



**ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ**

Εφαρμογή της μεθόδου θερμομετρίας Ca-Mg στα μάρμαρα της Θάσου

ΧΡΙΣΤΟΦΟΡΙΔΟΥ ΣΟΦΙΑ

A.E.M.: 4940

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2016

ΧΡΙΣΤΟΦΟΡΙΔΟΥ ΣΟΦΙΑ

Εφαρμογή της μεθόδου θερμομετρίας Ca-Mg στα μάρμαρα της Θάσου

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας

Επιβλέπων Καθηγητής

Επίκουρος Καθηγητής Καντηράνης Νικόλαος

© Χριστοφορίδου Σοφία, Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, 2016
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα. Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

Περιεχόμενα

1. Εισαγωγή	
1.1 Θεωρία θερμομέτρου Ca/Mg σε ασβεστίτες.....	4
1.2 Στόχος και σκοπός εργασίας.....	9
2. Γεωλογία της περιοχής μελέτης.....	10
2.1 Γεωλογία της Θάσου.....	10
2.2 Στρωματογραφία της Θάσου.....	13
3. Υλικά και μέθοδοι έρευνας.....	16
3.1 Δειγματοληψία.....	16
3.2 Λεπτή τομή-μικροσκόπιο.....	17
3.3 Ακτίνες-Χ, ορυκτολογία.....	17
3.4 Χημική ανάλυση (AAS).....	18
3.5 SEM-EDS.....	18
4. Αποτελέσματα και συζήτηση.....	19
4.1 Ιστολογική μελέτη.....	19
4.2 Φωτογραφίες από τις μικροσκοπικές τομές.....	20
4.3 Ορυκτολογική σύσταση.....	30
4.4 Χημική σύσταση.....	31
4.5 Εφαρμογή του Θερμομέτρου.....	32
5. Συμπεράσματα.....	37
6. Βιβλιογραφία.....	38

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Ν. Καντηράνη για την εξαιρετική συνεργασία και παράλληλα υπομονή του μέχρι την ολοκλήρωση αυτής της διπλωματικής εργασίας.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους όσους μου συμπαραστάθηκαν και με βοήθησαν όλον αυτό τον καιρό, από την αρχή μέχρι και το τέλος αυτού του κύκλου των σπουδών μου.

1. Εισαγωγή

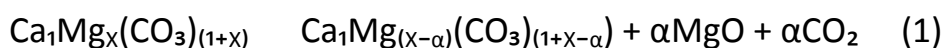
1.1 Θεωρία θερμομέτρου Ca-Mg σε ασβεστίτες

Η μέθοδος της θερμομετρίας είναι μια νέα σχετικά εφαρμοσμένη μέθοδος που βασίζεται στην σύσταση και κατ' επέκταση την ισορροπία μεταξύ ορισμένων ορυκτών μιας παραγένεσης και στόχο έχει την εξακρίβωση της θερμοκρασίας που επικρατούσε στο στάδιο που είχε αποκατασταθεί η ισορροπία μεταξύ των υπό μελέτη ορυκτών. Πρόκειται για μια μέθοδο που επιτρέπει στους ερευνητές μιας περιοχής να προσδιορίσουν τις συνθήκες που επικράτησαν κατά τη δημιουργία ενός ορισμένου μεταμορφικού σχηματισμού.

Η γεωθερμομετρία μπορεί να διαχωριστεί σε δυο μεθόδους. Η πρώτη βασίζεται στη σύσταση δυο (ή περισσότερων) ορυκτών που βρίσκονται σε ισορροπία και τα οποία σχηματίζουν μια ισόμορφη σειρά η οποία όμως παρουσιάζει ένα χάσμα μίξης κάτω από μια χαρακτηριστική καμπύλη solvus. Η δεύτερη βασίζεται στη δυνατότητα δυο διαφορετικού είδους ιόντα να καταλαμβάνουν μια συγκεκριμένη θέση στη δομή ενός ορυκτού, είτε ορισμένες θέσεις στη δομή δυο διαφορετικών ορυκτών που βρίσκονται σε ισορροπία. Στην παρούσα εργασία δίνεται βάση και εφαρμόζεται η δεύτερη μέθοδος, η οποία μάλιστα εφαρμόστηκε στο σύστημα $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ και παρουσιάστηκε στις εργασίες των Harker & Tuttle, 1955, Graf & Goldsmith, 1955 και Goldsmith & Newton, 1969.

Πιο συγκεκριμένα σύμφωνα με τους Goldsmith και Newton (1969), η περιεκτικότητα σε μαγνήσιο (Mg) στον ασβεστίτη που συνυπάρχει με δολομίτη αποτελεί την βάση ενός γεωθερμομέτρου το οποίο είναι σχετικά ανεξάρτητο της πίεσης. Σε μελέτες που έχουν γίνει από τους παραπάνω έχει αποδειχθεί πως η solvus ασβεστίτη-δολομίτη μπορεί να αποτελέσει ένα πολύ χρήσιμο θερμομέτρο.

Οι Graf & Goldsmith (1995) ήταν αυτοί που ασχολήθηκαν με την αντίδραση διαχωρισμού του δολομίτη και μάλιστα υπέδειξαν πως ο διαχωρισμός αυτός δεν ακολουθεί μια απλή χημική αντίδραση δυο βημάτων, όπως πίστευαν μέχρι στιγμής. Η εξίσωση λοιπόν έχει τη μορφή :

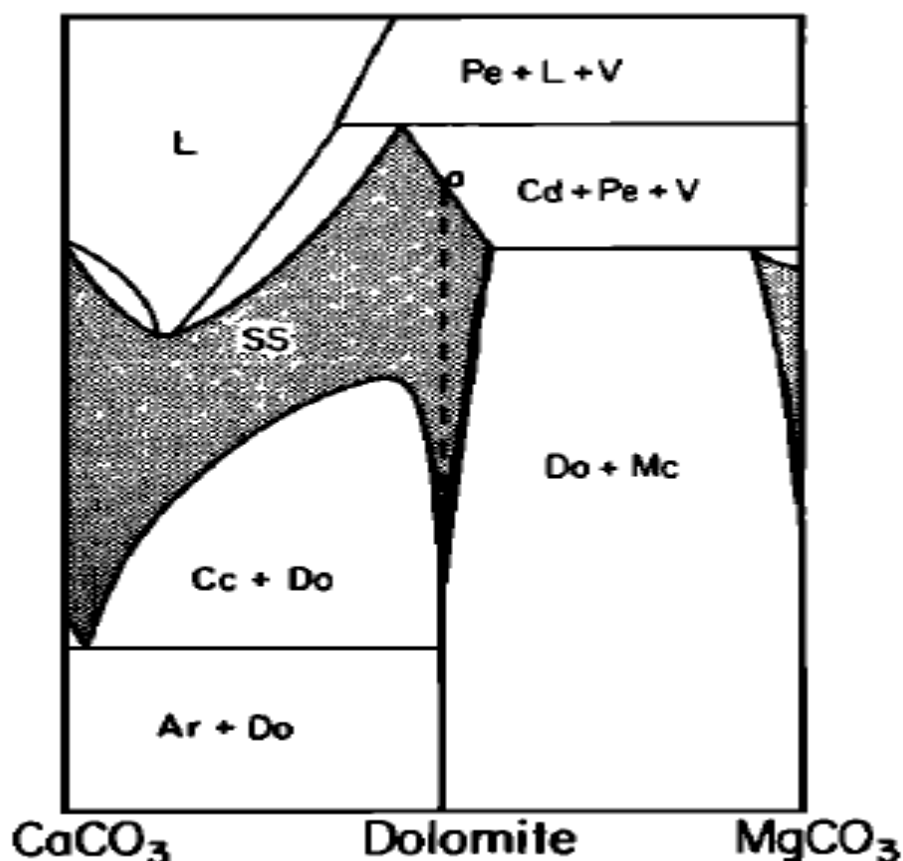


Ca-δολομίτης

Mg-ασβεστίτης

περίκλαστο

Η παραπάνω εξίσωση σε χαμηλή θερμοκρασία και πίεση εμφανίζει ελάχιστο στερεό διάλυμα στον δολομίτη, όπου πρακτικά το X παίρνει την τιμή 1. Παρακάτω δίνεται η αντίδραση αυτή και με τη μορφή ενός διαγράμματος.



Διάγραμμα 1 : Σχηματική ισοβαρική αναπαράσταση του συστήματος $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$, ο κατακόρυφος άξονας αναπαριστά τη θερμοκρασία. (Goldsmith, 1980)

Υπόμνημα: Cc = ασβεστίτης, Do = Δολομίτης, Mc = Μαγνησίτης, Cd = ασβεστίτης με μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε ασβέστιο, Pe = Περίκλαστο, SS = στερεό διάλυμα, V= αέρια φάση, L=υγρή φάση, Ar = Αραγωνίτης.

Στο διάγραμμα η κατακόρυφη διακεκομμένη γραμμή είναι αυτή της σύστασης του δολομίτη η οποία εισέρχεται στο πεδίο στερεών διαλυμάτων ανθρακικής σύστασης μέχρι να φτάσει στο σημείο O. Αυτό το σημείο αναφέρεται από τους Irving & Willie (1975), ως το σημείο που ο δολομίτης ξεκινά να αντιδρά. Σε αυτή την πίεση υπάρχει αποκλειστικά ένα στερεό διάλυμα με σύσταση μεταξύ δολομίτη και ασβεστίτη. Αυτό που προκύπτει από την έρευνα του Goldsmith (1980) πάνω στο πεδίο σταθερότητας του δολομίτη είναι πως πλέον οι ενώσεις που περιέχουν τόσο ασβέστιο (Ca) όσο και μαγνήσιο (Mg) μπορούν να είναι σταθερές σε ένα διευρυμένο πεδίο και μάλιστα κάποιες φορές και σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 1450°C , ενώ παράλληλα η πίεση μπορεί να αγγίξει και τα 11 kbar. Το αποτέλεσμα αυτής της μελέτης έχει σαν συνέπεια την αναγνώριση πως ο δολομίτης σαν ορυκτό μπορεί να βρεθεί σταθερός σε ένα μεγάλο εύρος θερμοκρασιών και πιέσεων, πάντοτε ανάλογα με τις συνθήκες που επικρατούν στην κάθε περιοχή.

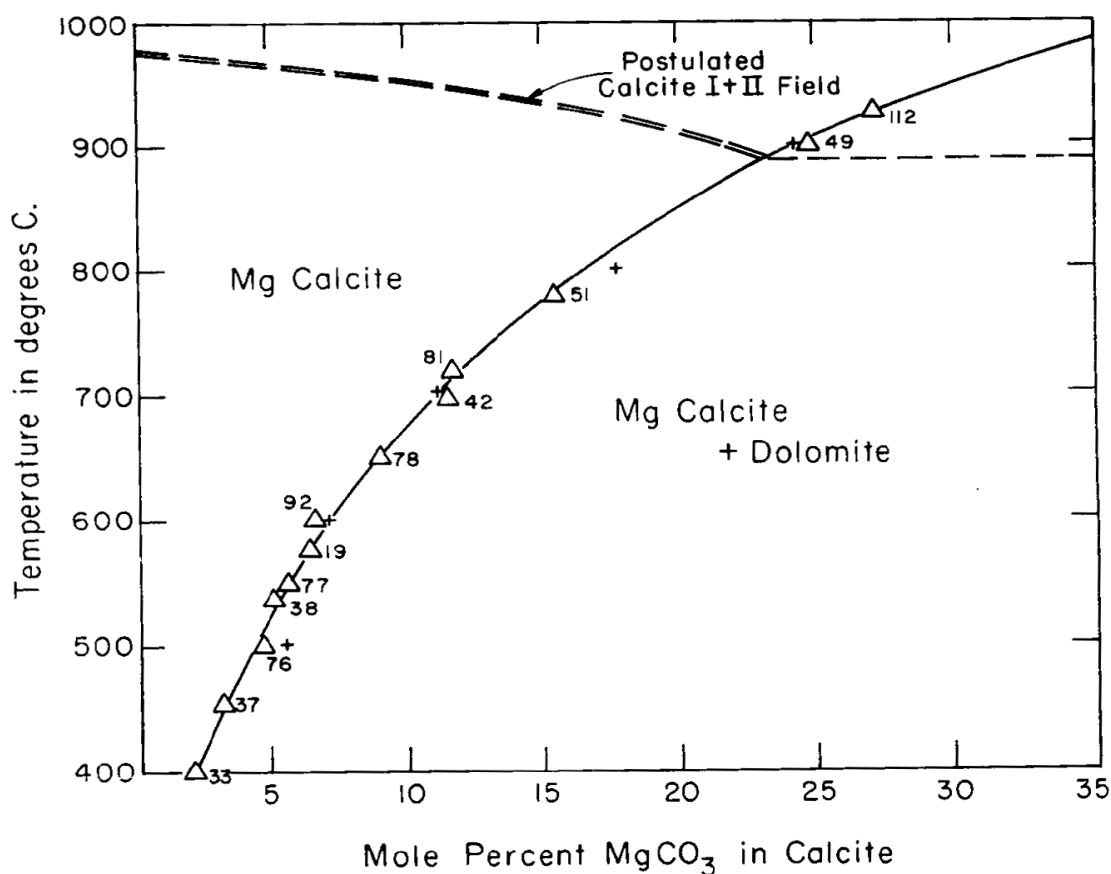
Τα σημαντικότερα αποτελέσματα στην έρευνα της γεωθερμομετρίας αποδίδονται στους Goldsmith & Newton (1969), οι οποίοι ασχολήθηκαν με την μέθοδο αυτή. Σύμφωνα λοιπόν με τους ερευνητές αυτούς για την εφαρμογή του θερμομέτρου θα πρέπει να γίνουν κάποιες προετοιμασίες όσον αφορά τα δείγματα αλλά και να εφαρμοστούν συγκεκριμένες μέθοδοι στην ανάλυση των πετρωμάτων.

Αρχικά, είναι σημαντικό να καθοριστεί η διαλυτότητα του MgCO_3 στον ασβεστίτη με μεγάλη ακρίβεια, καθώς αυτή αποτελεί τη βάση για την εφαρμογή του θερμομέτρου. Επιπλέον, είναι ιδιαίτερα σημαντικό να καθοριστεί η διαλυτότητα του MgCO_3 στον ασβεστίτη-I και ασβεστίτη-II, καθώς μπορεί να επηρεάσει τη διαμόρφωση της solvus, αλλά και την εφαρμογή του θερμομέτρου.

Οι Goldsmith & Newton (1969) χρησιμοποίησαν μια ειδική συσκευή με έμβολο με την οποία είχαν τη δυνατότητα να αυξομειώνουν την θερμοκρασία κρατώντας παράλληλα σχεδόν σταθερή την πίεση. Έτσι, τα υπό εξέταση δείγματα αφού προετοιμάστηκαν κατάλληλα, τοποθετήθηκαν στη συσκευή αυτή, όπου και υποβλήθηκαν σε μια σειρά από πειράματα με αυξανόμενη την θερμοκρασία. Σε κάθε αλλαγή της θερμοκρασίας γινόταν καταμέτρηση των νέων δεδομένων που προέκυπταν ως προς τη διαλυτότητα του μαγνησίου στα ασβεστιτικά δείγματα. Έτσι προέκυπτε αντίστοιχα μια τιμή περιεκτικότητας ανθρακικού μαγνησίου (MgCO_3) την οποία στη συνέχεια ανήγαγαν σε ποσοστό επί τοις εκατό στο συνολικό υπό ανάλυση δείγμα. Με τον τρόπο αυτό προέκυψαν οι τιμές για ένα σύνολο τιμών θερμοκρασίας και αντίστοιχα οι τιμές της περιεκτικότητας % mole MgCO_3 , που εμφανίζεται και στο παρακάτω διάγραμμα (Διάγραμμα 2). Από την σειρά των πειραμάτων προέκυψε το παρακάτω διάγραμμα το οποίο συσχετίζει την θερμοκρασία ενός δείγματος με το ποσοστό % mole MgCO_3 που αυτό περιέχει. Είναι ιδιαίτερα σημαντικό να τονιστεί πως στη συγκεκριμένη μεθοδολογία παρατηρήθηκε πως η πίεση μπορούσε να παραμείνει σταθερή και να δώσει διαφορετικές τιμές περιεκτικότητας σε ανθρακικό μαγνήσιο (MgCO_3), γεγονός που σηματοδοτεί τον ορισμό ενός θερμομέτρου ανεξάρτητου της πίεσης.

Όπως είναι φυσικό μπορεί κανείς να αντιληφθεί τη χρησιμότητα αυτού του διαγράμματος στην περίπτωση που είναι επιθυμητό να καθοριστεί η θερμοκρασία μεταμόρφωσης μιας σειράς πετρωμάτων. Το παρακάτω διάγραμμα αποτελεί την βάση πάνω στην οποία στηρίχθηκε και η παρούσα εργασία και μελέτη των ανθρακικών πετρωμάτων της Θάσου.

Καλό είναι να αναφερθούν και κάποια επιπλέον σημεία στα οποία δίνονται βάση από τους Goldsmith & Newton (1969). Στην παρούσα φάση αυτής της έρευνας δεν ήταν δυνατόν να γίνει γνωστή η επίδραση της ολικής πίεσης στην solvus της αντίδρασης. Η ολική πίεση αποτέλεσε έναν από τους υπό εξέταση παράγοντες ως προς την επιρροή που μπορεί να έχει στην solvus της αντίδρασης. Τα πειράματα στη συνέχεια έδειξαν πως η ολική πίεση είχε την ελάχιστη επίδραση στην solvus, με το εύρος της πίεσης και της θερμοκρασίας που μετρήθηκε στην μελέτη αυτή να έχει περιορισμένες αποκλίσεις. Στη φύση τα κρυσταλλικά πετρώματα σχηματίζονται σε ένα εύρος πιέσεων από 0 έως 10 kbar. Μια αβεβαιότητα τέτοιου μεγέθους στην πίεση είναι πολύ πιθανό να έχει αντίστοιχη αβεβαιότητα και επιρροή στην θερμοκρασία από τους 25 έως τους 800° C. Για τους λόγους αυτούς η ολική πίεση ήταν ένας σημαντικός παράγοντας που δεν μπορούσε να αγνοηθεί ως προς την εξέτασή της, καθώς αποκλίσεις τάξεων μεγέθους δεν θα μπορούσαν να γίνουν αποδεκτές.



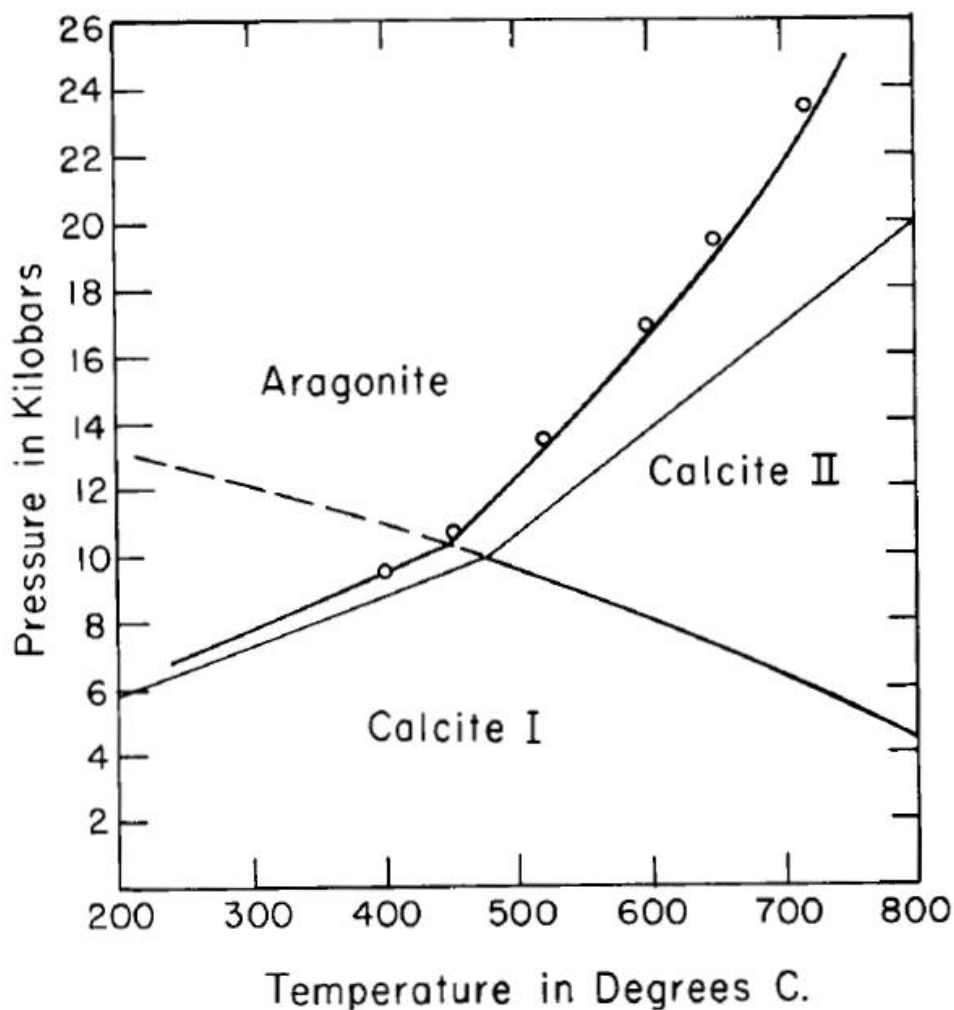
Διάγραμμα 2 : Συσχέτιση θερμοκρασίας και ποσοστό % mole MgCO_3 σε ασβεστιτικά δείγματα (Goldsmith & Newton 1969).

Γενικότερα είναι χρήσιμο κατά την εφαρμογή της μεθόδου αυτής το βάθος μεταμόρφωσής να είναι προσεγγίσιμο ή έστω να μπορεί να κατηγοριοποιηθεί ως μικρό, ενδιάμεσο ή μεγάλο. Αυτός είναι ένας τρόπος να μειωθεί το ποσοστό του σφάλματος και η προσέγγιση της θερμοκρασίας να πλησιάζει την πραγματική.

Η παρουσία του MgCO_3 μπορεί να επηρεάσει άμεσα την εφαρμογή του θερμομέτρου. Συγκεκριμένα η περιεκτικότητα στο συστατικό αυτό μπορεί να μειώσει τόσο την πίεση όσο και την θερμοκρασία με αποτέλεσμα να μετακινείται η καμπύλη σταθερότητας προς τον ασβεστίτη-II. Αυτό θα είχε σαν αποτέλεσμα στην περίπτωση που η περιεκτικότητα σε MgCO_3 είναι ιδιαίτερα υψηλή, να μην μπορεί να γίνει διαχωρισμός ως προς την προέλευση αυτού αλλά και την αρχική σύσταση της αρχικής φάσης, καθώς τα αποτελέσματα θα είναι αμφιλεγόμενα. Επίσης, η παρουσία του MgCO_3 αυξάνει το πεδίο σταθερότητας του ασβεστίτη σε σχέση με αυτό του αραγωνίτη. Η επίδραση θα είναι μικρή σε θερμοκρασίες μέχρι τους 450 °C αλλά σε μεγαλύτερες θερμοκρασίες η διαφορά μεταξύ των καμπυλών μετάβασης για καθαρό CaCO_3 και για σύστημα κορεσμένο σε MgCO_3 γίνονται μεγάλες. Σε πολλές περιπτώσεις όμως ιδιαίτερα σε γεωγραφικές θέσεις όπου εντοπίζονται πετρώματα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης είναι δυνατόν να εντοπίζεται και ο αραγωνίτης, καθώς απαιτεί για τον σχηματισμό του ιδιαίτερα υψηλές πιέσεις. Η παρουσία του MgCO_3 κάνει απίθανη τη συνύπαρξη του με τον αραγωνίτη καθώς ο δεύτερος δεν μπορεί να εντοπιστεί σε συνθήκες ισορροπίας (Goldsmith

& Newton 1969). Ο εντοπισμός MgCO_3 στα πετρώματα πιθανότατα έχει ελάχιστη επιρροή στην εφαρμογή ενός γεωβαρομέτρου το οποίο βασίζεται στην εξίσωση μετάβασης ασβεστίτη-αραγωνίτη.

Παρακάτω δίνεται ένα διάγραμμα από τους Goldsmith & Newton (1969) στο οποίο συσχετίζεται η θερμοκρασία και η πίεση κάτω από τις οποίες μπορούν να εντοπιστούν οι διάφορες μορφές του ασβεστίτη, καθώς και ο αραγωνίτης. Είναι ιδιαίτερα σημαντικό να μπορεί να γίνει η συσχέτιση της πίεσης και της θερμοκρασίας σε ένα υπό εξέταση μεταμορφικό σύστημα του οποίου είναι άγνωστες οι παράμετροι.



Διάγραμμα 3 : Απεικόνιση των ορίων μετάβασης από τον ασβεστίτη-I στον ασβεστίτη-II, καθώς και η σχέση αυτών με την παρουσία του αραγωνίτη σε ένα σύστημα πίεσης και θερμοκρασίας (Goldsmith & Newton, 1969).

1.2 Στόχος και σκοπός της εργασίας

Η παρούσα εργασία έχει ως στόχο την εξακρίβωση της θερμοκρασίας μεταμόρφωσης των ανθρακικών πετρωμάτων της Θάσου με την εφαρμογή της μεθόδου της γεωθερμομετρίας. Πιο συγκεκριμένα 11 δείγματα από τα ανθρακικά πετρώματα της Θάσου θα αναλυθούν και θα επεξεργαστούν με μια σειρά από μεθόδους ώστε να γίνει κατανοητή η σύσταση και η δομή τους. Έπειτα θα εφαρμοστεί η θεωρία του θερμομέτρου σύμφωνα με τις έρευνες των Goldsmith & Newton (1969).

2. Γεωλογία της περιοχής μελέτης

Η περιοχή μελέτης τοποθετείται στο βόρειο Αιγαίο και συγκεκριμένα στην νήσο Θάσο. Γεωλογικά το μεγαλύτερο τμήμα της Θάσου ανήκει στην μάζα της Ροδόπης, ενώ ένα μικρότερο τμήμα της ανήκει στην Σερβομακεδονική μάζα.

Η ευρύτερη περιοχή του βορείου Αιγαίου αποτελείται από μια πολύπλοκη γεωλογική δομή η οποία στο σύνολό της έχει δημιουργηθεί από μια σειρά τεκτονικών γεγονότων, τα οποία χρονολογούνται τα τελευταία 65 Ma.

Σύμφωνα με τους Dewey και Segnör (1979), αλλά και τον Παπανικολάου (1984), στο βόρειο Αιγαίο λαμβάνει χώρα στο άνω Κρητιδικό-Ηώκαινο η σύγκρουση δυο τεκτονικών πλακών (Αδριατική ή Απουλία με την Ευρασιατική). Το γεγονός αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την δημιουργία τεκτονικών δομών που χαρακτηρίζονται από επάλληλα τεκτονικά καλύμματα. Η δημιουργία ορογενών με αυτή την τεκτονική ακολουθείται από την κατάρρευση των καλυμμάτων σε επόμενη δράση ενός εφελκυστικού τεκτονικού γεγονότος.

Η ΒΑ πλευρά του Αιγαίου, στην οποία ανήκει και η περιοχή μελέτης, αποτελεί μέρος της Ευρασιατικής πλάκας. Εδώ παρατηρούνται γνευσιακά πετρώματα οι εμφανίσεις των οποίων είναι αποτέλεσμα δράσης νεότερων κανονικών ρηγμάτων, ενώ αποτελούν τμήματα προ-Αλπικής ηπειρωτικής λιθόσφαιρας τα οποία υπέστησαν την Αλπική μεταμόρφωση. Οι διεργασίες της Αλπικής ορογένεσης υποδεικνύουν καθεστώτα υποβύθισης και πάχυνσης φλοιού που δημιούργησε τα πετρώματα υψηλής πίεσης καθώς επίσης και έκταση του φλοιού. Η έκταση που επικράτησε στην περιοχή πιθανότατα συνοδεύτηκε και από ταυτόχρονη συμπίεση (constrictional παραμόρφωση).

2.1 Γεωλογία της Θάσου

Στην περιοχή της Θάσου παρατηρείται γενικότερα μια αύξηση των ηλικιών καθώς μεταβαίνουμε από τις ψηλότερες στις χαμηλότερες ενότητες. Στο ανατολικό τμήμα του νησιού αποκαλύπτονται οι κατώτερες τεκτονικές ενότητες.

Τα **ανώτερα τεκτονικά καλύμματα** περιλαμβάνουν το γνευσιακό σύστημα της **ενότητας Βερτίσκου** (ανώτερα τμήματα της Σερβομακεδονικής μάζας). Τα ανώτερα τμήματα της μάζας αυτής έχουν ηλικία Παλαιοζωικό (Βαρίσκιο), ενώ τα κατώτερα τμήματα έχουν ηλικία Κρητιδικό από μετρήσεις K-Ar σε μαρμαρυγία και κεροσίλβη (Borsi et al., 1964; Harre et al., 1968). Αυτές οι ενότητες διαχωρίζονται από μια μυλωνιτωμένη ζώνη διάτμησης (Sakellariou, 1989).

Σε χαμηλότερη στρωματογραφική θέση βρίσκονται γνεύσιοι Ηωκαινικής ηλικίας (Harre et al., 1968; Liati and Kreuzer, 1990; Jones et al., 1994; Wawrzenitz, 1994; Mposkos and Wawrzenitz, 1995). Αυτές ονομάζονται **Γνευσιακή ενότητα Κερδυλίων** και αποτελούν την κατώτερη τεκτονική ενότητα της Σερβομακεδονικής μάζας (Sakellariou, 1989) και **Γνευσιακή ενότητα Σιδηρόνερου** και αποτελούν την ανώτερη τεκτονική ενότητα σύμφωνα με τον Παπανικολάου (1984) ή αλλιώς το δυτικό γνευσιακό σύμπλεγμα Θράκης σύμφωνα με τον Dinter et al. (1995).

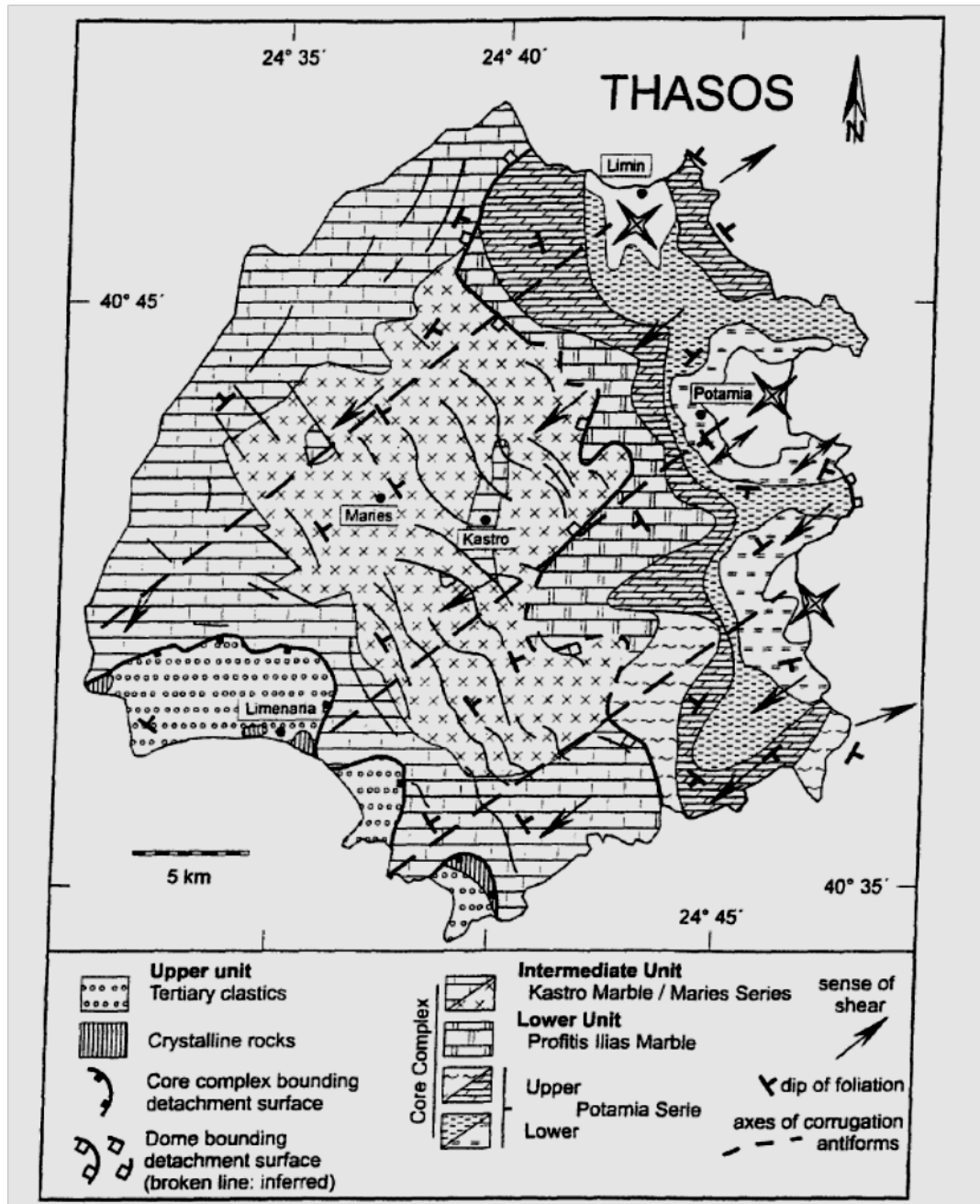
Οι παραπάνω ενότητες αποτελούνται από γνευσίους, ορθογνευσίους, μάρμαρα και μεταβασίτες. Οι μεταβασίτες φέρουν ορυκτά και υφές από προηγούμενη μεταμόρφωση εκλογιτικής φάσης (ελάχιστη $T=700^{\circ}\text{C}$ και $P=19\text{kbar}$) αλλά και γρανουλιτικής φάσης μεταμόρφωση (με $T>700^{\circ}\text{C}$ και $P=15\text{kbar}$). Επίσης, υπάρχουν αναφορές για μια κάτω Κρητιδική και Ηωκαινική υψηλής πίεσης-υψηλής θερμοκρασίας (HP/HT) μεταμόρφωση (Wawrzenitz and Mroskos, 1997). Μια γενικότερη ισορροπία ορυκτολογικών φάσεων είναι ορατή, σε συνθήκες $T=600-690^{\circ}\text{C}$ και $P=8-11\text{kbar}$ (Mroskos and Liati, 1993; Liati and Seidel, 1996).

Η κατώτερη τεκτονική ενότητα αποτελείται από τον μεταμορφικό πυρήνα (core complex) Θάσου και Ροδόπης (κατώτερη τεκτονική ενότητα σύμφωνα με τον Παπανικολάου, 1984) και από τμήματα της ανατολικής Ροδόπης με ηλικίες που κυμαίνονται από το Ολιγόκαινο μέχρι το Μειόκαινο (μετρήσεις Ar-Ar, Rb-Sr και U-Pb). Τα συμπλέγματα αυτά, δηλαδή ο μεταμορφικός πυρήνας και τα τμήματα της ανατολικής Ροδόπης αποτελούνται από μεταψαμμίτες, μεταπηλίτες, μάρμαρα, και μεταβασίτες των οποίων οι πρωτόλιθοι έχουν άγνωστη ηλικία, καθώς επίσης και από ορθογνευσίους και μεταπηγματίτες προερχόμενοι πιθανότατα από κάποιο Παλαιοζωικό (Βαρίσκιο) μαγματικό γεγονός (Wawrzenitz, 1994; Dinter et al., 1995; Mroskos and Wawrzenitz, 1995). Στον μεταμορφικό πυρήνα της Ροδόπης οι ορθογνεύσιοι και οι μεταπηλίτες έχουν υποστεί υψηλής πίεσης μεταμορφικές διεργασίες σε συνθήκες $P=14-15\text{kbar}$ και $T=550-600^{\circ}\text{C}$, γεγονός που υποδεικνύει μια πάχυνση του ηπειρωτικού φλοιού η οποία ακολουθήθηκε από μια σχεδόν ισόθερμη αποσυμπίεση (Liati and Mroskos, 1990) πρώτα στα 8kbar και έπειτα στα 4kbar σε σταθερή θερμοκρασία 550°C . Κατά την ανάδρομη πορεία δημιουργήθηκαν ζώνες μυλωνιτίωσης και γράμμωση έκτασης με βύθιση είτε προς τα ΝΔ είτε προς τα ΒΑ (Dinter et al., 1995).

Τα διαφορετικά γνευσιακά συμπλέγματα οριοθετούνται από ζώνες διάτμησης και ρήγματα detachment τα οποία λειτούργησαν ως δίοδοι για την διείσδυση των συν-κινηματικών πλουτωνιτών της Ξάνθης (Liati and Kreuzer, 1990; Koukouvelas and Pe-Piper, 1991), Καβάλας (Dinter et al., 1995) και δυτικής Βροντούς (Kolocotroni and Dixon, 1991), με ηλικία 30-20Μα. Τα γεγονότα που συνέβησαν κατά το Ηώκαινο και το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο (ανύψωση και ψύξη), καθώς και οι Ολιγοκαινικές-Μειοκαινικές συν-τεκτονικές μαγματικές διεισδύσεις συνέβησαν ταυτόχρονα με τη δημιουργία λεκανών. Αξίζει να σημειωθεί πως στην περιοχή της Θάσου δεν έχουν εντοπιστεί αντίστοιχα γρανιτικά σώματα όπως αυτά της Ροδόπης.

Αναλύσεις που έγιναν στα μεταμορφωμένα πετρώματα δείχνουν μια μείωση των ηλικιών προς τις κατώτερες ενότητες, καθώς επίσης και διακριτά τα γεγονότα του Κρητιδικού, Ηωκαίνου και Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου που προκάλεσαν την αποκάλυψη των γνευσιακών μαζών που βρίσκονται στις κατώτερες τεκτονικές ενότητες. Όλα τα παραπάνω σε συνδυασμό με τις στρωματογραφικές ενδείξεις των λεκανών (Korpp, 1969; Maltezos and Brooks, 1989) υποδεικνύουν μια σταδιακή ανύψωση λόγω έκτασης ήδη από το Ηώκαινο. Όμως πολλοί μελετητές θεωρούν πως η επαφή των γνευσιακών μαζών είναι τεκτονική (Kockel and Walther, 1965; Kronberg, 1969; Burg et al., 1996), ενώ νεότερες μελέτες αποδεικνύουν πως πρόκειται για καθαρά ζώνες μυλωνιτίωσης που σχηματίστηκαν σε καθεστώς έκτασης και συνδυάστηκαν με ρήγματα detachment (Dinter & Royden, 1993).

Στον μεταμορφικό πυρήνα (core complex) της Θάσου όλες οι ζώνες μυλωνιτίωσης που παρατηρήθηκαν στα επάλληλα γνευσιακά συμπλέγματα δημιουργήθηκαν σε περιβάλλον έκτασης κατά την εκταφή (αποσυμπίεση), ενώ φτάνουν σε πάχος τα μερικές εκατοντάδες μέτρα (Wawrzenitz & Krohe, 1998). Στο νησί η έκταση σχετίζεται με τους μυλωνίτες και την αποκάλυψη των πετρωμάτων αμφιβολιτικής φάσης που μεταμορφώθηκαν κατά το Μειοκαίνο. Ο βαθμός της μεταμόρφωσης είναι πολύ υψηλότερος από αυτόν του Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου που έχει καταγραφεί στην Ροδόπη.



Τεκτονικός χάρτης της νήσου Θάσου που δείχνει την θέση των δυο ζωνών detachment, διαχωρίζοντας την ανώτερη, ενδιάμεση και κατώτερη τεκτονική ενότητα (Wawrenitz & Krohe, 1998).

2.2 Στρωματογραφία της Θάσου

Το νησί αποτελείται από τρεις επάλληλες τεκτονικές ενότητες που χαρακτηρίζονται από κατακόρυφη μείωση των ηλικιών από πάνω προς τα κάτω. Οι ενότητες διαχωρίζονται με διακριτές επιφάνειες detachment (μικρής γωνίας διάτμησης) που αποτελούν μέρος δυο συστημάτων κανονικών ρηγμάτων detachment.

Η άνωτη ενότητα αποτελεί και το άνω τέμαχος του μεταμορφικού πυρήνα (core complex) και αποτελείται από Τεταρτογενή και Νεογενή κλαστικά ιζήματα και μεταμορφωμένα πετρώματα (χωρίς την παρουσία μυλωνιτών) όπως βιοτιτικούς-πλαγκιοκλαστικούς γνευσίους που εμφανίζουν κατά τόπους μιγματιώση, μοσχοβιτικούς γνευσίους, πηγματιτοειδή και μικρές υπερβασικές μάζες αλλά και μάρμαρα.

Τα αμεταμόρφωτα πετρώματα της ανώτερης ενότητας αποτελούν τα μετα-Αλπικά ιζήματα που εμφανίζονται στο νησί. Σύμφωνα με τις έρευνες των Psilonikos et al. (1989) αυτά μπορούν να διακριθούν σε δυο ομάδες. Η πρώτη ομάδα αποτελείται από Νεογενείς ιζηματογενείς αποθέσεις και η δεύτερη ομάδα από τις Τεταρτογενείς. Οι Νεογενείς αποθέσεις βρίσκονται κυρίως συγκεντρωμένες στο Ν/ΝΔ τμήμα του νησιού και βρίσκονται ασύμφωνα επάνω στα διαβρωμένα μεταμορφωμένα πετρώματα της περιοχής. Τα ιζήματα αυτά είναι κυρίως κλαστικά και αποτελούνται από κροκαλοπαγή, ψαμμίτες, πηλίτες ή μάργες με ανθρακικό (CaCO_3) συνδετικό υλικό. Λιθολογικά αποτελούνται κυρίως από μάρμαρα, γνευσίους, σχιστόλιθους με ελάχιστες εμφανίσεις χαλαζία. Η δεύτερη ομάδα, αυτή των Τεταρτογενών αποθέσεων καλύπτει πολύ περιορισμένες ζώνες σε βουνοπλαγιές, κοίτες ποταμών και παραθαλάσσιες περιοχές της Θάσου. Βρίσκονται επίσης ασύμφωνα πάνω σε διαβρωμένα μεταμορφωμένα πετρώματα, αλλά και Νεογενή ιζήματα.

Η ανώτερη ενότητα αποτελείται από ένα μεταμορφωμένο σύστημα γνευσίων οι οποίοι εμφανίζουν υψηλού βαθμού μεταμόρφωση και από τα παραμορφωμένα πηγματιτοειδή τα οποία με τη σειρά τους δείχνουν μια Ηωκαινική ηλικία από αναλύσεις που έγιναν σε μοσχοβίτη, περίπου 51Μα (Wawrzenitz and Krohe, 1998). Οι ηλικίες αυτές είναι παρόμοιες με αυτές της ενότητας των Κερδυλίων η οποία αποτελεί την ανώτερη τεκτονική ενότητα της μάζας της Ροδόπης (Dinter and Royden, 1993), αν και κατά άλλους ερευνητές (Kochel & Walther, 1965 και 1968) η ενότητα των Κερδυλίων ανήκει στην Σερβομακεδονική.

Το μεταμορφωμένο σύστημα της ανώτερης ενότητας αποτελείται από τους Γνευσίους της Τούμπας, τα Μάρμαρα Βούβας και τον σχιστόλιθο Αγίου Ελευθερίου (Σ. Ζάχος, 1977-1978). Οι γνευσίοι Τούμπας ορυκτολογικά αποτελούνται από χαλαζία, αστρίους, αργιλικά ορυκτά και ασβεστίτη, ενώ η προέλευσή τους πιθανολογείται ότι είναι από μεταμόρφωση ανθρακικού ψαμμίτη ή αρκόζη. Τα μάρμαρα της σειράς Βουβών φέρουν μεταλλοφορία (Pb, Zn) και εμφανίζονται συνήθως σε ρικτιωμένα, ενώ η μεταλλοφορία συνοδεύεται από χαμηλής θερμοκρασίας γένεσης βαρύτη. Ο σχιστόλιθος Αγίου Ελευθερίου είναι μάλλον τοφφικής προέλευσης και περιέχει αστρίους και μοσχοβίτη, ο οποίος προς τα πάνω μεταβαίνει σε βιοτιτικό σχιστογνεύσιο και καταλήγει σε αμφιβολιτικό γνεύσιο.

Η ενδιάμεση και κατώτερη ενότητα αποτελούν το μεταμορφικό πυρήνα (core complex) του νησιού. Οι δυο αυτές ενότητες απαρτίζονται από μυλωνιτωμένους παραγνευσίους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, μάρμαρα, αμφιβολίτες και ορθογνευσίους (Zachos, 1982).

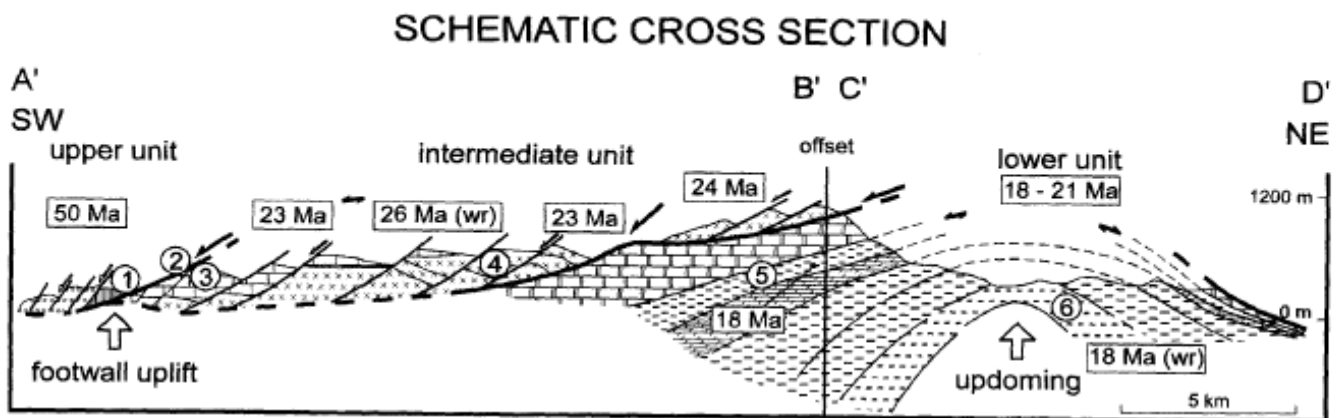
Στην ενδιάμεση ενότητα ορυκτά που σχηματίστηκαν πριν την δράση της μυλωνιτίωσης υποδεικνύουν τοπικά μέσου βαθμού συνθήκες μεταμόρφωσης όπου μετατράπηκαν ανάδρομα σε χαμηλού βαθμού συνθήκες με αποτέλεσμα την εμφάνιση αντίστοιχων ορυκτών ταυτόχρονα με την μυλωνιτίωση. Η χρονολόγηση με Rb-Sr σε μαρμαρυγίες έδωσε ηλικίες μεταξύ 24 και 23Μα, παρόμοιες με αυτό του μεταμορφικού πυρήνα (core complex) της Ροδόπης (Del Moro et al., 1990; Dinter et al., 1995).

Η ενότητα αυτή περιλαμβάνει τις σειρές: Κάστρου, Τρικόρφου και Μαριών (Σ. Ζάχος, 1977-1978). Η σειρά Κάστρου περιλαμβάνει ένα λευκό έως ελαφρά τεφρό μάρμαρο, στρωματώδες, συμπαγές ή λατυποκροκαλοπαγές με ποικίλη κοκκομετρική διαβάθμιση και τοπικά έντονα σερικιτωμένο. Κατά θέσεις εμφανίζεται μεταλλοφορία (Fe, Mn, Pb, Zn) και εντός του μαρμάρου παρατηρούνται σχιστολιθικές ενστρώσεις. Η σειρά Τρικόρφου περιλαμβάνει μάρμαρα καλά στρωμένα σε τράπεζες πάχους 1-1,5m. Οι γνεύσιοι της σειράς Μαριών απαντώνται στην κορυφή του όρους Υψάρι. Η βάση της σειράς αποτελείται από λευκοκρατικούς γνευσίους, ενώ στις υπόλοιπες περιοχές η βάση του σχηματισμού αποτελείται από βιοτιτικούς και αμφιβολιτικούς γνευσίους έως αμφιβολίτες. Στα ανώτερα τμήματα του σχηματισμού εμφανίζονται εναλλαγές μοσχοβιτικών, βιοτιτικών, αμφιβολιτικών γνευσίων και σχιστόλιθων, και ανοιχτόχρωμων βιοτιτικών αφθαλμογνευσίων. Μέσα στη σειρά Μαριών υπάρχουν και ενστρώσεις και φακοί μαρμάρων. Τα μάρμαρα αυτά είναι μεσόκοκα έως αδρόκοκα, συχνά δολομιτωμένα και έντονα σερικιτωμένα με κατά τύπους μεταλλοφορία (Zn, Pb, Fe).

Στην κατώτερη ενότητα, όπου εμφανίζεται ο κύριος γνευσιακός όγκος, η κύρια φάση μυλωνιτίωσης έλαβε χώρα σε συνθήκες μεταμόρφωσης μέσου βαθμού. Αυτή η ενότητα χαρακτηρίζεται από ακόμα νεότερες ηλικίες Rb-Sr σε λευκό μαρμαρυγία, που κυμαίνονται από 21 μέχρι 18Μα (Wawrenitz & Krohe, 1998).

Η κατώτερη ενότητα αποτελείται από τις σειρές: Προφήτη Ηλία, Ποταμιάς και Κοινύρων. Η σειρά Προφήτη Ηλία περιλαμβάνει ένα μάρμαρο λευκό έως υπότεφρο, αδρόκοκκο, συμπαγές. Η σειρά Ποταμιάς χωρίζεται με τη σειρά της σε ανώτερη και κατώτερη ενότητα (Wawrenitz and Krohe, 1998). Η ανώτερη ενότητα περιλαμβάνει δολομίτες και ορίζοντες μαρμάρου. Οι δολομίτες είναι λεπτόκοκκοι, λευκοί με χαρακτηριστική μαύρη εξωτερική επιφάνεια και ερυθρωπή άμμο αποσάθρωσης. Μεταξύ αυτού και του υπερκείμενου, καθώς και του υποκείμενου γνευσίου παρεμβάλλονται λεπτές ενστρώσεις πρασινοσχιστολίθου. Τα μάρμαρα είναι λευκά έως ανοιχτότεφρα, αδρόκοκα και περιέχουν ενστρώσεις από τον υποκείμενο σχηματισμό γνευσίων. Κατά μήκος του δρόμου από την Παναγιά προς Ποταμιά αναπτύσσονται τεφρογάλαζα, ταινιωτά και έντονα βιτουμενιούχα μάρμαρα. Η κατώτερη ενότητα της Ποταμιάς αποτελείται από βιοτιτικούς γνευσίους, δευτερογενώς οφθαλμογνευσίους και αμφιβολιτικούς γνευσίους με άφθονες χαλαζιακές φλέβες παράλληλες προς την στρώση και σπάνια κάθετες προς αυτή. Την κατώτερη σειρά την κατώτερης τεκτονικής ενότητας του μεταμορφικού core complex της Θάσου αποτελούν οι σχιστόλιθοι Κοινύρων. Κατά κύριο λόγο αποτελούνται από μοσχοβιτικούς σχιστόλιθους σε εναλλαγές με βιοτιτικούς και ακτινολιθικούς γνευσίους με κύρια ορυκτολογική σύσταση αστρίων, χαλαζία, επιδότου, ζοϊσίτη, μοσχοβίτη και αμφιβόλου. Στη Σκάλα Ποταμιάς η σειρά αντιπροσωπεύεται από έντονα μικροπυκνωμένο τρεμολιτικό πέτρωμα με σύσταση αστρίων, χαλαζία, διοψιδίου, σκαπόλιθου, βιοτίτη, επιδότου, τιτανίτη, ακτινόλιθου και τρεμολίτη.

Παρακάτω δίνεται μια σχηματική τομή από τους Wawrenitz & Krohe (1998) στην οποία παρουσιάζεται η τεκτονική δομή του νησιού καθώς επίσης και τα τεκτονικά γεγονότα που έλαβαν χώρα με την αντίστοιχη χρονολόγησή τους. Μπορεί εύκολα κάποιος να εντοπίσει τη μορφή ενός μεταμορφικού πυρήνα στον οποίο οι νεότεροι σχηματισμοί βρίσκονται σε κατώτερη στρωματογραφική θέση, ενώ μεγαλύτερης ηλικίας σχηματισμοί σε ανώτερη στρωματογραφική θέση μαζί με τα νεογενή και τεταρτογενή ιζήματα.

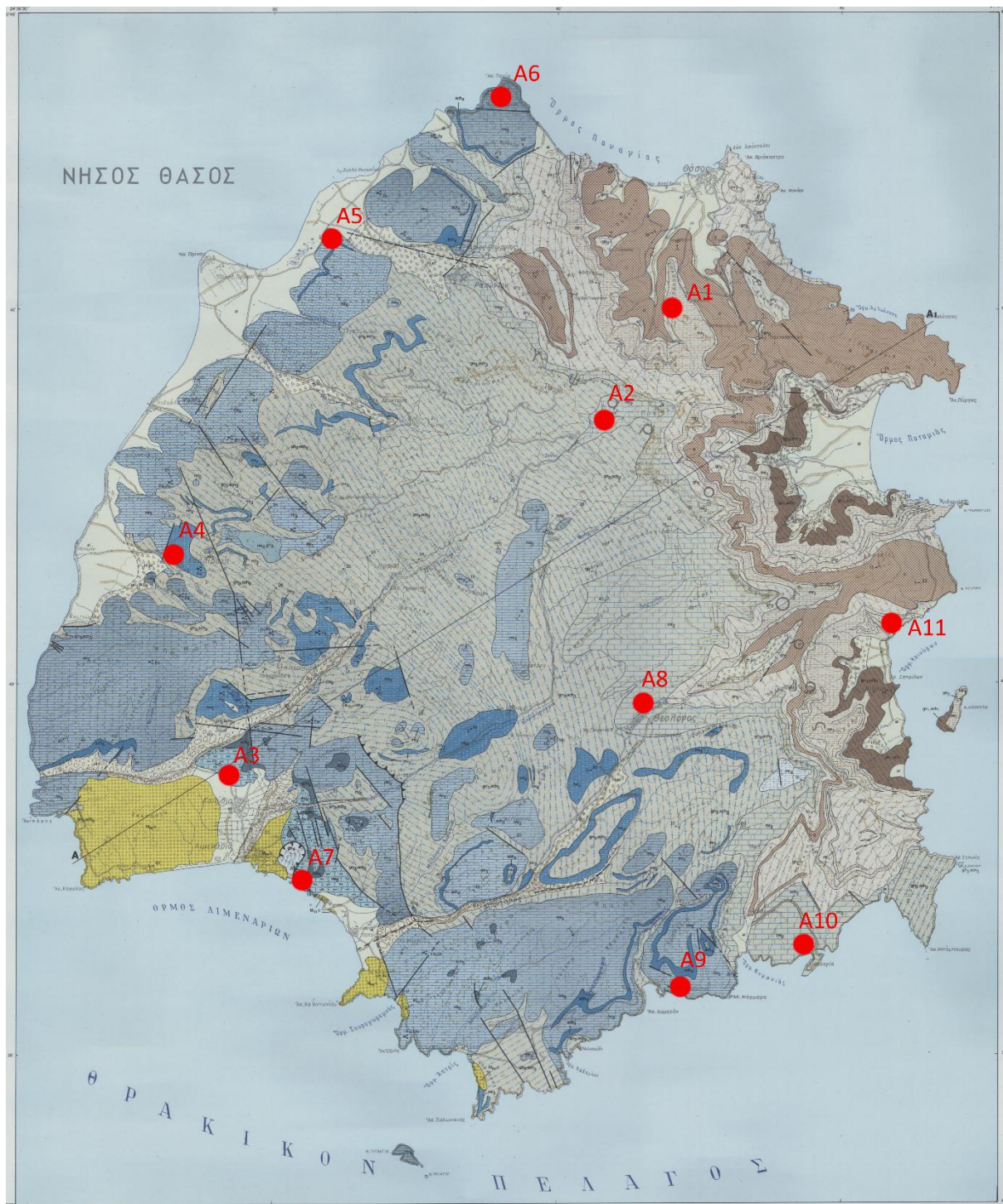


Σχηματική τομή του νησιού με χαρακτηριστικές ηλικίες τεκτονικών γεγονότων (Wawrenitz & Krohe, 1998).

3. Υλικά και μέθοδοι έρευνας

3.1 Δειγματοληψία

Η δειγματοληψία έγινε από 11 διαφορετικές περιοχές στο νησί της Θάσου. Λήφθηκαν αντίστοιχα 11 δείγματα ανθρακικών μαρμάρων. Η θέση του κάθε δείγματος καθώς και ο αύξοντας αριθμός του καθενός δίνεται στον παρακάτω γεωλογικό χάρτη.



3.2 Λεπτές τομές και μικροσκόπιο

Από τα παραπάνω τμήματα πετρωμάτων της Θάσου λήφθηκαν αντιπροσωπευτικά δείγματα και κατασκευάστηκαν λεπτές τομές για εξέταση στο πολωτικό μικροσκόπιο τόσο των ορυκτολογικών συστατικών, όσο και των ιστολογικών χαρακτηριστικών τους.

3.3 Ακτίνες-Χ και ορυκτολογία

Από τα ασβεστιτικά μάρμαρα λήφθηκε αντιπροσωπευτικό υλικό το οποίο με τη σειρά του κονιοποιήθηκε σε αχάτινο γουδί με σκοπό τον ποιοτικό και ημιποσοτικό προσδιορισμό της ορυκτολογικής σύστασης των πετρωμάτων αυτών με τη μέθοδο της περιθλασιμετρίας ακτίνων-Χ.

Η μελέτη των εξεταζόμενων δειγμάτων έγινε με την χρήση περιθλασιμέτρου τύπου PHILIPS PW1820/00 του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, εξοπλισμένο με μικροεπεξεργαστή PW1710/00, λυχνία Cu και φίλτρο Ni για τη λήψη CuKα ακτινοβολίας, ενώ η περιοχή σάρωσης γωνίας 2θ ήταν 3-53° και η ταχύτητα σάρωσης 1,2°/min.

Τα παρασκευάσματα που χρησιμοποιήθηκαν είχαν τυχαίο προσανατολισμό (κόνεως). Ο τρόπος προετοιμασίας των τυχαία προσανατολισμένων παρασκευασμάτων, οι δειγματολήπτες και οι συνθήκες σάρωσης όλων των δειγμάτων ήταν ακριβώς οι ίδιες.

Ο ημιποσοτικός προσδιορισμός των ορυκτολογικών φάσεων πραγματοποιήθηκε βάσει των απαριθμήσεων (counts) συγκεκριμένων ανακλάσεων, οι οποίες δεν επηρεάζονται από καμία άλλη ανάκλαση και λαμβάνοντας υπόψη την πυκνότητα και τον συντελεστή απορρόφησης μάζας των ορυκτολογικών φάσεων που αναγνωρίστηκαν.



Εικόνα 1: Περιθλασίμετρο ακτίνων-Χ τύπου PHILIPS PW1820/00 του Τομέα Ο-Π-Κ.

3.4 Χημική ανάλυση (AAS)

Για την χημική ανάλυση των ανθρακικών δειγμάτων της Θάσου χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της φασματομετρίας ατομικής απορρόφησης σε σκόνη δείγματος αφού είχε προηγηθεί ολική διαλυτοποίηση. Οι αναλύσεις πραγματοποιήθηκαν στον Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

3.5 SEM-EDS

Το κύριο όργανο σχηματισμού εικόνας από τα δευτερογενή ηλεκτρόνια είναι το σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (scanning electron microscope, SEM). Το σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (SEM) αποτελείται από τα εξής μέρη: α) το ηλεκτρονικό τηλεβόλο, β) τον έλεγχο ευθυγράμμισης, γ) την αεροστεγής βαλβίδα, δ) τους συμπυκνωτές φακούς, ε) το διάφραγμα, στ) τα πηνία σάρωσης, ζ) τον αντικειμενικό φακό, η) την τράπεζα και θ) τον θάλαμο δείγματος.

Αναγκαία για την εφαρμογή της μεθόδου της θερμομετρίας ήταν η ανάλυση των δειγμάτων στο Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο Σάρωσης (SEM). Έτσι, κατασκευάστηκαν λεπτές στιλπνές τομές για την ανάλυση τους στο ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης τύπου Jeol JSM - 840 του εργαστηρίου ηλεκτρονικής μικροσκοπίας του Α.Π.Θ., προκειμένου να εξαχθούν ποσοτικά ως προς τη σύσταση σε οξείδια στοιχεία των ανθρακικών μαρμάρων της Θάσου. Οι συνθήκες λειτουργίας του οργάνου ήταν 15 kV, ένταση ηλεκτρονικής δέσμης < 3 nA και διαμέτρου 1 μm .



Εικόνα 2: Σαρωτικό ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (SEM).

4. Αποτελέσματα και συζήτηση

4.1 Ιστολογική μελέτη

Η μικροσκοπική εξέταση των λεπτών τομών των πετρωμάτων της Θάσου έδειξε πως αυτά είναι ολοκρυσταλλικά, ενώ ο ιστός του είναι σπαριτικός (Kantiranis et. Al 2001). Το μέγεθος των κρυστάλλων δίνεται στον παρακάτω πίνακα.

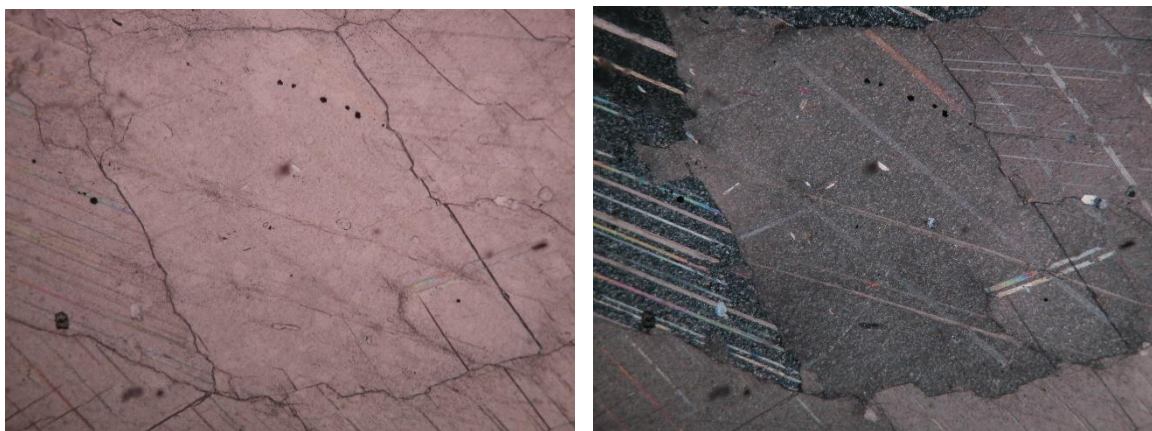
Πίνακας 1: Μέγεθος κρυστάλλων (mm) και παράμετροι των ανθρακικών πετρωμάτων της Θάσου (Kantiranis et. Al 2001).						
Ασβεστιτικά Μάρμαρα	Δείγμα	Αριθμός μετρήσεων	Μέσο μέγεθος	Σταθερή απόκλιση	Μέγιστο	Ελάχιστο
	A1	93	2,2	0,9	4,8	0,5
	A2	92	0,8	0,6	3,8	0,2
	A3	57	1,7	0,8	4,8	0,8
	A4	60	1,0	1,1	6,0	0,2
	A5	64	0,9	1,0	4,5	0,1
	A6	64	1,4	1,3	6,3	0,1
	A7	65	1,8	0,8	4,0	0,5
	A8	67	1,4	0,9	4,0	0,1
	A9	71	1,6	0,9	4,8	0,5
	A10	71	1,0	0,5	2,5	0,3
	A11	63	1,0	0,5	2,5	0,4

Το μέγιστο μέγεθος κρυστάλλου στα πετρώματα αυτά είναι 6,3mm και μπορεί να παρατηρηθεί στο δείγμα A6, ενώ το ελάχιστο φτάνει τα 0,1mm και εντοπίζεται στα δείγματα A5, A6 και A8.

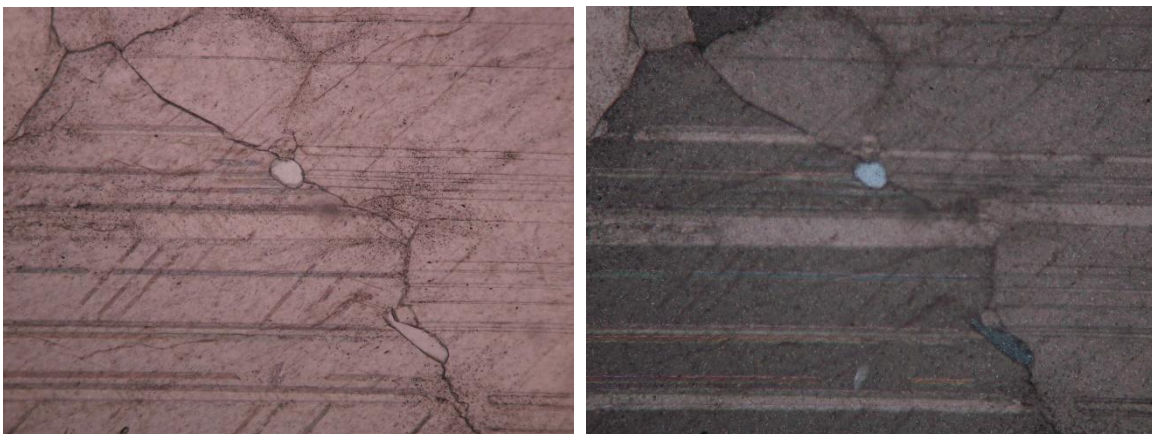
Μικροσκοπικά στα δείγματα A1-A11 αναγνωρίστηκε ο ασβεστίτης ως κυρίαρχο ορυκτό. Επίσης, εντοπίστηκε δολομίτης, χαλαζίας και λευκός μαρμαρυγίας. Παρακάτω δίνονται κάποιες χαρακτηριστικές μικροσκοπικές εικόνες από κάθε τομή.

4.2 Φωτογραφίες από τις μικροσκοπικές τομές

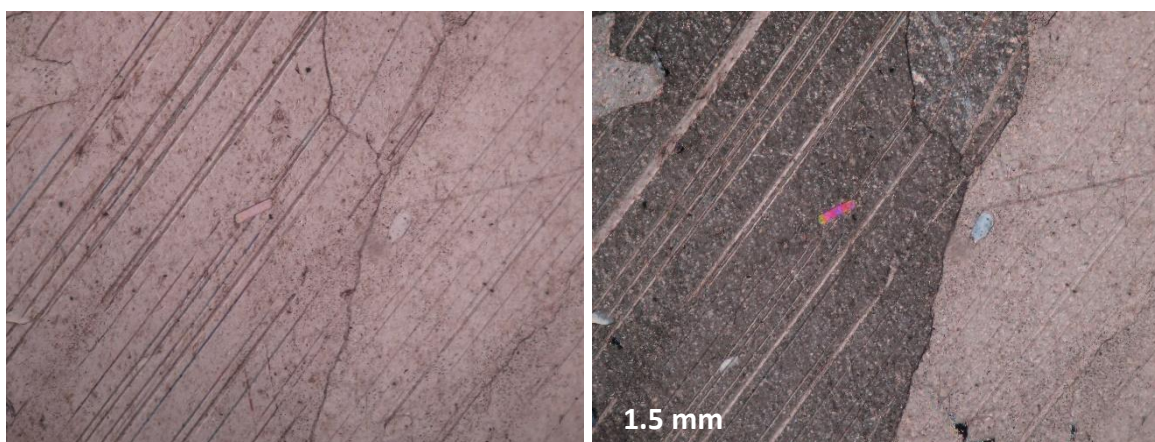
Τομή Α1



Φωτογραφίες 1 & 2: Μικροσκοπική εικόνα του ιστού (φακός 5x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά) (κλίμακα: μεγάλος άξονας 3 mm).

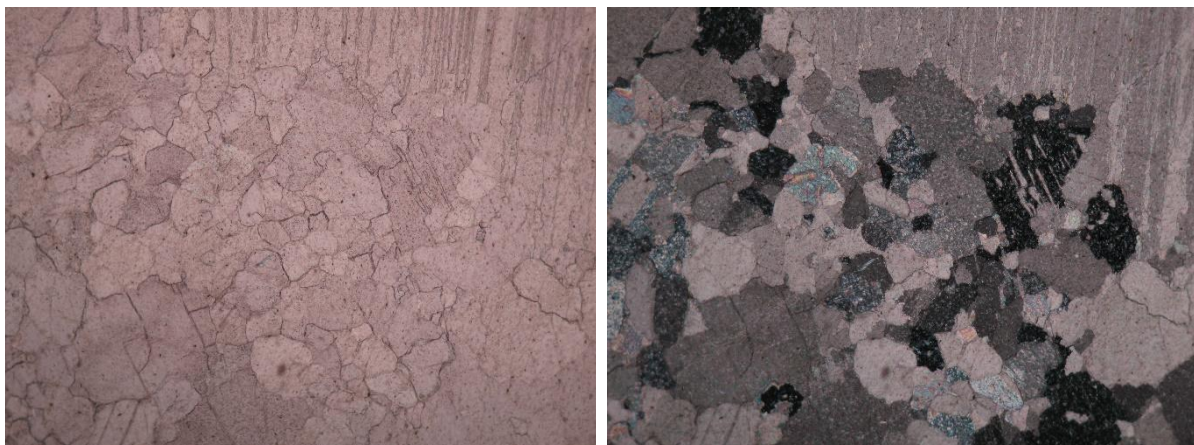


Φωτογραφίες 3 & 4: Μικροσκοπική εικόνα ορυκτών (φακός 10x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά). Κυρίαρχο ορυκτό: ασβεστίτης. Επίσης, παρατηρούμε ένα κρύσταλλο χαλαζία και ένα λευκού μαρμαρυγία (κλίμακα: μεγάλος άξονας 1.5 mm).

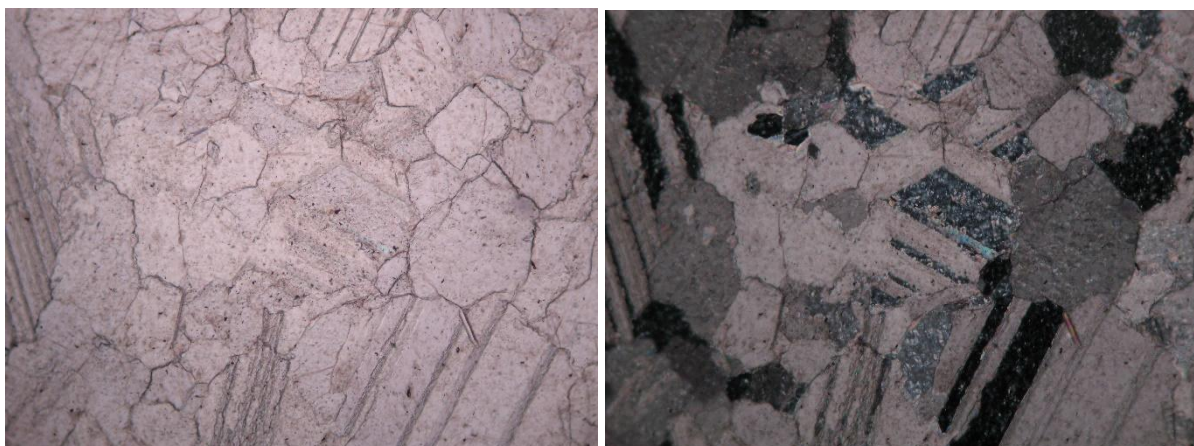


Φωτογραφίες 5 & 6: Μικροσκοπική εικόνα ορυκτών (φακός 10x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά). Κυρίαρχο ορυκτό: ασβεστίτης. Παρατηρούμε ένα κρύσταλλο λευκού μαρμαρυγία & ένα κρύσταλλο χαλαζία (κλίμακα: μεγάλος άξονας 1.5mm).

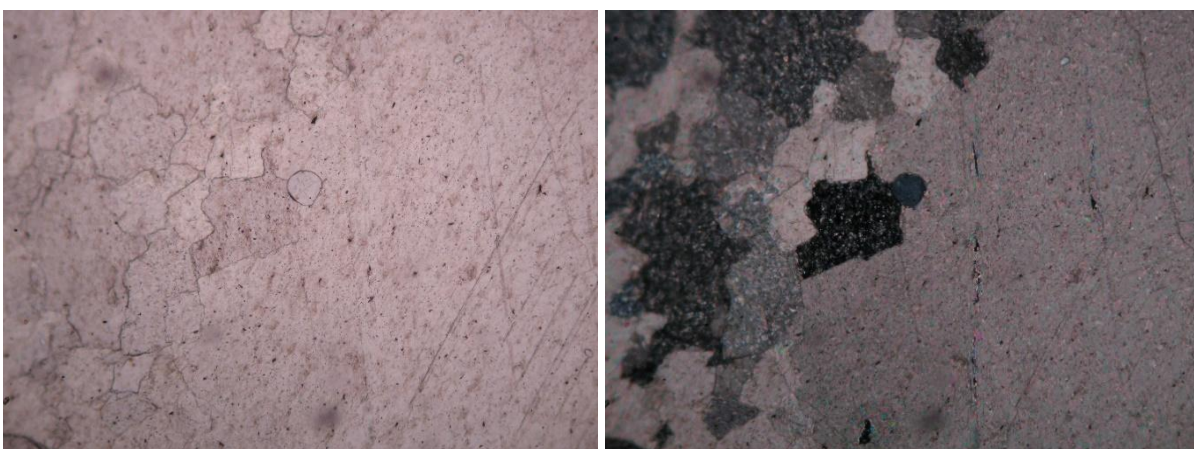
Τομή Α2



Φωτογραφίες 7 & 8: Μικροσκοπική εικόνα του ιστού (φακός 5x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά) (κλίμακα: μεγάλος άξονας 3 mm).

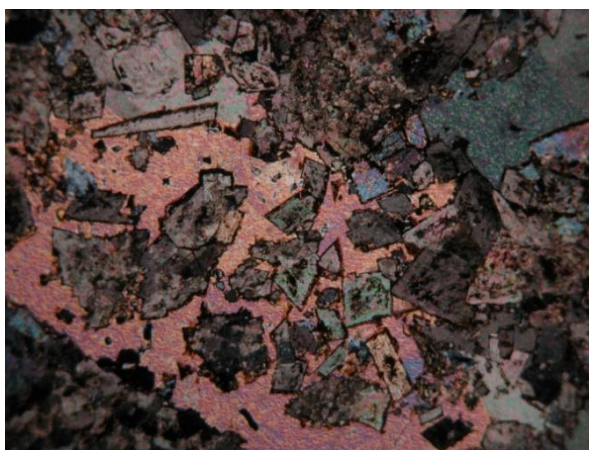
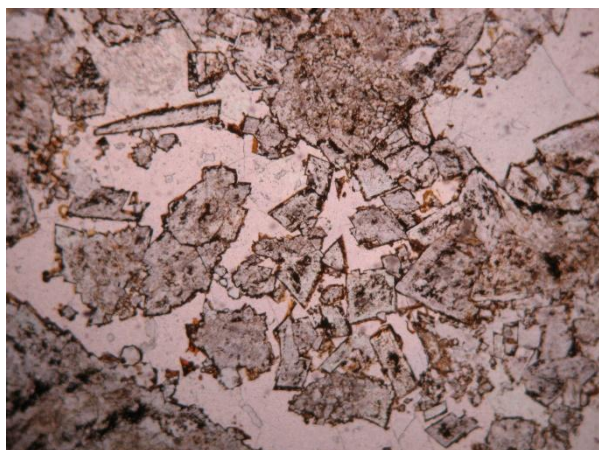


Φωτογραφίες 9 & 10: Μικροσκοπική εικόνα ορυκτών (φακός 10x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά). Κυρίαρχο ορυκτό: ασβεστίτης. Μπορούμε να παρατηρήσουμε ένα κρύσταλλο λευκού μαρμαρυγία (κλίμακα: μεγάλος άξονας 1.5 mm).

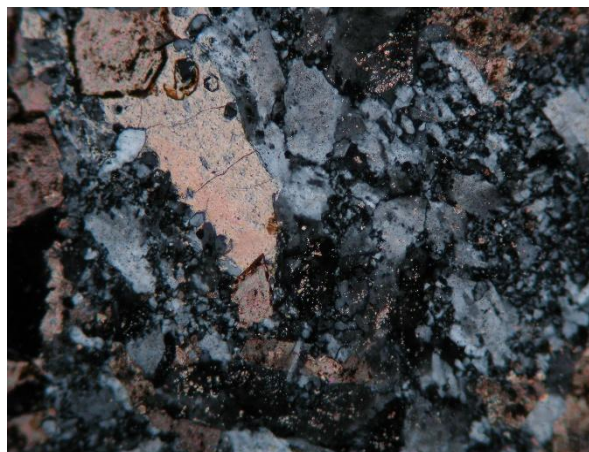
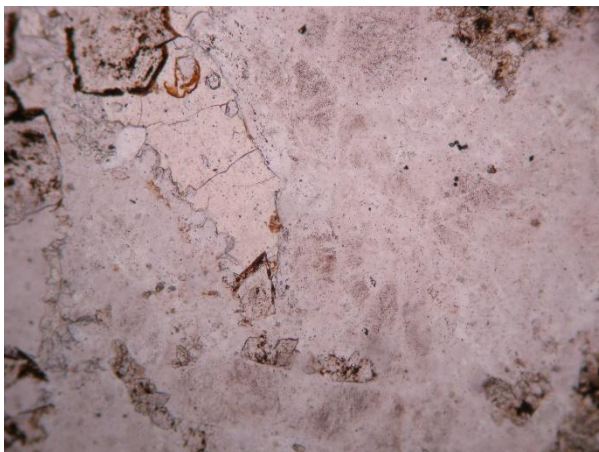


Φωτογραφίες 11 & 12: Μικροσκοπική εικόνα ορυκτών (φακός 10x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά), το κυρίαρχο ορυκτό είναι ο ασβεστίτης, ενώ μπορούμε να παρατηρήσουμε και ένα κρύσταλλο χαλαζία (κλίμακα: μεγάλος άξονας 1.5 mm).

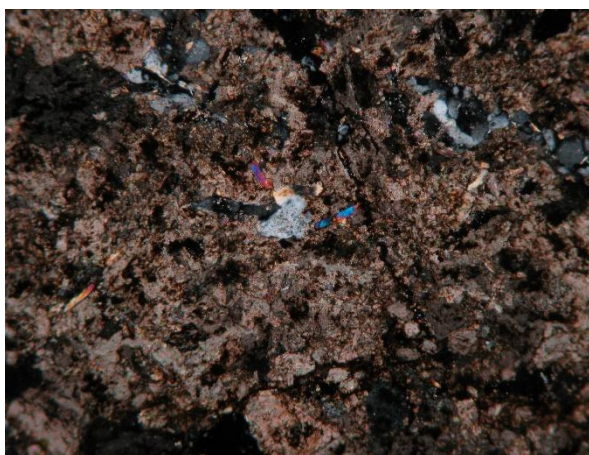
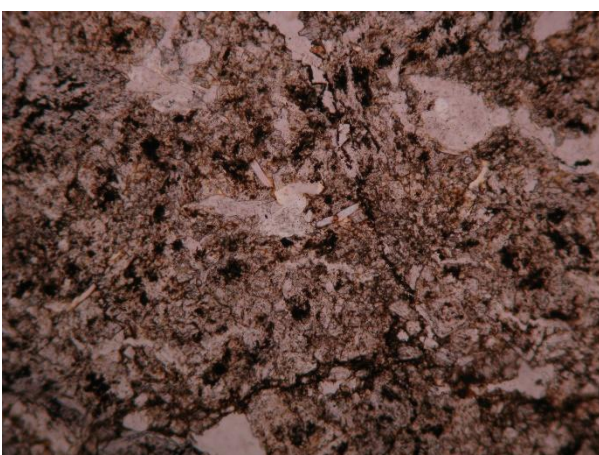
Τομή Α3



Φωτογραφίες 13 & 14: Μικροσκοπική εικόνα του ιστού (φακός 5x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά). Μπορούμε να παρατηρήσουμε και δολομιτικούς κρυστάλλους (ανοιχτόχρωμοι) (κλίμακα: μεγάλος άξονας 3 mm).

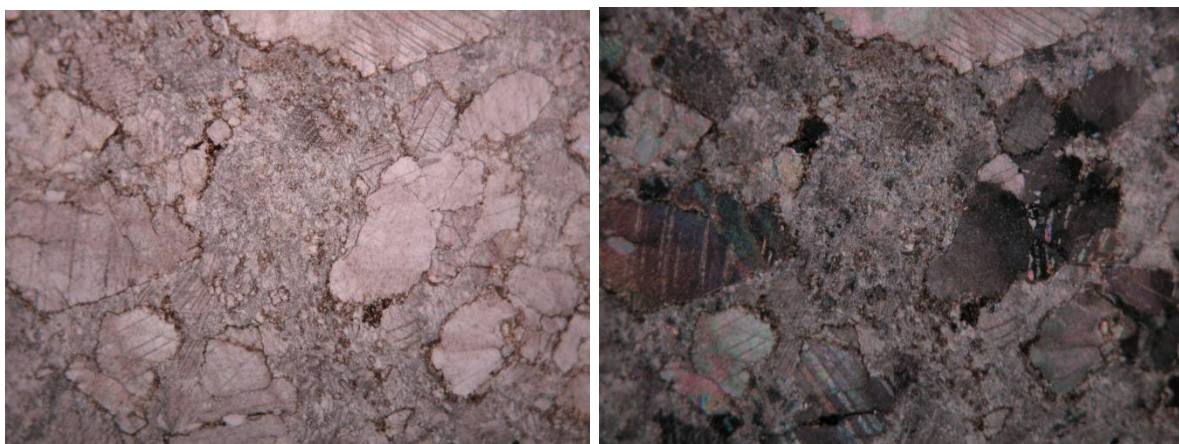


Φωτογραφίες 15 & 16: Μικροσκοπική εικόνα κρυστάλλους χαλαζία και ασβεστίτη (φακός 10x), παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά) (κλίμακα: μεγάλος άξονας 1.5 mm).



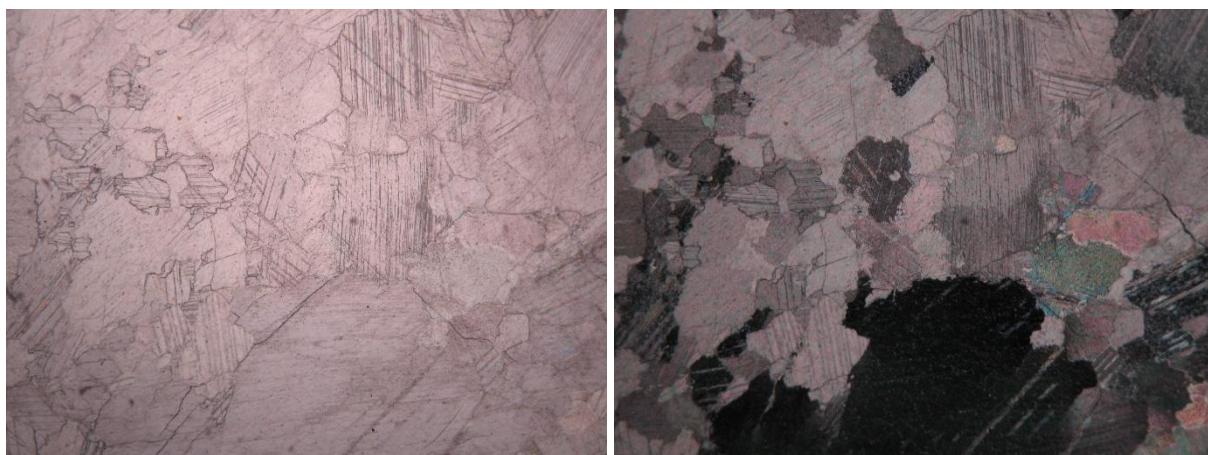
Φωτογραφίες 17 & 18: Μικροσκοπική εικόνα ορυκτών (φακός 10x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά), εμφανίζονται κρύσταλλοι λευκού μαρμαρυγία και χαλαζία (κλίμακα: μεγάλος άξονας 1.5 mm).

Τομή A4



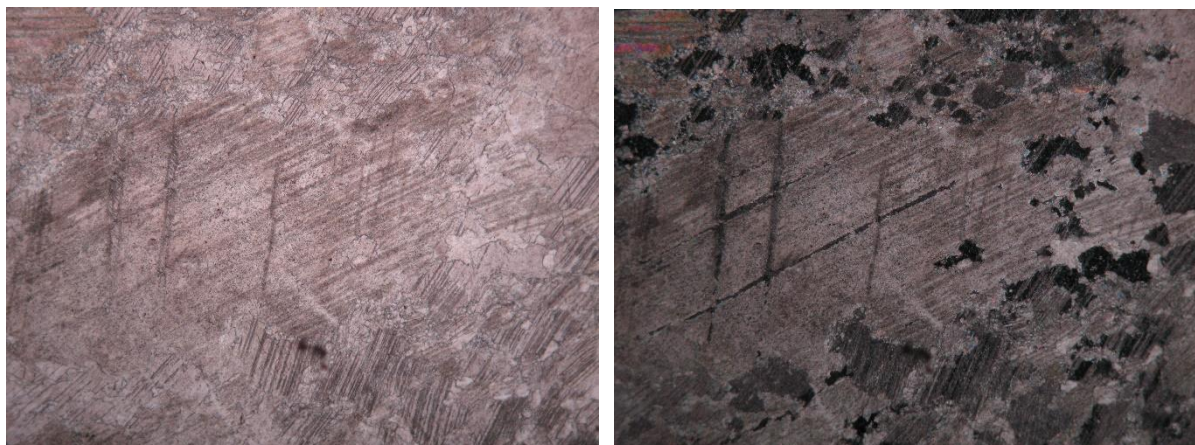
Φωτογραφίες 19 & 20: Μικροσκοπική εικόνα του ιστού (φακός 5x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά) (κλίμακα: μεγάλος άξονας 3 mm).

Τομή A5

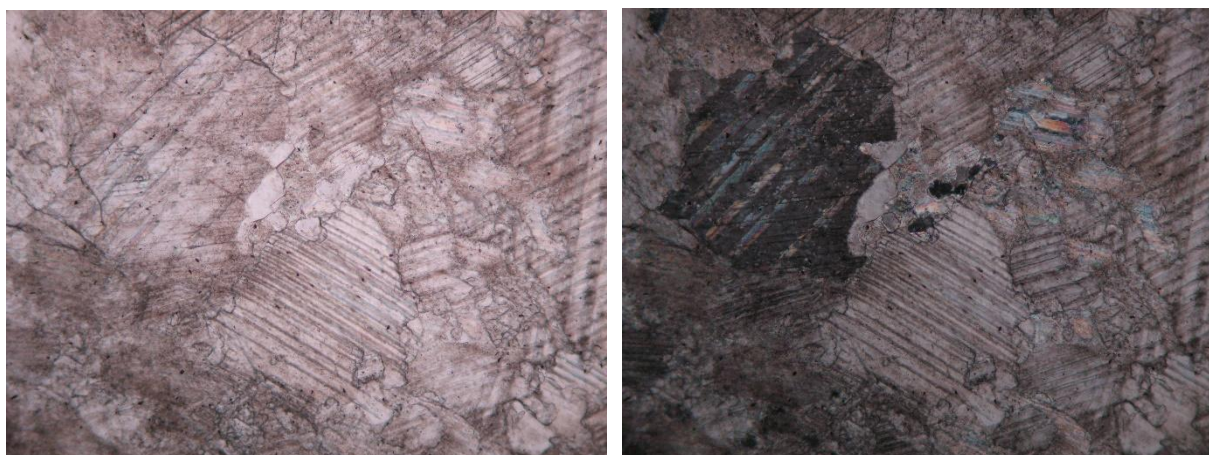


Φωτογραφίες 21 & 22: Μικροσκοπική εικόνα του ιστού (φακός 5x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά) (κλίμακα: μεγάλος άξονας 3 mm).

Τομή Α6

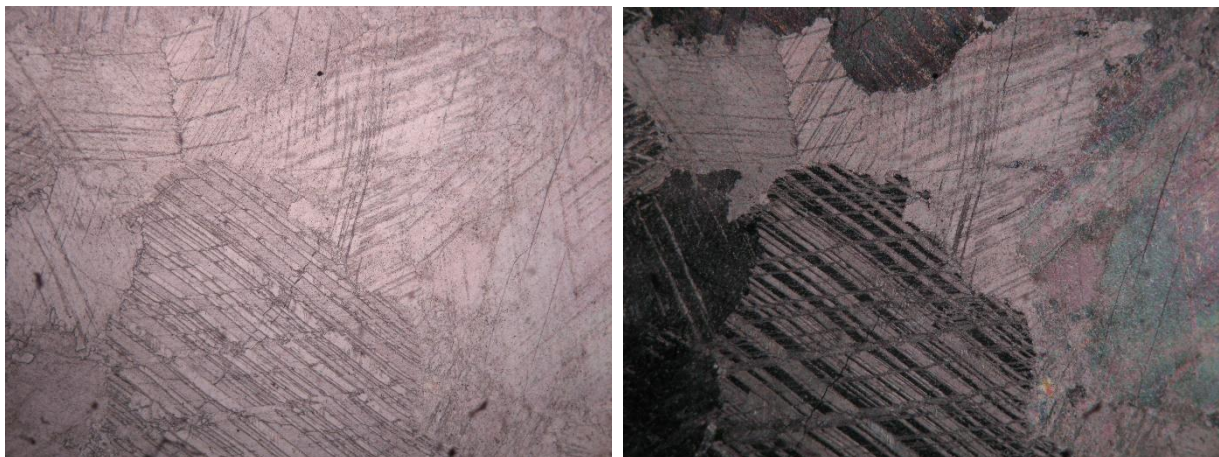


Φωτογραφίες 23 & 24: Μικροσκοπική εικόνα του ιστού (φακός 5x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά) (κλίμακα: μεγάλος άξονας 3 mm).



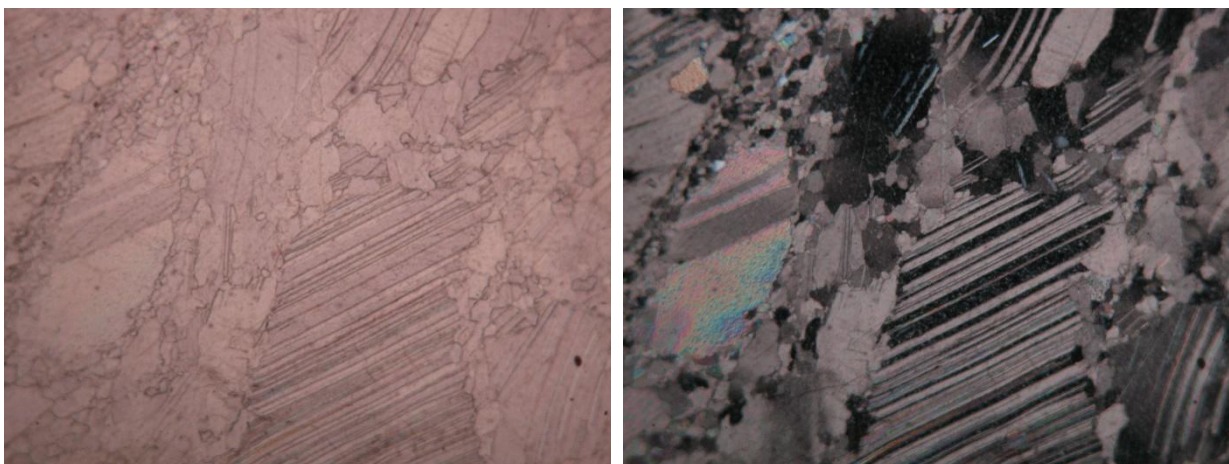
Φωτογραφίες 25 & 26: Μικροσκοπική εικόνα ορυκτών (φακός 10x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά), εμφανίζονται κρύσταλλοι χαλαζία (κλίμακα: μεγάλος άξονας 1.5 mm).

Τομή A7

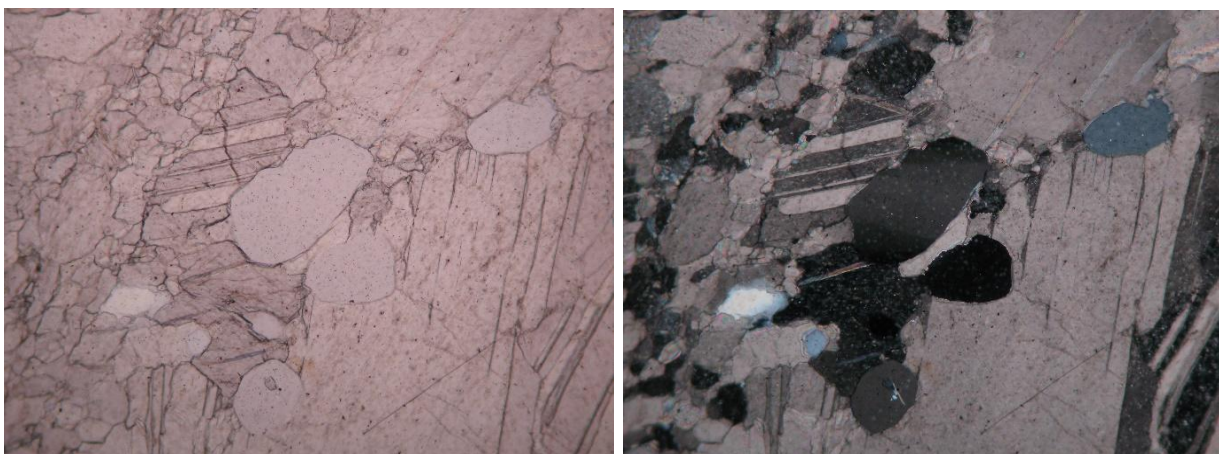


Φωτογραφίες 27 & 28: Μικροσκοπική εικόνα του ιστού (φακός 5x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά) (κλίμακα: μεγάλος άξονας 3 mm).

Τομή A8

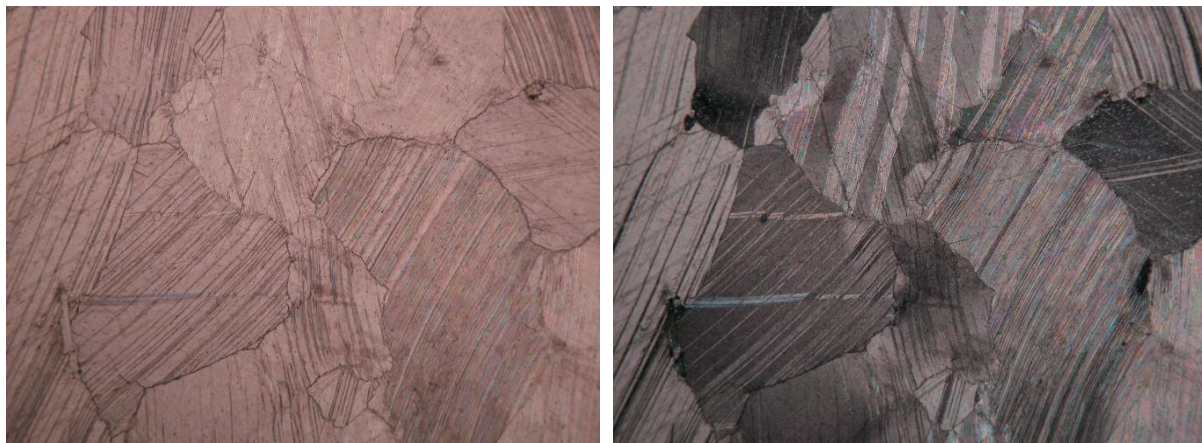


Φωτογραφίες 29 & 30: Μικροσκοπική εικόνα του ιστού (φακός 5x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά) (κλίμακα: μεγάλος άξονας 3 mm).

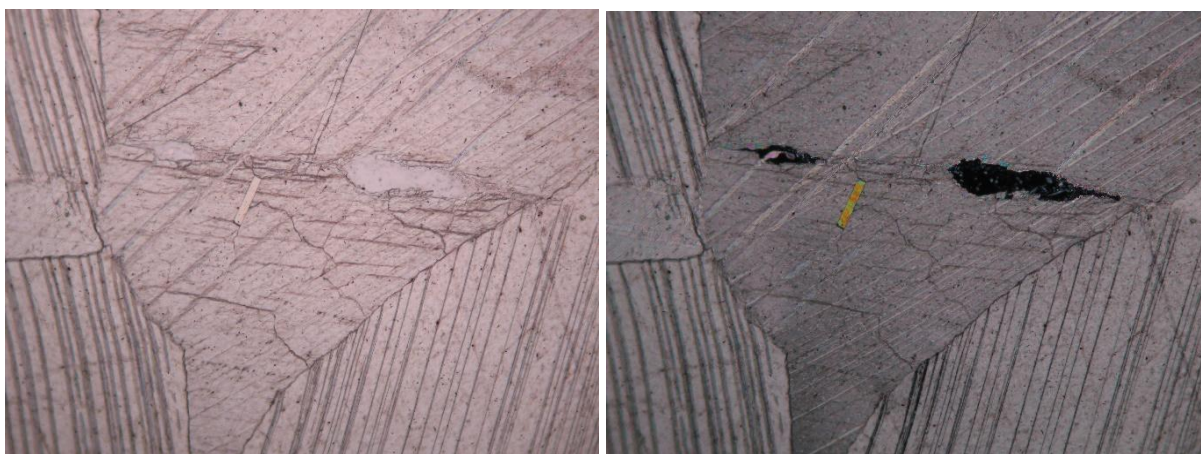


Φωτογραφίες 31 & 32: Μικροσκοπική εικόνα κρύσταλλοι χαλαζία (φακός 10x) με παράλληλα (αριστερά) & διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά), εμφανίζονται (κλίμακα: μεγάλος άξονας 1.5mm).

Τομή Α9



Φωτογραφίες 33 & 34: Μικροσκοπική εικόνα του ιστού (φακός 5x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά) (κλίμακα: μεγάλος άξονας 3 mm).

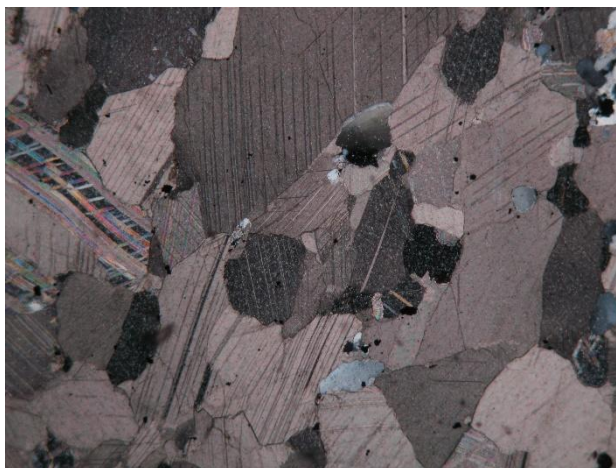
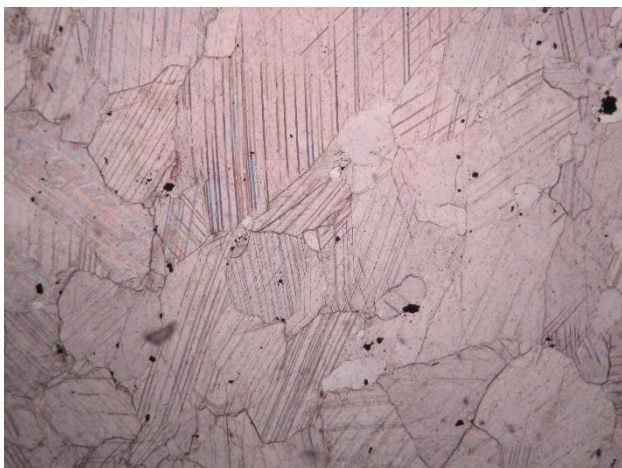


Φωτογραφίες 35 & 36: Μικροσκοπική εικόνα ορυκτών (φακός 10x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά), εμφανίζεται κρύσταλλος λευκού μαρμαρυγία (κλίμακα: μεγάλος άξονας 1.5mm).

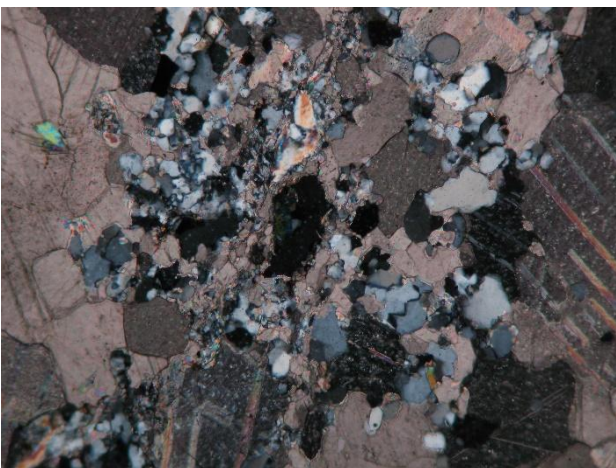
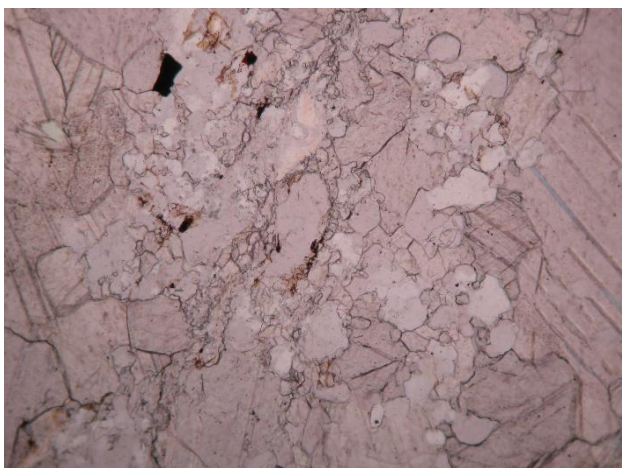


Φωτογραφίες 37 & 38: Μικροσκοπική εικόνα ορυκτών (φακός 10x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά), εμφανίζονται κρύσταλλοι χαλαζία (κλίμακα: μεγάλος άξονας 1.5mm).

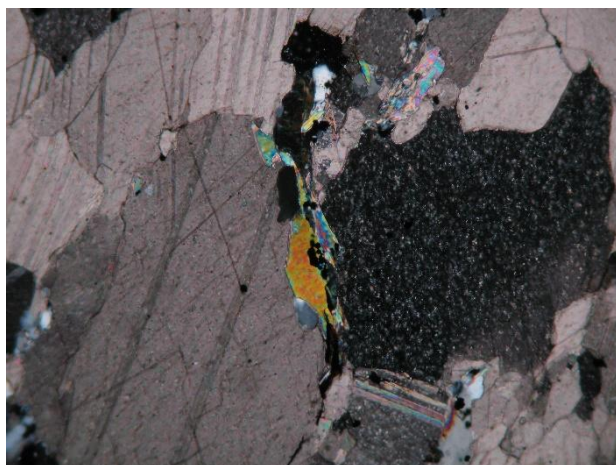
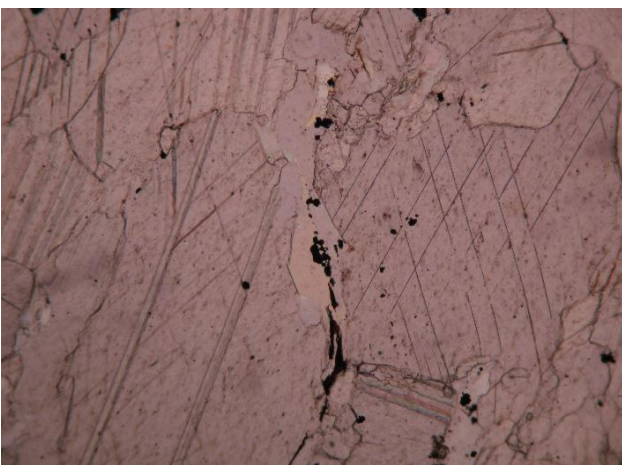
Τομή A10



Φωτογραφίες 39 & 40: Μικροσκοπική εικόνα του ιστού (φακός 5x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά) (κλίμακα: μεγάλος άξονας 3 mm).



Φωτογραφίες 41 & 42: Μικροσκοπική εικόνα ορυκτών (φακός 10x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά), εμφανίζονται κρύσταλλοι χαλαζία (κλίμακα: μεγάλος άξονας 1.5mm).

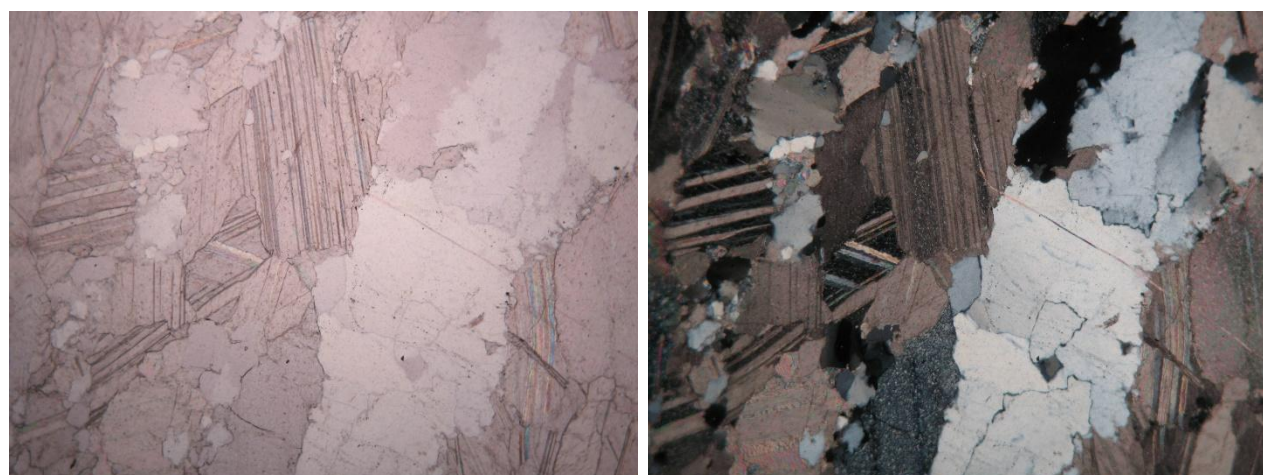


Φωτογραφίες 43 & 44: Μικροσκοπική εικόνα ορυκτών (φακός 10x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά), εμφανίζονται κρύσταλλοι χαλαζία και λευκού μαρμαρυγία. (κλίμακα: μεγάλος άξονας 1.5mm).

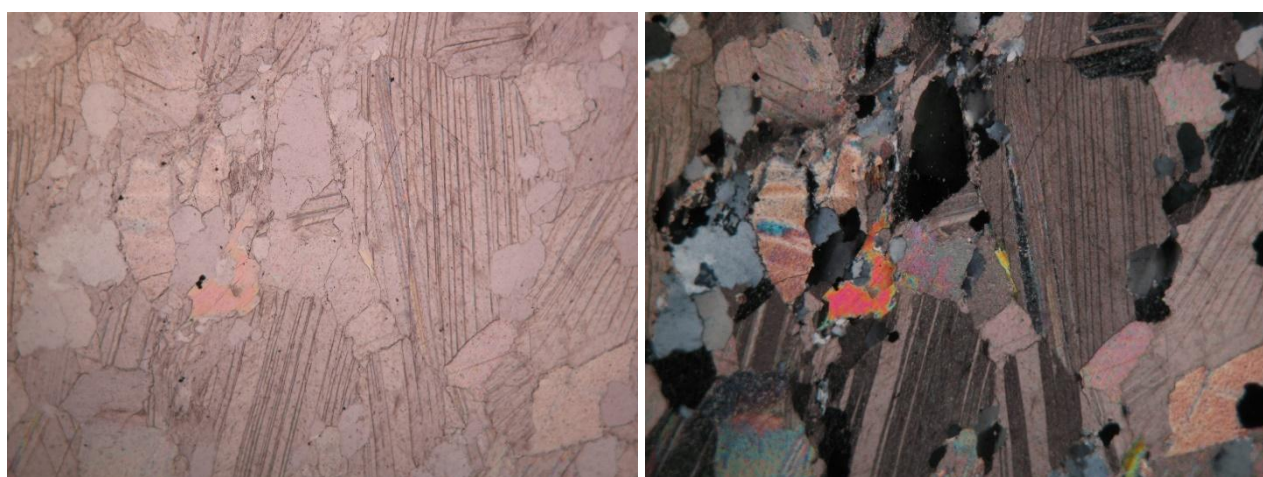
Τομή A11



Φωτογραφίες 45 & 46: Μικροσκοπική εικόνα του ιστού (φακός 5x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά) (κλίμακα: μεγάλος άξονας 3 mm).



Φωτογραφίες 47 & 48: Μικροσκοπική εικόνα ορυκτών (φακός 5x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά), εμφανίζονται κρύσταλλοι χαλαζία (κλίμακα: μεγάλος άξονας 3 mm).



Φωτογραφίες 49 & 50: Μικροσκοπική εικόνα ορυκτών (φακός 5x) με παράλληλα (αριστερά) και διασταυρούμενα Νικολς (δεξιά), εμφανίζονται κρύσταλλοι χαλαζία και λευκού μαρμαρυγία (κλίμακα: μεγάλος άξονας 3 mm).

Στην τομή **A1** οι συρραφές μεταξύ των ορυκτών είναι δαντελωτές και τείνουν σε πολυγωνική ανάπτυξη γρανοβλαστικού ιστού. Κατά θέσεις εμφανίζονται μικρότερου μεγέθους κρύσταλλοι τόσο χαλαζία, όσο και ασβεστίτη (φωτογραφίες 1 έως 6).

Στην τομή **A2** δεν παρατηρείται τόσο η τυπική ανάπτυξη του γρανοβλαστικού ιστού (φωτογραφίες 7 έως 10). Συγκεκριμένα στην επαφή μεγαλύτερων ορυκτών ασβεστίτη έχουμε μικρότερου μεγέθους κρυστάλλους ασβεστίτη και ίσως χαλαζία (φωτογραφίες 11 & 12).

Στην τομή **A3** το πέτρωμα εμφανίζεται ιδιαίτερα αλλοιωμένο γεγονός που επιβεβαιώνεται και από την παρουσία γκαϊτίτη ($\text{FeO}(\text{OH})$) ο οποίος προσδίδει ένα καστανοκίτρινο χρώμα στο δείγμα. Ο γκαϊτίτης αποτελεί ένα από τα πιο διαδεδομένα σιδηρούχα ορυκτά το οποίο είναι αποτέλεσμα αποσάθρωσης προϋπαρχόντων ορυκτών κάτω από οξειδωτικές συνθήκες. Κατά θέσεις μπορούμε να εντοπίσουμε καλοσχηματισμένα ορυκτά ασβεστίτη, ενώ ο χαλαζίας όπου εμφανίζεται είναι ιδιαίτερα μικροκρυσταλλικός και σχηματίζει μικρά φλεβίδια (φωτογραφίες 17 & 18). Επίσης είναι έντονη η παρουσία κρυστάλλων δολομίτη όπως εμφανίζονται στις φωτογραφίες 13 & 14.

Στην τομή **A4** μπορούμε να παρατηρήσουμε μεγακρυστάλλους μέσα σε ένα σύνολο από μικρότερους κρυστάλλους. Η ανάπτυξη του ιστού δεν διακρίνεται εύκολα εκτός από κάποιες θέσεις όπου έχουμε πιο ξεκάθαρες επαφές ορυκτών. Σε κάποιες θέσεις εμφανίζονται συγκεντρωμένοι οι κρύσταλλοι χαλαζία (φωτογραφίες 14 & 15).

Στην τομή **A5** εμφανίζονται καλοσχηματισμένοι κρύσταλλοι ασβεστίτη με γρανοβλαστικό ιστό δαντελωτής ανάπτυξης. Οι κρύσταλλοι του ασβεστίτη περιβάλλονται πολλές φορές από άλλους κρυστάλλους μικρότερου μεγέθους επίσης ασβεστίτη (φωτογραφίες 21 & 22).

Στην τομή **A6** εμφανίζονται μεγάλου μεγέθους κρύσταλλοι ασβεστίτη σε επαφή με μικρότερου μεγέθους κρυστάλλους ασβεστίτη. Τα όρια των κρυστάλλων δεν είναι ξεκάθαρα σε πολλά σημεία της τομής και έτσι δεν μπορεί να δοθεί κάποιος χαρακτηρισμός στον ιστό του πετρώματος.

Στην τομή **A7** παρατηρούμε δαντελωτό προς τυπικό γρανοβλαστικό ιστό καθώς επίσης και επαφή μικρότερων κρυστάλλων ασβεστίτη με μεγαλύτερους (φωτογραφίες 27 & 28).

Στην τομή **A8** εμφανίζονται οι κρύσταλλοι ασβεστίτη μεγάλου μεγέθους να εφάπτονται με μικρότερους κρυστάλλους τόσο ασβεστίτη όσο και χαλαζία (φωτογραφίες 29 έως 32). Ο ιστός θα μπορούσε να χαρακτηριστεί ως γρανοβλαστικός.

Στην τομή **A9** οι κρύσταλλοι του ασβεστίτη έχουν όλοι μεγάλο και σχεδόν ίδιο μέγεθος, ενώ οι επουσιώδεις (λευκός μαρμαρυγίας και χαλαζίας) πολύ μικρότερο (φωτογραφίες 35 έως 38). Ο ιστός μπορεί να χαρακτηριστεί ως τυπικός γρανοβλαστικός (φωτογραφίες 33 & 34).

Στην τομή **A10** έχουμε έντονη παρουσία χαλαζιακών κρυστάλλων οι οποίοι εμφανίζονται με μικρό μέγεθος και κυρίως στις επαφές των κρυστάλλων του ασβεστίτη (φωτογραφίες 41 & 42). Ο ιστός μπορεί να χαρακτηριστεί ως τυπικός γρανοβλαστικός, ο οποίος εμφανίζεται δαντελωτός κατά θέσεις (φωτογραφίες 39 & 40).

Στην τομή **A11** έχουμε έντονη παρουσία χαλαζία τόσο σε μικρούς όσο και σε μεγάλους κρυστάλλους (φωτογραφίες 45 έως 50). Ο ιστός μπορεί να χαρακτηριστεί ως τυπικός γρανοβλαστικός και κατά θέσεις δαντελωτός (φωτ. 45 & 46).

4.3 Ορυκτολογική σύσταση

Στον πίνακα 2 δίνεται η ορυκτολογική σύσταση των πετρωμάτων της Θάσου που μελετώνται στην παρούσα εργασία, η οποία προέκυψε από με τη χρήση της μεθόδου της περιθλασιμετρίας ακτίνων-Χ. Όλα τα δείγματα έχουν ως κύριο συστατικό τον ασβεστίτη με τιμές που κυμαίνονται από 55% κ.β. το ελάχιστο (δείγμα A3) έως και 97% κ.β. το μέγιστο (δείγματα A2 και A8). Στο σύνολο των δειγμάτων αναγνωρίστηκε επιπλέον δολομίτης, με μέγιστη τιμή 28% κ.β. (δείγμα A3) και ελάχιστη 2% κ.β. (δείγμα A8). Ο χαλαζίας που αναγνωρίστηκε παρουσιάζει μια διακύμανση ποσοστών 1-28% κ.β. με τη μέγιστη τιμή να εντοπίζεται στο δείγμα A11 και σε όλα τα υπόλοιπα τιμές πολύ μικρότερες. Ο λευκός μαρμαρυγίας εντοπίζεται σε ίχνη (δείγμα A1) αλλά και έως 6% κ.β. (δείγμα A11). Το πλαγιόκλαστο στο σύνολο των δειγμάτων απουσιάζει εκτός από το δείγμα A4 όπου και έχει εντοπιστεί σε ίχνη. Το δείγμα A3 είναι το μοναδικό που περιέχει γκαϊτίτη ($\text{FeO}(\text{OH})$). Αργιλικά ορυκτά εντοπίστηκαν ως ίχνη μόνο στο δείγμα A1 και σε ποσοστό 2% κ.β. στο δείγμα A11. Τέλος, το αδιάλυτο υπόλειμμα μπορεί να απουσιάζει από κάποια δείγματα (A5, A6, A7) ή να εντοπίζεται στη μέγιστη τιμή των 30,6% κ.β.

Πίνακας 2: Ημιοσοτική ορυκτολογική σύσταση (κ.β.%) και αδιάλυτο υπόλειμμα (κ.β.%) των ανθρακικών πετρωμάτων της Θάσου (Kantiranis et. al 2001).

Δείγμα	C	D	Q	Pl	M	T.cl	G	A.Y.
A1	96	3	1	-	ΐχνη	ΐχνη	-	1,4
A2	97	2	1	-	-	-	-	1,0
A3	55	28	8	-	2	-	7	12,5
A4	89	10	1	(ΐχνη)	-	-	-	0,7
A5	92	7	1	-	-	-	-	0,0
A6	93	5	1	-	1	-	-	0,0
A7	94	3	1	-	2	-	-	0,0
A8	97	2	1	-	-	-	-	0,4
A9	95	-	1	-	4	-	-	0,0
A10	92	-	4	-	4	-	-	13,0
A11	64	-	28	-	6	2	-	30,6

Υπόμνημα: C= ασβεστίτης, D= δολομίτης, Q= χαλαζίας, Pl= πλαγιόκλαστο, M= μαρμαρυγίας, T.cl= σύνολο αργιλικών ορυκτών, G= γκαϊτίτης, A.Y.= αδιάλυτο υπόλειμμα, *ΐχνη<1%

4.4 Χημική σύσταση

Στον πίνακα 3 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της χημικής ανάλυσης των κύριων στοιχείων των πετρωμάτων της Θάσου. Το SiO₂ κυμαίνεται σε ποσοστά από 0,75% κ.β. (δείγμα A7) έως και 33,37% κ.β. (δείγμα A11). Στα δείγματα A3, A10 και A11 έχουμε υψηλό ποσοστό SiO₂, το οποίο συνδέεται με την αυξημένη παρουσία χαλαζία. Στο σύνολο των δειγμάτων το TiO₂ δεν είναι ανιχνεύσιμο. Το Al₂O₃ εμφανίζεται μέχρι και το ποσοστό του 0,7% κ.β. (δείγμα A11) ενώ σε πολλά δείγματα δεν ανιχνεύεται καθόλου. Στο δείγμα A3 εντοπίζεται το υψηλότερο ποσοστό Fe₂O₃ της τάξης των 5,09% κ.β., το οποίο εξηγείται από την ύπαρξη του γκαιτίτη, αντίστοιχα σε κάποια δείγματα δεν υφίσταται σε ανιχνεύσιμη ποσότητα. Το MnO έχει την μικρότερη τιμή, 0.002% κ.β., στο δείγμα A6 και την μεγαλύτερη τιμή, 0.230% κ.β., στο δείγμα A3. Το MgO κυμαίνεται από 0,49% κ.β. στο δείγμα A8 έως και 8,02% κ.β. στο δείγμα A3. Το CaO εμφανίζεται σε μεγάλα ποσοστά που κυμαίνονται από 33,64% κ.β. (δείγμα A11) έως και 54,9% κ.β. (δείγμα A8). Το Na₂O εντοπίζεται σε αρκετά μικρά ποσοστά που φτάνουν από 0,13% κ.β. (δείγμα A10) έως και 0,35% κ.β. (δείγμα A4). Επίσης, το K₂O εμφανίζει μικρές συγκεντρώσεις που κυμαίνονται από 0,04% κ.β. (δείγμα A7) έως και 0,29% κ.β. (δείγμα A11). Τέλος, το P₂O₅ δεν εντοπίζεται σε ανιχνεύσιμα όρια και η απώλεια πύρωσης στο σύνολό της κυμαίνεται από 30,93% κ.β. στο δείγμα A11 έως και 44,01% κ.β. στο δείγμα A2.

Πίνακας 3: Χημική σύσταση (κ.β.%) των ανθρακικών πετρωμάτων της Θάσου.												
Δείγμα	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI*	Σύνολο
A1	1,48	bdl**	0,13	0,040	0,005	0,74	54,23	0,25	0,12	bdl	42,99	99,985
A2	0,83	bdl	bdl	bdl	0,003	0,65	53,66	0,22	0,13	bdl	44,01	99,503
A3	7,71	bdl	0,46	5,090	0,230	8,02	38,04	0,27	0,22	bdl	39,61	99,810
A4	0,80	bdl	bdl	0,160	0,021	2,90	51,50	0,35	0,09	bdl	43,88	99,701
A5	0,95	bdl	bdl	0,015	0,003	2,12	53,00	0,20	0,09	bdl	43,28	99,638
A6	0,92	bdl	bdl	bdl	0,002	1,23	54,30	0,22	0,08	bdl	43,07	99,822
A7	0,75	bdl	bdl	0,50	0,005	0,83	54,89	0,18	0,04	bdl	43,20	99,945
A8	1,65	bdl	bdl	0,009	0,010	0,49	54,90	0,24	0,12	bdl	42,55	99,969
A9	0,85	bdl	0,12	0,060	0,009	0,50	53,74	0,18	0,15	bdl	43,92	99,529
A10	6,90	bdl	0,23	0,140	0,029	0,54	49,70	0,13	0,13	bdl	41,75	99,549
A11	33,37	bdl	0,70	0,300	0,015	0,90	33,64	0,29	0,29	bdl	30,93	99,695
Υπόμνημα: *απώλεια πύρωσης, **κάτω του ορίου ανιχνευσιμότητας												

4.5 Εφαρμογή του θερμομέτρου

Το θερμοόμετρο που εφαρμόζεται στην παρούσα εργασία είναι συμβατό με τις έρευνες των Goldsmith και Newton (1969). Τα πειραματικά δεδομένα αυτών των ερευνητών αποτέλεσαν τη βάση πάνω στην οποία στηρίχθηκαν τα νέα δεδομένα που προέκυψαν από τα δείγματα της Θάσου.

Για να εφαρμοστεί η μέθοδος των Goldsmith και Newton (1969) θα πρέπει η περιεκτικότητα των δειγμάτων σε μαγνήσιο (Mg) να είναι εκφρασμένη σε ποσοστό επί τοις εκατό (%) mole (mol) ανθρακικού μαγνησίου (MgCO_3). Για τον υπολογισμό της συγκέντρωσης % mol MgCO_3 περιεκτικότητας έγινε χρήση μιας σειράς εφαρμογών που αναφέρονται παρακάτω.

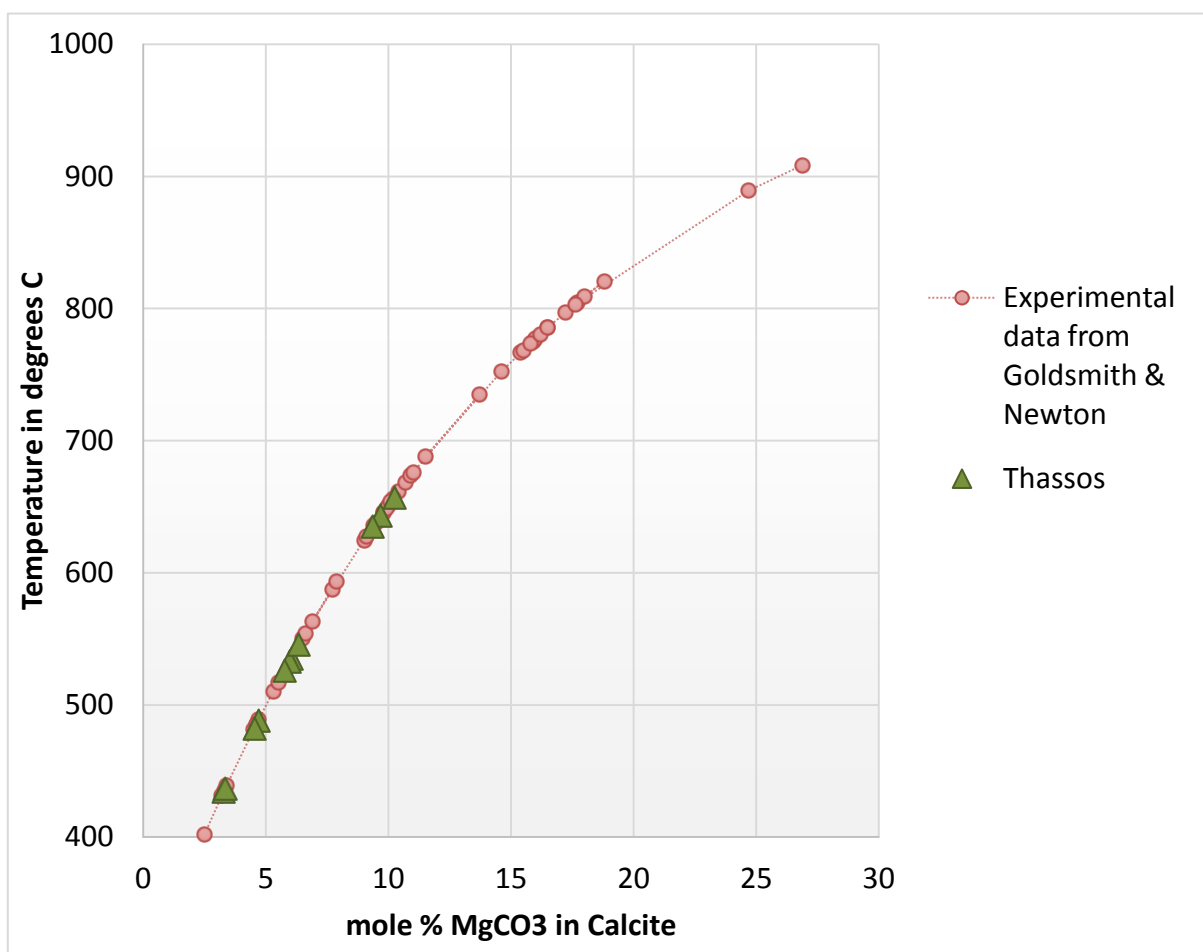
Αρχικά με τη βοήθεια μιας αναλυτικής μεθόδου υπολογισμού ιόντων και κατιόντων, των στοιχείων που θεωρήθηκαν σημαντικά για την κάθε τομή, υπολογίστηκαν αντίστοιχα πρώτα τα ιόντα και έπειτα τα κατιόντα. Έπειτα με την εφαρμογή μιας σειράς πράξεων όπου λήφθηκε υπόψη το μοριακό βάρος (MB) του μαγνησίου (Mg) και του ανθρακικού μαγνησίου (MgCO_3), προέκυψε η περιεκτικότητα σε ανθρακικό μαγνήσιο (MgCO_3) του κάθε δείγματος. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν ύστερα από τις αναλύσεις και τους υπολογισμούς δίνονται στον πίνακα 4.

Βασικό στοιχείο για τον υπολογισμό της θερμοκρασίας των υπό ανάλυση δειγμάτων αποτελεί η χρήση τόσο των πειραματικών δεδομένων όσο και των αποτελεσμάτων της έρευνας των Goldsmith και Newton (1969). Πιο συγκεκριμένα στην παρούσα εργασία γίνεται εφαρμογή των αποτελεσμάτων των δειγμάτων της Θάσου πάνω στην πειραματική καμπύλη των Goldsmith και Newton (1969) που δίνεται στο διάγραμμα 1. Για την δημιουργία του βασικού διαγράμματος χρησιμοποιήθηκαν τα πειραματικά δεδομένα που δίνονται στην εργασία των προαναφερθέντων. Στη συνέχεια τα δεδομένα που προέκυψαν από τα δείγματα της Θάσου προβλήθηκαν πάνω στην προϋπάρχουσα καμπύλη και έπειτα υπολογίστηκε η θερμοκρασία για το κάθε δείγμα. Η θερμοκρασία που προέκυψε δίνεται στον πίνακα 4. Επίσης, έγινε υπολογισμός της μέσης θερμοκρασίας καθώς επίσης και της τυπικής απόκλισης αυτής. Η τυπική απόκλιση μας βοηθά να κατανοήσουμε το εύρος της θερμοκρασίας μεταμόρφωσης και κατά πόσο αυτή μπορεί να είναι συμβατή με το σύνολο των αποτελεσμάτων.

Πίνακας 4 : Η θερμοκρασία που αντιστοιχεί σε κάθε δείγμα ανάλογα με την περιεκτικότητα %mol MgCO₃		
	mole % MgCO ₃	Temperature (°C)
A1	4,69	488,26
A2	10,24	657,25
A3	6,04	535,27
A4	5,97	533,20
A5	9,70	643,42
A6	9,37	634,83
A7	3,28	434,38
A8	4,52	482,10
A9	3,34	436,63
A10	5,76	525,88
A11	6,35	545,69
Μέση τιμή θερμοκρασίας (°C)		539
Τυπική απόκλιση (±)		78

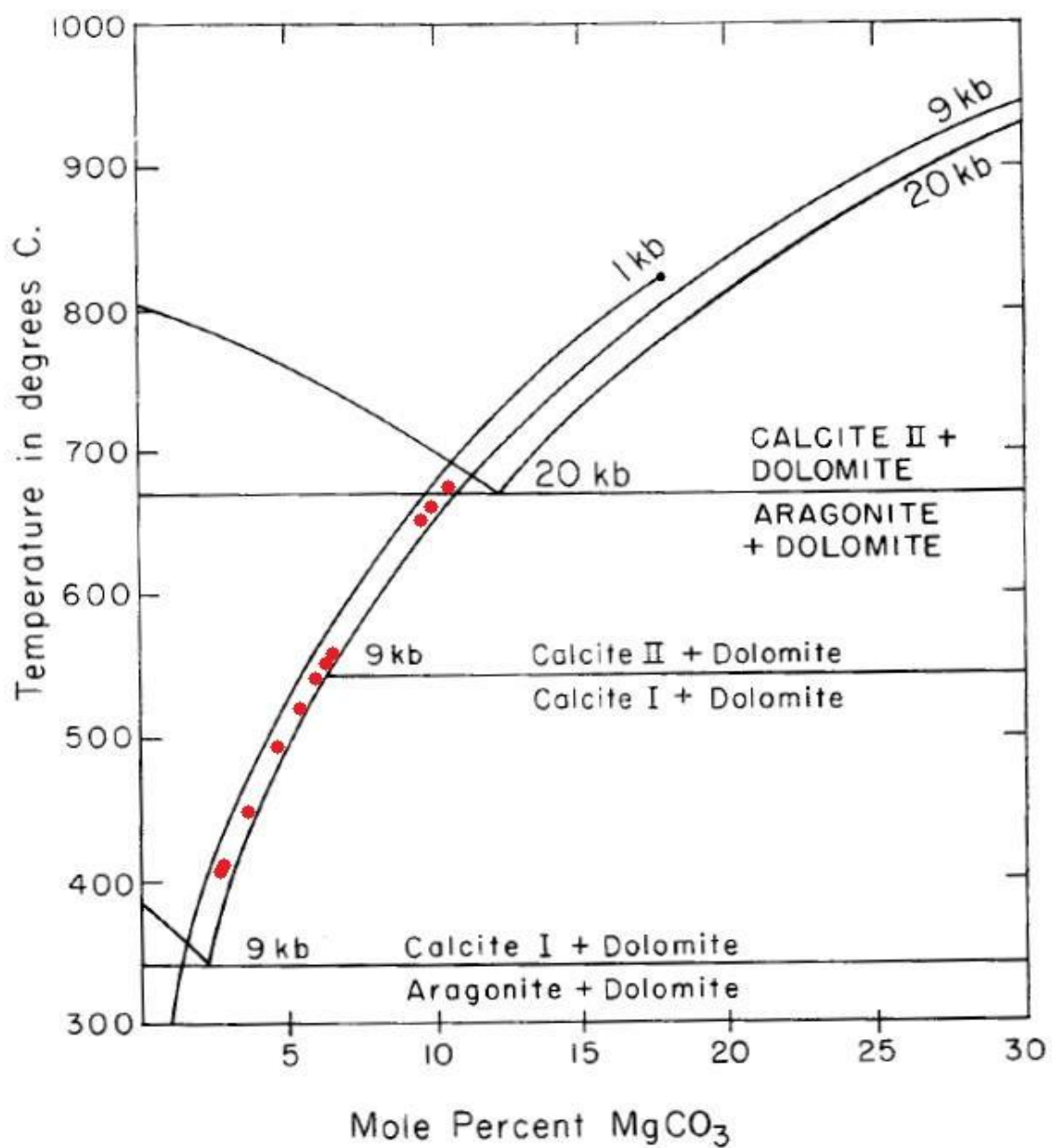
Στο παρακάτω διάγραμμα παρουσιάζονται οι πειραματικές τιμές (κόκκινες κουκίδες) που έχουν προκύψει από τις έρευνες των Goldsmith & Newton (1969). Στο ίδιο διάγραμμα προβάλλονται οι τιμές που προέκυψαν από τη μελέτη των δειγμάτων της Θάσου (πράσινα τρίγωνα). Μπορεί εύκολα να γίνει αντιληπτό ότι η θερμοκρασία έχει ένα εύρος διακύμανσης από τους 461° C μέχρι τους 617° C, ενώ η μέση τιμή της υπολογίστηκε στους 539 ° C ±78°C.

Το διάγραμμα, όπως έχει προαναφερθεί, περιέχει τόσο τα δεδομένα των Goldsmith & Newton (1969) όσο και τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την μελέτη των ανθρακικών πετρωμάτων της Θάσου. Ο πίνακας 4 παρουσιάζει αποκλειστικά τα δεδομένα που προέκυψαν από τη λεπτομερή ανάλυση των ανθρακικών μαρμάρων της Θάσου.



Διάγραμμα 1 : Συσχέτιση πειραματικών δεδομένων των Goldsmith & Newton με τα αποτελέσματα των αναλύσεων των δειγμάτων της Θάσου.

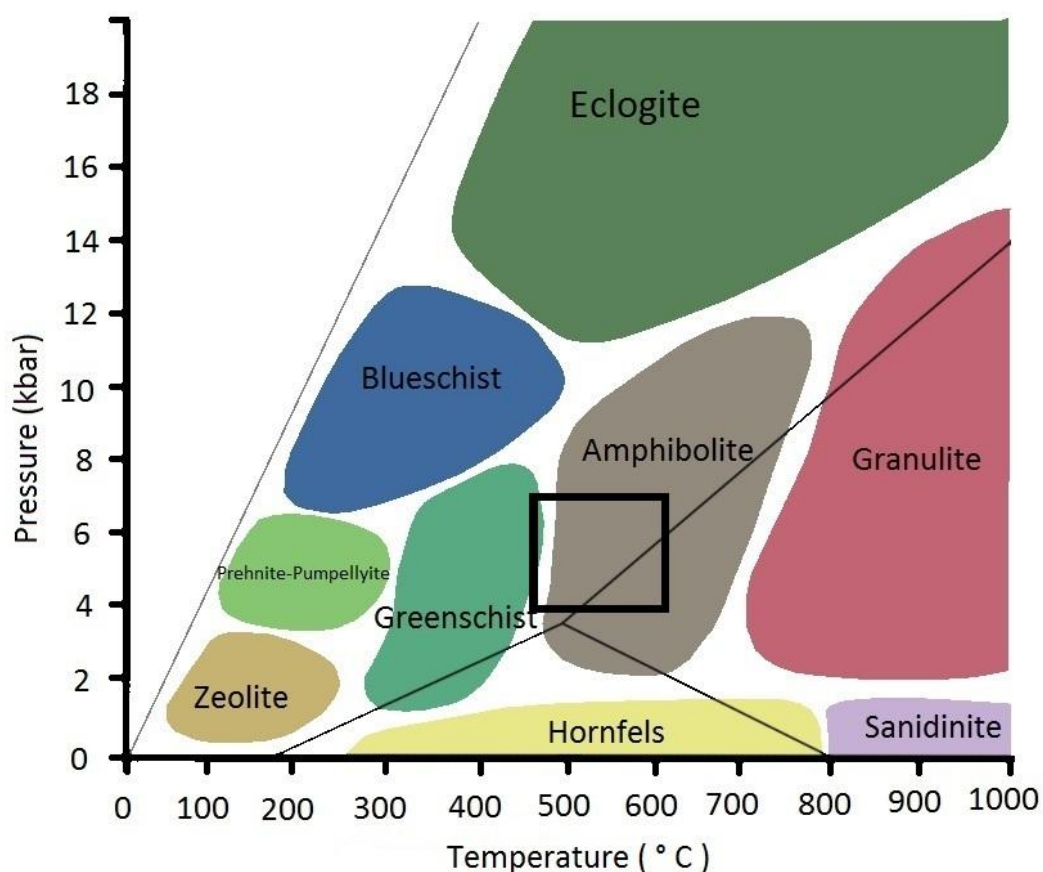
Στη συνέχεια παρατίθεται ένα διάγραμμα από τις μελέτες των Goldsmith & Newton (1969). Σε αυτό παρουσιάζονται οι ισοβαρικές καμπύλες για το πλούσιο σε Ca μέρος του συστήματος $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$. Η χρησιμότητα αυτού εντοπίζεται στο γεγονός ότι στο σύνολό τους τα μεταμορφικά γεγονότα στη φύση πολύ σπάνια λαμβάνουν χώρα σε πιέσεις κάτω του 1 kbar. Για να είναι σωστότερη λοιπόν η απεικόνιση των αποτελεσμάτων θα πρέπει να δοθούν σε ένα διάγραμμα το οποίο να λαμβάνει υπόψη την πίεση που επικρατούσε στην περιοχή κατά τη χρονική διάρκεια που έλαβαν χώρα τα μεταμορφικά γεγονότα. Η περιοχή που μελετάμε έχει υποστεί μεταμόρφωση πίεσης μικρότερης από 9kbar, σύμφωνα λοιπόν με τις μελέτες κάποιων ερευνητών είναι της τάξης των 4-7 kbar. Πιο συγκεκριμένα σύμφωνα με τους Liati και Mroskos (1990), πρόκειται για μια αρχική πάχυνση του φλοιού η οποία στη συνέχεια ακολουθήθηκε από μια ισόθερμη αποσυμπίεση με μέγιστη πίεση τα 8 kbar και μικρότερη τα 4 kbar, υπό σταθερή θερμοκρασία. Έτσι λοιπόν στο σύνολό τους τα σημεία που αντιπροσωπεύουν την θερμοκρασία που προκύπτει από τα εκάστοτε δείγματα θα πρέπει να βρίσκονται πάνω σε μια καμπύλη με πίεση μικρότερη των 9kbar. Έτσι, κάθε ένα σημείο θα βρίσκεται πάνω σε μια καμπύλη η οποία με τη σειρά της θα βρίσκεται ανάμεσα στις καμπύλες του 1 και 9kbar στο παρακάτω διάγραμμα (Διάγραμμα 2).



Διάγραμμα 2 : Ισοβαρικές καμπύλες για το πλούσιο σε Ca μέρος του συστήματος CaCO_3 - MgCO_3 (Goldsmith & Newton, 1969).

Η μελέτη και ανάλυση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων γίνεται με τη βοήθεια ενός διαγράμματος που περιέχει τις φάσεις μεταμόρφωσης. Το διάγραμμα αυτό παρουσιάζει τις συνθήκες που επικρατούν κατά την διάρκεια ενός μεταμορφικού γεγονότος ανάλογα με την θερμοκρασία και την πίεση καθώς και την ονομασία που έχει δοθεί σε κάθε φάση. Στην προσπάθεια λοιπόν να γίνει μια ολοκληρωμένη ανάλυση των συνθηκών μεταμόρφωσης των ανθρακικών πετρωμάτων της Θάσου, χρησιμοποιήθηκε ένα τέτοιο διάγραμμα. Με βάση την θερμοκρασία που προέκυψε από την παρούσα έρευνα καθώς επίσης και των δεδομένων πίεσης που έχουν προκύψει από παλαιότερους ερευνητές δημιουργήθηκε ένα πεδίο το οποίο περιλαμβάνει τις συνθήκες κάτω από τις οποίες μεταμορφώθηκαν τα πετρώματα αυτά.

Παρακάτω δίνεται μια εικόνα ενός τέτοιου διαγράμματος πάνω στην οποία προβάλλεται το εύρος θερμοκρασιών και πιέσεων (μαύρο πλαίσιο) που επικρατούν στην περιοχή σύμφωνα με τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τη μελέτη των ανθρακικών πετρωμάτων της Θάσου. Η πίεση δεν έχει ξεπεράσει τα 7kbar, ενώ η θερμοκρασία κινείται μεταξύ των 461° C και 617° C. Όπως μπορούμε να παρατηρήσουμε και από το διάγραμμα μεταμορφικών φάσεων, η φάση μεταμόρφωσης η οποία μελετάμε είναι καθαρά αμφιβολιτική με ελάχιστη τάση προς την πρασινοσχιστολιθική.



5. Συμπεράσματα

Τα 11 δείγματα από τα μεταμορφωμένα ανθρακικά πετρώματα της Θάσου αναλύθηκαν τόσο ως προς τη χημική και ορυκτολογική σύστασή τους, όσο και ως προς τα μικροσκοπικά χαρακτηριστικά τους σε λεπτές τομές.

Διαπιστώθηκε ότι ως προς τα μικροσκοπικά χαρακτηριστικά στο σύνολό των τομών ολοκρυσταλλικό ιστό με κυρίαρχο ορυκτό τον ασβεστίτη. Επίσης, παρατηρήθηκε χαλαζίας, λευκός μαρμαρυγίας και δολομίτης.

Ορυκτολογικά όλα τα δείγματα έχουν ως κύριο συστατικό τον ασβεστίτη με τιμές που κυμαίνονται από 55% κ.β. έως και 97% κ.β. Στο σύνολο των δειγμάτων αναγνωρίστηκε επιπλέον δολομίτης, με μέγιστη τιμή 28% κ.β. και ελάχιστη 2% κ.β, ενώ ο χαλαζίας μετρήθηκε σε ποσοστά μεταξύ 1 και 28% κ.β. Ο λευκός μαρμαρυγίας εντοπίζεται σε ίχνη έως και 6% κ.β. Αργιλικά ορυκτά και μαρμαρυγίες εντοπίστηκαν σε πολύ μικρά ποσοστά (<5% κ.β.), ενώ σε ένα δείγμα (A3) αναγνωρίστηκε γκαιτίτης σε ποσοστό 7% κ.β. Τέλος, το αδιάλυτο υπόλειμμα μπορεί να απουσιάζει από κάποια ή να εντοπίζεται στη μέγιστη τιμή των 30,6% κ.β.

Το SiO_2 κυμαίνεται σε ποσοστά από 0,75% κ.β. έως και 33,37% κ.β. Στο σύνολο των δειγμάτων το TiO_2 δεν είναι ανιχνεύσιμο. Το Al_2O_3 εμφανίζεται μέχρι και ποσοστό 0,7% κ.β. ενώ σε πολλά δείγματα δεν ανιχνεύεται καθόλου. Το Fe_2O_3 εμφανίζει το υψηλότερο ποσοστό της τάξης των 5,09% κ.β. Το MnO κυμαίνεται μεταξύ 0,002% και 0,230% κ.β. Το MgO κυμαίνεται από 0,49% κ.β. έως και 8,02% κ.β. Το CaO εμφανίζεται σε μεγάλα ποσοστά που κυμαίνονται από 33,64% κ.β. έως και 54,9% κ.β. Το Na_2O εντοπίζεται σε αρκετά μικρά ποσοστά που φτάνουν από 0,13% κ.β. έως και 0,35% κ.β. Επίσης, το K_2O εμφανίζει μικρές συγκεντρώσεις που κυμαίνονται από 0,04% κ.β. έως και 0,29% κ.β. Τέλος, το P_2O_5 δεν εντοπίζεται σε ανιχνεύσιμα όρια και η απώλεια πύρωσης στο σύνολό της κυμαίνεται από 30,93% κ.β. στο δείγμα A11 έως και 44,01% κ.β. στο δείγμα A2.

Όλα τα δείγματα στο σύνολό τους αξιολογήθηκαν με βάση το θερμόμετρο Ca-Mg στους ασβεστίτες των ανθρακικών πετρωμάτων της Θάσου και προέκυψε για το καθένα μια τιμή θερμοκρασίας μεταμόρφωσης. Στη συνέχεια υπολογίστηκε ο μέσος όρος που αντιπροσωπεύει τη μέση θερμοκρασία μεταμόρφωσης για το σύνολο των ανθρακικών μαρμάρων της νήσου Θάσου, καθώς και η τυπική απόκλιση που δίνει μια πιο ξεκάθαρη εικόνα για το εύρος θερμοκρασιών μεταμόρφωσης.

Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η μέση θερμοκρασία μεταμόρφωσης, όπως προέκυψε από την παραπάνω μελέτη, ανέρχεται στους 539 ± 78 °C και είναι σε πολύ καλή συμφωνία με τα τεκτονικά και μεταμορφικά δεδομένα της περιοχής.

6. Βιβλιογραφία

- Καντηράνης Ν., Τσιραμπίδης Α. Ε., Φιλιππίδης Α. Α., Κασώλη-Φουρναράκη Α., & Χρηστάρας Β. Γ. 2001. Βιομηχανικές χρήσεις των ανθρακικών πετρωμάτων της νήσου Θάσου (Ελλάς). Δελτίον της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 34(3), 1147-1154.
- Chronquist, T., Sahlin, T. 1997. Structures in marble and their relationships to the regional tectonic evolution, NE Greece. Department of Geology Gutenberg. EARTH SCIENCES CENTRE GÜTENBURG UNIVERSITY B61 1997.
- Deer W. A., Howie R. A. & Zussman J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals* (Vol. 696). London: Longman. p. 623-637 & 641-648
- Dewey J.F., Sengör A.M.C. 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. Geol. Soc. Am. Bull. 90, 84-92.
- Dimitriadis S. 1989. Sillimanite grade metamorphism in the Thassos Island, Rhodope Massif, Greece, and its regional significance. Geologica Rhodopica, 1, 190-201.
- Dinter, D.A., Royden, L. 1993. Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon Valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex. Geology 21, 45-48.
- Froitzheim N., Jahn-Awe S., Frei D., Wainwright AN., Maas R., Georgiev N., Nagel TJ., Pleuger J. 2014. Age and composition of meta-ophiolite from the Rhodope Middle Allochthon (Satovcha, Bulgaria): A test for the maximum-allochthony hypothesis of the Hellenides. Tectonics, 33(8), 1477-1500.
- Goldsmith J. R. 1980. Thermal stability of dolomite at high temperatures and pressures. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 85(B12), 6949-6954.
- Goldsmith J. R. & Newton R. C. 1969. P-T-X relations in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ at high temperatures and pressures.
- Harre W., Kockel F., Kreuzer H., Lenz H., Miller E, Walther H.W. 1968. Ober Rejuvenationen im Serbo-Mazedonischen Massif (Deutung radiometrischer Altersbestimmungen). Geol. Palaeontol. 2, 193-194.
- Kilias A., Falalakis G. & Mountrakis D. 1997. Alpine tectonometamorphic history of the Serbomacedonian metamorphic rocks: Implication for the Tertiary unroofing of the Serbomacedonian-Rhodope metamorphic complexes (Macedonia, Greece). MINERAL WEALTH-ATHENS-, 9-32.
- Krohe A. & Mposkos E. 2002. Multiple generations of extensional detachments in the Rhodope Mountains (northern Greece): evidence of episodic exhumation of high-pressure rocks. *SPECIAL PUBLICATION-GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON*, 204, 151-178.
- Liati A., Kreuzer H. 1990. K-Ar dating of metamorphic and magmatic rocks from the Xanthi and Drama areas, Greek part of the Rhodope zone. Ber. Dtsch. Mineral. Ges. Beih. 1 2, 161.

- Mposkos E., Wawrzenitz N. 1995. Metapegmatites and pegmatites bracketing the time of HP-metamorphism in polymetamorphic rocks of the E-Rhodope, N-Greece. Proc. 15th Congr. Carpatho-Balkan Geological Association, Sept. 95, Athens. Geol. Soc. Greece, Spec. Publ. 4, 602-608.
- Papanikolaou DJ. 1984. The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 17, 551-556.
- Psilovikos A., Asimidis D., Chatzistrati M. 1989. Contribution to the study of post-Alpine sedimentation of Thasos Island. Geographica Rhodopica vol. 1, Sofia, 1989, Kliment Ohridski University Press.
- Puhan D. 1976. Metamorphic temperature determined by means of the dolomite-calcite solvus geothermometer-examples from the central Damara Orogen (South West Africa). Contributions to Mineralogy and Petrology, 58(1), 23-28.
- Sakellariou D. 1989. Geologie des Serbomazedonischen Massivs in der nordoestlichen Chalkidiki, N-Griechenland – Deformation und Metamorphose. Nat. and Kapodistrian Univ. of Athens, Geol. Monogr. 2, 164 pp.
- Wawrzenitz N. & Krohe A. 1998. Exhumation and doming of the Thasos metamorphic core complex (S Rhodope, Greece): structural and geochronological constraints. *Tectonophysics*, 285(3), 301-332.