού Ριζανά, έχει εντοπιστεί και ερευνηθεί ακόμη μια εμφάνιση αντιμονίτη με φλεβική μορφή μέσα σε παρόμοιο περιβάλλον.



Σχ. 3.2. Χαλαζιακές φλέβες με αντιμονίτη μέσα στην πυριτωμένη ζώνη ρήγματος, Ριζανά.



Σχ. 3.3. Είσοδος στοάς, στο υπόγειο μεταλλείο που λειτουργούσε κατά το Β' Παγκόσμιο πόλεμο, Ριζανά.

- 4) Μια από τις σημαντικότερες εμφανίσεις αντιμονίτη, είναι αυτή που εντοπίζεται 4χλμ. βόρεια του χωριού Νέο Καλλυντήρι, στη Ροδόπη. Η

μεταλλοφορία στο Νέο Καλλυντήρι είναι μια πολυμεταλλική μεταλλοφορία, καθώς εκεί μαζί με τον αντιμονίτη(Sb) συνυπάρχουν και μόλυβδος(Pb), ψευδάργυρος(Zn), χαλκός(Cu), άργυρος(Ag), χρυσός(Au) και τελλούριο(Te) (Melfos and Voudouris 2012, Kanellopoulos et al. 2014). Και σε αυτήν την περίπτωση, η μεταλλοφορία βρίσκεται μέσα σε φλέβες κυρίως χαλαζία (Σχ. 3.4.), αλλά και βαρύτη μέσα στην πυριτιωμένη ζώνη ενός ρήγματος, το οποίο πιθανότατα είναι ένα ρήγμα αποκόλλησης.



Σχ. 3.4. Χαλαζιακές φλέβες αντιμονίτη, Νέο Καλλυντήρι.

Η εμφάνιση αυτή μελετήθηκε για πρώτη φορά το 1920 μέσω μιας στοάς και τριών μεταλλευτικών πηγαδιών (Σχ. 3.5-6.). Αργότερα, έγιναν και κάποιες μελέτες από το Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών την περίοδο 1980-1990 καθώς και μια πιο πρόσφατη μελέτη το 2014.

- 5) Στην ευρύτερη περιοχή του οικισμού Χλόη στο νομό Ροδόπης, κοντά στα Ελληνοβουλγαρικά σύνορα, εντοπίζεται μια μικρή εμφάνιση αντιμονίτη μέσα στην πυριτιωμένη ζώνη ενός ρήγματος, που κόβει τους χλωριτικούς και μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους της περιοχής. Σε απόσταση λίγων χιλιομέτρων, βρίσκονται και κάποια ηφαιστειακά πετρώματα.



Σχ. 3.5. Μεταλλευτικό πηγάδι, ύψους περίπου 6 μέτρων, Νέο Καλλυντήρι.



Σχ. 3.6. Μεταλλευτικό πηγάδι, την είσοδο του οποίου έχουν καλύψει οι κτηνοτρόφοι κάτοικοι της περιοχής, προκειμένου να διαφυλάξουν τα ζώα τους, Νέο Καλλυντήρι.

- 6) Στη θέση «Κούς-Μπουλάρ», ανατολικά του χωριού Ίσωμα, στο Κιλκίς, μέσα σε πυριτιωμένη ζώνη ρήγματος, που κόβει μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους,

υπάρχουν φλεβίδια αντιμονίτη. Η θέση διερευνήθηκε ατελώς, μέσω μιας μικρής στοάς που κατέπεσε γρήγορα.

- 7) Στη θέση «Οξιά», 3χλμ. ΒΑ του χωριού Ελληνικό, στο Κιλκίς, μέσα σε ρήγμα εμφανίζονται χαλαζιακές φλέβες αντιμονίτη. Αυτή είναι ακόμη μια θέση που ερευνήθηκε πριν από τον Β' Παγκόσμιο πόλεμο.
- 8) Υπάρχουν δύο θέσεις ΒΑ και ΝΑ του χωριού Νέα Φιλαδέλφεια, Θεσσαλονίκης, στις οποίες εντοπίζονται πυριτωμένες ζώνες ρηγμάτων, που φέρουν μεταλλοφορία αντιμονίτη. Η θέση ερευνήθηκε πριν από τον πόλεμο, αλλά κρίθηκε εξ' αρχής μη εκμεταλλεύσιμη, καθώς οι εμφανίσεις ήταν εξαιρετικά μικρές.
- 9) Έχουν γίνει επίσης αναφορές για εμφάνιση αντιμονίτη στην περιοχή Αγιάς-Πολυδενδρίου, στο νομό Μαγνησίας, χωρίς όμως να έχουν γίνει περαιτέρω έρευνες.
- 10) Μικρές φλέβες αντιμονίτη, συναντώνται και στη θέση «Μετόχι Παναγίας», 2χλμ. ΝΔ του χωριού Δράκεια στο νομό Μαγνησίας, μέσα σε περιβάλλον σχιστολίθων με εναλλαγές μαρμάρων.
- 11) ΝΑ της Χώρας της Μυτιλήνης, αναφέρονται εμφανίσεις αντιμονίτη. Μεχρι στιγμής, όμως, δεν έχει διερευνηθεί το σημείο.
- 12) Κοντά στο χωριό Κέραμος, στη Χίο, στις θέσεις «Ξίγρεμμος», «Μακριά Σκάλα», κ.ά. έχουν εντοπιστεί και ερευνηθεί εμφανίσεις αντιμονίτη, οι οποίες αποτέλεσαν αντικείμενο μεταλλευτικών εργασιών σε διάφορες περιόδους στο παρελθόν έως το 1952, όπου και σταμάτησαν. Η μεταλλοφορία του αντιμονίτη είναι Τριτογενούς- Τεταρτογενούς ηλικίας και βρίσκεται μέσα σε φλέβες χαλαζία, σε περιβάλλον αργιλικών σχιστολίθων και κροκαλοπαγών Δεβόνιου ηλικίας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΤΥΠΟΥ CARLIN

Τα κοιτάσματα τύπου Carlin (Carlin type gold deposits) αποτελούν μια ξεχωριστή κατηγορία κοιτασμάτων χρυσού (Au), που οφείλουν το όνομά τους στο κοιτάσμα Carlin, της Nevada, στις Η.Π.Α., όπου και αναγνωρίστηκε και περιγράφηκε για πρώτη φορά αυτό ο τύπος κοιτάσματος (Radtke 1985, Ridley 2013). Πρόκειται στην ουσία για χαμηλής θερμοκρασίας υδροθερμικά επιγενετικά κοιτάσματα (τα κοιτάσματα που σχηματίζονται μετά τη διαγένεση του πετρώματος που τα φιλοξενεί), που σχηματίστηκαν σε συνθήκες θερμοκρασίας 150-250 °C και σε βάθος 1-6km. Τα κοιτάσματα αυτά χαρακτηρίζονται από υψηλές περιεκτικότητες σε Sb, Hg και As που συνυπάρχουν με Au. Ο χρυσός βρίσκεται συνήθως είτε στο πλέγμα των ορυκτών του σιδηροπυρίτη και του αρσενοπυρίτη, είτε αυτοφυής ως μικροκοκκώδες έγκλεισμα στα ορυκτά αυτά.

Τα Carlin type κοιτάσματα βρίσκονται συνήθως μέσα σε πυριτιωμένες ή εξαλλοιωμένες ζώνες διάτμησης μέσα σε ανθρακικά ιζήματα ή χαμηλού βαθμού μεταμορφωμένα πετρώματα. Κατά τον Ridley (2013) η παρουσία τους σχετίζεται συνήθως με την επαφή σχιστολιθικών και ανθρακικών πετρωμάτων και υποδηλώνει κάποια ηπειρωτική κατωφέρεια.

Οι περισσότερες μεταλλοφορίες αυτού του τύπου βρίσκονται κατά μήκος ρηξιγενών ζωνών και επηρεάζονται από τη δράση τόσο μετεωρικών νερών όσο και θερμών διαλυμάτων, που απελευθερώνονται από κρυσταλλούμενα μάγματα που διείσδυσαν στο φλοιό. Εξαιτίας αυτών των ρευστών δημιουργούνται χαρακτηριστικές εξαλλοιώσεις, όπως είναι η καολινίωση, η αποπυριτίωση και η δολομιτίωση. Αυτές εντοπίζονται μέσα αλλά και γύρω από τον κεντρικό όγκο των μεταλλοφοριών.

Σημαντικός αριθμός Carlin type κοιτασμάτων έχει αναγνωρισθεί και μελετηθεί στην ευρύτερη περιοχή της νότιας Nevada (Goldstrike, Jeritt Canyon), στην Guizhou και στην Yunnan, δύο επαρχίες της νοτιοδυτικής Κίνας (Peters et al. 2007, Zaw et al. 2007, Ridley 2013) καθώς και στο Sulawesi της κεντρικής Κίνας. Χαρακτηριστικό παράδειγμα κοιτάσματος τύπου Carlin, αποτελεί επίσης το Alshar κοιτάσμα στην Π.Γ.Δ.Μ. (Boev and Serafimovski 1996, Volkov et al. 2006), που υπέστη εκμετάλλευση τη διάρκεια 1880-1908.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Το χωριό Νέο Καλλυντήρι βρίσκεται ΒΑ της Κομοτηνής (N41° 09.437' E25° 34.651') και η μεταλλοφορία που εξετάζεται σε αυτήν την εργασία εντοπίζεται 4 χιλιόμετρα βόρεια του χωριού. Στο σημείο εκείνο βρίσκεται και η επαφή της Μάζας της Ροδόπης με την Περιοδοπική ζώνη. Σε όλη την περιοχή Γρατινής-Καλλυντηρίου συναντώνται μάρμαρα και μαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι, ενώ κυρίαρχη είναι και μια διατμητική ρηξιγενής τεκτονική, στην οποία οφείλεται και η δημιουργία του ρήγματος (πιθανότατα ρήγμα αποκόλλησης, detachment) που φιλοξενεί τη μεταλλοφορία. Αυτή η ζώνη διάτμησης (shear zone), όπως αναφέρουν οι Kanellopoulos et al. (2014), διαχωρίζει τα πετρώματα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης της μάζας της Ροδόπης (άνω τέμαχος) από τα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης Μεσοζωϊκά πετρώματα της ενότητας της Μάκρης, της Περιοδοπικής ζώνης (κάτω τέμαχος).

Τα μάρμαρα και οι σχιστόλιθοι της ενότητας της Μάκρης που φιλοξενούν τη μεταλλοφορία, είναι έντονα μυλωνιτωμένα, εμφανίζουν αργιλική και σερικιτική εξαλλοίωση και περιέχουν χαλαζία, μοσχοβίτη, καολίνη και ανθρακικό υλικό (Σχ.5.1).

Σύμφωνα με τους Marchev et al (2004) και Márton et al. (2010), η πολυμεταλλική μεταλλοφορία αντιμονίου-χρυσού (Sb-Au), που βρίσκεται στο Ν. Καλλυντήρι, σχετίζεται άμεσα με τη ζώνη διάτμησης που προαναφέρθηκε (Michael et al. 2013) και εμφανίζει σημαντικές ομοιότητες με τη μεταλλοφορία Ada Tepe, στη Βουλγαρία, η οποία βρίσκεται μέσα σε ιζηματογενή πετρώματα και είναι υδροθερμικής γενέσεως. Στο Ν.Καλλυντήρι εμφανίζονται μικρές ποσότητες ελεύθερου χρυσού διάσπαρτες μέσα στο χαλαζιακό συνδετικό υλικό (matrix) στις πυριτιτωμένες ζώνες των μαρμάρων, κατά μήκος του ρήγματος, αλλά και στα οξειδωμένα τμήματα της μεταλλοφορίας. Καθοριστικό ρόλο για τη δημιουργία της μεταλλοφορίας του αντιμονίτη, παίζουν τα κανονικά ρήγματα, ΒΔ έκτασης, κατά μήκος των οποίων γίνεται και η απόθεση των χαλαζιακών-βαρυτικών φλεβών, που φέρουν κυρίως το μετάλλευμα του αντιμονίτη. Οι φλέβες αυτές κόβουν τους υπερκείμενους σχιστόλιθους και εκτείνονται μέσα στα Ηωκαινικά κροκαλοπαγή (Σχ.5.2.) και στους ψαμμίτες της τριγύρω περιοχής, που είναι μια supra detachment λεκάνη.

Η μεταλλοφορία, όπως περιγράφεται από τους Kanellopoulos et al. (2014), αποτελείται από ένα σύνολο μεταλλικών ορυκτών, τα οποία ανήκουν στις εξής κατηγορίες : σουλφίδια, θειοάλατα και τελλουρίδια. Συναντώνται επίσης και κάποια

αυτοφυή στοιχεία, όπως αντιμόνιο και χρυσός. Ζώνες με υψηλή περιεκτικότητα σε μέταλλευμα, ανιχνεύονται μέσα σε φλέβες χαλαζία και βαρύτη. Διάσπαρτη μεταλλοφορία υπάρχει επίσης μέσα σε πυριτωμένες ζώνες στα μάρμαρα και στους σχιστόλιθους. Το μέταλλευμα μπορεί επίσης να εντοπιστεί σε λατυποπαγή μέσα στις χαλαζιακές και βαρυτικές φλέβες, αλλά και σε μεγάλους όγκους λατυποπαγών, που βρίσκονται ακριβώς πάνω από τη ζώνη διάτμησης. Η παραγένεση του κοιτάσματος είναι η ακόλουθη: σιδηροπυρίτης, σφαλερίτης χαμηλής περιεκτικότητας σε Fe (έως 2,5 % κ.β. Fe), γαληνίτης, βορνίτης, χαλκοπυρίτης, τετραεδρίτης-τενναντίτης, αντιμονίτης, θειοάλατα αντιμονίου και μολύβδου, κόκκινη σανδαράχη, καθώς και αυτοφυές αντιμόνιο. Αυτοφυής χρυσός καθώς και τελλουρίδια χρυσού εμφανίζονται ως εγκλείσματα μέσα στο σιδηροπυρίτη, είτε ως μεμονωμένοι κόκκοι είτε σε συσχέτιση με το βορνίτη, το χαλκοπυρίτη, τον μαγνητοπυρίτη, το γαληνίτη και το σφαλερίτη (Kanellopoulos et al. 2014).

Οι χημικές αναλύσεις που έγιναν σε δείγματα από τη μεταλλοφορία στο Ν.Καλλυντήρι (βλ. κεφάλαιο 6) έδειξαν υψηλή περιεκτικότητα σε Sb, Fe, Cu και As, ενώ έδωσαν και χαμηλή περιεκτικότητα στο αμέταλλο στοιχείο Se.



Σχ. 5.1. Μυλωνιτωμένο μάρμαρο με φύλλα μοσχοβίτη και χαλαζία που έχει αποκτήσει κόκκινο χρώμα από προσμίξεις σιδήρου.



Σχ. 5.2. Κροκαλοπαγή της Ηωκαινικής supra detachment λεκάνης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η εκπόνηση της πτυχιακής αυτής εργασίας πραγματοποιήθηκε στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Τα δείγματα από την περιοχή του Νέου Καλλυντηρίου του νομού Ροδόπης εξετάστηκαν μακροσκοπικά και μικροσκοπικά και μελετήθηκαν εργαστηριακά ως προς τη χημική σύσταση των σουλφιδίων και των θειοαλάτων.

Η μικροσκοπική μελέτη των δειγμάτων έγινε με τη χρήση 4 λεπτών και 2 στιλπνών τομών, που μελετήθηκαν σε πολωτικό και μεταλλογραφικό μικροσκόπιο που διέθεσε ο τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας.

Δύο διπλά στιλβωμένες τομές μελετήθηκαν ως προς τα ρευστά εγκλείσματα. Τα ρευστά εγκλείσματα παρέχουν πληροφορίες σχετικά με αυτό που περιγράφεται ως μοναδικά δείγματα του συνολικού φάσματος των ρευστών τα οποία αλληλεπίδρασαν και αναπτύχθηκαν στον φλοιό της Γης και του άνω μανδύα καθόλη την διάρκεια του γεωλογικού χρόνου. Η πιο σημαντική εφαρμογή των ρευστών εγκλεισμάτων ήταν στην κατανόηση της προέλευσης, της ανάπτυξης και του χαρακτήρα των υδροθερμικών ρευστών που σχηματίζουν τα κοιτάσματα, δηλαδή ουσιαστικά στην γένεση των υδροθερμικών κοιτασμάτων (Bodnar 2003). Η μελέτη πραγματοποιήθηκε στο εργαστήριο Ρευστών Εγκλεισμάτων του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ. σε θερμαινόμενη τράπεζα Linkam THM 600 προσαρμοσμένη σε μικροσκόπιο Leitz SM-LUX-POL και σύστημα ελέγχου θερμοκρασίας TMS 90. Η συσκευή Linkam THM 600 έχει δυνατότητα θέρμανσης και ψύξης σε θερμοκρασίες από -180° έως $+600^{\circ}$ C (Shepherd 1981). Για την στάθμιση της θερμαινόμενης τράπεζας χρησιμοποιήθηκαν χημικές ενώσεις, οργανικές και ανόργανες, με γνωστή θερμοκρασία τήξης (τολουόλη: -95° C, απιονισμένο νερό: $0,0^{\circ}$ C, Ναφθαλίνη: $+80,25^{\circ}$ C, MERCK 135: 135° C, Ζαχαρίνη: $+228^{\circ}$ C, MERCK 247: 247° C, διχρωμικό Κάλιο: $+398^{\circ}$ C. Τα ρευστά εγκλείσματα που κρίθηκαν κατάλληλα για μικροθερμομετρική ανάλυση, μελετήθηκαν αρχικά για να προσδιοριστεί η κατανομή τους στο χώρο και η χρονική σχέση μεταξύ τους. Στη συνέχεια προσδιορίστηκαν τα χαρακτηριστικά τους, όπως σχήμα, μέγεθος καθώς και οι φάσεις που περιέχουν. Για τον υπολογισμό των διαφόρων παραμέτρων που προέκυψαν από τη μικροθερμομετρική μελέτη χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό FLINCOR από Bakker (2003).

6.1. ΜΑΚΡΟΣΚΟΠΙΚΗ ΕΞΕΤΑΣΗ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ

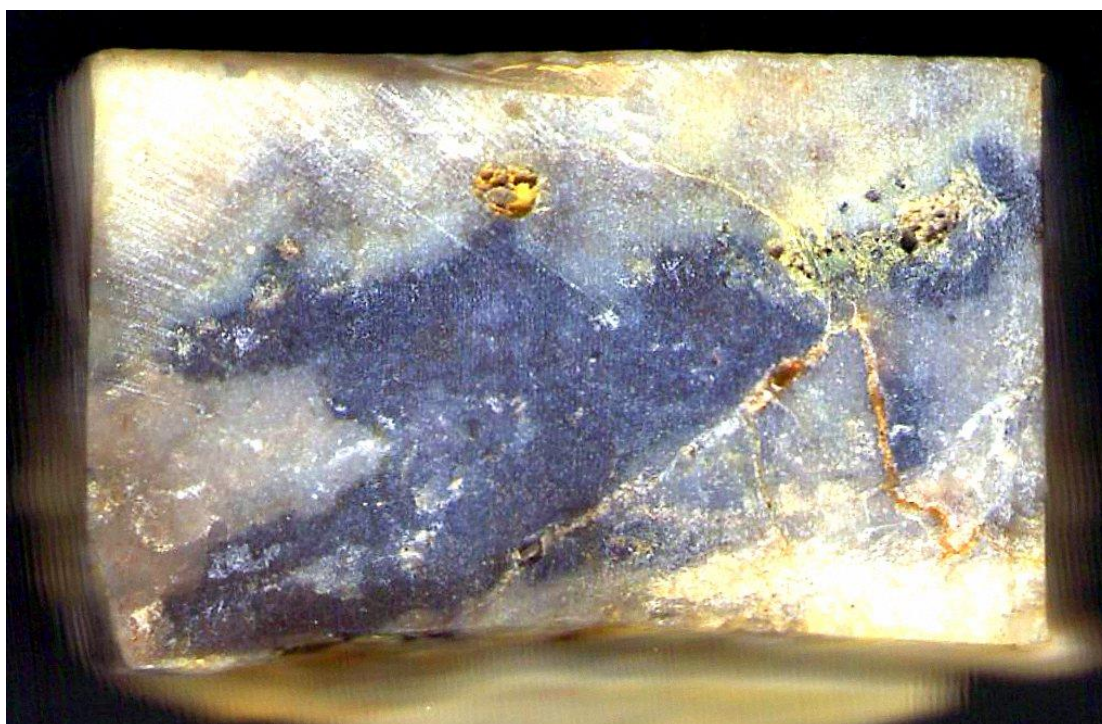
Η πρώτη απλή και αυθόρμητη, αλλά συνάμα λογική κίνηση ενός ερευνητή-μελετητή είναι να εξετάσει και να περιεργαστεί τα δείγματά του μακροσκοπικά. Παρακάτω δίνονται οι φωτογραφίες από 3 αντιπροσωπευτικά δείγματα της μεταλλοφορίας στο Ν. Καλλυντήρι (Σχ.6.1-2-3.). Ο αντιμονίτης εντοπίζεται διάσπαρτος μέσα στο χαλαζία σχηματίζοντας συσσωματώματα κρυστάλλων μήκους έως 4 cm.



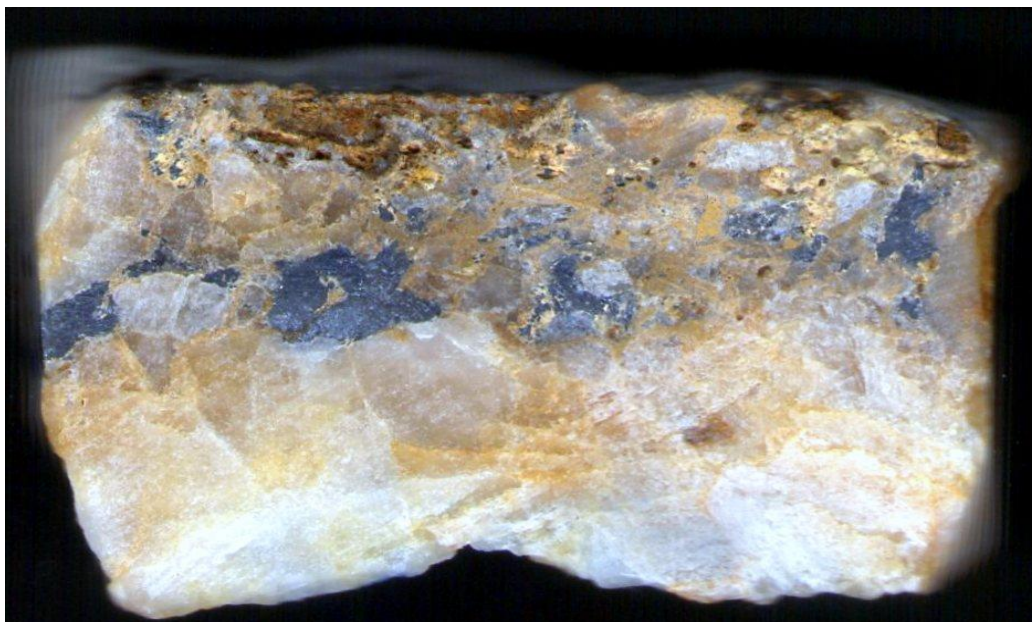
Σχ. 6.1. Δείγμα χαλαζία με αντιμονίτη (τεφρό χρώμα), με ρωγμές πληρωμένες με οξείδια σιδήρου, Ν. Καλλυντήρι.



Σχ. 6.2. Δείγμα από χαλαζιακή φλέβα με διάσπαρτο αντιμονίτη, μέσα σε μάρμαρο, Ν. Καλλυντήρι.



Σχ. 6.3. Δείγμα από χαλαζιακή φλέβα με συσσωμάτωμα αντιμονίτη, Ν. Καλλυντήρι.



Σχ. 6.3. Δείγμα από χαλαζιακή φλέβα με διάσπαρτο αντιμονίτη, Ν. Καλλυντήρι



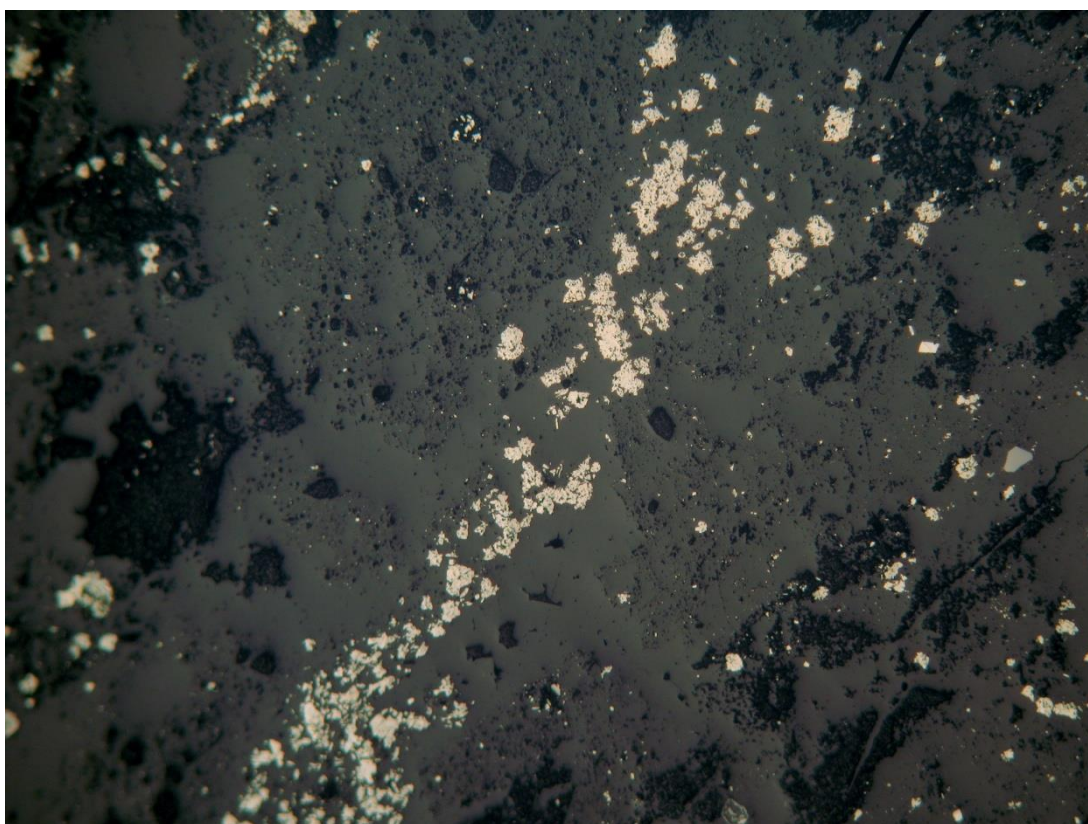
Σχ. 6.5. Η μεταλλοφορία είναι πλούσια και σε οξείδια του χαλκού. Έτσι εξηγείται και η παρουσία μαλαχίτη, Ν. Καλλυντήρι.

6.2. ΜΙΚΡΟΣΚΟΠΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

Στιλπνές τομές

1) Τομή Kal-1

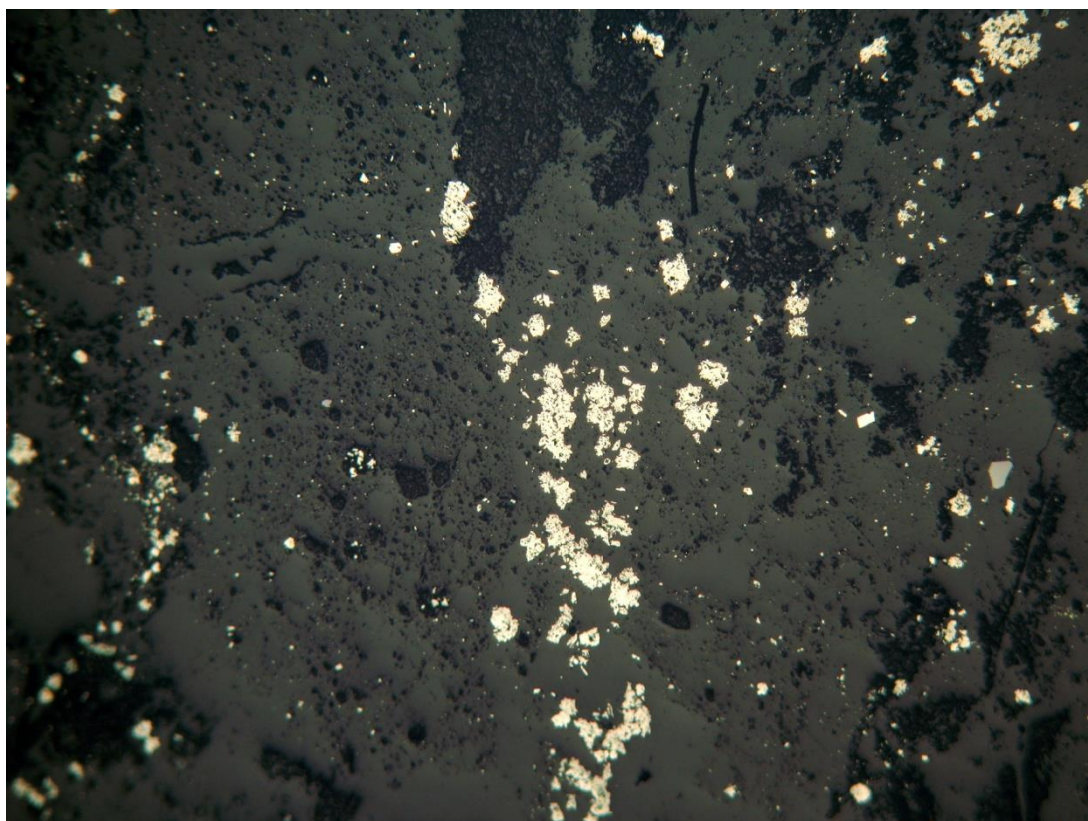
Στην τομή αυτή παρατηρήθηκε σιδηροπυρίτης κατά μήκος στρωμάτων που δείχνει μία ηφαιστειο-ιζηματογενή προέλευση (Σχ.6.4-5). Ο ιδιόμορφος έως αλλοτριόμορφος σιδηροπυρίτης εντοπίζεται με τη μορφή διάσπαρτων κόκκων και σε κατά τόπους παρουσιάζει συγκεντρώσεις. Το μέγεθος των κόκκων υπολογίζεται περίπου στα 200 μm.



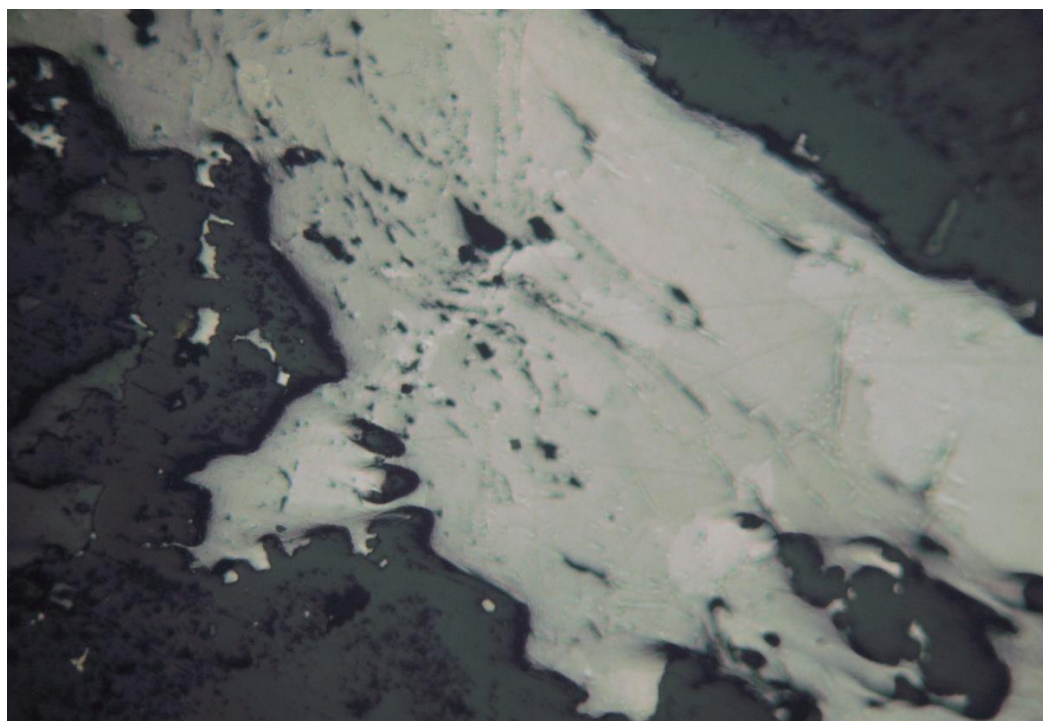
Σχ. 6.4. Λεπτό στρώμα σιδηροπυρίτη σε ηφαιστειοιζηματογενές πέτρωμα, Ν. Καλλυντήρι.

2) Τομή Kal-2

Στην τομή αυτή παρατηρήθηκε ανοιχτότεφρος αντιμονίτης, με ισχυρή ανισοτροπία και υψηλή διπλοανακλαστικότητα. Ο αντιμονίτης σε αυτήν την τομή βρίσκεται μέσα σε σύνδρομο ορυκτό (Σχ.6.6.). Στην τομή αυτή, εντοπίστηκαν και κάποιοι μικροί διάσπαρτοι κόκκοι χαλκοπυρίτη.



Σχ.6.5. Λεπτό στρώμα σιδηροπυρίτη σε ηφαιστειοϊζηματογενές πέτρωμα, Ν. Καλλυντήρι.



Σχ. 6.6. Αντιμονίτης (St) και σύνδρομο, Ν. Καλλυντήρι.

Λεπτές τομές

1) Kalid 2a

Στην τομή αυτή ο χαλαζίας συναντάται σε μικρά συσσωματώματα, αλλά και σε μεγάλους κρυστάλλους (Σχ. 6.7). Ο ιστός είναι ολοκρυσταλλικός. Παρατηρείται επίσης αντιμονίτης γύρω από τον οποίο, αναπτύσσονται χαρακτηριστικά πολλοί και μικροί κρύσταλλοι χαλαζία (Σχ. 6.8).

2) Kalid 2a'

Μικροκρυσταλλικός χαλαζίας, με χαρακτηριστικές μικροδιακλάσεις (microcracks) (Σχ. 6.9.).

3) Kalid 2a''

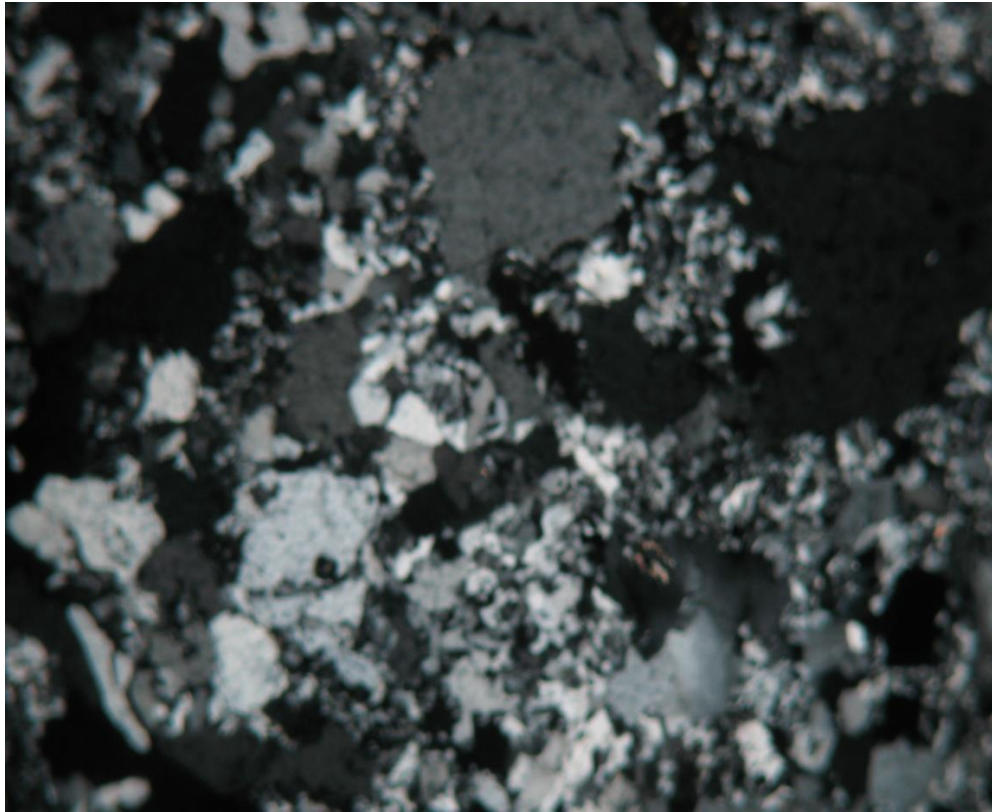
Εδώ παρατηρείται μόνο λεπτοκρυσταλλικός χαλαζίας, κάτι που υποδηλώνει πως η προέλευση του δείγματος είναι από χαλαζιακή φλέβα.

4) Kalid 2b

Αρκετά οξειδωμένο δείγμα. Παρατηρείται μόνο λεπτοκρυσταλλικός χαλαζίας.



Σχ.6.7. Μεγάλοι κρύσταλλοι και συσσωματώματα χαλαζία.



Σχ. 6.8. Αντιμονίτης (μαύρο) γύρο από τον οποίο σχηματίζονται μικροί κρύσταλλοι χαλαζία.



Σχ.6.9. Μικροκρυσταλλικός χαλαζίας με χαρακτηριστικές μικροδιακλάσεις.

Οι μικροαναλύσεις που έγιναν στο σιδηροπυρίτη (Πίν. 2.5) έδειξαν περιεκτικότητες σε As από 0,05 έως 0,24 %, σε Co έως 0,22 % και σε Sb έως 0,41 %. Σε ορισμένες περιπτώσεις ο Au στο σιδηροπυρίτη φτάνει έως 0,39 %. Ο χαλκοπυρίτης χαρακτηρίζεται από υψηλές περιεκτικότητες σε Sb (2,61 % κατά μέσο όρο) και σε As (4,16 % κατά μέσο όρο). Ο αντιμονίτης περιέχει 0,17 έως 0,24 As, ενώ ο τενναντίτης περιέχει Bi έως 0,13 % (Πίν. 1).

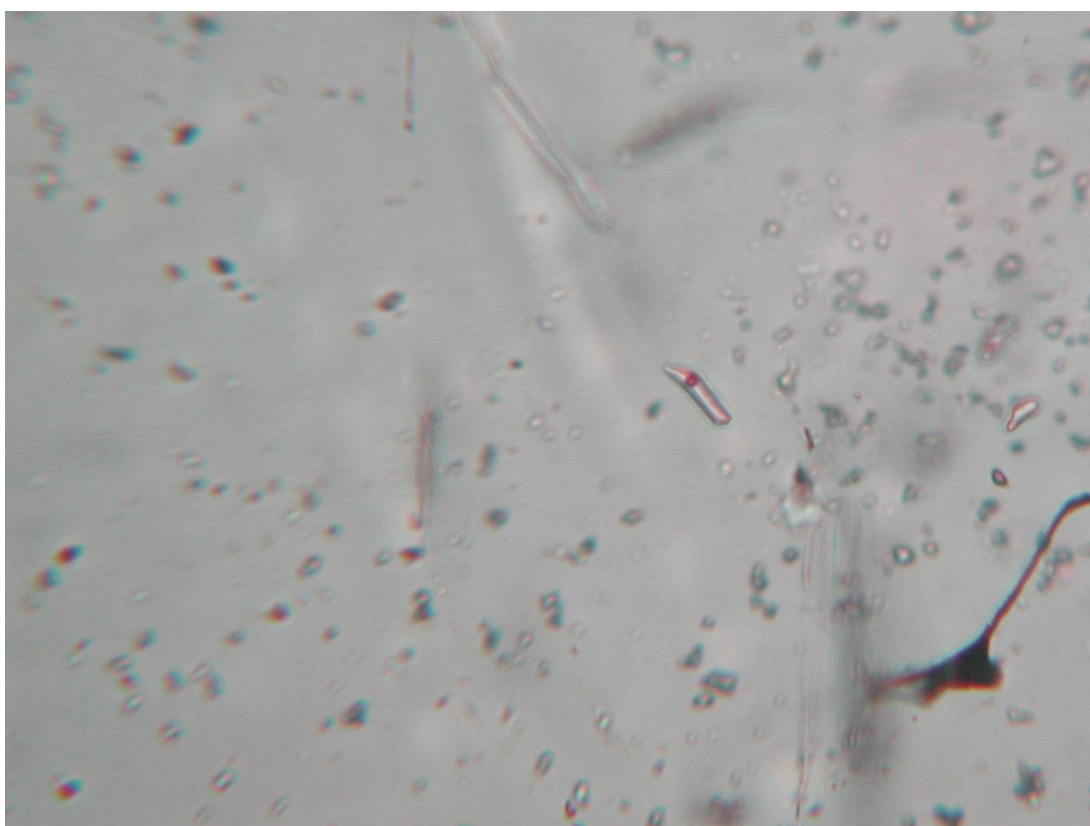
Πίνακας 1. Χημική ανάλυση σιδηροπυρίτη (Py), χαλκοπυρίτη (Cpy), αντιμονίτη (Stb) και τενναντίτη (Tn) από την περιοχή του Ν. Καλλυντηρίου.

Χημικός τύπος													
wt%	Py	Py	Py	Cpy	Cpy	Cpy	Cpy	Stb	Stb	Stb	Tn	Tn	Tn
Bi	0.00	0.05	0.00	0.00	0.07	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.13
Pb	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
Au	0.00	0.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00
Te	0.00	0.07	0.05	0.00	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sb	0.41	0.00	0.00	6.37	3.61	0.42	0.03	71.42	71.12	71.35	6.67	5.34	7.94
Cd	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.02	0.00
Ag	0.04	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.16	0.00	0.12
As	0.05	0.24	0.14	7.56	8.24	0.77	0.07	0.23	0.24	0.17	16.28	17.95	15.81
Se	0.00	0.09	0.30	0.00	0.00	1.47	0.00	0.00	0.17	0.20	0.00	0.00	0.00
Zn	0.02	0.00	0.00	4.98	4.03	0.31	0.09	0.08	0.00	0.01	6.79	6.59	7.07
Cu	0.00	0.00	0.00	36.88	36.17	33.78	34.15	0.00	0.04	0.00	38.73	41.29	40.61
Ni	0.00	0.02	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.09	0.00	0.00	0.02	0.00
Co	0.00	0.22	0.16	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.06
Fe	46.28	46.21	46.48	15.83	16.90	28.63	30.05	0.00	0.08	0.15	3.36	2.59	2.25
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	52.63	53.23	53.57	30.08	30.71	33.78	34.66	28.39	28.37	28.31	25.15	27.35	26.74
TT	99.44	100.52	100.82	101.75	99.76	99.35	99.17	100.17	100.19	100.42	97.38	101.18	100.73
Bi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Sb	0.00	0.00	0.00	0.10	0.06	0.01	0.00	1.99	1.97	1.98	0.87	0.66	1.00
Cd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	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	0.02	0.00	0.02
As	0.00	0.00	0.00	0.20	0.22	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	3.44	3.59	3.22
Se	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.15	0.12	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	1.64	1.51	1.65
Cu	0.00	0.00	0.00	1.14	1.12	1.00	1.00	0.00	0.00	0.00	9.64	9.74	9.75
Ni	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
Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
Fe	1.00	0.99	0.99	0.56	0.60	0.96	1.00	0.00	0.00	0.01	0.95	0.70	0.61
S	1.99	1.99	1.99	1.85	1.89	1.97	2.00	3.00	2.99	2.99	12.41	12.79	12.73
Σύν	3.00	3.00	3.00	4.00	4.00	4.00	4.00	5.00	5.00	5.00	29.00	29.00	29.00

6.2. ΜΙΚΡΟΘΕΡΜΟΜΕΤΡΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

Ρευστά εγκλείσματα

Παρατηρήθηκαν μόνο διφασικά εγκλείσματα που περιέχουν μία υγρή υδάτινη φάση (L) και μία αέρια φάση (V) σε μορφή φυσαλίδας (Σχ. 6.10) που καταλαμβάνει όγκο από 10 έως 20% του εγκλείσματος. Το μέγεθος των ρευστών εγκλεισμάτων κυμαίνεται από 7 έως 18 μm και το σχήμα τους είναι ακανόνιστο. Σπανίως παρατηρούνται ελλειψοειδή εγκλείσματα. Σύμφωνα με τα κριτήρια που θέτει ο Bodnar (2003), τα εγκλείσματα αυτά θεωρούνται πρωτογενή και άρα αντιπροσωπεύουν το αρχικό διάλυμα από το οποίο σχηματίστηκε ο αμέθυστος

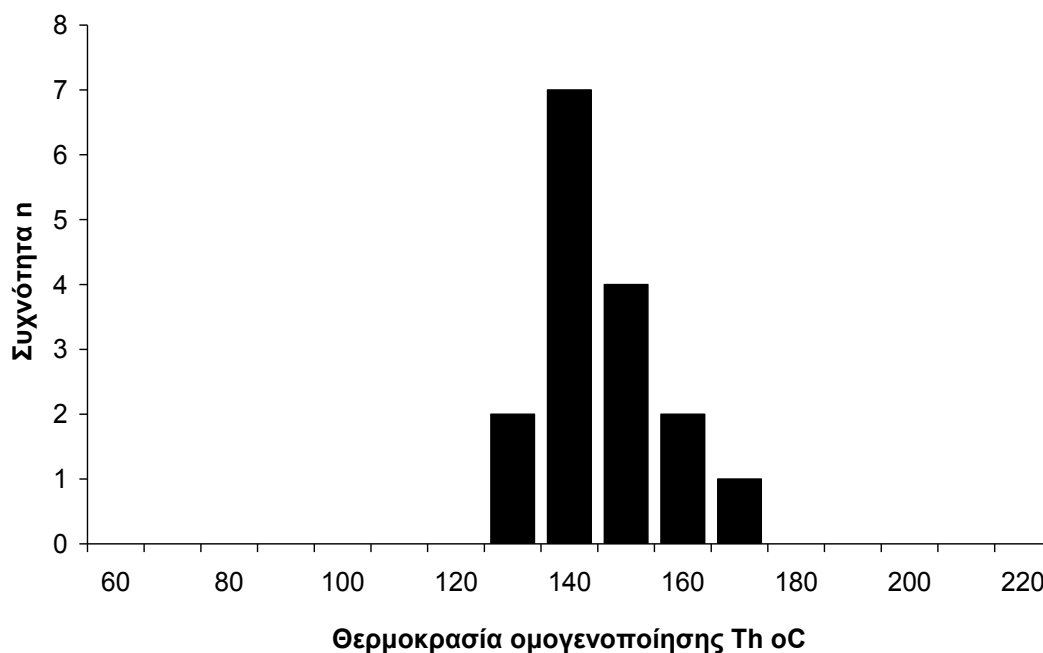


Σχ. 6.10. Ρευστό έγκλεισμα με επιμηκυμένο σχήμα σε χαλαζία από την μεταλλοφορία Sb στο Ν . Καλλυντήρι.

Κατά την κρυοσκοπική μελέτη διαπιστώθηκε ότι οι αρχικές θερμοκρασίες τήξης του πάγου (Te) κυμαίνονται από -20,0 έως -21,4° C, κάτι που δείχνει ότι το NaCl είναι το κύριο συστατικό του διαλύματος και οι παραπάνω θερμοκρασίες αντιστοιχούν σύμφωνα με τους Crawford (1981), Shepherd et al. (1985) στο ευτηκτικό σημείο του συστήματος H₂O-NaCl.

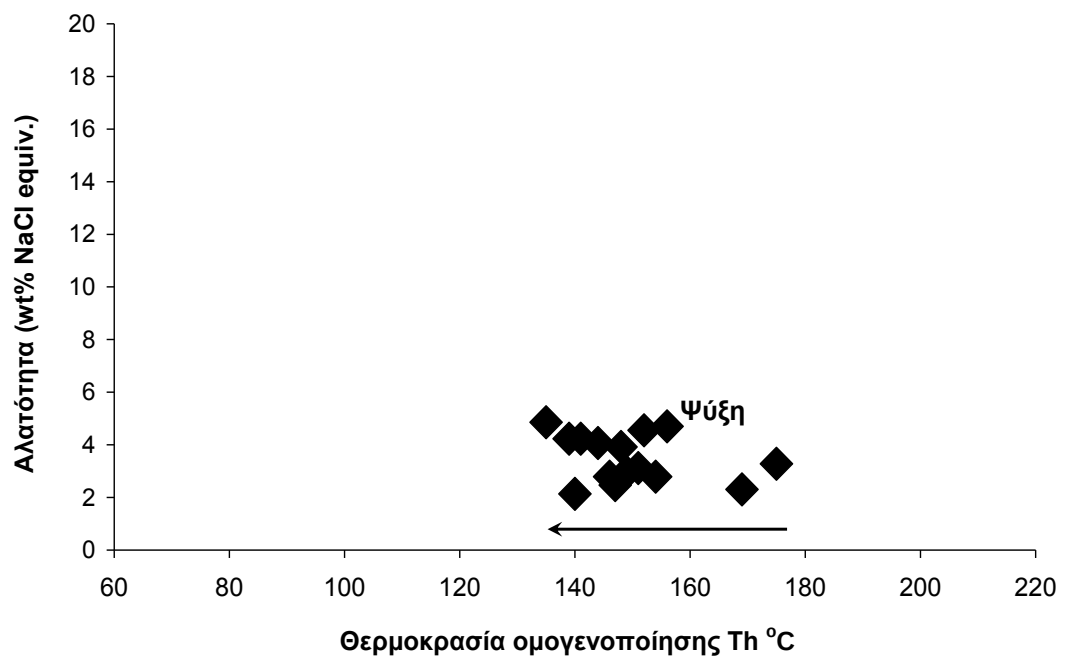
Οι θερμοκρασίες τήξης του πάγου (T_m) κυμαίνονται από -1.1 έως $-3,0^\circ \text{C}$, που δείχνουν πολύ χαμηλή αλατότητα, από 1.82 έως 5.17 wt% NaCl equiv. στο σύστημα H_2O -NaCl, σύμφωνα με τον Bodnar (1993). Οι πολύ χαμηλές αλατότητες δείχνουν πιθανώς τη συμμετοχή μετεωρικού νερού ή ακόμη και θαλάσσιου νερού με ελάχιστη συνεισφορά μαγματικού νερού στο υδροθερμικό σύστημα

Συνολικά έγιναν 16 μικροθερμομετρικές αναλύσεις, από τις οποίες προέκυψε ότι τα ρευστά εγκλείσματα ομογενοποιούνται στην υγρή φάση και οι θερμοκρασίες (T_h) κυμαίνονται από 130 έως 175°C (Σχ. 6.11). Από το ιστόγραμμα φαίνεται ότι τα περισσότερα ρευστά εγκλείσματα ομογενοποιούνται σε ένα εύρος θερμοκρασιών μεταξύ 130 και 150°C με ένα μέγιστο στους 140°C .



Σχ. 6. 11. Ιστόγραμμα των θερμοκρασιών ομογενοποίησης των ρευστών εγκλεισμάτων στην μεταλλοφορία Sb στο Ν. Καλλυντήρι.

Από το διάγραμμα συσχέτισης θερμοκρασίας ομογενοποίησης (T_h) και αλατότητας (κβ% ισοδ. NaCl) (Σχ. 6.12) προκύπτει ότι η πιθανή πορεία εξέλιξης των διαλυμάτων που συνδέονται με τη γένεση του αμέθυστου ήταν η ψύξη (Crawford 1981, Shepherd et al. 1985). Με βάση τα παραπάνω, ο χαλαζίας που φιλοξενεί την μεταλλοφορία αντιμονίτη στο Ν. Καλλυντήρι σχηματίστηκε σε συνθήκες χαμηλών θερμοκρασιών και πιέσεων από πολύ χαμηλής αλατότητας διαλύματα μετεωρικής ή θαλάσσιας πιθανώς προέλευσης.



Σχ. 6.12. Διάγραμμα συσχέτισης θερμοκρασιών ομογενοποίησης και αλατότητας των ρευστών εγκλεισμάτων στην μεταλλοφορία Sb στο Ν. Καλλυντήριο.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7. ΣΥΖΗΤΗΣΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η μεταλλοφορία στο Καλλυντήρι φέρει πολλές ομοιότητες με τη μεταλλοφορία Ada Tepe της Βουλγαρίας (Marchev et al. 2004, Mårton et al. 2010, Kanellopoulos et al. 2014). Η τελευταία είναι συνδεδεμένη με ένα ρήγμα αποκόλλησης (detachment fault), το οποίο διευκολύνει την κυκλοφορία των υδροθερμικών ρευστών και συνεπώς, την απόθεση μετάλλων κατά μήκος τόσο του ίδιου όσο και άλλων ρηγμάτων που εκτείνονται στη supra detachment λεκάνη της περιοχής και διαπερνούν τους ψαμμίτες και τα κροκαλοπαγή (Mårton et al. 2010). Υποστηρίζεται από διάφορους συγγραφείς (Moritz et al. 2014, Kanellopoulos et al. 2014) ότι αυτή η μεταλλοφορία σχετίζεται με τον Τριτογενή μαγματισμό στη μάζα της Ροδόπης και θα μπορούσε να αποτελέσει δείκτη για την ύπαρξη Carlin type κοιτασμάτων (Mårton et al. 2010, Moritz et al. 2014, Kanellopoulos et al. 2014) στη Θράκη.

Στο Ν. Καλλυντήρι η μεταλλοφορία βρίσκεται κυρίως στην επαφή μαρμάρων και σχιστολίθων. Έτσι, ένα μέρος της βρίσκεται μέσα σε πυριτωμένα μάρμαρα που ανήκουν σε μια ζώνη διάτμησης. Εκεί συναντώνται ως σύνδρομα ορυκτά βαρύτης και μοσχοβίτης, ακριβώς όπως συμβαίνει και στη μεταλλοφορία Ada Tepe, στη Βουλγαρία. Ένα άλλο μέρος της μεταλλοφορίας βρίσκεται μέσα σε ρήγματα που κόβουν τους ασβεστιτικούς σχιστόλιθους της ενότητας της Μάκρης και επεκτείνονται στη supra detachment λεκάνη. Το ίδιο συμβαίνει και με τη μεταλλοφορία Ada Tepe.

Μια ακόμη ομοιότητα που παρουσιάζουν οι δύο μεταλλοφορίες είναι η ορυκτολογική τους σύσταση (σιδηροπυρίτης με υψηλή περιεκτικότητα σε As, παρουσία Au-Ag σε τελλουρίδια) και η μορφή τους (Boxwork υφή, λατυποπαπή) (Marchev et al. 2004). Ωστόσο, διαφέρουν στο γεγονός ότι η παραγένεση αντιμονίτη-σανδαράχης που χαρακτηρίζει τη μεταλλοφορία στο Ν. Καλλυντήρι, απουσιάζει τελείως από το Ada Tepe.

Η μεταλλοφορία στο Ν. Καλλυντήρι σχηματίστηκε από υδροθερμικά διαλύματα χαμηλών θερμοκρασιών (130 °C – 150 °C) και χαμηλής αλατότητας, δείχνοντας ότι τα ρευστά οφείλονται στην κυκλοφορία κυρίως μετεωρικού νερού ή θαλασσινού νερού.

Τέλος, κρίνεται σκόπιμο να αναφερθεί ότι οι εμφανίσεις οξειδωμένων ιζημάτων που βρίσκονται στην ευρύτερη περιοχή του Ν. Καλλυντηρίου, θα μπορούσαν να αποτελέσουν στο μέλλον αντικείμενο μελέτης και έρευνας για μεταλλοφορία Au, μέσα στα ιζηματογενή πετρώματα.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Anthony W.J., Bideaux A.R. , Bladh W.K. & Nichols C.M. (1990). Stibnite. In Handbook of mineralogy, volume I: Elements, Sulphides, Sulfosalts. Mineral Date Publishing, Tucson, Arizona, p 498.
- Ασβεστά, Α. (1992). Ο μαγματισμός και η συνοδός του ιζηματογένεση κατά τα πρώτα στάδια ανοίγματος της ωκεάνιας λεκάνης του Αξιού στο Τριαδικό. Διδακτορική διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 436σ.
- Bodnar, R.J. (2003) Introduction to fluid inclusions. In: Fluid inclusions: analysis and interpretation. (I.M. Samson, A.J. Anderson, & D.D. Marshall, eds.). Mineralogical Association of Canada Short Course 32, 1–8.
- Boev, B. and Serafimovski T. (1996). General Genetic Model of the Alshar Deposit. Plate Tectonic Aspects of the Alpine Metallogeny in the Carpatho-Balkan Region. Proceedings of the Annual Meeting, Sofia. Volume I, pp 75-84.
- Brun, J.P., and Sokoutis, D., (2007). Kinematics of the Southern Rhodope Core Complex (North Greece). Int. J. Earth. Sci. Geolische Rundschau Vol.96:1079–1099.
- Cheliotis, I. (1986). Geology, mineralization and rock geochemistry of a volcanic sedimentary formation in the Xylagani Maronia area, NE Greece. M.Sc., University of Leicester, U.K., 90p.
- Christofides, G. (1996). Tertiary magmatism in the Greek Rhodope Massif, Northern Greece: Granitic Plutons, Terranes of Serbia, pp 155-160.
- Christofides, G., Soldatos, T., Eleftheriadis, G. & Koroneos, A. (1998). Chemical and isotopic evidence for source contamination and crustal assimilation in the Hellenic Rhodope plutonic rocks. Acta Vulcanologica Vol.10: 305–318.
- Επεξηγηματικό τεύχος του μεταλλογενετικού χάρτου 1:1000000, εκδόσεως ΙΓΕΥ 1965. Εθνικόν Ίδρυμα Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών. Αθήνα 1973, 253σ.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. and Villari, L., (1984). Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. Jour. Geol. Soc. London sp. Publ. 17, 687-699.

- Guberman, D. E., (2013), Antimony. US Geological Survey Minerals Yearbook. Advance Release. p6.2.
- Harben, P.W. (2002), The industrial minerals handybook, 4th edition, Penswood, U.K., p8-13.
- Hendrisken, M.M.A., (2014), Elegant Anatomy: The Eighteenth-Century Leiden Anatomical Collections., Leiden, Brill Academic Pub.
- Ιωαννίδης, Ν. (1998). Γεωλογική έρευνα των μετα-ιζημάτων του Νεοπαλαιωζωϊκού έως και κάτω Ιουρασικού, καθώς και των ασβεστολίθων του Άνω Ιουρασικού, στη Νέα Μάκρη Αλεξανδρουπόλεως Νομού Έβρου. Διδακτ. Διατριβή, Πανεπ. Θεσσαλονίκης, p190.
- Kanellopoulos, C., Voudouris. P. and Moritz, R., (2014), Detachment-related Sb-Pb-Zn-Ag-Au-Te mineralization in Kallintiri area, Northeastern Greece: Mineralogical and Geochemical Constraints, Proceedings of XX CBGA Congress, Tirana, Albania.
- Kauffmann, 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.Soc.Geol. France, 18,225-230.
- Kilias A., Falalakis G., Mountrakis D. (1999). Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic hinterland (Makedonia, Greece). Geologische Rundschau.vol.88 p.513-531.
- Kilias A., Fallakis G., Sfeikos A., Papadimitriou E., Vamvaka A., Gkarlaouni Ch (2011). Chapter 9. Architecture of Kinematics and Deformation History of the Tertiary Supradetachment Thrace basin: Rhodope Province (NE Greece). New Frontiers in Tectonic Research – At the Midst of Plate Convergence. επιμ. Schattner U.. p.241-268.
- Kilias Adamantios, Falalakis George, Sfeikos Aristides, Papadimitriou Eleftheria, Vamvaka Agni, Gkarlaouni Chara (2012).The Thrace basin in the Rhodope province of NE Greece — A tertiary supradetachment basin and its geodynamic implications.Tectonophysics.

- Kondopoulou, D. P and Pavlides, S.B. (1990). Tertiary geodynamic pattern of Rhodope and surrounding area based on paleomagnetic and neotectonic data. *Geol. Rhodopica*, 2, 36-49.
- Krohe, A. and Mposkos, E., (2002). Multiple generations of extrusional detachments in the Rhodope mountains (northern Greece) : evidence of episodic exhumation of high-pressure rocks. *Geol. Soc. London. Sp. Publ.*, 204, 151-178.
- Liati, A., and Seidel, E., (1996). Metamorphic evolution and geochemistry of kyanite eclogites in central Rhodope, northern Greece. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 123, 293-307.
- Μαγκανάς, Α., (1988). Μελέτη της ορυκτολογίας, πετρολογίας, γεωχημείας και των φαινομένων μεταμορφώσεως βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων της Περιοδοπικής Ζώνης στην περιοχή της Θράκης. Διδακτορική διατριβή. Πανεπιστήμιο Αθηνών, 200, 332σ.
- Μαράτος Γ., & Ανδρονόπουλος, Β., (1965). Στρώματα Μελίας Αλεξανδρουπόλεως. Η ηλικία και η τοποθέτησις των εις την δομήν της Ροδόπης. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, 6.
- Marchev, P., Singer, B., Jeleu, D., Hasson. H., Moritz, R., Bonev, N., (2004). The Ada Tepe deposit: asediment-hosted, detachment fault-controlled, low- sulfidation gold deposit in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 84, 59-78.
- Mårton, I., Moritz, R., Spikings, R., (2010). Application of low-temperature thermochronology to hydrothermal ore deposits: Formation, preservation and exhumation of epithermal gold systems from the Eastern Rhodopes, Bulgaria. *Tectonophysics* 240-254.
- Melfos, V. and Voudouris, P., Ch., (2012). Geological, Mineralogical and Geochemical Aspects for Critical and Rare Metals in Greece. *Minerals*, <http://mdpi.com/journal/minerals>
- Μέλφος Β. (1995). Έρευνα των βασικών και ευγενών μετάλλων στην Περιοδοπική ζώνη της Θράκης. Διαδακτορική διατριβή. Θεσσαλονίκη.

- Michael, C., Arvanitidis, N.D., Illiadis, A., Papavasiliou, K., Christidis, C., (2013). Orogenic mineralizations- A new exploration target for gold polymetallic ore deposits in Greece. Proceed. 6th Conf. Sustain. Devel. Min. Industry, Milos Island, Greece, pp 139-145.
- Michard, A., Goffe, B., Latti, A. & Mountrakis, D., (1994). Blueschist-facies assemblages in the PeriRhodopian zone, and hints for an eohellenic HP-LT belt in northern Greece. Bull. Geol. Soc., Gr., 30, 185-192.
- Moritz, R., Márton, I., Orтели, M., Marchev, P., Voudouris, P., Bonev, N., Spikings, R., Cosca, M., (2010). A review of age constraints of epithermal precious and base metal deposits of the tertiary Eastern Rhodopes: coincidence with late Eocene- early Oligocene tectonic plate reorganization along the Tethys. Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, vol.1, pp.351-358.
- Μουντράκης Δ. (2010). Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδος. Θεσσαλονίκη. University Studio Press.
- Mposkos, E., (1989) High –Pressure metamorphism in gneisses and pelitic schists in the East Rhodope Zone (N.Greece). Mineralogy and Petrology, 41, 25-39.
- Mposkos, E. and Krohe, A., (2000). Petrological and structural evolution of continental high pressure (HP) metamorphic rocks from the Greek Rhodope: a new ultra high-pressure metamorphic province established. Earth and Planetary Science Letters, 192, 497-506.
- Ο ΕΛΛΗΝΙΚΟΣ ΟΡΥΚΤΟΣ ΠΛΟΥΤΟΣ. Σύνδεσμος μεταλλευτικών επιχειρήσεων, Αθήναι 1979.
- Peters, S.G., Jianzhan, H., Zhiping, L. and Chenggui, J. (2007). Sedimentary rock hosted Au deposits of the Dian-Qian- Gui area, Guizhou, and Yunnan Provinces, and Guangxi District, China. Ore Geology Reviews 31, 170-204.
- Παπαδόπουλος, Π., (1982). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο Μαρώνεια, κλίμακα 1: 50000. ΙΓΜΕ, Αθήνα.
- Πομόνη- Παπαϊωάννου, Φ. και Παπαδόπουλος, Π. (1988). Ιζηματολογική μελέτη των ανθρακικών πετρωμάτων της Μεταϊζηματογενούς σειράς της ενότητας Μάκρης (ΝΑ Ροδόπη). Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ. XX, 2, 429, 447.

- Radtke, A.S.(1985). Geology of the Carlin gold deposit, Nevada, US Geological Survey Professional Paper 1267.
- Ridley, J., (2013). Ore Deposit Geology. New York, United States of America, Cambridge University Press, p151,216-224.
- Σαπουντζής, Η.Σ. και Χριστοφίδης, Γ.Θ., (1985). Ορυκτοδιαγνωστική. Θεσσαλονίκη. University Studio Press. 47-49σ.
- Θεοδωρίκας, Σ.Σ., (2002). Ορυκτολογία- Πετρολογία, Θεσσαλονίκη. Εκδόσεις Χρυσούλα Σαουλή Ο.Ε. 416-417σ.
- Tranos, M., Kilias, A.,& Mountrakis, D., (1999). Geometry and kinematics of the Tertiary postmetamorphic Circum Rhodope Belt Thrust System (CRBTS), Northern Greece. Bull. Geol.Soc. Gr., 33, 5-16.
- Volkov, A..V., Serafimovski, T., Kochneva, N.T., Tomson, I.N. and Tasev, G. (2006). The Alshar epithermal Au-As-Sb-Tl deposit, southern Macedonia. Geology of Ore Deposits 48, 175-192.
- Yazıcı, M. and . Natal'in, B. (2015). Structural geology and sedimentology of the Sermat Quartzites, Strandja Massif, NW Turkey. EGU General Assembly. Vol.17: 6971-3.
- Zaw, K., Peters, S.G., Chromie, P., Burrett, C. and Hou, Z. (2007). Nature, diversity of deposit types and metallogenic relations of South China. Ore Geology Reviews 31, 3-47.