



ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ

**ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΗ ΜΟΝΑΔΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ, ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑΣ,
ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ**

**ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ
«Γεωτεχνολογία και Περιβάλλον»**

Μεταπτυχιακή Διατριβή

**Κατανομή χρυσού σε πετρώματα Νεογενούς και Προνεογενούς ηλικίας
της Δυτικής Κρήτης**

**Δημόπουλος Νικόλαος
Μηχανικός Ορυκτών Πόρων**



Οξειδωμένη ασβεστιτική φλέβα από την περιοχή του Πλατάνου

Εξεταστική Επιτροπή

**Μανούτσογλου Εμμανουήλ, Καθηγητής (επιβλέπων)
Σταμπολιάδης Ηλίας, Καθηγητής
Χρησιτίδης Γεώργιος, Καθηγητής**

**Μάρτιος 2012
Χανιά**

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα μεταπτυχιακή διπλωματική εργασία εκπονήθηκε κατά το μεγαλύτερό της μέρος στο εργαστήριο Εμπλουτισμού Μεταλλευμάτων του Πολυτεχνείου Κρήτης ενώ οι τελικές αναλύσεις των δειγμάτων έγιναν στο εργαστήριο ανόργανης Γεωχημείας του Πολυτεχνείου Κρήτης.

Κύριος αρωγός στην προσπάθειά μου αυτή ήταν ο επιβλέπων Καθηγητής του Πολυτεχνείου Κρήτης, κος Εμμανουήλ Μανούτσογλου, ο οποίος εκτός από την ανάθεση της εργασίας, μου συμπαράσταθηκε καθ' όλη την διάρκεια της ενώ μου παρείχε και τις πολύτιμες γνώσεις και συμβουλές του. Για όλους τους παραπάνω λόγους αλλά και για την υπομονή και επιμονή που έδειξε σε όλο αυτό το διάστημα τον ευχαριστώ θερμά.

Επίσης ευχαριστώ τον Καθηγητή του Πολυτεχνείου Κρήτης, κύριο Σταμπολιάδη Ηλία για την παραχώρηση των χώρων και εγκαταστάσεων του εργαστηρίου Εμπλουτισμού Μεταλλευμάτων που διευθύνει καθώς και για τον χρόνο που αφιέρωσε για την διόρθωση της παρούσας εργασίας.

Ακόμη ευχαριστώ τον Καθηγητή κύριο Χρηστίδη Γεώργιο που ως πρόεδρος του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών και μέλος της τριμελούς εξεταστικής επιτροπής, αφιέρωσε χρόνο για την διόρθωση της εργασίας αυτής.

Ιδιαίτερα σημαντικό ρόλο στην πραγματοποίηση της εργασίας αυτής έπαιξαν η κυρία Παντελάκη Όλγα, ως βοηθός του εργαστηρίου Εμπλουτισμού Μεταλλευμάτων και η λέκτορας Δρ. Πεντάρη Δέσποινα ως υπεύθυνη για την λειτουργία του αναλυτή φασματοσκοπίας ατομικής απορρόφησης, υπό την επίβλεψη των οποίων διεξήχθη το σύνολο σχεδόν του εργαστηριακού μέρους της εργασίας αυτής

Επίσης σημαντική ήταν η συμβολή του Αναπληρωτή Καθηγητή, κυρίου Πασαδάκη Νικόλαου που προσέφερε την εμπειρία στην επεξεργασία και ανάλυση των αποτελεσμάτων.

Η εργασία αυτή δεν θα είχε υλοποιηθεί εάν δεν συντελούσαν με τον δικό του τρόπο ο καθένας οι πολύ καλοί μου φίλοι και συνάδελφοι Βάχλας Γεώργιος, Μηχανικός Ορυκτών Πόρων, Παναγόπουλος Γεώργιος, Γεωλόγος, Τσάιμου Ανθή, Μηχανικός Ορυκτών Πόρων, Πυλιώτης Ιωάννης, Γεωλόγος και Πανακούλια Σωτηρία, Μηχανικός Περιβάλλοντος.

Ευελπιστώ το αποτέλεσμα αυτό να τους αποζημιώνει έστω και ελάχιστα για τον κόπο τους αλλά κυρίως για την συμπαράστασή τους σε όλες τις δύσκολες στιγμές.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην τρέχουσα παγκόσμια οικονομική συγκυρία, ο ρόλος της ανίχνευσης και εκμετάλλευσης του ορυκτού πλούτου και ιδιαίτερα των κοιτασμάτων πολύτιμων μετάλλων όπως ο χρυσός αποκτά νέα διάσταση. Στο παρελθόν λόγω και των περιορισμένων τεχνικών δυνατοτήτων η εκμετάλλευση του χρυσού αφορούσε μόνο κοιτάσματα με υψηλές περιεκτικότητες σε χρυσό. Σήμερα εφαρμόζοντας νέες τεχνικές έχει ανοίξει ο δρόμος για την έρευνα και στην συνέχεια την εκμετάλλευση κοιτασμάτων με πολύ χαμηλές περιεκτικότητες που αγγίζουν ακόμα και τα 500 mg/tn. Στην αρχική δε φάση της ανίχνευσης και εντοπισμού κοιτασμάτων, δείγματα με τιμές περιεκτικότητας πάνω από 50 – 100 ppb σε χρυσό είναι καθοριστικά για την συνέχιση ή μη των ερευνών.

Η παρούσα μεταπτυχιακή εργασία αφορά στην έρευνα της κατανομής συγκεντρώσεων χρυσού στις κύριες λιθολογίες των πετρωμάτων που εμφανίζονται και δομούν το μεγαλύτερο τμήμα της ΒΔ Κρήτης στο Ν. Χανίων. Τα πετρώματα που δομούν και εμφανίζονται στη περιοχή έρευνας έχουν ομαδοποιηθεί σε δύο μεγάλες κατηγορίες. Στα Προνεογενή ή αλπικά και τα Νεογενή ή μεταλπικά. Στην πρώτη μεγάλη κατηγορία εμπίπτουν μεταμορφωμένα πετρώματα που εμπεριέχουν μεταξύ των άλλων και μεταμορφωμένα ηφαιστειακά πετρώματα του Περμίου -Τριαδικού (πετρώματα του Φυλλιτικού Καλύμματος) καθώς επίσης και μη μεταμορφωμένες ακολουθίες που επίσης μεταξύ των άλλων λιθολογιών περιέχουν ηφαιστειακά του Τριαδικού - Ιουρασικού (πετρώματα της Ζώνης της Πίνδου). Τα πετρώματα αυτά κατά το Νεογενές διαβρώθηκαν και αποτέλεσαν τμήμα των ιζημάτων που κάλυψε τις ιζηματογενείς λεκάνες στην περιοχή κατά την περίοδο αυτή. Η συγκεκριμένη γεωτεκτονική και ιζηματολογική εξέλιξη έχει δημιουργήσει τις κατάλληλες συνθήκες για τη μελέτη, σε πρώτο στάδιο, μιας πολύπλοκης γεωλογικής διεργασίας που σχετίζεται με την κατανομή των ιχνών χρυσού στα πρωτογενή μεταμορφωμένα και μη πετρώματα καθώς και την προσέγγιση των τιμών του υποβάθρου στα Νεογενή πετρώματα που προέκυψαν από τη διάβρωση των Προνεογενών.

Προσαρμόζοντας την δειγματοληψία στις κύριες γεωλογικές παραμέτρους που καθόρισαν την τεκτονική και στρωματογραφική εξέλιξη της περιοχής, πάρθηκαν 75 δείγματα για αναλύσεις χρυσού. Τα δείγματα, μέσου βάρους 30 περίπου κιλών (με τρεις εξαιρέσεις δειγμάτων από μεταλλοφορίες φλεβών), υπέστησαν την κλασσική επεξεργασία προετοιμασίας για την εφαρμογή της πυρομεταλλουργικής μεθόδου (Fire Assay): προετοιμασία-ξήρανση-λειοτρίβιση- ισόποσος διαχωρισμός,

μέτρηση με φθορισμετρία ακτίνων Χ (XRF), κυάνωση (σε περίπτωση που είναι ιζηματογενές) και διαχωρισμός σε δύο υπό-δείγματα (ενεργός άνθρακας εμπλουτισμένος σε Au-, απόρριμμα απεμπλουτισμένο), απομόνωση του χρυσού και του αργύρου με πυρομεταλλουργικές διεργασίες (Fire Assay) σε δύο φάσεις, διαλυτοποίηση του εναπομείναντος κράματος χρυσού-αργύρου και απομάκρυνση του δευτέρου. Οι τελικές μετρήσεις των δειγμάτων πραγματοποιήθηκαν με την μέθοδο φασματοφωτομετρίας ατομικής απορρόφησης, με χρήση ηλεκτρικά θερμαινόμενου κλιβάνου (GF-AAS). Στην παρουσίαση των αποτελεσμάτων η τελική τιμή συνοδεύεται από το σ (τυπική απόκλιση) και το s (σχετικό σφάλμα). Χαρακτηριστικό όλων των δειγμάτων που μετρήθηκαν είναι η παρουσία χρυσού σε τιμές πολύ υψηλότερες από το όριο ανιχνευσιμότητας της μεθόδου που χρησιμοποιήθηκε, το οποίο αγγίζει το 0,1 ppb. Ποιο συγκεκριμένα:

- Στα Νεογενή πετρώματα (19 δείγματα) μετρήθηκε μέση περιεκτικότητα χρυσού ίση με 69 ppb ($\sigma=24$ ppb, $s=35\%$), τιμές που βρίσκονται πολύ πάνω από τις μέσες τιμές υποβάθρου αντίστοιχων ιζημάτων, οι οποίες κυμαίνονται από 1,5 έως 9 ppb, και μπορούν να ερμηνευτούν ότι προήλθαν από την διάβρωση των Προνεογενούς ηλικίας πετρωμάτων.

- Στα Προνεογενή πετρώματα μετρήθηκε μια μέση περιεκτικότητα Au ίση με 60 ppb (με $\sigma=44$, $s=73\%$ ppb). Από τα Προνεογενή πετρώματα, δείγματα μεταμορφωμένων (Φυλλιτικό κάλυμμα - 46 δείγματα) έδειξαν μέση περιεκτικότητα Au ίση με 62 ppb (με $\sigma=46$ ppb, $s=74\%$) ενώ τα μη μεταμορφωμένα (ζώνη της Πίνδου - 10 δείγματα) έδειξαν μέση περιεκτικότητα σε χρυσό ίση με 54 ppb (με $\sigma=34$ ppb, $s=63\%$). Στο σύνολο των δειγμάτων, η χαμηλότερη τιμή περιεκτικότητας που μετρήθηκε είναι 13 ppb χρυσού, 8 φορές πάνω από τον μέσο όρο του φλοιού (1,5 ppb) και η υψηλότερη είναι 264 ppb χρυσού, ενώ 13 δείγματα εμφάνισαν περιεκτικότητες μεγαλύτερες των 100 ppb, εκ των οποίων 5 σε μεταψαμμίτες.

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν αποδεικνύουν ότι υπάρχει μια σχετική ισορροπία τιμών κατανομής χρυσού μεταξύ των μητρικών πετρωμάτων και των προϊόντων διάβρωσης τους. Ταυτόχρονα οι σχετικά υψηλές συγκεντρώσεις χρυσού που μετρήθηκαν σε δείγματα που πάρθηκαν από μεγάλου πάχους και έκτασης μεταψαμμίτες του Φυλλιτικού Καλύμματος, στοιχειοθετούν την αναγκαιότητα περαιτέρω διερεύνησης της συγκέντρωσης και κατανομής του χρυσού στα πετρώματα αυτά.

ABSTRACT

Due to the current global economic conditions, exploring and exploiting mineral wealth, especially precious metals deposits such as gold, can be seen by a new perspective. In the past gold exploitation was only about very rich deposits, mainly due to the limited technical capabilities. Nowadays new techniques allow the exploitation and exploration of deposits with gold contents as low as 500 mg/tn. Moreover, at the initial detection and exploration phase, samples with gold content of about 50-100 ppb can be the key to continuing or not the research.

The present thesis studies the distribution of gold in the rock lithologies that are mainly found in the Northwestern part of Crete, Chania district. These rocks have been grouped into two major categories: the Preneogene rocks (Alpine rocks) and the Neogene rocks (meta-alpine rocks). Preneogene rocks consist of metamorphic rocks, including Permian-Triassic volcanic rocks (Phyllite – Quartzite series), and non metamorphic rocks that also include Triassic-Jurassic volcanic rocks (Pindos zone). These rocks were weathered during Neogene and among others filled the sedimentary basins of Western Crete. This tectonic and sedimentary development has created the proper conditions for the initial study of a complex geological process regarding the distribution of gold among the original, metamorphic or not, rocks and the background of gold content of the Neogene rocks that occurred from their weathering

Adjusting the sampling to the main geological parameters that defined the tectonic and stratigraphic development of the area, 75 samples were taken to be analysed for gold. Each sample weighted about 30 kgs (except three samples from vein mineralization), and after the initial preparation which included, drying, grinding, XRF analyzing and cyanidation for sediment samples, gold was isolated from the rest of the sample using Pb Fire Assay. Final analysis was conducted using Graphite Furnace Atomic Absorption Spectrometry (GF-AAS).

- The standard deviation (σ) was also used along with the measured gold values in the interpretation process. The main characteristic of all the samples measured was the presence of gold at values much higher than the method's detection limit which is as low as 0.01 ppb. Specifically: Neogene rocks (19 samples) were measured to have average gold content of 69 mg/tn ($\sigma = 24$ mg/tn), which is much higher than the average background of similar rocks (1,5-9 mg/tn) and which can be the result of the Preneogene rocks weathering.

- Preneogene rocks were measured to have an average gold content of 60 mg/tn ($\sigma = 44$ mg/tn). From these rocks, metamorphic rock samples (Phyllite-

Quartzite group-46 samples) were measured to have an average gold content of 62 mg/tn ($\sigma=46$ mg/tn), while non-metamorphic rock samples were measured to have an average gold content of 54 mg/tn ($\sigma=34$ mg/tn). Among all the samples, minimum value measured was 13 mg/tn which is 8 times the average concentration of gold in earth's crust (approximately 1.5 mg/tn) and maximum value measured was 264 mg/tn, while 13 samples were measured to have more than 100 mg/tn of gold, of which 5 are metasandstone samples.

Results proved that there is a balance between the gold concentration of the parent rocks and the sedimentary rocks that occur from their erosion. Additionally, relatively high concentrations measured from the very thick and very wide spread metasandstones set the need of further research of the distribution and concentration of gold in those rocks.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

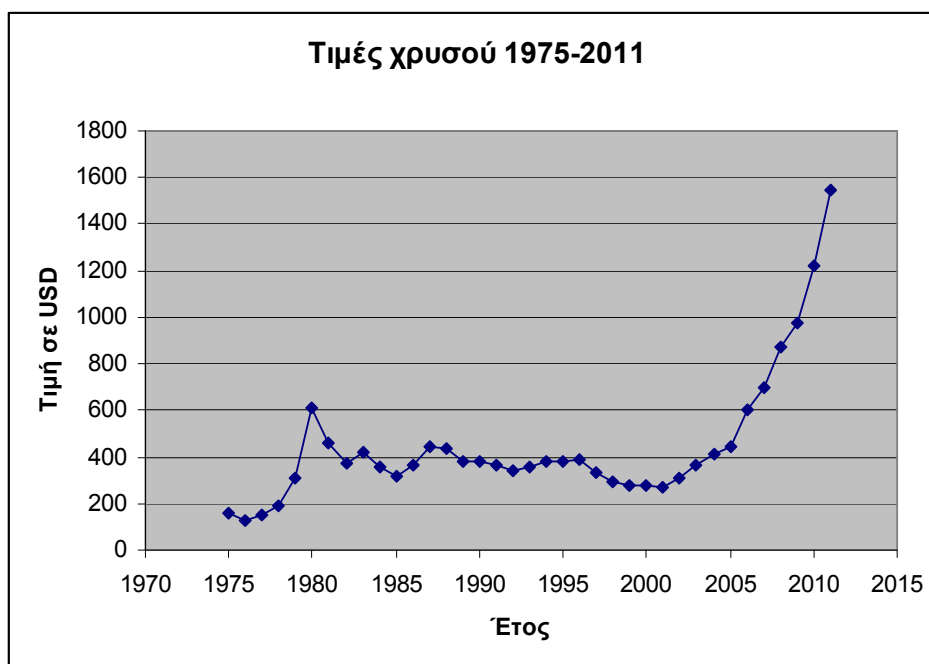
ΠΡΟΛΟΓΟΣ	v
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	vi
ABSTRACT	viii
ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ	x
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
ΣΚΟΠΟΣ ΚΑΙ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ	2
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1	4
1.1 ΧΡΗΣΕΙΣ ΠΟΛΥΤΙΜΟΤΗΤΑ ΟΙΚΟΝΟΜΙΑ	4
1.2 ΧΗΜΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΟΥ ΧΡΥΣΟΥ	5
1.3 ΜΟΡΦΕΣ ΤΟΥ ΧΡΥΣΟΥ	6
1.3.1 Αυτοφυής χρυσός	7
1.3.2 Υπομικροσκοπικός χρυσός	7
1.4 ΧΡΥΣΟΣ ΣΤΟ ΘΑΛΛΑΣΙΝΟ ΝΕΡΟ	8
1.4.1 Ο χρυσός στην υδάτινη στήλη	9
1.4.2 Χρυσός στους Ωκεανούς	11
1.5 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΧΡΥΣΟΥ ΣΤΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ	12
1.6 ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΕΙΣ ΚΑΙ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΧΡΥΣΟΥ	16
1.6.1. Παλαιότερες ονοματολογίες μαγματικά συνδεόμενων μεταλλοφοριών	16
1.6.2. Νεότερες ονοματολογίες μαγματικά συνδεόμενων μεταλλοφοριών	24
1.6.3. Προσχωματικού τύπου συγκεντρώσεις και κοιτάσματα	27
1.7 ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΚΑΙ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΧΡΥΣΟΥ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ	33
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2	40
2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	40
2.2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ	40
2.2.1. Γεωλογικό περίγραμμα της Κρήτης	43
2.2.2 Γεωλογικό περίγραμμα της ευρύτερης περιοχής μελέτης	44
2.3 ΦΥΛΛΙΤΙΚΗ ΧΑΛΑΖΙΤΙΚΗ ΣΕΙΡΑ- ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΑΝΑΔΡΟΜΗ	44
2.3.1 Παραμόρφωση	63
2.3.2 Παλαιογεωγραφική εξέλιξη	64
2.4 ΖΩΝΗ ΩΛΟΝΟΥ-ΠΙΝΔΟΥ	65
2.4.1 Στρωματογραφική διάρθρωση της ζώνης Ωλονού-Πίνδου	68

2.4.2 Τεκτονική της ζώνης Ωλονού-Πίνδου.....	72
2.4.3 Η ζώνη Ωλονού-Πίνδου στην Κρήτη	73
2.5 ΝΕΟΓΕΝΕΙΣ ΛΕΚΑΝΕΣ Β.Δ. ΚΡΗΤΗΣ	77
2.5.1 Σχηματισμός Ρόκα.....	78
2.5.2 Σχηματισμός Κουκουναρά	78
2.5.3 Σχηματισμός Κισσάμου	79
2.5.4 Σχηματισμός Χάτζι.....	79
2.5.5 Σχηματισμός Χαιρετιανών.....	79
2.5.6 Σχηματισμός Ταυρωνίτη	80
2.5.7 Αποθετικά Περιβάλλοντα	81
2.5.8 Στοιχεία Τεκτονικής.....	88
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3.....	89
3.1 ΓΕΝΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑΣ	89
3.1.1 Τεχνικές και μέθοδοι στην έρευνα εντοπισμού χρυσού	90
3.2 ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΜΕΘΟΔΩΝ	91
3.2.1 Τεχνική εντοπισμού θέσης δείγματος (GPS)	91
3.2.2 Φασματομετρία ακτίνων x φθορισμού(XRF).....	92
3.2.3 Κυάνωση	94
3.2.4 Πυρομεταλλουργικές Διεργασίες	97
3.2.5 Διαλυτοποίηση δειγμάτων	99
3.2.6 Φασματοφωτομετρία Ατομικής Απορρόφησης.....	100
3.2.7 Απεικόνιση αποτελεσμάτων	101
3.3 ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ.....	103
3.3.1 Δείγματα Σύγκρισης.....	106
3.3.2 Δείγματα από την περιοχή έρευνας.....	109
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4.....	142
4.1 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ	142
4.2 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	147
4.3 ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	154
4.4 ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ	156
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	158
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι	166

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στην τρέχουσα παγκόσμια οικονομική συγκυρία που διανύουμε, ο ρόλος της εκμετάλλευσης του ορυκτού πλούτου και ιδιαίτερα των κοιτασμάτων πολύτιμων μετάλλων όπως ο χρυσός αποκτά νέα διάσταση. Στο παρελθόν λόγω και των περιορισμένων τεχνικών δυνατοτήτων η εκμετάλλευση του χρυσού αφορούσε μόνο κοιτάσματα με υψηλές περιεκτικότητες σε χρυσό. Σήμερα εφαρμόζοντας κυρίως την μέθοδο της κυάνωσης έχει ανοίξει ο δρόμος για την έρευνα και στην συνέχεια την εκμετάλλευση κοιτασμάτων με πολύ χαμηλές περιεκτικότητες που αγγίζουν ακόμα και τα 500 mg/tn. Στην αρχική δε φάση της ανίχνευσης και εντοπισμού κοιτασμάτων, δείγματα με τιμές περιεκτικότητας πάνω από 50 – 100 ppb σε χρυσό είναι καθοριστικά για την συνέχιση ή μη των ερευνών.

Ο ρόλος του χρυσού στην παγκόσμια οικονομία γίνεται ιδιαίτερα επίκαιρος εάν δοθεί προσοχή στα μακροοικονομικά στοιχεία παγκοσμίως που τον εμφανίζουν να παίζει ρόλο ρυθμιστή των οικονομιών. Είναι χαρακτηριστικό ότι εν μέσω οικονομικής κρίσης το 2010, οι κεντρικές τράπεζες παγκοσμίως επέλεξαν να αγοράσουν χρυσό, για πρώτη φορά έπειτα από 21 χρόνια, σε μια προσπάθεια να ισχυροποιήσουν την θέση τους στην παγκόσμια αγορά κατέχοντας εμπράγματο πλούτο (World Gold Council, 2011). Το γεγονός αυτό ώθησε την παγκόσμια ζήτηση στο υψηλότερο σημείο της δεκαετίας, ζήτηση που στο μεγαλύτερο ποσοστό της καλύπτεται από την εξόρυξη κοιτασμάτων χρυσού (Σχήμα 1).



Σχήμα 1: Εξέλιξη της τιμής του χρυσού (www.gold.org)

ΣΚΟΠΟΣ ΚΑΙ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ

Η παρούσα μεταπτυχιακή εργασία αφορά στην έρευνα της κατανομής συγκεντρώσεων χρυσού στις κύριες λιθολογίες των πετρωμάτων που εμφανίζονται και δομούν το μεγαλύτερο τμήμα της ΒΔ Κρήτης στο Ν. Χανίων. Τα πετρώματα που δομούν και εμφανίζονται στη περιοχή έρευνας ομαδοποιήθηκαν σε δύο μεγάλες κατηγορίες. Στα Προνεογενή ή Αλπικά και τα Νεογενή ή μεταλπικά. Στην πρώτη μεγάλη κατηγορία εμπίπτουν μεταμορφωμένα πετρώματα που εμπεριέχουν μεταξύ των άλλων και μεταμορφωμένα ηφαιστειακά πετρώματα του Περμίου Τριαδικού (πετρώματα του Φυλλιτικού Καλύμματος κατά Dornsiepen & Manutsoglu, 1994) καθώς επίσης και μη μεταμορφωμένες ακολουθίες που επίσης μεταξύ των άλλων λιθολογιών περιέχουν ηφαιστειακά του Τριαδικού - Ιουρασικού (πετρώματα της Ζώνης της Πίνδου). Τα πετρώματα αυτά κατά το Νεογενές διαβρώθηκαν και αποτέλεσαν τμήμα των ιζημάτων που κάλυψε τις ιζηματογενείς λεκάνες στην περιοχή κατά την περίοδο αυτή. Η συγκεκριμένη γεωτεκτονική και ιζηματολογική εξέλιξη έχει δημιουργήσει τις κατάλληλες συνθήκες για τη μελέτη μιας πολύπλοκης γεωλογικής διεργασίας που σχετίζεται με την κατανομή των ιχνών χρυσού στα πρωτογενή μεταμορφωμένα και μη πετρώματα καθώς και την προσέγγιση των ιχνών υποβάθρου στα Νεογενή πετρώματα που προέκυψαν από τη διάβρωση των προαναφερθέντων.

Η ποιο διαδεδομένη μέθοδος για την ανίχνευση τιμών χρυσού σε πετρώματα και εδάφη είναι η δειγματοληψία από θέσεις διασταύρωσης καννάβου και η στατιστική επεξεργασία των αποτελεσμάτων που προκύπτουν. Αυτό βέβαια προϋποθέτει μια σχετική λιθολογική ομοιογένεια των πετρωμάτων δειγματοληψίας. Αυτό δεν συμβαίνει με τα πετρώματα που δομούν την Κρήτη. Μόνο για τα πετρώματα του Νεογενούς έχουν περιγράψει πάνω από εξήντα λιθολογίες ενώ στα Προνεογενή πετρώματα μπορούν να καταμετρηθούν πάνω από σαράντα επιπλέον λιθολογίες. Το ποσοστό συμμετοχής των διαφόρων αυτών λιθολογιών δεν είναι ισομερώς κατανομημένο. Για το λόγο αυτό μια συστηματική δειγματοληψία από σημεία καννάβου θα είχε να αντιμετωπίσει δυσεπίλυτα προβλήματα. Για την αντιμετώπιση αυτού του προβλήματος πάρθηκαν δείγματα από τις αντιπροσωπευτικές κι κυρίαρχες λιθολογίες των διαφόρων τεκτονικών/στρωματογραφικών ενοτήτων. Η δειγματοληψία έγινε με τις εξής παραδοχές:

1) Η λιθολογία να είναι επιδεκτική για την συγκεκριμένη έρευνα. Με τον τρόπο αυτόν αποκλείστηκαν οι μεγάλες ανθρακικές αποθέσεις της Ζώνης της Τρίπολης, της ενότητας του Τρυπαλίου και της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων, που επίσης εμφανίζονται στην ευρύτερη περιοχή.

2) Η λιθολογία να έχει σχετικά μεγάλη εξάπλωση και σε εύρος και σε πάχος.

3) Η δειγματοληψία να καλύπτει ένα μεγάλο στρωματογραφικό εύρος γι αυτό και έγινε κατά μήκος κυρίως μιας τραβέρσας, που χαράχθηκε κάθετα στην Αλπική τεκτονική διεύθυνση BBA και συμπληρώθηκε κατά περίπτωση από θέσεις που πληρούν τουλάχιστον τα προηγούμενα δύο κριτήρια

Ο αριθμός των δειγμάτων που πάρθηκαν ικανοποιεί τη σχέση 1 δείγμα/2 Km² που βρίσκεται πολύ πιο κάτω από τον μέσο περίπου όρο παρόμοιων δειγματοληψιών (1 δείγμα/5 Km²) μιας και το εύρος της περιοχής δειγματοληψίας δεν ξεπερνά τα σαράντα τετραγωνικά χιλιόμετρα, περιλαμβάνοντας τις Νεογενείς λεκάνες ιζηματογένεσης του Πλατάνου και του Καστελίου , στα βόρεια , μέχρι την περιοχή του Ομαλού στα νότια.

Στην συνέχεια περιγράφεται ο τρόπος που έγινε η διερεύνηση αυτή καθώς και τα αποτελέσματά της. Η παρούσα εργασία διαρθρώνεται ως εξής:

Στην παρούσα εργασία περιλαμβάνεται ένα κεφάλαιο (Κεφάλαιο 2) που αφορά τον χρυσό ως πολύτιμο μέταλλο, ενώ αναπτύσσει και κάποια ορυκτολογικά και κοιτασματολογικά του στοιχεία.

Στο 3ο Κεφάλαιο περιγράφονται οι γεωλογικές συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή μελέτης, ξεκινώντας από μια γενικότερη αναφορά στην γεωλογία της Κρήτης και καταλήγοντας στην γεωλογία των λεκανών ιζηματογένεσης της Β.Δ. Κρήτης.

Στο 4ο Κεφάλαιο, αναπτύσσονται οι εργαστηριακές μέθοδοι και τεχνικές που χρησιμοποιήθηκαν για την επεξεργασία, τον εμπλουτισμό και την ανάλυση των δειγμάτων καθώς και περιγράφονται λεπτομερώς τα δείγματα που συλλέχθηκαν.

Τέλος στο 5ο Κεφάλαιο παρατίθενται τα αποτελέσματα των αναλύσεων για κάθε δείγμα, γίνονται παρατηρήσεις πάνω σε αυτά καθώς και προσπάθεια ερμηνείας τους. Ταυτόχρονα αναπτύσσονται προτάσεις σχετικά με την πιθανή εξέλιξη της εργασίας αυτής.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

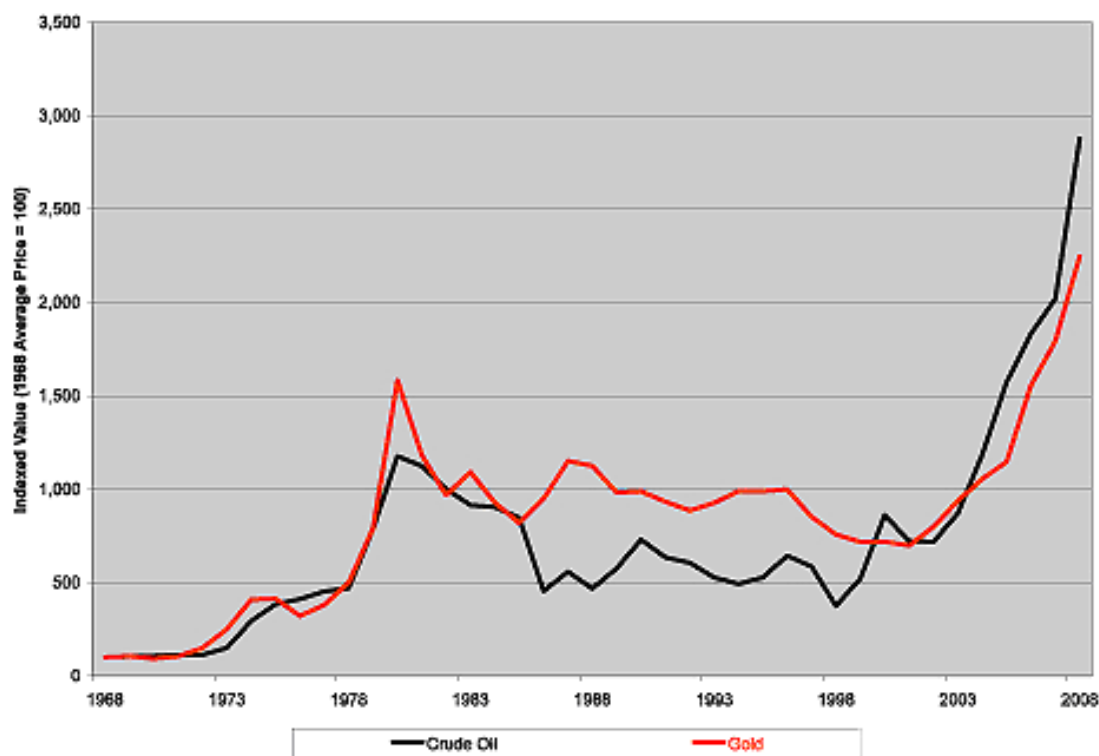
1.1 ΧΡΗΣΕΙΣ ΠΟΛΥΤΙΜΟΤΗΤΑ ΟΙΚΟΝΟΜΙΑ

Ο χρυσός λόγω της πολυτιμότητάς του χρησιμοποιείται από την αρχαιότητα ως μέσο συναλλαγής, αλλά και στην κοσμηματοποιία. Η πολυτιμότητα του οφείλεται στο γεγονός ότι εκτός από εξαιρετικά σπάνιος έχει και ξεχωριστές ιδιότητες, αφού είναι ιδιαίτερα ελατός και όλκιμος ενώ παράλληλα είναι και χημικά αδρανής, δηλαδή δεν οξειδώνεται αλλά και δεν προσβάλλεται από ισχυρά οξέα. Ταυτόχρονα είναι και εξαιρετικός αγωγός της θερμότητας και του ηλεκτρισμού.

Οι ιδιότητές του αυτές τον καθιστούν χρήσιμο σε διάφορες εφαρμογές στην ιατρική, την οδοντιατρική καθώς και σε εξειδικευμένες περιπτώσεις στην κατασκευή ηλεκτρονικών κυκλωμάτων, στην ηλεκτρονική μικροσκοπία κ.α. Ο χρυσός λόγω της «άφθαρτης» φύσης του, χρησιμοποιήθηκε ιστορικά ως νόμισμα. Με την εμφάνιση των χαρτονομισμάτων, αλλά και την ανάγκη για ευκολία στις συναλλαγές, καθιερώθηκε η έκδοση νομίσματος αντί ποσότητας χρυσού, η οποία όμως έπρεπε να υπάρχει ως αντίκρισμα για την έκδοση του νομίσματος. Ο κανόνας αυτός ονομάστηκε «κανόνας του χρυσού» και ουσιαστικά περιόριζε την έκδοση χρήματος από κάθε κράτος, αναλόγως της ποσότητας χρυσού που κατείχε, ως μέτρο του πραγματικού πλούτου. Ο κανόνας αυτός καταργήθηκε για διάφορους λόγους το 1914 με την έναρξη του 1^{ου} παγκοσμίου πολέμου. Έκτοτε θεωρητικά ο χρυσός έχει αποσυνδεθεί από την έκδοση νομίσματος. Αυτό όμως δεν επηρέασε την αξία του. Αντιθέτως οι όποιες διακυμάνσεις στην τιμή του διεθνώς οφείλονται μάλλον σε διακυμάνσεις της αξίας των εκάστοτε νομισμάτων παρά στον κανόνα προσφοράς και ζήτησης.

Πίνακας 1-1: Παράγοντες που επηρεάζουν την τιμή του χρυσού

Παράγοντες που επηρεάζουν την τιμή του Χρυσού
Οι υψηλές πληθωριστικές πιέσεις
Οι πετρελαϊκές κρίσεις της δεκαετίας του 1970 οδήγησαν σε περιόδους σταθερής ανόδου του γενικού επιπέδου των τιμών παγκοσμίως, και ενίσχυσης των πληθωριστικών πιέσεων
Η αύξηση της τιμής του πετρελαίου
Οι πολεμικές αναταραχές δημιουργούν σχεδόν πάντα και μεγάλες οικονομικές αναταραχές, με αποτέλεσμα οι επενδυτές να καταφεύγουν στην παραδοσιακή ασφάλεια του χρυσού
Το αδύναμο δολάριο οδηγεί συνήθως τους επενδυτές στην αγορά χρυσού, λόγω των ανησυχιών για επικείμενη μείωση της αγοραστικής δύναμης του νομίσματος
Ο περιορισμός της προσφοράς χρυσού



Εικόνα 1-1: Συσχετισμός τιμής αργού πετρελαίου (μαύρη καμπύλη) με αυτή του χρυσού (από www.gold.org)

Όπως είναι προφανές, τα οικονομικά εκμεταλλεύσιμα κοιτάσματα είναι το επίκεντρο της διαδικασίας για την δημιουργία πλούτου από το χρυσό. Τα οικονομικά χαρακτηριστικά των αποθέσεων χρυσού διαμορφώνονται από τα γεωλογικά τους χαρακτηριστικά. Οι αποθέσεις χρυσού είναι αρχικά άγνωστες και αφού αποκαλυφθούν, ορίζονται οι διαστάσεις τους και η ποιότητα τους. Η απαίτηση για χρυσό επιβάλλει μια τιμή αγοράς. Η τιμή του χρυσού παρέχει το κίνητρο για εξερεύνηση και αξιοποίηση. Η παραγωγή από τα ορυχεία προμηθεύει την αγορά. Μια φαινομενικά απλή κυκλική διαδικασία καθίσταται υπερβολικά αβέβαιη και προκλητική εξαιτίας των γεωλογικών περιβαλλόντων στα οποία οι οικονομικά αποδοτικές αποθέσεις υπάρχουν.

1.2 ΧΗΜΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΟΥ ΧΡΥΣΟΥ

Ο χρυσός μαζί με τον άργυρο και το χαλκό ανήκει στην ομάδα IB του περιοδικού συστήματος των στοιχείων. Έχει ατομικό αριθμό 79 ατομικό βάρος 196,967, πυκνότητα $19,32 \text{ gr/cm}^3$ και σημείο τήξης στους 1064°C . Μόνο ένα σταθερό ισότοπο του χρυσού είναι γνωστό στη φύση το ^{197}Au . Η ατομική ακτίνα του ιόντος αυτού του ισότοπου είναι $0,144 \text{ nm}$ και το σθένος του 1 και 3. Τα ισότοπα του χρυσού με μαζικό αριθμό από 177 έως 183 παρουσιάζουν χρόνο ημιζωής μικρότερο

από ένα λεπτό. Μόνο το ισότοπο ^{195}Au έχει χρόνο ημιζωής 183 ημερών. Αναφορά πρέπει να γίνει στο ισότοπο ^{198}Au το οποίο χρησιμοποιείται εκτεταμένα σε θεραπείες με ακτίνες-X και σε ανιχνευτικές μελέτες στην φαρμακευτική (Nekrasov 1996).

1.3 ΜΟΡΦΕΣ ΤΟΥ ΧΡΥΣΟΥ

Ο όρος *μορφές χρυσού* χρησιμοποιείται για να περιγράψει τις διαφορετικές χημικές καταστάσεις, στις οποίες βρίσκεται ο χρυσός σε διάφορα μεταλλεύματα. Ο χρυσός απαντάται στην φύση αυτοφυής, υπό μορφή φυσικών κραμάτων και σε μια πληθώρα ορυκτών που παρουσιάζονται στον Πίνακα 1. Μερικά από τα κράματα του χρυσού, όπως το ήλεκτρο, περιέχουν υψηλά ποσοστά αργύρου (15-35% Ag). Τα τελουρίδια του χρυσού απαντώνται συχνά, ενώ τα ορυκτά χρυσοκυπρίτης (Cu_3Au), χρυσοστιβίτης (AuSb_2), καθώς και τα φυσικά κράματα του χρυσού με Bi, Pd και Hg είναι πιο σπάνια. Άλλες μορφές περιλαμβάνουν χρυσό υπό μορφή στερεού διαλύματος, μοριακό χρυσό κολλοειδούς μορφής/μεγέθους και χρυσό προσροφημένο στην επιφάνεια διάφορων ορυκτών (Γραμματικόπουλος κ. α. 2005).

Πίνακας 1-2 Ορυκτά του χρυσού και κράματα.(Από Γραμματικόπουλο κ.α. 2005)

Μεταλλικός χρυσός (αυτοφυής και κράματα)		Τελουρίδια του χρυσού	
Αυτοφυής χρυσός	Au	Συλβανίτης	$(\text{Au,Ag})_2\text{Te}_4$
Ήλεκτρο	(Au,Ag)	Κοστοβίτης	CuAuTe_4
Κράμα	(Au,Ag,Hg)	Καλαβερίτης	AuTe_2
γ-Αμάγαλμα χρυσού	$(\text{Au,Ag})\text{Hg}$	Μοντμπραγίτης	$(\text{Au,Sb})_2\text{Te}_3$
Γεισανίτης	$(\text{Au,Ag})_3\text{Hg}_2$	Κρενερίτης	$(\text{Au,Ag})\text{Te}_2$
Χρυσοκυπρίτης	Cu_3Au	Πετζίτης	Ag_3AuTe_2
Τέτρα-χρυσοκυπρίτης	CuAu	Μπιλμπινσκήτης	$\text{Au}_3\text{Cu}_2\text{PbTe}_2$
Χρυσοστιβίτης	Sb_2	Μουθμανίτης	$(\text{Au,Ag})\text{Te}$
Ανυϊνίτης	$\text{Au}(\text{Pb,Sb})_2$	Μπεζσμερντανοβίτης	$\text{Au}_4\text{Cu}(\text{Te, Pb})$
Μαλδονίτης	Au_2Bi	Μπογκντανοβίτης	$(\text{Au,Te,Pb})_3(\text{Cu,Fe})$
Σβυαγκιντασεβίτης	$(\text{Pb,Pt,Au})_3(\text{P,Sn})$	Μπακχορνίτης	$\text{AuPb}_2\text{Bi Te}_2\text{S}_3$
Χουντσουνίτης	Au_2Pb		
Γουαντζιανγκίτης	AuSn		
Σουλφίδια του χρυσού		Σεληνίδια του χρυσού	
Ναγκιακίτης	$\text{Pb}_5\text{Au}(\text{Sb,Bi})\text{Te}_2\text{S}_6$	Φισεσερίτης	Ag_3AuSe_2
Ουτενμπογκαρδίτης	Ag_3AuS_2	Πετροβσκαίτης	$\text{AuAg}(\text{S,Se})$
Κριντλείτης	$\text{TiAg}_2\text{Au}_3\text{Sb}_{10}\text{S}_{10}$	Πενζινίτης	$(\text{Ag,Cu})_4\text{Au}(\text{S,Se})_4$
Μπακχορνίτης	$\text{AuPb}_2\text{BiTe}_2\text{S}_3$		
Δευτερογενής χρυσός			
Χρυσαντιμονίτης AuSbO_3			

1.3.1 Αυτοφυής χρυσός

Οι σχηματισμοί του Au συνδέονται γενετικά συνήθως με πλουτώνιες μαγματικές εστίες, ενώ οι σχηματισμοί των Au-Ag με υποηφαιστειακές. Στην *πλουτώνια ακολουθία* υπάγονται οι παγκόσμιας εξάπλωσης και ενδιαφέρουσες από οικονομική άποψη, **χρυσοφόρες χαλαζιακές φλέβες**. Γενικά, θεωρούνται σαν υποθερμικές κυρίως για το λόγο ότι, αρκετά συχνά, δείχνουν μεταβάσεις προς τουρμαλινικές χρυσοφόρες χαλαζιακές φλέβες, οι οποίες σχηματίζονται κατά το πνευματολυτικό στάδιο. Αποκαλύπτονται, εξαιτίας της βαθιάς διάβρωσης, είτε σε περιοχές ορογενέσεων είτε σε περιοχές υποβάθρων με μεταμορφίτες. Το πάχος τους κυμαίνεται συνήθως μεταξύ 0,5 - 3 m, το μήκος τους φτάνει κάποτε σε αρκετά Km, ενώ το πλάτος τους είναι γενικά σημαντικό. Έχουν αποκαλυφθεί φλέβες, το μήκος των οποίων μετρίεται σε δεκάδες ή ακόμη και σε εκατοντάδες Km, πράγμα όμως που οφείλεται, κατά πάσα πιθανότητα, σε τεκτονικά αίτια (συστοιχίες φλεβών). Μια τέτοια περίπτωση αντιπροσωπεύει η παγκόσμια γνωστή «συστοιχία φλεβών» του Mother Lode στην Καλιφόρνια, το μήκος της οποίας ξεπερνάει τα 250 Km.

Η ορυκτολογική σύσταση των χρυσοφόρων χαλαζιακών φλεβών είναι γενικά απλή. Εκτός από το χαλαζία, το ποσοστό του οποίου φτάνει μέχρι και 98%, περιέχουν σουλφίδια διαφόρων μετάλλων και κυρίως σιδηροπυρίτη, αρσενοπυρίτη, χαλκοπυρίτη και, κάποτε, λίγο αντιμονίτη. Ο Au παρουσιάζεται συνήθως με τη μορφή μικρών κόκκων, που είτε είναι ελεύθεροι είτε βρίσκονται σαν εγκλείσματα στους κρυστάλλους του χαλαζία, σιδηροπυρίτη ή αρσενοπυρίτη. Οι κόκκοι αυτοί δεν αποτελούνται από εντελώς καθαρό Au αλλά από κράμα, στη σύνθεση του οποίου μετέχει Ag σε ποσοστό 10-20%. Συνήθως, το ποσοστό του Au των εκμεταλλεύσιμων χαλαζιακών φλεβών κυμαίνεται μεταξύ 10-30 ppm (από Μελιδώνη 1992).

1.3.2 Υπομικροσκοπικός χρυσός

Χρυσός υπό μορφή στερεού διαλύματος: Ο όρος αυτός χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά για χρυσό που εντοπίστηκε σε αρσενοπυρίτες και αναφέρεται σε χρυσό μη ορατό με το οπτικό μικροσκόπιο. Αυτή η μορφή είναι δυσκατέργαστη (refractory), επειδή ο χρυσός δεν ανακτάται εύκολα με κυάνωση από τα ορυκτά ξενιστές του, όπως είναι ο σιδηροπυρίτης, αρσενοπυρίτης, εναργίτης και ο χαλκοπυρίτης (Πίνακας 1-2). Ο χρυσός εμφανίζεται κατά προτίμηση σε σημαντικές συγκεντρώσεις στον αρσενοπυρίτη, όμως ο πιο κοινός ξενιστής είναι ο σιδηροπυρίτης. Αρκετές θεωρίες έχουν προταθεί για την παρουσία του χρυσού στην κρυσταλλική δομή του αρσενοπυρίτη, αλλά έχει γίνει γενικά αποδεκτό ότι βρίσκεται ως Au^+ . Επίσης παρατηρείται ότι, όταν ο σιδηροπυρίτης είναι πλούσιος σε αρσενικό, περιέχει αρκετό χρυσό (>1 ppm). Είναι χαρακτηριστικό το γεγονός ότι στα διάφορα μεταλλεύματα, τα

οποία περιέχουν παραπάνω από έναν μορφολογικό τύπο σιδηροπυρίτη, ο χρυσός γενικά περιορίζεται στις λεπτόκοκκές ποικιλίες των θειούχων ορυκτών (Γραμματικόπουλος κ.α. 2005).

Πίνακας 1-3 Ορυκτά φορείς του χρυσού υπό μορφή στερεού διαλύματος, (Γραμματικόπουλος κ.α. 2005)

Ορυκτό		Μέγιστη συγκέντρωση Au (ppm)
Αρσеноπυρίτης	FeAsS	15.200
Σιδηροπυρίτης	FeS ₂	13.200
Λονγκίτης	FeAs ₂	275
Λουζονίτης/ εναργίτης	Cu ₃ AsS ₄	418
Τεναντίτης	Cu ₉ Fe ²⁺ ₃ As ₄ S ₁₃	40
Τετραεδρίτης	Cu ₉ Fe ²⁺ ₃ Sb ₄ S ₁₃	72
Χαλκοπυρίτης	CuFeS ₂	7,7
Βορνίτης	Cu ₅ FeS ₄	<1

Κολλοειδής χρυσός: Με τον όρο αυτό ορίζεται ο υπομικροσκοπικός μοριακός χρυσός με μέγεθος 100-5000Å. Οι κύριοι ορυκτολογικοί φορείς του τύπου αυτού δίνονται στον Πίνακα 1-4

Πίνακας 1-4 Ορυκτά φορείς χρυσού κολλοειδούς μορφής, (Γραμματικόπουλος κ.α 2005)

Ορυκτό		Μέγιστη συγκέντρωση Au (ppm)
Σιδηροπυρίτης	FeS ₂	2.800
Οξειδία του Fe		1.200
Αρσеноπυρίτης	FeAsS	20

Χρυσός προσροφημένος στην επιφάνεια ορυκτών: Χρυσός προσροφημένος στην επιφάνεια ορυκτών (π.χ. σιδηροπυρίτη, γραφίτη) ανιχνεύθηκε και εκφράστηκε ποσοτικά για πρώτη φορά με την μέθοδο φασματομετρίας μάζας. Μικροκρύσταλλοι σιδηροπυρίτη από έναν αριθμό μεταλλευμάτων διαφορετικών γεωλογικών περιβαλλόντων περιέχουν χρυσό στην επιφάνεια τους προφανώς προσροφημένο από γενετικά διαλύματα (υδροθερμικά ρευστά). Αυτή η μορφή του χρυσού μπορεί να αποτελεί ένα σημαντικό ποσοστό (>10%) της συνολικής περιεκτικότητας του χρυσού σε μερικά μεταλλεύματα (Γραμματικόπουλος κ.α. 2005).

1.4 ΧΡΥΣΟΣ ΣΤΟ ΘΑΛΑΣΙΝΟ ΝΕΡΟ

Η παρουσία διαλυμένου Au στα ύδατα των ωκεανών αναφέρθηκε πρώτη φορά το 1872. Από τότε πολλοί ήταν αυτοί που για οικονομικό όφελος προσπάθησαν ανεπιτυχώς να ανακτήσουν Au από το θαλασσινό νερό. Μετά από μια δεκαετία ερευνών γύρω στα 1920 ο Fritz Haber αφού είχε αναλύσει μεγάλο αριθμό δειγμάτων

από ολόκληρο τον κόσμο κατέληξε ότι η περιεκτικότητα του θαλασσινού νερού σε χρυσό ήταν πολλές τάξεις μεγέθους μικρότερη από αυτή που είχε μέχρι τότε αναφερθεί. Πιο συγκεκριμένα, ο μέσος όρος του περιεχομένου Au σε δείγματα που ελήφθησαν από σταθμούς στην ανοικτή θάλασσα ήταν $\sim 20 \text{ pmol/l}$. Σε μετέπειτα βιβλιογραφικές αναφορές καταγράφονται ευρύτερα κυμαινόμενες τιμές Au. Τα αποτελέσματα ερευνών που πραγματοποιήθηκαν από το 1927 ως το 1970, σχετικών με τον καθορισμό του περιεχομένου Au στο θαλασσινό νερό συνοψίστηκαν από τον Jones (1970). Παρόλα αυτά, σύγχρονες έρευνες υποδεικνύουν περιεκτικότητες Au σε θαλασσινό νερό της τάξης των δεκάδων ως εκατοντάδων fmol/l , δηλαδή τρεις τάξεις μεγέθους λιγότερο από τη τιμή που δόθηκε αρχικά.

Όπως γίνεται αντιληπτό, ελάχιστα είναι γνωστά για τη θαλάσσια γεωχημεία του Au. Οι μετρούμενες τιμές Au στο θαλασσινό νερό είναι μικρότερες από αυτές που θα αναμένονταν αν η παρουσία του Au οφειλόταν μόνο στη διάλυσή του. Ο διαλυμένος Au μπορεί εύκολα να μετατραπεί σε μεταλλικό χρυσό με τη δράση αναγωγικών μέσων. Υπάρχουν κάποιες ενδείξεις συγκέντρωσης Au σε συγκεκριμένα είδη άλγης μέσω προσρόφησης και αναγωγής. Όμως, καμία βιοχημική λειτουργία του Au δεν είναι γνωστή έτσι ώστε να είναι δυνατή η εξήγηση της επίδρασης της βιοσυσσώρευσης στον ωκεάνιο κύκλο του Au. Οι Koide et al. (1988) ανέφεραν ως μέση τιμή τα $185 \pm 40 \text{ fmol Au/l}$ για τα παράκτια και επιφανειακά νερά του Ειρηνικού και τα $145 \pm 45 \text{ fmol Au/l}$ για νερά ανοικτής θάλασσας του Ειρηνικού.

1.4.1 Ο χρυσός στην υδάτινη στήλη

Η περιεκτικότητα του χρυσού στην υδάτινη στήλη του Ατλαντικού και του Ειρηνικού ωκεανού δε φαίνεται να παρουσιάζει σημαντικές διαφορές ($55 \pm 22 \text{ fmol/l}$ και $53 \pm 36 \text{ fmol/l}$ αντίστοιχα). Η μεγαλύτερη περιεκτικότητα Au που βρέθηκε σε βαθειά νερά της Μεσογείου συγκριτικά με τα βαθειά νερά του Ατλαντικού και του Ειρηνικού ενδεχομένως να οφείλεται στην εγγύτητα της χέρσου από την οποία έγινε η τροφοδοσία μέσω ποτάμιων συστημάτων καθώς επίσης και αιολικής σκόνης. Πέραν των δύο προαναφερθέντων τρόπων εμπλουτισμού της θαλάσσιας στήλης σε Au, σημαντικός παράγοντας είναι και η υποθαλάσσια υδροθερμική δραστηριότητα. Τέλος, η κοσμική προέλευση (cosmic flux) και η θαλάσσια ιζηματογένεση μέσω βύθισης των αιωρούμενων υλικών, επιδρούν σε μικρότερο ως ασήμαντο βαθμό.

Ποτάμια τροφοδοσία

Στην περίπτωση της ποτάμιας τροφοδοσίας οι πρωταρχικές μελέτες παρουσίαζαν μεγάλα εύρη τιμών διαλυμένου Au σε ποτάμια και χειμάρους της τάξεως από μερικά pmol/l ως $\mu\text{mol/l}$. Ορισμένοι ερευνητές βρήκαν τιμές διαλυμένου

Au που βρίσκονταν στο όριο ανιχνευσιμότητας των μερικών pmol/l ή ακόμα και κάτω από αυτό. Εξαιρέση αποτελούσαν τα ποτάμια συστήματα που απέρρεαν λεκάνες πλούσιες σε Au. Η ποσότητα του διαλυμένου Au στο θαλασσινό νερό που προέρχεται από τα ποτάμια συστήματα εκτιμάται ότι είναι μικρότερη από 2×10^5 mol Au/yr με ανώτατο όριο τα 2×10^4 mol Au/yr.

Αιολική τροφοδοσία

Στην περίπτωση της αιολικής τροφοδοσίας η συσσώρευση Au γίνεται με την συνεχόμενη απόθεση αερολυμάτων (aerosols) στην θάλασσα. Με τον τρόπο αυτόν μπορεί να πραγματοποιηθεί φυσικός εμπλουτισμός 10-500 φορές πάνω από την μέση τιμή. Όμως, η ανίχνευση Au είναι δύσκολη εξαιτίας του ορίου ανιχνευσιμότητας, των αναλυτικών μεθόδων καθώς επίσης και της ποσότητας του συλλεχθέντος δείγματος που συνήθως δεν ξεπερνά τα 30 mg. Μόνο στην περίπτωση φυσικού εμπλουτισμού 10 ως 100 φορές ενδέχεται η συσσώρευση Au να προσεγγίσει το όριο ανιχνευσιμότητας. Η συνεισφορά της αιολικής τροφοδοσίας στο ποσοστό του διαλυμένου Au στο θαλασσινό νερό εκτιμάται σε περίπου $0,1 - 2 \times 10^3$ mol Au/yr.

Υποθαλάσσια υδροθερμική δραστηριότητα

Η ετήσια εισροή υδροθερμικών ρευστών στο θαλασσινό νερό έχει εκτιμηθεί σε $2,3 \times 10^{14}$ l νερού με θερμοκρασία 350°C. Εφόσον θεωρηθεί ότι η συγκέντρωση Au κυμαίνεται μεταξύ 37-250 pmol/l, τότε η ετήσια τροφοδοσία σε Au που οφείλεται στην υδροθερμική δραστηριότητα είναι $0,9 - 6 \times 10^4$ mol Au. Το εύρος αυτό αναμένεται να είναι και το ανώτερο όριο εισροής Au για δύο λόγους. Πρώτον, το μεγαλύτερο ποσοστό Au που βρίσκεται διαλυμένο στα υδροθερμικά ρευστά δεν διαχέεται στους ωκεανούς ομοιόμορφα, αλλά περιορίζεται στην περιοχή πλησίον της υδροθερμικής δραστηριότητας αφού η καθίζηση Au από το διάλυμα φαίνεται ότι διευκολύνεται από την παρουσία θειούχων ορυκτών που σχηματίζουν το υδροθερμικό νέφος (plume). Δεύτερον, η διαλυτότητα του Au εξαρτάται από τη θερμοκρασία. Επομένως, οι τιμές που έχουν μετρηθεί σε θερμοκρασίες 332°C, που επικρατούν σε υποθαλάσσια υδροθερμικά συστήματα, είναι πιθανότατα πολύ κοντινές στην υψηλότερη τιμή Au.

Κοσμική προέλευση

Η απόθεση Au που προέρχεται από κοσμική τροφοδοσία ανέρχεται σε 110 mol Au/yr. Ο ρυθμός αυτός υπολογίστηκε εμμέσως λαμβάνοντας υπόψη το ρυθμό απόθεσης Ιριδίου (Ir) σε ιζήματα βαθιάς θάλασσας. Γίνεται σαφές ότι ο ρυθμός απόθεσης με αυτόν τον τρόπο δεν είναι σημαντικός συγκρινόμενος με τους προηγούμενους τρόπους.

Καθίζηση αιωρούμενου υλικού στα θαλάσσια ιζήματα

Τα δεδομένα για την περιεκτικότητα χρυσού στα θαλάσσια ιζήματα είναι

ελάχιστα και καταλήγουν ότι η συγκέντρωση του Au δεν παρουσιάζει μεγάλες διακυμάνσεις σε διαφορετικές τοποθεσίες και διαφορετικά είδη ιζήματος. Οι τιμές κυμαίνονται γύρω από τις τιμές υποβάθρου στο φλοιό δηλαδή 1,5 – 4 ppb (Πίνακας 1-5). Θεωρώντας ότι τα περίπου 200×10^{14} g του υλικού που εισέρχονται στους ωκεανούς ετησίως, με το περισσότερο να έρχεται μέσω ποτάμιων συστημάτων, παρουσιάζουν μέση συγκέντρωση Au 2ppb, τότε τουλάχιστον 2×10^5 mol Au/yr θα συσσωρεύεται στα θαλάσσια ιζήματα.

Πίνακας 1-5: Ο χρυσός στα διάφορα στερεά υλικά κατά Falkner and Edmond (1990) και βιβλιογραφίες εντός αυτού

Υλικό	Μέση τιμή/εύρος (ppb)	Αναφορά
CI-χονδρίτες	145±15%	Anders and Ebihara, 1982
Πετρώματα φλοιού	0,5 – 5	Crocket, 1974
	1,5	Crocket and Kuo, 1979
	4	Taylor, 1964
Θαλάσσια Ιζήματα		
Πελαγικά	1,5 (0,6 – 5,3)	Crocket and Kuo, 1979
	1,9 (0,1 – 6,3)	Koide, et al., 1986
Ανοξικά παράκτια	2,4 (0,4 – 5,9)	Koide, et al., 1986
Κόνδυλοι Μαγγανίου	2,9 (0,2 – 8,3)	Crocket and Kuo, 1979
	1,1 (0,1 – 7,4)	Koide, et al., 1986
Υδροθερμικές αποθέσεις		
Περιοχές Ειρηνικού	2 -510	Koide, et al., 1986
	20 – 6700	Hannington, et al., 1986
Μεσο-Ατλαντική Ράχη	800 – 16400	Hannington, et al., 1988

1.4.2 Χρυσός στους Ωκεανούς

Σύμφωνα με Falkner and Edmond (1990) καθώς και με τους Koide et al. (1988) η συγκέντρωση του διαλυμένου Au στο θαλασσινό νερό (δεκάδες με εκατοντάδες fmol/l) είναι τρεις τάξεις μικρότερη από την συγκέντρωση που πρότειναν προηγούμενες εργασίες.

Οι κύριοι τρόποι εισροής Au στους ωκεανούς είναι τα ποτάμια συστήματα και η υδροθερμική δραστηριότητα, χωρίς όμως να έχουν εκτιμηθεί σαφώς το ποσοστό συμμετοχής τους. Λαμβάνοντας υπόψη τη μέση περιεκτικότητα Au στο θαλασσινό νερό τα 50 fmol/l και τον όγκο των ωκεανών παγκοσμίως $1,35 \times 10^{21}$ l, τότε το συνολικό ποσό διαλυμένου Au στους ωκεανούς εκτιμάται σε 7×10^7 mole (14.000 τόννοι). Η συνολική εισροή διαλυμένου Au στους ωκεανούς εξαρτάται κυρίως από το

κατά πόσο ο Au ποτάμιας προέλευσης μετακινήθηκε στις εκβολές καθώς και από τη διασπορά του υδροθερμικού Au. Ο χρόνος παραμονής του Au στους ωκεανούς προσεγγίζει σε τάξη μεγέθους τα 1000 έτη.

1.5 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΧΡΥΣΟΥ ΣΤΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

Οι θεωρίες για την κατανομή του χρυσού στη λιθόσφαιρα στηρίζονται σε αυστηρά μοντέλα για τις αποθέσεις χρυσού. Μια ομάδα μελετητών υποστηρίζει πως ο χρυσός προέρχεται από μεγάλες μάζες πετρωμάτων που υποβυθίζονται και αλληλεπιδρούν με ρευστά και πετρωμάτα στο βάθος του φλοιού της γης (κατά Kerrich, 1983; Groves & Phillips, 1987; Colvine et al., 1988 από Foster 1993) ενώ άλλοι μελετητές τονίζουν τον σχετικά περιορισμένο αριθμό πετρογενετικών ομάδων που εμφανίζουν συγκεντρώσεις χρυσού πάνω από το κανονικό και επικεντρώνουν την έρευνά τους σε αυτά (Viljoen *et al.*, 1970; Keays, 1984 από Foster 1993).

Είναι συνεπώς σημαντικό να γνωρίζουμε τη μέση περιεκτικότητα σε χρυσό σε διάφορους τύπους πετρωμάτων της λιθόσφαιρας και ποιες συγκεντρώσεις είναι πιθανώς ενδεικτικές για την ύπαρξη κοιτάσματος. Οι Tilling *et Al.* (1973), υποστήριξαν ότι τα μη εξαλλοιωμένα πυριγενή πετρώματα γενικά παρουσιάζουν συγκέντρωση σε χρυσό χαμηλότερη από 5 ppb ενώ συγκεντρώσεις της τάξεως των 10 ppb εμφανίζονται σπάνια. Σαν κοιτάσματα χρυσού μπορεί να χαρακτηριστούν περιοχές οι οποίες παρουσιάζουν συγκέντρωση σε χρυσό 3000 φορές μεγαλύτερη από την συγκέντρωση του υπόβαθρου. Παρόλα αυτά συγκεντρώσεις χρυσού μερικών δεκάδων ppb μπορούν να υποδεικνύουν διαδικασίες σχηματισμού απόθεσης χρυσού (Foster 1993).

Πυριγενή πετρώματα

Στα πυριγενή πετρώματα η συγκέντρωση του χρυσού κυμαίνεται από 0,5 έως 5 ppb. Ο μέσος όρος για όλα τα φανεροζωϊκά πετρώματα κυμαίνεται από 1,2 ppb έως 3,5 ppb (σε βασάλτες), ενώ οι τιμές αυτές μειώνονται στα 0,5 ppb εάν υπολογιστούν μόνο τα πλουτώνια πετρώματα (Foster 1993).

Ιζηματογενή πετρώματα

Τα ιζηματογενή πετρώματα έχουν παράγει τον περισσότερο από τον χρυσό του κόσμου. Πολλοί ερευνητές θεωρούν τα ιζηματογενή πετρώματα ως την κύρια πηγή χρυσού. Γενικά για τα ιζηματογενή πετρώματα ισχύει:

- στα σημαντικότερα ιζηματογενή πετρώματα (κροκαλοπαγή/ ψαμμίτες, αργιλικόι σχιστόλιθοι και ασβεστόλιθοι), οι υψηλότερες μέσες συγκεντρώσεις σε χρυσό βρίσκονται στα χονδρόκοκκα έως μέσης κοκκομετρίας πετρώματα.
- οι αργιλικόι σχιστόπηλοι έχουν μια μέση συγκέντρωση σε χρυσό

συγκρινόμενη με τα ενδιάμεσης σύστασης πυριγενή πετρώματα και πιθανώς αντιπροσωπεύουν το περιεχόμενο σε χρυσό των μητρικών πετρωμάτων του ανώτερου φλοιού καλύτερα από άλλες κύριες τάξεις ιζηματογενών πετρωμάτων. Ωστόσο, η φύση του περιβάλλοντος απόθεσης μπορεί να επηρεάσει την συγκέντρωση σε χρυσό των αργιλικών σχιστόλιθων όπως φαίνεται και στην υψηλή συγκέντρωση χρυσού των ανθρακικών αργιλικών σχιστόλιθων.

- τα ανθρακικά ιζήματα έχουν την χαμηλότερη συγκέντρωση σε χρυσό από όλα τα ιζηματογενή πετρώματα.
- οι προκάμβριοι σχηματισμοί σιδήρου και τα σιδηρούχα ιζηματογενή πετρώματα παρουσιάζουν υψηλές μεταβολές στην συγκέντρωση σε χρυσό. Μερικοί τύποι πλούσιοι σε σουλφίδια υπερβαίνουν σε συγκέντρωση τα 100 ppb. Τα πετρώματα τα οποία είναι πλούσια σε οξειδία παρουσιάζουν πολύ χαμηλότερες συγκεντρώσεις σε χρυσό και φαίνεται να καθρεφτίζουν διαφορετικά περιβάλλοντα απόθεσης.
- Τα λεπτόκοκκα ιζήματα πλούσια σε άργιλο βαθιάς θάλασσας και χερσαίας προέλευσης παρουσιάζουν συγκεντρώσεις χρυσού γύρω στα 3 ppb συγκρινόμενες με το 1,5 ppb των βιοχημικών ιζημάτων βαθιάς θάλασσας. Γενικά, τα βιοχημικά ιζήματα παρουσιάζουν χαμηλότερη συγκέντρωση σε χρυσό περίπου στο μισό της μέσης συγκέντρωσης των πλούσιων αργιλικών ιζημάτων (Foster 1993).

Η κατανομή του χρυσού στα διάφορα ιζήματα και στα ιζηματογενή πετρώματα φαίνεται στους πίνακες 1-6 και 1-7.

Πίνακας 1-6 Κατανομή του χρυσού στα ιζήματα(Foster 1993)

Περιγραφή	Μέσος όρος δειγμάτων (ppb)	σ	R	N
Υποθαλάσσια ιζήματα				
Ασβεστολιθικά ιζήματα με περιεχόμενη άργιλο. (Ειρηνικός ωκεανός).	3,1	1,9	1,3-7,6	14
Ασβεστολιθικά ιζήματα με άργιλο έως 16%. (Ειρηνικός 39° νότια)	1,3	0,65	0,4-2,8	19
Λουτίτες. (Ειρηνικός, Ανταρκτική, Ινδικός ωκεανός)	2,9	2,4	0,6-9	10
Υποθαλάσσια άργιλος. Μαύρη θάλασσα.	6,2		3,5-9	7
Ασβεστολιθικά με βιογενή ιλύ. Καραϊβική και Ανταρκτική	1,8	1,0	0,9-3,5	24
Πυριτική ιλύς. Ειρηνικός, Ανταρκτική.	0,85	0,3	0,5-1,5	9

Περιγραφή	Μέσος όρος δειγμάτων (ppb)	σ	R	N
Χερσογενή ιζήματα				
Ιλύς, άργιλος, άμμος, 30% ανθρακικά. Βαλτική, Μαύρη θάλασσα, Μεσόγειος.	3,2		0,1-24	61
Αμμώδης και αργιλώδης λάσπη. Αρκτικός ωκεανός.	2,8	0,8	1,6-4,2	9
Ιλύς με μαφικά πυροκλαστικά κορήματα. Ατλαντικός.	4.2		0.5-15	5
Βιογενετικά πλούσια σε ανθρακικά (>30%) ιζήματα				
Αργιλικά και αργιλικά ιζήματα σε μέγεθος ιλύος. Μεσόγειος.	3,1		1,1-6,5	46
Άργιλος, ιλύς και ιζήματα με μέγεθος άμμου. Ατλαντικός.	1,5		0,7-3,4	9
Ιζηματογενή πετρώματα				
Κροκαλοπαγή, ψαμμίτες, ιλυόλιθος				
Ιλυόλιθος. Tuva. Χερσόνησος Taymyr. Yenisey Range, Ρωσία	2.7		0.5-7.0	59
Ιλυόλιθος. Undino – Λεκάνη Dainsk. Tranbaykalia, Ρωσία	8.75	4.7	0.5-19	1074
Ιλυόλιθος και γραουβάκες, Bohemian Massif, Τσεχία	4.6		1-19	55
Ιλυόλιθος ηφαιστειακής τέφρας. Superior Province (Archean) Καναδάς	1.1	1.95	0.1-8.8	24
Αργιλικός σχιστοπηλός, αργιλίτης				
Αργιλικός σχιστοπηλός χωρίς ανθρακικά. Kuznetsk, Sayan, Tuva, Taymyr, Yenisey, Ρωσία	2.2		0.1-8.3	235
Ανθρακικός αργιλικός σχιστοπηλός. Kuznetsk, Sayan, Tuva, Taymyr, Yenisey, Ρωσία	6,7		0,1-29	548
Αργιλικός σχιστοπηλός. Λεκάνη Witwatersrand, S. Africa. Μακριά από μεταλλογένεση	4,1	5,3	0,3-23	19
Αργιλικός σχιστοπηλός. Gubio, Ιταλικά Απένινα.	1.85	1.6	0.4-5.8	16
Όπου σ = τυπική απόκλιση, R= εύρος τιμών, N = αριθμός δειγμάτων				
*Αποθέσεις βαθέων υδάτων οι οποίες χαρακτηρίζονται από την επικράτηση των κελυφών Τρηματοφόρων ιδιαίτερα του γένους <i>Globigerina</i> .				

Πίνακας 1-7 Κατανομή του χρυσού στα πετρογενετικά ορυκτά (από Foster 1993).

Περιγραφή	Μέσος όρος δειγμάτων (ppb)	σ	R	N
Χαλαζίας				
Γρανιτικοί πλουτωνίτες.	0.23	0.11	0.1-0.6	13
Σε γρανитоειδή	2.0			71
Γρανιτοειδή και Skarn	4.7	2.9		118
Φιλοξενούμενοι σε γάββρους.	5,85		3,4-86	12
Ιζηματογενή πετρώματα	4,7		1,0-63	236
Άστριοι				
Πλαγιόκλαστα				
Σχετιζόμενοι με γρανιτοειδή	3,8		1,2-8,6	526
Μαφικές διεισδύσεις.	10.5		1.1-21	22
Περιγραφή	Μέσος όρος δειγμάτων (ppb)	σ	R	N
Κ-Άστριοι				
Γρανιτικοί πλουτωνίτες	0.46	0.46	0.02-1.4	8
Σχετιζόμενοι με γρανιτοειδή	3.0		1.1-5.6	316
Ιζηματογενή πετρώματα	3.6		1.6-41	37
Βιοτίτες				
Φιλοξενούμενοι σε γρανιτοειδή	7,0		1,8-11	128
Γρανιτοειδή και Skarn	6,8	5,5		146
Ιζηματογενή πετρώματα	5,1		2,4-6,9	42
Μοσχοβίτες				
Φιλοξενούμενοι σε γρανιτοειδή	6,7	2,7	2,8-14	16
Ιζηματογενή πετρώματα	2,5		1,1-6,4	58
Κεροσίλβη, Αμφίβολοι				
Γρανοδιορίτης, Ουράλια	23	9.7	9.7-35	6
Γρανιτοειδή, Ρωσία, διάφορες περιοχές	2.2		1.6-2.7	43
Γρανιτοειδή, Altay Sayan, Σιβηρία	6.8	5.1		176
Γρανιτικοί πλουτωνίτες	0.55	0.03	0.2-1.3	9
Γάββρος, γρανοδιορίτης. Καμτσάκα	26	21	8.9-46	6
Πυρόξενοι				
Γρανιτοειδή. Καζακστάν	17	18	3,0-43	4
Γρανιτοειδή. Altay Sayan, Σιβηρία	3,4	1,9	1,0-12	38
Skarn. Ρωσία	8,6		0,9-31	123
Γάββρος-Δολερίτης	9,0		2,2-34	38
Μαγνητίτες				
Γρανιτοειδή. Ουράλια	42	31	3,0-112	16
Γρανιτοειδή, Ρωσία, διάφορες περιοχές	10,4		5,3-20	542
Σχετιζόμενοι με γρανιτοειδή. Ρωσία	19		18-35	26
Γρανιτικοί πλουτωνίτες. Δυτικές ΗΠΑ	15	23	0,4-49	8
Σχετιζόμενοι με Γάββρους. Ουράλια	6,4		3-20	21

Γάββρος-Δολερίτης. Σιβηρία	7,4	2,1	0,3-28	45
Γάββρος, γρανοδιορίτης. Καμτσάλα	14,5	14	4,3-46	7
Ιλμενίτες				
Γρανιτοειδή. Καζακστάν	7,5	2,1	5,2-9,2	3
Γρανιτοειδή. Ουράλια	9,2	6,5	2,3-22	14
Γρανιτοειδή. Ρωσία, διάφορες περιοχές	14		2,2-40	29
Σφήνες (Τιτανίτης)				
Γρανιτοειδή. Καζακστάν	10	7,2	3,6-19	6
Γρανιτοειδή. Ουράλια	21	11	3,7-37	12
Γρανιτοειδή. Ρωσία, διάφορες περιοχές	8,8		6,9-9,9	48
Απατίτες				
Γρανιτοειδή. Ουράλια	8,0	2,5	4,1-13	16
Γρανιτοειδή, Ρωσία, διάφορες περιοχές	7,3			10
Ζιρκόνιο				
Γρανιτοειδή, Ρωσία, διάφορες περιοχές	21			14
Όπου σ = τυπική απόκλιση, R= εύρος τιμών, N = αριθμός δειγμάτων				

Μεταμορφωμένα πετρώματα

Στα μεταμορφωμένα πετρώματα το ενδιαφέρον επικεντρώνεται στην κινητικότητα του χρυσού σε σχέση με της αντιδράσεις που γίνονται κατά την μεταμόρφωση. Σε αρκετά πετρώματα μέσες τιμές 2 – 10 ppb φανερώνουν πως ο χρυσός δεν χάνεται στην μεταμόρφωση. Σε αντίθεση άλλα πετρώματα παρουσιάζουν συγκεντρώσεις από **1,5 έως 3,7 ppb** (Foster 1993).

1.6 ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΣΕΙΣ ΚΑΙ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΧΡΥΣΟΥ

1.6.1. Παλαιότερες ονοματολογίες μαγματικά συνδεδεμένων μεταλλοφοριών

Τα κριτήρια που χρησιμοποιήθηκαν από τους διάφορους συγγραφείς, για την εδραίωση των γενετικών συστημάτων κατάταξης των κοιτασμάτων της μαγματικής ακολουθίας είναι τα εξής:

1. Το βάθος της μαγματικής εστίας (μαγματικού θαλάμου) από την επιφάνεια της γης κατά το χρόνο της μετακίνησης των μεταλλοφόρων διαλυμάτων. Διακρίνονται τρεις επιμέρους ομάδες κοιτασμάτων (Εικόνα 1-2):

α. *Κοιτάσματα που σχετίζονται με σώματα διείσδυσης μεγάλου, μέτριου και μικρού βάθους.* Συγκεκριμένα, πρόκειται για τα μαγματικά σώματα, η ανώτερη οριακή επιφάνεια των οποίων βρίσκεται σε βάθος που κυμαίνεται μεταξύ ~ 14 και ~3 Km.

β. *Υποηφαιστειακά κοιτάσματα.* Η αρχική ανώτατη οριακή στάθμη των μαγματιτών κυμαίνεται μεταξύ ~3 Km και μόλις μερικών εκατοντάδων m από την επιφάνεια της γης.

γ. *Ηφαιστειογενή κοιτάσματα*. Σχηματίζονται κοντά ή πάνω στην επιφάνεια της γης.

2. Η απόσταση της θέσης σχηματισμού των κοιτασμάτων από τη μαγματική εστία. Διακρίνονται οι επόμενες πέντε ομάδες (Εικόνα 1-2):

α. *Τηλεμαγματικά κοιτάσματα*. Τα μεταλλοφόρα διαλύματα, που προ του αποχωρισμού απ' αυτά των μεταλλικών και σύνδρομων ορυκτών διάνυσαν μεγάλες αποστάσεις, έχουν απορρεύσει από μαγματικές εστίες που δεν είναι γνωστές

β. *Κρυπτομαγματικά κοιτάσματα*. Στην περίπτωση αυτή δεν αποδεικνύεται μεν άμεσος συσχετισμός με κάποια συγκεκριμένα μαγματικά σώματα, η ύπαρξη όμως τέτοιων σωμάτων είναι είτε γνωστή από την ευρύτερη περιοχή, είτε εικάζεται σαν πολύ πιθανή από διάφορα γεωλογικά δεδομένα.

γ. *Απομαγματικά κοιτάσματα*. Μολονότι δεν μπορεί να γίνει άμεσος συσχετισμός μεταξύ κοιτασμάτων και μαγματικών σωμάτων (που βρίσκονται σε σχετικά μεγάλες αποστάσεις), η άποψη ότι μεταξύ αυτών υπάρχουν γενετικές σχέσεις τεκμηριώνεται με διάφορα επιχειρήματα.

δ. *Περιμαγματικά κοιτάσματα*. Αναπτύσσονται συνήθως στον άμεσο περίγυρο των μαγματικών σωμάτων (κάποτε και στους περιφερειακούς τομείς τους), με τα οποία δείχνουν σαφείς γενετικές σχέσεις.

ε. *Ενδομαγματικά κοιτάσματα*. Βρίσκονται μέσα στους αντίστοιχους μαγματίτες. Ο αποχωρισμός των μεταλλικών ορυκτών γίνεται είτε στα γενικότερα πλαίσια της πετρογένεσης (συνήθως κατά τη φάση της πρώτης κρυστάλλωσης), είτε πολύ μετά απ' αυτή αλλά μέσα σε προσχηματισμένα μαγματικά πετρώματα.

3. Το απόλυτο βάθος αποχωρισμού και απόθεσης των παραγενετικών ορυκτών, ανεξάρτητα από τη θέση της μαγματικής εστίας από την οποία προέρχονται τα αντίστοιχα ρευστά. Πρακτικά, ο χαρακτήρας των φυσικών συγκεντρώσεων χρήσιμων ορυκτών προσδιορίζεται μόνο από τον τόπο σχηματισμού τους ως προς την ελεύθερη επιφάνεια, δηλαδή από την επικρατούσα εκεί πίεση. Διακρίνονται οι επόμενες πέντε κατηγορίες:

α. Επιφανειακές αποθέσεις (ή αποθέσεις στον ελεύθερο αέρα).

β. Αποθέσεις στον πυθμένα των θαλασσών ή των λιμνών.

γ. Αποθέσεις πολύ κοντά στην επιφάνεια της γης (στους ανώτατους ορίζοντες του φλοιού).

δ. *Υποαβυσσικές αποθέσεις* (σε μικρά μέχρι μέτρια βάθη).

ε. *Αβυσσικές αποθέσεις* (σε βάθη > 6Km).

4. Η ακριβής θέση των μεταλλοφόρων σχηματισμών ως προς τα διάφορα τμήματα (τομείς) του βαθόλιθου. Διακρίνονται οι επόμενες (σε συνδυασμό και με το κριτήριο 2) έξι περιπτώσεις (Εικόνα 1-2):

α. *Κρυπτοβαθολιθικοί σχηματισμοί* (ή *αποθέσεις*). Εντάσσονται στα πλαίσια των τελευταίων σταδίων της μαγματικής δραστηριότητας και αποχωρίζονται από τα περισσότερο απομακρυσμένα από τη μαγματική εστία διαλύματα. Σ' αυτούς ανήκουν τα τηλεμαγματικά και τα κρυπτομαγματικά κοιτάσματα.

β. *Ακροβαθολιθικοί σχηματισμοί* Είναι τοποθετημένοι γύρω από τους ακραίους (ανώτατους ή κορυφαίους) τομείς του μαγματίτη. Σ' αυτούς ανήκουν τα απομαγματικά και ένα μέρος των περιμαγματικών κοιτασμάτων.

γ. *Επιβαθολιθικοί σχηματισμοί*. Τοποθετούνται στους τομείς του μαγματίτη που βρίσκονται σε μεγαλύτερα, σε σχέση με την προηγούμενη περίπτωση, βάθη (ανώτερα τμήματά του). Στην ομάδα αυτή υπάγεται το μεγαλύτερο ποσοστό των περιμαγματικών και ένα μικρό μέρος των ενδομαγματικών κοιτασμάτων.

δ. *Εμβαθολιθικοί σχηματισμοί*. Σχετίζονται με τους τομείς του μαγματίτη που βρίσκονται σε ακόμη μεγαλύτερα βάθη. Οι μεταλλοφόρες συγκεντρώσεις αναπτύσσονται συνήθως μέσα στο σώμα των μαγματικών σωμάτων, σ' αυτούς δε ανήκει ένα μέρος από τα ενδομαγματικά κοιτάσματα.

ε. *Ενδοβαθολιθικοί σχηματισμοί*. Απαντώνται στους εσωτερικούς, όχι όμως και στους πιο βαθείς τομείς του μαγματίτη. Σ' αυτούς ανήκει το μεγαλύτερο μέρος των ενδομαγματικών κοιτασμάτων.

ζ. *Υποβαθολιθικοί σχηματισμοί* Είναι τοποθετημένοι στους βαθύτερους τομείς του μαγματικού σώματος, από τους οποίους συνήθως απουσιάζουν οι εμπλουτισμοί μεταλλικών ορυκτών.

5. Τα πλαίσια των θερμοκρασιών στις οποίες γίνεται ο αποχωρισμός των ορυκτολογικών παραγενέσεων. Με βάση το κριτήριο αυτό διακρίνονται οι επόμενες τέσσερις περιπτώσεις παραγενέσεων ή κοιτασμάτων (Εικόνα 1-2):

α. *Υποθερμικά κοιτάσματα*. Παραγενέσεις ή κοιτάσματα υψηλών θερμοκρασιών: μεταξύ 400° – 600°C .

β. *Μεσοθερμικά κοιτάσματα*. Παραγενέσεις ή κοιτάσματα μέτριων θερμοκρασιών: μεταξύ 200° - 400°C .

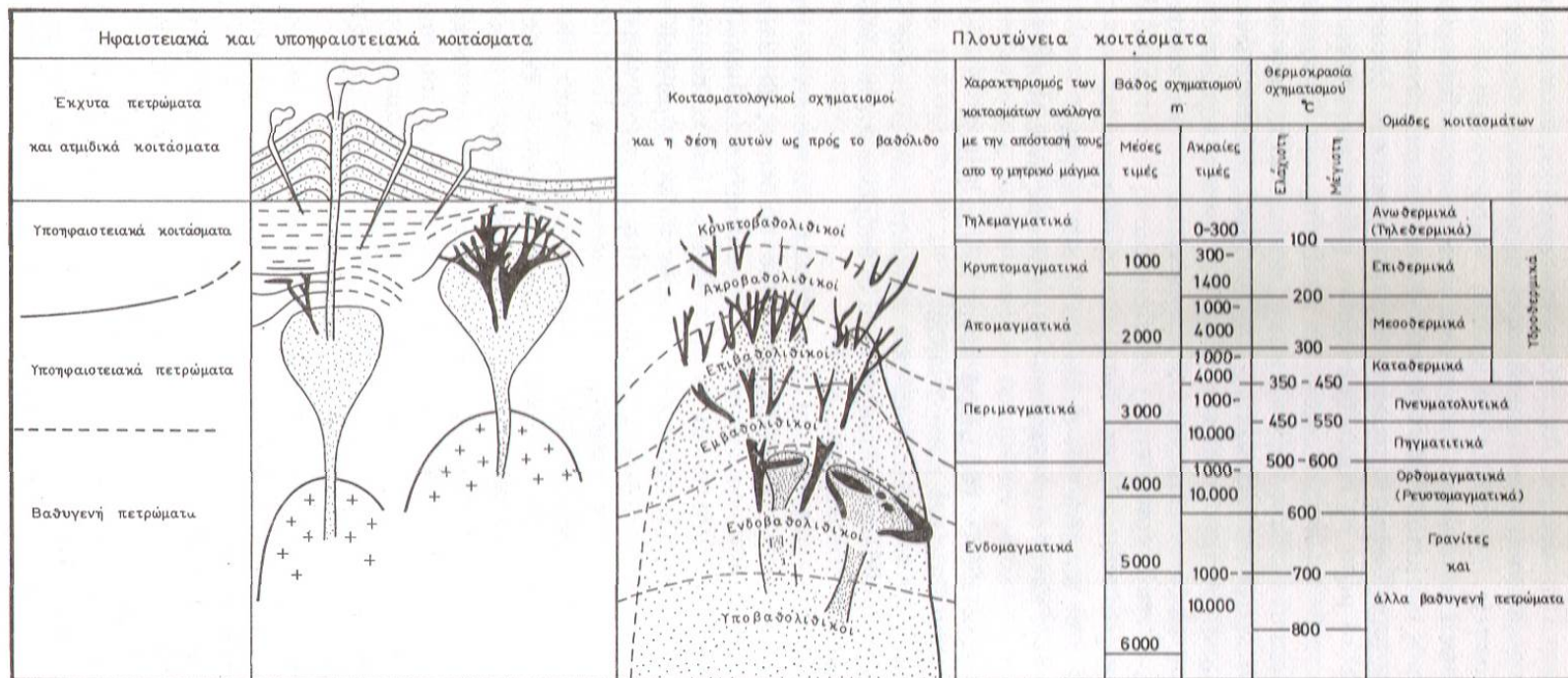
γ. *Επιθερμικά κοιτάσματα*. Παραγενέσεις ή κοιτάσματα χαμηλών θερμοκρασιών: μεταξύ 50° - 200°C .

δ. *Τηλεθερμικές*. (ή *ανωθερμικές* ή *αποθερμικές*) παραγενέσεις (ή κοιτάσματα). Παραγενέσεις ή κοιτάσματα πολύ χαμηλών θερμοκρασιών: κάτω των 100°C .

6. Η σταθερή συνύπαρξη ορισμένων μεταλλικών παραγενετικών ορυκτών και μετάλλων. Έχει διαπιστωθεί ότι αρκετές από τις πολυάριθμες ορυκτολογικές παραγενέσεις των υδροθερμικών κυρίως κοιτασμάτων – ανεξάρτητα από το αν αυτές είναι φλεβικού, διάσπαρτου ή συμπαγούς τύπου - δείχνουν (στις περιπτώσεις που

δημιουργούνται κάτω από ορισμένες φυσικοχημικές συνθήκες) μια αξιοσημείωτη σταθερότητα. Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με την έκδηλη τάση συνύπαρξης - στις αντίστοιχες παραγενέσεις - ορισμένων μετάλλων, έδωσε την δυνατότητα για την καθιέρωση μιας επιμέρους σειράς *κοιτασματολογικών ενοτήτων* ή, *κοιτασματολογικών σχηματισμών (Formationen.*, από τις οποίες ως πιο συνηθισμένες παρουσιάζονται οι επόμενες:

1. Σχηματισμοί Au και Au-Ag
2. Σχηματισμοί Cu και πυριτών.
3. Σχηματισμοί Pb-Ag-Zn.
4. Σχηματισμοί Ag-Co-Ni-Bi- U.
5. Σχηματισμοί Sn-Ag-Bi- W.
6. Σχηματισμοί Sb-Hg-As-Se.
7. Σχηματισμοί οξειδίων των Fe-Mn-Mg.
8. Σχηματισμοί ελεύθεροι μεταλλικών ορυκτών.



Εικόνα 1-2: Σχηματική παράσταση των διαφόρου βάθους μαγματικών εστιών και των ζωνών απόθεσης των αντίστοιχων κοιτασμάτων σε συνδυασμό με τις θερμοκρασίες σχηματισμού τους. (Κατά Schneiderhorn από Μελιδώνη 1992).

Είναι προφανές ότι τα κριτήρια (γεωχημικά-παραγενετικά) για την υπαγωγή ενός υδροθερμικού κοιτάσματος σ' έναν απ' αυτούς τους «σχηματισμούς», είναι εντελώς ανεξάρτητα από εκείνα όλων των προηγούμενων πέντε περιπτώσεων.

Εάν περιοριστούμε στην ονοματολογία των επιμέρους κοιτασμάτων του υδροθερμικού σταδίου, που θεσπίστηκε με βάση τα πλαίσια των θερμοκρασιών μέσα στα οποία γίνεται ο αποχωρισμός των συστατικών τους, αυτή χρησιμοποιείται και για τις αντίστοιχες ισόθερμες ζώνες γύρω από τις μαγματικές εστίες: *Υποθερμική μεσοθερμική και επιθερμική*. Η θέση των ζωνών αυτών ως προς τα διάφορου βάθους μαγματικά σώματα, καθώς και το πλάτος τους, είναι συνάρτηση της απόστασής τους από τις μαγματικές εστίες, τα δε πλάτη τους συνάρτηση του βάθους των αντίστοιχων εστιών από την επιφάνεια της γης. Έτσι, αν ο ορίζοντας της διείσδυσης ενός μαγματίτη βρίσκεται σε βάθος περίπου 20 km, οι μεσοθερμικοί π.χ. σχηματισμοί του αναπτύσσονται σε μια ζώνη μεταξύ 6,5- 9,5 km, την οποία, σε περίπτωση που η οροφή του βρισκόταν υψηλότερα, π.χ. σε βάθος 12 km, θα κατείχαν σε αρκετά μεγάλο ποσοστό οι αντίστοιχοι υποθερμικοί σχηματισμοί του.

Ένα άλλο, ιδιαίτερης σημασίας, συμπέρασμα είναι ότι οι παραγενέσεις και γενικότερα τα κοιτάσματα που δημιουργούνται μέσα σε κάθε μια από τις ζώνες αυτές, δεν εξαρτώνται από τις επικρατούσες εκεί πιέσεις.

Από τα προηγούμενα δεδομένα, συμπεραίνεται ότι για τη δημιουργία υποθερμικών κοιτασμάτων σημαντικών διαστάσεων απαιτείται όπως η οροφή των αντίστοιχων μαγματικών εστιών βρίσκεται σε βάθος μεγαλύτερο των 7-8 km, ενώ, αντίθετα, αξιόλογα πάχη τηλεθερμικών κοιτασμάτων πετυχαίνονται και από διεισδύσεις αρκετά μικρότερου βάθους. Ολόκληρη, πάντως, η σειρά των καλά αναπτυγμένων υδροθερμικών ζωνών απαντάται μόνο σε περιοχές πλουτωνισμού μεγάλου βάθους. Στις περιοχές αβαθούς πλουτωνισμού ή υποηφαιστειότητας, επειδή η ταχύτητα ελάττωσης της θερμοκρασίας είναι μεγάλη, δεν παρέχεται η χρονική ευχέρεια για τον σχηματισμό των παραγενέσεων υψηλών θερμοκρασιών (κυρίως υποθερμικών), με αποτέλεσμα οι μεν τελευταίες πρακτικά ν' απουσιάζουν, οι δε υπόλοιπες να έχουν περιορισμένο πλάτος. Για τους λόγους αυτούς, οι αξιόλογες κοιτασματογενετικές διεργασίες του υδροθερμικού σταδίου των δύο προηγούμενων περιπτώσεων μαγματισμού περιορίζονται ουσιαστικά στις μεσοθερμικές και κυρίως στις επιθερμικές ζώνες.

Υπόθερμικές παραγενέσεις

Δημιουργούνται από μαγματικά υδατικά διαλύματα, η θερμοκρασία των οποίων κυμαίνεται μεταξύ της κρίσιμης θερμοκρασίας του νερού (συμβατικά, ~ 400°C - 600°C).

Τα υπόθερμικά κοιτάσματα, εξαιτίας του ότι σχηματίζονται σε υψηλές θερ-

μοκρασίες και μάλιστα από διαλύματα που ποτέ σχεδόν δεν τους παρέχεται η δυνατότητα επικοινωνίας με την επιφάνεια της γης, έχουν γενικά την τάση να παίρνουν ακανόνιστα σχήματα και μόνο κατ' εξαίρεση δείχνουν τραπεζοειδείς ή φλεβικές μορφές. Οι φλέβες βάθους καταλαμβάνουν συνήθως τις ανώτερες αξονικές ζώνες πτυχών (σάγματα) ή τις ζώνες κατάτμησης, έχουν δε την τάση ακολουθούν μετατοπισμένες πτυχές και ν' αντικαθιστούν εκλεκτικά διάφορα πετρώματα. Το γενικό χαρακτηριστικό των μεγάλων σωμάτων αντικατάστασης της υποθερμικής ζώνης είναι η σταθερότητα του περιεχομένου τους, πράγμα που αποδίδεται στο ότι τόσο οι συνθήκες πιέσεων και θερμοκρασιών, που επικρατούν στους τόπους σχηματισμού τους, όσο και η τεκτονική δεν παρουσιάζουν απότομες και σημαντικές μεταβολές.

Μεταξύ των μη μεταλλικών (σύνδρομων) ορυκτών, σαν περισσότερο κοινά στην υποθερμική ζώνη παρουσιάζονται τα ορυκτά χαλαζίας και πυροφυλλίτης.

Σχετικά με τα μεταλλικά ορυκτά που μπορεί να μετέχουν στους παραγενετικούς συνδυασμούς της υποθερμικής ζώνης, ανεξάρτητα αν είναι τυπικά ή όχι γι' αυτήν όσον αφορά τα ορυκτά του Au: Συνήθως αποτελούν συστατικά των «παλιών χρυσοφόρων χαλαζιακών φλεβών», που αποκαλύπτονται τόσο στις προκάμβριες ασπίδες όσο και στις έντονα διαβρωμένες παλαιοζωικές, μεσοζωικές και παλαιοτριτογενείς περιοχές ορογενέσεων, δηλαδή σε ζώνες με συνορογενετικές και μεταορογενετικές γρανοδιοριτικές - γρανιτικές διεισδύσεις μεγάλων διαστάσεων. Η συνηθέστερη μορφή είναι ο αυτοφυής Au, που, σχεδόν κατά κανόνα, σχηματίζει κράματα με άλλα μέταλλα και κυρίως με Ag. Μετέχει, επίσης, στη σύσταση (με πολύ μικρά πάντοτε ποσοστά) διαφόρων τελλουριδίων, καθώς και (με μεγαλύτερα όμως ποσοστά) σουλφιδίων διαφόρων μετάλλων.

Μεσοθερμικές παραγενέσεις

Δημιουργούνται από υδατικά διαλύματα μέσω θερμοκρασιών (300° - 200°C), που είναι αμφίβολο αν έχουν τη δυνατότητα επικοινωνίας με την επιφάνεια της γης. Η οριοθέτηση της ζώνης αυτής από τις παρακείμενες της υποθερμική και επιθερμική στηρίζεται σε αυθαίρετα μάλλον κριτήρια. Το μεγαλύτερο βάθος σχηματισμού των μεσοθερμικών κοιτασμάτων είναι περίπου 10 km, όπου οι αντίστοιχες πιέσεις είναι γενικά χαμηλότερες σε σύγκριση μ' εκείνες που επικρατούν στην υποθερμική ζώνη.

Κάτω από τις συνθήκες αυτές, αποχωρίζονται οι μεγαλύτερες ποσότητες των μετάλλων Cu, Pb, Zn και Ag. Το ποσοστό του Au βρίσκεται σε ιδιαίτερα χαμηλά επίπεδα. Αρκετά διαδεδομένα είναι και τα διάσπαρτου τύπου κοιτάσματα, με κυριότερο αντιπρόσωπο τα πορφυριτικά κοιτάσματα χαλκού.

Επιθερμικές παραγενέσεις

Αποχωρίζονται από μαγματικά υδατικά διαλύματα θερμοκρασίας 200° - 100°C. Οι περισσότερες απ' αυτές σχηματίζονται σε μικρότερα βάθη απ' ότι τα

προηγούμενα, συνεπώς δε κάτω από σχετικά μικρότερες πιέσεις. Το βαθύτερο επίπεδο δημιουργίας επιθερμικών κοιτασμάτων βρίσκεται στα ~ 7 km, όπου αντιστοιχεί πίεση ~ 1860 At. Γενικά, μπορεί να σχετίζονται τόσο με πλουτώνιες όσο και με υποηφαιστειακές μαγματικές εστίες. Η σύνδεσή τους με τις πρώτες αποδεικνύεται μόνο αν συντρέξουν ειδικές συνθήκες διάβρωσης. Ένα πολύ μεγάλο μέρος απ' αυτά απαντάται είτε μέσα σε υποηφαιστειακές διεισδύσεις νέας σχετικά ηλικίας (συνήθως Τριτογενούς), είτε πολύ κοντά σ' αυτές.

Οι πιο συνηθισμένες από τις κοιτασματολογικές μορφές τους είναι πληρώματα ανοιχτών-απλών ή ακανόνιστα διακλαδισμένων-διαρρήξεων (φλέβες, δίκτυα φλεβών ή/και φλεβιδίων) και καμινάδων με ηφαιστειακά λατυπτοπαγή, όπου τα φαινόμενα αντικατάστασης είναι μάλλον συχνά. Οι διάφορες ιστολογικές ασυνέχειες επικοινωνούν με την επιφάνεια, πράγμα που διευκολύνει τη ροή των μεταλλοφόρων θερμοδιαλυμάτων. Ένα ποσοστό των θερμοπηγών αντιστοιχούν, ίσως, σε επιφανειακές εκδηλώσεις επιθερμικών συστημάτων που βρίσκονται βαθύτερα.

Σαν χαρακτηριστικοί ιστοί για τη ζώνη αυτή μπορεί να θεωρηθούν οι φλοιοπαγείς, οι κτενοειδείς και οι κολλοειδείς, που ερμηνεύονται σαν αποτέλεσμα των μέτριων θερμοκρασιών των διαλυμάτων και της ελεύθερης επικοινωνίας τους με την ατμόσφαιρα. Οι φλέβες είναι συνήθως συμμετρικά πληρωμένες, γεγονός που αντικατοπτρίζει την προοδευτική ελάττωση της θερμοκρασίας. Το γεγονός ότι τα περισσότερα από τα κοιτάσματα της επιθερμικής ζώνης σχηματίζονται κοντά στην επιφάνεια της γης, έχει ως συνέπεια την ταχεία διάβρωση των παλιότερων απ' αυτά, ενώ διατηρούνται σχεδόν άθικτα μόνο τα νεότερα.

Τα γειτονικά πετρώματα των επιθερμικών μεταλλοφόρων σωμάτων είναι συνήθως έντονα και σε μεγάλη έκταση εξαλλοιωμένα, κυρίως αν έχουν υψηλό πορώδες. Σαν κυριότερα προϊόντα της υδροθερμικής εξαλλοίωσης παρουσιάζονται τα ορυκτά χλωρίτης (που είναι και το πιο συχνό), αλουνίτης, ζεόλιθοι, διάφορα αργιλικά, αδουλαίος, διάφορες μορφές του SiO_2 και σιδηροπυρίτης. Ο σερίκίτης, αν και περισσότερο συχνός στα μεσοθερμικά κοιτάσματα, παρουσιάζεται συνήθως (σε μικρότερο πάντοτε ποσοστό απ' ότι ο χλωρίτης) και στα επιθερμικά. Τα αργιλικά είναι άφθονα και εμφανή και σχηματίζουν ζώνες ποικίλων χρωμάτων, που αναπτύσσονται κυρίως στα τοιχώματα των φλεβών.

Συνήθη πρωτογενή σύνδρομα ορυκτά των επιθερμικών μεταλλοφόρων φλεβών είναι: χαλαζίας (τοπικά αμέθυστος), χαλκηδόνιος, ασβεστίτης, δολομίτης, ροδοχρωσίτης, βαρύτης και φθορίτης.

Ως κυριότερα μεταξύ των μεταλλικών ορυκτών που μετέχουν στη σύσταση των επιθερμικών παραγενέσεων - ανεξάρτητα αν είναι τυπικά ή όχι γι' αυτές - προβάλλουν τα ακόλουθα:

Ορυκτά των Au και Ag. Ο Au, στα υποηφαιστειακά ιδιαίτερα κοιτάσματα συνυπάρχει σχεδόν πάντοτε με τον Ag, είτε με τη μορφή κραμάτων (σε διάφορες αναλογίες) είτε ως συστατικό Ag-ούχων τελλουριδίων. Ένα από τα πιο συχνά εμφανιζόμενα κράματα των Au-Ag είναι το ήλεκτρο (Au :Ag =70-55: 30-45). Από τα Au-Ag/ούχα τελλουρίδια αναφέρονται τα:

συλβανίτης	AgAuTe ₄	πετζίτης	Ag ₃ AuTe ₂
κρεννερίτης	(Au, Ag)Te ₂	εσσίτης	Ag ₂ Te
καλαβερίτης	AuTe ₂		

Ο άργυρος παρουσιάζεται και ως συστατικό των επόμενων σουλφιδίων, σουλφοαντιμονιδίων και σουλφοαρσενιδίων:

αργεντίτης Ag₂S πυραργυρίτης Ag₃SbS₃

ακανθίτης Ag₂S μιαργυρίτης AgSbS₂

στεφανίτης 5Ag₂S · Sb₂S₃

πολυβασίτης (Ag, Cu)₁₆·Sb₂S₁₁ αντορίτης Pb₂Ag₂Sb₆Si₂

φραϊβεργίτης Ag-ούχος τετραεδρίτης

Τα προηγούμενα ορυκτά μετέχουν ως συστατικά και άλλων ζωνών του υδροθερμικού σταδίου, η κύρια όμως ζώνη σχηματισμού τους είναι η επιθερμική, για την οποία μάλιστα από πολλούς ερευνητές θεωρούνται (κάτω από ορισμένες προϋποθέσεις) και σαν χαρακτηριστικά (Μελιδώνης 1992).

1.6.2. Νεότερες ονοματολογίες μαγματικά συνδεδεμένων μεταλλοφοριών

Τα τελευταία χρόνια μετά την εδραίωση της θεωρίας των Τεκτονικών Πλακών οι απόψεις και ταυτόχρονα και οι συνοδές ονοματολογίες για τις μεταλλοφορίες προσαρμόζονται στην νέα αυτή αντίληψη. Σαν παράδειγμα δίδεται η αναθεώρηση και προσαρμογή των «μεσοθερμικών μεταλλοφοριών».

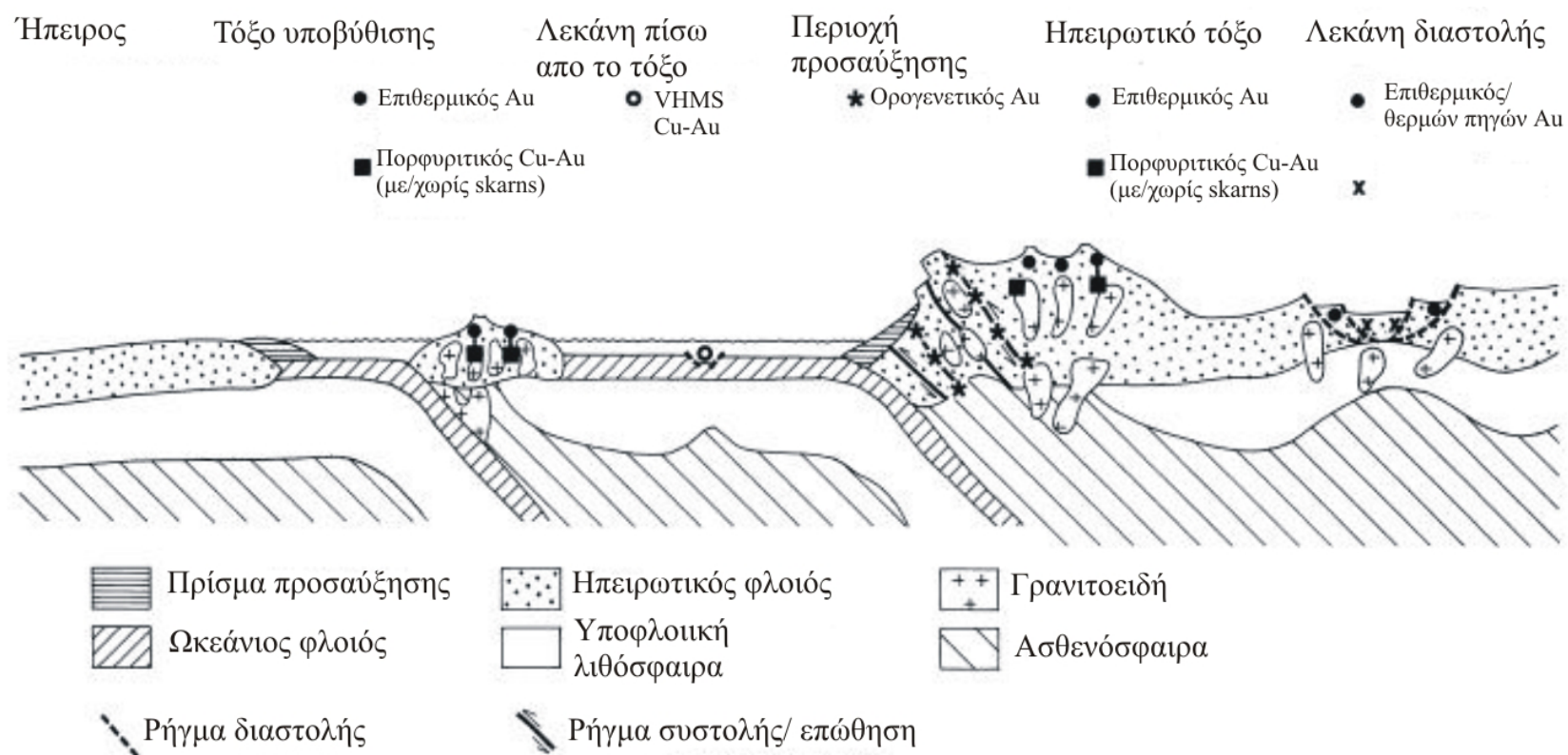
Οι αποκαλούμενες «μεσοθερμικές εμφανίσεις χρυσού» συνδέονται με μεταμορφωμένα τεκτονικά ηπειρωτικά τεμάχια όλων των ηλικιών. Τα μεταλλεύματα δημιουργήθηκαν με διεργασίες παραμόρφωσης συμπιεστικού τύπου στα συγκλίνοντα όρια περιθωριακών λεκανών σε ορογενή προσαύξησης και ορογενή που δημιουργήθηκαν από σύγκρουση ηπειρωτικών τεμαχίων. Και στους δύο τύπους ορογενούς τα ενυδατωμένα θαλάσσια ιζήματα και ηφαιστειακά πετρώματα έχουν προστεθεί σε ηπειρωτικά περιθώρια μετά από δέκα έως εκατό εκατομμύρια έτη σύγκρουσης. Τα θερμικά γεγονότα που συνδέονται με την υποβύθιση επηρέασαν την κατανομή των γεωθερμικών πεδίων στα πρίσματα προσαύξησης και οδήγησαν τα υδροθερμικά ρευστά σε μετανάστευση μεγάλης κλίμακας. Σε τέτοιες συνθήκες οι χρυσοφόρες χαλαζιακές φλέβες βρίσκονται διάσπαρτες σε ένα πολύ μεγάλο εύρος βάθους από υδροθερμικού τύπου μεταλλοφορίες κοντά στην επιφάνεια μέχρι βάθους

20 χιλιομέτρων. Λόγω του μεγάλου εύρους κατανομής των χρυσοφόρων μεταλλοφοριών στα διάφορα βάθη προτάθηκε αντί του όρου «μεσοθερμικές» εμφανίσεις, ο όρος «ορογενετικές χρυσοφόρες μεταλλοφορίες».

Οι περισσότερες μεταλλοφορίες είναι μετα-ορογενετικές όσον αφορά τον τεκτονισμό των πετρωμάτων - ξενιστών, αλλά είναι ταυτόχρονα συν- ορογενετικές όσον αφορά τις τρέχουσες θερμικές διεργασίες που σχετίζονται με διεργασίες υποβύθισης. Βάσει του βάθους σχηματισμού τους, οι ορογενετικές μεταλλοφορίες μπορούν να υποδιαιρεθούν σε *επιζωνικές* (< 6 χλμ), *μεσοζωνικές* (6-12 χλμ) και *υποζωνικές* (> 12 χλμ) (Εικόνα. 1-3) (Groves et. al. 1998).

Πορφυριτικά κοιτάσματα Au – Cu, τα κοιτάσματα αυτού του τύπου αποτελούν σημαντικές πηγές για την παγκόσμια παραγωγή χαλκού, μολυβδαινίου και χρυσού. Ο όρος «πορφυριτικά» εφαρμόστηκε σε αντικατάσταση του όρου «διάσπαρτη μεταλλοφορία», η οποία προέκυπτε από τον τρόπο ανάπτυξης των μεταλλικών ορυκτών στα φιλοξενούντα πετρώματα. Ο όρος αυτός σήμερα αναφέρεται σε μεταλλοφορίες διάσπαρτου τύπου από τις οποίες παραλαμβάνουμε χαλκό, μολυβδαίνιο, χρυσό και οι οποίες συνδέονται γενετικά με πολλαπλές δεισδύσεις ενδιάμεσων έως όξινων πορφυριτών (Σκαρπέλης 2002).

Στη διεθνή βιβλιογραφία αναφέρονται πολλές νέες κατηγορίες χρυσοφόρων κοιτασμάτων. Μεταξύ αυτών σημασία έχουν τα κοιτάσματα του «τύπου Carlin» που αποτελούν διάσπαρτη χρυσοφόρα μεταλλοφορία σε ιζηματογενή πετρώματα, αλλά που η γενετική και χρονική διασπορά της χρυσοφορίας είναι διαφορετική. Μεταξύ των νέων ονοματολογιών για την παρούσα μελέτη ιδιάζουσα σημασία έχουν κοιτάσματα που συνδέονται με «φιλοξενία χρυσοφόρας μεταλλοφορίας σε τουρβιδίτες, Turbidite hosted gold deposit» (Duncan et. al. 1986). Η εργασία αυτή αποκτά μεγαλύτερο ενδιαφέρον διότι τα γνωστά κοιτάσματα μέσα σε τουρβιδιτικές αποθέσεις είναι μεταμορφωμένα. Επειδή οι εμφανίσεις/κοιτάσματα αυτού του τύπου εμπίπτουν στην γενικότερη κατηγορία των προσχωματικών κοιτασμάτων διαπραγματεύονται τα κοιτάσματα αυτά αμέσως μετά.



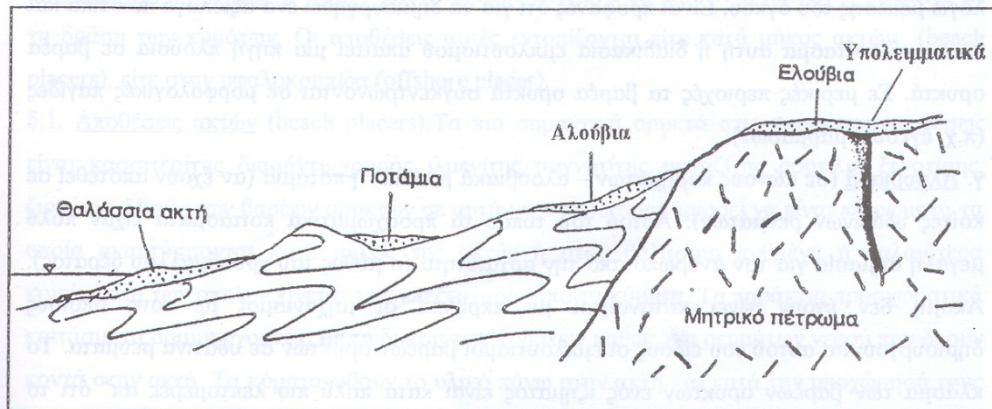
Εικόνα 1-3 Τεκτονικά πεδία και κατανομή των χρυσοφόρων μεταλλοφοριών (Τροποποιημένο από Groves et al 1998)

1.6.3. Προσχωματικού τύπου συγκεντρώσεις και κοιτάσματα

Μιά ιδιαίτερη κατηγορία μεταλλικών κυρίως, οικονομικής σημασίας συγκεντρώσεων και κοιτασμάτων αποτελούν τα προσχωματικού τύπου.

Η επίδραση των ατμοσφαιρικών παραγόντων πάνω στα πετρώματα οδηγεί πολλές φορές στο σχηματισμό νέων ορυκτών που είναι ευσταθή στις συνθήκες του περιβάλλοντος, ενώ παράλληλα απελευθερώνει ορυκτά τα οποία είναι ανθεκτικά στις επικρατούσες συνθήκες διάβρωσης η/και αποσάθρωσης. Η αποσάθρωση π.χ. ενός γρανίτη που περιέχει διάσπαρτο κασσιτερίτη μπορεί να οδηγήσει στο σχηματισμό καολινίτη από τους αστρίους και να απελευθερώσει -εκτός από τον χαλαζία- και τον κασσιτερίτη. Με ανάλογο τρόπο απελευθερώνονται τα διαμάντια από τους κιμπερίτες, ο ιλμενίτης από τους ανορθοσίτες και τους γάββρους ή ο χρυσός από διάφορα πετρώματα ή πρωτογενής μεταλλοφορίες αυτοφυούς χρυσού. Στις περιπτώσεις αυτές τα ορυκτά αυτά είναι χημικά σταθερά και δεν αποσυντίθενται, όπως αντιθέτως συμβαίνει με τα ασταθή ορυκτά των πετρωμάτων. Τα προϊόντα της αποσάθρωσης δημιουργούν ένα μανδύα (μανδύας αποσάθρωσης) που καλύπτει το υποκείμενο πέτρωμα. Ο μανδύας αυτός εύκολα μπορεί να υποστεί επεξεργασία από το νερό της βροχής, τα κύματα της θάλασσας, τα ποτάμια, τον άνεμο ή ακόμη και τους παγετώνες. Έτσι τα ορυκτά που συνιστούν τον μανδύα αποσάθρωσης μπορεί να μεταφερθούν και να αποτεθούν μακρύτερα και σε μορφολογικά χαμηλότερες περιοχές.

Ορυκτά που έχουν ειδικό βάρος μεγαλύτερο ($>2,8\text{gr/cm}^3$) από τα συνήθη ελαφρά ορυκτά (ειδικό βάρος μικρότερο από $2,8\text{gr/cm}^3$) ονομάζονται βαρέα. Οι κόκκοι βαρέων ορυκτών, που είναι χημικά σταθερά και ανθεκτικά σε χημικές και μηχανικές επιδράσεις, μπορεί να παρασυρθούν είτε βαρυτικά, είτε με την επίδραση μιας μορφής νερού (ρέοντος ή πάγου) και να μεταφερθούν σε χαμηλότερες τοπογραφικά θέσεις. Με τη διαδικασία αυτή αποχωρίζονται τα ελαφρότερα προϊόντα της αποσάθρωσης από τα βαρέα ορυκτά. Οι κόκκοι των βαρέων ορυκτών συγκεντρώνονται σε κλιείς ή σε αποθέσεις ποταμών και χειμάρων καθώς και στις ακτές ή στον πυθμένα θαλασσών και λιμνών. Σε αρκετές περιπτώσεις οι εμφανίσεις βαρέων ορυκτών εμφανίζουν οικονομικό ενδιαφέρον και χαρακτηρίζονται ως προσχωματικά κοιτάσματα. Τα προσχωματικά κοιτάσματα έχουν διαιρεθεί στις ακόλουθες κατηγορίες ανάλογα με τη θέση στην οποία έχουν σχηματισθεί και το μέσο με το οποίο έχουν μεταφερθεί (Εικόνα 1-4):



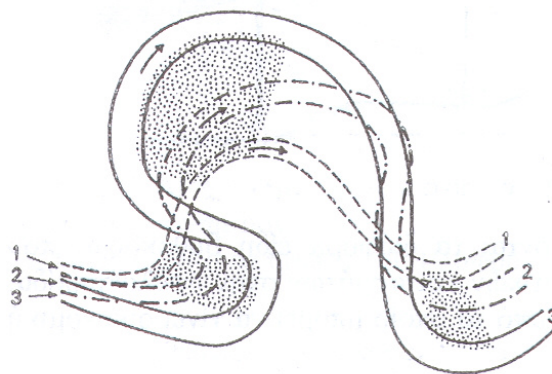
Εικόνα 1-4: Γεωλογικό πλαίσιο ανάπτυξης προσχωματικών κοιτασμάτων (Σκαρπέλης 2002)

α. **Υπολειμματικά:** Δημιουργούνται ακριβώς επάνω από το μητρικό πέτρωμα (π.χ. μία χαλαζιακή φλέβα που περιέχει ελεύθερο χρυσό) με την αποσάθρωση των ορυκτών του αρχικού χαλαζιακού πετρώματος και τη μετακίνηση/απομάκρυνση των ελαφρύτερων συστατικών.

β. **Ελουβιακά:** Σχηματίζονται στις κλιθείς από ορυκτά που αποδεσμεύονται από το κοντινό μητρικό πέτρωμα. Τα βαρέα ορυκτά συγκεντρώνονται ακριβώς στην κλιτύ, ενώ τα ελαφρύτερα μη ανθεκτικά ορυκτά διαλύονται και αποπλένονται από τη βροχή ή παρασύρονται από τον άνεμο. Με αυτή τη διαδικασία συμβαίνει μερικός εμπλουτισμός λόγω μείωσης του όγκου. Είναι προφανές ότι για να δημιουργηθεί ένα αξιόλογο ποιοτικά και ποσοτικά κοίτασμα αυτή η διαδικασία εμπλουτισμού απαιτεί μία πηγή πλούσια σε βαρέα ορυκτά. Σε μερικές περιοχές τα βαρέα ορυκτά συγκεντρώνονται σε μορφολογικές παγίδες (π.χ. καρστικά έγκοιλα).

γ. **Αλουβιακά:** (σε κώνους κορημάτων – αλουβιακά ριπίδια) ή ποτάμια (αν έχουν αποτεθεί σε κοίτες υδάτινων ρευμάτων): Αυτού του τύπου τα προσχωματικά κοιτάσματα είχαν πολύ μεγάλη σημασία για τον άνθρωπο από την αρχαιότητα. Ακόμη δεν έχουν γίνει κατανοητοί με ακρίβεια οι μηχανισμοί με τους οποίους δημιουργούνται αυτού του είδους οι εμπλουτισμοί βαρέων ορυκτών σε υδάτινα ρεύματα. Αυτό που έχει διαπιστωθεί είναι ότι σε αυτού του είδους τις συγκεντρώσεις το κλάσμα των βαρέων ορυκτών του ιζήματος είναι κατά πολύ πιο λεπτομερές απ' ότι το κλάσμα των ελαφρών ορυκτών. Έτσι, ένας μεγάλος κόκκος χαλαζία απαιτεί, στην ίδια κοίτη ποταμού, την ίδια ταχύτητα ροής νερού για να μετακινηθεί, με την ταχύτητα που χρειάζεται ένας μικρός κόκκος βαρέος ορυκτού. Είναι προφανές ότι εάν έχουμε ένα υδάτινο ρεύμα στο οποίο το νερό κινείται παντού με την ίδια ταχύτητα, τότε όλοι οι κόκκοι όλων των ορυκτών βρίσκονται σε κίνηση. Όμως, επειδή στην πράξη αυτό δε συμβαίνει, σε εκείνα τα σημεία όπου η ταχύτητα του νερού μειώνεται στα μικρά κοκκομετρικά μεγέθη, το πρώτο υλικό που αποτίθεται αποτελείται από τους

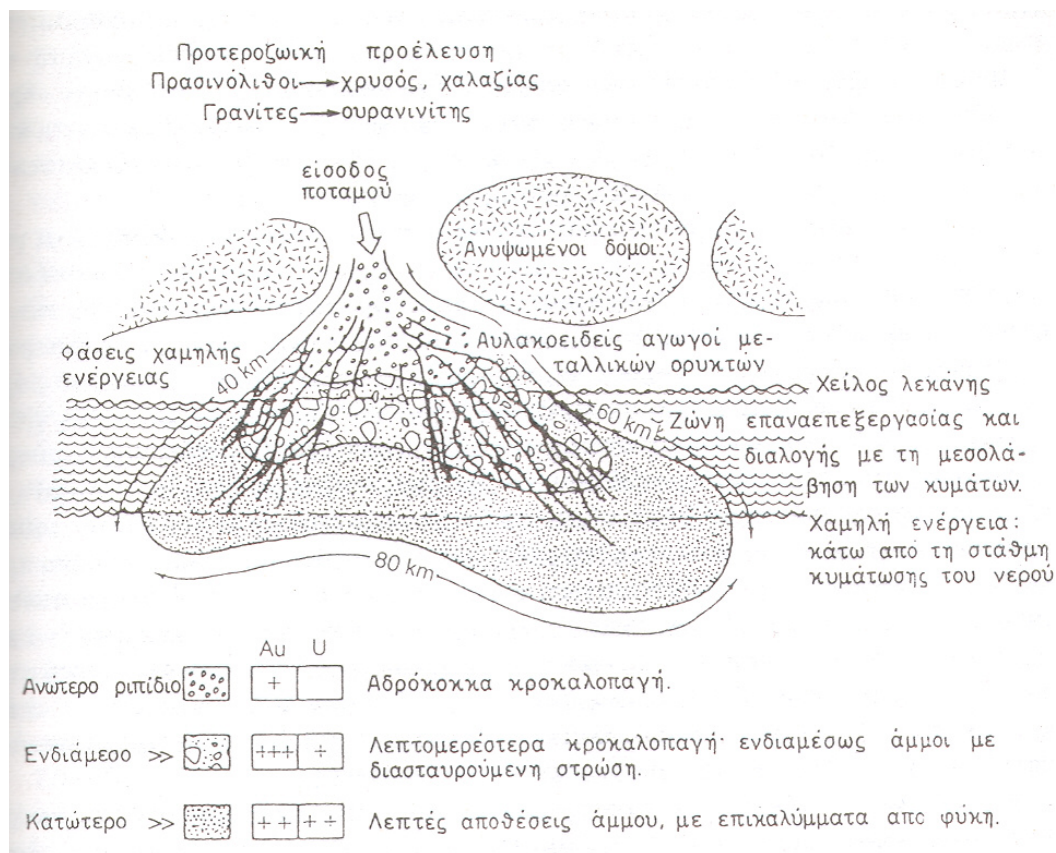
μεγαλύτερους κόκκους βαρέων ορυκτών, ακολουθούν μικρότεροι κόκκοι βαρέων ορυκτών η/και μεγάλοι κόκκοι ελαφρών ορυκτών. Γι' αυτό το λόγο, όπου έχουμε ακανόνιστη ροή αναπτύσσονται τέτοιου είδους εμπλουτισμοί ορυκτών. Στην περίπτωση που υπάρχει μια στενή διατομή ροής δεν συμβαίνει απόθεση υλικού. Όταν όμως το υδάτινο ρεύμα διευρύνεται τα βαρέα ορυκτά τείνουν να αποθεθούν, ενώ τα ελαφρύτερα παρασύρονται. Πολύ μεγάλη σημασία για την δημιουργία ποτάμιων προσχωματικών αποθέσεων έχει η κίνηση νερού σε μαιάνδρους. Το νερό κινείται με μεγαλύτερη ταχύτητα στο εξωτερικό μέρος της καμπύλης του μαιάνδρου και μικρότερη στο εσωτερικό. Γι' αυτό το εσωτερικό μέρος των μαιάνδρων είναι ευνοϊκή θέση για την απόθεση βαρέων ορυκτών (Εικόνα 1-5) (Από Σκαρπέλη 2002).



Εικόνα 1-5 Απόθεση βαρέων ορυκτών σε ένα ποτάμι όπου συνεχίζεται η ανάπτυξη μαιάνδρων. 1: αρχική θέση του ρέματος, 2: Ενδιάμεση θέση, 3: Παρούσα θέση (Σκαρπέλης 2002)

δ. **Δελταϊκά:** Συνδέονται με τις μορφολογικές δομές που σχηματίζονται, από διαδοχικούς και πολύπλοκους αποθετικούς μηχανισμούς, στις θέσεις εκβολής των ποταμών σε μεγάλες λεκάνες συγκέντρωσης νερού (λίμνες, θάλασσες, ωκεανούς). Από πολλούς ερευνητές θεωρούνται σαν μορφές που μπορεί να τοποθετηθούν μεταξύ ποτάμιων και παράκτιων προσχωματικών αποθέσεων. Τα βαρέα κλάσματα των προϊόντων της αποσάθρωσης που μεταφέρονται μέχρι εκεί δημιουργούν συνήθως επιμήκεις και αραιά κατανεμημένες σωληνοειδείς συγκεντρώσεις (<<κρουνοί>>). Για παραδείγματα αναφέρονται οι (μη εκμεταλλεύσιμες) συγκεντρώσεις χρυσού της Νέας Ζηλανδίας, των πλατινιδίων της Κολομβίας και του ιλμενίτη στις εκβολές του Νείλου. Ένα από τα πιο σημαντικά κοιτάσματα της γης, που από πολλούς ερευνητές θεωρείται σαν δελταϊκός σχηματισμός ενός ποταμού αρχαϊκής ηλικίας, είναι εκείνο του Witwaterstrand της Νοτιοαφρικανικής Ένωσης (Εικόνα 1-6), το οποίο εγκλείει αποθέματα χρυσού που υπολογίζονται σε πολλές

χιλιάδες τόνους. Η μέση περιεκτικότητα των ιζημάτων του σε Au είναι ~ 10 gr/t (από Μελιδώνη 1992).



Εικόνα 1-6 Το δελταϊκό κοίτασμα Au – U του Witwasterstrand (Νοτιοαφρικανική Ένωση (Μελιδώνης 1992)

ε. Θαλάσσια ή λιμναία: Αν έχουν αποτεθεί στον πυθμένα θαλασσών ή λιμνών ή σε ακτές με τη δράση των κυμάτων. Οι αποθέσεις αυτές εντοπίζονται είτε κατά μήκος ακτών (beach placers), είτε στην υφαλοκρηπίδα (offshore placer).

ε.1 Αποθέσεις ακτών (beach placers): Τα πιο σημαντικά ορυκτά στις παράκτιες αποθέσεις είναι: κασσιτερίτης, διαμάντι, χρυσός, ιλμενίτης, μαγνητίτης, μοναζίτης, ρουτίλιο, ξενοτίμης, ζirkόνιο. Πηγές των βαρέων ορυκτών σε αυτήν την περίπτωση μπορεί να είναι πετρώματα τα οποία αναπτύσσονται κατά μήκος της ακτής ή στον θαλάσσιο πυθμένα ή παλαιότερα κοιτάσματα των οποίων γίνεται επανασεξεργασία από τα κύματα. Τα παράκτια προσχωματικά κοιτάσματα δημιουργούνται με τη δράση των κυμάτων καθώς και ρευμάτων νερού που δρουν κοντά στην ακτή. Τα κύματα ωθούν το υλικό πάνω στην ακτή και κατά την υποχώρησή τους μεταφέρουν τους μεγαλύτερους και ελαφρύτερους κόκκους ορυκτών. Έτσι, τα μεγαλύτερα και βαρύτερα σωματίδια συγκεντρώνονται στις ακτές. Σε ορισμένες περιπτώσεις η δράση παλιρροϊκών ρευμάτων επιτείνει και επιταχύνει την ανάπτυξη προσχωματικών αποθέσεων, επειδή επιτρέπει την έκθεση στους διαβρωτικούς παράγοντες μιας πλατύτερης λωρίδας από μητρικό πέτρωμα και από

προσχωματικές αποθέσεις.

ε.2. **Αποθέσεις υφαλοκρηπίδας (offshore placers):** Απαντούν στην υφαλοκρηπίδα, συνήθως σε μία ζώνη πλάτους ολίγων χιλιομέτρων από την ακτή. Έχουν σχηματιστεί κυρίως από την βύθιση παράκτιων ή αλλουβιακών αποθέσεων. Προσχωματικές αποθέσεις στην υφαλοκρηπίδα εφ' όσον κριθούν οικονομικές, μπορούν να υποστούν εκμετάλλευση με χρησιμοποίηση διαφόρων ειδών βυθοκόρων.

στ. **Αποθέσεις παγετώνων:** Πρόκειται ουσιαστικά για λιθώνες (μοραίνες), στα κλαστικά συστατικά των οποίων μπορεί να μετέχουν και θραύσματα μεταλλευμάτων ή άλλων χρήσιμων ορυκτών.

ζ. **Αιολικές αποθέσεις:** Οι σημαντικότερες από τις αποθέσεις αυτές έχουν προκύψει από την επανεπεξεργασία από τον άνεμο παράκτιων αποθέσεων. Οι συγκεντρώσεις βαρέων ορυκτών από ανέμους γίνονται κυρίως σε θίνες, η δε μεταφορά γίνεται με τη διαδικασία της κύλησης (ιδιαίτερα των βαρύτερων σωματιδίων).

Συνηθέστερα είναι τα θαλάσσια, αλουβιακά και ποτάμια προσχωματικά κοιτάσματα και σπανιότερα τα ελουβιακά και των παγετώνων (Σκαρπέλης 2002). Η συνηθέστερη μορφή που απαντάται ο χρυσός σε προσχωματικές εμφανίσεις και κοιτάσματα είναι με μορφή μικρών ή υπομικροσκοπικών κόκκων (nuggets) ή μικρών φυλλαρίων (flakes), συνήθως σε κράμα με Ag και Cu μεγέθους συνήθως έως μερικών χιλιοστών του μέτρου που στην ελληνική ονοματολογία περιλαμβάνονται στον ορισμό *ψήγματα*. Έχει παρατηρηθεί ότι τα ψήγματα αυτά έχουν μεγάλη καθαρότητα όταν εντοπίζονται μακριά από τον χώρο προέλευσης τους. Αυτό υποδηλώνει βαθμιαία διάλυση του Ag και του Cu, επειδή οξειδώνονται και διαλύονται στο νερό ευκολότερα από ότι ο Au. Παράλληλα οι αρχικοί κόκκοι του Au αποσυντίθενται σε μικρότερους με αποτέλεσμα σε μακρινές αποθέσεις να συναντάμε ψήγματα μικρότερου μεγέθους αλλά υψηλότερης καθαρότητας σε σχέση με θέσεις κοντινές ως προς το μητρικό πέτρωμα. Σε αρκετές περιπτώσεις ανευρίσκονται σώματα συμπαγούς χρυσού που έχουν σπανίως βάρος μερικών χιλιογράμμων (Σκαρπέλης 2002).

Ενώ τα μικροσκοπικά φυλλάρια χρυσού πιστεύεται ότι αποτελούν αποφλοιώσεις, για την δημιουργία των nuggets υπάρχουν διάφορες απόψεις με επικρατέστερη ότι δημιουργούνται από απόθεση κολλοειδών συμπλόκων του Au, που είναι «διαλελυμένα» μέσα στο νερό, πάνω στην επιφάνεια των κόκκων του μέσα στις προσχώσεις (Eyles 1995). Γενικεύοντας, όπως φαίνεται και από τον πίνακα 1-8, το ειδικό βάρος του χρυσού, του επιτρέπει συγκεντρώσεις με πολύπλοκους φυσικές διεργασίες σε όλα τα αποθετικά περιβάλλοντα. Σε όλες τις ανωτέρω περιπτώσεις η

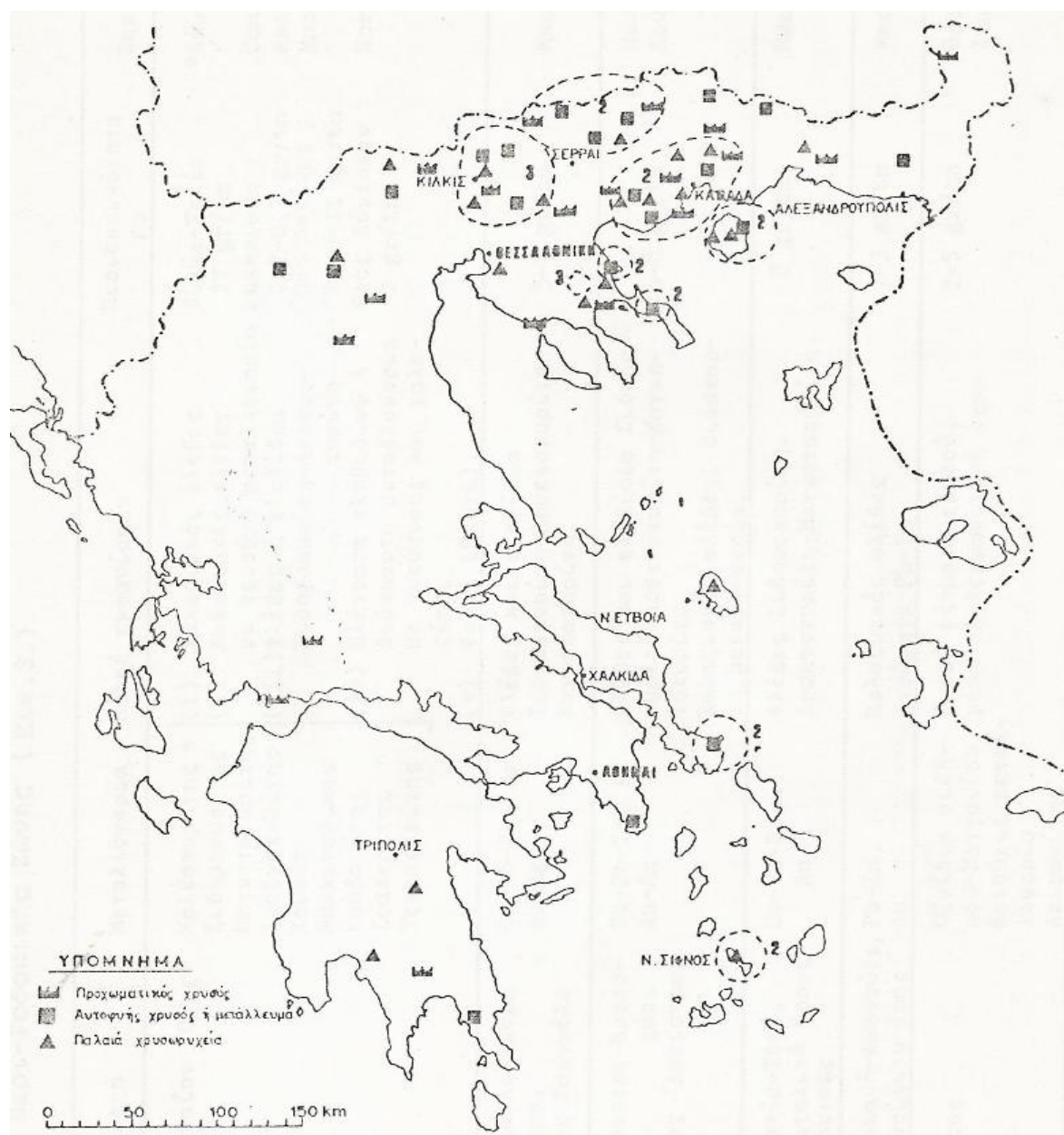
βαρύτητα , το μέσο μεταφοράς και ο επικρατών τύπος ροής καθορίζουν την δυναμική των πιθανών συγκεντρώσεων. Για το λόγο αυτό στο αμέσως επόμενο κεφάλαιο γίνεται εκτενέστατη αναφορά στις βαρυτικές ροές.

Πίνακας 1-8 Φυσικές ιδιότητες των ορυκτών των προσχωματικών κοιτασμάτων (Σκαρπέλης 2002).

Ορυκτό	Ειδικό βάρος	Σκληρότητα	Κύριο περιβάλλον απόθεσης
Πολύ βαρέα ορυκτά			
Χρυσός	15,5-19,4	2,5-3	Π – Ε
Λευκόχρυσος	14-19	4-4,5	Π
Βολφραμίτης	7-7,5	5-5,5	Ε – Α
Κασσιτερίτης	7	6-7	Ε – Π – Θ
Βαρέα ορυκτά			
Ζιρκόνιο ($ZrSiO_4$)	4,6	7,5	ΑΚ
Βαδελειτης (ZrO_2)	4,6	7,5	ΑΚ
Ιλμενίτης	4,5-5	5-6	ΑΚ
Μαγνητίτης	5,3	5,5-5,6	ΑΚ
Ρουτίλιο	4,2	6-6,5	ΑΚ
Ξενοτίμης	4,5	4-5	ΑΚ
Τανταλίτης	5-7	6	Π
Μοναζίτης	5-5,3	5-5,5	ΑΚ
Μπαστναϊσίτης	5	4,5	Ε
Σχετικά ελαφρά ορυκτά			
Πυρόχλωρο	4	5-5,5	Ε
Διαμάντι	3,5	10	ΑΚ – Π – Ε
Τοπάζιο	3,7-3,8		ΑΚ – Π – Ε
Γρανάτης	3,4		Π – Θ
Ελαφρά ορυκτά			
Αστριοί	2,5-2,8		ΑΚ – Π
Χαλαζίας	2,5		ΑΚ – Π
Π=ποτάμια, Ε=ελουβιακά, ΑΚ= άμμοι σε παραλίες, Α=αλουβιακά, Θ=θαλάσσια			

1.7 ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΚΑΙ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΧΡΥΣΟΥ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

Εμφανίσεις συμπεριλαμβανομένων των κοιτασμάτων χρυσού στον Ελληνικό χώρο είναι από πολύ παλαιότερα καταγεγραμμένες (Εικ 1-7)



Εικόνα 1-7 Γνωστές εμφανίσεις χρυσού στον Ελλαδικό χώρο (Mack 1983).

Δεν υπάρχει ομοιογένεια στην ονοματολογία που χρησιμοποιείται για την περιγραφή και ταξινόμηση των εμφανίσεων /κοιτασμάτων χρυσού στον Ελληνικό χώρο. Διαχρονικά είτε χρησιμοποιούνται καθιερωμένοι όροι που προέκυψαν από γνωστές παγκοσμίως κατηγορίες κοιτασμάτων χρυσού, είτε η ονοματολογία σχετίζεται με την μορφή των μεταλλοφοριών ή τον τύπο του πετρώματος ή του σχηματισμού που τις φιλοξενεί.

Ο Arvanitidis (2003) κατηγοριοποιεί τις εμφανίσεις χρυσού στην Ελλάδα στηριζόμενος στον τύπο της μεταλλογένεσης. Σύμφωνα με τον ερευνητή αυτόν, όλοι οι κύριοι τύποι εμφανίσεων χρυσού σχετίζονται με τεκτονικές κινήσεις πλακών κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς. Οι επιθερμικές αποθέσεις τοποθετήθηκαν σε μια ευρεία ηφαιστειακή ζώνη, η οποία είχε αρχικά αναπτυχθεί στη Βουλγαρία και στη συνέχεια κινήθηκε νότια προς τη βόρειο Ελλάδα. Στα δυτικά της ηφαιστειακής ζώνης, σχηματίστηκαν ιζηματογενείς λεκάνες σε μεγάλες δομές κεράτων – τάφρων και οι τεκτονικές κινήσεις προκάλεσαν μετανάστευση βασικών μετάλλων που περιείχαν υπεραλατούχα διαλύματα στα βασικά πετρώματα όπου διείσδυσαν στα ανθρακικά τους τμήματα και σχημάτισαν καρστικές υδροθερμικές αποθέσεις. Ακόμη πιο δυτικά ο Σερβομακεδονικός ορεινός όγκος διακόπτεται από πορφυρικές μάζες οι οποίες συνοδεύονται από πλούσια υδροθερμικά διαλύματα, πορφυριτικές αποθέσεις χαλκού – χρυσού αναπτύχθηκαν στις ζώνες εναλλαγής των ενδογενών πετρωμάτων και των πολλυμεταλλικών σουλφιδίων

Μαγματική μεταλλογένεση (Magmatic Mineralizations)

Αποθέσεις πορφυριτικού χαλκού που περιέχουν χρυσό σε οικονομικά εκμεταλλεύσιμες περιεκτικότητες. Οι αποθέσεις χρυσού – χαλκού στην περιοχή Σκουριές, που βρίσκεται 20 km νοτιοδυτικά του ορυχείου της Ολυμπιάδας, είναι το πιο χαρακτηριστικό παράδειγμα αυτού του τύπου εμφάνισης χρυσού. Η οικονομική εκμετάλλευση στις Σκουριές γίνεται σε ένα συηνιτικό πορφυριτικό σωρό (syenitic porphyry plug) και στον περιβάλλοντα τροποποιημένο μαρμαρυγικό σχιστόλιθο. Ο πορφύρης και ο σχιστόλιθος διακόπτονται από ένα πλέγμα πολύ μικρών ασυνεχειών έως λεπτές φλέβες χαλαζία, χαλκοπυρίτη και βορνίτη με σποραδικές εμφανίσεις nugget χρυσού. Το πλέγμα, με το χαλκοπυρίτη και σπάνιες εμφανίσεις λεπτόκοκκου χρυσού, συνεχίζεται μέσα στο περιβάλλοντα σχιστόλιθο και σταδιακά εξασθενεί καθώς απομακρύνεται από την επαφή του με τον πορφύρη. Το ανώτερο τμήμα της απόθεσης είναι ισχυρά οξειδωμένο με κυπρίτη, χαλκοσίνη και λεπτόκοκκο χρυσό. Επαρκείς αποθέσεις συνολικής ποσότητας περίπου 130 m.t. και 3,7 εκατομμυρίων oz χρυσού, έχουν αποτυπωθεί σε περίγραμμα για έναν εικοσάχρονο κύκλο ζωής της εκμετάλλευσης. Στο ίδιο πλαίσιο τα πορφυρικά συστήματα της Ποντοκερασιάς και του Γερακαρίου βορείως της Θεσσαλονίκης, αποτελούν ελκυστικούς μελλοντικούς στόχους εκμετάλλευσης (Arvanitidis 2003).

Υποθερμικές / Μεσοθερμικές μεταλλογενέσεις

➤ Μεταλλογενέσεις πολυμεταλλικών σουλφιδίων τύπου Manto με εμφανίσεις χρυσού οικονομικού ενδιαφέροντος. Η ογκώδης απόθεση της Ολυμπιάδας, που αντιπροσωπεύει αυτή την κατηγορία, είναι ένα κοίτασμα αντικατάστασης το οποίο βρίσκεται στην επαφή μεταξύ μαρμάρων και των υπερκείμενων γνευσίων

(Kalogeropoulos et. al. 1989). Η βασική ορυκτολογική εκμετάλλευση αποτελείται κατά πρώτο λόγο από σφαλερίτη και γαληνίτη με κατά κύριο λόγο δυσκατέργαστο χρυσό που συνδυάζεται με πυρίτη και αρσеноπυρίτη. Οι υπολογιζόμενες ποσότητες χρυσού στην Ολυμπιάδα ανέρχονται στα 16,4 m.t. με μέση περιεκτικότητα **7,82 g/t χρυσό**, 114 g/t άργυρο 5,23 % ψευδάργυρο και 3,86 % μόλυβδο. Οι περιοχές του Φαρασίνου και των Θερμών είναι πιθανές για αποθέσεις τύπου Ολυμπιάδας (Kilias, et. al. 1996).

➤ Μεταλλογένεση που φιλοξενείται σε φλέβες (Vein/shear hosted mineralization) αποτελείται από συγκέντρωσεις ομάδω ορυκτών όπως αρσеноπυρίτη- σφαλερίτη- γαληνίτη- χαλαζία – σερικήτη (με χρυσό μέχρι και 54 g/t) και γαληνίτη – σφαλερίτη – χαλκοπυρίτη. Αυτός ο τύπος εμφανίσεων συνήθως βρίσκεται στην δυτική Ροδόπη και στους ορεινούς όγκους της Σερβομακεδονικής μάζας, με τις εμφανίσεις στο όρος Παγγαίο να είναι η πιο αντιπροσωπευτική περιοχή. Στο όρος Παγγαίο, όπου οι μεταλλευτικές δραστηριότητες λαμβάνουν χώρα για πάνω από 2.000 χρόνια, οι καταγεγραμμένες αποθέσεις χρυσού είναι υψηλής συγκέντρωσης αλλά περιορισμένων αποθεμάτων.

Επιθερμική μεταλλογένεση

Μεταλλογένεση λεπτόκοκκου χρυσού σε ισχυρά πυριτωμένους και/ή αργιλιωμένους φελσιτικούς ηφαιστίτες. Οι αποθέσεις στην περιοχή Κώνου – Σαππών είναι τυπικό παράδειγμα αυτής της κατηγορίας. Τα αποθέματα χρυσού υπολογίζονται σε 1,37 m.t. με μέσο όρο 12,36 g/t. Ένα νέο κοίτασμα επιθερμικής μεταλλογένεσης χρυσού ανακαλύφθηκε στο Πέραμα, περίπου 10km νοτιοανατολικά του κοιτάσματος Κώνου – Σαππών, το οποίο φιλοξενείται σε αργιλικούς τόφους. Σε αυτή την απόθεση η εξερεύνηση ανέδειξε αποθέματα 11,2 m.t. με 3,5 g/t χρυσού, συνολικού ποσού 1,3 Moz.

Υπεργενετική μεταλλογένεση (Supergene mineralization)

Ασύμφορες οικονομικά χρυσοφόρες εμφανίσεις έχουν βρεθεί σε σιδηρούχες χαλαζιακές φλέβες και ανθρακικές αντικαταστάσεις από ιασπιδοειδή, σε φλέβες μαλαχίτη – αζουρίτη σε σχιστόλιθο, και σε οξειδωμένα skarns σιδήρου με συγκεντρώσεις χονδρόκοκκου χρυσού. Τυπικές εμφανίσεις αυτής της κατηγορίας βρίσκονται στην περιοχή της Παλιάς Καβάλας και στο όρος Παγγαίο (Dimitroula et. al. 1995).

Μια εντελώς διαφορετική ονοματολογία ακολουθεί ο Χαρίστος (2010 και βιβλιογραφικές αναφορές εντός αυτού). Οι τύποι των εμφανίσεων/κοιτασμάτων χρυσού στην Ελλάδα είναι οι ακόλουθοι:

- 1) εμφανίσεις ορογενετικού Au,
- 2) εμφανίσεις/κοιτάσματα επιθερμικού Au,

- 3) εμφανίσεις/κοιτάσματα πορφυριτικού Au,
- 4) εμφανίσεις/κοιτάσματα τύπου αντικατάστασης ανθρακικών,
- 5) εμφανίσεις σε οξειδωμένα μεταλλεύματα,
- 6) εμφάνιση συνδεδεμένη με διείσδυση,
- 7) εμφανίσεις τύπου skarn,
- 8) εμφανίσεις τύπου VHMS,
- 9) εμφάνιση φλεβικού τύπου,
- 10) εμφάνιση σε στρωματέγκλειστη μεταλλοφορία Pb-Zn σε σχιστόλιθους και ανθρακικά,
- 11) εμφανίσεις σε σιδηρούχους σχηματισμούς,
- 12) εμφάνιση σε μαγγανιούχες μεταλλοφορίες και
- 13) προσχωματικές εμφανίσεις.

Στη μεταλλογενετική επαρχία της Ροδόπης που περιλαμβάνει τη Μάζα της Ροδόπης και την Περιροδοπική Ζώνη στη Θράκη (Melfos et al. 2003) εντοπίζονται οι ακόλουθες κατηγορίες μεταλλοφοριών χρυσού:

- 1) Εμφανίσεις ορογενετικού χρυσού στις περιοχές του Παγγαίου, του Αγκίστρου και της Παλαιάς Καβάλας (Nimfopoulos et al. 1993, Naden et al. 1994, Χριστοφίδης 1996, Vavelidis et al. 1996a, Eliopoulos et al. 1999, Nimfopoulos et al. 2000, Voudouris et al. 2007a)
- 2) Εμφανίσεις/κοιτάσματα επιθερμικού χρυσού υψηλής-ενδιάμεσης θείωσης στις περιοχές των Σαπών (κοιτάσματα Άγιος Δημήτριος και Νίπερ και η εμφάνιση Κασσιτερών), των Πεύκων, και του Περάματος (κοίτασμα Λόφου Περάματος) και υψηλής θείωσης στην περιοχή της Μαυροκορυφής Περάματος (Δήμου κ.α. 1994, Bridges et al. 1997, Βουδούρης & Σκαρπέλης 1998, Skarpelis et al. 1999, Voudouris & Arikas 1994, Arikas & Voudouris 1998, Shawn & Constantinidis 2001, Voudouris et al. 2003, Melfos et al. 2003, Lescuyer et al. 2003, Michael et al. 1995, Michael 2004, Voudouris et al. 2007b).
- 3) Εμφανίσεις πορφυριτικού Cu-Mo-Au στις περιοχές της Μαρώνας, της Μελίταινας, των Κασσιτερών και της Παγώνης Ράχης της Κίρκης (Μέλφος 1995, Melfos et al. 2001a, Voudouris 1997, Melfos et al. 2002, Voudouris et al. 2003, Voudouris & Arikas 2003, Voudouris & Melfos 2006).
- 4) Εμφανίσεις χρυσού σε οξειδωμένα μεταλλεύματα στις περιοχές Παλαιάς Καβάλας και Άγκιστρου (Arvanitidis et al. 1989, Δημητρούλα κ.α. 1992, Κατιρτζόγλου κ.α. Vavelidis et al. 1996a).
- 5) Εμφάνιση τύπου αντικατάστασης ανθρακικών στην περιοχή των Θερμών (Arvanitidis & Dimou 1990, Kalogeropoulos et al. 1996).

- 6) Εμφάνιση τύπου skarn στην περιοχή των Κιμμερίων Ξάνθης (Michailidis et al. 1989).
- 7) Εμφάνιση τύπου VHMS στην περιοχή της Ξυλαγανής (Μέλφος 1995).
- 8) Εμφάνιση σε στρωματέγκλειστη μεταλλοφορία Pb-Zn σε σχιστόλιθους και ανθρακικά στη Θάσο (Vavelidis 1984, Naden et al. 1994, Arvanitidis et al. 1995).
- 9) Εμφάνιση φλεβικού τύπου στη Θάσο (Βαβελίδης 1993).
- 10) Εμφανίσεις προσχωματικού χρυσού στους ποταμούς Άρδα (Vavelidis et al. 1990), Μακροπόταμο και Φιλιούρη (Vavelidis & Boboti-Tsitlakidou 1988), Κομφάτο (Vavelidis 1995) και στην περιοχή της Παλαιάς Καβάλας (Χριστοφίδης 1996, Vavelidis et al. 1996a). Επίσης εμφάνιση χρυσού σε σύγχρονες καρστικές πληρώσεις στη Θάσο (Vavelidis 1984).

Στη μεταλλογενετική επαρχία της Σερβομακεδονικής που περιλαμβάνει τη Σερβομακεδονική Μάζα και την Περιροδοπική Ζώνη στη Μακεδονία (Melfos et al. 2003) εντοπίζονται οι ακόλουθες κατηγορίες μεταλλοφοριών χρυσού:

- 1) Εμφανίσεις ορογενετικού χρυσού στις περιοχές Δρακόντειο, Κορωνούδα, Παλιόμυλος, Ασκός, Μυριόφυτο και Παλιόπυργος-Στανός, στον σχηματισμό του Βερτίσκου της Σερβομακεδονικής Μάζας (Mposkos 1983, Vavelidis 1990, Καλογερόπουλος κ.α. 1991, Hellingwerf et al. 1994, Vavelidis & Tarkian 1995, Arvanitidis et al. 1995, Vavelidis et al. 1996b, Vavelidis et al. 1999, Vavelidis et al. 2000, Melfos et al. 2001b, Voudouris et al. 2007a)
- 2) Εμφανίσεις προφυριτικού Cu-Au στις περιοχές Γερακαριό, Βάθη και Ποντοκερασιά του μεταλλοφόρου πεδίου των Κρουσίων (B, BA του Κιλκίς) και στην ανατολική Χαλκιδική στην περιοχή Φισόκα-Αλατίνα. Κοίτασμα της κατηγορίας αυτής εντοπίζεται στις Σκουριές της ανατολικής Χαλκιδικής (Eliopoulos & Economou-Eliopoulos 1991, Sillitoe 1991, Tarkian et al. 1991, Frei 1995, Kesler et al. 2002, Magri et al. 1998, Tobey et al. 1998, Kroll et al. 2002, Economou-Eliopoulos & Eliopoulos 2000, 2005).
- 3) Κοιτάσματα τύπου αντικατάστασης ανθρακικών ($\pm$ skarn) στις περιοχές της Ολυμπιάδος και του Στρατονίου (Μαντέμ Λάκκος, Μαύρες Πέτρες) στον σχηματισμό των Κερδυλλίων της Σερβομακεδονικής Μάζας (Kalogeropoulos et al. 1989, Mantzos 1989, Nabel et al. 1991, Glig 1993, Hellingwerf et al. 1994, Naden et al. 1994, Kalogeropoulos et al. 1994, Gilg & Frei 1994, Kiliass et al. 1996).
- 4) Εμφάνιση σε οξειδωμένα μεταλλεύματα στην περιοχή Μυριόφυτου (Arvanitidis et al. 1996).

5) Εμφάνιση σε σιδηρούχους σχηματισμούς της Πραβίτης Αρναίας και Φτερούδας Μεταγγιτισίου της Χαλκιδικής και Μαύρου Βράχου στην περιοχή της λίμνης Δοϊράνης (Βεράνης 1989, 1992).

6) Εμφανίσεις σε μαγγανιούχες μεταλλοφορίες στις περιοχές Ολυμπιάδος και Στρατονίου της Χαλκιδικής (Galanopoulos & Theodoroudis, 1994).

7) Εμφάνιση τύπου skarn στην περιοχή της λίμνης Δοϊράνης (Βεράνης κ.α. 1988, Βεράνης 1989).

8) Εμφανίσεις προσχωματικού χρυσού στις περιοχές Χειμάρρου Σερρών, Αγίου Μανδηλίου Νιγρίτας, Μαραθούσας-Απολλωνίας, Κάτω Περιστεράς-Λακκιάς, Ασκού και στη λεκάνη του ποταμού Γαλλικού (Michailidis et al. 1987, Boboti et al. 1989, Vavelidis 1989, 1990, Boboti-Tsitlakidou 1993, Vavelidis et al. 1987, 1988, 1997).

Στη Ζώνη του Αξιού εντοπίζεται προσχωματικός χρυσός στην περιοχή του ποταμού Αξιού (Βέρροιος κ.α. 1978, Charistos & Vavelidis 1999).

Στην Πελαγονική και Αττικοκυκλαδική Ζώνη εντοπίζονται οι ακόλουθες κατηγορίες μεταλλοφοριών χρυσού:

1) Εμφανίσεις ορογενετικού χρυσού στην περιοχή του Καλλιανού Ευβοίας, στον κόλπο Πανόρμου της Τήνου και στη Σίφνο (Θεοφιλόπουλος και Βακόνδιος 1982, Vavelidis et al. 1985, Vavelidis & Michailidis 1990, Vavelidis 1997, Neubauer 2005, Voudouris et al. 2007a).

2) Εμφάνιση συνδεόμενη με διείσδυση στο Λαύριο Αττικής (Voudouris & Economou-Eliopoulos 2003, Voudouris et al. 2007c, 2008).

3) Εμφανίσεις επιθερμικού χρυσού υψηλής-ενδιάμεσης θείωσης στην περιοχή Προφήτη Ηλία της Μήλου και χαμηλής θείωσης στην περιοχή του Φακού της Λέσβου (Kontis et al. 1994, Constantinidou et al. 1998, Kiliass et al. 2001a,b, Stewart & McFphie 2003, Aliferis et al. 2004, Naden et al. 2005, Voudouris & Aliferis 2005).

4) Προσχωματικός χρυσός στα Σέρβια της Κοζάνης (Τσαϊλάς 1965), στον ποταμό Αλιάκμονα (Mack 1984, Vavelidis et al. 1999, Βαβελίδης κ.α. 2000) και στη Σίφνο (Vavelidis 1997).

Στο οφιολιθικό σύμπλεγμα της Πίνδου εντοπίζεται μεταλλοφορία VHMS-Au στην περιοχή Περιβολίου-Αβδέλας (Skounakis et al. 1980, Eliopoulos et al. 1998, Economou-Eliopoulos et al. 2008).

Στον φλύσχη της Ζώνης της Πίνδου στα Βαρδούσια Όρη και στον φλύσχη της Ζώνης του Ιονίου στην Ήπειρο εντοπίζεται προσχωματικός χρυσός (αρχείο ΙΓΕΥ, Μαράτος 1962, Manoutsoglou et al. 2007).

Στη Ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης εντοπίζεται προσχωματικός χρυσός στη Νεογενή λεκάνη της περιοχής του Αφυσίου της Σπάρτης (αρχείο ΙΓΕΥ).

Εμφάνιση επιθερμικού χρυσού χαμηλής θείωσης εντοπίζεται στη Λήμνο

(Βουδούρης & Σκαρπέλης 1998, Voudouris & Aliferis 2005), της οποίας η γεωλογική τοποθέτηση δεν είναι αποσαφηνισμένη.

Στα ανωτέρω μπορούν να προστεθούν τα ακόλουθα:

Επιθερμική μεταλλοφορία χρυσού-αργύρου σε Ολιγοκαινικά-Μεσομειοκαινικά ασβεσταλκαλικά έως σωσσονιτικά ηφαιστειακά πετρώματα στην Λέσβο (Vamvoukakis et al. 2005) αλλά και σε άλλα νησιά του ηφαιστειακού τόξου του Αιγαίου.

Οι εμφανίσεις χρυσού στην μεικτή θειούχα μεταλλοφορία στο ημιμεταμορφωμένο υπόβαθρο (Στρώματα Τυρού) στην βάση της Ζώνης της Τρίπολης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

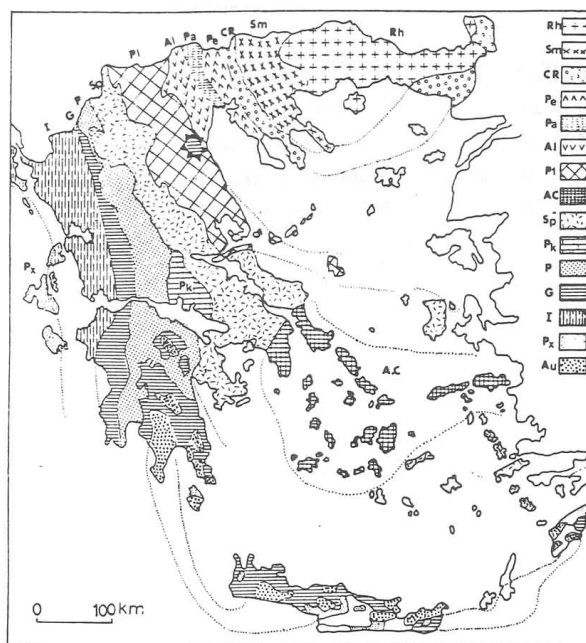
2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στο κεφάλαιο αυτό επιχειρείται να αποδοθεί το γεωλογικό περιβάλλον στο οποίο ανήκει η περιοχή μελέτης. Στοιχείο απαραίτητο και για την επιλογή των δειγμάτων που περιγράφεται στο κεφάλαιο 4 αλλά και για την ερμηνεία των αποτελεσμάτων των μετρήσεων.

Για τον σκοπό αυτό επιχειρείται μια γενική περιγραφή της γεωλογίας της Κρήτης ως τμήμα του ευρύτερου Ελλαδικού χώρου, ενώ στην συνέχεια παρατίθενται στοιχεία για τα δύο κύριου ενδιαφέροντος γεωλογικά περιβάλλοντα που είναι η φυλλιτική-χαλαζιτική σειρά καθώς και τα νεογενή ιζήματα, όπως αυτά συναντώνται στην Β.Δ Κρήτη. Ειδικότερα για τα νεογενή ιζήματα περιγράφονται οι συνθήκες απόθεσης τους στις τρεις κυριότερες λεκάνες ιζηματογένεσης στην Β.Δ. Κρήτη οι οποίες και αποτελούν την κύρια περιοχή μελέτης.

2.2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ

Οι ερευνητές σήμερα στηριζόμενοι στις νέες απόψεις της Θεωρίας των Λιθοσφαιρικών Πλακών δέχονται σχεδόν ομόφωνα την άποψη ότι η πλειονότητα των Αλπικών σχηματισμών της Κρήτης ανήκουν σε έναν ευρύτερο χώρο, τον χώρο των Εξωτερικών Ελληνίδων αλλά στην δομή της συμμετέχουν και γεωτεκτονικές ζώνες των Εσωτερικών Ελληνίδων. Οι γεωτεκτονικές ζώνες του Ελλαδικού χώρου (Εικόνα 2-1) διακρίθηκαν ήδη από τον Brunh (1956) σε Εξωτερικές και Εσωτερικές με βάση κυρίως τον ορογενετικό τεκτονισμό που οι σχηματισμοί των ζωνών αυτών έχουν υποστεί. Ποιο ειδικά, οι σχηματισμοί των Εξωτερικών ζωνών έχουν υποστεί κατά το Τριτογενές ένα μόνο ορογενετικό τεκτονισμό και κατέχουν το δυτικό και νότιο τμήμα του Ελλαδικού χώρου, ενώ οι σχηματισμοί των Εσωτερικών, εκτός από τον τεκτονισμό του Τριτογενούς, έχουν υποστεί επιπλέον και έναν πρώιμο ορογενετικό τεκτονισμό, που έλαβε χώρα κατά το Ανώτερο Ιουρασικό - Κατώτερο Κρητιδικό, και κατέχουν το ανατολικό (εσωτερικό) τμήμα του Ελλαδικού χώρου.

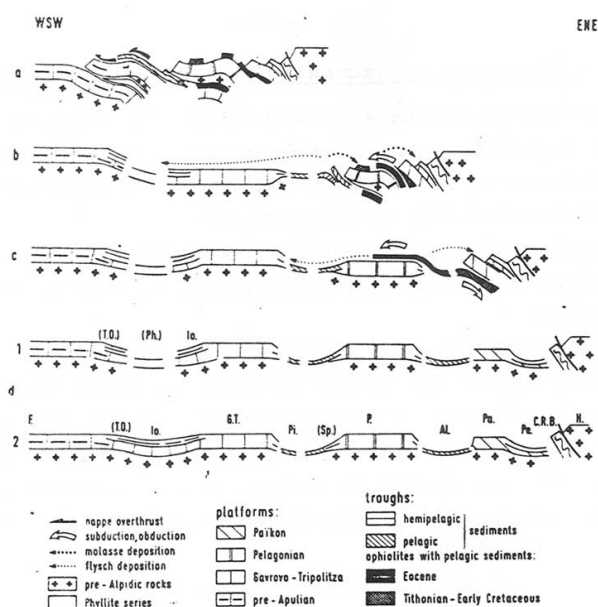


Εικόνα 2-1: Χάρτης των γεωτεκτονικών ζωνών του Ελλαδικού χώρου. (Κατά Μουντράκη et al. 1983)

Οι γεωτεκτονικές ζώνες των Ελληνίδων αποτελούν παλαιογεωγραφικούς χώρους του «Παλαιωκεανού» της Τηθύος, μιας ωκεάνιας περιοχής στον ευρύτερο χώρο της υπερηπείρου της Παγγαίας ενός ηπειρωτικού τεμάχους που δημιουργήθηκε κατά την Βαρίσκια Ορογένεση (300 my). Μέσα στο ωκεάνειο χώρο της Τηθύος η ανάπτυξη μεσσωκεάνιας ράχης που λειτούργησε στο Λιάσιο-Δογγέριο του Ιουρασικού οδήγησε στην διάσπαση της Παγγαίας, στην δημιουργία δύο νέων ηπειρωτικών τεμαχών, της Λαυρασίας και της Γκοτβάνας και ταυτόχρονα στην υποβύθιση του ωκεάνειου φλοιού της Τηθύος κάτω από τον ηπειρωτικό φλοιό της Λαυρασίας. Το τελευταίο γεγονός που ξεκίνησε το Μέσο Ιουρασικό και ολοκληρώθηκε το Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Κρητιδικό οριοθετεί την απαρχή του τελευταίου Ορογενετικού κύκλου του Αλπικού και ταυτόχρονα για τον Ελληνικό χώρο, την διαφοροποίηση και την τεκτονική εξέλιξη των γεωτεκτονικών Ζωνών των Ελληνίδων οροσειρών.

Από τα πρωταρχικά και σημαντικά ερωτήματα με τα οποία απασχολήθηκε η παγκόσμια γεωεπιστημονική κοινότητα ήταν και παραμένει η ακριβής θέση και τα όρια του «μητρικού» αυτού ωκεανού της Τηθύος. Ειδικότερα για τον ευρύτερο χώρο της Ελλάδας το πρόβλημα εντοπίστηκε από την αρχή της διάδοσης και εφαρμογής της νέας θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών στο θέμα, με ποια από τις γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας ταυτίζεται ο ωκεανός της Τηθύος ή καλύτερα ποια ζώνη έχει τους σχηματισμούς που αντιπροσωπεύουν τον κατεστραμμένο ωκεάνιο φλοιό της Τηθύος. Η πρώτη τάση που αναπτύχθηκε στους γεωεπιστήμονες τη

δεκαετία του 1970, στο ξεκίνημα της νέας θεωρίας, ήταν ότι ο ωκεάνιος χώρος της Τηθύος ταυτιζόταν με τη ζώνη Ωλονού-Πίνδου που είχε θεωρηθεί από την παλιότερα ισχύουσα «Θεωρία των συζυγών Γεωσυγκλίσεων» ως ο τυπικός ωκεάνιος χώρος, το "Ελληνικό γεωσύγκλινο". Σε αντίθεση με την γενικευμένη αυτήν αντίληψη το πρώτο γεωδυναμικό μοντέλο που προτάθηκε για την εξέλιξη των Ελληνίδων είναι των Jacobshagen et al. (1976) και το οποίο προβλέπει την ύπαρξη των ωκεάνιων λεκανών Παιονίας, Αλμωπίας, Υποπελαγονικής - Πίνδου και της φυλλιτικής σειράς μεταξύ Ιονίου ζώνης και «Πλακωδών Ασβεστολίθων» (Plattenkalk) (Εικόνα 2-2). Οι ωκεάνιες αυτές λεκάνες λειτούργησαν σταδιακά και έκλεισαν διαδοχικά από τα Ανατολικά προς τα Δυτικά από το Μάλμιο μέχρι το Μειόκαινο προκαλώντας την μετακίνηση της τεκτογένεσης προς τα Δυτικά επηρεάζοντας διαδοχικά τις Εσωτερικές και Εξωτερικές γεωτεκτονικές Ζώνες.



Εικόνα 2-2: Σχηματικές τομές που αναπαριστούν την ορογενετική εξέλιξη των Ελληνίδων (Jacobshagen et al., 1978).

- a) Περίοδος Μέσου Μειόκαινου. Επώθηση των κεντρικών Ελληνικών καλυμμάτων (ζώνες Πίνδου, Παρνασσού, Πελαγονικής) πάνω στη ζώνη Γαβρόβου.
- b) Περίοδος Μέσου - Ανω.Ηωκαίνου. Κλείσιμο του ωκεάνιου χώρου της ζώνης Αξιού. Επώθηση των οφειολίθων από τη ζώνη Αξιού πάνω στην Πελαγονική. Αρχή της ιζηματογένεσης του εξωτερικού φλύσχη. Απόθεση της μολάσσας στην Μεσοελληνική αύλακα και την "αύλακα Αξιού".
- c) Περίοδος Ανωτέρου Ιουρασικού - Κατωτέρου Κρητιδικού. Βύθιση του ωκεανού της ζώνης Αξιού κάτω από την Περιοδοπτική ζώνη και την Ελληνική Ενδοχώρα. Αρχική τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων πάνω στην Πελαγονική.

d) Περίοδος Μέσου - Ανω Ιουρασικού. Αύλακες και υβώματα μετά την περιροδοτική ορογένεση.

Al = Αλμωπίας, C.R.B. = Περιροδοτική, G.T. = Γαβρόβου-Τρίπολης, H = Ενδοχώρα, Io = Ιόνιος, P = Πελαγονική, Pa = Πάικου, Pe = Παιονίας, Ph = Λεκάνη φυλλιτών, Pi = Πίνδου, Sb = Υποπελαγονική, T.O. = Σειρά Plattenkalk.

Στο παλαιογεωγραφικό χώρο των εξωτερικών ζωνών των Εξωτερικών Ελληνίδων και ειδικότερα στις ζώνες Παξών και Ιονίου, πάνω από την εβαποριτική ακολουθία ακολούθησε μεγάλου πάχους ανθρακική ιζηματογένεση με παρεμβολές κερατολίθων και μικρού πάχους κλαστικών σχηματισμών, μέχρι την έναρξη της απόθεσης του φλύσχη κατά το Τριτογενές. Τα πετρώματα των δύο αυτών ισοπικών ζωνών εμφανίζονται σε μια ορεογραφική - χωρική διάταξη από τα βόρεια σύνορα της χώρας μέχρι την Κεντρική Πελοπόννησο. Νοτιότερα εμφανίζονται αντ' αυτών τα μεταμορφωμένα πετρώματα των Εξωτερικών Ελληνίδων.

2.2.1. Γεωλογικό περίγραμμα της Κρήτης

Κατά τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες, οι γνώσεις για την γεωλογική δομή της Κρήτης έχουν αυξηθεί σημαντικά. Τα αποτελέσματα των ερευνών στα πλαίσια μεγάλου αριθμού προγραμμάτων ευρωπαϊκών και εθνικών ερευνητικών ινστιτούτων αλλά και μεμονωμένων ερευνητών, οδήγησαν στην έκδοση του πρώτου συνοπτικού γεωλογικού χάρτη της Κρήτης το 1977 σε κλίμακα 1/200.000 (Creutzburg et al 1977). Όπως φαίνεται στον χάρτη αυτόν αλλά και στους επόμενους που εκδόθηκαν από το Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας κλίμακας 1:500.000, εικόνα 2-3) το μεγαλύτερο ποσοστό προνεογενούς ηλικίας πετρωμάτων που δομούν και εμφανίζονται στην Κρήτη, ανήκουν σε ακολουθίες μεταμορφωμένων πετρωμάτων των οποίων η παλαιογεωγραφική τοποθέτηση, η τεκτονική τους θέση αλλά ακόμη και η ηλικίες τους παραμένει ένα ανοικτό γεωλογικό κεφάλαιο.



Εικόνα 2-3: Τμήμα του γεωλογικού χάρτη της Ελλάδος σε κλίμακα 1:500.000. με κίτρινες και πράσινες αποχρώσεις οι λεκάνες του Νεογενούς και του Τεταρτογενούς (Μπορνόβας και Ροντογιάννη-Τσιάμπλου, 1983)

2.2.2 Γεωλογικό περίγραμμα της ευρύτερης περιοχής μελέτης

Στη δυτική Κρήτη υπάρχει μια ιδιομορφία σε σχέση με τους γεωλογικούς χάρτες. Στην ευρύτερη περιοχή συνυπάρχουν ο πρώτος βασικός γεωλογικός χάρτης σε κλίμακα 1:50.000 που εκδόθηκε το 1956 από το ΙΓΕΥ (φύλλο Πλατανιάς) και ο τελευταίος χρονικά που εκδόθηκε στην ίδια κλίμακα από το ΙΓΜΕ (φύλλο Παλαιόχωρα, 2002). Για την περιοχή των Λευκών Ορέων υπάρχει ο χάρτης του Ι.Γ.Μ.Ε., φύλλο Αλικιανός (Τάταρης & Χριστοδούλου 1969) και ελάχιστα στοιχεία από γεωλογικές τομές.

2.3 ΦΥΛΛΙΤΙΚΗ ΧΑΛΑΖΙΤΙΚΗ ΣΕΙΡΑ- ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΑΝΑΔΡΟΜΗ

Από το τέλος του 19^{ου} αιώνα έχουν περιγραφεί στην Κρήτη πετρώματα διαφόρων λιθολογιών, παλαιογεωγραφικής προέλευσης και βαθμών μεταμόρφωσης. Ο Raulin (1869) περιέγραψε τους "ημιμεταμορφωμένους ταλκικούς σχιστολίθους", ο Cayeux (1902) την "μεταμορφωμένη σειρά της Δυτικής Κρήτης", ο Wurm (1950) το "μεταμορφωσιγενές της Κρήτης" οι Papastamatiou και Reichel (1956) τους "Φυλλίτες". Στους γεωλογικούς χάρτες του Ι.Γ.Ε.Υ "Χανιά" και "Καστέλι" (1960) σημειώνονται "κρυσταλλικοί σχιστόλιθοι", οι Aubouin και Dercourt (1965) μιλούν για φάσεις Κακόπετρου και Σκλαβοπούλας, οι Creutzburg και Papastamatiou (1966) για "μεταμορφωμένους σχιστολίθους", ο Seidel (1968), Creutzburg & Seidel (1975), Sanneman & Seidel (1976), Wachendorf et al., (1980) μιλούν για «σειρά Φυλλιτών-Χαλαζιτών» οι Bonneau (1973), Kuss & Thorbecke (1974) για "Φυλλίτες της Τρίπολης", ο Thorbecke (1974) για "σχηματισμό Φυλλιτών", οι Wachendorf et al., (1974), για "σειρά Φυλλιτών", οι Kopp & Ott (1977) για "στρώματα Ραβδούχων", ο

Φυτρολάκης (1980) για "αργιλοσχιστολιθική σειρά ενότητας Τρίπολης", "ενότητα φυλλιτών-χαλαζιτών", "Φυλλίτες ενότητας Τρυπαλίου", οι Krahl et al., (1982) για "ομάδα φυλλιτών-χαλαζιτών", οι Seidel et al., (1982) για "ενότητα Φυλλιτών-Χαλαζιτών", ο Σκαρπέλης (1982) "ενότητα Άρνας" και οι Dorsiepen & Manutsoglu (1994) για «Φυλλιτικό Κάλυμμα» (Manutsoglu et al. 1995)

Με τις διαφορετικές αυτές ονοματολογίες οι παραπάνω συγγραφείς περιέγραψαν ένα σύνολο μεταμορφωμένων πετρωμάτων ή ένα τμήμα του συνόλου αυτού, που παρεμβάλλεται μεταξύ του καλύμματος της Τρίπολης και της «ενότητας Κρήτης-Μάνης» (Plattenkalk) / Ομάδας Πλακωδών Ασβεστολίθων ή και της ενότητας Τρυπαλίου. Είναι επόμενο τα πολλά ονόματα να έχουν προκαλέσει μια σύγχυση όσον αφορά το περιεχόμενο του όρου "φυλλίτες-χαλαζίτες". Η πρώτη προσπάθεια εποπτικής παράθεσης και συζήτησης της υπάρχουσας βιβλιογραφίας έγινε από τους Krahl et al (1988).

Πίνακας 2-1: Ονοματολογία των τμημάτων του μεταμορφωμένου συστήματος της κεντρικής και δυτικής Κρήτης (Krahl et al. 1988).

Successions of the External Hellenides in West and Central Crete
(western Levka Ori, Trypali Ori and Talea-/Ida Ori).

	WESTL. LEVKA ORI	TRYPALI ORI	TALEA ORI	KRETA - STOCKWERK (KRAHL et al. 1988)
	Kukula-Einheit Mana-Konglomerat (---) Mana-Marmor (---) Mana-Dolomitphyllit (Unternor - Oberladin; ?Skyth) Mana-Schiefer (?Skyth; Unterperm) Sfinari-Schiefer (Ober-/Mittelkarbon) Aghios-Sinos-Schiefer (?Oberkarbon; Perm) Rambí Seli-Schichten (Oberperm - Oberskyth) Tzitziflia-Kalkphyllit (Anis - ?Ladin) Kalamos-Dolomitphyllit (Oberladin - Unternor)	"Phyllit-Gruppe" unegliedert	Achlada-Schichten (---) Wassilikon-Marmor (---) Rogdia-Schichten (Oberskyth - Mittelskyth ?Mitteltrias) Fodele-Schichten (?Oberkarbon; Perm) Sisses-Schichten (Skyth) Schichtlücke	
Post-Karn	Stomion-Dolomit	Patima-Dolomit	Stromatolith-Dolomit	
Rhät / Lias	(Dolomit, Karbonatbreccien, Rauhwacken, Gips)	(Dolomit, Karbonat- breccien, Rauhwacken)	(Dolomit, Karbonatbrec- cien, Rauhwacken)	
Lias	Madara-Marmor	Trypali-Marmor (<i>Palaeodasycladus</i> <i>mediterraneus</i> PIA)	Koutsotroulis-Marmor (<i>Palaeodasycladus</i> <i>mediterraneus</i> PIA)	
Post-Unterlias	Plattenkalk	Plattenkalk	Plattenkalk	
Apt, Cenoman Oligozän	Gigilos-Schichten ?Kalavros-Schichten	Gigilos-Schichten ?Kalavros-Schichten	Gigilos-Schichten Kalavros-Schichten	

Επειδή η ανωτέρω κατηγοριοποίηση δεν περιείχε την πλειονότητα της υπάρχουσας ορολογίας για τα μεταμορφωμένα τμήματα των Εξωτερικών Ελληνίδων στην Κρήτη οι Manutsoglu et al (1995) πρότειναν μια ονοματολογία στηριζόμενοι σε

λιθοστρωματογραφικά κριτήρια για το σύνολο των μεταμορφωμένων σχηματισμών της Κρήτης.

Πίνακας 2-2: Ονοματολογία του μεταμορφωμένου συστήματος της Κρήτης (Manutsoglou et al. 1995)

Cayeux (1902)	Wurm (1950)	Eping et al. (1972)	Bonseno (1973)	Kuss & Thorbecke (1974)	Crowlough & Seidel (1975)
Tripolitizkalk	Tripolitizkalk	Tripolitza-Serie	Tripolitza Decke	Tripolitza-Physsh Tripolitza-Kalk	Tripolitza-Serie
tonalites metabasophiques Schwarze Tonchiefer Obere Quarzit und Phyllitserie Cipolline und Konglomerate Untere Quarzit-Phyllitserie Phyllitische Kalken Dolomite und Rauchwacken Gipse	Phyllit-Quarzit- Tonachieferserie Kretisches Metamorphikum Gips- Rauchwacken- Formation	Tales Ori-Phyllit Quarzite, Sericit-Quarzite, Quarzphyllite und Sericit-Chloritachiefer		Tripolitza- Phyllit Calimno-Phyllit	Phyllit-Quarzit- Tonachieferserie Gips-Rauchwacken- Formation Tripali-Einheit
Metamorphe Karbonate		Tales Ori-Serie Plattenkalk Stromatolithischer Dolomit Sissae Schichten Fodele Schichten	Couches de psammop/Kalavros- Schichten Plattenkalk div. Formationen	Kalkphyllit Tales Ori- Plattenkalk Tales Ori-Stromato- lithischer Dolomit Sissae-Formation Fodele-Formation	Plattenkalk-Serie

Saunemann & Seidel (1976)	Haumann et al. (1977)	Seidel (1977)	Kopp & Ott (1977)	Fytolakis (1978, 1980)	König & Kuss (1980)
Tripolitizkalk Tissae-Schichten von Rawdoucha	Tripolitza-Kalk Rawdoucha-Schichten		Tripolitza-Serie Rabdoucha-Schichten	Tripolitizkalk/-Einheit	
Phyllit-Quarzit-Serie	Phyllit-Serie	Phyllit-Quarzit-Serie Kalavros- Sequenz	Phyllit-Serie	Phyllit-Quarzit-Einheit Tonachiefer-Karbonatserie der Tripolitza-Zone Phyllit-Quarzit-Einheit Phyllitserie der Typali-Einheit Metakalk der Kreta Mani-Zone	
	Kalkphyllit (Kalavros) Tales Ori Plattenkalk Stromatolithischer Dolomit Sissae Schichten Fodele Schichten		Trypallikalk	Trypali-Einheit	
			Kreta Mani-Zone/- Einheit	Metakalk des Plattenkalk Plattenkalk Stromatolithischer Dolomit und flyschoides Sedimente - Gypfelse-Schichten Sissae-Serie Fodele-Serie	Tales Ori-Gruppe Fodele Formation Olinos Tonachiefer

Kopp & Wernicke (1983)	Krahl et al. (1983)	Richter & Kopp (1983)	Krahl et al. (1986)	Krahl et al. (1988)	Dorniepens & Manutsoglou (1994)
					Tripolitza-Serie
Mania-Formation W. Varietulum Obere Quarzit Mittlere Phyllit Untere Quarzit Etage marte	Mania Konglomerat Mania Dolomit Mania-Kalkphyllit Obere Quarzit Sissae Schiefer Mittlere Quarzit Rambli Seli Schiefer Untere Quarzit Buzard Dolomit Gips	Grünschiefer von Achladia Varietulum-Marmor Quarzit-Phyllit-Folge (Q 1-6)	Tripolitizkalk-Schichten Skopi-Einheit Chameri-Schichten Varietulum Agilios-Schichten Mavri-Einheit Amnos-Schichten Sfakia-Dolomit	Kreta Stockwerk vgl. Tab. 2	Tyros-Schichten Varietulum Phyllit-Decke Phyllit-Quarzit-Serie Gips-Rauchwacken- Formation Plattenkalk-Serie

Η σύγκριση γίνεται μεγαλύτερη όταν στο μεταμορφωμένο και πολυφασικά τεκτονισμένο αυτό σύνολο πετρωμάτων, στο οποίο δεν υπάρχουν αρκετά στρωματογραφικά δεδομένα προσπαθήσει κανείς να χωροθετήσει δειγματοληψία.

Ως εκ τούτου είναι αναγκαία μια λεπτομερής βιβλιογραφική ανασκόπηση που σχετίζεται όχι με την ονοματολογία, αλλά με τις απόψεις των ερευνητών σχετικά με την στρωματογραφική και τεκτονική θέση των διαφόρων λιθολογικών ενοτήτων.

Αρχικά ο Raulin (1869) περιέγραψε στην Κρήτη σαν “terrain primitif” γύψους, ραουβάκες, φυλλίτες, χαλαζιακούς φυλλίτες με ανθρακικές ενδιαστρώσεις, κροκαλοπαγή και σχιστολίθους. Στην συνέχεια ο Cayeux (1902) μελετώντας τη "μεταμορφωμένη σειρά της Δυτικής Κρήτης" τη χωρίζει τις ανωτέρω ενότητες σε επτά διαφορετικούς λιθολογικούς ορίζοντες οι οποίοι από πάνω προς τα κάτω είναι:

Πίνακας2-3: Λιθολογικοί ορίζοντες Φυλλιτικής-Χαλαζιτικής σειράς κατά Cayeux (1902)

Λιθολογικοί Ορίζοντες	Πάχη
Μαύροι φυλλίτες	} τουλάχιστον 600my
Ανώτερη σειρά Φυλλιτών-Χαλαζιτών	
Σιπολίνες και κροκαλοπαγή	400-500m
Κατώτερη σειρά Φυλλιτών-Χαλαζιτών	600m
Φυλλιτικοί ασβεστόλιθοι εναλλασσόμενοι με λαμπυρίζοντες σχιστολίθους	} 500m
Δολομίτες και ραουβάκες	400-500my
Γύψοι	200my

Παρά την παράθεση των ενότητων αυτών ο Cayeux δεν διευκρίνισε στην εργασία του την στρωματογραφική ακολουθία των ενότητων αυτών.

Ο Wurm (1950) δεν μπόρεσε να ακολουθήσει τον διαχωρισμό αυτό και διαχώρισε το "μεταμορφωσιγενές της Κρήτης" σε δύο τμήματα. Ένα κατώτερο που αποτελείται από «γύψους και ραουβάκες» και ένα ανώτερο, από την σειρά «φυλλιτών-χαλαζιτών - αργιλικών σχιστολίθων». Αν και οι σειρές αυτές εμφανίζονται και στα ανατολικά και στα κεντρικά τμήματα της νήσου Κρήτης, οι κύριες εμφανίσεις τους βρίσκονται στα δυτικά, στις νότιες και δυτικές περιοχές των Λευκών Ορέων. Αρχικά περιγράφει αφ' ενός πως εμφανίζονται οι γύψοι και οι ραουβάκες και δίνει μια σειρά θέσεων σε όλο το νησί, όπου αυτοί εμφανίζονται. Πάνω από τον σχηματισμό γύψων και ραουβακών περιγράφει μια μεγάλου πάχους σειρά από φυλλίτες, χαλαζιακούς φυλλίτες, χαλαζιακούς σχιστολίθους, με ενδιαστρώσεις ασβεστολίθων, κροκαλοπαγών και γραφιτικών σχιστολίθων, που φέρουν τα χαρακτηριστικά επιζωνικώς μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Οι φυλλίτες μεταβαίνουν σε σχιστολίθους, ενώ εναλλάσσονται με χαλαζίτες σε όλες τις αναλογίες, ενώ κατά θέσεις επικρατούν καθαροί φυλλίτες ή χαλαζίτες διαφόρου πάχους.

Οι φυλλίτες συνδέονται με μεταβάσεις (χωρίς να προσδιορίζει το είδος) με λαμπυρίζοντες σχιστολίθους καθώς επίσης γκρι-μπλε και γκρι-πράσινους αργιλικούς σχιστολίθους. Ο ίδιος ερευνητής περιγράφοντας το "Μεταμορφωσιγενές της Κρήτης" προβληματίστηκε εάν και κατά πόσο θα έπρεπε να εντάξει τους "αργιλικούς σχιστολίθους" σε ανεξάρτητη στρωματογραφική ενότητα ή να τους θεωρήσει τμήματα λιγότερο μεταμορφωμένα της ίδιας ακολουθίας στρωμάτων. Στο ανώτερο τμήμα, στην σειρά φυλλιτών – χαλαζιτών αναφέρει ότι κατά θέσεις εντόπισε λεπτοπλακώδεις

(2-3 cm) μαύρους ασβεστολίθους ή και ανακρυσταλλομένους δολομιτικούς ασβεστόλιθους μεγαλύτερου πάχους (μερικά μέτρα). Ιδιαίτερη αναφορά γίνεται για τον χαρακτηριστικό ορίζοντα γραφιτικών σχιστόλιθων εντός της φυλλιτικής χαλαζιτικής σειράς.

Περιέγραψε λεπτομερώς τις εμφανίσεις κροκαλοπαγών: Στην περιοχή Μάνα, μια ζώνη κροκαλοπαγούς χαλαζιακής σύστασης με ΒΒΔ παράταξη και κλίση προς τα ανατολικά που είναι συνδεδεμένη με (περιέχει εκτός του κροκαλοπαγούς) φυλλιτικά λατυποπαγή, φυλλίτες, σχιστολίθους και βρίσκεται σε γειτονία με δολομίτες και ασβεστοφυλλίτες. Στη περιοχή Παπαδιανά (δρόμος Έλος-Αμυδαλοκεφάλη) εντός της φυλλιτικής-χαλαζιακής σειράς, κροκαλοπαγές από μάρμαρο.

Στηριζόμενος σε απολιθώματα από τους ορίζοντες μαύρων αργιλικών σχιστολίθων και φυλλιτικών ασβεστολίθων καταλήγει σε μια τριαδική ηλικία των πετρωμάτων αυτών. Με την εύρεση του βραχιόποδου (ελασματοβράγχιο) *Myophoria Whateleyae* σε γκρι-μπλε αργιλικούς σχιστολίθους στα Ραβδούχα πιστοποιεί Κάρνιο ηλικία στα πετρώματα αυτά.

Οι παρατηρήσεις του στην χωρική διάταξη των γύψων, ραουβακών και τμημάτων της φυλλιτικής χαλαζιτικής σειράς σε διάφορες θέσεις στην Δυτική Κρήτη (Στόμιο, Παλαιά Ρούματα κ.α) τον οδήγησαν στην αποδοχή ότι το υπερκείμενο των γύψων-ραουβακών είναι η φυλλιτική-χαλαζιακή σειρά.

Συνοψίζοντας την εργασία του Wurm (1950) μπορούμε να πούμε ότι ο ερευνητής αυτός σιγμάτισε τα ανοικτά προβλήματα που σχετίζονται με τους μετακλαστικούς μεταμορφωμένους σχηματισμούς που υπόκεινται των ανθρακικών σχηματισμών της Ζώνης της Τρίπολης κατ' αντιστοιχία των προβληματισμών που είχε θέσει δυο δεκαετίες προηγουμένως ο Ktenas (1926) για τα ομόλογα πετρώματα στην Πελοπόννησο. Συμπερασματικά μπορούν να ειπωθούν τα εξής:

➤ Εισαγάγει την Ενότητα/σχηματισμό «Γύψοι και Ραουβάκες» που στην εργασία του βέβαια χωρίς να λύνει τα προβλήματα της στρωματογραφικής-τεκτονικής θέσης του σχηματισμού αυτού, της ηλικίας του κ.α., τον αναδεικνύει σαν έναν σχηματισμό «κλειδί» για την κατανόηση της πολύπλοκης γεωλογικής δομής της περιοχής ιδιαίτερα της Δυτικής Κρήτης.

➤ Εισαγάγει την έννοια της «Φυλλιτικής-Χαλαζιακής Σειράς», περιλαμβάνοντας εντός αυτής και αναμεταμορφωμένα τμήματα όπως στα Ραβδούχα, ενώ ταυτόχρονα θέτει την πρώτη αμφισβήτηση στο κατά πόσο μπορούν οι αργιλικοί σχιστόλιθοι στα Ραβδούχα να ανήκουν (λόγω διαφορετικού βαθμού μεταμόρφωσης) στην ίδια τεκτονική ακολουθία. Η θέση του αυτή οδηγεί τους Sannemann & Seidel (1976) να θέσουν πετρογραφικά κριτήρια για τον διαχωρισμό της

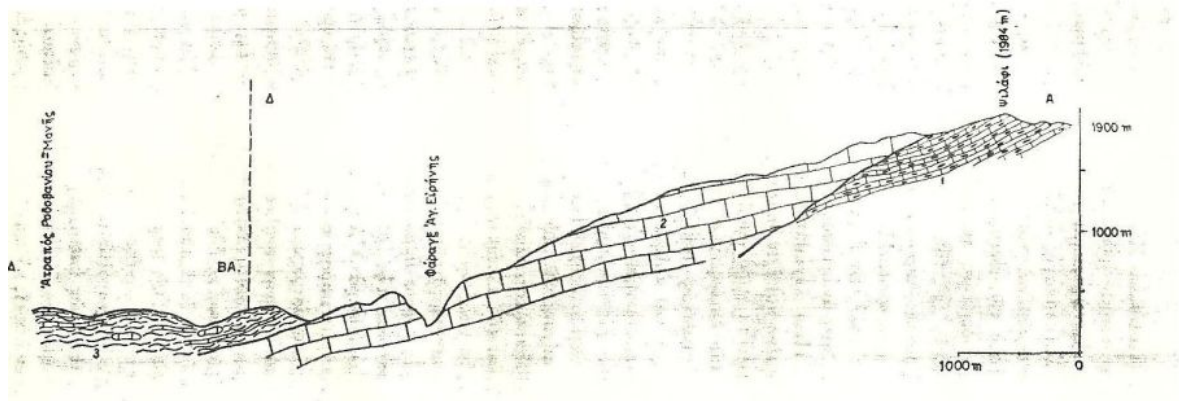
αγχιμεταμορφωμένης ακολουθίας Τριαδικής ηλικίας, από σχιστούς αργίλους, ιλυολίθους, ψαμμίτες, δολομίτες και ασβεστολίθους στα Ραβδούχα από την Φυλλιτική-Χαλαζιακή Σειρά και να θεωρήσουν (με υπόθεση) ότι αποτελεί το ιζηματογενές υπόβαθρο της Ζώνης της Τρίπολης. Οι διάσπαρτες τμηματικές της εμφανίσεις αποτελούν τεκτονικά «ράκη» κατά την προέλευση του καλύμματος της Τρίπολης πάνω στην Φυλλιτική-Χαλαζιακή Σειρά. Ο οριστικός διαχωρισμός ήρθε ένα χρόνο αργότερα με την εργασία των Kopp & Ott (1977).

Ο Creutzburg (1958) παρέθεσε ότι μέσα σ' αυτή τη φαινομενικά συνεχή ακολουθία μεταμορφωμένων πετρωμάτων, συνυπάρχουν πετρώματα διαφορετικών ηλικιών και διαφορετικής προέλευσης που δύσκολα διαχωρίζονται.

Τα πρώτα στρωματογραφικά δεδομένα για την ηλικία παλαιότερη του Τριαδικού, τμημάτων τουλάχιστον των μεταμορφωμένων αυτών πετρωμάτων, δόθηκαν από τους Papastamatiou και Reichel (1956), οι οποίοι πιστοποίησαν Πέρμια ηλικία των φυλλιτών, βρίσκοντας το ασβεστοφύκος *Mizzia velebitana* βορειοανατολικά του χωριού Σφάκα, στην Ανατολική Κρήτη, όπου εμφανίζονται κυρίως γύψοι και ανυδρίτες.

Οι Aubouin & Decourt (1965) αναφερόμενοι στο μεταμορφωσιγενές της Δυτικής Κρήτης διακρίνουν μέσα σ' αυτό δύο διαφορετικές φάσεις: Τη φάση της Σκλαβοπούλας που αποτελείται από δολομίτες, δολομιτικούς ασβεστόλιθους και από αργιλικούς σχιστολίθους και τη φάση του Κακοπέτρου, που αποτελείται από σχιστολίθους με χαλαζιτικές ενδιαστρώσεις. Χωρίς να στηρίζονται σε παλαιοντολογικά ευρήματα, (περιγράφουν μόνο μη προσδιορίσιμα ανακρυσταλλωμένα φύκη), δέχονται για το μεταμορφωσιγενές παλαιοζωική ηλικία.

Οι Τάταρης και Χριστοδούλου (1965) περιγράφοντας την ανώτερη από τις δύο σειρές που υπέρκεινται των Πλακωδών Ασβεστόλιθων στα Λευκά όρη, αναφέρουν την παρουσία, μέσα σε σκοτεινότεφρους λεπτοπλακώδεις ασβεστόλιθους, μεγάλου αριθμού ελασματοβραγχίων του Ανώτερου Τριαδικού που ανήκουν στα γένη *Ostrea*, *Myorhoria* και πιθανώς *Halobia* του Ανώτερου Τριαδικού. Οι ερευνητές αυτοί δίνουν και την πρώτη τομή νοτίως της πόλης του Ομαλού (Εικόνα 2-4).



Εικόνα 2-4: Τομή όπου τα μεταμορφωμένα ανθρακικά της ενότητας Madara kalke (στην συνέχεια ενότητα του Τρυπαλίου) τοποθετούνται ως υποκείμενα της ανώτερης σειράς των φυλλιτών, ραουβακών κτλ. (Τάταρης και Χριστοδούλου, 1965)

Ο Φυτρολάκης (1967) διαπιστώνει, για πρώτη φορά στην Ανατολική Κρήτη, σε "ελάχιστα μεταμορφωμένους αργιλικούς σχιστολίθους" ηλικία Λαδινίου έως Καρνίου.

Ο Seidel (1968) επιβεβαιώνει την Ανω-Τριαδική ηλικία των φυλλιτικών ασβεστόλιθων του Cayeux και των σκοτεινόχρωων λεπτοπλακωδών ασβεστόλιθων των Τάταρης & Χριστοδούλου (1965), με την ανεύρεση *Myophoria* και άλλων ελασματοβραγχίων βόρεια της Παλαιοχώρας στη Δυτική Κρήτη.

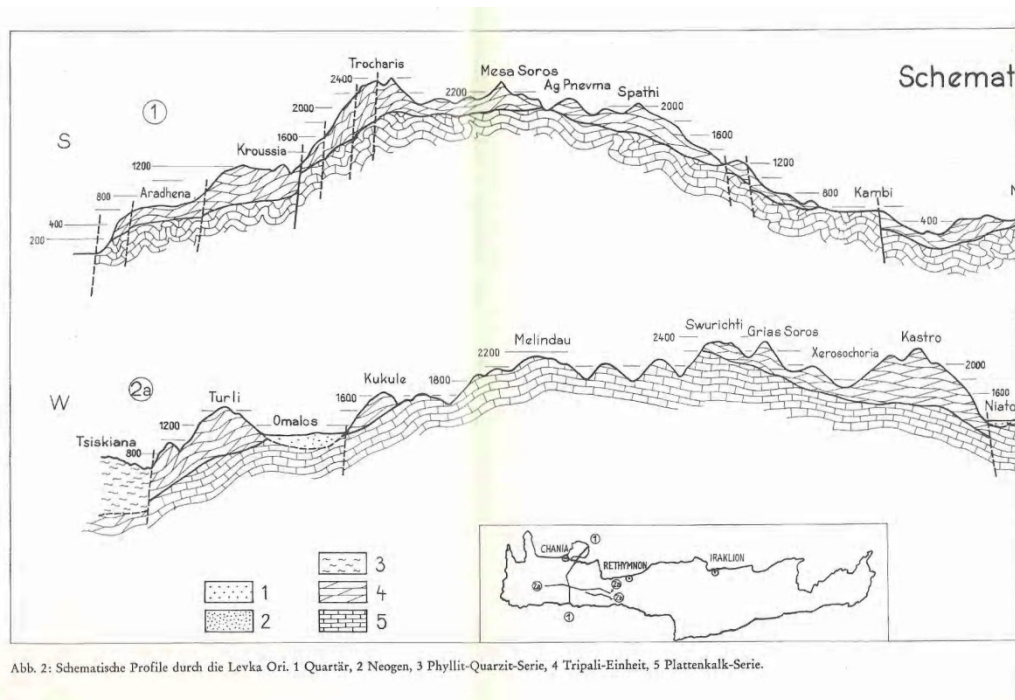
Η συζήτηση για την προέλευση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της Κρήτης συνεχιζόταν. Ήδη από το 1974 οι Kuss & Thorbecke εξέφρασαν την άποψη ότι το Πέρμιο των Papastamatiou & Reichel (1956) προέρχεται από τμήματα του υποβάθρου τα οποία αποκολήθηκαν από το υπόβαθρο και σφηνώθηκαν μέσα στους φυλλίτες κατά την προέλαση του καλύμματος της Τρίπολης, μια άποψη την οποία δεν συμμερίστηκαν άλλοι ερευνητές.

Οι Creutzburg & Seidel (1975), θεωρώντας πολύ πιθανή την άποψη που διατύπωσε ο Creutzburg το 1958 εισάγουν για το "σύμπλεγμα" των μεταμορφωμένων πετρωμάτων τον όρο "Σειρά Φυλλιτών - Χαλαζίτων" και δέχονται ότι το "σύμπλεγμα" αυτό αντιστοιχεί στο "terrains metamorphique" του Cayeux (1902) δηλαδή στο σχηματισμό "γύψων και ραουβακών και στη σειρά "φυλλιτών - χαλαζιτών - αργιλικών σχιστολίθων" του Wurm (1950). Στη σειρά των "Φυλλιτών - Χαλαζιτών" των Creutzburg & Seidel κυριαρχούν φυλλίτες διάφορης σύστασης, χαλαζίτες μικρού ή μεγάλου πάχους, κροκαλοπαγή, μαύροι πλακώδεις δολομιτικοί ασβεστόλιθοι, γύψοι, ραουβάκες, και μεταβασάλτες.

Οι ερευνητές αυτοί εισάγουν και ορίζουν την έννοια «Ενότητα του Τρυπαλίου» με την οποία χαρακτηρίζουν κυρίως ανθρακικής σύστασης πετρώματα (δολομίτες, δολομιτικούς ασβεστολίθους, σπανιότερα καθαρούς ασβεστολίθους, ανθρακικής

σύστασης λατυποπαγή έως ραουβάκες, σκουρόχρωμους κυψελώδεις δολομίτες, καθώς επίσης και λευκά ζαχαρώδους υφής μάρμαρα. Το σύνολο των ανωτέρω πετρωμάτων έχει διαφόρου βαθμού ανακρυστάλλωση. Η λιθολογική εξέλιξη της ενότητας (ανθρακικά, γύψοι) υποστηριζόμενη από απολιθώματα (άλγη, κοράλια, γαστερόποδα) οδήγησε τους ερευνητές να δεχθούν την δημιουργία των πετρωμάτων αυτών σε ένα αποθετικό πεδίο ρηχών υδάτων. Η λιθοφασική αυτή εξέλιξη πιστοποιήθηκε από παρατηρήσεις πεδίου σε διάφορες περιοχές της Δυτικής Κρήτης (δυτικά της Χώρας Σφακίων βρέθηκαν γύψοι σε ραουβάκες και λεπτοπλακώδεις δολομιτικούς ασβεστολίθους). Στην ενότητα αυτή συμπεριέλαβαν μια θέση γύψου του φύλλου χάρτη Αλικιανός (1969) βορειοανατολικά της Κανδάνου καθώς επίσης και τις εμφανίσεις γύψου και ραουβακών δυτικά των Λευκών Ορέων που περιέγραψε ο Wurm (1950) από το Στόμιο έως την Σούγια.

Όσον αφορά την σχέση μετάβασης των ανθρακικών σχηματισμών της ενότητας του Τρυπαλίου με τους μετακλαστικούς σχηματισμούς της «Φυλλιτικής-Χαλαζιακής Σειράς» οι ερευνητές εκπλήσσουν με το τελικό τους συμπέρασμα. Ενώ στον Καλλικράτη, νοτίως των Λευκογίων, ανατολικά της Χωστή, και βόρεια και ανατολικά της Κανδάνου σημειώνουν ότι έχει κανείς την άποψη ότι υπάρχει κανονική μετάβαση της ενότητας του Τρυπαλίου στην «Φυλλιτική-Χαλαζιακή Σειρά» που όπως φαίνεται επιβεβαιώνεται και από πολλές άλλες θέσεις στην Νότια-Κεντρική Κρήτη (π.χ. νότια της Μονής-Αρκαδίου). Αμφισβητούν την ηλικία Ραΐτιου-Λιάσιου που βρέθηκε για τα πετρώματα αυτά και επιτείνουν το γεγονός, ότι η επαφή με τους υποκείμενους Πλακώδεις Ασβεστολίθους είναι καθαρά τεκτονική. Για τους λόγους αυτούς τοποθετούν την ενότητα αυτήν στην υποκείμενη της «Φυλλιτικής-Χαλαζιακής Σειράς» θεωρώντας την σαν ανεξάρτητη τεκτονική ενότητα. Αυτό φαίνεται άλλωστε και στην θεματική τομή 2α (που παραθέτουν στην εικόνα 2-5).



Εικόνα 2-5: Στην τομή αυτή τα μεταμορφωμένα ανθρακικά της ενότητας του Τρυπαλίου τοποθετούνται δυτικά του Ομαλού με ρήγμα τεκτονικώς υποκείμενα της Φυλλιτικής Χαλαζιτικής Σειράς (Creutzburg & Seidel 1975)

Συμπερασματικά θα μπορούσε να πει κανείς ότι με την εργασία αυτή:

1^ο εισάγεται μια νέα τεκτονική ενότητα στο ήδη πολύπλοκο σύστημα των μεταμορφωμένων πετρωμάτων των Εξωτερικών Ελληνίδων,

2^ο Λιθοφασικά ίδιους σχηματισμούς (γύψους, ραουβάκες) τους εντάσσει και στην «Φυλλιτική-Χαλαζιακή Σειρά» και στην «Ενότητα Τρυπαλίου»,

3^ο περιγράφεται λεπτομερέστερα η «Φυλλιτική-Χαλαζιακή Σειρά» και αναδεικνύεται ο σημαντικός ρόλος της ύπαρξης των μεταηφαιστειακών πετρωμάτων για την διαλεύκανση των συνθηκών μεταμόρφωσης.

4^ο Πιστοποιεί την ύπαρξη μεταμορφωμένων ηφαιστειακών εντός της μεταμορφωμένης και πολυφασικά τεκτονισμένης ακολουθίας.

Ο Seidel (1978) μελετώντας τους μεταβασάλτες της δυτικής Κρήτης που είχαν ήδη περιγραφεί (Schubert & Seidel 1972) καταλήγει στο συμπέρασμα, πως άλλες εμφανίσεις αντιστοιχούν σε αλκαλικούς βασάλτες και άλλες σε θολεϊτικές. Αντίθετα τα μεταβασικά πετρώματα της ανατολικής Κρήτης χαρακτηρίζονται ως ασβεσταλκαλικοί ανδεσίτες με ανάλογη προέλευση.

Ο Kopp (1978) εισάγει τον όρο "σειρά Φυλλιτών". Αυτή περιλαμβάνει ανθρακικά πετρώματα, σχιστολίθους, μεταδιαβάσες και φυλλίτες -χαλαζίτες που έχουν μεταμορφωθεί κάτω από συνθήκες υψηλής πίεσης -χαμηλής θερμοκρασίας. Ο ίδιος δίνει την παρακάτω διαδοχή στρωμάτων που ισχύει για τη δυτικότερη Κρήτη, και

τονίζει ότι αυτή βασίζεται στη διαδοχή του Cayeux η οποία είναι υπό συζήτηση και γενικά όχι αποδεκτή:

Ανώτερη ομάδα (σχηματισμός Φυλλιτών - Χαλαζιτών) = Φάση Κακόπετρου των Aubouin & Decourt (1965).

6. Ανώτεροι Φυλλίτες - Χαλαζίτες πάχος 300-400μ
5. Σιπολίνες και κροκαλοπαγή μέχρι 400-500 μ.
4. Κατώτεροι Φυλλίτες – Χαλαζίτες 600 μ.

Κατώτερη ομάδα = Φάση Σκλαβοπούλας των Aubouin & Decourt (1965).

3. Σκούροι, λεπτοπλακώδεις, απολιθωματοφόροι ασβεστόλιθοι του Τριαδικού εναλλασσόμενοι με σχιστολίθους που περιέχουν λωζωνίτη, πάχος μέχρι 500 μ.
2. Δολομίτες και ραουβάκες πάχος 400-500μ.
1. Γύψοι πάχους μέχρι 200 μ, κοντά στο Στόμιο.

Ο Φυτρολάκης (1980) προτείνει τον όρο "ενότητα Φυλλιτών - Χαλαζιτών" θέλοντας να τονίσει ιδιαίτερα τον ανεξάρτητο χαρακτήρα της εν λόγω σειράς. Με τον όρο αυτό δεν εννοεί πλέον το σύνολο των στρωμάτων φυλλιτών χαλαζιτών - αργιλικών σχιστολίθων που παρεμβάλλονται μεταξύ των "Πλακωδών Ασβεστόλιθων" της ενότητας Κρήτης - Μάνης και των ασβεστόλιθων της Τρίπολης, αλλά «την επωθημένη σειρά φυλλιτών - χαλαζιτών, η οποία κείται ή επί των Πλακωδών Ασβεστόλιθων ή επί του μεταφλύσχου αυτών ή επί της ενότητας Τρυπαλίου (επί των ασβεστόλιθων της ή των υπερκείμενων φυλλιτών). Καλύπτονται δε τεκτονικώς υπό της ενότητας Τριπόλεως, είτε διά των ασβεστόλιθων, είτε διά της αργιλοσχιστολιθικής - ανθρακικής σειράς».

Ανακεφαλαιώνοντας αυτά που είχαν συγγραφεί μέχρι το 1980 μπορούμε να καταλήξουμε στο ότι ως σειρά Φυλλιτών - Χαλαζιτών, νοήτο μία ακολουθία στρωμάτων Περμικής έως Ανωτριάδικης ηλικίας που βρίσκεται τεκτονικά μεταξύ της σχετικά αυτόχθονης/παραυτόχθονης ενότητας/σειράς των Πλακωδών Ασβεστολίθων και του καλύμματος της Ζώνης της Τρίπολης. Αποτελείται από μεταμορφωμένους πηλίτες, ψαμμίτες, κροκαλοπαγή, ανθρακικά πετρώματα και γύψους με παρεμβολές αλκαλικών και θολεϊτικών βασαλτών (στην Δυτική Κρήτη) και ανδεσιτών (στην Ανατολική Κρήτη). Οι γύψοι και τα μεταμορφωμένα ανθρακικά αναπτύσσονται στα βαθύτερα τμήματα της σειράς. Η σειρά είναι μεταμορφωμένη κάτω από συνθήκες υψηλών πιέσεων - χαμηλών θερμοκρασιών. Από την σειρά αυτήν διαχωρίστηκαν τα Ανωτριάδικης ηλικίας αγκιμεταμορφωμένα πετρώματα στην περιοχή Ραβδούχα. Ανοικτό παρέμενε το θέμα της ένταξης των πετρωμάτων της Ενότητας Τρυπαλίου. Την ίδια χρονιά οι Wachendorf et al (1980) χαρακτηρίζουν την φυλλιτική χαλαζιακή σειρά σαν "mélange" μια άποψη που δεν επιβίωσε από την παράθεση της πληθώρας των στρωματογραφικών

στοιχείων που δημοσιεύτηκαν από άλλους ερευνητές στην συνέχεια.

Οι Krahel et al. (1982) δημοσιεύουν τα πρώτα συμπεράσματα σχετικά με τη στρωματογραφία της "Ομάδας των φυλλιτών - χαλαζιτών" στην Δυτική Κρήτη. Βρίσκουν πλήθος απολιθωμάτων Ανωπέρμικης έως Ανωτριάδικης ηλικίας και χωρίζουν την "Ομάδα φυλλιτών - χαλαζιτών" σε δέκα μέλη.

STRATIGRAPHY				LITHOLOGY (Metamorphic minerals)	FOSSILS	Fossil Locality No	THICKNESS (m)	
SYSTEM	SERIES	FORMATION	MEMBER					
JURASSIC	Lias	Tripali group	11	Massive dolomites and limestones (Albite, white mica)	(Dissociadella cretica OTT, 1965; Out off: OTT, 1965) Succowella ex gr. brotzenorum SOHN, 1968; Lutkevichinella sp.	20	800	
			10	Gypsum and rauhwacke with intercalated dolomites (Albite, white mica)			400	
			9	Bedded to massive dolomites (Albite, white mica)	Albacynthera cf. rectangularis; Albacynthera sp.; Sun. ex gr. brotzt. SOHN; Grammysia? sp.; Pulvella? sp.	1, 9 11	100	
	Upper		8	Bedded carbonates with intercalated phyllites and quartzites, meta-volcanic rocks with inclusions of red marbles (Glauconite, Lawsonite, Albite)	Endothyridella; Endothyra; Lutkevichinella sun- plex KOZUR; Speluncella ? n.sp.; Gastropods; Brachiopods; and others (see text)	10 11 14 19	300	
			7	Quartzite	---		100	
			6	Bedded carbonates with intercalated phyllites and quartzites (Chloritoid)	Meandrosira pusilla	5 6 16	300	
	Middle		5	Quartzite	Gastropod (undeterminable)	2	400	
			4	Bedded phyllites with intercalated quartzites and carbonates, partially with ooid-structures (Chloritoid)	Pulvulina	7 8	500	
	Lower		3	Quartzite	---		200	
			2	Bedded carbonates, phyllites, and meta-volcanic rocks (Albite, Chloritoid, Mg-Kieschittel)	Thellia sp.; Poculicrinus ?; Upper Carnian	17	50	
PERMIAN	Upper Permian	Phyllite - quartzite group	1	Massive marble Quartzitic conglomerates (Chloritoid)	(undeterminable fossils)	18	300	

FORSTER KOZUR, KRAHL, 1981

FORSTER, KÖRZ, KRAHL, 1981

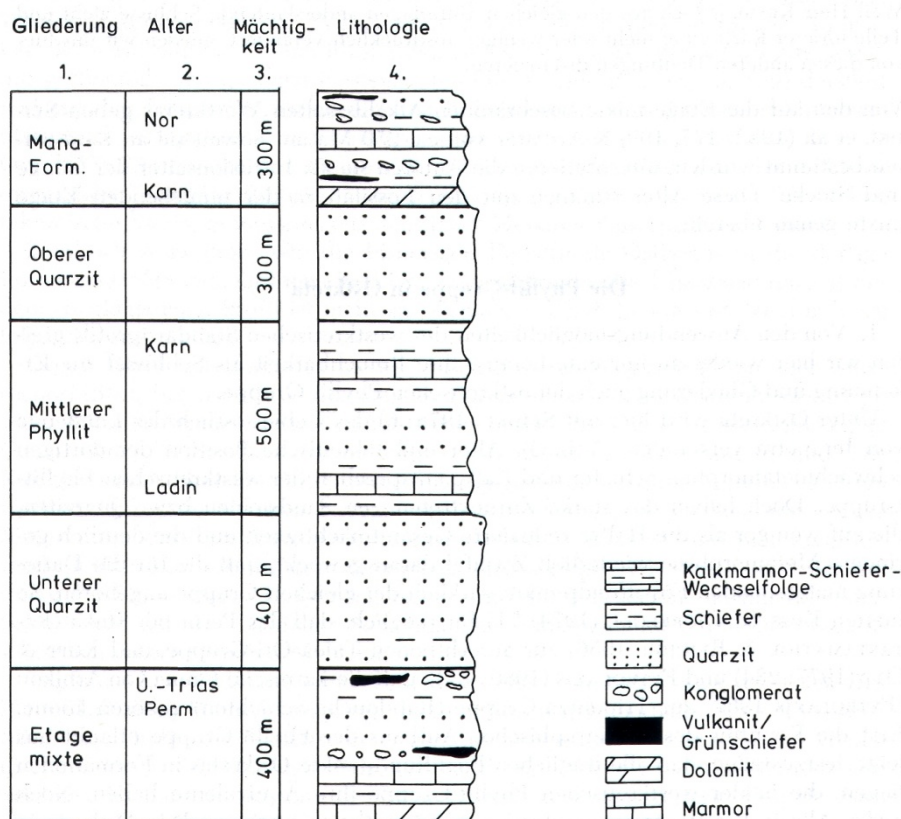
Εικόνα 2-6: Στρωματογραφική διάταξη των πετρωμάτων της ομάδας φυλλιτών-χαλαζιτών στη Δυτική Κρήτη σύμφωνα με Krahel et al. (1982).

Η λεπτομερής αυτή στρωματογραφική μελέτη είχε ως αποτέλεσμα να αποδείξει ότι οι γύψοι, οι δολομίτες και οι ραουβάκες που μέχρι τότε πίστευαν ότι αποτελούν τους βαθύτερους ορίζοντες της ενότητας, είναι οι ανώτεροι στρωματογραφικοί ορίζοντες και κατά συνέπεια μεγάλα τμήματα της ενότητας Φυλλιτών - Χαλαζιτών είναι ανεστραμμένα.

Την άποψη αυτήν δεν την δέχθηκαν και οι υπόλοιποι συνεργάτες του ιδίου Πανεπιστημίου (του Μονάχου) το οποίο στα πλαίσια ενός προγράμματος χαρτογράφησε με την συμβολή φοιτητών του γεωλογικού λεπτομερώς την ευρύτερη περιοχή της νοτιοδυτικής Κρήτης όπου εμφανίζονται φυλλίτες – χαλαζίτες.

Έτσι λοιπόν οι Kopp και Wernado (1983) αναφερόμενοι στην εμφάνιση της

"Ομάδας των Φυλλιτών" στην Ανατολική Κρήτη τονίζουν ότι η ηλικία και η τεκτονική θέση των ασθενώς μεταμορφωμένων σχιστολίθων και ασβεστολίθων αντιστοιχούν με αυτές της "ομάδας των Φυλλιτών" στη Δυτική Κρήτη. Αμφιβολίες δημιούργησαν κατά καιρούς η αισθητά μικρότερη συμμετοχή των χαλαζιτών, το συνολικά μικρότερο πάχος της σειράς και η καθαρά μικρότερου βαθμού μεταμόρφωση. Επισημαίνουν ότι μετά τον καθορισμό της στρωματογραφικής σειράς της "ομάδας των Φυλλιτών" γίνεται αντιληπτό ότι όλα τα αμφισβητούμενα σημεία εύρεσης απολιθωμάτων στην Ανατολική Κρήτη βρίσκονται σε σχηματισμούς οι οποίοι έχουν τις αντιστοιχίες τους στην "ομάδα των Φυλλιτών" της Δ. Κρήτης. Επί πλέον όλοι οι σχηματισμοί της Δ. Κρήτης εμφανίζονται στην Ανατολική Κρήτη με την ίδια σειρά ο ένας πάνω στον άλλον. Οι ερευνητές δημοσιεύουν μια παραπλήσια στρωματογραφική στήλη για την ομάδα φυλλιτών χαλαζιτών της δυτικής Κρήτης και παραθέτουν τις πρώτες πληροφορίες εκτός από ηλικίες και για το πάχος των σχηματισμών

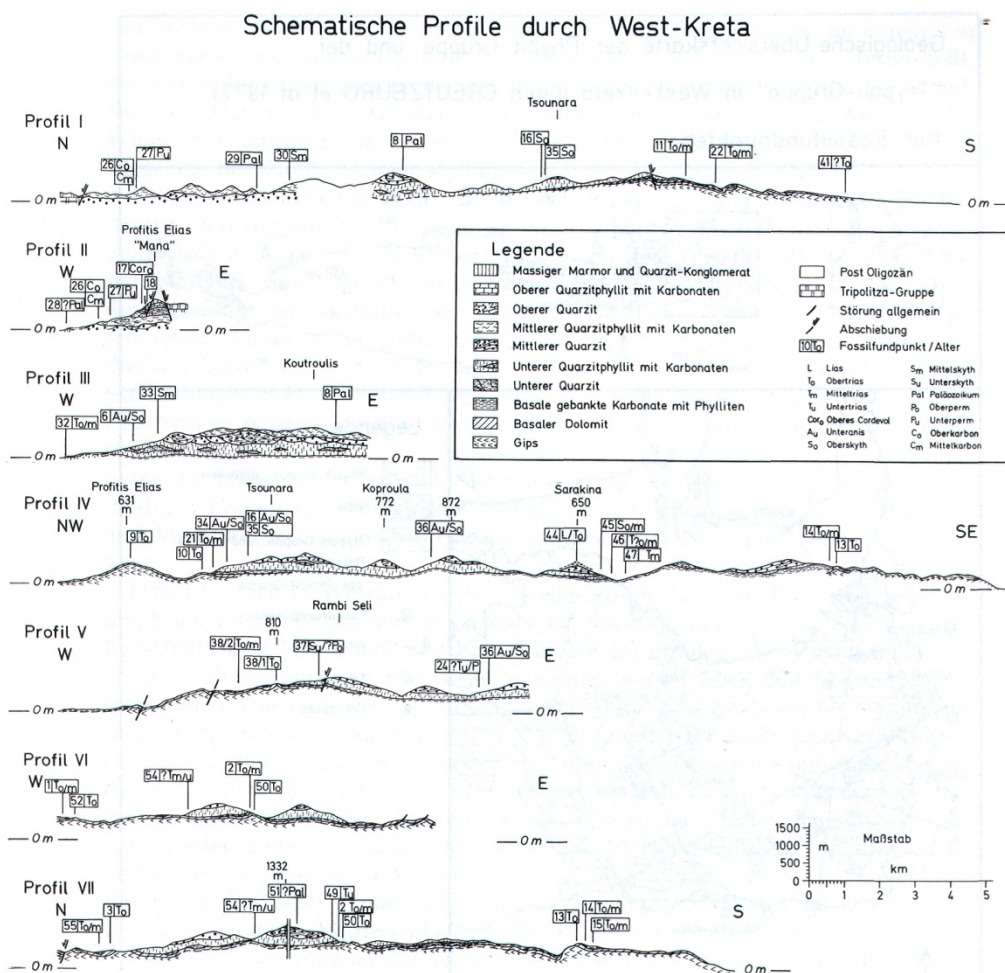
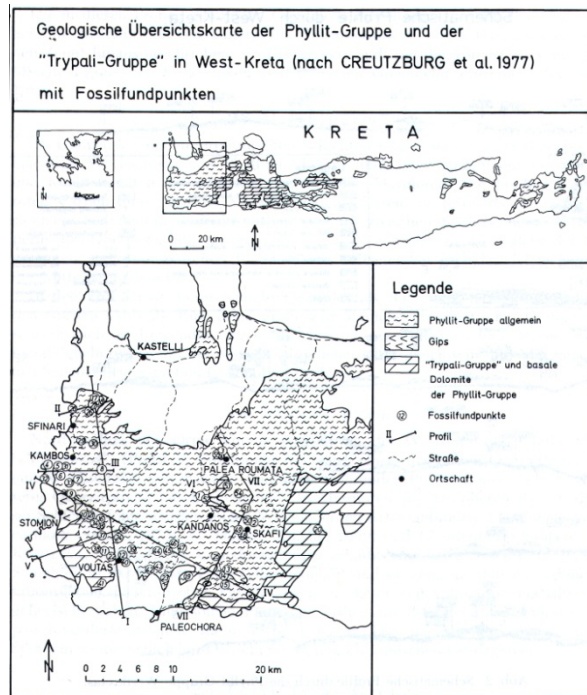


Εικόνα 2-7: Στρωματογραφική διάταξη των πετρωμάτων της ομάδας φυλλιτών-χαλαζιτών στη Δυτική Κρήτη σύμφωνα με Krahel et al. (1982)

Στο ίδιο περιοδικό, στο ίδιο τεύχος δημοσιεύονται τα αποτελέσματα των Krahel et al. (1983) οι οποίοι παραθέτουν καινούργια βιοστρωματογραφικά δεδομένα για την "ομάδα των φυλλιτών" της Δυτικής Κρήτης. Βασιζόμενοι σε πολυάριθμα κωνόδοντα και οστρακώδη χρονολογούν το διάστημα από το Ανώτερο Λίθανθρακοφόρο μέχρι

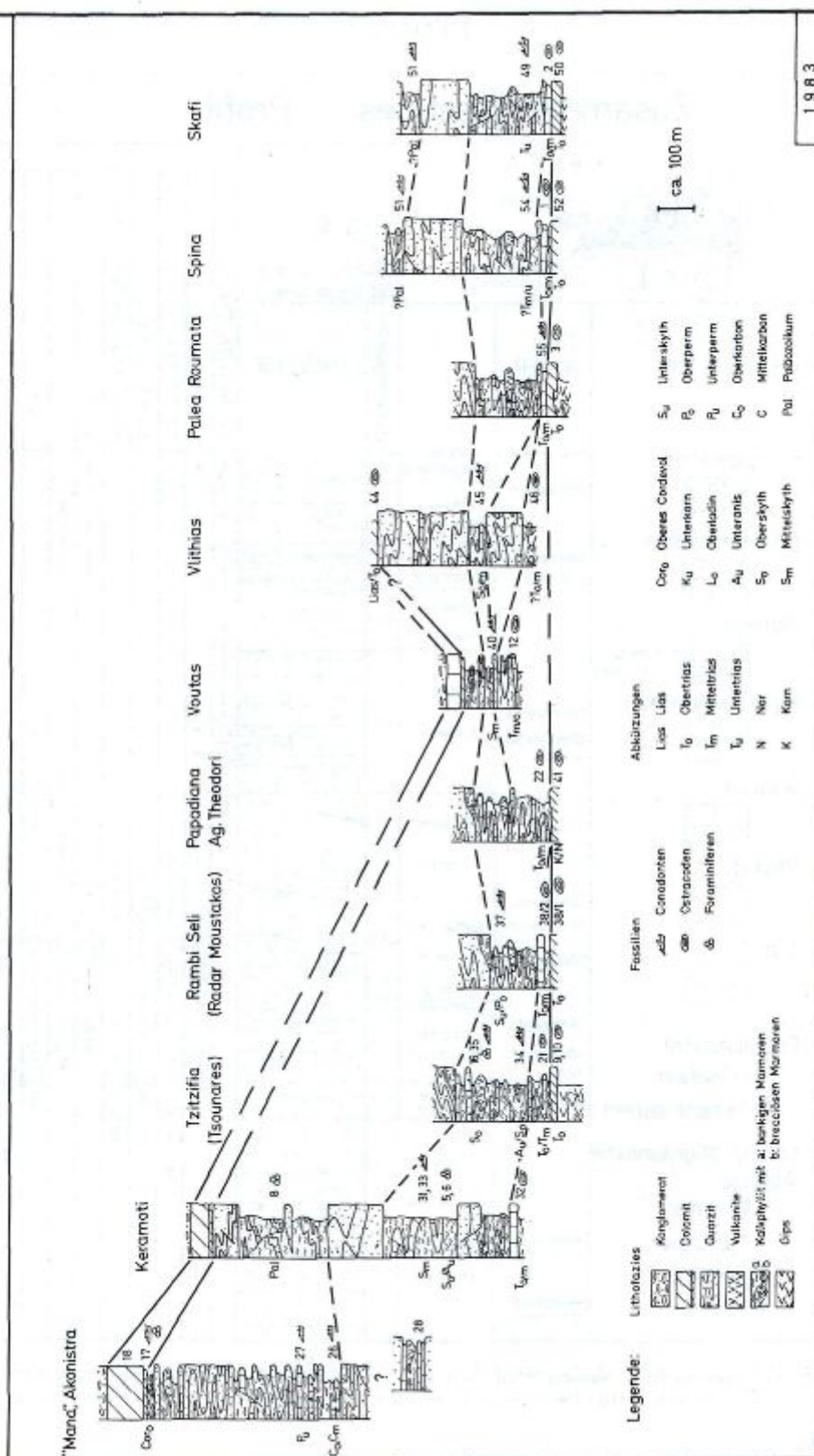
το Κατώτερο Τριαδικό. Δεν μπόρεσαν να καλύψουν με απολιθώματα το Μέσο Τριαδικό, ενώ το Ανώτερο Τριαδικό πιστοποιήθηκε με οστρακώδη και δίθυρα. Επίσης πιστοποιούν το όριο Τριαδικού - Λιασίου με κωνόδοντα και τρηματοφόρα. Με την υποστήριξη των νέων βιοστρωματογραφικών δεδομένων δέχονται ότι τα πετρώματα της φυλλικής χαλαζικής ενότητας είναι ισοκλινών πτυχωμένα σχηματίζοντας μια μεγαλοδομή κατ'αναλογία της ισοκλινούς πτύχωσης που παρατηρείται στο μεσοσκοπικό πεδίο. Παραθέτουν μια σειρά γεωλογικών τομών (Εικόνες 2-8 και 2-9), στρωματογραφικών στηλών (Εικ. 2-10) μια συνθετική στρωματογραφική στήλη (Εικόνα 2-11), ενώ παρατίθεται και το συνθετικό μοντέλο για την δομή της ομάδας φυλλιτών-χαλαζιτών στη Δυτική Κρήτη (Εικόνα 2-12),). Στο μοντέλο αυτό θεωρεί τους γύψους οι οποίοι στρωματογραφικά αποτελούν τους νεώτερους σχηματισμούς να καταλαμβάνουν την κατώτερη τεκτονικά θέση. Στην εργασία αυτή δίνουν και ένα συνθετικό μοντέλο για την θέση της Ομάδας του Τρυπαλίου στο τεκτονικό οικοδόμημα της Δυτικής Κρήτης (Εικόνα 2-13),). Για τα πετρώματα αυτά οι ερευνητές δέχονται τα ακόλουθα: α) Θα μπορούσαν να είναι ένα τμήμα των ανωτριαδικών – λιάσιων ναθρακικών ακολουθιών της Ομάδας των Φυλλιτών και να αποτελούν το ανάστροφο τμήμα της μεγάλης ισοκλινούς πτυχής είτε β) μια φασική διαφοροποίηση των πετρωμάτων της Ομάδας των πλακωδών Ασβεστολίθων.

Οι Krahf et al. (1986) ανακαλύπτουν στην Ανατολική Κρήτη πλήθος νέων απολιθωμάτων που τους επέτρεψαν τη χρονολόγηση και τη στρωματογραφική διαίρεση της "ομάδας των φυλλιτών". Περιγράφουν κάτω-ανω-τριαδικούς δολομίτες με τοπικές εμφανίσεις γύψων (Sfaka Dolomite). Πάνω τους αναπτύσσεται τεκτονικά η ενότητα Μυρσίνης, ηλικίας Κατώτερου Περμίου μέχρι Μέσο-Κάτω Τριαδικό. Αποτελούνται από φυλλίτες που εναλλάσσονται με μάρμαρα και λεπτούς χαλαζίτες. Ακολουθεί η ενότητα Σκοπής που αποτελείται από μεταηφαισίτες, μάρμαρα, λατυποπαγή, κροκαλοπαγή, πολύχρωμους σχιστολίθους και χαλαζίτες, ηλικίας Ανώτερου Σκύθιου μέχρι Μέσου Τριαδικού. Μεταξύ των δύο ενότητων παρεμβάλλονται τα βαρίσκια μεταμορφωμένα.

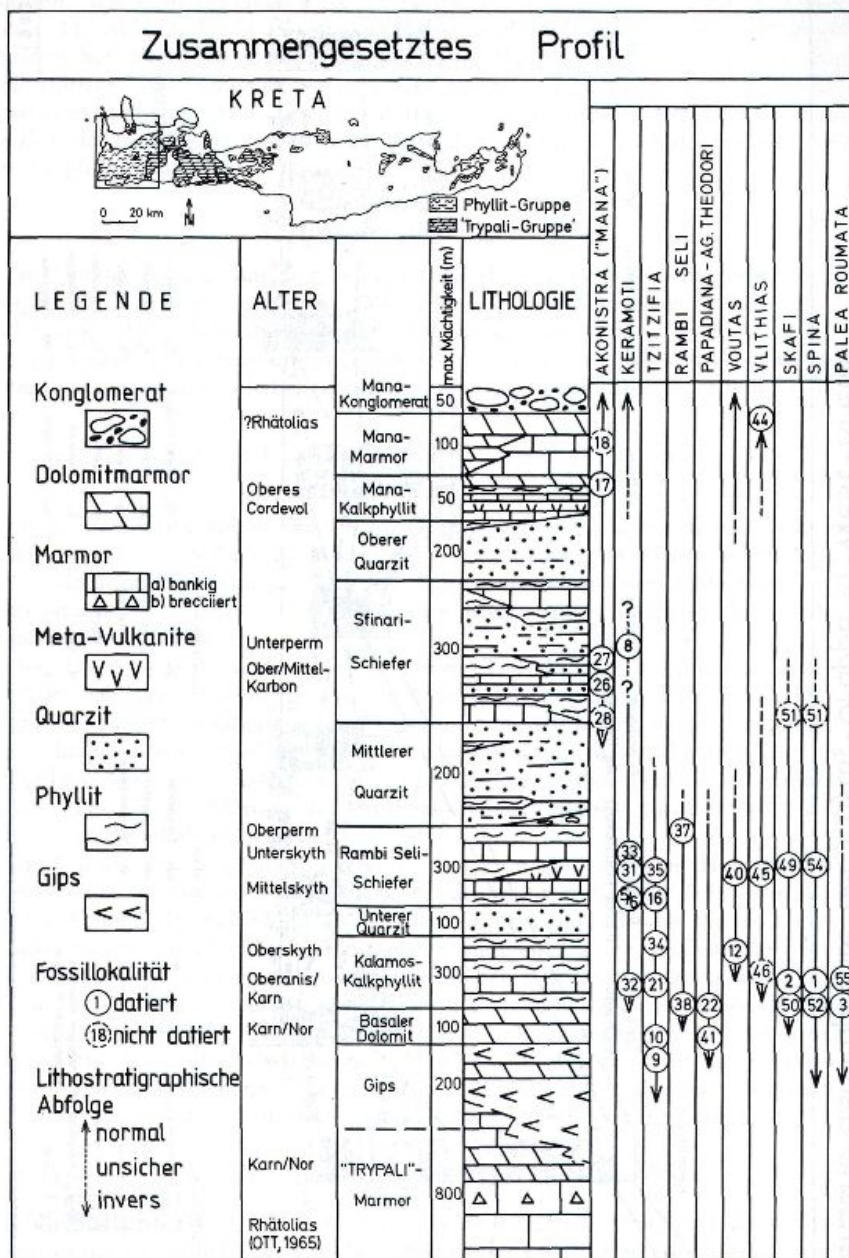


Εικόνα 2-8, 2-9: Γεωλογικές τομές και οι αντίστοιχες θέσεις τους στην ομάδα φυλλιτών-χαλαζιτών στη Δυτική Κρήτη σύμφωνα με Krahel et al. (1983)

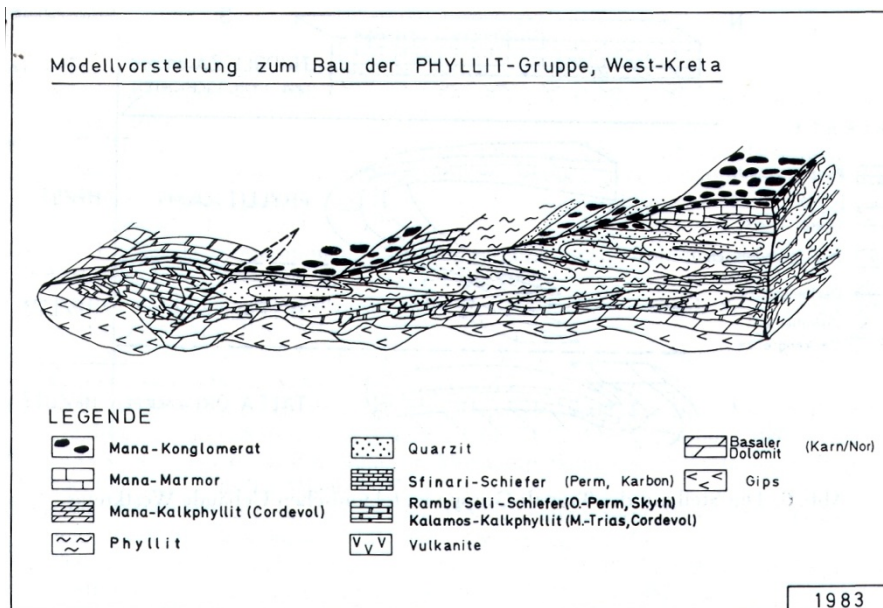
Schematische Säulenprofile der Phyllit-Gruppe in West-Kreta



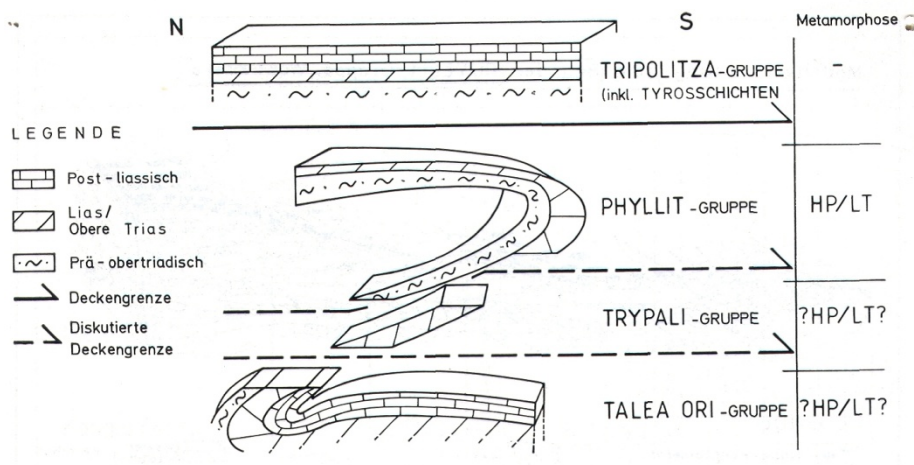
Εικόνα 2-10: Στρωματογραφικές στήλες σε διάφορες στην ομάδα φυλλιτών-χαλαζιτών στη Δυτική Κρήτη σύμφωνα με Krahel et al. (1983)



Εικόνα 2-11: Συνθετική στρωματογραφική στήλη της ομάδας φυλλιτών-χαλαζιτών στη Δυτική Κρήτη σύμφωνα με Krahel et al. (1983).



Εικόνα 2-12: Συνθετικό μοντέλο για την δομή της ομάδας φυλλιτών-χαλαζιτών στη Δυτική Κρήτη σύμφωνα με Krahel et al. (1983).



Εικόνα 2-13: Συνθετικό μοντέλο για την θέση της Ομάδας του Τρυπαλίου στο τεκτονικό οικοδόμημα της Δυτικής Κρήτης σύμφωνα με Krahel et al. (1983).

Ο Thorbecke (1987) εισάγει τον όρο "σχηματισμός Φυλλιτών" και σ'αυτόν δεν περιλαμβάνει τους ανωτριάδικους γύψους και δολομίτες που εμφανίζονται στη Σουγιά και στο Στόμιο της Δ. Κρήτης. Αυτούς τους εντάσσει στη βάση των "μαρμάρων του Τρυπαλίου".

Μια νέα προσέγγιση του θέματος τέθηκε με τις απόψεις των Dornsiepen & Manutsoglu (1994) και Dornsiepen et al (2001). Σύμφωνα με τους ανωτέρω ερευνητές το Φυλλιτικό Κάλυμμα που εμφανίζεται στην Νότιο Πελοπόννησο και Κρήτη αποτελείται από τις τέσσερις υποενότητες.

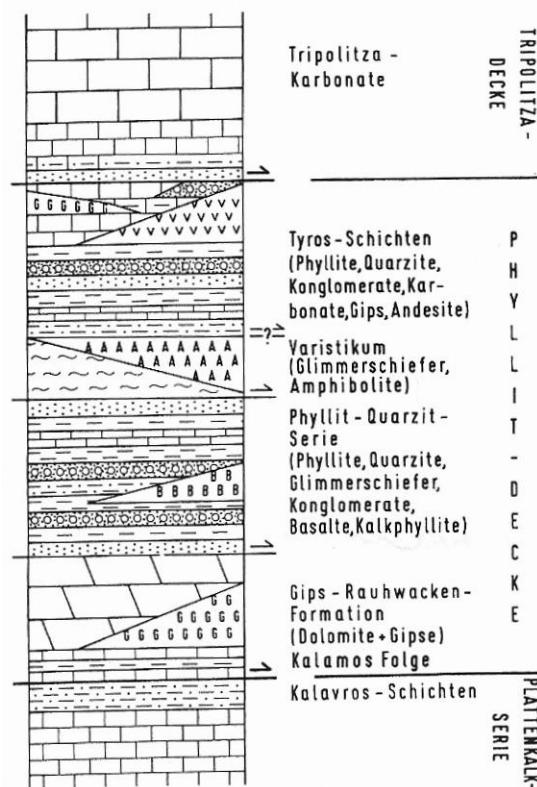


Abb. 3: Die lithologische Gliederung der Phyllit-Decke in tektonische Einheiten und ihre geotektonische Position zwischen Plattenkalk-Serie im Liegenden und Tripolitza-Serie im Hangenden (Legende vgl. Abb. 4).

Fig. 3: Lithological subdivision of the Phyllite-Nappe in structural subunits and its geotectonic position between Plattenkalk-Serie (below) and Tripolitza-Serie (above), (legend comp. Fig. 4).

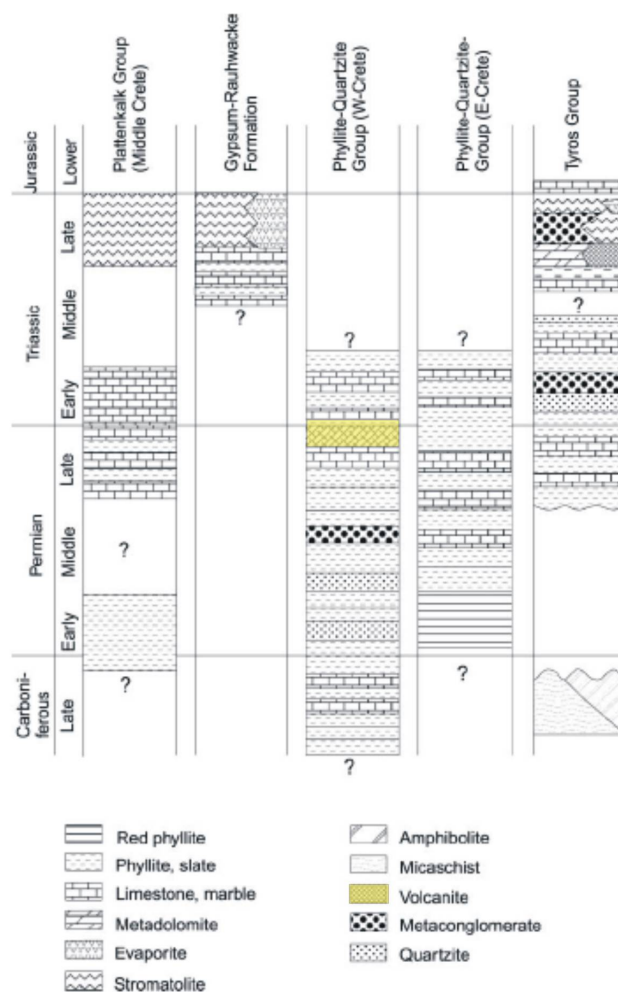
Εικόνα 2-14: Λιθολογική υποδιαίρεση του Φυλλιτικού καλύμματος κατά Dornsiepen & Manutsoglu (1994).

Η **Ομάδα του Τυρού** αποτελείται από ρηχής θάλασσας ασβεστόλιθους, δολομίτες, σχιστές αργίλλους, ψαμμίτες, κροκαλοπαγή, κατά θέσεις γύψους και ασβεσταλκαλικούς ηφαιστίτες. Έχει υποστεί μεταμόρφωση υψηλής πίεσης/χαμηλής θερμοκρασίας, που κυμαίνεται από αγχιμεταμόρφωση έως την πρασινοσχιστολιθική φάση. Στην Κρήτη, παρατηρείται πάνω σε υπολείμματα του Βαρίσκειου υποβάθρου. Τα υπολείμματα του Βαρίσκειου υποβάθρου αποτελούνται κυρίως από μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους με γρανάτες και σταυρόλιθο και από αμφιβολίτες, ηλικίας Άνω Λιθανθρακοφόρο/Κάτω Πέρμιο. Αυτά τα πετρώματα αποτελούσαν κάποτε το κρυσταλλικό υπόβαθρο του Τυρού, και μαζί αυτές οι δύο υποενότητες αποτελούν τα υποκείμενα της Ομάδας της Τρίπολης.

Η **Φυλλιτική Χαλαζιτική Σειρά** διαχωρίζεται στην ζώνη των φάσεων Ανατολικής Κρήτης και στην ζώνη των φάσεων Δυτικής Κρήτης-Πελοποννήσου. Η ανατολική ζώνη χαρακτηρίζεται από λεπτομερείς κόκκινους σχιστολίθους/φυλλίτες με

ραδιολάρια που υπόκεινται μαύρων σχιστολίθων/φυλλιτών που παρεμβάλλονται με στρώματα μετα-ασβεστολίθων. Οι φάσεις αναπτύχθηκαν σε βαθύ θαλάσσιο πελαγικό περιβάλλον, κατά το Κάτω Πέρμιο ως Μέσο Τριαδικό. Η δυτική ζώνη χαρακτηρίζεται από εναλλαγές μετα-γραουβακών, μετα-ψαμμιτών, μετα-πηλιτών, από μετα-βασάλτες, μετα-κροκαλοπαγή και λεπτοπλακώδη μεταμορφωμένα ασβεστολιθικά στρώματα. Η ηλικία της Σειράς έχει καθοριστεί σε Άνω Λιθανθρακοφόρο-Κάτω Τριαδικό.

Η τεκτονικά κατώτατη ενότητα του Φυλλιτικού Καλύμματος είναι ο σχηματισμός Γύψου-Ραουβάκη, που αποτελείται από ελαφρώς μεταμορφωμένα λατυποπαγή διάλυσης, γύψους, δολομίτες, μαζώδεις ασβεστολίθους και ασβεστιτικές μάργες με λεπτές στρώσεις ασβεστολίθων. Η απόθεση πραγματοποιήθηκε πάνω σε ανθρακική πλατφόρμα σε ρηχά θαλάσσια περιβάλλοντα. Συγκεκριμένα, η απόθεση έγινε σε περιορισμένες λιμνοθάλασσες με έντονα φαινόμενα εξάτμισης, δολομιτώσης και απόπλυσης των εβαποριτικών στρωμάτων. Η ηλικία του σχηματισμού είναι Κάρνιο ως Λιάσσιο (Εικόνα 2-15).



Εικόνα 2-15: Σχηματικές συγκριτικές λιθοστρωματογραφικές στήλες των μεταμορφωμένων ενοτήτων των εξωτερικών Ελληνίδων (Dornsiepen et al. 2001)

Σχετικά με το πάχος της ενότητας των Φυλλιτών - Χαλαζιτών έχει υποστηριχθεί ότι στη Δ. Κρήτη είναι 2150 - 2800 μ. (Cayeux 1902, Krahel et al. 1983), στη Κεντρική Κρήτη 700 μ. (Epting et al 1972) και στην Ανατολική Κρήτη 600 μ. (Wachendorf et al. 1974).

2.3.1 Παραμόρφωση

Το πιο χαρακτηριστικό γνώρισμα των πετρωμάτων του Φυλλιτικού Καλύμματος είναι η έντονη παραμόρφωσή τους. Λεπτομερείς μελέτες σχετικές με τη μορφή της παραμόρφωσης έγιναν για την Α. Κρήτη από τους Wachendorf et al. (1974), Baumann et al. (1978) και για τη Δ.Κρήτη- από τους Greiling & Skala (1976,1977 & 1979) και Greiling (1979, 1982).

Παρακάμπτοντας τις αναφορές των διαφόρων ερευνητών για την Ανατολική Κρήτη θα περιοριστούμε στις αναφορές για την Δυτική Κρήτη. Για τα πετρώματα αυτά στη Δ. Κρήτη οι Greiling & Skala (1976) αναφέρουν ότι η ισοκλινής πτύχωση είναι το κυρίαρχο τεκτονικό της χαρακτηριστικό. Οι πτυχές παρατηρούνται τόσο σε μικροκλίμακα όσο και σε μεγακλίμακα. Οι άξονες των πτυχών, που παρουσιάζουν μικρή βύθιση προς τα βόρεια έως βορειοανατολικά τοπικά και προς τα νοτιοανατολικά, αναπτύσσονται κατά μήκος δύο κυρίων διευθύνσεων που είναι κάθετες μεταξύ τους (NE-SW, NW-SE) . Θεωρούν ότι οι πτυχές αυτές δεν είναι αποτέλεσμα δύο ανεξάρτητων παραμορφωτικών φάσεων, αλλά γενετικά συνδέονται μεταξύ τους. Οι διαφορές στο μέγεθος, στο σχήμα, ακόμη και στη διεύθυνση των αξόνων των πτυχών, οφείλονται στη διαφορετική μηχανική συμπεριφορά των διαφορετικών λιθολογικών μονάδων. Δέχονται ότι η παραμόρφωση αυτή είναι άμεσα συνδεδεμένη με την υψηλής πίεσης/χαμηλής θερμοκρασίας μεταμόρφωση. Προοδευτική παραμόρφωση οδηγεί στη δημιουργία ατρακτοειδών σωμάτων (boudinage). Διακρίνουν μία υστερομεταμορφική φάση παραμόρφωσης που εκφράζεται με σχισμό κατά αξονικό επίπεδο μικρών πτυχών που παρουσιάζουν φορά κατάκλισης προς βορρά και τη συνδέουν με μεταφορά καλύμματος προς τα βόρεια.

Ο Seidel (1978) χωρίς να κάνει καμιά αντιστοιχία μεταξύ των παρατηρήσεων του και των αποτελεσμάτων των Greiling & Skala (1976), αναφέρει ότι στα μεταίζηματα της ενότητας των Φυλλιτών - Χαλαζιτών εμφανίζεται μία χαρακτηριστική σχιστότητα S1 η οποία τις περισσότερες φορές είναι παράλληλη ή σχηματίζει οξεία γωνία με τη στρώση. Αυτή στους μεταπηλίτες εκδηλώνεται με την παράλληλη ανάπτυξη των φυλλαρίων του μαρμαρυγία σε διαδοχικές σειρές, ενώ στα μάρμαρα οι ανθρακικοί κόκκοι είναι πεπλατυσμένοι. Οι μεταηφαιστίτες διατηρούν τον αρχικό συμπαγή χαρακτήρα τους και η σχιστότητα η οποία τυχόν παρατηρείται σ'αυτούς είναι παράλληλη με τη σχιστότητα των μεταίζημάτων που τα περιβάλλουν. Στους

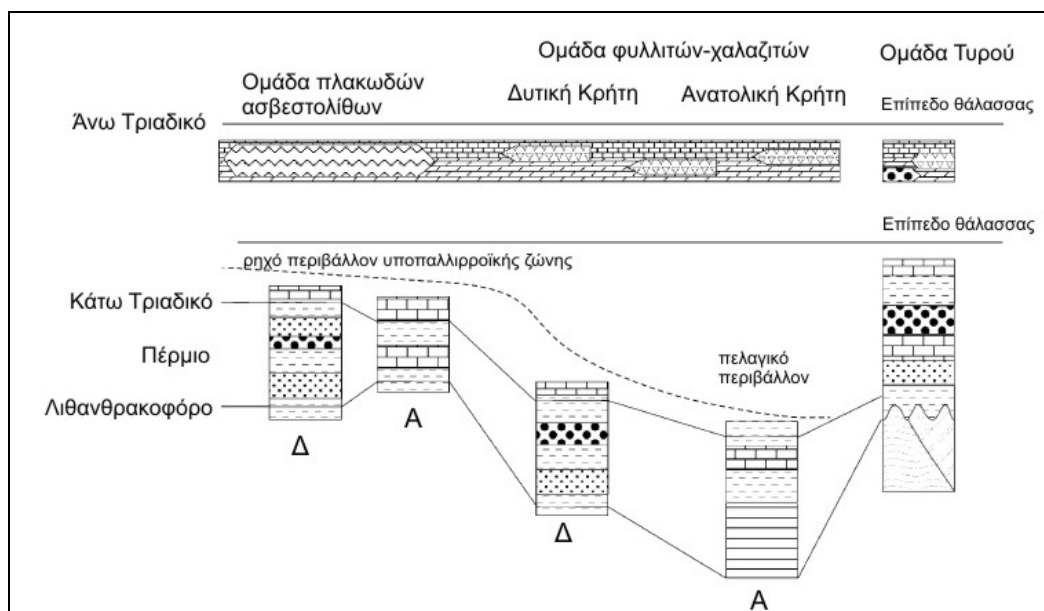
μεταπηλίτες παρατηρείται και μια νεότερη σχιστότητα S2 . Ο καρφολίτης, το χλωριτοειδές, ο λωζονίτης και ο γλαυκοφανής είναι συν έως μετατεκτονικά ορυκτά. Εν μέρει αναπτύσσονται παράλληλα προς την S1 σχιστότητα και εν μέρει εγκάρσια ή πάνω από αυτή. Ο Seidel αναφέρει και την παρουσία μετατεκτονικής παραμόρφωσης και μετατοπισμένες εσωτερικές δομές σε μεμονωμένους κρυστάλλους. Ευκαιριακά αναπτύσσονται κρύσταλλοι χλωριτοειδούς στους οποίους "σπάνε" οι S2 επιφάνειες. Έχει κανείς την εντύπωση ότι οι κρύσταλλοι αυτοί σπρώχνουν τις επιφάνειες S2 προς τα πλάγια. Αυτό φανερώνει μετατεκτονική προέλευση του χλωριτοειδούς (Misch, 1971).

Ο Greiling (1982) διακρίνει μία πρώτη φάση παραμόρφωσης (F1), που δίνει ισοκλινείς πτυχές, μια διαμπερή σχιστότητα και boudinage κάτω από συνθήκες μεταμόρφωσης υψηλών πιέσεων/χαμηλών θερμοκρασιών. Στο τέλος της φάσης αυτής δημιουργείται στην κορυφή της ενότητας των Φυλλιτών - Χαλαζιτών και κάτω από το κάλυμμα της Τρίπολης, μωλυνίτης, boudinage και μια δεύτερη σχιστότητα S2. Μετά τη μεταμόρφωση δημιουργούνται μικρές πτυχές (F3) , γραμμώσεις και πτυχοσχισμός και συνδέονται με τη μεταφορά του καλύμματος των Φυλλιτών - Χαλαζιτών. Μια τελευταία φάση (F4), μετά την κίνηση του καλύμματος, δημιουργεί μικρές πτυχές, ένα ρηξιπτυχοσχισμό και μεγάλης κλίμακας πτυχές.

2.3.2 Παλαιογεωγραφική εξέλιξη

Οι ακολουθίες του Πέρμιο – Ανω Τριαδικού Φυλλιτικού Καλύμματος στην Δυτική Κρήτη μπορούν έχουν ερμηνευτεί σύμφωνα με το αποθετικό παλαιοπεριβάλλον τους. Οι Dornsiepern et al (2001) θεώρησαν τα πετρώματα αυτά ως αποθέσεις ενός θαλάσσιου δελταϊκού συστήματος (Εικόνα 2-16) ενώ ο Robertson (2011) τα θεωρεί ότι αποτέθηκαν αρχικά σε μια ενδοηπειρωτική ρηξιγενή ζώνη που βυθίστηκε σε βαθιά θάλασσα που έγινε έντονα ενεργή ηφαιστειακά, κατά το ανώτερο Πέρμιο-κατώτερο Τριαδικό και στην συνέχεια γέμισε με δελταϊκά κροκαλοπαγή στα βόρεια και εβαπορίτες στα νότια. Η μετάβαση στην Δυτική Κρήτη είναι κυρίως σχετικά βαθιάς θάλασσας, πυριτοκλαστικοί τουρβιδίτες που αποτέθηκαν κατά το ανώτερο Λιθανθρακοφόρο- ανώτερο Τριαδικό. Οι μεταβάσεις του κατώτερου Τριαδικού περιλαμβάνουν επαναδραστηριοποιημένα ιζήματα του Πέρμιου και του Τριαδικού που προέρχονται από αποθέσεις ρηχών και βαθύτερων υδάτων. Τα **αλκαλικά πυριγενή πετρώματα** που δεν έχουν υποστεί καταβύθιση σχηματίστηκαν κατά το ανώτερο Πέρμιο-κατώτερο Τριαδικό (Seidel 1978, Krahl et al. 1982, 1983, Robertson 2006b). Κατά το μέσο-ανώτερο Τριαδικό η λεκάνη έγινε ρηχότερη με αποκορύφωμα την απόθεση εβαποριτών στα Νότια (Krahl et al. 1983, Robertson 2006b). Σχίστες και πλακώδεις ασβεστόλιθοι μεταβαίνουν σε κυρίως δολομιτικά

ανθρακικά και σχίστες και εν τέλει σε σχίστες, δολομιτικά ανθρακικά και γύψο (Pomoni-Papaioannou and Karakitsios 2002) ηλικίας Κάρνιου-Λιάσσιου. Ακόμα πιο Βορειοδυτικά (κοντά στο Σφηνάρι) μικτοί **πυριτοκλαστικοί-ασβεστιτικοί τουρβιδίτες** (Robertson 2006) ηλικίας μέσου Τριαδικού που περιέχουν πελαγικά μικρό-απολιθώματα, μεταβαίνουν προς τα πάνω σε ασβεστόλιθους ρηχής θάλασσας και δολομίτες Νόριας ηλικίας, μάρμαρα και τέλος σε μια σημαντική χερσαία ενότητα που ονομάζεται το κροκαλοπαγές Μάνα πάχους μέχρι και 60m. Το κροκαλοπαγές αποτελείται από ημιστρογγυλεμένα κλαστικά λεπτής, μέσης και χονδρής πυριτικής άμμου και ιλύος που συσσωρεύτηκαν σε ρηχές θαλάσσιες δελταϊκές έως μη θαλάσσιες δελταϊκές και ποτάμιες συνθήκες (Μανούτσογλου, αδημοσίευτα στοιχεία).



Εικόνα 2-16: Παλαιοβαθυμετρική απεικόνιση των περιοχών απόθεσης. Κατά το Πέρμιο έως το Κάτω Τριαδικό καταγράφηκε ένα προφίλ υποθαλάσσιας κρηπίδας έως λεκάνης, με μια A/Δ φάση συγχώνευσης στο βορειότερο όριο της Γκοντβάνα. Κατά το Άνω Τριαδικό επικράτησε ομοιόμορφο περιβάλλον υποπαλλιροϊκής έως ενδοπαλλιροϊκής ζώνης (Dornsierep et al., 2001) Υπόμνημα παρόμοιο με αυτό της Εικόνας 2-15

2.4 ΖΩΝΗ ΩΛΟΝΟΥ-ΠΙΝΔΟΥ

Η ζώνη αυτή ονομάστηκε Ωλονού - Πίνδου, από τους ορεινούς όγκους της Πίνδου και του Ωλονού. Η ζώνη της Πίνδου στην Ηπειρωτική Ελλάδα απαντάται στην οροσειρά της Πίνδου, στα Αθαμανικά όρη (Τζουμέρκα), στα Άγραφα, στο Παναιτωλικό και στα όρη της Ναυπακτίας και συνεχίζεται στην Πελοπόννησο, στις περιοχές: του Παναχαϊκού, του Ωλονού (Ερύμανθου), της Αρκαδίας και της

Μεσσηνίας. Επίσης, η ζώνη αυτή εμφανίζεται στην Κρήτη, Ρόδο, Κάρπαθο, Σύμη και ανατολικότερα στη Μικρά Ασία. Η ζώνη της Πίνδου συνεχίζεται και προς τα βόρεια, στην Αλβανία, όπου ονομάζεται Cucali-Krasta, καθώς επίσης στη Γιουγκοσλαβία με το όνομα Budva. Επίσης ως προέκταση προς τα βόρεια της ζώνης Πίνδου θεωρούνται η Βοσνιακή ζώνη και η ζώνη της Σλοβενίας.

Ο παλαιογεωγραφικός χώρος της ζώνης της Πίνδου, μέσα στον ευρύ χώρο της Τηθύος και ήταν μια βαθιά αύλακα μεταξύ του υβώματος της ζώνης Γαβρόβου - Τρίπολης (δυτικά) και του υβώματος της Πελαγονικής ζώνης (ανατολικά).

Η υποθαλάσσια αύλακα της Πίνδου θεωρήθηκε, παλιότερα, ότι αποτελούσε ένα ευγεωσύγκλινο, δηλαδή ότι ήταν μια υποθαλάσσια αύλακα που δέχθηκε τα αντίστοιχα ιζήματα της θαλάσσιας αυτής περιοχής και ακόμα ότι στην αύλακα αυτή εκδηλώθηκε αρχικός μαγματισμός. Σήμερα, είναι παραδεκτό από τους περισσότερους μελετητές ότι η αύλακα της Πίνδου δεν εξελίχθηκε σε πραγματικό ωκεανό, δηλαδή σε βαθιά θάλασσα με ωκεάνιο φλοιό, του οποίου το «κλείσιμο» θα μπορούσε να δώσει οφιολιθικά πετρώματα. Γίνεται όμως δεκτό ότι ο ηπειρωτικός φλοιός της πινδικής περιοχής, κατά το Μεσοζωικό, λεπτύνθηκε σημαντικά χωρίς όμως ποτέ η περιοχή αυτή να αποκτήσει ωκεάνιο πυθμένα.

Τα παλιότερα στρώματα της πινδικής σειράς σχηματισμών που έχουν βρεθεί είναι ηλικίας Μέσου Τριαδικού. Έτσι, είναι εντελώς άγνωστο το προαλπικό (παλαιοζωικό) υπόβαθρο των σχηματισμών της ζώνης αυτής. Άγνωστη είναι, επίσης, και η αρχική θέση της πινδικής αύλακας που δέχθηκε τα ιζήματα της ζώνης αυτής.

Παλιότερα, από πολλούς ερευνητές, που εργάστηκαν κυρίως στην Πελοπόννησο, θεωρήθηκε ότι οι ρίζες του πινδικού καλύμματος βρίσκονται στην περιοχή της Αργολικής πεδιάδας και ότι από την περιοχή αυτή άρχισε η προς τα δυτικά επώθηση του καλύμματος αυτού. Σήμερα, όμως, με την ανεύρεση των τεκτονικών παραθύρων του Ολύμπου-Όσσας, του Αλμυροπόταμου-Αττικής και των άλλων τεκτονικών παραθύρων, στα οποία εμφανίζονται σχηματισμοί της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης, οι ρίζες του πινδικού καλύμματος τοποθετούνται ανατολικότερα από τις περιοχές των παραθύρων αυτών, δηλαδή στο χώρο του Αιγαίου, αφού μέχρι τις περιοχές αυτές προεκτεινόταν, κατά το Μεσοζωικό αιώνα, το υποθαλάσσιο ύψωμα της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης και αφού, παλαιογεωγραφικά, δεχόμαστε ότι ανατολικά του υβώματος αυτού βρισκόταν η αύλακα της Πίνδου.

Με τη διαπίστωση των παραπάνω τεκτονικών παραθύρων συνάγεται επίσης η τεράστια απόσταση κατά την οποία προωθήθηκε προς τα δυτικά το πινδικό κάλυμμα, που είναι η από τα ανατολικά των τεκτονικών αυτών παραθύρων περιοχή μέχρι και της Δυτικής Ηπειρωτικής Ελλάδας και της Δυτικής Πελοποννήσου απόσταση, η οποία, σε ευθεία γραμμή, είναι μεγαλύτερη από 250 χιλιόμετρα.

Πάνω στο επωθημένο κάλυμμα της Πίνδου και κυρίως πάνω στην ανατολική παρυφή του βρίσκονται επωθημένοι σχηματισμοί των Εσωτερικών ζωνών, καθώς επίσης οφιολιθικά πετρώματα, για την αρχική προέλευση των οποίων υπάρχουν δύο απόψεις:

Μια κατά την οποία υποστηρίζεται ότι τα οφιολιθικά αυτά πετρώματα έχουν προέλθει από τον ωκεανό που βρισκόταν δυτικά του πελαγονικού υβώματος (το Μαλιακό ωκεανό)

Και μια άλλη που τα θεωρεί ότι έχουν προέλευση από τον ωκεανό της Αλμωπίας, που βρισκόταν ανατολικά του παραπάνω υβώματος.

Ο παλαιογεωγραφικός χώρος της Πίνδου ήταν μια υποθαλάσσια αύλακα και οι σχηματισμοί που προήλθαν από το χώρο αυτό και επωθήθηκαν προς τα δυτικά αποτελούν, σήμερα, ένα μεγάλο τεκτονικό κάλυμμα. Το τεκτονικό αυτό κάλυμμα στην Ηπειρωτική Ελλάδα είναι ενιαίο, ενώ στην Πελοπόννησο και στην Κρήτη, λόγω κυρίως της διάβρωσής του, παρουσιάζεται ασυνεχές. Αποτέλεσμα του γεγονότος αυτού είναι να αποκαλύπτονται κάτω από το κάλυμμα αυτό σχηματισμοί της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης (κυρίως) και σχηματισμοί άλλων γεωλογικών Ενοτήτων, με μορφή τεκτονικών παραθύρων ή ημιπαραθύρων. Ένα τέτοιο τεκτονικό παράθυρο είναι αυτό που εμφανίζεται στην περιοχή της Τρίπολης, στο οποίο αποκαλύπτονται σχηματισμοί της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης. Η παρουσία των τεκτονικών αυτών παραθύρων στην Πελοπόννησο και κυρίως ο διαφορετικός τεκτονισμός των πινδικών σχηματισμών που παρατηρείται μεταξύ του δυτικού τμήματος της Πελοποννήσου και του κεντρικο-ανατολικού της, που είναι έντονη λεπίωση των πινδικών σχηματισμών στο δυτικό τμήμα και με μορφή τεκτονικού καλύμματος στο κεντρικό-ανατολικό, οδήγησαν ορισμένους ερευνητές να διατυπώσουν την άποψη ότι τα ιζήματα της ζώνης της Πίνδου αποτέθηκαν σε δύο γεωσύγκλινα, που ήταν:

i) Ένα δυτικό, από το οποίο προήλθαν τα λεπιωμένα ιζήματα της Δυτικής Πελοποννήσου, τα οποία κατά την πτύχωσή τους παρέμειναν στη θέση τους ή υπέστησαν μικρή μετακίνηση, και

ii) Ένα ανατολικό γεωσύγκλινο, που βρισκόταν ανατολικά της λεγόμενης τότε «Μεταμορφωμένης Μάζας Κεντρικής Πελοποννήσου-Κρήτης», η πτύχωση των ιζημάτων του οποίου έδωσε το κάλυμμα στην περιοχή αυτή, το οποίο ονομάστηκε Αρκαδικό κάλυμμα. Σαν επακόλουθο της εσφαλμένης αυτής άποψης ήταν, επίσης, και μια άλλη λανθασμένη παραδοχή σχετικά με το ενιαίο υποθαλάσσιο ύβωμα της ζώνης Γαβρόβου-Τρίπολης, το οποίο θεώρησαν ότι αποτελείται από δύο χωριστά υβώματα, του Γαβρόβου και της Τρίπολης, μεταξύ των οποίων υπήρχε, κατ' αυτούς, το δυτικό γεωσύγκλινο της Πίνδου.

Η πινδική σειρά μεσοζωικών σχηματισμών χαρακτηρίζεται από ιζήματα

βαθιάς θάλασσας, των οποίων το συνολικό πάχος φτάνει τα 1.000μ. περίπου, χωρίς να υπολογίζονται τα κλαστικά ιζήματα του φλύσχη, ο οποίος αρχίζει από το Παλαιόκαινο και φτάνει στο Ανώτερο Ηώκαινο και έχει πάχος από 1.000-1.500μ. στις περιοχές της Βόρειας και Ανατολικής Πίνδου και 4.000μ. περίπου στην περιοχή της Ανατολικής Αιτωλίας.

2.4.1 Στρωματογραφική διάρθρωση της ζώνης Ωλονού-Πίνδου

Η στρωματογραφική διάρθρωση των σχηματισμών της ζώνης της Πίνδου, από τους παλιότερους προς τους νεότερους, έχει ως εξής:

I) Ορίζοντας τριαδικών σχηματισμών

Είναι κλαστικοί σχηματισμοί που εναλλάσσονται με ιζηματογενή πετρώματα βαθιάς θάλασσας. Κυρίως είναι ψαμμίτες, πηλίτες και κλαστικοί ασβεστόλιθοι, που εναλλάσσονται με βαθιάς θάλασσας: ασβεστόλιθους και κερατολίθους. Μερικές φορές απαντώνται, επίσης, παρεμβολές κροκαλολατυποπαγών. Στα στρώματα βαθιάς θάλασσας του ορίζοντα αυτού βρέθηκαν Κωνόδοντα, Filaments από Halobiidae και *Daonella gr. elongata*, τα οποία δίνουν ηλικία Μέσου-Ανώτερου Τριαδικού (Λαδίνιο-Κάρνιο). Σε πολλές περιπτώσεις, στον ορίζοντα αυτόν επικρατούν τα κλαστικά ιζήματα και δίνουν την εντύπωση ιζημάτων φλύσχη, ο οποίος, από μερικούς μελετητές, αναφέρεται ως τριαδικός φλύσχος. Το μέγιστο ορατό πάχος των στρωμάτων του ορίζοντα αυτού είναι 200 μ. περίπου (περιοχή Ιθώμης, Μεσσηνίας) (Εικ. 2-17).

II) Ασβεστόλιθοι Δρυμού

Είναι ένα σύνολο πελαγικών ασβεστόλιθων με ενστρώσεις κερατολίθων και μερικές φορές πηλιτών, με κυμαινόμενο πάχος από 50 έως 200μ. περίπου, που διακρίνονται σε τρία μέρη.

- Ένα κατώτερο τμήμα, που αναφέρεται και ως τμήμα των Κατώτερων Ασβεστόλιθων Δρυμού, που αποτελείται από βαθιάς θάλασσας ασβεστόλιθους με ενστρώσεις κερατολίθων και μερικές φορές πράσινων πηλιτών. Εγκλείουν *Halobia styriaca* και *H. cassiana*, πολλά Filaments και Κωνόδοντα. Το πάχος τους κυμαίνεται από μερικά έως και 150μ. Η ηλικία του ορίζοντα αυτού είναι Ανώτερο Τριαδικό (Κάρνιο-Νόριο).

- Ένας ενδιάμεσος πυριτικός ορίζοντας, με ενστρώσεις ασβεστόλιθων οι οποίοι εγκλείουν Filaments από Halobiidae και Κωνόδοντα, με πάχος που κυμαίνεται από λίγα μέχρι και 80μ.

- Ένα ανώτερο τμήμα, που ονομάζεται και τμήμα των Ανώτερων Ασβεστόλιθων Δρυμού, με πάχος από μερικά έως 100μ. και μερικές φορές έως και

150μ., που αποτελείται από βαθιάς θάλασσας ασβεστόλιθους, με κονδύλους και διαστρώσεις πυριτόλιθων και πηλιτών. Συχνά, τα ανώτερα μέλη του ορίζοντα αυτού είναι ασβεστόλιθοι κλαστικοί και μερικές φορές ψευδοωολιθικοί. Είναι ασβεστόλιθοι χωρίς Filaments, με πολλά Ακτινόζωα και, γενικά, με σπάνια χαρακτηριστικά απολιθώματα. Η ηλικία τους είναι κάτω-μεσοϊουρασική. Υπάρχουν, όμως, και περιπτώσεις που οι ασβεστόλιθοι αυτοί περιορίζονται μόνο στο Κατώτερο Ιουρασικό και, αντίθετα, άλλες περιπτώσεις που αυτοί συνεχίζονται και στο Ανώτερο Ιουρασικό.

III) Ραδιολαρίτες

Πρόκειται για ένα χαρακτηριστικό ορίζοντα της πινδικής σειράς, με πάχος που φτάνει πολλές φορές τα 350 μ. Είναι ραδιολαρίτες, χρώματος ερυθρού ή πράσινου ή ιώδους, με μικρές εμφανίσεις μεταλλεύματος μαγγανίου κατά θέσεις. Συχνά στον ορίζοντα αυτόν παρεμβάλλονται ενστρώσεις πηλιτών και ασβεστόλιθων, που συχνά επικρατούν των ραδιολαριτών. Εκτός από τα ακτινόζωα, έχουν βρεθεί *Trocholina alpine* και *Protopeneroplis striata*. Η ηλικία τους είναι ανωϊουρασική-κατωκρητιδική. Υπάρχουν, όμως, περιπτώσεις που η έναρξη της απόθεσής τους γίνεται στο Μέσο Ιουρασικό (Εικ. 2-18).

Οι ενστρώσεις των πηλιτών συχνά επικρατούν στα κατώτερα μέλη των ραδιολαριτών, όπου, μαζί με παρεμβολές ψευδοωολιθικών ασβεστόλιθων, διαμορφώνουν έναν πηλιτικό ορίζοντα, σημαντικού πάχους (μέχρι και 40μ.), που στην περιοχή του Καρπενησίου-Φραγκίστας έχει ονομαστεί Πηλίτες Καστελίου.

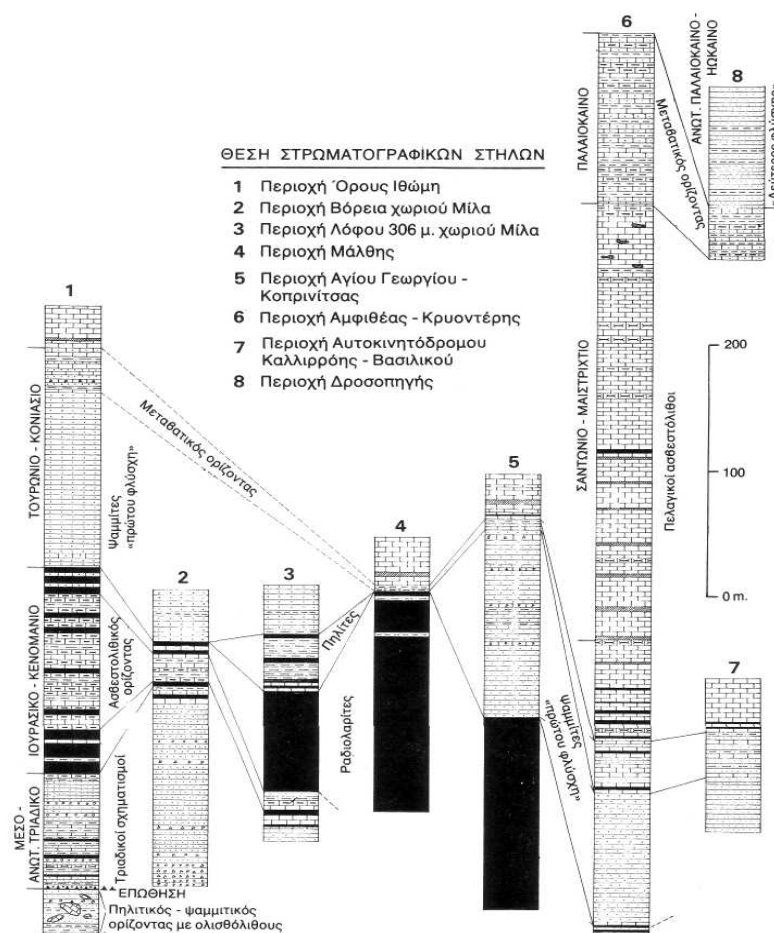
Επίσης, σε πολλές περιπτώσεις, στα ανώτερα μέλη των ραδιολαριτών επικρατούν ασβεστόλιθοι με *Calpionella*, του Τιθωνίου-Βερριασίου. Ο ορίζοντας αυτός, που σε μερικές περιπτώσεις φτάνει σε πάχος τα 50 μ., συνοδεύεται, επίσης, από πηλίτες και λατυποπαγείς ασβεστόλιθους. Στα ανώτερα μέλη των ραδιολαριτών, συμπεριλαμβανομένου και του ορίζοντα των ασβεστόλιθων με *Calpionella*, καθώς επίσης και του υπερκείμενου σ' αυτούς ορίζοντα του «πρώτου φλύσχη» έχουν παρατηρηθεί σε μερικές περιοχές, όπως στην περιοχή Βασιλάκη της νοτιοδυτικής Κρήτης (βορείως της Παλαιόχωρας) σώματα, μικρών γενικά διαστάσεων, σπιλιτών και διαβασών.

IV) Πρώτος φλύσχη

Αποτελείται από στρώματα ψαμμιτών, των οποίων τα κλαστικά υλικά έχουν προέλθει από το χώρο των Εσωτερικών ζωνών, που είχε χερσεύσει με τις πρώιμες ορογενετικές φάσεις του Ανώτερου Ιουρασικού -Κατώτερου Κρητιδικού. Τα ψαμμιτικά στρώματα έχουν πάχος 0 έως 200μ. Σ' αυτά παρεμβάλλονται ενστρώσεις ψαμμούχων μικροβιοκλαστικών ασβεστόλιθων και πηλιτών, των οποίων η συχνότητα εμφάνισης γίνεται μεγαλύτερη στα ανώτερα μέλη του φλυσχικού αυτού ορίζοντα.

Η έναρξη απόθεσης του πρώτου φλύσχη στην περιοχή της Δυτικής

Πελοποννήσου (Μεσσηνία) γίνεται στο Κενομάνιο ή στο Τουρώνιο και συνεχίζεται στο Κονιάσιο και κατά θέσεις στο Σαντώνιο. Αντίθετα, στην περιοχή της Νότιας Πίνδου η έναρξη του πρώτου φλύσχη γίνεται νωρίτερα (στο Βαρρέμιο).

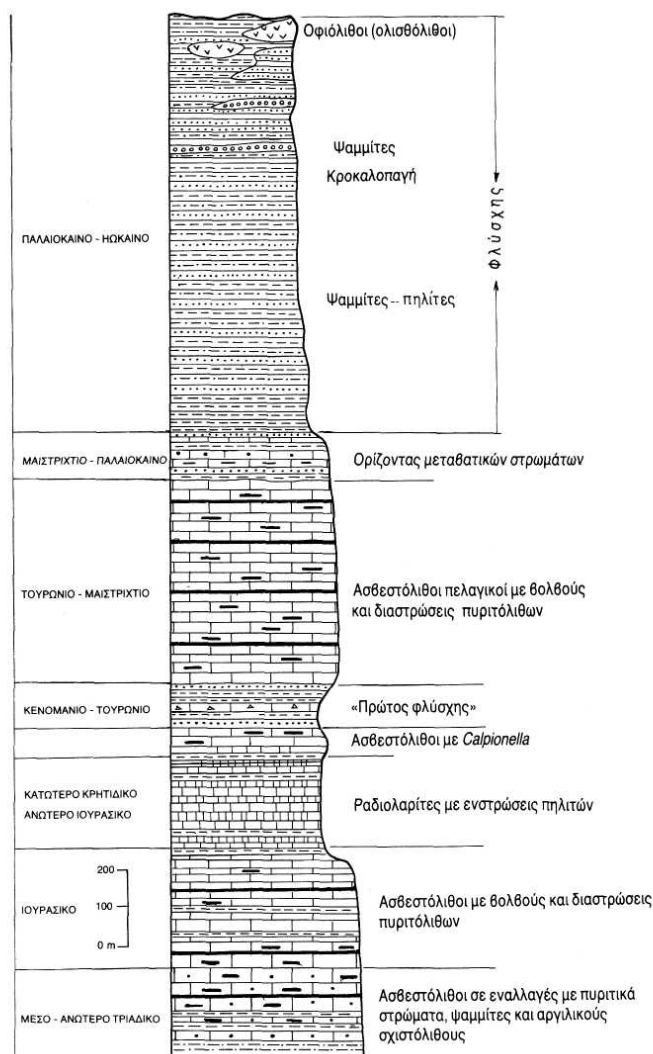


Εικόνα 2-17 : Συγκριτικές στρωματογραφικές στήλες της Ζώνης της Πίνδου στην Πελοπόννησο (Κατσικάτσος 1980)

V) Ανωκρητιδικοί ασβεστόλιθοι

Είναι ασβεστόλιθοι πελαγικής φάσης, βιομικριτικοί, μεσοστρωματώδεις, με διαστρώσεις και_κονδύλους πυριτόλιθων, χρώματος τεφρού έως υπόλευκου και στα κατώτερα τους μέλη ερυθρίζοντες. Στα μεσαία και στα ανώτερα τμήματά τους απαντώνται πολλές παρεμβολές μικρολατυποπαγών ασβεστόλιθων. Το πάχος τους κυμαίνεται από 200 έως 400μ. και, γενικά, είναι ασβεστόλιθοι που εγκλείουν πλούσια μικροπανίδα, κυρίως πολλά είδη *Globotruncana*, με τα οποία οι ανωκρητιδικοί αυτοί ασβεστόλιθοι διακρίνονται σε πολλούς επί μέρους στρωματογραφικούς ορίζοντες.

Η έναρξη της απόθεσης των ασβεστόλιθων αυτών γίνεται στο Κονιάσιο ή στο Σαντώνιο και συνεχίζεται η απόθεσή τους στο Ανώτερο Μαιστρίχτιο και μερικές φορές μέχρι και το τέλος του Μαιστρίχτιου (Δυτική Πελοπόννησος).



Εικόνα 2-18: Γενική στρωματογραφική στήλη της Ζώνης της Πίνδου (Ματαράγκας κ.α. 1985)

VI) Μεταβατικό στρώματα προς το δεύτερο φλύσχη

Είναι εναλλασσόμενα στρώματα λεπτοστρωματωδών ασβεστόλιθων, μαργών, μαργαϊκών ασβεστόλιθων, κλαστικών ασβεστόλιθων, ασβεστολιθικών ψηφιδωπαγών και ψαμμούχων μαργών, με προοδευτική αύξηση των κλαστικών υλικών από τα κατώτερα προς τα ανώτερα μέλη τους. Το ανώτερο όριο του ορίζοντα αυτού συμπίπτει με την εμφάνιση των πρώτων ψαμμιτικών στρωμάτων του δεύτερου φλύσχη. Το πάχος των μεταβατικών αυτών στρωμάτων κυμαίνεται από λίγα μέχρι και 200μ. και η ηλικία τους είναι Ανώτερο Μαιστρίχτιο (τέλος) - Παλαιόκαινο ή μόνο Παλαιόκαινο.

VII) Δεύτερος φλύσχος

Είναι κυρίως από ψαμμιτοπηλινικό στρώματα, με κροκαλοπαγή στο ανατολικό τμήμα της πινδικής αύλακας. Έχει πάχος, όπως αναφέρθηκε, 1.000-1.500μ. στην

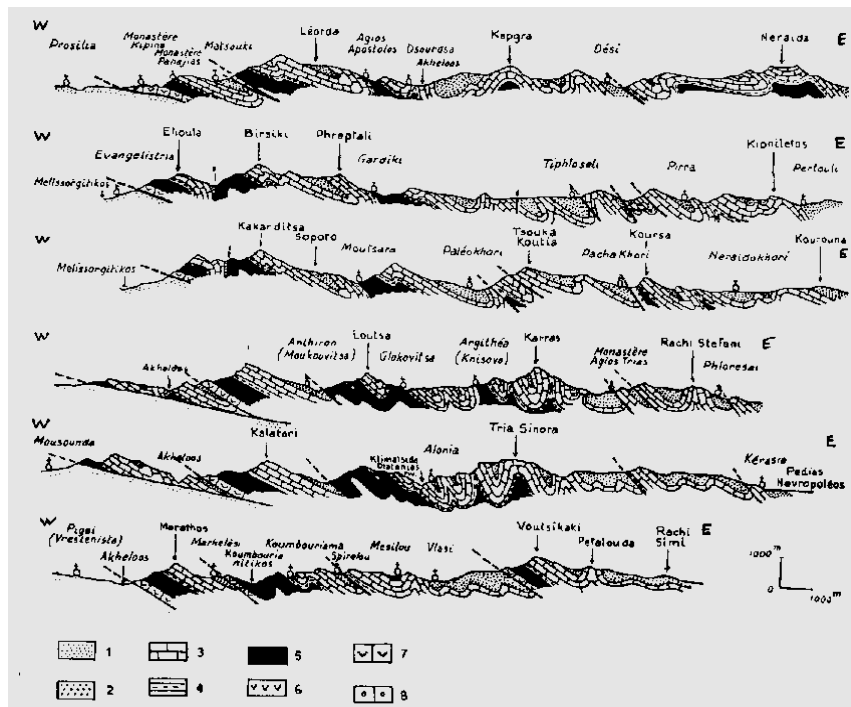
περιοχή της Πίνδου και μέχρι 4.000μ. στο συγκλινόριο της Αιτωλίας. Η έναρξή του γίνεται στο Παλαιόκαινο και συνεχίζεται μέχρι το Ανώτερο Ηώκαινο.

2.4.2 Τεκτονική της ζώνης Ωλονού-Πίνδου

Η περιοχή της πινδικής αύλακας άρχισε να πτυχώνεται και στη συνέχεια, να αναδύεται και να επωθείται προς τα δυτικά κατά το τέλος του Ανώτερου Ηωκαίνου. Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα η ζώνη της Πίνδου σήμερα να είναι επωθημένη προς τα δυτικά πάνω στη ζώνη Γαβρόβου - Τρίπολης, με μορφή ενός τεράστιου τεκτονικού καλύμματος, το οποίο, σε μερικές περιπτώσεις, έχει προελάσει ακόμα δυτικότερα και έχει φτάσει και στην Ιόνια ζώνη, όπως είναι η περίπτωση της περιοχής των Τζουμέρκων, όπου σχηματισμοί της Πίνδου βρίσκονται επωθημένοι πάνω στα Βουρδιγάλιας ηλικίας ανώτερα μέλη του φλύσχη της Ιόνιας ζώνης (Εικ. 2-19).

Οι σχηματισμοί της Πίνδου, λόγω της πλαστικότητας που τους χαρακτηρίζει, είναι έντονα πτυχωμένοι και λεπτωμένοι, κυρίως στο δυτικό τμήμα της ζώνης αυτής και γενικά στο μέτωπο του πινδικού τεκτονικού καλύμματος. Η αποκόλληση - διάρρηξη των λεπίων γίνεται κατά κανόνα μεταξύ των ανωκρητιδικών ασβεστόλιθων της πινδικής σειράς και του υποκείμενου σ' αυτούς ορίζοντα των ραδιολαριτών ή και σε βαθύτερα στρωματογραφικά στρώματα του ραδιολαριτικού αυτού ορίζοντα.

Τα τεκτονικά λέπια της Πίνδου εμφανίζονται επωθημένα το ένα πάνω στο άλλο, με κατεύθυνση από τα ανατολικά προς τα δυτικά και δημιουργούν συνεχείς επαναλήψεις των στρωμάτων της ζώνης και πολλές φορές αυξάνουν το φαινομενικό τους πάχος. Μια συνεχής σειρά από ένδεκα τέτοια λέπια, αναφέρεται για την οροσειρά της Πίνδου, με γενική διεύθυνση Β - Ν ως ΒΒΔ - ΝΝΔ και κλίση Α. Κατά τη διάρκεια της πτύχωσης δημιουργήθηκε επίσης σε όλη την έκταση της ζώνης μεγάλος αριθμός εγκάρσιων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης τα οποία διακόπτουν την επιμήκη συνέχεια των λεπίων.



Εικόνα 2-19: Αντιπροσωπευτικές γεωλογικές τομές των σχηματισμών της ζώνης Πίνδου. 1: φλύσχος της Αδριατικοϊόνιου ζώνης, 2: φλύσχος της ζώνης Πίνδου, 3: ασβεστόλιθοι Άνω Κρητιδικού, 4: σχηματισμοί Κάτω Κρητιδικού, 5: ραδιολαρίτες, 6: βασικά πυριγενή πετρώματα, 7 και 8: σχηματισμοί Τριαδικού. (Auboin 1959).

2.4.3 Η ζώνη Ωλονού-Πίνδου στην Κρήτη

Η ενότητα Ωλονού-Πίνδου αποτελεί το τέταρτο τεκτονικό κάλυμμα της Κρήτης και είναι συνήθως επωθημένη επί της ενότητας της Τρίπολης ή και επί της ενότητας των φυλλιτών-χαλαζιτών, ουδέποτε όμως επί της αυτόχθονης ενότητας Κρήτης-Μάνης.

Η ενότητα Ωλονού -Πίνδου δεν παρουσιάζει τόσο εξάπλωση, όσο η ενότητα της Τρίπολης. Συγκεκριμένα εμφανίζεται: στην περιοχή της Παλαιόχωρας και του Καστελλίου της Δυτικής Κρήτης, στο όρος Κέδρος και την περίξ αυτού περιοχή, στους νοτιοδυτικούς πρόποδες της Ίδης, στο ανατολικό τμήμα των Αστερουσίων Όρεων ως «σειρά Εθιάς», στην περιοχή του χωρίου «Σμάρι» Πεδιάδος, στο νοτιοανατολικό τμήμα του ορεινού συγκροτήματος της Δίκτης, στο οροπέδιο Ζήρου Σητείας ως «σειρά Μαγκασσά» και σε άλλες περιοχές υπό μορφή μικρών υπολειμμάτων.

Στην Κρήτη υπάρχουν γενικώς τρεις σειρές στρωμάτων με ορισμένες διαφορές μεταξύ τους. Αυτές είναι κατά τον Φυτρολάκη (1980):

- α. Η σειρά Πίνδου (η κλασσική)
- β. Η σειρά Εθιάς
- γ. Η σειρά της Μαγκασσά

2.4.3.1 Σειρά Πίνδου στην Κρήτη

Με την ονομασία αυτή ο Seidel (1968), περιγράφει για πρώτη φορά (στην Κρήτη) με τόση λεπτομέρεια την στρωματογραφική ανάπτυξη και τα λιθοφασικά χαρακτηριστικά των στρωμάτων της ενότητας Ωλονού-Πίνδου. Οι κύριοι στρωματογραφικοί ορίζοντες τους οποίους αναλύει λεπτομερώς στην εργασία του είναι:

50-100 μ. Φλύσχης, ο οποίος αρχίζει κατά το Μέσο Παλαιόκαινο.

140 μ. Ασβεστόλιθοι ηλικίας Τουρωνίου έως Μέσου Παλαιόκαινου, που αποτέθηκαν κατά πάσα πιθανότητα στο εσωτερικό περιθώριο αύλακας της Πίνδου.

50 μ. Τεφροπράσινοι ανθρακικοί ψαμμίτες (πρώτος φλύσχης) ηλικίας Κενομανίου

10-30 μ. Ερυθρά μεταβατική ζώνη.

70-90 μ. Ανωτέρα σειρά κερατολίθων-ασβεστόλιθων (Ιουρασικό έως κατώτερο Κρητιδικό)

10-20 μ. Ωολιθικός ασβεστόλιθος ηλικίας Μέσου έως Ανώτερου Ιουρασικού (πιθανόν Κατωτέρου Μαλμίου). Με αυτούς συνυπάρχουν και οφιόλιθοι (Ιουρασικό έως κατώτερο Κρητιδικό).

140 μ. Κατώτερη σειρά κερατολιθικών ασβεστόλιθων.

40 μ. Κερατόλιθοι, ασβεστόλιθοι και άργιλοι ηλικίας 'Ανώτερου Τριαδικού.

Για τα παραπάνω ο Seidel (1968) δίνει για πρώτη φορά στην Κρήτη μία σχεδόν πλήρη στρωματογραφική τομή. Κατά τον ίδιο συγγραφέα τόσο τα ανωτέρω ιζήματα της περιοχής της Παλαιόχωρας όσο και τα αντίστοιχα της Γαύδου, σχηματίστηκαν στο εσωτερικό περιθώριο (ή κοντά σε αυτό) της αύλακας της Πίνδου.

Λιθοφασικές σειρές όμοιές με την παραπάνω που περιγράφηκε από τον Seidel, φαίνεται ότι αναπτύσσονται και στην βορειοδυτική Κρήτη.

Κατά τους Kuss and Thorbecke (1974) φαίνεται ότι υπάρχουν λιθοφασικές διαφορές μεταξύ των διαφόρων στρωματογραφικών σειρών (Πίνδου) στη Κεντρική Κρήτη, αλλά η μελέτη δεν έχει προχωρήσει τόσο ώστε μπορούν να είναι βέβαιοι.

2.4.3.2 Σειρά Εθιάς

Η σειρά αυτή εμφανίζεται στο νότιο τμήμα της Κεντρικής Κρήτης, στα ανατολικά Αστερούσια Όρη και είναι ήδη γνωστή από τον Renz (1947) ως «Ethia serie». Αυτός δέχεται ότι ανήκει στην Αδριατικοϊόνιο ζώνη.

Οι Bonneau and Fleury (1971) μελετούν την κλασσική εμφάνιση των στρωμάτων αυτών 1 χλμ ανατολικά του χωριού Εθιά και διακρίνουν τις παρακάτω λιθοφασικές σειρές:

Φλύσξης, ο οποίος αρχίζει κατά το Κατώτερο Ηώκαινο.

300 μ. Σειρά εναλλασσόμενων υπολιθογραφικών και μικρολατυτοπαγών ασβεστόλιθων ηλικίας κατώτερου Σενώνιου έως κατώτερου Ηώκαινου.

65 μ. Σειρά πηλιτών και ψαμμιτών (πρώτος φλύσξης) ηλικίας Κατωτέρου έως Ανώτερου Τουρωνίου (ενδεχομένως ανέρχεται και στο Σενώνιο).

Πυριτικές στρώσεις και τρεις πάγκοι μικρολατυτοπαγούς ασβεστόλιθου με θραύσματα Orbitolines.

Ασβεστόλιθοι ψαμμιτικοί και ωολιθικοί Ιουρασικής ηλικίας.

Στην «Σειρά Εθιάς» παρατηρείται χαρακτηριστικά ότι η έναρξη της ιζηματογένεσης τόσο στον πρώτο όσο και στον δεύτερο φλύσχη άρχισε μεταγενέστερα από ότι στις εμφανίσεις της Δυτικής Κρήτης και της ηπειρωτικής Ελλάδας. Ο σχηματισμός της παραπάνω στρωματογραφικής σειράς τοποθετείται από τους συγγραφείς στο εξωτερικό περιθώριο της αύλακας της Πίνδου.

2.4.3.3 Σειρά της Μαγκασσά

Η παρουσία της στρωματογραφικής σειράς της Μαγκασσά είναι γνωστή από τον γεωλογικό χάρτη της Ελλάδας, 1:50000 φύλλο Ζηρού (Ι.Γ.Μ.Ε., 1959) η οποία είναι και η μοναδική γνωστή εμφάνιση στην Κρήτη. Στον χάρτη αυτόν, σημειώνεται ότι αντιπροσωπεύεται από ηωκαινικά στρώματα και ότι αποτελεί κατά πάσα πιθανότητα μέλος του καλύμματος της Αδριατικοϊόνιου ζώνης.

Οι Bonneau et Zambetakis (1975) εντάσσουν την εν λόγω σειρά στην εσωτερική πλαγιά του υψώματος της Τρίπολης προς την αύλακα της Πίνδου. Δίνουν πλήρη στρωματογραφική εικόνα της «Σειράς της Μαγκασσά» και πιστοποιούν την παρουσία των κάτωθι οριζόντων:

Φλύσξης, η βάση του οποίου τοποθετείται στο Ανώτερο Λουτήσιο.

Ασβεστολιθικοί τουρβιδίτες (παρεμβολές μικρολατυτοπαγών νηριτικών ασβεστολίθων εντός μικριτικών πελαγικών ασβεστολίθων) ηλικίας Ανώτερου Κρητιδικού έως Ανώτερου Λουτήσιου).

Μικρολατυτοπαγείς έως ασβεστόλιθοι με Orbitolina sp. Μεταξύ αυτών και της υποκείμενης κρητιδικής σειράς δολομιτών, παρατηρείται μία παρεμβολή ερυθρών και μελανών κερατολίθων. Το συνολικό πάχος των Κρητιδικών και Ηωκαινικών ασβεστόλιθων είναι περίπου 330 μ.

Ωολιθικοί και κοκκώδεις ασβεστόλιθοι μικρού πάχους (10 μ.) ηλικίας Μέσου έως Ανώτερου Ιουρασικού.

Κλαστική σειρά εναλλασσόμενων πηλιτικών, ψαμμιτικών, ασβεστολιθικών κροκαλοπαγών και μικρολατυτοπαγών στρώσεων. Τα στρώματα αυτά έχουν πάχος 100 μ. περίπου και η ηλικία τους είναι Ανωτριάδική.

Οι συγγραφείς πιστεύουν ότι υφίστανται πολλές ομοιότητες μεταξύ της σειράς Εθιάς και της σειράς Μαγκασσά (η πρώτη όμως βρίσκεται πλησιέστερα προς την αύλακα της Πίνδου), και ότι αμφότερες αποτελούν την «Κρητική Πίνδο» του Renz (1947).

2.4.3.4 Συγκριτικές Παρατηρήσεις και απόψεις

Συγκρίνοντας τις τρεις σειρές που περιγράφονται παραπάνω παρατηρείται ότι:

Η έναρξη της ιζηματογένεσης του πρώτου φλύσχη λαμβάνει χώρα μεταγενέστερα στην «σειρά Εθιάς» απ' ότι στην «σειρά Πίνδου» της Παλαιόχωρας, ενώ για την «σειρά Μαγκασσά» δεν υπάρχουν στοιχεία.

Ο τριτογενής φλύσχος αρχίζει επίσης με ανάλογη καθυστέρηση: Μέσο Παλαιόκαινο, Κατώτερο Ηώκαινο και Ανώτερο Λουτήσιο αντίστοιχα στις τρεις σειρές.

Από την σειρά της Πίνδου έως την σειρά Μαγκασσά, παρατηρείται αύξηση του κλαστικού υλικού και αντίστοιχα μείωση της παρουσίας των ραδιολαριτών.

Οι τρεις στρωματογραφικές σειρές «Πίνδου, Εθιάς, και Μαγκασσά» κατέχουν την ίδια θέση εντός του πολύπλοκου τεκτονικού συστήματος της Κρήτης

Η τοποθέτηση του σχηματισμού «σειράς Πίνδου» της Δυτικής Κρήτης στο «εσωτερικό περιθώριο ή κοντά σε αυτό» της αύλακας της Πίνδου από τον Seidel (1968) δεν συμφωνεί με τα στρωματογραφικά δεδομένα. Κατά τον Φυτρολάκη (1980) η ιζηματογένεση του φλύσχη στα ιζήματα της Παλαιόχωρας, η οποία αρχίζει κατά το Μέσο Παλαιόκαινο, θα πρέπει να τοποθετηθεί κοντά στο εξωτερικό περιθώριο, ενώ η σειρά Εθιάς μέσα στο περιθώριο και η σειρά της Μαγκασσά ψηλότερα στο ύψωμα

Ο Φυτρολάκης (1980) διαπιστώνει πλήθος λιθοφασικών και χρονικών διαφορών της ζώνης Ωλονού-Πίνδου στην Πελοπόννησο και την Κρήτη από τις οποίες αναφέρονται οι σημαντικότερες:

Το συνολικό πάχος των ιζημάτων είναι μικρότερο στην Κρήτη.

Το ποσοστό των κλαστικών υλικών εντός των ιζημάτων της Κρήτης είναι ασυγκρίτως μεγαλύτερο εκείνου της Πελοποννήσου.

Ο πελαγικός χαρακτήρας των ιζημάτων της Πελοποννήσου χάνει διαρκώς έδαφος εντός των στρωματογραφικών «σειρών της Πίνδου» στην Κρήτη από την Δύση προς την Ανατολή.

Η χαρακτηριστική διάπλωση των μεταβατικών στρωμάτων προς τον φλύσχη της σειράς στην Πελοπόννησο εξαφανίζεται στην Κρήτη από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Στην «σειρά της Μαγκασσά», βορειοανατολικά της Ζήρου, υπάρχει μεν βαθμιαία μετάβαση προς τον φλύσχη, αλλά ούτε καν δίνει την εντύπωση διαπλάσεως της «σειράς Πίνδου» όπως και ο αναπτυσσόμενος φλύσχος στην θέση αυτή.

2.5 ΝΕΟΓΕΝΕΙΣ ΛΕΚΑΝΕΣ Β.Δ. ΚΡΗΤΗΣ

Η επιφάνεια της Κρήτης η οποία αποτελεί τμήμα της ηπειρωτικής λιθόσφαιρας του Αιγαίου, χαρακτηρίζεται από τη δημιουργία ιζηματογενών λεκανών, οι οποίες να δημιουργήθηκαν από το Μέσο Μειόκαινο ή και νωρίτερα. Περισσότερο από το ένα τρίτο του νησιού καλύπτεται από Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα. Οι Νεογενείς αποθέσεις καλύπτουν ασύμφωνα το αλπικό υπόβαθρο.

Οι σημαντικότερες εμφανίσεις Νεογενών ιζημάτων βρίσκονται κατά μήκος της βόρειας πλευράς του νησιού (νομοί Χανίων και Ρεθύμνου), στο Ηράκλειο, ανάμεσα στον Αγ. Νικόλαο και στην Ιεράπετρα και στην περιοχή της Σητείας στην ανατολική Κρήτη. Διασκορπισμένες εμφανίσεις βρίσκονται σε όλο το νησί

Οι παρατηρήσεις οι σχετικές με την ιζηματογένεση του Νεογενούς αποδεικνύουν την ύπαρξη σημαντικών μεταβολών στην παλαιογεωγραφική διαμόρφωση του νησιού οι οποίες τις περισσότερες φορές συνδέονται με μεγάλα τεκτονικά γεγονότα. Από το μέσο Μειόκαινο η περιοχή της Κρήτης μεταβάλλεται σε ένα μωσαϊκό τεμαχών το οποίο αποτελείται από τεκτονικά κέρατα και τάφρους. Η πολύπλοκη αλληλεπίδραση των τεκτονικών κινήσεων με την ιζηματογένεση είχε ως αποτέλεσμα την δημιουργία μεγάλης ποικιλίας Νεογενών και νεωτέρας ηλικίας ιζημάτων καθώς και τις γρήγορες πλευρικές και κατακόρυφες λιθολογικές μεταβολές.

Πιο συγκεκριμένα, η πλειονότητα των Νεογενών εμφανίσεων της Κρήτης χαρακτηρίζεται από επιπλυσιγενείς ακολουθίες. Αυτό σημαίνει είτε ότι έγινε μια ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης είτε ότι οι συσχετιζόμενες περιοχές υπέστησαν βύθιση. Αυτές οι σχετικές κατακόρυφες κινήσεις λίγο ή πολύ συμπίπτουν με πολύ σημαντικές ιζηματολογικές μεταβολές. Τα ιζήματα άλλαξαν από κυρίως κλαστικά, κατά την διάρκεια του Τορτόνιου, σε κυρίως ανθρακικά κατά το Μεσσήνιο. Επιπλέον χαρακτηρίζονται από σημαντική αύξηση των στρωματοποιημένων ιζημάτων.

Η γενική εικόνα δείχνει ότι η περίοδος από το ανώτερο Τορτόνιο έως το κατώτερο Μεσσήνιο ήταν κυρίως περίοδος διαφορετικής κατακόρυφης μετακίνησης τεμαχών. Η σχετική ανύψωση του βασικού επιπέδου διαβρώσεως μπορεί να εξηγήσει την ασύμφωνη επικάλυψη κανονικών ακολουθιών που σχηματίζουν τα ιζήματα αυτής της ηλικίας σε πολλές περιοχές. Αποδοχή αυτού του γεγονότος εξηγεί τις γενικές μεταβολές που παρατηρούνται κατά την ιζηματογένεση. Πρώτος ο Drooger (1976) έδειξε ότι τα ιζήματα του Τορτόνιου είναι κυρίως λεπτομερή κλαστικά με απόθεση αργίλου κατά θέσεις καθώς επίσης και βιοκλαστικοί ασβεστόλιθοι που επίσης βρίσκονται συγκεντρωμένοι κατά τόπους. Ο συνδυασμός ύπαρξης βιοκλαστικών ασβεστολίθων με λεπτόκοκκα κλαστικά ιζήματα υποδηλώνει τοπικά αρκετά ομαλό βαθυμετρικό ανάγλυφο της περιοχής απόθεσης και ταυτόχρονα

σχετικά μικρά βάθη επικλινούς πλατφόρμας. Η σχετική ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης κατά το ανώτερο Τορτόνιο – κατώτερο Μεσσήνιο ευνόησε αυτή την κατάσταση. Η ανύψωση του βασικού επιπέδου αποθέσεως προκάλεσε την μείωση εισροής κλαστικού υλικού και την αλλαγή από κλαστική σε ανθρακική ιζηματογένεση. Την αλλαγή αυτή στον τύπο της ιζηματογένεσης ευνόησε και η απόσυρση της θάλασσας κατά το Μεσσήνιο, η οποία οφείλεται στην ευστατική πτώση της θαλάσσιας στάθμης που με την σειρά της έχει αποδοθεί σε κλιματικές αλλαγές κατά την περίοδο αυτή. Το κλίμα γενικά από ψυχρό και υγρό κατά την διάρκεια του Τορτονίου έγινε θερμό και ξηρό κατά το Μεσσήνιο.

Οι Νεογενείς λεκάνες ιζηματογένεσης στην Δυτική Κρήτη είναι κυρίως τρεις. Βρίσκονται στις περιοχές Πλάτανος, Καστέλλι και Μάλεμε (Βουκολιές). Σε αυτές ο Freudenthal το 1969 χαρτογράφησε έξι νεογενείς σχηματισμούς.

2.5.1 Σχηματισμός Ρόκα

Αποτελείται κυρίως από κροκαλοπαγή, που περιέχουν άμμο έως ψαμμίτες και μαργαϊκούς βιογενείς ασβεστόλιθους. Οι στρώσεις του σχηματισμού της Ρόκας υπέρκεινται ανομοιογενώς των προνεογενών καλυμμάτων της Πίνδου και της Τρίπολης (διαβρωμένη και ακανόνιστη επαφή) και των μεταμορφωμένων στρωμάτων. Ειδικά στο χωριό Ρόκα, ο σχηματισμός σταδιακά υπέρκειται του σχηματισμού Μεσονήσι, ενώ νοτιοδυτικά του Κολυμπαρίου υπερκαλύπτει 25 περίπου μέτρα αδρομερών ποτάμιων κροκαλοπαγών που περιέχουν βασικά στοιχεία της Φυλλιτικής-Χαλαζιακής σειράς (κατώτερα κόκκινα κροκαλοπαγή του σχηματισμού Μεσονήσι). Από τα παραπάνω συμπεραίνουμε ότι η ιζηματογένεση έγινε μετά την εκταφή της μεταμορφικής σειράς.

Ο σχηματισμός Ρόκα διαδοχικά επικαλύπτεται από τους σχηματισμούς της Κισσάμου και των Χαιρετιανών ή της Κουκουναράς. Σύμφωνα με την άποψη των συγγραφέων, οι μεταγενέστεροι σχηματισμοί διεισδύουν και πλευρικώς στον σχηματισμό της Ρόκας. Από την άλλη, κατά το τέλος του πρώτου κύκλου ιζηματογένεσης (μέσο Μεσσήνιο) οι βιογενείς ασβεστόλιθοι κατέπεσαν στις λεκάνες και πάλι και υπερκάλυψαν τις αμμούχες μάργες του σχηματισμού των Χαιρετιανών. Ο «ετεροχρονισμένος» σχηματισμός της Ρόκα υποδεικνύει ένα πολύ ρηχό, θαλάσσιο περιβάλλον απόθεσης (Freudenthal, 1969).

2.5.2 Σχηματισμός Κουκουναρά

Πολυμικτικά θαλάσσια κροκαλοπαγή, μετρίως σκληρημένες και διαβαθμισμένες στρώσεις (τουρβιδίτες), ελασματοποιημένες και άμορφες μπλε μάργες, και αδρόκοκκοι έως πολύ αδρόκοκκοι ψαμμίτες συνθέτουν τον σχηματισμό

Κουκουναρά. Ο σχηματισμός υπέρκειται μερικώς του σχηματισμού της Ρόκας, με την επαφή τους, να μην είναι εμφανής, ή αποτίθεται απευθείας στο προνεογενές. Σύμφωνα με παρατηρήσεις, ο σχηματισμός Κουκουναρά είναι μερικώς πλευρικός, αντίστοιχα με τον σχηματισμό Ρόκα, και μερικώς νεότερος στρωματογραφικά. Ο σχηματισμός αυτός είναι το αποτέλεσμα τουλάχιστον τριών διαφορετικών σειρών απόθεσης. Ο σχηματισμός Κουκουναρά, υπόκειται του σχηματισμού των Χαιρεθιανών (Freudenthal, 1969).

2.5.3 Σχηματισμός Κισσάμου

Κυρίως άμορφες αλλά επίσης πολύ λεπτώς έως μετρίως διαστρωμένες άργιλοι και ιλυόλιθοι χρώματος μπλε-γκρι συνθέτουν τον σχηματισμό της Κισσάμου. Τα όρια των στρώσεων είναι δυσδιάκριτα. Λεπτά στρώματα κλαστικού υλικού παρεμβάλλονται, τα οποία είναι σπανίως διαβαθμισμένα, κυρίως κοντά στα όρια της λεκάνης. Λεπιοειδείς δομές με οστρακοειδή θραύσματα και σφαιρικούς ιλυόλιθους συνυπάρχουν επίσης. Αυτός ο σχηματισμός υπέρκειται ή εμπλέκεται πλευρικά με τον σχηματισμό της Ρόκας (π.χ. στην Επισκοπή) αλλά γενικά η βάση του σχηματισμού δεν είναι εμφανής. Ο υπερκείμενος σχηματισμός είναι ο λίγο ή περισσότερο αμμώδης σχηματισμός των Χαιρεθιανών κυρίως στο Ανατολικό κομμάτι της λεκάνης της Κισσάμου. Η μετάβαση είναι συνήθως βαθμιαία, αν και παρατηρείται μια αλλαγή στο χρώμα από μπλε σε κίτρινο. Είναι πιθανό το νοτιοανατολικό όριο της λεκάνης της Κισσάμου να υπερκαλύπτεται από τον σχηματισμό Χάτζι. Θεωρείται ότι το περιβάλλον απόθεσης είναι αβυσσικό (Freudenthal, 1969).

2.5.4 Σχηματισμός Χάτζι

Το κατώτερο μέρος του σχηματισμού Χάτζι αποτελείται από κόκκινα κροκαλοπαγή με σχεδόν κανονικές παρεμβολές μαργών. Στο ανώτερο μέρος του σχηματισμού κυριαρχούν λεπτές καλά σχηματισμένες στρώσεις αργίλου με εμφανίσεις γύψου που παρεμβάλλονται τοπικά. Κύριο χαρακτηριστικό είναι το κόκκινο χρώμα όλων των ιζημάτων που οφείλεται στην ισχυρή επίδραση της χερσαίας λατεριτικής αποσάθρωσης, πάνω στην φυλλιτική-χαλαζιακή σειρά. Στο νότιο άκρο της λεκάνης του Κισσάμου, ο σχηματισμός Χάτζι υπέρκειται ανομοιογενώς του προνεογενούς υποβάθρου (όπως και ο σχηματισμός Ρόκα) (Freudenthal, 1969).

2.5.5 Σχηματισμός Χαιρεθιανών

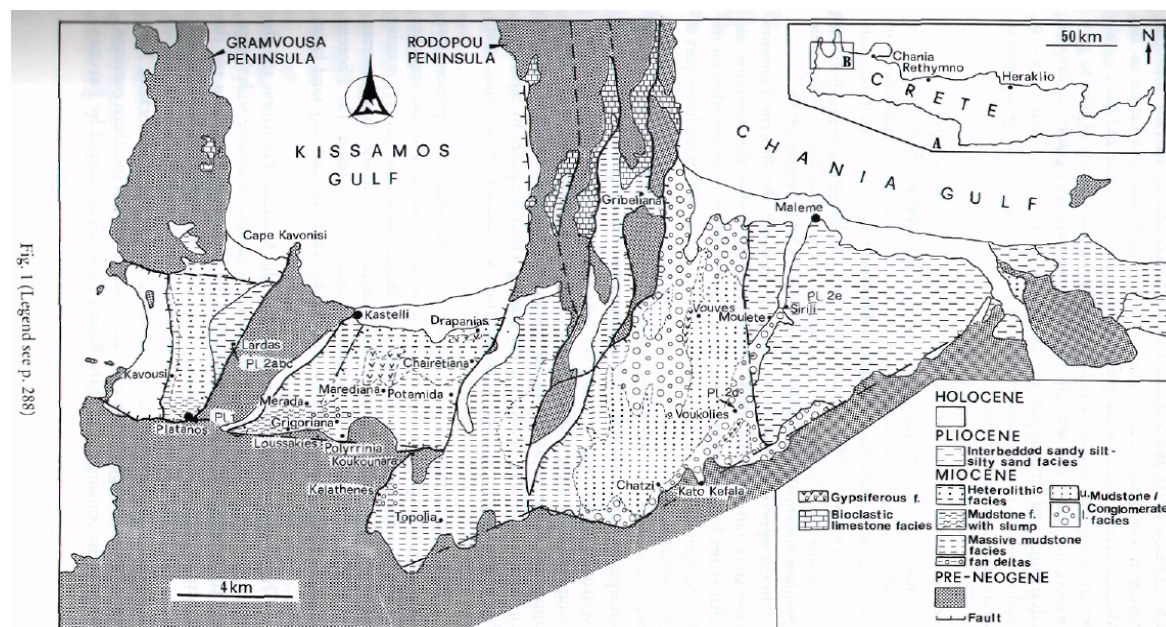
Ο σχηματισμός των Χαιρεθιανών αποτελείται από κίτρινες, άμορφες,

στρωματοποιημένες αργίλους (διατομίτες) και μάργες, σε εναλλαγή με λεπτές έως παχείς στρώσεις ψαμμιτών των οποίων το πάχος αυξάνεται προς την κορυφή. Στο κατώτερο μέρος του σχηματισμού παρεμβάλλονται στρώματα γύψου. Ο σχηματισμός των Χαιρετιανών υπέρκειται των σχηματισμών της Ρόκας, της Κισσάμου, του Κουκουναρά ή του Χάτζι αντιστοίχως (Freudenthal 1969). Η περεταίρω σχέση είναι μάλλον αμφισβητήσιμη.

Ο σχηματισμός του Ταυρωνίτη υπέρκειται του σχηματισμού των Χαιρεθιανών, ή ο τελευταίος είναι μερικές φορές το πλευρικό ισοδύναμο του σχηματισμού του Ταυρωνίτη. Σε αντίθετη περίπτωση ο σχηματισμός υποδεικνύει ένα τέλος της ρηχής θαλάσσιας ιζηματογένεσης (Freudenthal, 1969).

2.5.6 Σχηματισμός Ταυρωνίτη

Ο σχηματισμός Ταυρωνίτη αποτελείται από άμορφους έως μετρίως στρωματοποιημένους λευκούς ιλυόλιθους με λεπιοειδείς σχηματισμούς. Στα ανώτερα τμήματα παρατηρούνται σταδιακά κίτρινοι ψαμμίτες μετρίως στρωματοποιημένοι. Υπέρκειται κανονικά του σχηματισμού Χάτζι και θεωρείται το πλευρικό ισοδύναμο του σχηματισμού των Χαιρεθιανών. Ο σχηματισμός του Ταυρωνίτη είναι δημιουργημένος κατά το Πλειόκαινο ενώ αυτός των Χαιρεθιανών κατά το Μεσσήνιο (Frydas D, 1993).



Εικόνα 2-20: Γεωλογικός Χάρτης των τριών Νεογενών λεκανών ιζηματογένεσης (Freudenthal 1969)

2.5.7 Αποθετικά Περιβάλλοντα

2.5.7.1 Λεκάνη Πλατάνου

Στην λεκάνη αυτή αναγνωρίζονται δύο διαφορετικές αποθετικές φάσεις. Μία κατά το Μειόκαινο και μία κατά το Πλειόκαινο.

Μειόκαινο:

Το αποθετικό περιβάλλον των ασβεστιτικών ιλυολίθων σύμφωνα με τα στοιχεία των απολιθωμάτων που βρέθηκαν σε αυτά είναι η μεταβατική ζώνη μεταξύ υφαλοκρηπίδας και ηπειρωτικής κατωφέρειας (Kontopoulos et al, 1996).

Γενικότερα η λιθολογία των στρωμάτων αυτών παραπέμπει σε περιβάλλον χαμηλής ενέργειας (Kontopoulos, 1990) με συνεχή και σταθερή απόθεση κατά την διάρκεια σταδιακής ανύψωσης του επιπέδου της θάλασσας η οποία συνδέεται με την βύθιση της Κρήτης κατά το Τορτόνιο-Μεσσήνιο (Meulenkamp, 1979).

Οι ιλυόλιθοι με δομές ολίσθησης που εμφανίζονται φαίνεται να έχουν αποτεθεί σε παρόμοιο περιβάλλον όπως δείχνει η μικρο- και νάνο- πανίδα τους. Όμως το περιβάλλον αυτό σταδιακά μετασχηματίστηκε κατά την διάρκεια τουλάχιστον τριών παραμορφωτικών γεγονότων.

Η δομή ασβεστιτικού ψαμμίτη στο άνω τμήμα της κατωφέρειας χρονολογείται στο ανώτερο Τορτόνιο, όπως και τα διατομικά στρώματα στην μετάβαση προς τους υποκείμενους υλιόλιθους. Τα δύο αυτά χαρακτηριστικά δηλώνουν μια γενικότερη ταπείνωση του επιπέδου της θάλασσας κατά το ανώτερο Τορτόνιο που σχετίζεται με περιβαλλοντικές αλλαγές όπως η μεγάλη αλμυρότητα και η στασιμότητα των υδάτων (Peters, 1985).

Πλειόκαινο:

Τα μεγάλα ασβεστολιθικά στρώματα με λίγα ίχνη νανό-απολιθωμάτων στην βάση της ακολουθίας υποδεικνύουν ένα ιλυολιθικό κανονικό περιβάλλον ρηχής θάλασσας. Τα μικρής κλίμακας αυλάκια πάνω στα υλιολιθικά στρώματα πιθανόν δείχνουν την επιφάνεια διάβρωσης.

Οι απολιθωματοφόρες μάζες μαργών ρηχής θάλασσας και οι λεπτές στρώσεις άμμου των παραμορφωμένων στρωμάτων υποδυκνείουν καλές κλιματικές συνθήκες. Αντιθέτως τα διαβαθμισμένα στρώματα άμμου, η κοκίνα και διασταυρούμενα ασβεστιτικά στρώματα, δείχνουν θυελλώδεις διεργασίες σε ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον.

Σύμφωνα με τα νανο-απολιθώματα και τα ίχνη απόλιθωμάτων, η ιζηματογένεση σε αυτή την λεκάνη κατά το πλειόκαινο έγινε σε κανονικό περιβάλλον ρηχής θάλασσας. Οι λεπιοειδείς δομές που εμφανίζονται και είναι ασυνήθεις για τα περιβάλλοντα αυτά ερμηνεύονται ως αποτελέσματα των ταυτόχρονων τεκτονικών

διεργασιών.

2.5.7.2 Λεκάνη Καστελίου

Η διάρκεια της διαδικασίας τεκτονισμού-ιζηματογένεσης στην ασύμμετρη λεκάνη του Κισσάμου ήταν σε χρονική κλίμακα μικρότερης των 10 εκατομμυρίων χρόνων. Η διαδικασία κράτησε από το από το ανώτερο Μειόκαινο μέχρι και σήμερα. Ομάδες κόκκινων κροκαλοπαγών φαίνεται να σηματοδοτούν ευκρινή γεγονότα και να χωρίζουν την ανάπτυξη της λεκάνης σε τρία σαφώς διακριτά στρωματογραφικά διαστήματα, τα οποία θεωρούνται βασικά κλειδιά για την ερμηνεία της οργάνωσης της λεκάνης (Keupp & Bellas 2000).

Στην λεκάνη εντοπίζονται τρία επίπεδα μη θαλάσσιων αποθέσεων και απότομα διαβρωμένων επιφανειών σε συνδυασμό με μια επαναλαμβανόμενη εντατική τεκτονική δραστηριότητα κατά την οποία παράγονται μεγάλες ποσότητες κροκαλοπαγών αποθέσεων. Υπάρχουν 12 κύρια στάδια, που μπορούν να αναγνωριστούν, στην εξέλιξη της λεκάνης, τα οποία παρατίθενται παρακάτω:

1) Στο χρονικό διάστημα από το μέσο Τορτόνιο, κυριάρχησαν διαδικασίες ρηξιγενών κινήσεων οι οποίες έλεγξαν τόσο την παλαιοπεριφέρεια όσο και το παλαιοβάθος της μελετώμενης νέας λεκάνης (Keupp & Bellas 2000).

2) Κανονικά ρήγματα στα νότια και ανατολικά περιθώρια, και μια φάση χαμηλής στάθμης της επιφάνειας της θάλασσας, στη συνέχεια παράγουν το ονομαζόμενο μέλος των λατυποπαγών του σχηματισμού των Τοπολίων επαναδραστηριοποιώντας το τεκτονικά προσχηματισμένο λατυποπαγές. Είναι παχιές αλληλουχίες ισχυρώς συμπυκνωμένων, συνήθως μονόμικτων λατυποπαγών φάσεων, των οποίων τα ανθρακικά μέρη περιέχουν μεγάλα τρηματοφόρα του γένους Νουμουλιτών Λουτήσιας ηλικίας, όπως τα νεώτερά τους απολιθώματα (οι σήραγγες κοντά στα χωριά Τοπόλια και Κακόπετρος βρίσκονται στον σχηματισμό αυτόν στο νότιο όριο της λεκάνης) (Keupp & Bellas 2000).

3) Παράλληλα με την αρχική τεκτονική φάση ομάδες κόκκινων κροκαλοπαγών αποτέθηκαν διαμέσου διαβρωσιγενών διαδικασιών, εν μέρει λόγω της ρηξιγενούς και εν μέρει λόγω της παλαιοκλιματικής επίδρασης. Αυτά θεωρούνται τα πρώτα νεογενή κροκαλοπαγή και εδώ ονομάζονται κατώτερα κόκκινα κροκαλοπαγή (LRC, Lower Red Conglomerates). Θεωρείται ότι προέκυψαν από μικρά ποτάμια συστήματα όπου κυριάρχησαν παχιές δελταϊκές φάσεις. Οι διάφορες προνεογενείς ενότητες που κατά θέσεις υπήρχαν επικαλύφθηκαν ασύμφωνα από αυτά τα κροκαλοπαγή (Keupp & Bellas 2000).

4) Στο μεταξύ είχαμε τοπικά απόθεση του κυρίως θαλάσσιου σχηματισμού της Κουκουνάρας. Ο σχηματισμός αυτός αποτελείται από κροκαλοπαγή και από

ψαμμίτες, ενώ στα βαθύτερα τμήματα της λεκάνης είχαμε περαιτέρω ανάπτυξη τουρβιδιτών. Τοπικά είχαμε τεκτονική συν-ιζηματογενή, βυθίζοντας την λεκάνη και μεταβάλλοντας απότομα την κλίση της περιοχής ιζηματογένεσης. Σύμφωνα με τις νέες αντιλήψεις, οι σχηματισμοί Κουκουναράς και Κισσάμου εν μέρει θεωρούνται φάσεις βαθιάς θάλασσας. Στα δυτικά περιθώρια της λεκάνης του Καστελίου έχουμε εμφάνιση ανθρακικών αποθέσεων ρηχής θάλασσας με κόκκινα φύκη, αχινούς, κοραλλιογενή σχηματισμούς και ψαμμίτες. Αυτά αντιπροσωπεύουν τον σχηματισμό Ρόκα και επικάθονται ασύμφωνα: α) στο μέλος των λατυποπαγών (π.χ. δίπλα στο χωριό Αστρίκας), ή β) στα κόκκινα εδάφη (παλαιοεδάφη REF) π.χ. στην χερσόνησο της Γραμβούσας, ή γ) στα πρώτα κόκκινα κροκαλοπαγή, ή δ) στις άλλες προνεογενείς μονάδες (π.χ. της ζώνης Πίνδου στην Πολυρηνία και στην Γραμβούσα) (Keupp & Bellas 2000).

5) Τοπικές διακυμάνσεις της επιφάνειας της θάλασσας σε σχέση με τους διαφορετικούς ρυθμούς βύθισης οδήγησαν σε εκτεταμένη ανάπτυξη παλαιοκαρστ κυρίως κατά μήκος των δυτικών και λιγότερο των νότιων περιθωρίων (π.χ. χερσόνησος Ροδοπού), ενώ στα βαθύτερα τμήματα της λεκάνης αποτέθηκαν ψαμμίτες ρηχής θάλασσας με *Megabalanus* sp. (το βιογεγονός αυτό χρονολογείται γύρω στα όρια Τορτονίου/Μεσσηνίου χρησιμοποιώντας δεδομένα από ανθρακικά νανοαπολιθώματα) (Keupp & Bellas 2000).

6) Μία βάθυνση της θάλασσας συνέβη ξανά (νέα καθίζηση της ιζηματογενούς λεκάνης όπου ως επακόλουθο είχε την άνοδο του επιπέδου της θάλασσας). Ακολουθίες φάσεων βαθιάς θάλασσας αποτέθηκαν στην Ποταμίδα και άλλες θέσεις απόθεσης στην αρχή του Μεσσηνίου (Keupp & Bellas 2000).

7) Κατά τη διάρκεια του Μεσσηνίου η ευρέως γνωστή «φάση αλμυρότητας του Μεσσηνίου» ήταν το κύριο φαινόμενο στην Μεσόγειο. Μεγάλες ποσότητες εβαποριτών (τρία διαφορετικά είδη στο βόρειο τμήμα της λεκάνης) εναποτέθηκαν. Στα νότια τμήματα (π.χ. Πολυρηνία) κυριάρχησαν κυρίως ψαμμίτες και σε μερικά σημεία παράκτιες κροκολαπαγείς αναβαθμίδες (ηλικίας πριν από το μέσο Μεσσηνίο) (Keupp & Bellas 2000).

8) Συγχρόνως με τους εβαπορίτες, έλαβε χώρα ασβεστούχος καθίζηση σε υφάλους και βιοκλαστικών ασβεστολίθων στα ανατολικά και νοτιοανατολικά της λεκάνης (ανώτερη, παλαιότερη παράκτια φάση τύπου Α). Αυτοί σε γενικές γραμμές κατατάχθηκαν σε floatstones (προέλευση από επιπλέοντα συστατικά) και σε βιοκλαστικούς floatstones έως ψηφιδωτούς ασβεστολίθους (πχ, συμπλέγματα υφάλων Ζυμβραγού, Πανέθυμνος) (Keupp & Bellas 2000).

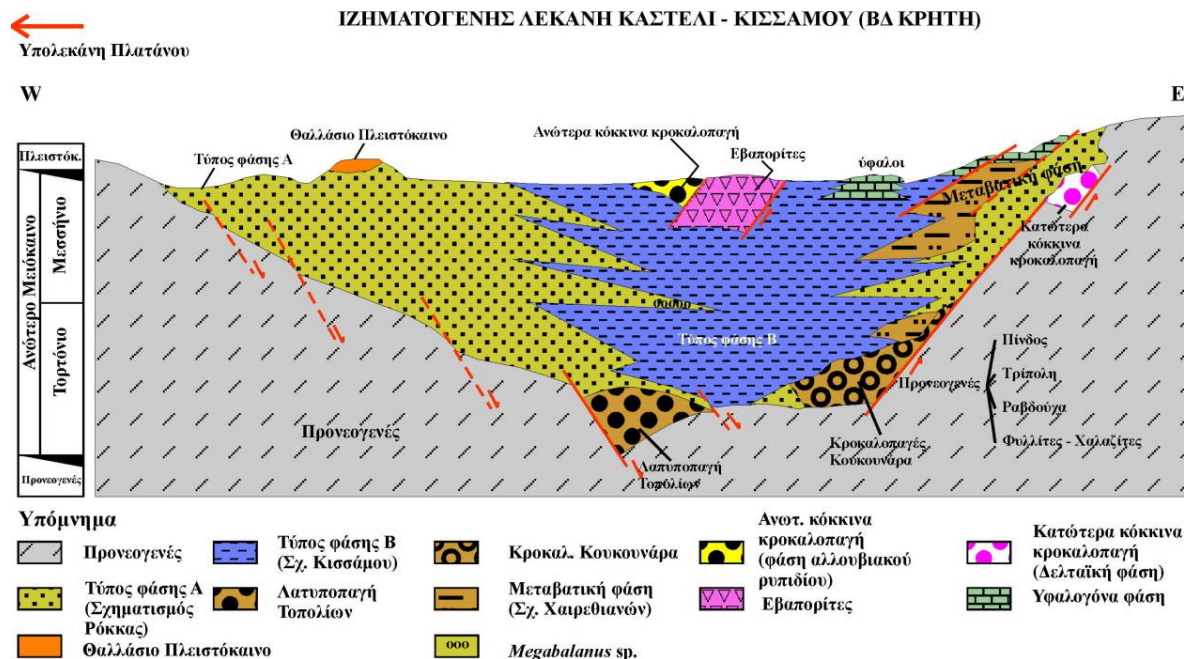
9) Ακολούθησε η ανύψωση της λεκάνης και στη συνέχεια σημαντική μείωση της περιοχής απόθεσης και της θαλάσσιας ιζηματογένεσης, η οποία σταμάτησε

οριστικά κατά το τέλος της φάσης. Η μακρά παρατεταμένη απόθεση των Μέσων Κόκκινων Κροκαλοπαγών (MRC) που συσχετίζεται μερικώς με τον σχηματισμό Χάτζι επικρατεί. Αυτό το δεύτερο αποθετικό γεγονός των κροκαλοπαγών σηματοδοτεί το τέλος της πρώτης φάσης ιζηματογένεσης στη λεκάνη του Καστελίου και μπορεί να χρησιμοποιηθεί σαν χαρακτηριστικός ορίζοντας. Ισχυρή τεκτονική αστάθεια υπήρχε κατά τη διάρκεια της απόθεσης των MRC, η οποία ήταν μεταγενέστερη των εβαποριτών, μετά το μέσο Μεσσήνιο (Keupp & Bellas 2000).

10) Σε αντίθεση, για τις λεκάνες του Πλατάνου και των Βουκολιών, οι οποίες βρίσκονται δυτικά και ανατολικά αντίστοιχα, δεν υπάρχουν στοιχεία για τις θαλάσσιες αποθέσεις κατά την εποχή του Πλειόκαινου στην λεκάνη του Καστελίου. Επιπροσθέτως στο ανώτερο Πλειόκαινο η επανενεργοποίηση το τεκτονικού πλαισίου επηρέασε ελαφρώς τη γεωμετρία της λεκάνης και προκάλεσε τοπικές βυθίσεις δημιουργώντας θαλάσσιες, αβαθείς αποθέσεις ψαμμιτών (εσωτερικά των μέσων ηπειρωτικών αποθέσεων), άμμων και βαθμίδων (δεύτερος κύκλος ιζηματογένεσης – C) (Keupp & Bellas 2000).

11) Η γενική ανύψωση της βορειοδυτικής Κρήτης κατά το Ολόκαινο προσδιορίζεται μέσω των διάφορων ακτογραμμών. Παραδείγματα αποτελούν η αρχαία ελληνική πόλη Φαλάσαρνα στην λεκάνη του Πλατάνου και οι αρχαιολογικές ανασκαφές τάφων στην πόλη του Καστελίου (στο μέσο ή στο κέντρο της ιζηματογενής λεκάνης) (Keupp & Bellas 2000).

12) Η προηγούμενη ανύψωση και οι συνεχείς διαβρωτικές διαδικασίες δημιούργησαν τρίτη ομάδα από ηπειρωτικές-ποτάμιες αποθέσεις, που ονομάζονται Άνω Κόκκινα Κροκαλοπαγή (URCS). Είναι επίσης γνωστά και ως αλουβιακά ριπίδια Πύργου-Καλυβιανής και εκτείνονται στη λεκάνη του Καστελίου και του Πλατάνου, ιδιαίτερα στα βόρεια τμήματα, δείχνοντας έτσι την κοινή τους ανάπτυξη κατά το Ολόκαινο. Οι νεότερες καταθέσεις μαζί με τις παραπάνω (URCS) θεωρούνται: α) παλιές αιολικές αποθέσεις, άγνωστης ηλικίας, αλλά με ελάχιστη ηλικία 2,8 χιλιάδες χρόνια. Οι αιολικές καταθέσεις θα έπρεπε σίγουρα να είναι παλαιότερες από τότε που κατασκευάστηκε το αρχαίο λιμάνι στα Φαλάσαρνα το 800 π.Χ., β) πρόσφατα και προϊστορικά παράλια πετρώματα, γ) πρόσφατες αμμώδεις θίνες, οι οποίες υπάρχουν και στη λεκάνη του Καστελίου (στην παραλία και από την Αφράτα προς την ανατολή, όπου επιτυγχάνεται το μέγιστο πάχος) και στην λεκάνη του Πλατάνου (Φαλάσαρνα) προς τη δύση (Keupp & Bellas 2000).

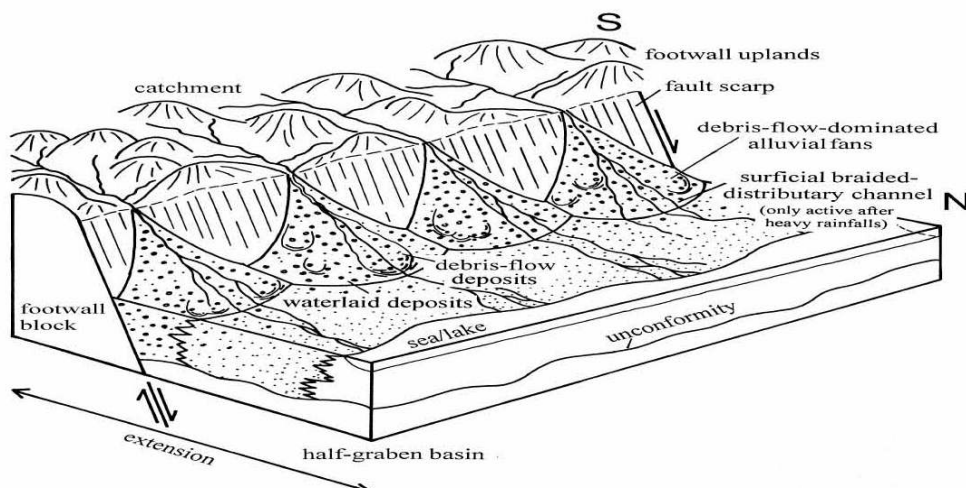


Εικόνα 2-21: Ιζηματογενής λεκάνη Κισσάμου (Τροποποιημένο από Keupp & Bellas 2000).

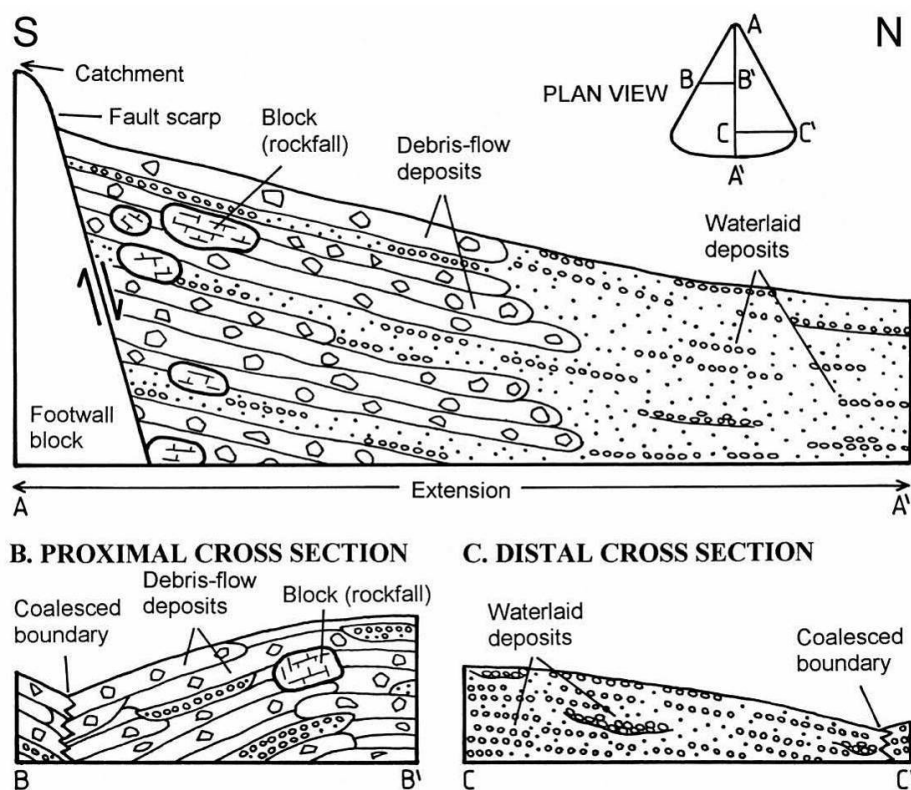
2.5.7.3 Μοντέλο Ιζηματογένεσης Λεκάνης Κισσάμου

Η μελέτη του αλλουβιακού ριπιδίου Τοπολίων παρέχει ένα ιζηματολογικό μοντέλο για την τροφοδοσία των αλλουβιακών ριπιδίων από τεράστιες μάζες κλαστικού υλικού. Το σύμπλεγμα αλλουβιακού ριπιδίου Τοπολίων σχηματίστηκε μέσω απόθεσης ροής κορημάτων και υδάτινων αποθέσεων που προήλθαν από μια πηγή στα νότια, υποκείμενη από ασβεστολιθικά και δολομιτικά πετρώματα τα οποία σχηματίζουν μία υπωρειακή αμφίπλευρη οροσειρά. Οι φάσεις ροής κορημάτων αποτελούνται από ελαφρώς ταξινομημένους, υποστηριζόμενους από συνδετικό υλικό, βοτσαλοειδείς, κροκαλοειδείς και ογκολιθικούς χάλικες. Επίσης, χαρακτηρίζονται από την έλλειψη ευδιάκριτης στρωμάτωσης λόγω τη αμαγαλματοποίησης των μεμονωμένων δεβριτικών υλικών. Ένα δεύτερο χαρακτηριστικό είναι η απουσία εσωτερικού ιστού. Παρόλο που έχει υποστηριχθεί ότι η αποσάθρωση των καθαρών ασβεστολιθων παρεμποδίζουν τη δημιουργία ροής ιζημάτων μέσω βαρύτητας, το σύμπλεγμα αλλουβιακού ριπιδίου Τοπολίων δείχνει ότι είναι πιθανή η δημιουργία δεβριτών στην πηγή τροφοδοσίας που υπόκεινται κυρίως από ανθρακικά πετρώματα. Οι αποθέσεις των απομακρυσμένων σημείων του αλλουβιακού ριπιδίου αποδίδονται στην ιζηματογένεση μέσω ενός δικτύου πλεγμένων καναλιών όπως παρατηρήθηκαν σε ενεργές νεότερες επιφάνειες ριπιδίων ή σε πλημμυρικές συνθήκες υπό ύφεση με μη καταστροφικές αποφορτίσεις, που είχαν ως αποτέλεσμα την δημιουργία μιας μορφής συμπλέγματος ρευμάτων, στην οποία εκλείπουν οι αδρόκοκκοι χάλικες. Η εμφάνιση διαστρώσεων που αποτελούνται

από κλαστικά υλικά και εμφανίζονται στο πλησιέστερο ριπίδιο, σχετίζονται με ένα κανάλι φάσεων αποτελούμενο από χάλικες, οι οποίοι συγκεντρώθηκαν μέσω της τοπικής αναδημιουργίας φάσεων της ροής κορημάτων. Γενικά η αλλαγή της ροής κορημάτων σε ποτάμιες δομές είναι προφανώς διαβαθμισμένη. Τέτοια φαίνεται να είναι και η περίπτωση των αλλουβιακών ριπιδίων στη περιοχή των Τοπολίων. Στα μοντέλα που περιγράφονται παραπάνω, η ραγδαία αποστράγγιση μεγάλης ποσότητας νερού, σχετίζεται με τις βροχοπτώσεις στην περιοχή τροφοδοσίας κατά την διάρκεια άνυδρων-ημιάνυδρων κλιματικών συνθηκών. Παρόμοιες κλιματικές συνθήκες πιθανών να υπήρξαν κατά το μέσο-Μειόκενο στο σύμπλεγμα αλλουβιακού ριπιδίου Τοπολίων. Το σύμπλεγμα αλλουβιακού ριπιδίου Τοπολίων χαρακτηρίζεται από μια υπωρειακή ακολουθία υπό μία οροσειρά η οποία πιστεύεται ότι δημιουργήθηκε μέσω μιας πηγής αποστράγγισης στα βόρεια (εικόνα 2-22). Εμφανίζει μια τυπική γεωμετρία ημιτάφρου συνεχώς επεκτεινόμενη. Το πάχος αυτής της κλαστικής σφήνας μειώνεται προς το βορρά, με απότομη μείωση της στρωμάτωσης και της κοκκομετρίας αντιστοιχίζοντας την διεύθυνση μεταφοράς από το νότο προς το βορρά (εικόνα 2-23). Οι πιο αδρόκοκκες αποθέσεις, όπως ογκόλιθοι, βρίσκονται κοντά στην πηγή τροφοδοσίας. Μακρύτερα από τα βουνά βρίσκονται πιο λεπτόκοκκες αποθέσεις. Η στρογγυλότητα των κλαστικών υλικών αυξάνει με την αύξηση της απόστασης μεταφοράς. Το πάχος του συμπλέγματος αλλουβιακού ριπιδίου των Τοπολίων υπολογίζεται άνω των 500 m αποδεικνύοντας την υψηλή τροφοδοσία ιζημάτων από την πηγή και τη μακροχρόνια ανάπτυξη τεκτονικών φαινομένων που ήταν αποτέλεσμα έντονης τεκτονικής δράσης. Στη βάση του περιγράμματος του αποθετικού μοντέλου, τα Μεσομειοκενικά γεμίσματα της λεκάνης (λατυπο-κροκαλοπαγή) της περιοχής Σιρικήρι-Τοπόλια-Κακοπέτρος, ταξινομούνται ως ριπιδικά κροκαλοπαγή. Εργαστηριακές μελέτες και μελέτες πεδίου, συμπεριλαμβανομένου SEM- και CL, αποκάλυψαν έντονη συμπίεση και τσιμεντοποίηση μετά την απόθεση (Seidel 2003).



Εικόνα 2-22: Σχηματικό διάγραμμα το οποίο δείχνει την πηγή τροφοδοσίας (λεκάνη απορροής) και τα αποθετικά χαρακτηριστικά του συμπλέγματος αλλουβιακού ριπιδίου Τοπολίων. Τα ιζήματα προέρχονται από μια πολυσημειακή πηγή, πιθανώς δομημένη κατά μήκος μιας ρηξιγενούς κατωφέρειας. Τα ξεχωριστά ριπίδια κυριαρχούνται από διαδικασίες ροής κορημάτων (Seidel 2003).



Εικόνα 2-23: Κάθετες τομές του συμπλέγματος αλλουβιακού ριπιδίου Τοπολίων οι οποίες απεικονίζουν τις φάσεις και τη στρωματογραφία για: (A) μία ακτινική τομή, (B) την πλησιέστερη εγκάρσια τομή ριπιδίου, (C) μία απομακρυσμένη εγκάρσια τομή ριπιδίου (Seidel 2003)

2.5.8 Στοιχεία Τεκτονικής

Οι λεκάνες του Πλατάνου και του Καστελίου οριοθετούνται από ρήγματα που κλίνουν ΔΒΔ και ΒΒΑ. Η λεκάνη του Μάλεμε οριοθετείται από ρήγματα που κλίνουν ΒΒΑ και ΒΑ. Στις λεκάνες Πλατάνου και Καστελίου υπάρχουν δύο κύρια ρήγματα με κλίση ΔΒΔ, ενώ στην λεκάνη του Μάλεμε δύο ρήγματα με κλίση ΒΑ.

Το βόρειότερο εξ' αυτών υπήρξε το πιο ενεργό μετά το ανώτερο Τορτόνιο ενώ τα νότια κύρια ρήγματα υπήρξαν πιο ενεργά κατά την διάρκειά του. Οι τρεις λεκάνες εκτείνονται ανάμεσα στα δύο ρήγματα αλλά μόνο οι βιοκλαστικοί ασβεστόλιθοι δημιουργήθηκαν στο άνω τέμαχος του βόρειου κύριου ρήγματος.

Τα ρήγματα ΒΒΑ κλίσης είχαν διακριτή επιρροή στην εξέλιξη των τριών λεκανών. Στην λεκάνη του Πλατάνου υπάρχει μόνο ένα κύριο ρήγμα στην ανατολική πλευρά, δημιουργώντας δομές μιας ασύμμετρης λεκάνης. Μετά από μια μεγάλη περίοδο σταθερότητας αυτό το ρήγμα επαναδραστηριοποιήθηκε κατά την μετάβαση από το Μειόκαινο στο Πλειόκαινο. Στην λεκάνη του Καστελίου υπάρχουν παρόμοια ρήγματα και στις δύο πλευρές. Εδώ η θέση των ενεργών ρηγμάτων μετανάστευσε κατά το Μεσσήνιο προς το κέντρο της λεκάνης επιτρέποντας την εξέλιξή της και δημιουργώντας μια περιορισμένη λεκάνη ιζηματογένεσης όπου σχηματίστηκαν οι γύψοι.

Στην λεκάνη του Μάλεμε τα ρήγματα αυτά βρίσκονταν στο δυτικό όριο και η ενεργή τους θέση μετακινήθηκε ανατολικά με την πάροδο του χρόνου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

3.1 ΓΕΝΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑΣ

Στο κεφάλαιο αυτό παρατίθενται αναλυτικά οι μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν για την μέτρηση των δειγμάτων, ο τρόπος επιλογής αυτών, και οι βασικές αρχές των μεθόδων.

Το πρώτο βήμα για την διαδικασία των μετρήσεων είναι η δειγματοληψία, η οποία πραγματοποιήθηκε κατά το μεγαλύτερο μέρος της στην Β.Δ. Κρήτη σε έκταση 380 km², ενώ υπήρξαν και δείγματα που επιλέχθηκαν σε διάφορες άλλες περιοχές της Κρήτης για λόγους σύγκρισης. Η πυκνότητα της δειγματοληψίας παρότι αυτή δεν έγινε βάσει καννάβου ήταν περίπου 1 δείγμα ανά 5 km².

Στην συνέχεια τα δείγματα υπέστησαν αρχική επεξεργασία με σκοπό να είναι σε μορφή τέτοια ώστε να είναι κατάλληλα για τις περαιτέρω διεργασίες και μετρήσεις.

Οι διεργασίες αυτές χωρίζονται σε δύο κατηγορίες. Τις διεργασίες με σκοπό τον εμπλουτισμό του δείγματος σε χρυσό καθώς και τον διαχωρισμό αυτού από τα υπόλοιπα συστατικά, και τις διεργασίες υπολογισμού των διαφόρων συστατικών του κάθε δείγματος αλλά και της τελικής μέτρησης της περιεκτικότητας του δείγματος σε χρυσό.

Ουσιαστικά υπάρχουν δύο κύριες κατηγορίες δειγμάτων όσο αφορά στον τρόπο επεξεργασίας τους. Τα δείγματα που προέρχονται από ιζηματογενή πετρώματα ή ακόμα και χαλαρά επιφανειακά ιζήματα και τα δείγματα που προέρχονται από τμήματα φλεβών που διαπερνούν τις μάζες των ιζηματογενών πετρωμάτων. Η κύρια διαφορά τους εντοπίζεται στην ανομοιογένεια της κατανομής του χρυσού σε αυτά. Στα μεν πρώτα η ανομοιογένεια αυτή είναι αντιμετωπίσιμη αφού βρίσκεται σε μορφή ελεύθερων κόκκων, ενώ στην δεύτερη περίπτωση δεν είναι. Αυτό οφείλεται στις συνθήκες γένεσης κάθε είδους δείγματος. (Γραμματικόπουλος, 2005)

Αποτέλεσμα αυτής της διαφοροποίησης είναι ότι στα δείγματα προερχόμενα από ιζήματα και ιζηματογενή πετρώματα εφαρμόζεται η διεργασία της κυάνωσης ενώ σε αυτά που προέρχονται από φλέβες δεν κρίνεται απαραίτητη η εφαρμογή της.

Έτσι μια γενική περιγραφή της μεθόδου επεξεργασίας των δειγμάτων που ακολουθήθηκε περιλαμβάνει τα εξής βήματα:

Προετοιμασία-ξήρανση-λειτουργία

Μέτρηση με φθορισμετρία ακτίνων x (XRF).

Κυάνωση (σε περίπτωση που είναι ιζηματογενές) και διαχωρισμός σε δύο υπό-δείγματα (ενεργός άνθρακας εμπλουτισμένος σε Au- απόρριμμα

απεμπλουτισμένο)

Απομόνωση του χρυσού και του αργύρου με πυρομεταλλουργικές διεργασίες (Fire Assay) σε δύο φάσεις.

Διαλυτοποίηση του εναπομείναντος κράματος χρυσού-αργύρου και απομάκρυνση του δεύτερου.

Μέτρηση των δειγμάτων με την μέθοδο φασματοφωτομετρίας ατομικής απορρόφησης και αναγωγή στο αρχικό δείγμα.

3.1.1 Τεχνικές και μέθοδοι στην έρευνα εντοπισμού χρυσού

Σύμφωνα με τον Mc Donald (2007), η συνηθέστερη πρακτική στο παρελθόν για την έρευνα εντοπισμού χρυσού, ήταν η δειγματοληψία σε υδάτινα ρεύματα με την χρήση κόσκινου. Με τον τρόπο αυτό και ακολουθώντας τις εμφανίσεις των κόκκων χρυσού ανάντι της ροής του ποταμού, προσπαθούσαν να εντοπίσουν το μητρικό χρυσοφόρο πέτρωμα. Η μέθοδος αυτή οδήγησε στην ανακάλυψη πολλών σημαντικών κοιτασμάτων και χρησιμοποιείται ακόμα.

Σήμερα, η ανεύρεση νέων κοιτασμάτων χρυσού γίνεται όλο και πιο δύσκολη. Έτσι η έρευνα εντοπισμού βασίζεται όλο και περισσότερο στην κατανόηση των γεωλογικών παραμέτρων και στην χρήση εξειδικευμένων τεχνικών στην γεωχημεία και την ιζηματολογία. Εξάλλου από την στιγμή που οι ιδιότητες και τα χαρακτηριστικά του μητρικού πετρώματος, σχετίζονται με τις ιδιότητες των συγκεντρώσεων προσχωματικού χρυσού, η διερεύνηση των διεργασιών διάβρωσης ή εξαλλοίωσης είναι κρίσιμη παράμετρος

Έτσι η παράλληλη μελέτη των μητρικών πετρωμάτων της περιοχής ταυτόχρονα με την μελέτη των ιζημάτων είναι πια σχεδόν απαραίτητη για την πλήρη κατανόηση της μεταλοφορίας (Mc Donald 2007)

Η κατανόηση της γεωλογίας της περιοχής στηρίζει την συλλογή δειγμάτων με βάση τα μοντέλα κατανομής, μεταφοράς και συγκέντρωσης του χρυσού, σε αντίθεση με την λήψη δειγμάτων βάση καννάβου. Κατά τον McDonald (2007) είναι προτιμότερο να παίρνονται δείγματα με μεγαλύτερες πιθανότητες να περιέχουν χρυσό ακόμα και αν χαλάει η στατιστική κανονικότητα της δειγματοληψίας αφού η δειγματοληψία βάση γεωμετρικών καννάβων μπορεί να οδηγήσει τελικά σε εσφαλμένα συμπεράσματα.

Η πυκνότητα και το μέγεθος της δειγματοληψίας παρότι δεν είναι κανονική και επηρεάζεται ιδιαίτερα από την γεωλογία και τις ιδιαιτερότητες κάθε έρευνας είναι ένα σημαντικό στοιχείο. Χαρακτηριστικά αναφέρεται από τους Abdalah et al (2010), ότι για έρευνα χρυσού σε ποτάμια ιζήματα του Νείλου συλλέχτηκαν 32 επιφανειακά δείγματα της τάξεως των 10 kg καλύπτοντας μια περιοχή 54 km² (3 δείγματα / 5

km²). Αντίστοιχα ο Yilmaz (2003) αναφέρει ως επιδιωκόμενη πυκνότητα δειγματοληψίας 1 δείγμα βάρους 2 kg ανά 10 km². Η αυξημένη πυκνότητα που αναφέρουν οι Abdalah et al (2010) οφείλεται στο γεγονός ότι στην περιοχή έρευνας υπάρχουν κοιτάσματα χρυσού και συνεπώς η πιθανότητα επιτυχίας τους ήταν μεγαλύτερη.

Σχετικά με τις γεωχημικές μεθόδους που χρησιμοποιούνται για την τελική μέτρηση της περιεκτικότητας σε χρυσό, οι Hall et Bonham-Carter (1988) κατέληξαν ότι η μέθοδος με το μικρότερο όριο ανάλυσης είναι αυτή της φασματοφωτομετρίας ατομικής απορρόφησης με χρήση ηλεκτρικά θερμαινόμενου κλίβανου (GF-AAS) η οποία έχει όριο ανίχνευσης τα 0,1 ppb Au σε υδατικό διάλυμα. Ταυτόχρονα η πιο ευρέως διαδεδομένη μέθοδος για την απομόνωση του χρυσού σύμφωνα με τους ίδιους είναι αυτή της πυρομεταλλουργίας με μόλυβδο (pb-FA) με την προϋπόθεση ότι υπάρχει ικανή ποσότητα δείγματος (τουλάχιστον 30 g). Μάλιστα η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται χωρίς απαραίτητα να υπάρχει μέθοδος προεπεξεργασίας όπως είναι η κυάνωση.

3.2 ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΜΕΘΟΔΩΝ

Παρακάτω θα περιγραφούν οι αρχές λειτουργίας των μεθόδων που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και ο στόχος της κάθε μεθόδου κατά της εφαρμογή της στην παρούσα μεθοδολογία όπως περιγράφηκε στην παράγραφο 3.1. Οι μέθοδοι παρουσιάζονται με την σειρά με την οποία συναντώνται στην μεθοδολογία.

3.2.1 Τεχνική εντοπισμού θέσης δείγματος (GPS)

Κατά την φάση της δειγματοληψίας, ήταν απαραίτητος ο προσδιορισμός της ακριβούς θέσης κάθε δείγματος. Με τον τρόπο αυτό δίνεται η δυνατότητα στον ερευνητή να επαναλάβει την δειγματοληψία με ακρίβεια αλλά και να αποκτήσει καλύτερη εμποπτεία της περιοχής, καθώς τα σημεία δειγματοληψίας μπορούν να αναπαρασταθούν σε χάρτη ευκολότερα.

Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε το σύστημα GPS (Global Positioning System). Το GPS είναι, ένα σύστημα πλοήγησης και εντοπισμού θέσης, που βασίζεται σε σήματα που εκπέμπονται από ένα δίκτυο δορυφόρων που βρίσκονται σε τροχιά γύρω από τη γη. Τα σήματα που μεταδίδονται από κάθε δορυφόρο περιλαμβάνουν πληροφορίες για την ακριβή ώρα και τη θέση του. Υπάρχουν 27 τέτοιοι δορυφόροι σε τροχιά γύρω από την γη, ενώ κάθε φορά απαιτείται η ταυτόχρονη χρήση 3 εξ' αυτών. Η λήψη των σημάτων αυτών γίνεται από κατάλληλες συσκευές (δέκτες GPS) που η βασική τους λειτουργία είναι να υπολογίζουν τις

αποστάσεις από τους δορυφόρους βάση της χρονικής διαφοράς λήψης του σήματος από τον κάθε ένα, να προσδιορίζουν την θέση τους βάση τριγωνισμού και να την εμφανίζουν εκφρασμένη σε συντεταγμένες (γεωγραφικές λ, φ ή επίπεδες χ, ψ) ενός Συστήματος Αναφοράς.

Κατά την διάρκεια της συγκεκριμένης εργασίας χρησιμοποιήθηκε η συσκευή MobileMapper της εταιρείας Thales. Η συσκευή συλλέγει τα δεδομένα των δορυφόρων, και τα εφράζει σε συντεταγμένες x,y του Συστήματος Αναφοράς ΕΓΣΑ 87. Στο σύστημα αυτό, οι συντεταγμένες x,y είναι εκπεφρασμένες σε μέτρα.

3.2.2 Φασματομετρία ακτίνων x φθορισμού(XRF)

Η μέθοδος χρησιμοποιήθηκε για την ανάλυση των δειγμάτων με σκοπό τον προσδιορισμό της χημικής τους σύστασης. Η γνώση αυτή είναι απαραίτητη για τα επόμενα βήματα της μεθοδολογίας, καθώς η χημική σύσταση καθορίζει το είδος και την ποσότητα των συντηκτικών που χρησιμοποιούνται στις πυρομεταλλουργικές διεργασίες. Ταυτόχρονα η χημική σύσταση κάθε δείγματος μας παρέχει ενδείξεις σχετικά με το ίδιο το δείγμα και την προέλευσή του. Κατά την ανάλυση αυτή, λόγω της διακριτικής ικανότητας του οργάνου που δεν υπερβαίνει τα 200 ppm δεν αναμενόταν ο προσδιορισμός χρυσού, αλλά η γενικότερη χημική σύσταση του δείγματος

Γενικά η μέθοδος XRF βασίζεται στην μέτρηση της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από ένα άτομο ενός στοιχείου όταν αυτό βομβαρδίζεται με ακτινοβολία. Η μέθοδος χρησιμοποιείται ευρέως διότι έχει σημαντικά πλεονεκτήματα, όπως:

- Μικρή σχετικά προετοιμασία των δειγμάτων, υγρών και στερεών

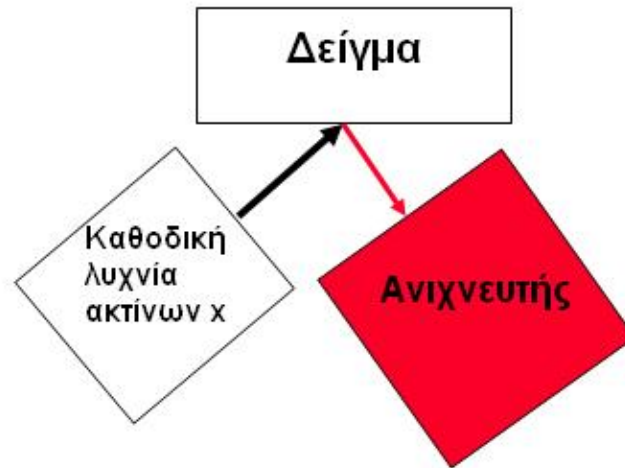
- Είναι μη καταστροφική

- Παρέχει ακριβή και γρήγορα αποτελέσματα για συγκεντρώσεις από μερικά ppm έως και 100% του δείγματος.

- Μπορεί να εξετάσει μεγάλο εύρος στοιχείων (από το Be μέχρι το U).

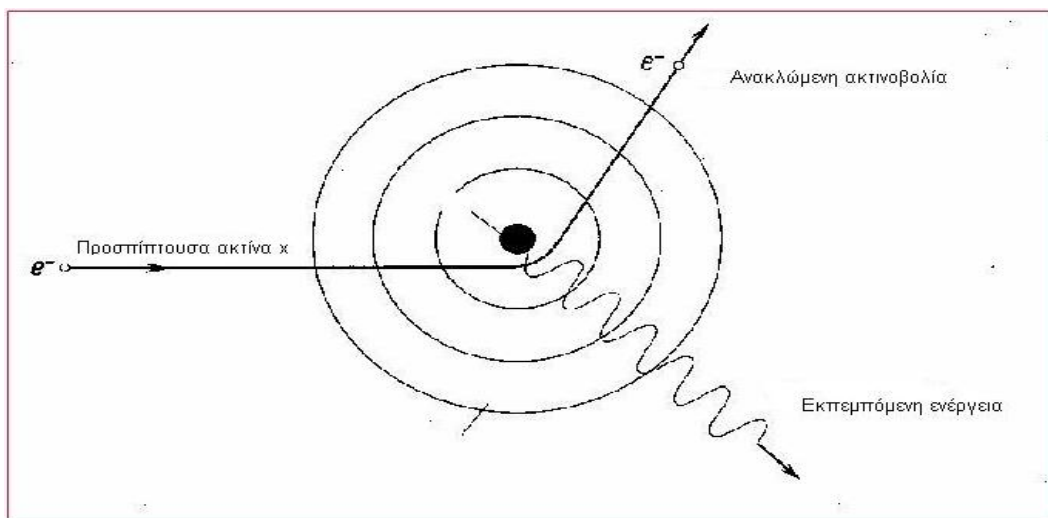
- Η ανάλυση που παρέχεται είναι ποιοτική αλλά και ποσοτική.

Υπάρχουν δύο κύρια είδη αναλυτών XRF τα οποία διαφέρουν ως προς την διάταξη του ανιχνευτή ακτινοβολίας, το WDX-XRF (ανάλυση με διαχωρισμό του μήκους κύματος της ακτινοβολίας - wavelength dispersive spectrometry) και το EDX-XRF (ανάλυση με διαχωρισμό της ενέργειας της ακτινοβολίας – energy dispersive spectrometry) το οποίο και χρησιμοποιήθηκε για την συγκεκριμένη ανάλυση.



Σχήμα 3-1: Χαρακτηριστική διάταξη XRF.

Στο Σχήμα 3-1 βλέπουμε την χαρακτηριστική διάταξη ανιχνευτή, καθοδικού σωλήνα και δείγματος που συναντάται στους ανιχνευτές ED-XRF, ενώ στο παρακάτω Σχήμα 3-2 φαίνεται ο τρόπος με τον οποίο προκαλείται η εκπομπή ακτινοβολίας από τα άτομα κάθε στοιχείου.



Σχήμα 3-2: Αρχή λειτουργίας της τεχνικής XRF.

Η προσπίπτουσα ακτίνα x μεταφέρει συγκεκριμένη ενέργεια στο άτομο της ουσίας το οποίο με την σειρά του αποβάλλει την «επιπλέον» ενέργεια εκπέμποντας ένα φωτόνιο. Η ενέργεια του φωτονίου είναι χαρακτηριστική κάθε στοιχείου. Έτσι ο ανιχνευτής του οργάνου λαμβάνοντας σήμα για κάθε φωτόνιο που δέχεται παρουσιάζει μία καμπύλη στην οποία φαίνεται η ενεργειακή στάθμη κάθε «σήματος» και ο αριθμός των σημάτων που δέχτηκε κατά την ανάλυση.

Με αυτόν τον τρόπο είναι εφικτή ταυτόχρονα η διακριτοποίηση των χημικών

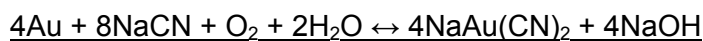
στοιχείων κάθε δείγματος αλλά και η ποσοτικοποίηση αυτών ανάλογα με το ύψος της κάθε κορυφής στην καμπύλη του δείγματος.

3.2.3 Κυάνωση

Σκοπός της κυάνωσης στα δείγματα στα οποία χρησιμοποιείται είναι η συγκέντρωση του ανακτώμενου χρυσού. Αυτό επιτυγχάνεται με την δημιουργία πολφού με το εκάστοτε δείγμα, στον οποίο προστίθεται ενεργός άνθρακας ως προσροφητικό μέσο και κυανιούχο νάτριο (NaCN) το οποίο έχει την ιδιότητα να συμπλοκοποιείται με τον ελεύθερο χρυσό. Το αποτέλεσμα είναι ο χρυσός να κυκλοφορεί αποδεσμευμένος στο διάλυμα (κυοφορούν διάλυμα) και να προσροφάται από τον άνθρακα.

Πρακτικά το δείγμα πριν την κυάνωση πρέπει να είναι ξηρό και λειοτριβμένο με μέγεθος κόκκου μικρότερο από 850 μm τουλάχιστον. για να μπορεί μετά το πέρας της διεργασίας να διαχωριστεί ο άνθρακας από το απεμπλουτισμένο δείγμα (απόρριμμα).

Η κυάνωση θεωρείται πως ακολουθεί την στοιχειομετρία της παρακάτω αντίδρασης, η οποία συχνά αποκαλείται και εξίσωση του Elsner αν και δεν έχει δημοσιευθεί από αυτόν:



Η απαιτούμενη ποσότητα κυανίου που προκύπτει από την στοιχειομετρία της παραπάνω αντίδρασης για την εκχύλιση του χρυσού είναι πολύ μικρή, παρόλα αυτά όμως συνήθως απαιτούνται μεγαλύτερες ποσότητες εξαιτίας μηχανικών απωλειών ή της παρουσίας συμπλόκων κυανίου με βασικά μέταλλα, όπως είναι ο χαλκός και ο ψευδάργυρος σύμφωνα με την αντίδραση:



Στην πράξη ο μηχανισμός της κυάνωσης είναι πιο πολύπλοκος και περιλαμβάνει τις παρακάτω φυσικοχημικές διεργασίες όπως φαίνεται στο Σχήμα 3-3 (Γιαννόπουλος, 1990):

- Προσρόφηση οξυγόνου στο διάλυμα εκχύλισης.
- Μεταφορά των διαλυμένων ιόντων κυανίου και οξυγόνου στην διεπιφάνεια υγρού-στερεού.
- Προσρόφηση των αντιδρώντων στην επιφάνεια των στερεών.
- Ηλεκτροχημική αντίδραση.

- Εκρόφηση των διαλυτών συμπλόκων χρυσού-κυανίου και άλλων προϊόντων της αντίδρασης από την επιφάνεια του στερεού.

- Μεταφορά των εκροφημένων προϊόντων στον πολφό της εκχύλισης.

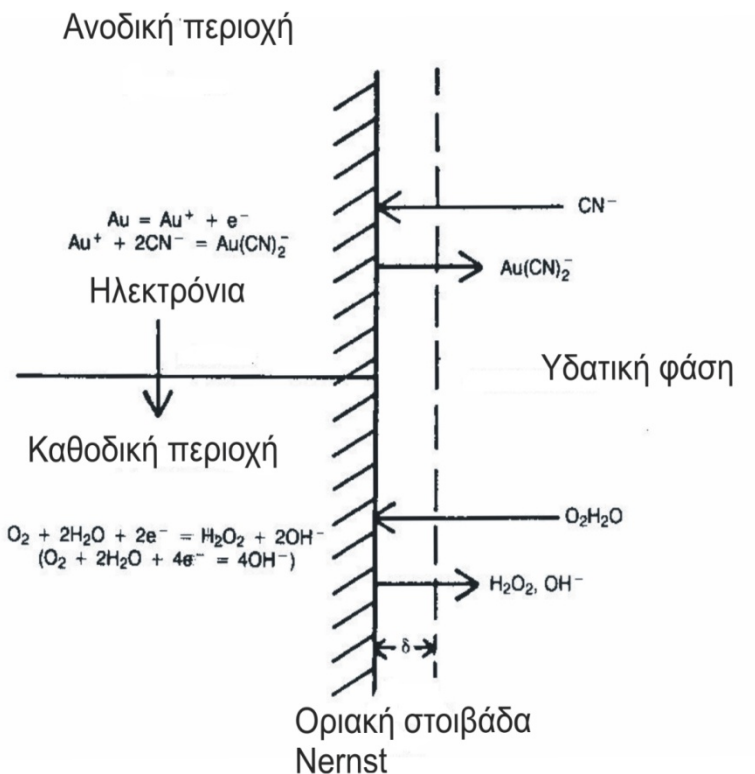
Η διαδικασία της κυάνωσης επηρεάζεται από ένα πλήθος παραγόντων οι σημαντικότεροι από τους οποίους είναι το οξυγόνο, το pH, η συγκέντρωση του κυανίου και οι προστιθέμενες αλκαλικές ουσίες.

Αναλυτικότερα:

Οξυγόνο: Σε εκχυλίσεις χρυσού με κυάνιο σε ατμοσφαιρική πίεση, με παροχή ατμοσφαιρικού αέρα και σε πυκνότητες πολφού μέχρι 30% δεν έχουν παρατηρηθεί σημαντικές μεταβολές στους ρυθμούς εκχύλισης σε συνάρτηση με την συγκέντρωση του διαλυμένου οξυγόνου. Σε πολφούς κυάνωσης με υψηλές συγκεντρώσεις στερεών μειώνεται σημαντικά ο ρυθμός μεταφοράς μάζας του διαλυμένου οξυγόνου από τον ατμοσφαιρικό αέρα (Γιαννόπουλος, 1990).

Συγκέντρωση κυανίου: Σε χαμηλές συγκεντρώσεις ο ρυθμός εκχύλισης είναι ανάλογος της συγκέντρωσης του κυανίου. Όταν η συγκέντρωση αυτή φτάσει την τιμή 0,012M, ο ρυθμός της κυάνωσης αυξάνεται μέχρι να αποκτήσει την σχετικά σταθερή τιμή των 121,5 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$, για μια συγκέντρωση 0,0125M NaCN. Η αλλαγή στον ρυθμό κυάνωσης μπορεί να εξηγηθεί από την αλλαγή του μηχανισμού, καθώς το κυανίο συμμετέχει και στο στάδιο της προσρόφησης και στην συμπλοκοποίηση του χρυσού για να οδηγήσει τελικά στο διαλυμένο $\text{Au}(\text{CN})$ (Γιαννόπουλος, 1990)

pH: Ο ρυθμός εκχύλισης του χρυσού αυξάνει ελάχιστα μέχρι τιμές pH γύρω στο 12 στη συνέχεια επέρχεται μια απότομη μείωση στο ρυθμό εκχύλισης, που οφείλεται πιθανώς σε αλλαγή του μηχανισμού της διαδικασίας. Οι συνήθεις κυανιώσεις πραγματοποιούνται σε τιμές pH ανάμεσα 10 και 12, όπου έχει παρατηρηθεί μια μέση τιμή του ρυθμού εκχύλισης του χρυσού 120 $\mu\text{mol/m}^2\text{s}^{-1}$ (Γιαννόπουλος, 1990).



Σχήμα 3-3: Μηχανισμός Κυάνωσης (Γιαννόπουλος 1990)

3.2.3.1 Προσθήκη αλκαλικών ουσιών

Κατά την διαδικασία της κυάνωσης γίνεται προσθήκη αλκαλικών ουσιών.

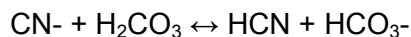
Σκοπός της παρουσίας τους είναι η πραγματοποίηση των παρακάτω στόχων:

Ρύθμιση του pH σε επιθυμητά επίπεδα

Αποφυγή απώλειας κυανίου λόγω υδρόλυσης σύμφωνα με την αντίδραση:



Αποφυγή απώλειας κυανίου λόγω δράσης του CO_2 του αέρα σύμφωνα με την αντίδραση:



Διάσπαση των διτανθρακικών ριζών του παρεχόμενου κατά την κυάνωση νερού

Εξουδετέρωση όξινων αλάτων

Διευκόλυνση της καθίζησης των λεπτομερών τεμαχιδίων του μεταλλεύματος έτσι ώστε να γίνεται ευκολότερα ο διαχωρισμός του διαλύματος από τον πολφό της κυάνωσης.

Αν και η χρήση των αλκαλικών ουσιών είναι συνήθης στην κυάνωση, πολλοί ερευνητές έχουν εκφράσει την γνώμη ότι βάσεις όπως το NaOH και το Ca(OH)_2 καθυστερούν την διάλυση του χρυσού στα κυανιούχα διαλύματα.

3.2.3.2 Προσρόφηση

Το γεγονός ότι ο ενεργός άνθρακας έχει την ικανότητα να προσροφά πολύτιμα μέταλλα από τα διαλύματα τους είχε δημοσιευθεί από τον Lazowski το 1847. Αρχικά χρησιμοποιήθηκε ξυλάνθρακας σε κάποια μεταλλουργική διαδικασία με σκοπό την εξαγωγή χρυσού μετά από χλωρίωση. Συγκεκριμένα ο χρυσός διαλυτοποιούταν με αέριο χλώριο και στη συνέχεια φιλτράρονταν διαμέσου ξυλάνθρακα. Η χρήση του ενεργού άνθρακα για την προσρόφηση του διαλυτοποιημένου χρυσού χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά από τον Johnston το 1897, αφού βρέθηκε ότι η διαδικασία της ενεργοποίησης του άνθρακα με θερμική επεξεργασία δίνει πολύ ικανοποιητικά αποτελέσματα στην ικανότητα προσρόφησης.

Το 1934, στο πανεπιστήμιο της Αριζόνα, ο Charman ήταν ο πρώτος που χρησιμοποίησε τον άνθρακα κατευθείαν μέσα στον πολφό εκχύλισης, σαν πρώτο στάδιο για την ανάπτυξη της διαδικασίας CIP “carbon in pulp”. Το 1973 ένα πιλοτικό πρόγραμμα με δυναμικότητα λειτουργίας πάνω από 2000 τόνους την ημέρα άλλαξε ριζικά την εικόνα της διαδικασίας CIP από μια μικρής κλίμακας πειραματική διαδικασία σε μια βιώσιμη υψηλής δυναμικότητας διαδικασία. Η διαδικασία CIP γενικά χρησιμοποιείται σε κοιτάσματα χαμηλής περιεκτικότητας, αν και μπορεί επίσης να εφαρμοσθεί σε εμπλουτισμένα συμπυκνώματα. Δημιουργείται πολφός στον οποίο προστίθεται το λειοτριβημένο μέταλλευμα καθώς και υδροξείδιο του ασβεστίου, κυανιούχο νάτριο ή κάλιο για την εκχύλιση του χρυσού, η οποία πραγματοποιείται σε διάφορα στάδια. Μετά το στάδιο της εκχύλισης, ο πολφός οδηγείται στο στάδιο της προσρόφησης. Κατά το στάδιο αυτό προστίθεται και ο χονδρόκοκκος σε σχέση με την κοκκομετρία του μεταλλεύματος ενεργός άνθρακας για την προσρόφηση σε αυτόν του εκχυλισθέντος χρυσού. Στη συνέχεια πραγματοποιείται διαχωρισμός του χονδρόκοκκου άνθρακα από τον πολφό, ο οποίος ο οδηγείται σε ειδικές συσκευές όπου χρησιμοποιείται ένα ζεστό διάλυμα από NaCN και NaOH με σκοπό την εκχύλιση των ευγενών μετάλλων που περιέχει. Τέλος ο άνθρακας, αφού έχει απαλλαγεί από το φορτίο των πολύτιμων μετάλλων που περιείχε, αναγεννάται σε ειδικούς κλιβάνους, ενεργοποιείται ξανά οπότε και επαναχρησιμοποιείται.

Η διαδικασία CIP αντιπροσωπεύει την πιο πρόσφατη αποδεδειγμένη τεχνολογία για την ανάκτηση χρυσού που χρησιμοποιήθηκε σε αρκετά μεγάλη κλίμακα, αν και τα τελευταία χρόνια εμφανίζονται αντιδράσεις για την εμφάνιση περιβαλλοντικών προβλημάτων από την χρήση του κυανίου (Παντελάκη, 2001).

3.2.4 Πυρομεταλλουργικές Διεργασίες

Στην παρούσα μεθοδολογία εφαρμόστηκαν δύο διαφορετικές πυρομεταλλουργικές διεργασίες. Και στις δύο σκοπός ήταν η αφαίρεση όσο το

δυνατόν περισσότερων χημικών στοιχείων από το δείγμα ώστε τελικά να παραμείνει ο πιθανώς περιεχόμενος χρυσός.

Στο πρώτο στάδιο εφαρμόζεται η διεργασία της αναγωγικής τήξης κατά την οποία απομακρύνονται όλα τα στοιχεία πλην των ευγενών μετάλλων και του μολύβδου. Ο διαχωρισμός γίνεται λόγω βαρύτητας στο τήγμα, ενώ το βαρύτερο τμήμα σχηματίζει μια μεταλλική «χελώνα» αποτελούμενη κυρίως από μόλυβδο. Στην συνέχεια εφαρμόζεται οξειδωση κατά την οποία απομακρύνεται και ο μόλυβδος αφήνοντας μια «χάντρα» αποτελούμενη από τα ευγενή μέταλλα.

3.2.4.1 Αναγωγική Τήξη

Η αναγωγική τήξη είναι η κατεργασία που χρησιμοποιείται για να εξαχθούν τα μέταλλα από τα οξείδια τους και τις άλλες ενώσεις τους. Το μετάλλευμα ανάγεται και τήκεται μέσα σε κατάλληλη συσκευή, όπου και διαχωρίζεται η μεταλλική φάση που προκύπτει από την σκωρία που επιπλέει πάνω της.

Ως μέσα αναγωγής χρησιμοποιούνται κυρίως ο στερεός άνθρακας (C) και το μονοξείδιο του άνθρακα (CO), αλλά μερικές φορές γίνεται χρήση ορισμένων μετάλλων (όπως Al, Mg, Fe) ή αμέταλλων (όπως Si, P, S, H₂), ή σύμπλοκα όπως το κυάνιο (CN).

Η αναγωγική τήξη ανάλογα με το πόσο έντονες είναι οι αναγωγικές συνθήκες χωρίζεται σε:

Ελαφρώς αναγωγική τήξη, με θερμοκρασίες περίπου 300 °C, χαμηλή περιεκτικότητα CO στα καυσαέρια (10-20%) και υψηλή περιεκτικότητα του FeO στη σκωρία (30-40%)

Μετρίως αναγωγική τήξη, με θερμοκρασίες 300 – 350 °C, περιεκτικότητα CO στα καυσαέρια (15-25%) και περιεκτικότητα του FeO στη σκωρία (10 - 20%)

Λίαν αναγωγική τήξη σε θερμοκρασία μεταξύ 700 – 900 °C, μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε καυσαέρια (20-35%), και μικρότερη περιεκτικότητα FeO στην σκωρία (1-2%)

Έντονα αναγωγική τήξη, κατά την οποία η θερμοκρασία είναι ακόμα υψηλότερη, τα καυσαέρια αποτελούνται σχεδόν αποκλειστικά από CO, ενώ στην σκωρία υπάρχουν μόνο ίχνη FeO.

Στην συγκεκριμένη περίπτωση η τήξη έγινε σε θερμοκρασία 950 °C δηλαδή ήταν έντονα αναγωγική ενώ για την πλήρη τήξη όλων των συστατικών τα ειδικά δοχεία με τα δείγματα παρέμεναν σε αυτή την θερμοκρασία για περισσότερο από μία ώρα.

Για κάθε δείγμα απαιτούνταν διάφορα προσθετικά (συλλιπάσματα) το καθένα από τα οποία έχει διαφορετικό σκοπό, όπως αναλύεται παρακάτω:

Ανθρακικό Νάτριο (Na_2CO_3), με αποκλειστικό σκοπό την ρύθμιση της ευτηκτότητας της σκωρίας, σε βάρος ίσο με το δείγμα του μεταλλεύματος.

Λιθάργυρος (PbO), με σκοπό την αύξηση της ρευστότητας της σκωρίας αλλά και την δημιουργία της απαραίτητης μεταλλικής φάσης (χελώνα).

Ανθρακικό Ασβέστιο (Ca_2CO_3), για την εξουδετέρωση του βασικού οξειδίου του αργιλίου που τυχόν περιέχει το μέταλλευμα.

Διοξείδιο του Πυριτίου (SiO_2), για την εξουδετέρωση των όξινων οξειδίων που περιέχει τόσο το μέταλλευμα όσο και τα προσθετικά.

Βόρακας ($\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), σε αναλογία ίση με το ένα τρίτο του απαιτούμενου διοξειδίου του πυριτίου με σκοπό την αύξηση της ευτηκτότητας.

Αλεύρι (μαγειρικό), σαν αναγωγικό μέσο, απαραίτητο για την δημιουργία μεταλλικής φάσης στα δείγματα που δεν περιείχαν άνθρακα.

Χράμα Αργύρου, αποτελούμενο από 10% w/w, νιτρικό άργυρο (AgNO_3) σε ανθρακικό νάτριο (Na_2CO_3). Ο άργυρος είναι απαραίτητος ώστε να δημιουργηθεί ικανοποιητική σε ποσότητα μεταλλική φάση ευγενών μετάλλων χρυσού και αργύρου (χάντρα), μετά την οξείδωση του περιεχομένου στην «χελώνα» μολύβδου.

Νιτρικό Κάλιο (KNO_3), σαν οξειδωτικό μέσο, το οποίο προστέθηκε μόνο στα δείγματα του ενεργού άνθρακα, λόγω του ότι ο άνθρακας είναι έντονα αναγωγικός.

3.2.4.2 Οξείδωση μολύβδου

Μετά την αναγωγική τήξη το προϊόν από κάθε δείγμα είναι μια μεταλλική «χελώνα» με υψηλότατο ποσοστό μολύβδου που προστέθηκε σε αυτήν με σκοπό το βαρυτικό διαχωρισμό της μεταλλικής φάσης.

Για να είναι εφικτός ο υπολογισμός της περιεκτικότητας του δείγματος σε χρυσό απαιτείται η απομάκρυνση του μολύβδου. Αυτό επιτυγχάνεται μέσω οξείδωσης στους 950 °C, όπως και η αναγωγική τήξη. Τα κύπελλα στα οποία τοποθετούνται οι «χελώνες» είναι κατασκευασμένα από προσροφητικό υλικό με αποτέλεσμα ο μολύβδος είτε να ρευστοποιείται και να απορροφάται από αυτά είτε να ατμοποιείται και να διαφεύγει στην ατμόσφαιρα.

Τελικά, στα δοχεία απομένει μετά το πέρας της διαδικασίας μια μικρή μεταλλική «χάντρα» αποτελούμενη από τον άργυρο που προστέθηκε κατά την αναγωγική τήξη και τον χρυσό που πιθανώς περιέχεται στο αρχικό δείγμα.

3.2.5 Διαλυτοποίηση δειγμάτων

Όπως προαναφέρθηκε οι τελικές μετρήσεις για την περιεκτικότητα κάθε δείγματος σε χρυσό έγιναν με την μέθοδο της φασματοφωτομετρίας ατομικής απορρόφησης. Για την μέθοδο αυτή απαιτείται το δείγμα να είναι σε υγρή μορφή και

όσο το δυνατόν καθαρότερο το μετρήσιμο στοιχείο.

Για τον σκοπό αυτό η μεταλλική «χάντρα» που είχε προκύψει από κάθε δείγμα έπρεπε να διαλυτοποιηθεί και να απομακρυνθεί ο άργυρος που υπήρχε σε αυτή. Η διαλυτοποίηση αυτή πραγματοποιήθηκε με χρήση πυκνού νιτρικού οξέως. Αναλυτικότερα, η κάθε χάντρα τοποθετήθηκε σε ογκομετρική φιάλη των 5ml στην οποία προστέθηκαν 0,4 ml νιτρικού οξέως (50%). Οι ογκομετρικές φιάλες τοποθετήθηκαν σε υδατόλουτρο στους 100 °C. Σε χρονικό διάστημα, το οποίο εξαρτάται από την περιεκτικότητα των χαντρών σε χρυσό και μπορεί να κυμαίνεται από 10 min έως και αρκετές ώρες, η χάντρα οξειδώνεται και αρχίζει και διαλύεται έως ότου διαλυτοποιηθεί πλήρως. Στην συνέχεια οι ογκομετρικές φιάλες απομακρύνονται από το υδατόλουτρο, και προστίθενται σε αυτές 0,6 ml υδροχλωρικού οξέος (37%). Το υδροχλωρικό οξύ επιτυγχάνει την συμπλοκοποίηση του χρυσού και του αργύρου, και προκαλεί την δημιουργία λευκού ιζήματος στον πυθμένα της ογκομετρικής φιάλης. Στην συνέχεια με την χρήση διηθητικού χαρτιού ώστε να απομακρυνθεί το ίζημα, το διάλυμα μεταφέρεται σε νέα δοχεία μέχρι να μετρηθεί.

3.2.6 Φασματοφωτομετρία Ατομικής Απορρόφησης

Η φασματοφωτομετρία ατομικής απορρόφησης (ΦΑΑ) βασίζεται στη μέτρηση της απορρόφησης ακτινοβολίας χαρακτηριστικού μήκους κύματος από ελεύθερα ουδέτερα άτομα ενός στοιχείου που βρίσκονται στη θεμελιώδη κατάσταση. Η ατομοποίηση του προσδιοριζόμενου στοιχείου γίνεται είτε με φλόγα (οπότε έχουμε την φλογοφασματοφωτομετρία ατομικής απορρόφησης, ΦΦΑΑ), είτε με ηλεκτρικά θερμαινόμενο κλίβανο (οπότε έχουμε την άφλογη φασματοφωτομετρία ατομικής απορρόφησης, ΑΦΑΑ). Η διέγερση των ατόμων γίνεται με απορρόφηση ακτινοβολίας, η οποία παράγεται από μία εξωτερική πηγή και διαβιβάζεται μέσα από το νέφος των ατόμων. Η ενέργεια που παρέχεται αντιστοιχεί σε αυτή που απαιτείται για μία ηλεκτρονική μετάπτωση από την θεμελιώδη κατάσταση σε μία διεγερμένη κατάσταση. Η θερμοκρασία της φλόγας πρέπει να διατηρείται κατά το δυνατό χαμηλή σε τέτοιο επίπεδο, ώστε η ενέργεια της φλόγας να επαρκεί για την ατομοποίηση του προσδιοριζόμενου στοιχείου. Στην ΦΑΑ ενδιαφέρει ο αριθμός των ατόμων στη θεμελιώδη κατάσταση, ο οποίος αντιπροσωπεύει την πλειονότητα των ατόμων μέσα στη φλόγα. Στην τεχνική αυτή ισχύει ο νόμος του Beer:

$$A = \log(P_0/P) = 0.434 k \nu L = \lambda_1 N_0 L = \lambda_2 C$$

Όπου A= Απορρόφηση , P_0 = η ισχύς της ακτινοβολίας που προσπίπτει στο νέφος των ατόμων, P = η ισχύς της εξερχόμενης ακτινοβολίας, μετά την δίοδο από το

νέφος, k_n = συντελεστής ατομικής απορρόφησης, ο οποίος είναι ανάλογος προς τον αριθμό των ατόμων που απορροφούν την ακτινοβολία συχνότητας ν , άρα και της συγκέντρωσης του διαλύματος, λ_1, λ_2 = σταθερές αναλογίας που σχετίζονται με τον συντελεστή ατομικής απορρόφησης και εξαρτώνται από τις πειραματικές συνθήκες, L = το μήκος της διαδρομής που διανύθηκε μέσα στο νέφος των ατόμων, N_0 = ο αριθμός των ατόμων που βρίσκονται στη θεμελιώδη κατάσταση ανά μονάδα όγκου του νέφους, C = η συγκέντρωση του προσδιοριζόμενου στοιχείου στο εισαγόμενο διάλυμα.

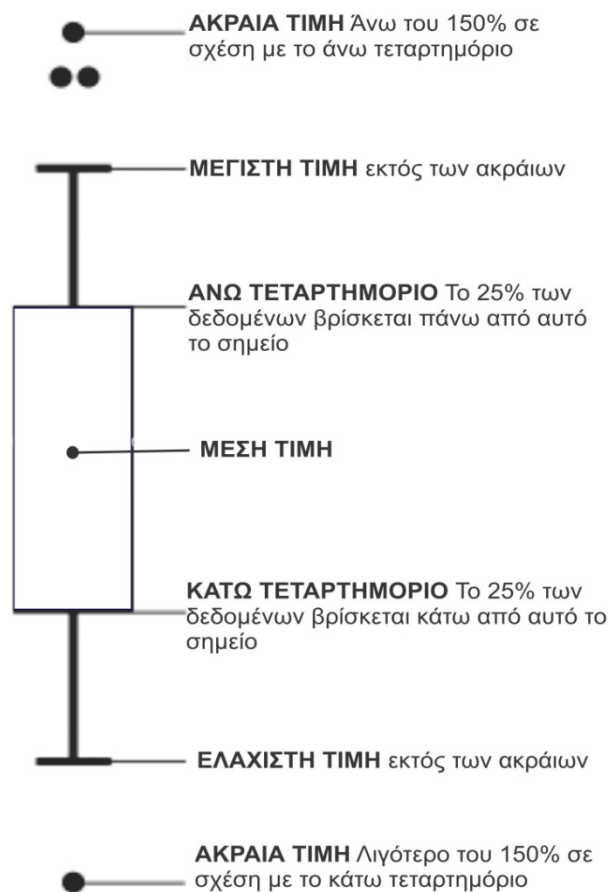
Επειδή τελικά ισχύει ότι $A = f(C) = \lambda C$ η χρήση της εξίσωσης στην ανάλυση γίνεται με την βοήθεια πρότυπης καμπύλης αναφοράς.

Στην συγκεκριμένη μεθοδολογία για την πρότυπη καμπύλη αναφοράς παράχθηκαν δείγματα περιεκτικότητας 50, 100 και 200 ppb χρυσού, από αρχικό διάλυμα περιεκτικότητας 500ppm.

Όλες οι μετρήσεις έγιναν με ηλεκτρικά θερμαινόμενο κλίβανο (GF-AAS) στο φασματοφωτόμετρο ατομικής απορρόφησης, του εργαστηρίου Ανόργανης Γεωχημείας, Οργανικής Γεωχημείας και Οργανικής Πετρογραφίας του τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης, το οποίο είναι τύπου Analyst 100 της εταιρίας Perkin Elmer.

3.2.7 Απεικόνιση αποτελεσμάτων

Για την απεικόνιση των αποτελεσμάτων χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό Matlab, το οποίο παρέχει την δυνατότητα σχεδιασμού διαγραμμάτων τύπου «boxplot». Τα διαγράμματα αυτά παρέχουν μια συνοπτική στατιστική απεικόνιση των αποτελεσμάτων, ενώ ταυτόχρονα δίνουν την δυνατότητα να κατανεμηθούν τα δείγματα σε ομάδες που ορίζονται από τον χρήστη. Για να γίνει αυτό, απαιτείται η εισαγωγή μιας ακόμα μεταβλητής για κάθε δείγμα. Έτσι στην συγκεκριμένη περίπτωση εκτός των μεταβλητών «όνομα δείγματος» και «περιεκτικότητα σε χρυσό» εισήχθη και η μεταβλητή «λιθολογία» ή «γεωλογικός σχηματισμός». Στο σχήμα 3-4 φαίνεται ο τρόπος που το διάγραμμα «boxplot» παρουσιάζει κάθε ομάδα δειγμάτων, καθώς και επεξηγούνται τα σύμβολα πάνω σε αυτό.

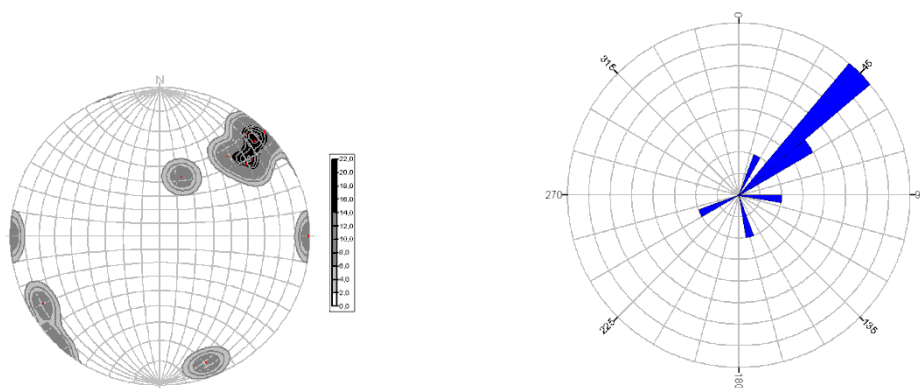


Σχήμα 3-4: Επεξήγηση διαγράμματος τύπου «boxplot» (www.flowingdata.com)

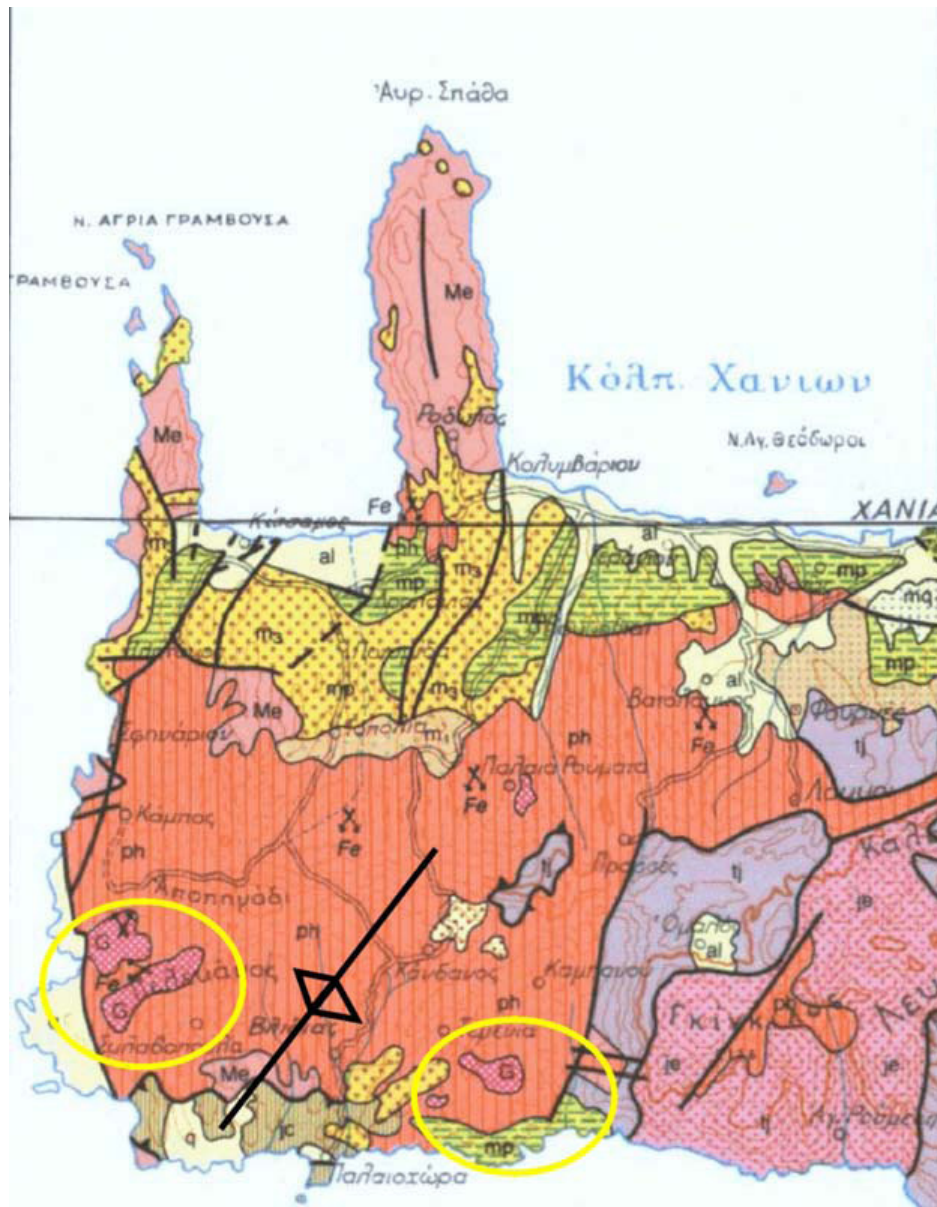
3.3 ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ

Όπως προαναφέρθηκε ενώ στο παρελθόν η συνηθέστερη πρακτική για την έρευνα εντοπισμού χρυσού, ήταν η δειγματοληψία σε υδάτινα ρεύματα με την χρήση κόσκινου, σήμερα, η ανεύρεση νέων κοιτασμάτων χρυσού γίνεται όλο και πιο δύσκολη. Έτσι η έρευνα εντοπισμού βασίζεται όλο και περισσότερο στην κατανόηση των γεωλογικών παραμέτρων και στην χρήση εξειδικευμένων τεχνικών που απαιτούν την γνώση της ιζηματολογικής και τεκτονικής εξέλιξης της περιοχής μελέτης. Έτσι η παράλληλη μελέτη των μητρικών πετρωμάτων της περιοχής ταυτόχρονα με την μελέτη των ιζημάτων είναι απαραίτητη για την πλήρη κατανόηση της μεταλοφορίας (Mc Donald 2007).

Για την κατανόηση των κύριων γεωλογικών διεργασιών λήφθηκαν υπόψιν όλοι οι σημαντικοί γεωλογικοί παράμετροι που αφορούν τα Προνεογενή και Νεογενή πετρώματα της περιοχής έρευνας, όπως αυτοί περιγράφηκαν αναλυτικά στο Κεφάλαιο 2. Επιπρόσθετα αυτών σύμφωνα με τους Manutsoglu et al (1999) στην περιοχή του Ομαλού υπάρχει μια μεγαλοδομή εντός της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστολίθων που υποβυθίζεται προς τα ΒΑ. Η διεύθυνση αυτής της μεγαλοδομής επαναλαμβάνεται στην ευρύτερη περιοχή: α) μικρότερες σε μέγεθος πτυχές έχουν την ίδια διεύθυνση (Σχήμα 3-5), β) εκτετέρωθεν αυτής της διεύθυνσης εμφανίζονται οι μεγάλες μάζες από γύψους και ανυδρίτες, γ) καθώς επίσης τα όρια της λεκάνης του Νεογενούς ορίζονται από ρήγματα της ίδια διεύθυνσης (εικόνα 3-1).

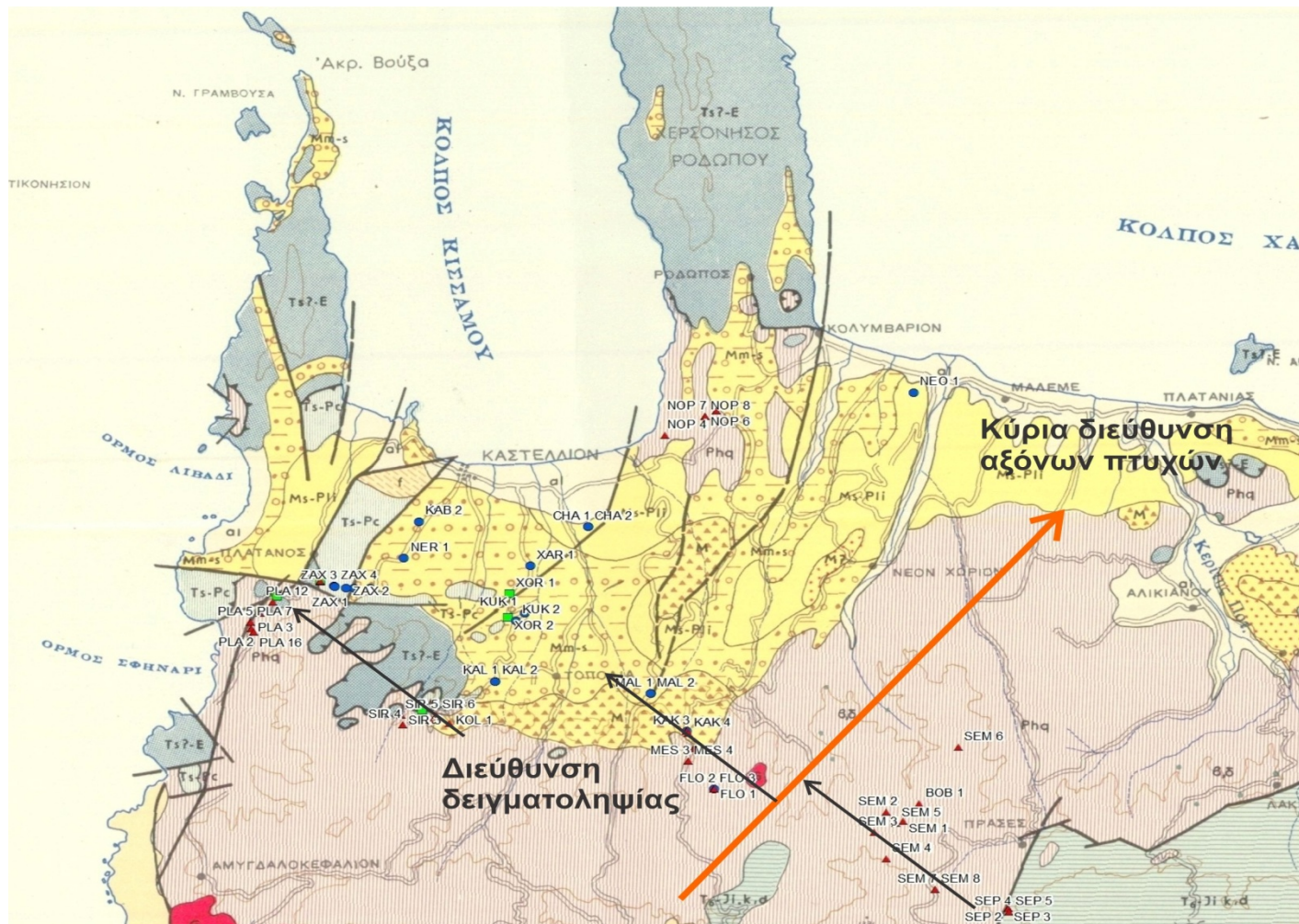


Σχήμα 3-5: Απεικονίσεις κατανομής αξόνων πτυχών στην πτυχωμένους χαλαζίτες του Φυλλιτικού Καλύμματος στην περιοχή του Ομαλού



Εικόνα 3-1: Απόσπασμα από τον γεωλογικό χάρτη της Ελλάδας του ΙΓΜΕ κλίμακας 1:500.000 με τις θέσεις εμφάνισης των γύψων εντός του Φυλλιτικού Καλύμματος, τις κύριες διευθύνσεις ρηγματίων καθώς επίσης και τα όρια της Νεογενούς λεκάνης.

Λαμβάνοντας υπόψιν όλα τα ανωτέρω η δειγματοληψία δεν έγινε με χρήση καννάβου ίσων αποστάσεων, αλλά πάρθηκαν δείγματα κάθετα στην κύρια τεκτονική διεύθυνση (εικόνα 3-2) που επικρατεί στους Προνεογενείς σχηματισμούς της περιοχής. Ο όγκος κάθε δείγματος κατά την δειγματοληψία συνήθως προκύπτει από τον νόμο του Gy. Στην περίπτωση όμως του χρυσού, αυτό είναι τεχνικά αδύνατο καθώς λόγω της πολύ μικρής αναμενόμενης περιεκτικότητας σε συνάρτηση με το πολύ υψηλό ειδικό βάρος του χρυσού. Το κάθε δείγμα θα έπρεπε να είχε όγκο αρκετών κυβικών μέτρων. Έτσι στην πράξη προτιμήθηκε η συλλογή δειγμάτων βάρους περίπου 30kg όπως προτείνεται από τον Δρυμωνίτη (2000).



Εικόνα 3-2: Απεικόνιση θέσεων και διεύθυνσης δειγματοληψίας κάθετα στην κύρια διεύθυνσης αξόνων πτυχών του μεταμορφωμένου υποβάθρου

Στην συνέχεια παρατίθεται η λεπτομερής περιγραφή όλων των δειγμάτων και της θέσης δειγματοληψίας τους. Οι συντεταγμένες που δίνονται για τις θέσεις δειγματοληψίας είναι ανηγμένες στο γεωγραφικό σύστημα ΕΓΣΑ '87, ενώ όπου ήταν δυνατό έγινε αντιστοίχιση της επιτόπιας παρατήρησης για την λιθολογία του κάθε δείγματος με την βιβλιογραφία.

3.3.1 Δείγματα Σύγκρισης

Εκτός από την δειγματοληψία εντός της περιοχής στην Δυτική Κρήτη, όπως αυτή θα περιγραφεί στην συνέχεια, για λόγους διερευνητικούς αλλά και για να υπάρχουν τιμές σύγκρισης με άλλες περιοχές, ελήφθησαν δείγματα από τα παρακάτω σημεία.

Περιοχή Ηρακλείου

Συνολικά πάρθηκαν τρία δείγματα από εμφανίσεις χαλαζιακών φλεβών μέσα σε αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους της φυλλιτικής-χαλαζιτικής σειράς. Η εμφάνιση συνολικά υπερβαίνει τα 100 μέτρα σε μήκος και τα 25 σε ύψος και βρίσκεται πάνω στην Εθνική οδό Ηρακλείου-Χανίων.

Πιο συγκεκριμένα:

Δείγμα H1. Πάρθηκε από την πρώτη και μεγαλύτερη εμφάνιση και αποτελείται από χαλαζιακές φλέβες που περιέχουν και οξείδια σιδήρου. Το ακριβές σημείο είναι το (00593499 E) και (03916553 N) ενώ το υψόμετρο είναι 144m.

Δείγμα H2. Πάρθηκε από το δεύτερο (προς το Ηράκλειο) σημείο εμφάνισης που είναι και το μικρότερο. Το συγκεκριμένο δείγμα αποτελείται από χαλαζίτη χρώματος ροζ και το ακριβές σημείο είναι το (00593543 E) και (03916566 N) με υψόμετρο 148.

Δείγμα H3. Αποτελείται από χαλαζιακές φλέβες. Το ακριβές σημείο είναι το (00593571E) και (03916575N) σε υψόμετρο 150 μέτρων.



Εικόνα 3-3: Δείγμα Η 1



Εικόνα 3-4: Δείγμα Η 3

Περιοχή Νεάπολης Λασιθίου

Τα δείγματα αυτά επίσης συλλέχθηκαν ως μέτρο σύγκρισης τιμών όπως προαναφέρθηκε, από την περιοχή της Νεάπολης Λασιθίου και είναι τα εξής:

NEP 1: Στην περιοχή Κάτω Αμυγδαλέα, από εναλλαγή φυλλιτών – χαλαζιτών στην θέση 00645198 Ε και 03897079 Ν σε υψόμετρο 564 μέτρων, δείγμα από γραφιτικό σχιστόλιθο (μετά-ανθρακίτης).

NEP 2, NEP 3, NEP 4: Στην θέση 00644930 E και 03897363 N σε υψόμετρο 608 μέτρων, συλλέχθηκαν 3 δείγματα από χαλαζιακές φλέβες.

NEP 5: Στην περιοχή Αμυγδαλέα, στην θέση 0644590 E και 03897190 N σε υψόμετρο 672 μέτρων, συλλέχθηκε δείγμα από καστανόχρωμο σχιστόλιθο με περιεχόμενες χαλαζιακές φλέβες.



Εικόνα 3-5: Δείγματα NEP 2-4

NEP 6: Στην ίδια θέση, δείγμα από χαλαζιακές φλέβες, ισοκλινώς πτυχωμένες



Εικόνα 3-6: Δείγματα NEP 5,6

3.3.2 Δείγματα από την περιοχή έρευνας

Τα δείγματα συλλέχθηκαν από την Β.Δ. Κρήτη και πιο συγκεκριμένα από την ευρύτερη περιοχή της Κισσάμου και του Πλατάνου. Ταυτόχρονα συλλέχθηκαν και κάποια δείγματα από την περιοχή κοντά στο οροπέδιο του Ομαλού. Όπως προαναφέρθηκε τα δείγματα που συλλέχθηκαν και αναλύθηκαν είναι δύο κατηγοριών, τα Νεογενή πετρώματα και τα δείγματα του προνεογενούς υποβάθρου. Ενώ τα τελευταία μπορούν να διαχωριστούν σε δείγματα μεταμορφωμένων στρωμάτων (Φυλλιτικό Κάλυμμα) και δείγματα μη μεταμορφωμένων στρωμάτων (Ζώνη της Πίνδου)

Παρακάτω περιγράφονται αναλυτικά τα σημεία δειγματοληψίας κατηγοριοποιημένα ανά είδος δείγματος.

3.3.2.1 Δείγματα Νεογενών πετρωμάτων

CHA 1: Στην είσοδο του χωριού Χαιρεθιανά συναντώνται μεγάλοι πάγκοι από διατομικές μάργες, απ' όπου και συλλέχθηκε δείγμα (Εικόνα 3-5). Η ακριβής θέση είναι η 00472472 E και 03925812 N και το υψόμετρο 141 μέτρα.

CHA 2: Στην ίδια θέση δειγματοληψίας, διακρίνεται και ένας μαργαϊκός ανοξικός ορίζοντας από τον οποίο επίσης συλλέχθηκε δείγμα (Εικόνα 3-8). Κατά τους Keupp και Bellas (2000), οι ορίζοντες αυτοί ανήκουν στο ανώτερο Τορτόνιο – κατώτερο Μεσσήνιο.



Εικόνα 3-7: Δείγμα CHA1



Εικόνα 3-8: Δείγμα CHA2

MAL1: Το σημείο βρίσκεται μετά το χωριό Μαλαθύρος, και συγκεκριμένα στις συντεταγμένες, 00474458 E και 03919705 N ενώ το υψόμετρο είναι 296 μέτρα. Στο σημείο αυτό το πάρθηκε ψαμμούχο δείγμα από το Νεογενές (Εικόνα 3-9).

MAL 2: Περίπου 150 μέτρα από το προηγούμενο σημείο παρατηρείται μια λεπτή στρώση διαγεννημένου ψαμμίτη, μέσα στο ψαμμούχο Νεογενές από το οποίο και συλλέχθηκε δείγμα (Εικόνα 3-10).



Εικόνα 3-9: Δείγμα MAL1



Εικόνα 3-10: Δείγμα MAL 2

NER 1: Ψαμμίτης που συλλέχθηκε λίγο έξω από το χωριό Μεράδα σε συντεταγμένες 00466603 E και 03924662 N σε υψόμετρο 197 μέτρα (Εικόνα 3-11). Φαίνεται να υπάρχει αντιστοιχία λιθολογικά με το μεσαίο τμήμα της αντίστοιχης τομής ΚΑ 15, των Keurr και Bellas (2000).

LOU 1: Αμέσως μετά το χωριό Λουσακιές, άλλο ένα δείγμα ψαμμίτη σε συντεταγμένες 00465525 E και 03923579 N και υψόμετρο 230 μέτρα (Εικόνα 3-12).



Εικόνα 3-11: Δείγμα NER 1



Εικόνα 3-12: Δείγμα LOU 1

NEO 1: Δείγμα από την περιοχή του Σταλού Χανίων, σε προφίλ πάνω στην Ε.Ο Χανίων – Κίσσαμου. Στο σημείο αυτό, με ακριβείς συντεταγμένες (06482836Ε) και (03930741Ν) και υψόμετρο 44 μέτρα παρατηρείται ένας μεγάλος πάγκος Νεογενούς ψαμμίτη από τον οποίο και λήφθηκε το δείγμα.

ZAX 1: Στο χωριό Ζαχαριανά στην θέση 00465000 Ε και 03923564 Ν σε υψόμετρο 245 μέτρα συναντώνται εναλλαγές χονδρόκοκκων ψαμμιτών και κροκαλοπαγών (Εικόνα 3-13).

ZAX 2: Κοντά στο προηγούμενο σημείο στην θέση 00464762 Ε και 03923568 Ν και σε υψόμετρο 255 μέτρων συναντάται άλλη μια μετάβαση από κροκαλοπαγές σε ψαμμίτη μεγάλου πάχους που εμφανίζεται κατακερματισμένος (Εικόνα 3-14).

ZAX 3: Συνεχίζοντας στην ίδια κατεύθυνση, και βγαίνοντας από το χωριό Ζαχαριανά παρατηρείται άλλη μια ενδιαφέρουσα τομή με μετάβαση από κροκαλοπαγές βάσης σε ψαμμίτη στην θέση 00464382 Ε και 03923639 Ν σε υψόμετρο 254 μέτρων (Εικόνα 3-15).

ZAX 4: Στην ίδια θέση συνυπάρχουν και μεγάλοι πάγκοι ψαμμιτών στις συντεταγμένες 00464391 Ε και 03923631 Ν (Εικόνα 3-16).



Εικόνα 3-13: Δείγμα ZAX 1



Εικόνα 3-14: Δείγμα ZAX 2



Εικόνα 3-15: Δείγμα ZAX 3



Εικόνα 3-16: Δείγμα ZAX 4

ΚΑΒ 1: Φεύγοντας από το Καστέλλι και ακολουθώντας τον δρόμο προς Λουσακιές, στην περιοχή της Καλυβιανής (Εικόνα 3-17), συναντάται ένα ερυθρόχρωμο κροκαλοπαγές, από το οποίο και συλλέχθηκε δείγμα, σε συντεταγμένες 00467525 E και 03926475 N και υψόμετρο 66 μέτρα.

KAB 2: Συλλέχθηκε από την ίδια περιοχή και είναι ένας παράκτιος ψαμμίτης σε υψόμετρο 113 μέτρα και συντεταγμένες 00467083 E και 03926013 N. Περίπου 100 μέτρα αργότερα κατευθυνόμενοι προς Λουσακίες συναντάμε μεγάλο απολίθωμα (πίνα) μέσα στον ψαμμίτη το οποίο και υποδεικνύει την στρώση (Εικόνα 3-18).



Εικόνα 3-17: Δείγμα KAB 1



Εικόνα 3-18: Δείγμα KAB 2

ΚΑΚ 1: Λίγο έξω από το χωριό Κακόπετρος συναντώνται ερυθρόχρωμα κροκαλοπαγή από μια ζώνη κατάκλασης, μεταξύ της φυλλιτικής-χαλαζιακής σειράς και των ανθρακικών. Συγκεκριμένα οι συντεταγμένες είναι 00475626 E και 03918337 N και το υψόμετρο 546 μέτρα (Εικόνα 3-37).

ΧΑΡ 1: Μετά το χωριό Χαρχαλιανά, στην θέση 00470632 E και 03924392 N, σε υψόμετρο 77 μέτρων, συναντάται μια θέση όπου διακρίνεται η μετάβαση από άμμο σε κροκαλοπαγές. Το δείγμα συλλέχθηκε από 3 διαφορετικές θέσεις και ομογενοποιήθηκε (Εικόνα 3-19). Κατά τους Keurp και Bellas (2000) η μετάβαση αυτή υποδεικνύει την σταδιακή μετάβαση σε θαλάσσιο περιβάλλον ιζηματογένεσης κατά το Μειόκαινο.



Εικόνα 3-19: Δείγμα ΧΑΡ1

ΚΥΚ 1: Στην είσοδο του χωριού Κουκουναρά, στο σημείο 00470441 E και 03922666 N σε υψόμετρο 208 μέτρα συναντάται χονδρόκοκκος ψαμμίτης, με περιεχόμενες κροκάλες από τον οποίο και συλλέχθηκε δείγμα (Εικόνα 3-20).

ΚΥΚ 2: Περνώντας το χωριό, παρατηρούνται ιλυολιθικές ακολουθίες, εντός των οποίων ξεχωρίζει ένας πάγκος αποτελούμενος από λατυπο-κροκαλοπαγή, ο οποίος είναι και πολύ συνεκτικός, από τον οποίο και συλλέχθηκε δείγμα (Εικόνα 3-21). Αξίζει να σημειωθεί ότι το δείγμα αυτό μοιάζει πολύ με το ΧΟΡ 2. Το σημείο δειγματοληψίας είναι το 00470159 E και 03922384 N σε υψόμετρο 250 μέτρων.

Και τα δύο δείγματα ΚΥΚ 1 και ΚΥΚ 2, εντάσσονται στον κατά Freudenthal (1969) σχηματισμό Κουκουναρά. Οι Keurp και Bellas όμως, παραλληλίζουν τις λιθολογίες που συναντώνται στην περιοχή με αυτές της περιοχής των Χαρχαλιανών.

Σε σχέση με το δείγμα ΧΑΡ 1, τα δείγματα εδώ φαίνεται να ανήκουν σε νεώτερους ορίζοντες ενώ ταυτόχρονα υπάρχουν ενδείξεις ότι το μητρικό πέτρωμα βρισκόταν σε κοντινή απόσταση.



Εικόνα 3-20: Δείγμα ΚΥΚ1



Εικόνα 3-21: Δείγμα ΚΥΚ2

ΚΑΛ 1: Στην θέση 00469519 Ε, 03920156 Ν και σε υψόμετρο 394 μέτρων,

παρατηρούνται μεγάλου πάχους πάγκοι ψαμμιτών, που μεταβαίνουν σε κροκαλοπαγές. Το δείγμα συλλέχθηκε από έναν κιτρινόχρωμο ψαμμίτη.

KAL 2: Στο ίδιο σημείο, συλλέχθηκε και δείγμα από την εμφάνιση του κροκαλοπαγούς(Εικόνα 3-22).



Εικόνα 3-22: Δείγματα KAL1 και KAL2

3.3.2.2 Δείγματα Προνεογενών πετρωμάτων μη μεταμορφωμένων (ζώνη Πίνδου)

PLA 8: Προφίλ με κόκκινους και πράσινους αργιλικούς σχίστες της Πίνδου από τους οποίους συλλέχθηκε δείγμα (Εικόνα 3-23), σε συντεταγμένες 00463926 Ε και 03923838 Ν σε υψόμετρο 270 μέτρων.



Εικόνα 3-23: Δείγμα PLA 8

Στην ίδια περίπου περιοχή αλλά σε σημείο ελάχιστα βορειότερα (00461722E και 03922327N, υψόμετρο 241 μέτρα), συλλέχθηκαν επιπλέον δείγματα

PLA 9: Στους ίδιους πράσινους αργιλικούς σχίστες παρατηρείται η ύπαρξη λευκής ασβεστιτικής (δευτερογενούς) φλέβας (Εικόνα 3-24). Σύμφωνα με το φύλλο χάρτη «Παλαιόχωρα» του Ι.Γ.Μ.Ε (2002), ο σχηματισμός από τον οποίο συλλέχθηκαν και τα δύο δείγματα εντάσσεται στο στρώμα «πρώτος φλύσσης» του καλύμματος της Πίνδου. Ο «πρώτος φλύσσης» ανήκει στο Κρητιδικό και φτάνει το μέγιστο πάχος των 140 μ κατά θέσεις.

PLA 10: Λίγο πιο κάτω κατευθυνόμενοι προς Σφηνάρι παρατηρούνται μέσα στους αργιλικούς σχίστες της Πίνδου, άσπρες φλέβες, με εμφανείς ενδείξεις οξειδωμένων σιδηροπυριτών (Εικόνα 3-25). Όπως και πριν, και αυτός ο σχηματισμός είναι τμήμα του «πρώτου φλύσσης» της ζώνης της Πίνδου, κατά το Φ.Χ «Παλαιόχωρα» του Ι.Γ.Μ.Ε.

PLA 12: Στον πράσινο αργιλικό σχίστη της Πίνδου και πάλι παρατηρούνται ασβεστιτικές φλέβες με οξείδια σιδήρου από τις οποίες και συλλέχθηκε δείγμα (Εικόνα 3-26). Η ακριβής θέση είναι η 00462441 E και 03923065 N και το υψόμετρο 235 μέτρα.



Εικόνα 3-24: Δείγμα PLA 9

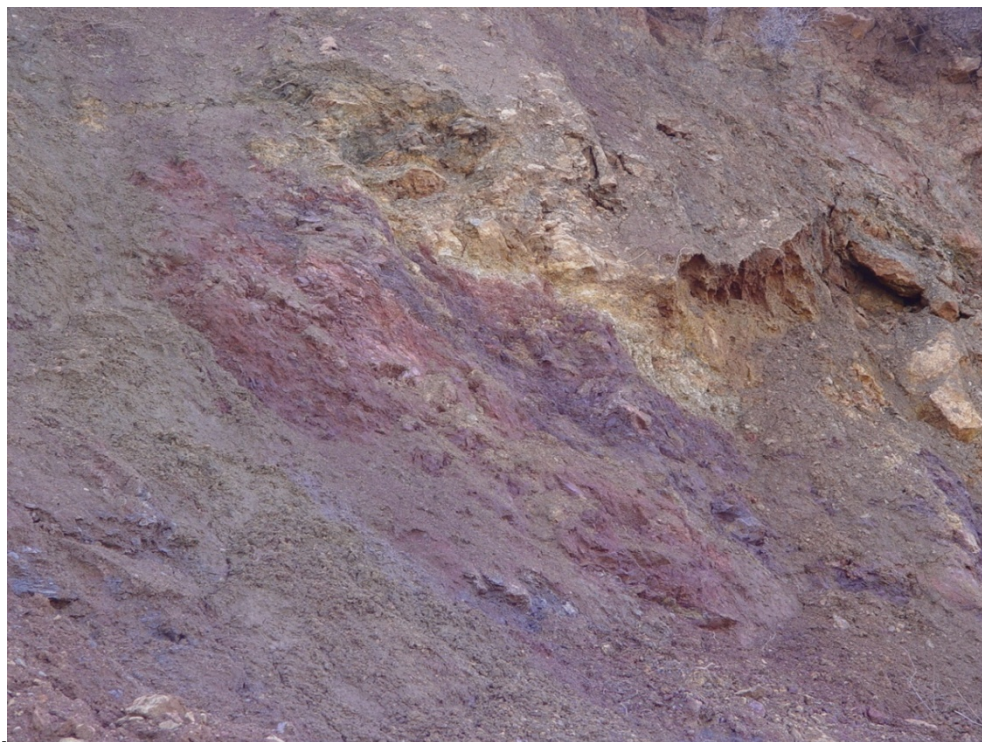


Εικόνα 3-25: Δείγμα PLA 10



Εικόνα 3-26: Δείγμα PLA 12

PLA 11: Στην θέση 00462567 E και 03923272 N και υψόμετρο 230 μέτρων, συλλέχθηκε δείγμα από τους έγχρωμους αργιλικούς σχίστες του «πρώτου φλύσχη» της ζώνης της Πίνδου (Εικόνα 3-27).



Εικόνα 3-27: Δείγμα PLA 11

SIR 2: Περνώντας το χωριό Σηρικάρι, στην θέση 00467189 E, 03919105 N

και σε υψόμετρο 503 μέτρα, εμφανίζεται ψαμμιτικός φλύσχος που όπως και σε προηγούμενα δείγματα είναι ο «πρώτος φλύσχος» της ζώνης της Πίνδου. Το δείγμα συλλέχθηκε από 2-3 διαφορετικά σημεία και ομογενοποιήθηκε.



Εικόνα 3-28: Δείγμα SIR 2

XOR 1: Μετά τα χωριά Χορευτιανά, παρατηρείται η εμφάνιση της ζώνης της Πίνδου, η οποία είναι πολυτεκτονισμένη. Πάνω από αυτήν εμφανίζεται το κροκαλοπαγές βάσης. Το δείγμα συλλέχθηκε από κόκκινους ραδιολαρίτες της Πίνδου, οι οποίοι περιείχαν ηφαιστειακούς τόφους, σε συντεταγμένες, 00469970 E και 03923380 N σε υψόμετρο 203 μέτρα (Εικόνα 3-29). Κατά το Φ.Χ «Παλαιόχωρα» (Ι.Γ.Μ.Ε. 2002) τα στρώματα ανήκουν στον «πρώτο φλύσχο» της ζώνης της Πίνδου.

XOR 2: Λίγο πιο κάτω στην ίδια διαδρομή, επίσης από τον «πρώτο φλύσχο» της ζώνης της Πίνδου, απ' όπου και συλλέχθηκε το δείγμα. Το ακριβές σημείο είναι το 00469906 E και 03922494 N και το υψόμετρο 177 μέτρα.



Εικόνα 3-29: Δείγματα XOR1 και XOR2

KAL 3: Στην θέση 00468275 Ε, 03919353 Ν σε υψόμετρο 580 μέτρα βρίσκεται λατομείο αδρανών. Εκεί εμφανίζονται πράσινοι και κόκκινοι ραδιολαρίτες που ανήκουν στα στρώματα πολύχρωμων κερατολίθων-ασβεστολίθων της ζώνης της Πίνδου, σύμφωνα με το Φ.Χ «Παλαιόχωρα» (Ι.Γ.Μ.Ε. 2002). Τα στρώματα αυτά ανήκουν στο Ιουρασικό - κατώτερο Κρητιδικό φτάνουν το μέγιστο πάχος των 60 μ. Το δείγμα συλλέχθηκε από τους πράσινους ραδιολαρίτες (Εικόνα 3-30).

KAL 4: Κόκκινοι ραδιολαρίτες, από το ίδιο σημείο, στο λατομείο αδρανών.



Εικόνα 3-30: Δείγματα KAL3 και KAL4

3.3.2.3 Δείγματα Προνεογενών πετρωμάτων μεταμορφωμένων (Φυλλιτική-Χαλαζιτική σειρά)

Δείγματα ελήφθησαν από δύο σημεία πάνω στην Εθνική οδό Χανίων-Κισσάμου, στην κατεύθυνση προς τον Κίσσαμο.

Το πρώτο σημείο βρίσκεται περίπου στο μέσο της διαδρομής Κολυμπάρι-Νωπήγεια με συντεταγμένες (00476546E) και (03930068N) σε υψόμετρο 120 μέτρα.

Στο σημείο παρατηρούνται εναλλαγές πράσινων σχιστολίθων με χαλαζιακές φλέβες, από τις οποίες ελήφθησαν τρία δείγματα ανάλογα με τον βαθμό οξειδωσής τους. Ο διαχωρισμός έγινε εμπειρικά και τα δείγματα ονομάστηκαν **NOP1**, **NOP2** και **NOP3** αντίστοιχα, όπου το NOP1 αντιστοιχεί στον καθαρότερο χαλαζία, το NOP2 στον μετρίως οξειδωμένο και το NOP3 στον πολύ οξειδωμένο (Εικόνα 3-31).

Ακολουθώντας την κατεύθυνση προς Κίσσαμο, λίγο έξω από το χωριό Νωπήγεια και συγκεκριμένα στην θέση (00474921E) και (03929161N) και σε υψόμετρο 24 μέτρα διακρίνεται ένας προεξέχων σε σχέση με το πλευρικό πραινές, μεγάλος όγκος χαλαζίτη. Στον όγκο αυτό που στην πραγματικότητα αποτελεί μια μεγάλη φλέβα, υπάρχουν εμφανίσεις πυριτών, κυρίως στα σημεία επαφής του με το περιβάλλον υλικό. Από εδώ πάρθηκε άλλο ένα δείγμα, το οποίο και ονομάστηκε **NOP4**. Το δείγμα περιείχε ασβεστίτη με εμφανίσεις πυριτών σε αυτόν.



Εικόνα 3-31: Πανοραμική απεικόνιση δειγμάτων NOP 1-3



Εικόνα 3-32: Δείγμα NOP 4

Στην ίδια περίπου θέση συλλέχθηκαν και τα δείγματα:

NOP 6 από χαλαζιακή φλέβα άσπρου χρώματος, στην θέση 00476195 E και 03929848 N σε υψόμετρο 100μ.

NOP 7 από κοκκινόχρωμο χαλαζιακό πάγκο (μετα-ψαμμίτης) σε πολύ κοντινή απόσταση με συντεταγμένες 00476195 E και 03929849 N και ίδιο υψόμετρο.

NOP 8 από την ίδια ακριβώς θέση χαλαζιακή φλέβα, άσπρου χρώματος.



Εικόνα 3-33: Θέση συλλογής δειγμάτων NOP 6-8

Μία ακόμα θέση από την οποία συλλέχθηκαν αρκετά δείγματα βρίσκεται στον δρόμο που ενώνει τα χωριά Πλάτανος και Σφηνάρι στην δυτική πλευρά του νομού Χανίων. Δείγματα ελήφθησαν από δύο διαφορετικά σημεία, με ελαφρώς διαφορετικά χαρακτηριστικά.

Στο πρώτο σημείο, με συντεταγμένες (00461751E) και (03922091N) και υψόμετρο 228 μέτρα πάρθηκαν συνολικά 4 δείγματα.

Στο σημείο αυτό παρατηρούμε εναλλαγή στρωμάτων φυλλιτών και χαλαζιτών και μέσα σε αυτά την παρεμβολή φλεβών δευτερογενούς χαλαζία. Ακόμη σε διάφορα σημεία ενδιάμεσα των στρώσεων έχουμε την εμφάνιση κρούστας σιδηρούχων οξειδίων. Σύμφωνα με το Φ.Χ «Παλιόχωρα» (Ι.Γ.Μ.Ε. 2002), τα στρώματα ανήκουν στους μικτούς σχηματισμούς του ανώτερου Λιθανθρακοφόρου- ανώτερου Σκύθιου της Φυλλιτικής – Χαλαζιτικής σειράς που φτάνουν σε πάχος τα 500 μ. Αναλυτικότερα συλλέχθηκαν τα εξής δείγματα:

PLA 2: Δευτερογενής χαλαζίτης από τις χαλαζιακές φλέβες.

PLA 3: Περιβάλλοντα πετρώματα. Περιλαμβάνει αργιλικό σχιστόλιθο αλλά και τον γκρι πρωτογενή χαλαζίτη.

Στην ίδια περίπτωση περιοχή αλλά σε σημείο ελάχιστα βορειότερα (00461722E και 03922327N, υψόμετρο 241μέτρα), συλλέχθηκαν επιπλέον δείγματα.

Στο σημείο αυτό το περιβάλλον είναι παρόμοιο με αυτό του πρώτου σημείου και επίσης ανήκει στους ίδιους μικτούς σχηματισμούς της Φυλλιτικής – Χαλαζιτικής σειράς, με τη διαφορά ότι παρατηρείται έντονο πράσινο χρώμα στους σχιστόλιθους ενώ ταυτόχρονα εμφανίζεται και ένα ενδιάμεσο στρώμα μετα-ψαμμίτη στην εναλλαγή μεταξύ σχιστόλιθων και των γκρίζων χαλαζιτών.

Τα δείγματα που πάρθηκαν από το σημείο αυτό ήταν τα:

PLA 5: Χαλαζίτης μέσα στους πράσινους σχιστόλιθους

PLA 7: Μετα-ψαμμίτης στα όρια σχιστόλιθων-χαλαζιτών

PLA 13: Στην θέση 00462011 E και 03922644 N σε υψόμετρο 243 μέτρα, λίγο πριν το χωριό Σφηνάρι, παρατηρούνται στρώματα μεγάλου πάχους ερυθρόχρωμων μεταμορφωμένων ψαμμιτών. Πιθανότατα ανήκουν στον σχηματισμό χαλαζιτών «Αγ. Δίκαιος» ηλικίας μέσου Λαδινίου- κατώτερου Καρνίου με μέγιστο πάχος τα 200 μ. Συλλέχθηκε δείγμα (Εικόνα 3-34) από δύο στρώματα. Το συγκεκριμένο δείγμα ανήκει στο ανώτερο στρώμα.

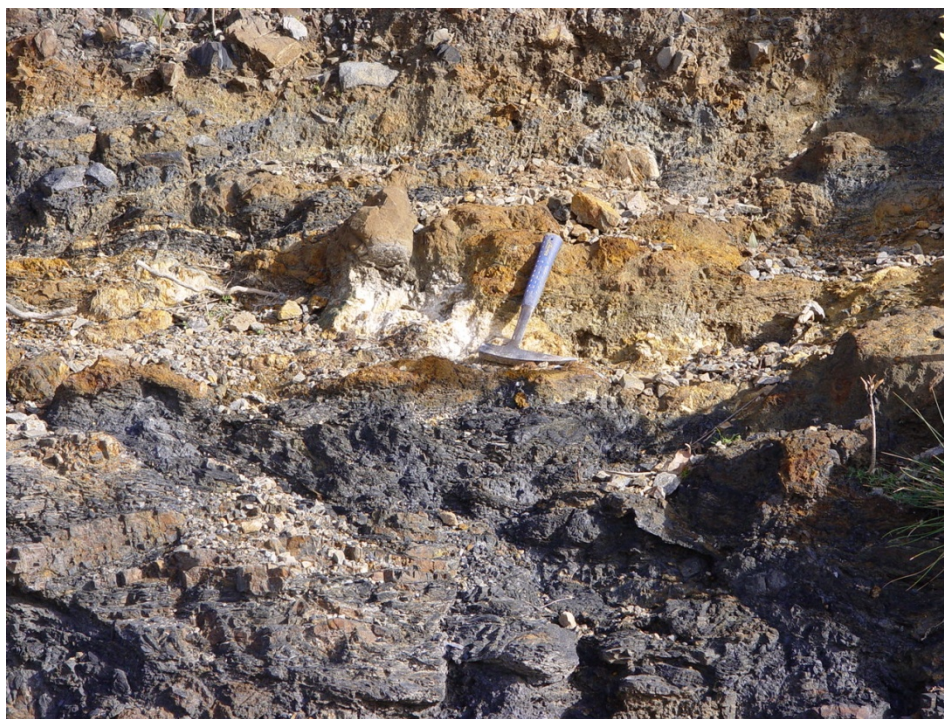
PLA 14: Στην ίδια θέση το κατώτερο στρώμα μεταμορφωμένου ψαμμίτη (Εικόνα 3-34).

PLA 15: Στην διασταύρωση για τον Αγ. Αντώνιο, στο σημείο 00461825 E και 03921965 N, σε υψόμετρο 220 μέτρων παρατηρείται άσπρη χαλαζιακή φλέβα, από την οποία και συλλέχθηκε δείγμα (Εικόνα 3-35)

PLA 16: Στην ίδια ακριβώς θέση συλλέχθηκε επίσης δείγμα του κίτρινου μεταμορφωμένου ψαμμίτη που υπέρκειται της χαλαζιακής φλέβας (Εικόνα 3-35). Πιθανότατα και αυτά τα δείγματα ανήκουν στους μικτούς σχηματισμούς της Φυλλιτικής – Χαλαζιτικής σειράς ηλικίας ανώτερου Λιθανθρακοφόρου- ανώτερου Σκύθιου.



Εικόνα 3-34: Δείγματα PLA 13 και PLA 14



Εικόνα 3-35: Δείγματα PLA 15 και PLA 16

SAS 1: Μετά το χωριό Σάσσαλος, όπου αρχίζει και εμφανίζεται η Φυλλιτική-Χαλαζιτική σειρά, εδώ βρίσκεται ένα από τα σημεία όπου υπάρχει χαλαζιακή φλέβα μέσα σε αυτή, σε αυτή την περιοχή, από την οποία και συλλέχθηκε δείγμα (Εικόνα 3-36).



Εικόνα 3-36: Δείγμα SAS 1

ΚΑΚ 2: Στο σημείο 00475626 Ε και 03918337 μέσα σε ζώνη κατάκλασης, παρατηρείται μια χαλαζιακή φλέβα, πάχους 30-40 cm, περικλειόμενη από πράσινο σχίστη (Εικόνα 3-37).

ΚΑΚ 3: Άλλη μια χαλαζιακή φλέβα, μέσα σε λευκούς σχιστόλιθους με μαρμαρυγία στο ίδιο σημείο (Εικόνα 3-38). Το όλο προφίλ βρίσκεται πολύ κοντά σε μαύρους σχιστόλιθους. Κατά το Φ.Χ. «Παλαιόχωρα» (Ι.Γ.Μ.Ε. 2002) στην περιοχή επικρατεί ο σχιστολιθικός σχηματισμός «Σταυρός-Σέλι» ηλικίας μέσου Λαδίνιου-κατώτερου Κάρνιου και μέγιστου πάχους 200 μ.

ΚΑΚ 4: Λίγα μετά την προηγούμενη θέση, και συγκεκριμένα στο σημείο 00475672 Ε και 03918254 Ν και υψόμετρο 539 μέτρα, παρατηρείται εναλλαγή σχιστολίθων με πάγκους χαλαζιτών (Εικόνα 3-39). Στο προφίλ αυτό υπάρχουν διάσπαρτες λευκές πολυτεκτονισμένες χαλαζιακές φλέβες, από την κατώτερη από τις οποίες συλλέχθηκε το δείγμα. Πιθανότατα οι χαλαζίτες ανήκουν στον υπερκείμενο σχηματισμό «Αγ. Δίκαιος» ηλικίας μέσου Λαδίνιου-κατώτερου Κάρνιου και πάχους 200μ.



Εικόνα 3-37: Δείγματα ΚΑΚ1 και ΚΑΚ2



Εικόνα 3-38: Δείγμα ΚΑΚ3



Εικόνα 3-39: Δείγμα ΚΑΚ4

MES 1: Λίγο μετά το χωριό Μεσαύλια, στην θέση 00475846 E και 03917697 N και υψόμετρο 528 μέτρα, συναντάται μια μεγάλη χαλαζιακή συγκέντρωση μεταξύ σχιστόλιθων. Το δείγμα ελήφθη από μια τεκτονισμένη χαλαζιακή φλέβα (Εικόνα 3-40).

MES 2: Στο ίδιο σημείο δείγμα από χαλαζιακή φλέβα, με εμφανή σημάδια οξειδίων (Εικόνα 3-41). Κατά το Φ.Χ. «Παλιόχωρα» (Ι.Γ.Μ.Ε. 2002) ο σχηματισμός στον οποίο ανήκουν τα δείγματα MES 1 και MES 2 είναι οι σχιστόλιθοι «Σταυρός-Σέλι» μέγιστου πάχους 200 μ.

MES 3: Προχωρώντας μετά το χωριό Μεσαύλια, στην θέση 00475658 E και 03917243 N σε υψόμετρο 502 μέτρων, συναντώνται πολυτεκτονισμένες χαλαζιακές φλέβες μέσα στην φυλλιτική-χαλαζιακή σειρά και συγκεκριμένα στον σχηματισμό χαλαζιτών «Αγ. Δίκαιος». Το δείγμα προέρχεται από την κατώτερη χαλαζιακή φλέβα, η οποία παρουσιάζει σημάδια οξειδωσης (Εικόνα 3-42).

MES 4: Στο ίδιο σημείο, προερχόμενο από την ανώτερη χαλαζιακή φλέβα, πάρθηκε το δείγμα MES4 (Εικόνα 3-43).



Εικόνα 3-40: Δείγμα MES1



Εικόνα 3-41: Δείγμα MES2



Εικόνα 3-42: Δείγμα MES3



Εικόνα 3-43: Δείγμα MES4

FLO 1: Λίγο πριν το χωριό Φλώρια, στην θέση 00476486 Ε και 03916208 Ν, σε υψόμετρο 502 μέτρων σε ένα μεγάλων διαστάσεων προφίλ, συλλέχθηκε δείγμα από κατακερματισμένο οξειδωμένο φακό (Εικόνα 3-44).

FLO 2: Στην θέση 00476486 E και 03916208 N, στο ίδιο περίπου σημείο με το δείγμα FLO 1, συλλέχθηκε δείγμα από δύο χαλαζιακές φλέβες (Εικόνα 3-44)

FLO 3: Στο ίδιο σημείο, παρατηρείται ερυθρόχρωμος μετα-ψαμμίτης, παρόμοιος με αυτόν που εμφανίζεται στην περιοχή του Πλατάνου, απ' όπου και συλλέχθηκε δείγμα (Εικόνα 3-45). Ο σχηματισμός που εμφανίζεται στην περιοχή είναι ο σχηματισμός χαλαζιτών «Αγ. Δίκαιος» της φυλλιτικής – χαλαζιτικής σειράς σύμφωνα με το Φ.Χ. «Παλαιόχωρα» (Ι.Γ.Μ.Ε. 2002), ηλικίας μέσου Λαδίνιου – κατώτερου Κάρνιου και μέγιστου πάχους τα 200 μ.



Εικόνα 3-44: Δείγματα FLO1 και FLO2



Εικόνα 3-45: Δείγμα FLO3

KOL 1: Αμέσως μετά το χωριό Κολιανά, παρατηρούνται μεγάλες εμφανίσεις της φυλλιτικής-χαλαζιακής σειράς. Στην περιοχή αυτή φαίνεται να υπερτερούν οι φυλλίτες. Στην θέση 00468063 E και 03918626 N και σε υψόμετρο 497 μέτρα συναντάται χαλαζιτική εμφάνιση εντός της φυλλιτικής-χαλαζιακής σειράς και συγκεκριμένα του σχηματισμού «Μάνα» εντός αυτής ηλικίας Κάρνιου – Νόριου και μέγιστου πάχους 300 μ, από την οποία και συλλέχθηκε το δείγμα (Εικόνα 3-46).



Εικόνα 3-46: Δείγμα KOL1

SIR 1: Λίγο πριν την είσοδο του χωριού Σηρικόρι, στην θέση 00467425 E, 03918737 N και υψόμετρο 487 μέτρα, συναντάται άλλη μια χαλαζιακή φλέβα από την οποία και συλλέχθηκε δείγμα. Εδώ παρατηρείται η εμφάνιση του σχηματισμού χαλαζιτών «Κουτρούλη» της Φυλλιτικής – Χαλαζιτικής σειράς σύμφωνα με το Φ.Χ. «Παλαιόχωρα» (Ι.Γ.Μ.Ε 2002). Ο σχηματισμός είναι ηλικίας Κάρνιου – Νόριου και έχει μέγιστο πάχος 200μ.

SIR 3: Μετά το Σηρικόρι, στον καινούριο δρόμο προς το χωριό Κωστογιάννη εμφανίζονται ανθρακικά πετρώματα, εντός της φυλλιτικής-χαλαζιακής σειράς, που σχηματίζουν χαρακτηριστικές μορφές. Στην θέση 00466565 E, 03918556 N και σε υψόμετρο 562 μέτρα συλλέχθηκε δείγμα από το ανθρακικό πέτρωμα (Εικόνα 3-47). Τα ανθρακικά πετρώματα της περιοχής ανήκουν στον σχηματισμό «Μάνα» που υπέρκειται του σχηματισμού χαλαζιτών «Κουτρούλη».

SIR 4: Στο ίδιο σημείο παρατηρείται και ένα σύστημα ασβεστιτικών αποθέσεων από το οποίο και συλλέχθηκε δείγμα.

SIR 5: Περνώντας την διασταύρωση για Σινενιανά, συναντάται μια ζώνη εξαλλοίωσης, με κόκκινους και κίτρινους χαλαζιτικούς πάγκους, ανάμεσα σε μαύρους φυλλίτες, ενώ δεν παρατηρούνται χαλαζιακές φλέβες (Εικόνα 3-48). Το σημείο δειγματοληψίας είναι το 00466528 E, 03918936 N, σε υψόμετρο 462 μέτρων, ενώ το δείγμα είναι ανάμικτο από τους χαλαζιτικούς πάγκους με περιεχόμενα σιδηρούχα οξείδια.

SIR 6: Επιστρέφοντας προς το χωριό Σηρικόρι, στην θέση 00467634 E και 03918929 N, σε υψόμετρο 487 μέτρων, παρατηρούνται χαλαζιακές φλέβες που πληρούν ρωγμώσεις εντός της φυλλιτικής χαλαζιακής σειράς, από τις οποίες και συλλέχθηκε το δείγμα.



Εικόνα 3-47: Δείγμα SIR3



Εικόνα 3-48: Δείγμα SIR5

Ένας σημαντικός αριθμός δειγμάτων, συλλέχθηκε από την ορεινή περιοχή κοντά στο οροπέδιο του Ομαλού, κοντά στα χωριά Σέμπρωνας και Σελί Πέτρας.

SEM 1: Δείγμα από χαλαζιτικό φακό τον οποίο τέμνει κάθετα μια χαλαζιακή φλέβα. Το σημείο είναι το 00482513 E και 03915049 N και το υψόμετρο 696 μέτρα

SEM 2: Συλλέχθηκε από την επαφή μεταξύ ενός χαλαζιτικού πάγκου και μιας χαλαζιακής φλέβας η οποία είχε έντονα σημάδια μεταλλοφορίας, στην θέση

00481983 Ε και 03915365 Ν σε υψόμετρο 900 μέτρων.



Εικόνα 3-49: Δείγμα SEM 1



Εικόνα 3-50: Δείγμα SEM 2

SEM 3: Στην θέση 00481584 Ε και 03914632 Ν, σε υψόμετρο 985 μέτρων, παρατηρείται ζώνη κατάκλασης στην επαφή πράσινου χαλαζίτη και χαλαζιακής φλέβας. Εντός αυτής παρατηρείται ζώνη οξείδωσης, από την οποία και συλλέχθηκε δείγμα.

SEM 4: Άλλη μια χαλαζιακή φλέβα με εμφανή σημάδια οξείδωσης, στην θέση

00481983 E και 03913663 N σε υψόμετρο 1059 μέτρων.



Εικόνα 3-51: Δείγμα SEM 3

SEM 5: Στην θέση 00482282 E και 03914959 N σε υψόμετρο 768 μέτρων συλλέχθηκε δείγμα από τα ανθρακικά πετρώματα εντός της φυλλιτικής- χαλαζιτικής σειράς.

SEM 6: Από λευκή χαλαζιακή φλέβα, εντός χαλαζιτικού πάγκου της φυλλιτικής-χαλαζιτικής σειράς, στην θέση 00484279 E και 03917743 N σε υψόμετρο 612 μέτρων.

SEM 7: Στην θέση 00483529 E και 03912526 N σε υψόμετρο 847 μέτρων παρατηρούνται χαρακτηριστικές εναλλαγές λευκού και καστανού χαλαζίτη. Το δείγμα συλλέχθηκε από τον καστανό χαλαζίτη.

SEM 8: Στην ίδια θέση ελήφθη δείγμα από το υπερκείμενο των χαλαζιτών τεκτονικό λατυποπαγές.



Εικόνα 3-52: Δείγμα SEM 7-8

SEP 1: Στην θέση 00485851 Ε και 03911856 Ν σε υψόμετρο 922 μέτρων συλλέχθηκε κίτρινο ανθρακικό πέτρωμα με περιεχόμενη χαλαζιακή φλέβα.

SEP 2: Στην ίδια θέση συλλέχθηκαν συσσωματώματα δευτερογενών κρυστάλλων.

SEP 3: Από την χαλαζιακή φλέβα του δείγματος SEP 1 διαχωρίστηκε σιδηρούχο πέτρωμα (πιθανόν οξειδία σιδήρου)



Εικόνα 3-53: Δείγμα SEP 1, 3



Εικόνα 3-54: Δείγμα SEP 2

SEP 4: Στην θέση 00485888 Ε , 03911718 Ν και υψόμετρο 917 μέτρων. Από ασβεστοφυλλίτες, συλλέχθηκε σιδηρούχο δείγμα.

SEP 5: Στην ίδια θέση συλλέχθηκε καστανόχρωμο υπόλειμμα σιδηρούχας εξαλλοίωσης.



Εικόνα 3-55: Δείγμα SEP 4



Εικόνα 3-56: Δείγμα SEP 5

BOB 1: Κοντά στο χωριό Μπομπολιανά, στην θέση 00483026 Ε και 03915667 Ν σε υψόμετρο 656 μέτρων, μέσα σε χαλαζιτικό φακό διακρίνεται χαλαζιακή φλέβα από την οποία και συλλέχθηκε δείγμα.



Εικόνα 3-57: Δείγμα BOB 1

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

4.1 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Στο κεφάλαιο αυτό θα παρουσιαστούν τα αποτελέσματα των μετρήσεων, όπως αυτές προέκυψαν από την φασματοφωτομετρία ατομικής απορρόφησης που διεξήχθη στο εργαστήριο Ανόργανης Γεωχημείας, Οργανικής Γεωχημείας και Οργανικής Πετρογραφίας του τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης. Όλες οι μετρήσεις που παρουσιάζονται στην συνέχεια έγιναν με την χρήση ηλεκτρικά θερμαινόμενου κλίβανου (GF-AAS), ενώ για την δημιουργία της πρότυπης καμπύλης αναφοράς χρησιμοποιήθηκαν διαλύματα των 50, 100 και 200 ppb Au.

Τα αποτελέσματα που προέκυπταν από κάθε μέτρηση αφορούσαν το διάλυμα που είχε προκύψει από την διαλυτοποίηση των χαντρών κάθε δείγματος, όπως περιγράφηκε στην παράγραφο 3.2.4. Έτσι έπρεπε κάθε τιμή να αναχθεί στο αρχικό δείγμα, αναλόγως του συντελεστή αραίωσης κάθε δείγματος.

Για τα δείγματα ενεργού άνθρακα, τα οποία προέρχονταν από την διαδικασία της κυάνωσης, ο συντελεστής αραίωσης ήταν 16, ενώ για όλα τα υπόλοιπα δείγματα ο συντελεστής αραίωσης ήταν 6. Οι συντελεστές αυτοί δεν είναι σταθεροί, αλλά εξαρτώνται από τις ποσότητες δειγμάτων που έχουν χρησιμοποιηθεί για την κυάνωση και τις πυρομεταλλουργικές διαδικασίες.

Ταυτόχρονα, καθώς η ακρίβεια του οργάνου, δεν ισχύει για σημεία εκτός της πρότυπης καμπύλης αναφοράς, σε περιπτώσεις όπου η περιεκτικότητα του διαλύματος ήταν μεγαλύτερη αυτής του μεγαλύτερου πρότυπου διαλύματος (200 ppb), η μέτρηση επαναλαμβάνονταν αραιώνοντας περαιτέρω το δείγμα, ώστε να εμπίπτει/ελέγχεται στην πρότυπη καμπύλη.

Στον πίνακα 4 - 1, παρουσιάζονται τα τελικά αποτελέσματα των μετρήσεων, μετά την αναγωγή τους στο αρχικό δείγμα.

Πίνακας 4-1: Εποπτική παρουσίαση των αποτελεσμάτων

Δείγμα	Περιοχή	Λιθολογία	Ανακτώμενος Au (ppb)	Μη Ανακτώμενος Au (ppb)	Σύνολο Au (ppb)	SiO ₂ (%)	CaO(%)	Fe ₂ O ₃ (%)
NOP 1	Νωπήγεια, Κισσάμου	Χαλαζίτης			59	85.4	3.6	1.9
NOP 2	Νωπήγεια, Κισσάμου	Χαλαζίτης			44	55.9	25.1	9.4
NOP 3	Νωπήγεια, Κισσάμου	Ανθρακικό με σίδηρο			64	28.4	28.5	17.8
NOP 4	Νωπήγεια, Κισσάμου	Μετά-Ανθρακικό			108	12.6	38.3	10.0
NOP 6	Νωπήγεια, Κισσάμου	Χαλαζιακές φλέβες			122	98.2	0.2	1.1
NOP 7	Νωπήγεια, Κισσάμου	Χαλαζίτης			28	84.6	0.2	7.1
NOP 8	Νωπήγεια, Κισσάμου	Χαλαζιακή φλέβα			28	91.5	0.2	2.1
PLA 2	Πλάτανος	Χαλαζίτης			122	92.0	0.0	1.2
PLA 3	Πλάτανος	Χαλαζίτης			112	94.0	0.3	1.6
PLA 5	Πλάτανος	Χαλαζίτης			264	89.2	0.3	3.5
PLA 7	Πλάτανος	Χαλαζίτης (μετα-ψαμμίτης)			154	84.8	0.3	9.1
PLA 8	Πλάτανος	Σχίστης Πίνδου	34	31	65	69.5	4.4	7.7
PLA 9	Πλάτανος	Ανθρακικό Πίνδου			45	11.3	43.5	1.8
PLA 10	Πλάτανος	Ανθρακικό Πίνδου			19	16.7	41.3	3.9
PLA 11	Πλάτανος	Σχίστης Πίνδου	25	42	67	40.4	18.7	9.3
PLA 12	Πλάτανος	Ανθρακικό Πίνδου			137	27.9	32.7	3.6
PLA 13	Πλάτανος	Χαλαζίτης (μετα-ψαμμίτης)	39	41	80	87.0	1.8	4.2
PLA 14	Πλάτανος	Χαλαζίτης (μετα-ψαμμίτης)	42	45	87	86.8	2.8	3.4
PLA 15	Πλάτανος	Χαλαζιακή φλέβα			38	97.3	0.3	2.2
PLA 16	Πλάτανος	Χαλαζίτης (μετα-ψαμμίτης)	44	29	73	81.1	1.4	11.5
H 1	Κεντρική Κρήτη	Χαλαζιακή φλέβα			41	81.0	0.8	4.7
H 2	Κεντρική Κρήτη	Χαλαζιακή φλέβα			51	36.5	27.2	1.6

H 3	Κεντρική Κρήτη	Χαλαζιακή φλέβα			241	37.3	30.0	3.5
MAL 1	Μαλαθύρος, Κισσάμου	Ψαμμίτης	48	29	77	64.0	17.8	6.0
MAL 2	Μαλαθύρος, Κισσάμου	Ψαμμίτης	23	25	48	48.6	33.3	6.0
NER 1	Μεράδα, Κισσάμου	Ψαμμίτης ανθρακικός	22	18	40	17.3	39.8	2.0
LOU 1	Λουσακιές, Κισσάμου	Ψαμμίτης ανθρακικός	25	20	45	25.4	33.3	5.5
NEO 1	Κολυμπάρι	Ψαμμίτης ανθρακικός	22	23	45	21.0	39.1	3.9
SAS 1	Σάσαλος, Κισσάμου	Χαλαζιακή φλέβα			29	91.2	0.3	1.1
ZAX 1	Ζαχαριανά, Κισσάμου	Κροκαλοπαγές	18	26	44	30.5	36.0	1.3
ZAX 2	Ζαχαριανά, Κισσάμου	Κροκαλοπαγές	22	25	47	17.6	44.4	1.5
ZAX 3	Ζαχαριανά, Κισσάμου	Ψαμμίτης ανθρακικός	22	61	83	31.4	40.4	3.1
ZAX 4	Ζαχαριανά, Κισσάμου	Ψαμμίτης ανθρακικός	43	56	99	24.0	48.4	2.2
KAB 1	Καλυβιανή, Κισσάμου	Κροκαλοπαγές	40	33	73	33.1	31.5	2.0
KAB 2	Καλυβιανή, Κισσάμου	Ψαμμίτης ανθρακικός	14	32	46	22.7	36.5	3.3
KAK 1	Κακόπετρος, Κισσάμου	Κροκαλοπαγές	38	91	129	9.1	40.7	11.1
KAK 2	Κακόπετρος, Κισσάμου	Χαλαζιακή φλέβα			36	78.0	14.7	2.6
KAK 3	Κακόπετρος, Κισσάμου	Χαλαζιακή φλέβα			43	84.6	0.2	2.7
KAK 4	Κακόπετρος, Κισσάμου	Χαλαζίτης			64	89.3	0.1	4.9
FLO 1	Φλώρια, Κισσάμου	Σιδηρούχος Χαλαζίτης	48	63	111	59.7	0.8	26.5
FLO 2	Φλώρια, Κισσάμου	Χαλαζιακή φλέβα			64	99.4	0.2	0.2
FLO 3	Φλώρια, Κισσάμου	Χαλαζίτης	41	64	105	89.5	0.3	3.7
MES 1	Μεσαύλια, Κισσάμου	Χαλαζιακή φλέβα			103	99.7	0.0	0.2
MES 2	Μεσαύλια, Κισσάμου	Χαλαζιακή φλέβα			41	78.5	0.1	7.9
MES 3	Μεσαύλια, Κισσάμου	Χαλαζιακή φλέβα			107	99.4	0.0	0.3
MES 4	Μεσαύλια, Κισσάμου	Χαλαζιακή φλέβα			92	99.4	0.1	0.2
CHA 1	Χαιρεθιανά, Κισσάμου	Μάργα	24	57	81	18.2	40.6	3.7

CHA 2	Χαιρεθιανά, Κισσάμου	Μάργα	39	44	83	10.3	47.6	1.7
XOR 1	Χορευτιανά, Κισσάμου	Ραδιολαρίτης Πίνδου	17	37	64	45.5	21.2	4.4
XOR 2	Χορευτιανά, Κισσάμου	Σχίστης Πίνδου	18	30	48	26.7	33.7	5.6
KUK 1	Κουκουναρά, Κισσάμου	Ψαμμίτης ανθρακικός	31	36	67	26.6	32.8	2.3
KUK 2	Κουκουναρά, Κισσάμου	Κροκαλοπαγές	43	54	97	15.9	39.8	3.0
KAL 1	Καλάθαινες, Κισσάμου	Ψαμμίτης	26	41	67	62.9	8.2	9.8
KAL 2	Καλάθαινες, Κισσάμου	Κροκαλοπαγές	29	32	61	18.6	42.1	2.6
KAL 3	Καλάθαινες, Κισσάμου	Ραδιολαρίτης Πίνδου			29	54.1	16.3	3.6
KAL 4	Καλάθαινες, Κισσάμου	Ραδιολαρίτης Πίνδου			19	36.4	30.4	0.8
XAR 1	Χαρχαλιανά, Κισσάμου	Κροκαλοπαγές	13	60	73	34.2	24.8	5.9
KOL 1	Κολιανά, Κισσάμου	Χαλαζίτης			29	88.3	0.3	5.2
SIR 1	Σηρικόρι, Κισσάμου	Χαλαζιακή φλέβα			38	89.7	0.3	1.1
SIR 2	Σηρικόρι, Κισσάμου	Σχίστης Πίνδου	17	24	41	51.9	14.4	6.7
SIR 3	Σηρικόρι, Κισσάμου	Μετά-Ανθρακικό			45	3.0	41.5	3.4
SIR 4	Σηρικόρι, Κισσάμου	Μετά-Ανθρακικό			22	24.9	33.7	6.3
SIR 5	Σηρικόρι, Κισσάμου	Σιδηρούχος Χαλαζίτης	15	32	47	61.0	0.6	25.8
SIR 6	Σηρικόρι, Κισσάμου	Χαλαζιακή φλέβα			23	92.3	0.6	2.7
SEM 1	Σέμπρωνας	Χαλαζίτης			28	92.3	0.4	0.2
SEM 2	Σέμπρωνας	Χαλαζίτης			29	80.7	0.4	13.9
SEM 3	Σέμπρωνας	Σιδηρούχος Χαλαζίτης			13	61.7	0.3	33.3
SEM 4	Σέμπρωνας	Χαλαζιακή φλέβα			28	78.5	0.6	7.6
SEM 5	Σέμπρωνας	Ανθρακικό με σίδηρο			30	14.9	29.4	21.4
SEM 6	Σέμπρωνας	Χαλαζιακή φλέβα			46	95.7	0.1	0.1
SEM 7	Σέμπρωνας	Χαλαζίτης			33	0.0	0.0	3.5
SEM 8	Σέμπρωνας	Χαλαζίτης			20	0.1	0.1	18.3

NEP 1	Νεάπολη Λασιθίου	Σχιστόλιθος			4	54.3	1.7	12.4
NEP 2	Νεάπολη Λασιθίου	Χαλαζιακή φλέβα			20	30.3	33.8	5.5
NEP 3	Νεάπολη Λασιθίου	Χαλαζιακή φλέβα			13	50.1	20.4	3.2
NEP 4	Νεάπολη Λασιθίου	Χαλαζιακή φλέβα			25	24.4	35.6	2.1
NEP 5	Νεάπολη Λασιθίου	Σχιστόλιθος			21	31.7	32.5	1.1
NEP 6	Νεάπολη Λασιθίου	Χαλαζιακή φλέβα			22	44.8	23.3	2.7
SEP 1	Σέλι Πέτρας	Μετά-Ανθρακικό			47	15.1	33.2	13.7
SEP 2	Σέλι Πέτρας	Ανθρακικό με σίδηρο			25	19.7	30.9	13.3
SEP 3	Σέλι Πέτρας	Σιδηρούχα οξείδια			14	28.3	0.6	60.0
SEP 4	Σέλι Πέτρας	Ανθρακικό με σίδηρο			38	13.8	36.7	18.1
SEP 5	Σέλι Πέτρας	Λειμωνιτική εξαλλοίωση			50	60.7	0.7	18.1
BOB 1	Μπομπολιανά				50	98.6	0.6	0.4
					M.O (ppb)	61		
					σ (ppb) - s (%)	44 – 72		

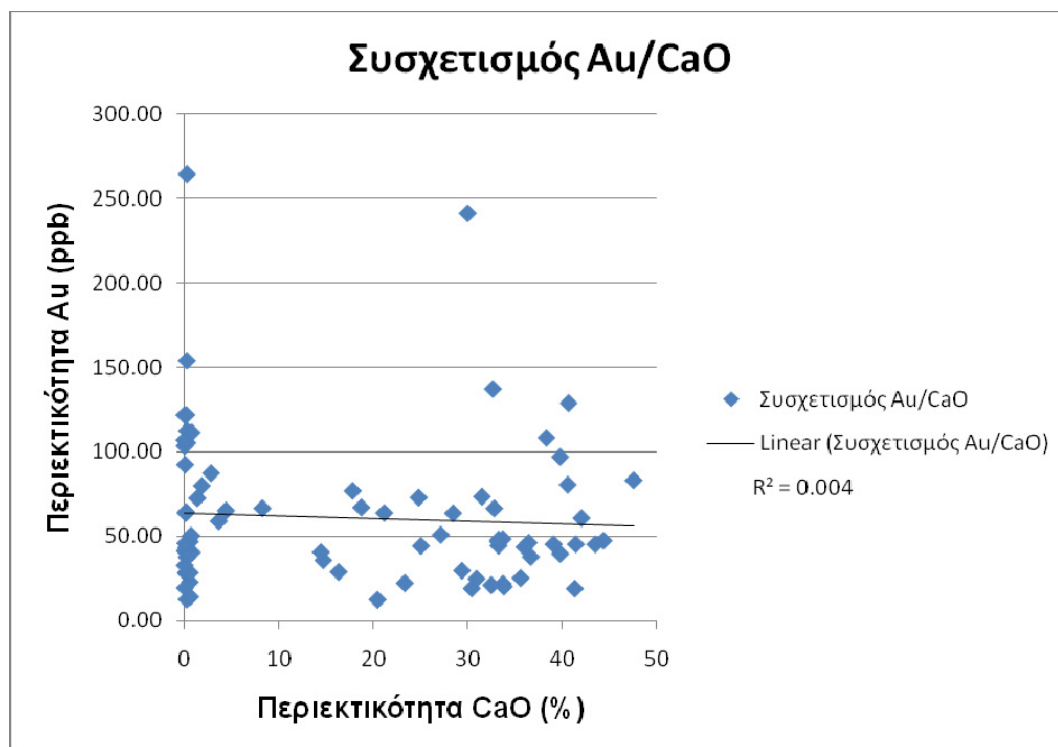
Στα δείγματα τα οποία έχουν υποστεί την διεργασία της κυάνωσης, και άρα έχουν διαχωριστεί σε εμπλουτισμένο και μη εμπλουτισμένο δείγμα, η συνολική περιεκτικότητα σε χρυσό είναι το άθροισμα των τιμών των δύο μετρήσεων του ίδιου δείγματος (ανακτώμενος + μη ανακτώμενος) του ίδιου δείγματος.

Επίσης στον παραπάνω πίνακα έχουν σημειωθεί με κόκκινο χρώμα οι συνολικές τιμές περιεκτικότητας Au που υπερβαίνουν τα 100 ppm.

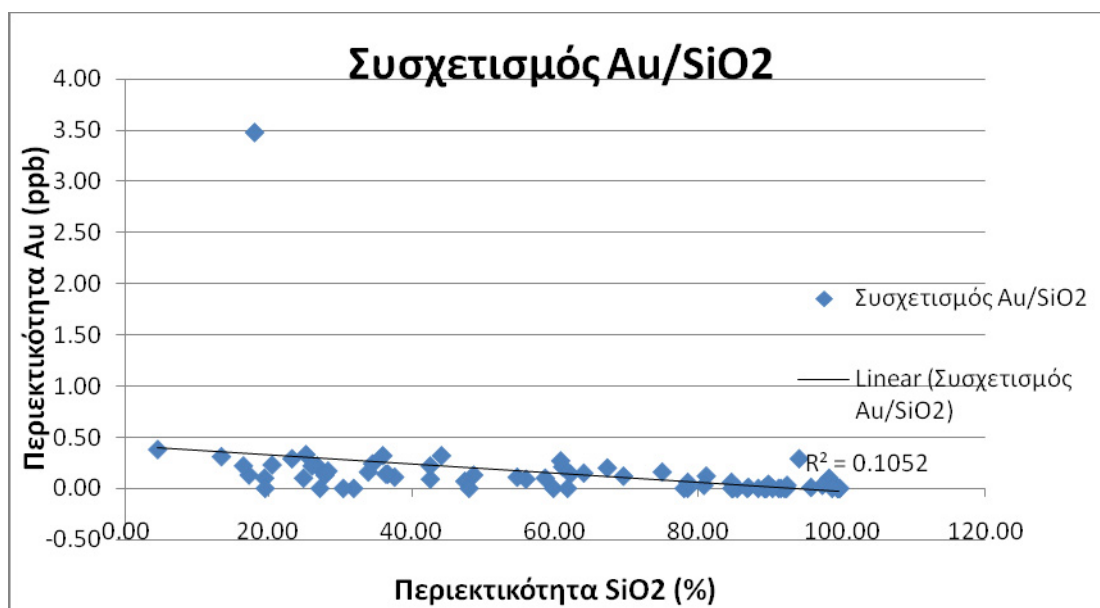
Το δείγμα NEP1 ενώ περιλαμβάνεται στον πίνακα δεν είναι συγκρίσιμο με τα υπόλοιπα, καθώς η τήξη του κατά την διάρκεια των πυρομεταλλουργικών διεργασιών ήταν σχεδόν αδύνατη αφού όπως φαίνεται και στην χημική του ανάλυση που παρατίθεται στο παράρτημα, έχει πολύ υψηλά ποσοστά MgO.

4.2 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Στην προσπάθεια να δοθεί ερμηνεία στα αποτελέσματα των εργαστηριακών αναλύσεων, ώστε πιθανή περαιτέρω έρευνα να είναι περισσότερο στοχευμένη, δημιουργήθηκε το παρακάτω διάγραμμα στο οποίο συσχετίζεται η περιεκτικότητα σε χρυσό των δειγμάτων με την ποσότητα SiO₂ ή την ποσότητα CaO σε αυτό. Ουσιαστικά δηλαδή, να συσχετισθεί η συγκέντρωση χρυσού με τον μηχανισμό γένεσης του δείγματος (εάν είναι φλεβικό) ή το πρωτογενές υλικό (εάν είναι ιζηματογενές). Όμως, όπως εύκολα γίνεται αντιληπτό από τα σχήματα 4-1 και 4-2, δεν παρατηρείται κάποιος συσχετισμός μεταξύ των τιμών.

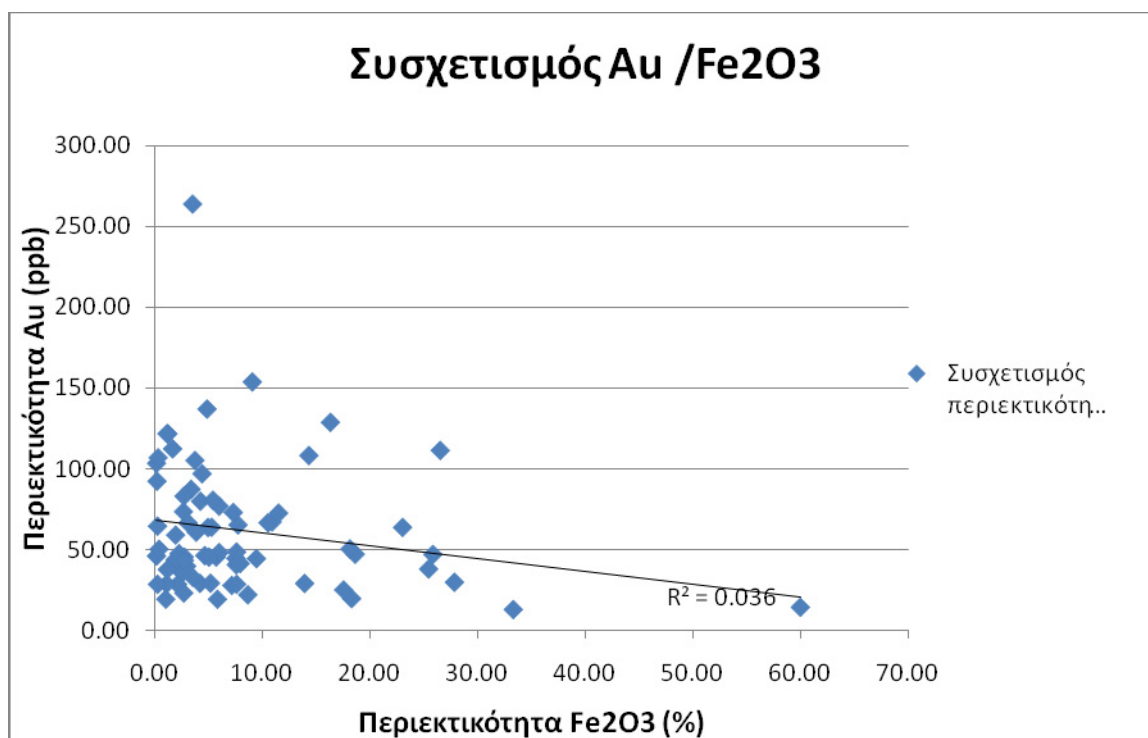


Σχήμα 4-1: Συσχετισμός περιεκτικότητας Au(ppb) - Ασβεστίου (%)

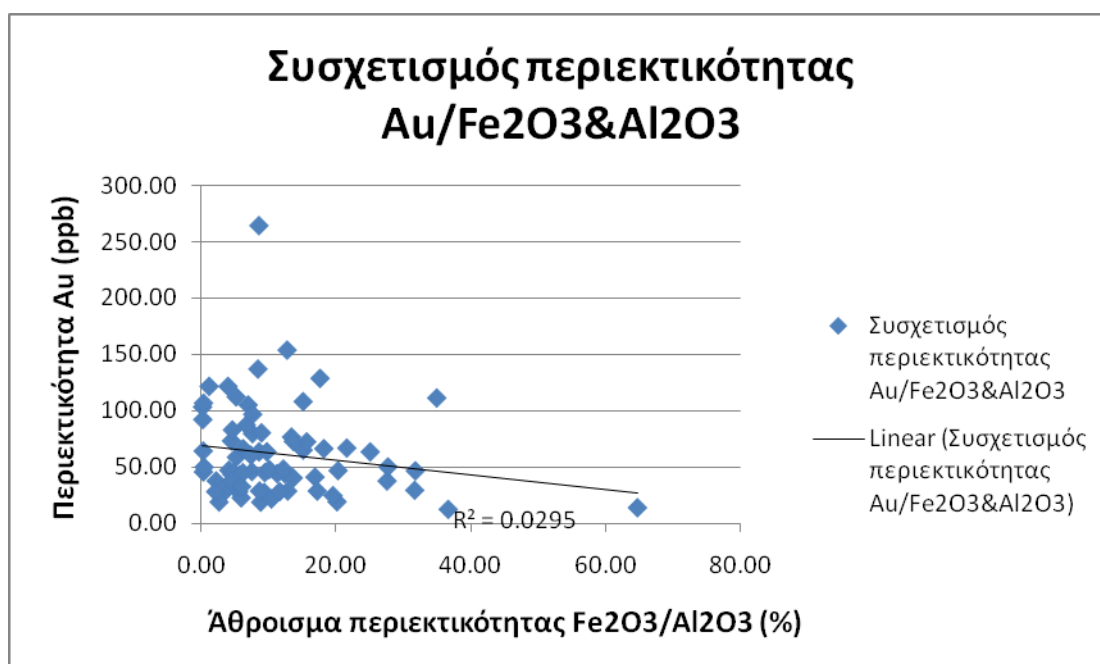


Σχήμα 4-2: Συσχετισμός περιεκτικότητας Au(ppb) – Πυριτίου (%)

Αντίστοιχα, και με βάση της βιβλιογραφία (Crocket, 1993) ότι οι σιδηρούχοι σχηματισμοί συχνά συνοδεύονται από υψηλές περιεκτικότητες χρυσού, δημιουργήθηκε το διάγραμμα (Σχήμα 4-3), όπου για τα ίδια δείγματα γίνεται προσπάθεια να συσχετισθεί η περιεκτικότητα σε χρυσό, με το ποσοστό σιδήρου στο κάθε δείγμα. Όπως και πριν έτσι και σε αυτή την περίπτωση δεν παρατηρείται ιδιαίτερη συσχέτιση. Με αφορμή αυτή την παρατήρηση, κατασκευάστηκε το Σχήμα 4-4 όπου αντί της περιεκτικότητας του σιδήρου, χρησιμοποιείται το άθροισμα των περιεκτικότητων του Al και του Fe, καθώς και τα 2 μπορεί να λειτουργούν ως φορείς Au. Και στην περίπτωση αυτή δεν παρουσιάστηκε κάποια συσχέτιση.



Σχήμα 4-3: Συσχετισμός περιεκτικότητας Au (ppb) - ποσοστού σιδήρου (%)



Σχήμα 4-4: Συσχετισμός περιεκτικότητας Au (ppb) - ποσοστού σιδήρου & αργιλίου (%)

Η κύριος διαχωρισμός των δειγμάτων με βάση το γεωλογικό σχηματισμό στον οποίο ανήκουν είναι αυτός μεταξύ δειγμάτων που αντιστοιχούν σε Νεογενή πετρώματα και δειγμάτων που αντιστοιχούν σε Προνεογενή, όπως βλέπουμε στον πίνακα 4-2

Πίνακας 4-2: Μέση περιεκτικότητα ανά είδος δείγματος (ppb)

Περιεκτικότητα Χρυσού σε Προνεογενή Πετρώματα (ppb) (56 δείγματα)	Περιεκτικότητα Χρυσού σε Νεογενή Ιζήματα (ppb) (19 δείγματα)
M.O=60 $\sigma = 44$ ppb $s = 73\%$	M.O=69 $\sigma = 24$ ppb $s = 35\%$

Τα Νεογενή πετρώματα μπορούν στην συνέχεια να ταξινομηθούν βάση της λιθολογίας τους σε 4 κατηγορίες. Η κατάταξη αυτή παρουσιάζεται στον πίνακα 4-3 με τους αντίστοιχους μέσους όρους περιεκτικότητας χρυσού. Η ταξινόμηση των δειγμάτων σε ιλυόλιθους, ψαμμίτες με υψηλή περιεκτικότητα σε πυρίτιο, ψαμμίτες με υψηλή περιεκτικότητα σε ασβέστιο και κροκαλοπαγή/λατυτοπαγή έγινε με βάση το ποσοστό CaO και SiO₂, που προέκυψε από τις χημικές αναλύσεις των δειγμάτων.

Πίνακας 4-3: Μέση περιεκτικότητα στα Ιζήματα (ppb)

Λιθολογία	Μάργες (2 δείγματα)	Πυριτικοί Ψαμμίτες (3 δείγματα)	Ασβεστιτικοί Ψαμμίτες (7 δείγματα)	Κροκαλοπαγή (7 δείγματα)
Περιεκτικότητα Au (ppb)	82 $\sigma = 2$ $s = 2\%$	64 $\sigma = 15$ $s = 23\%$	61 $\sigma = 23$ $s = 38\%$	75 $\sigma = 30$ $s = 40\%$

Παρατηρούμε ότι όπως ήταν αναμενόμενο και από την βιβλιογραφία το πιο αδρομερές κλάσμα εμφανίζει μεγάλη μέση συγκέντρωση χρυσού. Παρόμοια συγκέντρωση όμως εμφανίζεται και στο λεπτόκοκκο, ιλυολιθικό κλάσμα όμως ο μέσος όρος προκύπτει από μόνο δύο δείγματα και αυτά από την ίδια περιοχή (Χαιρεθιανά-δείγματα CHA 1, CHA 2).

Όπως έχει ήδη αναφερθεί στο Κεφάλαιο 2, το αλπικό υπόβαθρο της περιοχής μελέτης περιλαμβάνει τις ζώνες της Τρίπολης και της Πίνδου, το Φυλλιτικό Κάλυμμα και τους Πλακώδεις ασβεστόλιθους. Από αυτές τις ενότητες οι δύο παλαιότερες, του Φυλλιτικού καλύμματος και των Πλακωδών ασβεστολίθων είναι μεταμορφωμένες, ενώ οι δύο νεότερες που έχουν επωθηθεί πάνω στις προηγούμενες (ζώνη Τρίπολης και ζώνη Πίνδου) δεν είναι. Έτσι επιχειρήθηκε η ταξινόμηση των δειγμάτων του Προνεογενούς υποβάθρου σε μεταμορφωμένα και μη μεταμορφωμένα όπως φαίνεται στον παρακάτω πίνακα 4-4.

Πίνακας 4-4: Μέση περιεκτικότητα Προνεογενών πετρωμάτων (ppb)

Μεταμορφωμένα Πετρώματα (46 δείγματα)	Μη Μεταμορφωμένα πετρώματα (10 δείγματα)
M.O.=62 ppb $\sigma = 46$ ppb $s = 74\%$	M.O.=54 ppb $\sigma = 34$ ppb $s = 63\%$

Για τα δείγματα μεταμορφωμένων Προνεογενών πετρωμάτων (Φυλλιτικό Κάλυμμα) μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως μέτρο σύγκρισης τα δείγματα που συλλέχθηκαν και αναλύθηκαν από την Κεντρική και Ανατολική Κρήτη. Η σύγκριση των περιεκτικοτήτων παρουσιάζεται στον πίνακα 4-5.

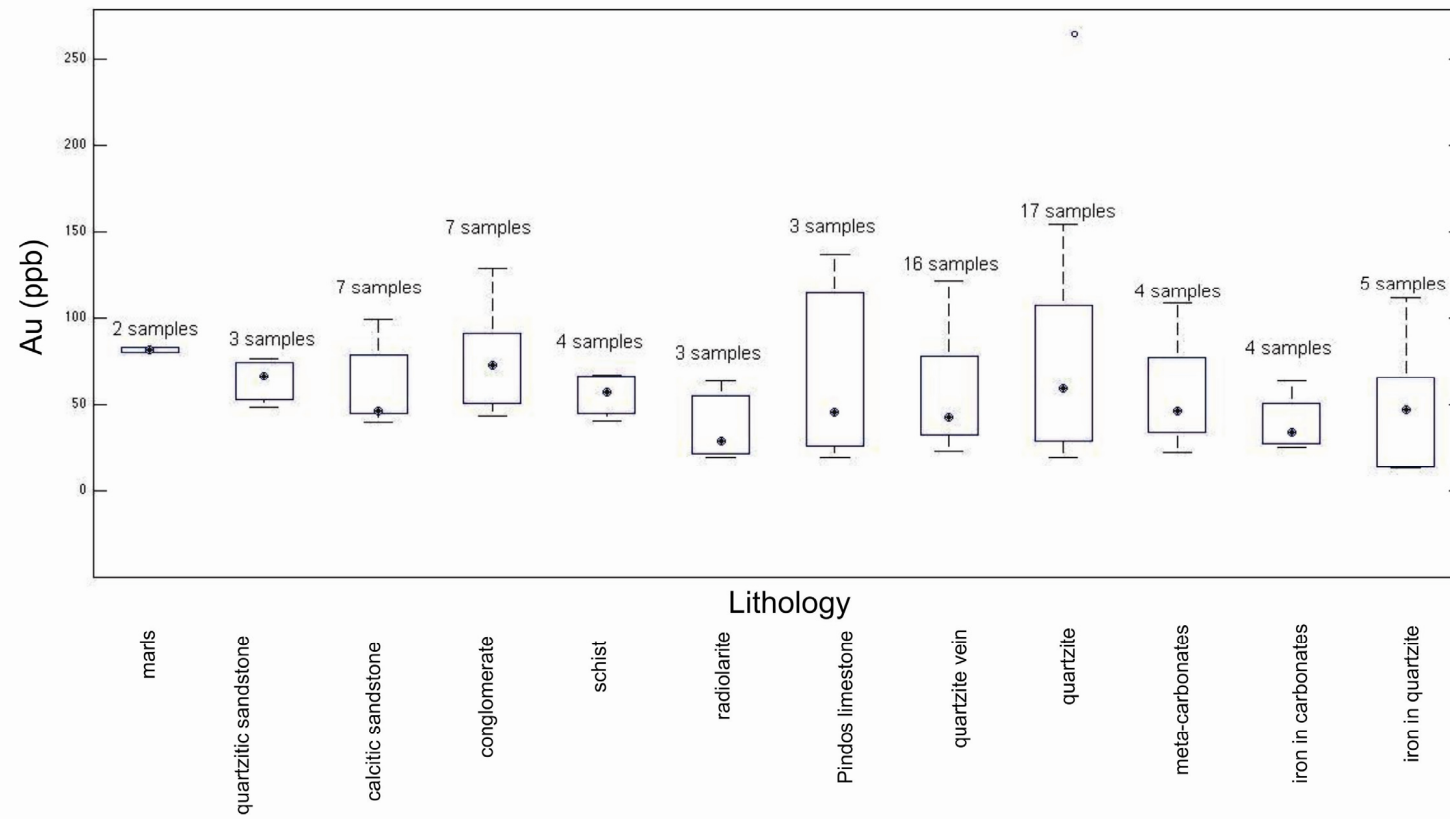
Πίνακας 4-5: Σύγκριση δειγμάτων Προνεογενών Μεταμορφωμένων πετρωμάτων ανά περιοχή

Μεταμορφωμένα Προνεογενή Δυτικής Κρήτης (46 δείγματα)	Μεταμορφωμένα Προνεογενή Κεντρικής Κρήτης (3 δείγματα)	Μεταμορφωμένα Προνεογενή Ανατολικής Κρήτης (5 δείγματα)
M.O. = 62 ppb $\sigma = 46$ ppb $s = 74\%$	M.O. = 111 ppb $\sigma = 113$ ppb $s = 102 \%$	M.O. = 20 ppb $\sigma = 5$ ppb $s = 25 \%$

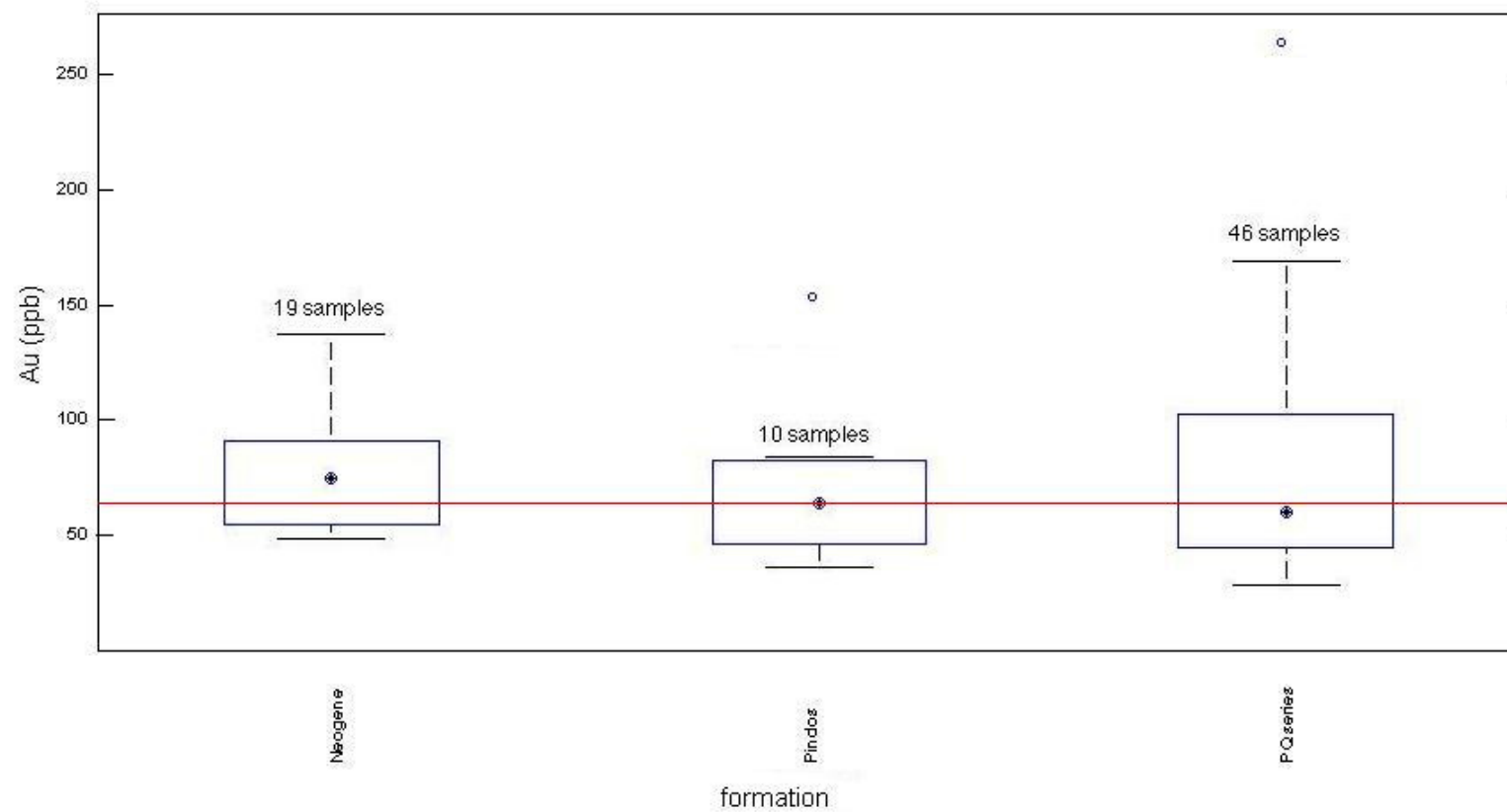
Στον παραπάνω πίνακα 4-5 παρατηρείται ότι τα δείγματα της Κεντρικής Κρήτης εμφανίζουν πολύ υψηλό μέσο όρο. Όμως αυτό οφείλεται σε ένα μόνο δείγμα από μικρό αριθμό δειγμάτων το οποίο είχε υψηλή περιεκτικότητα. Αυτό διαπιστώνεται εύκολα από την μεγάλη τυπική απόκλιση και το σχετικό σφάλμα.

Για την συνοπτική παρουσίαση των αποτελεσμάτων ανά λιθολογία και ανά γεωλογικό κάλυμμα χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό Matlab και πιο συγκεκριμένα το διάγραμμα τύπου boxplot που χρησιμοποιεί, όπως αναλύθηκε στην παράγραφο 3.2.7.

Η συνοπτική στατιστική παρουσίαση των αποτελεσμάτων ανά λιθολογία δίνεται στο σχήμα 4-5 ενώ η αντίστοιχη παρουσίαση των αποτελεσμάτων ανά γεωλογικό σχηματισμό δίνεται στο σχήμα 4-6.



Σχήμα 4-5: Κατανομή περιεχόμενου χρυσού ανά λιθολογία

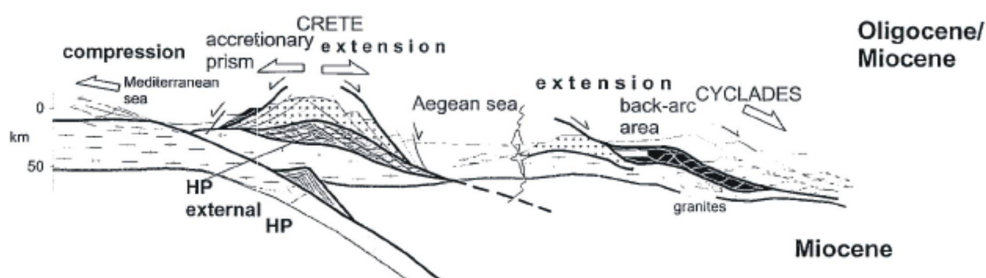


Σχήμα 4-6: Κατανομή δειγμάτων ανά γεωλογικό σχηματισμό. Με κόκκινη γραμμή εμφανίζεται ο μέσος όρος της περιοχής μελέτης

4.3 ΣΥΖΗΤΗΣΗ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα κοιτάσματα χρυσού στην Ελλάδα βρίσκονται κυρίως στο χώρο της Μακεδονίας και Θράκης. Στην υπόλοιπη Ελλάδα υπάρχουν μεμονωμένες εμφανίσεις στα νησιά Εύβοια, Σίφνο, Μήλο, Σάμο και Λέσβο. Στην Αν. Μακεδονία χρυσός εντοπίστηκε στον Ποταμό Νέστο, στις περιοχές Παλιάς Καβάλας - Φιλίππων, στη νήσο Θάσο, στο όρος Παγγαίο, στον Αγγίτη ποταμό, στο Μενοίκιο (Αλιστράτη), στην περιοχή Στρυμόνα (Νιγρίτα-Χείμαρρο), Βροντού και Άγκιστρο. Αναφορές σχετικά με την εκμετάλλευση χρυσού κατά την αρχαιότητα έχουμε από πολλούς συγγραφείς (Όμηρο, Ηρόδοτο, Αριστοτέλη, Ευρυπίδη, Θουκυδίδη, Ξενοφώντα Στράβωνα και άλλους μεταγενέστερους). Εξέχουσα θέση στην αρχαία ελληνική γραμματεία έχουν τα μεταλλεία χρυσού της Θάσου και της Σκαπτής Ύλης (Βαβελίδης 1991).

Όπως φαίνεται και από το χάρτη κατανομής των κοιτασμάτων και εμφανίσεων χρυσού στο Ελληνικό χώρο (Εικ. 1-7), στην Κρήτη δεν έχει καταγραφεί κανένα σημείο. Το τεκτονικό οικοδόμημα της Κρήτης που αποτελείται από επάλληλα τεκτονικά καλύμματα σχετίζεται με μια ζώνη υποβύθισης που οδήγησε σε ορογενές προσαύξησης (Kilias et al 2002).



Σχήμα 4-7: Σχηματική τομή που δείχνει την κινηματική κατά το τελευταίο στάδιο της ορογενετικής διεργασίας στην περιοχή της Κρήτης(Κατά Kilias et al, 2002)

Στο τμήμα αυτό του ορογενούς τα ενυδατωμένα θαλάσσια ιζήματα και ηφαιστειακά πετρώματα έχουν προστεθεί σε ηπειρωτικά περιθώρια σε χρονικά όρια περίπου είκοσι εκατομμυρίων ετών, αφού τα παλαιότερα ιζήματα του σχετικά αυτόχθονου συστήματος του νησιού (Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστολίθων) έχουν ηλικία Άνω Ολιγοκαινική (πριν 33 εκ.χρ.) ενώ τα ιζήματα του Νεογενούς που προέκυψαν μετά το πέρας της συμπιεστικής τεκτονικής έχουν Μειοκαινική ηλικία (13 εκ.χρ.)(Kastens 1991). Τα θερμικά γεγονότα που συνδέονται με την υποβύθιση επηρέασαν την κατανομή των γεωθερμικών πεδίων στο πρίσμα προσαύξησης που δημιουργήθηκε και οδήγησαν τα υδροθερμικά ρευστά σε μετανάστευση μεγάλης

κλίμακας. Η διεργασία αυτή οδήγησε σε ανακατανομή του πρωτογενούς χρυσού από τα μητρικά ηφαιστειακά πετρώματα και τον εμπλουτισμό όχι μόνο χαλαζιακών φλεβών αλλά ολόκληρων στρωμάτων με επαρκές πορώδες, όπως οι χαλαζιακοί ψαμμίτες. Σε αυτές τις συνθήκες τα πετρώματα αυτά βρίσκονται διάσπαρτα σε ένα πολύ μεγάλο εύρος βάθους φορείς υδροθερμικού τύπου μεταλλοφοριών από θέσεις κοντά στην επιφάνεια μέχρι βάθους 20 χιλιομέτρων, δημιουργώντας «ορογενετικές χρυσοφόρες μεταλλοφορίες».

Για τον εντοπισμό των μεταλλοφοριών αυτών, που αποτέλεσαν ταυτόχρονα και την πηγή τροφοδοσίας των Νεογενών ιζημάτων, προσαρμόζοντας την δειγματοληψία στις κύριες γεωλογικές παραμέτρους που καθόρισαν την τεκτονική και στρωματογραφική εξέλιξη της περιοχής, πάρθηκαν 75 δείγματα για αναλύσεις χρυσού. Χαρακτηριστικό όλων των δειγμάτων είναι η παρουσία χρυσού σε τιμές πολύ υψηλότερες από το όριο ανιχνευσιμότητας της μεθόδου που χρησιμοποιήθηκε το οποίο σύμφωνα με την βιβλιογραφία αγγίζει το 0,1 ppb. Ταυτόχρονα παρατηρούμε ότι η παρουσία ή όχι αυξημένων συγκεντρώσεων χρυσού δεν δείχνει να σχετίζεται γραμμικά με την περιεκτικότητα κάποιου συγκεκριμένου οξειδίου (πυριτίου, ασβεστίου, ή σιδήρου). Παρ'όλα αυτά παρατηρείται διαφοροποίηση στο εύρος κατανομής των περιεκτικότητων που μπορεί να συσχετιστεί με την λιθολογία: Υψηλές σχετικά συγκεντρώσεις βρέθηκαν σε δείγματα είτε καθαρά χαλαζιακά είτε με υψηλά ποσοστά ασβεστίου, ενώ στο ίδιο συμπέρασμα καταλήγουμε ακόμα και συγκριτικά με την περιεκτικότητα σε οξείδια του σιδήρου.

Η συγκέντρωση του διαλυμένου Au στο θαλασσινό νερό είναι της τάξης δεκάδων έως εκατοντάδων fmol/l, τιμές που δεν επηρεάζουν την συγκέντρωση χρυσού σε θαλάσσια ιζήματα. Ως εκ τούτου οι τιμές που μετρήθηκαν στα ιζήματα του Νεογενούς, που βρίσκονται πολύ πάνω από τις μέσες τιμές υποβάθρου αντίστοιχων ιζημάτων, οι οποίες κυμαίνονται από 1,5 έως 9 ppb, μπορούν να αναχθούν στην διάβρωση των Προνεογενούς ηλικίας πετρωμάτων, τα οποία είτε κατά θέσεις έχουν μεγαλύτερες συγκεντρώσεις χρυσού είτε συνολικά παρουσιάζουν παρόμοια επίπεδα κατανομής τιμών. Από τις τιμές που προέκυψαν μπορεί να εξαχθεί το συμπέρασμα ότι θα μπορούσαν να ισχύουν και οι δύο υποθέσεις. Ενώ ο μέσος όρος τιμών των Προγεογενούς ηλικίας πετρωμάτων είναι σχεδόν παραπλήσιος με αυτόν των Νεογενούς ηλικίας πετρωμάτων, παρ'όλα αυτά εντός των μεταμορφωμένων μετρήθηκαν τιμές πολύ υψηλότερες (μέχρι 264 ppb). Η προέλευση του χρυσού στα Προνεογενή πετρώματα μπορεί να συνδεθεί με την Περμοτριάδική ηφαιστειότητα και τα αντίστοιχα πετρώματα που βρίσκονται είτε μεταμορφωμένα είτε αμεταμόρφωτα εντός του Καλύμματος της Πίνδου και του Φυλλιτικού Καλύμματος. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον από όλες τις τιμές παρουσιάζουν αυτές που μετρήθηκαν σε

οξειδωμένους και μη μεταψαμμίτες καθώς από τα 13 δείγματα με περιεκτικότητα άνω των 100 ppb, τα 5 αντιστοιχούν σε στρώματα μεταψαμμιτών, τα οποία ταυτόχρονα παρουσιάζουν μεγάλο πάχος και έκταση. Σύμφωνα με τον Seidel et al (2005) οξειδία σιδήρου βρίσκονται σε κατακερματισμένα στρώματα φυλλιτών, χαλαζιτών και μαρμάρων πάχους δεκάδων μέτρων. Γεμίζουν τις διακλάσεις και τα κενά καθώς και εμποτίζουν μερικώς τα μάρμαρα. Από την έρευνά του συμπεραίνει ότι τα οξειδία αυτά προέρχονται από ρευστά που κρυσταλλώθηκαν σε χαμηλές θερμοκρασίες (31°–40°C) και μικρά βάθη (~1 km), ενώ αποτέθηκαν μετά την άνοδο στην επιφάνεια του μεταμορφωμένου συμπλέγματος. Σε αντίθεση με τα συμπεράσματα των Seidel et al (2005) οξειδία του σιδήρου δεν εμφανίζονται μόνο εντός κατακερματισμένων στρωμάτων φυλλιτών, χαλαζιτών και μαρμάρων μεγάλου πάχους αλλά έχουν «εμποτίσει» μεταψαμμίτες του Φυλλιτικού Καλύμματος, οι οποίοι παρουσιάζουν και μεγάλη επιφανειακή εξάπλωση, δεν είναι κατακερματισμένοι και εμφανίζονται σε διαφορετικές περιοχές εντός της περιοχής μελέτης.

Τα οξειδία του σιδήρου σε πολλές περιπτώσεις συνδέονται γενετικά με την μεταφορά και απόθεση του χρυσού και πιθανώς σε αυτά να οφείλεται το γεγονός ότι σε πέντε δείγματα από τα 9 που αντιστοιχούν σε ερυθρόφαιους μεταψαμμίτες μετρήθηκαν συγκεντρώσεις χρυσού πάνω από 100 ppb ενώ και η μέση περιεκτικότητα χρυσού στα δείγματα από τα πετρώματα αυτά είναι επίσης μεγαλύτερη από 100 ppb. Στο παρελθόν λόγω και των περιορισμένων τεχνικών δυνατοτήτων η εκμετάλλευση του χρυσού αφορούσε μόνο κοιτάσματα με υψηλές περιεκτικότητες σε χρυσό. Σήμερα εφαρμόζοντας κυρίως την μέθοδο της κυάνωσης έχει ανοίξει ο δρόμος για την έρευνα και στην συνέχεια την εκμετάλλευση κοιτασμάτων με πολύ χαμηλές περιεκτικότητες που αγγίζουν ακόμα και τα 500 mg/tn. Στην αρχική δε φάση της ανίχνευσης και εντοπισμού κοιτασμάτων, δείγματα με τιμές περιεκτικότητας πάνω από 50 – 100 ppb σε χρυσό είναι καθοριστικά για την συνέχιση ή μη των ερευνών.

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν αποδεικνύουν ότι υπάρχει μια σχετική ισορροπία τιμών κατανομής χρυσού μεταξύ των μητρικών πετρωμάτων και των προϊόντων διάβρωσης τους. Ταυτόχρονα οι σχετικά υψηλές συγκεντρώσεις χρυσού που μετρήθηκαν σε δείγματα που πάρθηκαν από μεγάλου πάχους και έκτασης μεταψαμμίτες του Φυλλιτικού Καλύμματος, στοιχειοθετούν την αναγκαιότητα περαιτέρω διερεύνησης της συγκέντρωσης και κατανομής του χρυσού στα πετρώματα αυτά.

4.4 ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Η εργασία αυτή σε καμία περίπτωση δεν μπορεί να εκληφθεί ως επισταμένη

έρευνα χρυσού ούτε ως ιζηματολογική μελέτη. Επειδή τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας υποδεικνύουν διαδικασίες φυσικού εμπλουτισμού των περιοχών μελέτης σε χρυσό, επιβάλλεται η περαιτέρω έρευνα, η οποία όμως θα πρέπει να γίνει διεξοδικότερα και αναλυτικότερα.

Συγκεκριμένα προτείνεται η διεξοδικότερη και αναλυτικότερη έρευνα στα πετρώματα που όπως φαίνεται έχουν το μεγαλύτερο ενδιαφέρον τόσο λόγω των υψηλών περιεκτικοτήτων χρυσού που μετρήθηκαν σε αυτά όσο και λόγω της σχετικά μεγάλης εξάπλωσής τους, τους φαιοκόκκινους οξειδωμένους και μη μεταψαμμίτες.

Όμως για να είναι εφικτή μια λεπτομερέστερη και συστηματικότερη δειγματοληψία θα πρέπει να είναι και δυνατή η επεξεργασία περισσότερων δειγμάτων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ελληνική βιβλιογραφία

Βαβελίδης Μ.(1991): *Αρχαίος χρυσός στην Ανατολική Μακεδονία*, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Γραμματικόπουλος Α., Τσικούρας Β, Σαλονίκης Κ.(2005): *Συμβολή της εφαρμοσμένης ορυκτολογίας στις μεταλλουργικές διεργασίες χρυσού.- Μεταλλειολογικά και Μεταλλουργικά χρονικά.*

Creutzburg N., and Papastamatiou, I (1966): *Νέα συμβολή εις την Γεωλογίαν της νήσου Κρήτης* – Ι.Γ.Ε.Υ. Γεωλογικά και Γεωφυσικά Μελέται, τομ. 11, Νο2, 173-185, Αθήνα

Δρυμωνίτης Δ.(1992): *Αριστοποίηση των ερευνητικών μεταλλευτικών έργων στην έρευνα προσχωματικού χρυσού.-* Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Μηχανικών Μεταλλείων – Μεταλλουργών Μηχανικών, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα

Ζεληλίδης Α.(2005): *Στρωματογραφία ακολουθιών – Σημειώσεις Μαθήματος*, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών, Πάτρα

Κατσικάτσος Γ.Χ. (1980): *Γεωλογική μελέτη περιοχής Βασιλικού-Ιθώμης Μεσσηνίας*, Αθήνα, σελ.70-90

Κατσικάτσος, Γ.Χ. (1992): *Γεωλογία της Ελλάδας*, ΟΕΔΒ, 451σ., Αθήνα.

Καζελίδου Α. (2005): *Ανάκτηση προσχωματικού χρυσού με βαρυτομετρική μέθοδο.-* Διπλωματική εργασία, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά

Μανάκος Κ. και Βιδάκη Μ. (2002): *Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδος 1:50000, Φύλλο Χάρτη «Παλαιόχωρα»* - Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, Αθήνα

Ματαράγκας Δ., Ζίνδρος Γ.,Κατσικάτσος Γ. (1985): *Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδος 1:50000, Φύλλο Χάρτη «Κλέπα»* - Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, Αθήνα

Μελιδώνης Ν. (1992): *Γενική Κοιτασματολογία*. Πανεπιστήμιο Πατρών. – ΟΕΔΒ, Αθήνα

Μπορνόβας Ι. και Ροντογιάννη-Τσιάμπλου Θ. (1983): *Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδας 1:500.000* – Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, Αθήνα

Ντρίνια Χ. (1996): *Κλασική ιζηματογένεση στο ανώτερο Καινοζωικό της Δυτικής Κρήτης – Η λεκάνη των Αποστόλων* – Διδακτορική διατριβή, Τμήμα

Γεωλογίας, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Αθήνα

Παντελάκη Ο. (2001): *Ανάκτηση χρυσού από τον φλύσχη της Ιονίου ζώνης με φιλικές προς το περιβάλλον βαρυτομετρικές μεθόδους* – Μεταπτυχιακή διατριβή, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά

Τάταρης Α. και Χριστοδούλου Γ.Ε (1969): *Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδος 1:50000, Φύλλο Χάρτη «Αλικιανός»* - Ινστιτούτο Γεωλογίας και Ερευνών Υπεδάφους, Αθήνα

Σκαρπέλης Ν. (2002): *Εισαγωγή στην Κοιτασματολογία* – Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Οικονομικής Γεωλογίας και Γεωχημείας, Αθήνα

Φυτρολάκης Ν. (1980): *Η γεωλογική δομή της Κρήτης- προβλήματα, παρατηρήσεις και συμπεράσματα* – Διατριβή επί υφηγεσία, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο

Χαρίστος Β. (2010): *Μελέτη προσχωματικού χρυσού στις περιοχές Σερβιών Κοζάνης και των ποταμών Αλιάκμονα και Αξιού* - Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη

Ξένη βιβλιογραφία

Aubouin, J. (1959): *Contibution à l' étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie* -Thèse, sciences, Univ. Paris, 1958 et Ann Géol Pays Hellén 10, 525 p., Athènes.

Aubouin, J., Dercourt, J. (1965): *Sur la geologie de l' Egee: regard sur la Crete (Grece)* - Bull. Soc. Geol. France, 7, 787-821, Paris

Arvanitidis N. (2003): *Gold deposits in Greece: genetic types and economic perspectives* – Mineral Exploration and Sustainable Development, Eliopoulos et. al. (eds). Millpress, Rotterdam

Bonneau M. and Fleury J. (1971): *Precisions sur la serie d' Ethia (Crete, Greece): Existence d'un premier flysch mesocretace*. C.R. Acad. Sc. Serie D. 272, 1980-1842, Paris

Bonneau, M. (1973): Les differentes "series ophioliferes" de la Crete moyenne (Grece) – C.R.A.Sc. Paris, 275, 2303-2306

Bonneau M. and Zambetakis A. (1975): *La serie de Mangassa de la Crete orientale (Grece): une klippe d'origine pindique externe* - C.R. Acad. Sc. Serie D. 281, 17-19, Paris

Brunn, J. (1956): Contribution a l'étude géologique du Pinde septrional et d'une partie de la Macedoine occidentale - Annales geologique des Pays Héllenique,

v. 7, 358p.

Cayeux, L. (1902): *Sur la composition et l'age des terrains metamorphiques de la Crete*. - C. R. Acad. Sc. Paris, 134, 1116—1119, Paris

Creutzburg, N. (1958): *Probleme des Gebirgsbaues und der Morphogenese auf der Insel Kreta* - Freiburger Universitätsreden, Neue Folge, Heft 26, s. 5-47, Freiburg

Creutzburg N. & Seidel, E. (1975): *Zum Stand der Geologie des Praneogens auf Kreta* - N. Jb. Geol. Palaont. Abh., 149 (3), 363—383, Stuttgart

Creutzburg N. et al. (1977): *General geological map of Greece, Crete Island, Scale 1 : 200.000* - Inst. Geol. Min. Res., Athens

Diamantatos A. (1977): *An intergrated scheme for the recovery of the six platinum-group metals and gold after lead fusion and perchloric acid parting and a comparison with the lead cupellation, tin, and nickel sulphide collection schemes* - *Analytica Chimica Acta*. 94 p49-55

Dimitroula M., Chatzipanagis I., Arvanitidis N. and Economou G. (1995): *Gold minetalogy and geochemistry of the iron-manganese gossans in Thymaria area (Palea Kavala), northern Greece* – Geo. Sic. Greece. Sp. Publ. No 4, pp. 706-708.

Dornsiepen, U.F. & Manutsoglu, E. (1994): *Zur Gliederung der Phyllit Decke Kretas und des Peloponnes* - Z. dt. geol. Ges., 145: 286-303

Dornsiepen U.F., Manutsoglou E. & Mertmann D., (2001): *Permian-Triassic paleogeography of the External Hellenides* - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, , Palaeoecology*, 172, 327-338

Drooger, C. W. (1976), *Messinian events in the Mediterranean*, Geodynamics: Progress and Prospects, pp. 29–31

Epting, M., Kudrass, H.R., Leppig, U., and Schafer, A. (1972): *Geologie der Talea Ori, Kreta* - Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte, v. 141, p. 259–285

Falkner K. and Edmond J. M. (1990): *Gold in Seawater* - Earth and Planetary Science Letters, 98, p.208-221.

Foster R. P. (1993): *Gold Metallogeny and Exploration*. – Chapman & Hall (London – Madras)

Freudenthal, T (1969): *Stratigraphy of Neogene deposits in the Khania province, Crete, with special reference to foraminera of the family Planorbulinidae and the genus Heterostegina* – Utrecht Micropaleontological Bulletins, 1, 208 p.

Frydas, D (1993): *Neogene stratigraphy of West Crete (Greece) by Silicoflagellates and calcareous nanofossils* – *Revue de Micropaleontologie*, 36(2), p121-142. Paris

Fytrolakis, N. (1967): *Ueber einen Fossilfund im Metamorphikum von Ostkreta* - Bull. geol. Soc. Greece, 7, 89—92, Athens

Greiling, R. & Skala, W. (1976): Zur Praneogenen tektonischen Entwicklung der Phyllit-Quarzit Serie West-Kretas – Z. dt geol. Ges., 127-429-433, Hannover

Greiling, R. & Skala, W. (1977): The petrofabrics of the Phyllite Quartzite series of western Crete as an example for the pre-neogenian structures of the Cretan Arc – VI Colloquium on the Geology of the Aegean region Vol I, 97-102, Athens

Greiling, R. & Skala, W. (1979): *Das tektonische Gefüge der Phyllit-Serie West-Kretas* - Geol. Rdsch., 68, 236—252, Stuttgart

Greiling, R. (1979): Deformationsphasen in der Phyllit-Quarzit-Serie Westkretas (Griechenland) - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 663—680, Stuttgart

Greiling R., (1982): *The metamorphic and structural evolution of the Phyllite-Quartzite Nappe of western Crete* - Journal of Structural Geology, Vol. 4, No. 3, pp. 291 to 297, Oxford

Haber F. (1927): *Das Gold in Meerwasser* - , Z. Angew. Chemie 40, 303-314, 1927.

Hall G.E.M and Bonham-Carter G.F. (1988): *Review of methods to determine gold, platinum and palladium in production-oriented geochemical laboratories, with application of a statistical procedure to test for bias*, Journal of Geochemical Exploration, 30 p255-286

Jacobshagen, V., Makris, J., Richter, D., Bachmann, H. G., Doert, U., Giese, O., Risch, H. (1976): *Alpidischer Gebirgsbau und Krustnstruktur des Peloponnes* - Z. dt. Geol. Ges., 127, 331-363, Hannover

Jacobshagen, V., Durr, S., Kockel, F., Kopp, K. O., & Kowalczyk, S., with contrib. of Berckheimer, H., & Buttner, D. (1978): *Structure and geodynamic evolution of the Aegean region*. — In: Closs, H., Roeder, D., & Schmidt, K. (eds.), Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Commission on Geodynamics Sci. Report No. 38, 537—564, Stuttgart

Jones R.S. (1970): *Gold content of water, plants and animals* - U.S. Geol. Surv. Circ., 625, pp. 1-15

Kalogeropoulos, S.I., Killias, S.P., Bitzios, D.S., Nikolaou, M. & Both, R. (1989): *Genesis of the Olympias carbonate-hosted Pb-Zn (Au-Ag) sulfide ore deposit, Eastern Chalkidiki Peninsula Northern Greece* - Econ. Geol., 84, 1210-1234

Karakitsios V., (1987): *Sur la signification de la "série de Trypali" dans la région de Sellia en Crète occidentale (Grèce)* - C. R. Acad. Sc., Paris, t. 304, serie II, n. 3, p. 123-128

- Kastens K.A. (1991): *Rate of outward growth of the Mediterranean Ridge accretionary complex* - Tectonophysics, 199:28-50.
- Keupp H. & Bellas S. (2000): *Neogene development of the sedimentary basins of NW Crete island, Chania Prefecture, South Aegean Arc System (Greece)* – Berliner geowiss. Abh, E 34, 3-117, Berlin.
- Kilias A.A., Tranos M.D., Orozco M., Alonso-Chaves F.M. & Soto J.I. (2002): *Extensional collapse of the Hellenides: A review.* – Rev. Soc. Geol Espana, 15, 3-4, 129-139.
- Koide M., Hodge V., Goldberg E.D. and Bertine K. (1988): *Gold in seawater: a conservative view* - Applied Geochem., 3, 237-241
- Kontopoulos N., Zelilidis A., Frydas D., (1996): *Late Neogene sedimentary and tectonostratigraphic evolution of southwestern Crete island, Greece.* - N. Jb. Geol. Palaont. Mh., 202 (3), 287-311
- Kopp, K. O. & Ott, E. (1977): *Spezialkartierungen im Umkreis neuer Fossilfunde in Trypali- und Tripolitza-Kalken Westkretas* - N. Jb. Geol. Palaont. Mh. 1977, 217—238, Stuttgart
- Kopp, K. O. (1978): *Stratigraphic and Tectonic Sequence on Crete* - In: Closs, H., Roeder, D., & Schmidt, K. (eds.), Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Commission on Geodynamics Sci. Report No. 38, 439—442, Stuttgart
- Kopp, K.O., and Wernado, G. (1983): *Über eine intra-triadische Deckenbewegung auf Kreta* - Geologisches Rundschau, v. 72,p. 895–910
- Krahl, J., Eberle, P., Eickhoff, J., Forster, O., & Kozur, H. (1982): *Biostratigraphical Investigations in the Phyllite-Quartzite Group on Crete Island, Greece.* - International Symposium on the Hellenic Arc and Trench (H. E. A. T.), Proc. I, 306—323, Athens
- Krahl, J., Kauffmann, G., Kozur, H., Richter, D., Förster, O., Heinritzi, F. (1983): *Neue Daten zur Biostratigraphie und zur Lagerung der Phyllit Gruppe und der Trypali Gruppe auf der Insel Kreta (Griechenland)* - Geol. Rdsch., 72: 1147-1166
- Krahl, J., Kauffmann, G., Kozur, H., Möller, I., Richter, D., Förster, O., Heinritzi, F. & Dornsiepen, U.F. (1986): *Neue Fossilfunde in der Phyllit-Gruppe Ostkretas (Griechenland)* - Z. dt. geol. Ges., 137: 523-536
- Krahl, J., Richter, D., Förster, O., Kozur, H. & Hall, R. (1988): *Zur Stellung der Talea Ori im Bau Bau des kretischen Deckenstapels (Griechenland)* - Z. dt. geol. Ges., 139: 191-227
- Ktenas K.A (1926): *Sur le développement du Primaire au Péloponnès central* - Prakt. Akad. Athin., 1, pp. 53–59
- Kuss S.E and Thorbecke G. (1974): *Die praneogenen Gesteine der Insel*

Kreta und ihre Korrelierbarkeit im agaischen Raum. Ber naturf. Ges. Freiburg, 64, 39-75, Freiburg i Br.

Macdonald E.H (2007): *Handbook of gold exploration and evaluation* -The Institute of Materials, Minerals & Mining, CRC Press, Cambridge

Manutsoglu E., Mertmann D., Soujon A., Dornsiepen U.F. & Jacobshagen V.(1995): *Zur Nomenklatur der Metamorphite auf der Insel Kreta, Griechenland* – Berliner geowiss. Abh., E, 16: 579-588, Berlin

Manutsoglu E., Jacobshagen V., Spyridonos E. & Skala W. 1999. *Geologische 3D-Modellierung der Plattenkalk-Gruppe West-Kretas* - Mathem. Geol., 4, 73-79.

Manoutsoglou E. et al (2010): *The auriferous fans sandstones of the Ionian Zone (Epirus, Greece)*, Bulletin of the Geological Society of Greece, 2010

Meulenkamp, J.E. (1969): *Stratigraphy of the Neogene deposits in the Rethymnon Province, Crete, with special reference to the phylogeny of uniserial Uvigerina from the Mediterranean region* - Utrecht Micropaleontological Bulletins, 2,172 p.

Mountrakis D., Psilovikos A., Papazachos B. (1983): *The Thessaloniki, northern Greece, earthquake of June 20, 1978, and its seismic sequence* - The geotectonic regime of the 1978 Thessaloniki earthquakes, Technical Chamber of Greece–Section of central Macedonia, Thessaloniki (1983), p. 11

Nekrasov I. Y. (1996): *Geochemistry, Mineralogy and Genesis of Gold Deposits*. – A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield

Papastamatiou, J., Reichel, M. (1956): *Sur l' age des phyllades de l'île de Crete* - Eclogae geol. Helv. 49, 147-149, Basel

Pomoni-Papaioannou, F., and Karakitsios, V., (2002): Facies analysis of Trypali carbonate unit (Upper Triassic) in centralwestern Crete (Greece); an evaporite formation transformed into solution-collapse breccias - Sedimentology, v. 49, p.1113–1132.

Raulin Y. (1869): *Description physique de l'île de Crete* - Actes Soc. Linn. Bordeaux, T24, p.338-748, Atlas, 21 plat., Paris

Renz C. (1947): *Eine zusammenfassende Übersicht über die Maeschtrichten Fauna den Insel Kreta*- Ecl. Geol. Helv. vol 40, s. 379-387

Robertson, A.H.F. (2006): *Contrasting modes of ophiolite emplacement in the Eastern Mediterranean region* - in Gee, D.G., and Stephenson, R.A., eds., European lithosphere dynamics: Geological Society, London, Memoirs, v. 32, p. 235–261

Robertson A.H.F. (2011): Late Palaeozoic–Cenozoic tectonic development of Greece and Albania in the context of alternative reconstructions of Tethys in the

Eastern Mediterranean region - International Geology Review, iFirst article, 1–82

Sanneman, W., Seidel, E. (1976): *Die Trias-Scichten von Rawdoucha/NW Kreta. Ihre Stellung im kretischen Deckenba.*- N. Jb. Geol. Palaont. Mh. 221-228. Stuttgart

Schubert, W., Seidel, E. (1972): *Glaukophangesteine aus dem Metamorphikum West-Kretas* – Z. dt. Geol. Ges., 123, 371-384, Hannover

Seidel E. (1968): Die Tripolitza und Pindosserie im Raum von Paleochora (SW-Kreta Griechenland). Diss. Univ. Würzburg

Seidel, E. (1978): *Zur Petrologie der Phyllit-Quarzit-Serie Kretas* - Habilitationsschrift Univ. Braunschweig, 145 S., Braunschweig

Seidel, E., Kreuzer, H. & Harre, W. (1982): A Late Oligocene/Early Miocene high pressure belt in the External Hellenides.- Geol. Jb., 23: 165-206

Seidel, M., Pack, A., Sharp, Z.D., Seidel, E., (2005): *The Kakopetros and Ravdoucha iron-oxide deposits, western Crete, Greece: fluid transport and mineralization within a detachment zone* - Econ. Geol., 100, 165–174

Skarpelis, N.S., (1982): Metallogeny of massive sulfides and petrology of the external metamorphic belt of the Hellenides (SE Peloponnesus) - PhD Thesis, University of Athens, p. 1–149

Ten Veen J.H. and Postma G. (1999): *Hellenic outer-arc (Crete, Greece)*- Basin Research 11, p223-241

Thorbecke, G. (1974): *Zur Deckennatur des permotriadischen Phyllits von Kreta* – N. Jr. Geol. Palaoant. Mh., 246-256, Stuttgart

Thorbecke, G., (1987): *Zur Zonengliederung der ägäischen Helleniden und westlichen Tauriden* - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. Special Issue, 2, 161 pp.

Vamvoukakis C., Seymour K. St., Kouli M., Lamera S. & Denes G., (2005): *Investigation of non-pristine volcanic structures acting as probable hosts to epithermal gold mineralization in the back arc region of the active Aegean Arc, used combined satellite imagery and field data: examples from Lesvos volcanic terrain* - The South Aegean Active Volcanic Arc, Present Knowledge and Future Perspectives in Developments in Volcanology 7, Elsevier Editions

Wackendorf, H., Baumann, A., Gwosdz, W., Schneider, W., (1974): *Die "Phyllit-Serie" Ostkretas: eine Melange* – Z. dt. Geol. Ges, 125, 237-251, Hannover

Wachendorf, H., Gralla, P., Koll, J., & Schulze, I.(1980): *Geodynamik des mittelmekretischen Deckenstapels (nordliches Dikti-Gebirge)* - Geotekt. Forsch., 59, 1—72, Stuttgart

Wurm, A.(1950): *Zur Kenntnis des Metamorphikums der Insel Kreta* - N. Jb. Geol. Palaont. Mh., 1950, 206—239, Stuttgart

Yannopoulos, J. C. (1990): *The extractive metallurgy of gold*.- Van Nostrand Reinhold, New York

Ηλεκτρονική βιβλιογραφία

<http://www.paymygold.gr>

<http://www.gold.org/> (world gold council)

<http://www.floatingdata.com>

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι

Χημικές αναλύσεις δειγμάτων με την μέθοδο XRF

	PLA 2	PLA 3	PLA 5	PLA 7	PLA 8	PLA 9	PLA 10
Na₂O	2.68	0	0.2	0.04	0	5.06	0.00
MgO	0.89	0	0.48	1.17	7.3	1.25	1.62
Al₂O₃	2.72	3.5	5.02	3.65	7.35	1.31	1.99
SiO₂	91.97	94.02	89.18	84.78	69.5	11.32	16.74
P₂O₅	0.04	0.12	0.12	0.18	0.2	0.16	0.09
SO₃	0	0.29	0	0	0.12	0.09	0.07
Cl	0.13	0.09	0.79	0.44	0.06	0.08	0.00
K₂O	0.22	0	0.34	0.1	2.49	0.44	0.67
CaO	0.01	0.27	0.27	0.26	4.4	43.52	41.34
TiO₂	0.09	0.29	0.04	0.24	0.64	0.17	0.40
Cr	0	0	0	0	0.04	0.00	0.00
MnO	0	0	0	0	0.08	0.24	0.26
Fe₂O₃	1.2	1.64	3.5	9.05	7.72	1.79	3.91
Co	0.01	0	0.01	0.02	0	0.00	0.00
Ni	0	0	0.01	0	0.03	0.00	0.01
Cu	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00
ZnO	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Rb	0	0	0	0	0.02	0.01	0.01
SrO	0	0	0	0	0.01	0.16	0.21
Sb₂O₃	0	0	0	0	0	0.00	0.00
ZrO₂	0.01	0.04	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00
Nb	0	0	0	0	0	0.01	0.00
PbO	0	0	0	0	0	0.01	0.01
V	0	0	0	0	0	0.00	0.00
Mo	0	0	0	0	0	0.00	0.00
BaO	0	0	0	0	0	0.00	0.00
LOI	0.4	0.7	0.8	0.4	1	34.38	32.66
Sum	100.4	101.0	100.8	100.4	101.0	100.0	100.0

	PLA 11	PLA 12	PLA 13	PLA 14	PLA 15	PLA 16	XAR 1
Na₂O	0.00	3.67	1.47	1.62	0	0	4.66
MgO	2.72	1.97	0.91	0.78	0	0.61	2.42
Al₂O₃	9.08	2.62	3.34	3.28	0	4.11	5.11
SiO₂	40.35	27.87	86.95	86.77	97.26	81.06	34.20
P₂O₅	0.13	0.09	0.01	0	0.08	0.09	0.18
SO₃	0.06	0.08	0.01	0	0.03	0.12	0.18
Cl	0.01	0.07	0.26	0.48	0.13	0.12	0.14
K₂O	3.76	0.77	0.43	0.38	0	0.55	2.07
CaO	18.73	32.68	1.84	2.82	0.3	1.35	24.81
TiO₂	0.91	0.35	0.27	0.27	0	0.26	0.64
Cr	0.01	0.06	0.04	0.04	0	0.04	0.01
MnO	0.09	0.25	0.15	0.11	0.01	0.11	0.05
Fe₂O₃	9.28	3.59	4.23	3.36	2.17	11.49	5.85
Co	0.00	0.00	0.01	0.01	0	0	0.00
Ni	0.00	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0.00
Cu	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
ZnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Rb	0.02	0.00	0	0	0	0	0.02
SrO	0.02	0.07	0	0	0	0	0.03
Sb₂O₃	0.00	0.00	0	0	0	0	0.00
ZrO₂	0.02	0.01	0.04	0.03	0	0.04	0.02
Nb	0.00	0.00	0	0	0	0	0.01
PbO	0.01	0.01	0	0.01	0	0.01	0.01
V	0.00	0.00	0	0	0	0	0.00
Mo	0.00	0.00	0	0	0	0	0.00
BaO	0.00	0.00	0	0	0	0	0.00
LOI	14.80	25.81	0.9	0.5	1	0.5	19.60
Sum	100.0	100.0	100.9	100.5	101.0	100.5	100.0

	NOP 1	NOP 2	NOP 3	NOP 4	NOP 6	NOP 7	NOP 8
Na₂O	3.52	3.76	0.00	0.00	0	3.74	1.14
MgO	1.12	1.57	0.00	4.56	0	0.99	0.76
Al₂O₃	3.25	2.92	1.54	0.53	0	2.18	3.39
SiO₂	85.38	55.9	28.39	12.58	98.2	84.63	91.47
P₂O₅	0.06	0.14	0.09	0.15	0.09	0.19	0.01
SO₃	0	0.09	0.11	2.43	0.1	0	0
Cl	0.2	0.18	0.18	0.12	0.26	0.11	0.17
K₂O	0.8	0.69	0.43	0.25	0	0.26	0.52
CaO	3.63	25.05	28.46	38.34	0.2	0.24	0.16
TiO₂	0.08	0.08	0.07	0.00	0	0.17	0.2
Cr	0	0.02	0.02	0.00	0	0.01	0
MnO	0.02	0.13	0.36	0.27	0.01	0.27	0.02
Fe₂O₃	1.92	9.43	17.84	9.98	1.12	7.14	2.1
Co	0.01	0	0.00	0.00	0	0.01	0.01
Ni	0	0	0.00	0.00	0	0	0
Cu	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0	0.01
ZnO	0.01	0.01	0.01	0.26	0.01	0.01	0.01
Rb	0	0	0.00	0.00	0	0	0
SrO	0	0.03	0.01	0.19	0	0	0
Sb₂O₃	0	0	0.00	0.00	0	0	0
ZrO₂	0	0	0.00	0.00	0	0.03	0.03
Nb	0	0	0.00	0.00	0	0	0
PbO	0	0	0.00	0.04	0	0	0
V	0	0	0	0	0	0	0
Mo	0	0	0	0	0	0	0
BaO	0	0	0	0	0	0	0
LOI	0.9	1	22.49	30.29	0.1	0.5	0.7
Sum	100.9	101.0	100.0	100.0	100.1	100.5	100.7

	FLO 1	FLO 2	FLO 3	KAK 1	KAK 2	KAK 3	KAK 4
Na ₂ O	0	0	1.71	0.00	0	0	0
MgO	0	0	0.55	4.64	1.45	8.77	0.5
Al ₂ O ₃	8.37	0	3.19	0.86	2.56	2.96	3.59
SiO ₂	59.74	99.39	89.45	9.09	77.96	84.57	89.26
P ₂ O ₅	0.21	0	0	0.11	0.1	0.07	0
SO ₃	0	0	0	0.21	0	0.06	0
Cl	0.08	0.16	0.15	0.31	0.08	0.17	0.1
K ₂ O	2.61	0	0.48	0.54	0.31	0.24	0.54
CaO	0.78	0.17	0.3	40.69	14.7	0.19	0.14
TiO ₂	0.88	0	0.28	0.15	0.12	0.2	0.81
Cr	0.02	0	0.03	0.00	0	0	0
MnO	0.63	0	0.06	0.16	0.05	0	0.03
Fe ₂ O ₃	26.52	0.24	3.72	11.07	2.63	2.74	4.93
Co	0	0.01	0.01	0.00	0	0	0.02
Ni	0	0	0.01	0.00	0	0	0
Cu	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.01
ZnO	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0	0.01
Rb	0.01	0	0	0.00	0	0	0
SrO	0	0	0	0.01	0.01	0	0
Sb ₂ O ₃	0	0	0	0.00	0	0	0
ZrO ₂	0.04	0	0.03	0.00	0	0.01	0.04
Nb	0	0	0	0.00	0	0	0
PbO	0.02	0.01	0.01	0.00	0	0.01	0
V	0.01	0	0	0.00	0	0	0
Mo	0	0	0	0.00	0	0	0
BaO	0.04	0	0	0.00	0	0	0
LOI	0.8	0.7	0.6	32.14	0.8	0.7	0.6
Sum	100.8	100.7	100.6	100.0	100.8	100.7	100.6

	MES 1	MES 2	MES 3	MES 4	H 1	H 2	H 3
Na ₂ O	0	0	0	0	3.79	8.33	0.00
MgO	0	0	0	0	3.06	2.03	1.78
Al ₂ O ₃	0	8.91	0	0	4.59	1.74	2.76
SiO ₂	99.7	78.46	99.44	99.42	81.03	36.49	37.32
P ₂ O ₅	0	0	0.08	0.07	0.03	0.20	0.08
SO ₃	0	0	0	0	0.00	0.16	0.06
Cl	0	0.1	0.1	0.14	0.16	0.23	0.00
K ₂ O	0	2.85	0	0	0.74	0.42	0.47
CaO	0.02	0.05	0.01	0.07	0.79	27.15	30.00
TiO ₂	0.08	1.61	0.03	0.06	0.32	0.08	0.15
Cr	0	0	0	0	0.01	0.00	0.00
MnO	0	0.02	0	0	0.09	0.11	0.14
Fe ₂ O ₃	0.15	7.92	0.29	0.19	4.73	1.58	3.50
Co	0.02	0	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00
Ni	0	0	0	0	0.00	0.00	0.00
Cu	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
ZnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Rb	0	0.01	0	0	0.00	0.00	0.00
SrO	0	0	0	0	0.00	0.02	0.04
Sb ₂ O ₃	0	0	0	0	0.00	0.00	0.00
ZrO ₂	0	0.05	0	0.01	0.01	0.01	0.00
Nb	0	0	0	0	0.00	0.00	0.00
PbO	0	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
V	0	0	0	0	0	0	0
Mo	0	0	0	0	0	0	0
BaO	0	0	0	0	0	0	0
LOI	0.5	0.5	0.5	0.5	0.63	21.45	23.70
Sum	100.5	100.5	100.5	100.5	100.0	100.0	100.0

	LOU 1	NER 1	KAB 1	KAB 2	ZAX 1	ZAX 2	NEO 1
Na₂O	2.90	4.94	0.00	3.70	0.00	0.00	0.00
MgO	1.53	1.40	6.21	1.59	0.99	0.00	0.00
Al₂O₃	2.72	1.56	1.34	2.02	1.90	1.17	2.55
SiO₂	25.43	17.29	33.12	22.69	30.46	17.62	21.01
P₂O₅	0.12	0.20	0.35	0.09	0.07	0.00	0.14
SO₃	0.18	0.23	0.24	0.00	0.06	0.00	0.00
Cl	0.08	0.22	0.00	0.06	0.07	0.00	0.53
K₂O	1.19	0.54	0.00	0.88	0.41	0.00	1.13
CaO	33.27	39.80	31.52	36.46	36.00	44.40	39.10
TiO₂	0.57	0.25	0.17	0.25	0.11	0.08	0.52
Cr	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
MnO	0.05	0.01	0.08	0.09	0.10	0.14	0.06
Fe₂O₃	5.54	2.02	1.99	3.30	1.34	1.45	3.93
Co	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Cu	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
ZnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Rb	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
SrO	0.07	0.08	0.02	0.02	0.01	0.02	0.10
Sb₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZrO₂	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Nb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PbO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0	0	0	0	0	0	0
Mo	0	0	0	0	0	0	0
BaO	0	0	0	0	0	0	0
LOI	26.29	31.44	24.90	28.80	28.44	35.07	30.89
Sum	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

	SAS 1	MAL 1	MAL 2	CHA 1	CHA 2	XOR 1	XOR 2
Na ₂ O	3.43	0	4.08	0.00	0.00	3.73	0.00
MgO	1.1	1.56	1.71	0.00	0.00	1.77	1.74
Al ₂ O ₃	2.39	7.38	4.07	2.37	1.17	3.68	3.34
SiO ₂	91.16	63.97	48.6	18.18	10.29	45.51	26.66
P ₂ O ₅	0.01	0	0.12	0.07	0.00	0.18	0.10
SO ₃	0	0.15	0.13	0.15	0.14	0.09	0.10
Cl	0.11	0.08	0.13	1.03	0.00	0.11	0.00
K ₂ O	0.15	1.97	1.31	1.04	0.00	2.16	1.09
CaO	0.32	17.82	33.28	40.60	47.58	21.17	33.73
TiO ₂	0.2	0.98	0.48	0.41	0.29	0.34	0.54
Cr	0	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0.05
MnO	0	0	0	0.27	0.85	0.04	0.21
Fe ₂ O ₃	1.08	5.96	5.97	3.66	1.69	4.39	5.57
Co	0.01	0	0	0.00	0.00	0.01	0.00
Ni	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Cu	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
ZnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Rb	0	0.01	0	0.01	0.00	0.02	0.01
SrO	0	0.01	0.01	0.08	0.06	0.01	0.15
Sb ₂ O ₃	0	0	0	0.00	0.00	0.00	0.00
ZrO ₂	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Nb	0	0	0	0.00	0.00	0.00	0.00
PbO	0	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
V	0	0	0	0.00	0.00	0.00	0.00
Mo	0	0	0	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0	0	0	0.00	0.32	0.00	0.00
LOI	0.8	0.7	1	32.07	37.59	16.72	26.64
Sum	100.8	100.7	101.0	100.0	100.0	100.0	100.0

	KUK 1	KUK 2	KAL 1	KAL 2	KAL 3	KAL 4	KOL 1
Na ₂ O	6.60	4.39	1.69	0.00	0.00	5.20	0
MgO	1.59	1.42	0.00	0.00	2.71	1.30	0.73
Al ₂ O ₃	2.30	2.20	7.13	2.34	7.48	1.22	3.43
SiO ₂	26.62	15.94	62.86	18.59	54.09	36.43	88.31
P ₂ O ₅	0.20	0.22	0.10	0.00	0.15	0.14	0
SO ₃	0.24	0.20	0.19	0.09	0.12	0.00	0
Cl	0.24	0.10	0.23	0.00	0.04	0.09	0.15
K ₂ O	0.79	0.80	2.21	0.71	1.87	0.20	1.28
CaO	32.82	39.80	8.25	42.06	16.33	30.43	0.32
TiO ₂	0.28	0.32	0.85	0.35	0.56	0.00	0.55
Cr	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0
MnO	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.10	0.02
Fe ₂ O ₃	2.27	3.00	9.83	2.56	3.65	0.76	5.16
Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0
Cu	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0
ZnO	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
Rb	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0
SrO	0.04	0.09	0.01	0.04	0.02	0.03	0.01
Sb ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0
ZrO ₂	0.01	0.01	0.05	0.01	0.02	0.00	0.02
Nb	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0
PbO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0
Mo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0
LOI	25.93	31.44	6.51	33.23	12.90	24.04	0.9
Sum	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.9

	SIR 1	SIR 2	SIR 3	SIR 4	SIR 5	SIR 6	NEP 1
Na₂O	3.38	4.24	8.50	0.00	2.41	0	0.00
MgO	0.96	2.40	9.21	6.24	1.07	0	15.04
Al₂O₃	3.21	5.34	0.75	1.28	5.88	3.19	5.71
SiO₂	89.72	51.89	3.03	24.86	61.02	92.25	54.26
P₂O₅	0.09	0.12	0.26	0.09	0.13	0.08	0.51
SO₃	0.04	0.09	0.26	0.12	0.21	0	7.22
Cl	0.2	0.11	0.22	0.12	0.11	0.27	1.01
K₂O	0.64	2.08	0.00	0.34	1.77	0.66	0.65
CaO	0.27	14.45	41.46	33.74	0.58	0.57	1.68
TiO₂	0.29	0.89	0.04	0.00	0.81	0.21	0.10
Cr	0	0.04	0.00	0.00	0.01	0	0.00
MnO	0	0.12	0.13	0.20	0.03	0.06	0.00
Fe₂O₃	1.14	6.70	3.38	6.33	25.84	2.68	12.39
Co	0.01	0.01	0.00	0.00	0	0.02	0.00
Ni	0	0.02	0.00	0.00	0	0	0.00
Cu	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
ZnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04
Rb	0	0.01	0.00	0.00	0.01	0	0.01
SrO	0	0.03	0.01	0.01	0.01	0	0.01
Sb₂O₃	0	0.00	0.00	0.00	0	0	0.00
ZrO₂	0.03	0.03	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00
Nb	0	0.00	0.00	0.00	0	0	0.00
PbO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0	0.03
V	0	0.00	0.00	0.00	0	0	0.00
Mo	0	0.00	0.00	0.00	0	0	0.00
BaO	0	0.00	0.00	0.00	0	0	0.00
LOI	0.1	11.41	32.75	26.66	0.5	0.4	1.33
Sum	100.1	100.0	100.0	100.0	100.5	100.4	100.0

	NEP 2	NEP 3	NEP 4	NEP 5	NEP 6	SEM 1	SEM 2
Na₂O	0.00	4.42	5.86	6.04	5.28	3.79	0
MgO	1.04	1.00	1.32	0.96	1.49	1.04	0
Al₂O₃	1.59	2.99	1.39	0.97	2.50	1.87	3.25
SiO₂	30.26	50.08	24.41	31.67	44.75	92.34	80.73
P₂O₅	0.11	0.16	0.19	0.19	0.17	0.02	0.04
SO₃	0.10	0.08	0.00	0.14	0.11	0.03	0.03
Cl	0.00	0.13	0.09	0.14	0.11	0.18	0.14
K₂O	0.32	0.77	0.37	0.25	0.53	0.05	0.65
CaO	33.84	20.45	35.61	32.51	23.34	0.39	0.44
TiO₂	0.17	0.31	0.13	0.09	0.23	0.01	0.49
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0
MnO	0.09	0.12	0.09	0.06	0.13	0	0.23
Fe₂O₃	5.55	3.24	2.08	1.11	2.75	0.24	13.91
Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0
Cu	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03
ZnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Rb	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0	0
SrO	0.16	0.05	0.24	0.17	0.11	0	0
Sb₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0
ZrO₂	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0	0.02
Nb	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0	0
PbO	0.01	0.00	0.06	0.01	0.01	0.01	0.02
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0
Mo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0
LOI	26.73	16.15	28.13	25.68	18.44	0.5	0.4
Sum	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.5	100.4

	SEM 3	SEM 4	SEM 5	SEM 6	SEM 7	SEM 8	SEP 1
Na₂O	0	5.41	4.17	3.18	2.39	3.21	5.97
MgO	0	2.09	1.36	0.5	0.62	0.6	3.22
Al₂O₃	3.28	4.01	2.90	0.14	2.43	1.81	1.20
SiO₂	61.7	78.47	14.92	95.67	90.3	74.91	15.10
P₂O₅	0	0.16	0.14	0	0	0.24	0.21
SO₃	0	0.06	0.08	0.01	0	0.16	0.17
Cl	0.09	0.16	0.05	0.16	0.11	0.11	0.09
K₂O	0.52	0.82	1.22	0.04	0.25	0.3	0.26
CaO	0.25	0.57	29.40	0.11	0.04	0.05	33.23
TiO₂	0.37	0.37	0.36	0	0.2	0.19	0.10
Cr	0.01	0	0.02	0	0	0.02	0.01
MnO	0.42	0.25	0.74	0	0.08	0.01	0.41
Fe₂O₃	33.31	7.59	21.37	0.14	3.5	18.28	13.73
Co	0	0	0.00	0.01	0.01	0	0.00
Ni	0	0	0.00	0	0	0	0.00
Cu	0	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
ZnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.01
Rb	0	0	0.01	0	0	0.01	0.00
SrO	0	0	0.02	0	0	0	0.01
Sb₂O₃	0	0	0.00	0	0	0	0.00
ZrO₂	0.02	0	0.01	0	0.03	0.02	0.00
Nb	0	0	0.00	0	0	0	0.00
PbO	0.01	0.02	0.00	0.01	0	0	0.03
V	0.01	0	0.00	0	0	0	0.00
Mo	0	0	0.00	0	0	0	0.00
BaO	0	0	0.00	0	0	0.05	0.00
LOI	0.7	0.8	23.22	0.7	0.9	1	26.25
Sum	100.7	100.8	100.0	100.7	100.9	101.0	100.0

	SEP 2	SEP 3	SEP 4	SEP 5	BOB 1
Na ₂ O	5.92	0	0.00	3.1	0
MgO	3.03	1.3	0.00	1.52	0
Al ₂ O ₃	1.49	4.66	1.48	9.52	0
SiO ₂	19.68	28.28	13.85	60.74	98.62
P ₂ O ₅	0.20	0.08	0.06	0.3	0
SO ₃	0.17	0.17	0.00	0.27	0
Cl	0.08	0.1	0.00	0.09	0.23
K ₂ O	0.21	1.94	0.45	1.75	0.06
CaO	30.94	0.62	36.69	0.74	0.63
TiO ₂	0.10	0.35	0.16	0.88	0.03
Cr	0.02	0.04	0.00	0.01	0
MnO	0.39	2.07	0.21	2.76	0
Fe ₂ O ₃	13.25	60	18.07	18.13	0.38
Co	0.00	0	0.00	0	0.01
Ni	0.00	0	0.00	0.01	0
Cu	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
ZnO	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01
Rb	0.00	0.05	0.00	0.02	0
SrO	0.02	0	0.03	0.01	0
Sb ₂ O ₃	0.00	0	0.00	0	0
ZrO ₂	0.00	0.02	0.01	0.05	0
Nb	0.00	0	0.00	0	0
PbO	0.04	0.05	0.00	0.06	0.01
V	0.00	0.02	0.00	0.01	0
Mo	0.00	0.01	0.00	0	0
BaO	0.00	0.22	0.00	0	0
LOI	24.45	0.9	28.98	0.8	0.5
Sum	100.0	100.9	100.0	100.8	100.5