



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ - ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ - ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΓΕΩΡΓΙΑΔΗΣ Κ. ΙΩΑΝΝΗΣ
Πτυχιούχος Γεωλογικού Τμήματος

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ
ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΚΛΑΣΤΙΚΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ
ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΟΥ ΧΕΡΣΟΥ Ν. ΚΙΛΚΙΣ

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών στη Γεωλογία
Κατεύθυνση Πετρολογίας - Γεωχημείας

Θεσσαλονίκη
2006

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ - ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ - ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΓΕΩΡΓΙΑΔΗΣ Κ. ΙΩΑΝΝΗΣ
Πτυχιούχος Γεωλογικού Τμήματος

ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΚΛΑΣΤΙΚΩΝ
ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΟΥ ΧΕΡΣΟΥ Ν. ΚΙΑΚΙΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας
Ημερομηνία προφορικής εξέτασης 27 Σεπτεμβρίου 2006

Συμβουλευτική Επιτροπή

Καθηγητής Τσιραμπίδης Ανανίας, Επιβλέπων
Καθηγήτρια Κασώλη – Φουρναράκη Άννα, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής
Επίκουρος Καθηγητής Τρώντσιος Γεώργιος, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Αφιερώνεται στους γονείς μου
για τη συμπαράσταση, κατανόηση και
βοήθεια που αδιάκοπα μου προσφέρουν

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

	Σελ.
ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	1
Κεφάλαιο 1 ^ο . Η ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΟΥ ΧΕΡΣΟΥ.....	5
1.1 Εισαγωγή.....	5
1.2 Γεωλογία της περιοχής μελέτης.....	5
1.3 Τεταρτογενή ιζήματα.....	9
1.4 Δειγματοληψία.....	11
Κεφάλαιο 2 ^ο . ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ.....	15
2.1 Εισαγωγή.....	15
2.2 Μεθοδολογία και προετοιμασία των δειγμάτων.....	15
2.3 Ερμηνεία.....	20
Κεφάλαιο 3 ^ο . ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ.....	29
3.1 Εισαγωγή.....	29
3.2 Ακτινογραφική μελέτη και ορυκτολογία.....	29
3.3 Πετρογραφία.....	33
3.4 Σχηματισμός των λιθαρενιτών.....	38
3.4.1 Τεκτονική.....	40
3.4.2 Κλίμα.....	41
3.4.3 Περιβάλλον απόθεσης.....	43
3.4.4 Επαρχία.....	44
3.4.4.1 Πετρογραφία της λεκάνης απόθεσης.....	45
3.4.4.2 Πηγή προέλευσης των ιζημάτων.....	48
3.5 Ορυκτολογική ωριμότητα.....	50

Κεφάλαιο 4°. ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ.....	53
4.1 Εισαγωγή.....	53
4.2 Διαγράμματα μεταβολής οξειδίων.....	54
4.3 Χημική αποσάθρωση.....	63
4.4 Τεκτονικό καθεστώς.....	66
4.5 Επαρχία.....	69
4.6 Πετρογραφική ταξινόμηση.....	71
4.7 Συσχετισμός γεωχημικών και ορυκτολογικών προφίλ.....	77
Κεφάλαιο 5°. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	79
5.1 Κοκκομετρική μελέτη.....	79
5.2 Πετρογραφική μελέτη.....	79
5.3 Γεωχημική μελέτη.....	80
Chapter 6th. SUMMARY.....	83
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.....	87
I. Καμπύλες συχνότητας και αθροιστικές καμπύλες συχνότητας των δειγμάτων.....	89
II. Περιθλασιογράμματα ακτίνων Χ.....	99
III. Μέθοδοι χημικής ανάλυσης.....	109
IV. Φωτογραφίες.....	113
V. Συντομογραφίες.....	119
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	121

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η περιοχή που μελετάται στη διατριβή αυτή είναι από τις λιγότερο γνωστές όσον αφορά τη λεπτομερή περιγραφή της πετρογραφίας και της γεωχημείας των κλαστικών ιζημάτων της. Παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, αφού υπέρκειται των σχηματισμών εκατέρωθεν ενός μείζονος τεκτονικού ορίου, αυτού της Σερβομακεδονικής Μάζας στα Ανατολικά και της Περιοδοπικής Ζώνης στα Δυτικά. Αυτή η διατριβή στοχεύει στη λεπτομερή μελέτη των Τεταρτογενών κλαστικών ιζημάτων, σε αντίθεση με την ως τώρα επικρατούσα άποψη να ομαδοποιούνται όλα μαζί ως ένας ενιαίος σχηματισμός, ανεξαρτήτου γεωγραφικής τοποθέτησης, λιθολογίας, σύστασης και επαρχίας. Λαμβάνοντας επίσης υπόψη τη δεδομένη οικονομική σημασία που παρουσιάζουν πολλά κλαστικά ιζήματα, αυτή η διατριβή μέσω του σαφούς χαρακτήρα της βασικής γεωλογικής έρευνας που εμπεριέχει, έρχεται να δώσει στοιχεία και δεδομένα στους γεωεπιστήμονες που θεραπεύουν την εφαρμοσμένη γεωλογική έρευνα.

Τα μεταμορφωμένα πετρώματα που συγκροτούν το υπόβαθρο της περιοχής μελέτης έχουν επισταμένα μελετηθεί όσον αφορά την πετρολογία και πετρογένεσή τους, όπως επίσης και η τεκτονική εξέλιξη της περιοχής (π.χ. Κασώλη – Φουρναράκη, 1981, Σιδηρόπουλος, 1991, Κούρου, 1991, Ασβεστά, 1992). Οι Πασιαλή & Παпасυκιώτης (1985) και ο Τσιραμπίδης (1996) μελέτησαν τα ιστολογικά και ορυκτολογικά χαρακτηριστικά των Τεταρτογενών ιζημάτων της παρακείμενης λεκάνης της Δοϊράνης, ο Τερζενίδης (1986) μελέτησε γεωλογικά την ευρύτερη περιοχή του Δροσάτου, ενώ μελέτες έχει εκπονήσει το Ι.Γ.Μ.Ε. για τη μεταλλοφορία της ευρύτερης περιοχής με τη μορφή εσωτερικών εκθέσεων.

Με τη διατριβή αυτή γίνεται προσπάθεια να απαντηθούν τα θεμελιώδη ερωτήματα που απασχολούν την πετρολογία των κλαστικών ιζηματογενών πετρωμάτων. Πιο συγκεκριμένα, το μέσο – φορέας του κλαστικού υλικού, οι συνθήκες απόθεσης και η τυχόν φυσική κατεργασία των ιζημάτων (ωριμότητα), η πετρογραφική ταξινόμησή τους και η ορυκτολογική εξέτασή τους. Επιπλέον, αναζητάται η επαρχία τους (οι αποσπαθούμενοι πρωτόλιθοι) και η τεκτονική, άρρηκτα συνδεμένη με το μέγεθος της φυσικομηχανικής αποσάθρωσης. Λαμβάνονται έτσι και ενδείξεις για το παλαιοκλίμα και το παλαιοπεριβάλλον απόθεσης των λιθαρενιτών του Χέρσου.

Η δειγματοληψία έγινε έως βάθος ~150 m και τα δείγματα πάρθηκαν κατά την ανόρυξη αρδευτικής υδρογεώτρησης. Ολόκληρο το εργαστηριακό σκέλος της παρούσας διατριβής ειδίκευσης έγινε στα εργαστήρια του Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας –

Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας, του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου της Θεσσαλονίκης.

Την πρόταση του θέματος έκανε ο Καθηγητής κ. Α. Τσιραμπίδης, ο οποίος ανέλαβε και επιβλέπων του υπογράφοντος. Θερμά τον ευχαριστώ για την άριστη συνεργασία μας, τη διαρκή ανταπόκριση στις επιστημονικές μου ανησυχίες, τη συνεχή παροχή πολύτιμων συμβουλών, τη συμπαράσταση και την πάντα διακριτική του καθοδήγηση.

Τον Καθηγητή κ. Α. Γεωργακόπουλο που είχε αρχικά οριστεί μέλος της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής, ευχαριστώ θερμά για το ενδιαφέρον του και τις πολύτιμες συμβουλές του, όπως επίσης και την Καθηγήτρια κ. Α. Κασώλη – Φουρναράκη, που τον αντικατέστησε.

Τον Επίκουρο Καθηγητή κ. Γ. Τρώντσιο, μέλος της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής, ευχαριστώ θερμά για το αδιάκοπο ενδιαφέρον που έδειξε για την πορεία προόδου της παρούσης, τις συμβουλές του σε θέματα γεωχημείας των κλαστικών ιζημάτων και τις εύστοχες υποδείξεις του πάνω σε θέματα μεθοδολογίας της έρευνας.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλονται στους Καθηγητές της Γεωπονικής Σχολής του Α.Π.Θ., κ.κ. Ν. Μπαρμπαγιάννη και Β. Κεραμυδά, για την ακτινογράφιση των δειγμάτων κατά το προκαταρκτικό στάδιο αυτής της μελέτης, στις εγκαταστάσεις της παραπάνω Σχολής. Επίσης, ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλονται στον κ. Δρ. Π. Τσαμαντουρίδη για την ανεκτίμητη βοήθεια και μεσολάβηση που προσέφερε για τη συλλογή των δειγμάτων, τη στρωματογραφική ερμηνεία της περιοχής μελέτης και τις υποδείξεις του σχετικά με τη γεωλογία της ευρύτερης περιοχής.

Σε όλα τα μέλη Δ.Ε.Π. του Τομέα οφείλονται ευχαριστίες, για τη διαρκή βοήθεια και συμπαράσταση που μου πρόσφεραν. Ιδιαίτερα δε στον Καθηγητή κ. Σ. Δημητριάδη, Διευθυντή του Τομέα, για τις εύστοχες παρατηρήσεις και επισημάνσεις του πάνω σε θέματα μεταμορφικής πετρολογίας. Επίσης τη Δρ. Ε. Κόταλη για τις χημικές αναλύσεις και τη αρτιότητα των αποτελεσμάτων.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω στους κ.κ. Δρ. Α. Παπαδοπούλου και Δρ. Ν. Καντηράνη, για τη συνεχή βοήθειά τους πάνω σε θέματα μικροσκοπίας πετρωμάτων και περίθλασης ακτίνων Χ, αντίστοιχα.

Τους καλούς φίλους και συνάδελφους γεωλόγους και μεταπτυχιακούς φοιτητές κ.κ. Α. Δρακούλη, Α. Παπαδόπουλο, Ε. Θεοδόσογλου, Σ. Βαλκανιώτη και Χ. Μυριούνη ευχαριστώ θερμά για τη βοήθειά τους και τις ιδέες τους πάνω σε θέματα περιθλασιμετρίας, ορυκτολογίας, τεκτονικής και υδροχημείας, αντίστοιχα. Τους κκ. Γ. Ζαρκοδήμο και Ν. Ζαχαρόπουλο ευχαριστώ θερμά για τη βοήθειά τους στο στάδιο της δειγματοληψίας.

Τέλος, ευχαριστώ τους παρασκευαστές του Τομέα Ορυκτολογίας - Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας κ.κ. Γ. Μιχαηλίδη και Δ. Κατσίκας για την άμεση και άρτια κατασκευή των παρασκευασμάτων που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή.

Στους γονείς μου οφείλω να αφιερώσω τη διατριβή αυτή για την αδιάκοπη συμπαράσταση, υπομονή και βοήθεια που μου προσφέρουν.

Κεφάλαιο 1^ο

Η ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΟΥ ΧΕΡΣΟΥ

1.1 Εισαγωγή

Η λεκάνη του Χέρσου εντοπίζεται στο βόρειο τμήμα του Νομού Κιλκίς και σε απόσταση περίπου 13 km Βόρεια – Βορειοδυτικά από την πόλη του Κιλκίς (Σχήμα 1). Πήρε το όνομά της από το ομώνυμο χωριό που βρίσκεται στο κέντρο της, σε υψόμετρο περίπου 100 m. Η λεκάνη έχει επίμηκες σχήμα, έκταση περίπου 100 km² και διαρέεται κυρίως από το Δοϊράνη Ποταμό και αρκετούς παραπόταμους και εφήμερους ποταμούς (ρέματα), που όλοι εμφανίζονται να συμβάλουν στο Δοϊράνη Π. Αυτά τα υδατικά ρεύματα τροφοδοτούν τη λεκάνη με τα υλικά αποσάθρωσης των πέριξ αυτής ορεινών όγκων: Στα Ανατολικά βρίσκονται οι δυτικοί πρόποδες του Δύσωρου Όρους, ενώ δυτικά βρίσκονται τα υψώματα του Δικόρυφου και του Μαύρου Βράχου (Ι.Γ.Μ.Ε., 1990).

1.2 Γεωλογία της περιοχής μελέτης

Η περιοχή μελέτης εντοπίζεται επί του Δυτικού ορίου της Σερβομακεδονικής μάζας και του Ανατολικού ορίου της Περιοδοπικής ζώνης. Πιο συγκεκριμένα, τα υπό μελέτη Τεταρτογενή κλαστικά ιζήματα βρίσκονται ασύμφωνα τοποθετημένα επί των αλπικών πετρωμάτων που συγκροτούν το υπόβαθρο της λεκάνης, τα οποία και αποτελούν τα όρια της λεκάνης του Χέρσου, καθώς και τις πηγές τροφοδοσίας της σε κλαστικά υλικά. Όλα τα υποκείμενα πετρώματα του υποβάθρου της λεκάνης εμφανίζονται πτυχωμένα και τεκτονισμένα ως αποτέλεσμα των παροξυσμικών τεκτονικών δράσεων του Τριτογενούς, σε αλληπάλληλες επωθήσεις και εφιπτεύσεις με γενική διεύθυνση προς τα Δυτικά. Η γενική αξονική διεύθυνση των πτυχωμένων πετρωμάτων είναι Βόρεια – Βορειοδυτική, καταδεικνύοντας έτσι και τη γενική δυτική διεύθυνση των παραπάνω Τριτογενών τεκτονικών δράσεων. Στο σχήμα 2 παρουσιάζονται δύο λιθοστρωματογραφικές στήλες για το Ανατολικό όριο της Περιοδοπικής ζώνης. Αναλυτικά, το αλπικό υπόβαθρο της λεκάνης του Χέρσου συγκροτείται κατά τους Μουντράκη (1985) και Ι.Γ.Μ.Ε. (1990) από τα ακόλουθα πετρώματα:

α. Σειρά Βερτίσκου (Παλαιοζωικό), Σερβομακεδονική μάζα

Πλαγιοκλαστικός – μικροκλινικός γνεύσιος

Λευκοκρατικός και μεσόκοκκος έως λεπτόκοκκος, με καλή στρώση και οφθαλμώδη ιστό. Η παραγένεσή του αποτελείται από Qtz, Pl (An=15%), Mic, Or, Mu, $\pm$ Bi, $\pm$ Chl. Πολύ συχνές πηγματιοειδείς φλέβες.

Περιδοτίτες και σερπεντινίτες

Περιδοτίτες εξαλλοιωμένοι σε σερπεντινίτες και μεταμορφωμένοι σε ταλκικούς και αντιγοριτικούς σχιστόλιθους.

Αμφιβολίτες και αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι

Σκούροι ως μαύροι, ενίοτε ερυθρωποί, εξαιτίας παρουσίας σιδηροξειδίων, κυρίως λεπτόκοκκοι με καλή στρώση. Η παραγένεσή τους αποτελείται από πράσινη Hbl, Act, Pl (An=20-30%), Px, Ep, Tit, $\pm$ Qtz. Παρατηρούνται και εναλλαγές μεταϊζημάτων με αμφιβολίτες.

Μάρμαρα

Λευκά έως γαλαζωπά, παχυστρωματώδη και σιπολίνες με φακούς σχιστολίθων και γνευσίων.

Διμαρμαρυγικοί γνεύσιοι

Αποτελούν το κυριότερο πέτρωμα του σχηματισμού. Καστανοί έως σκοτεινοί, μεσόκοκκοι έως λεπτόκοκκοι. Η παραγένεσή τους αποτελείται από Pl (An=25-30%), Qtz, Mu, Bi, Kf, Ep, $\pm$ Grnt, $\pm$ Tit. Κατά τόπους εμφανίζονται πηγματιτικές φλέβες. Μερικώς ανάδρομα μεταμορφωμένοι προς χλωριτικούς γνευσίους με υπολλείμματα αστρίων.

Μεσοζωικοί γρανίτες

Διμαρμαρυγικοί, τύπου Αρναίας – Μυριόφυτου, σχιστώδεις και μεσόκοκκοι. Η παραγένεσή τους αποτελείται από Pl (An=25%), Or, Mic, Mu, Bi και επουσιώδη ορυκτά.

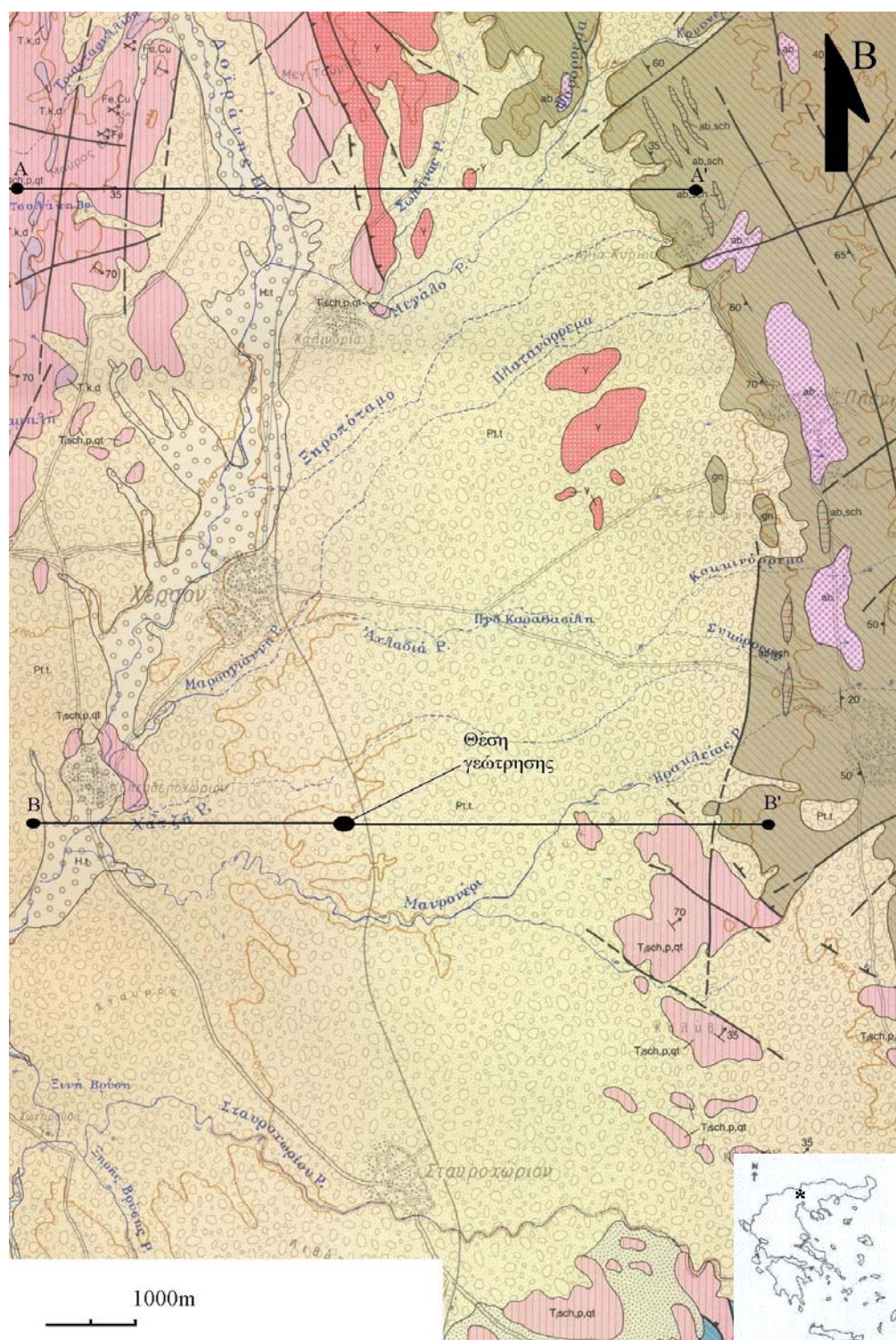
β. Ενότητα Ντεβέ Κοράν – Δουμπιά (Μεσοζωικό), Περιοδοπική ζώνη

Σχηματισμός Εξαμιλίου

Σκούροι έως πράσινοι λεπτόκοκκοι χαλαζίτες σε εναλλαγές με τεφρούς χαλαζιακούς ψαμμίτες και κροκαλοπαγή πλούσια σε αστρίους.

Ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά

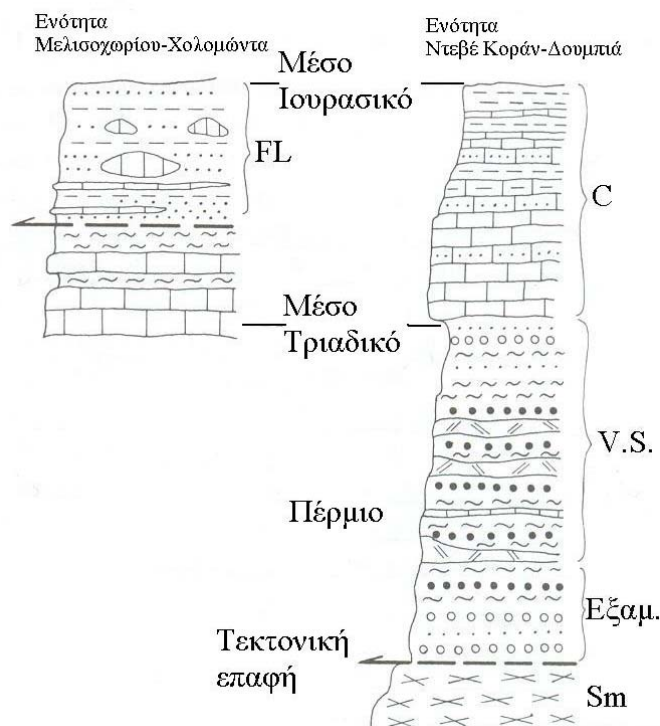
Σχιστώδεις ρυόλιθοι ποικίλων χρωμάτων με οφθαλμούς αστρίων σε εναλλαγές με χαλαζιτικούς σχιστολίθους, χαλαζίτες, τόφφους και ιγνιμπρίτες. Ηλικία Περμοτριάδική. Στα ανώτερα σημεία της εντοπίζονται μετακλαστικά ιζήματα (ψαμμίτες, κροκαλοπαγή και αρκόζες) και φυλλίτες, ηλικίας Κατώτερου Τριαδικού.



Σχήμα 1. Απόσπασμα φύλλου χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (1990) με την περιοχή μελέτης. ΑΑ' και ΒΒ' είναι οι οδεύσεις των γεωλογικών τομών. ab=Παλαιοζωικοί αμφιβολίτες και αμφιβολιτικοί σχιστόλιθοι, gn=Παλαιοζωικοί γνεύσιοι, Y=Μεσοζωικοί γρανίτες, qt=Σχηματισμός Εξαμιλίου, T_{csh,p,qt}=Ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά, J_{i-m,sch}=Φλύσχης Σβούλας και T.k,d=Τριαδικοί ασβεστόλιθοι και δολομίτες.

Ανθρακική νηριτική σειρά

Ανακρυσταλλωμένοι ψαμμιτικοί και μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι με φύκη και κοράλλια. Στα ανώτερα σημεία εντοπίζονται ενστρώσεις αργίλων και μαργών. Ηλικία Μέσο Τριαδικό ως Μέσο Ιουρασικό. Κατά τόπους εντοπίζονται τεκτονικά λείπια του φλύσχη της Σβούλας της ενότητας Μελισσοχωρίου – Χολομώντα, ηλικίας Κάτω – Μέσου Ιουρασικού.



Σχήμα 2. Λιθοστρωματογραφική στήλη του Ανατολικού περιθωρίου της Περιοδοπικής ζώνης (Μουντράκης, 1985, τροποποιημένη). Sm=γενέσιοι Σερβομακεδονικής μάζας, Εξαμ.=σχηματισμός Εξαμιλίου, V.S.=Περμοτριάδική ηφαιστειοϊζηματογενής σειρά, C=ανθρακική νηριτική σειρά και FL=φλύσχη της Σβούλας.

γ. Ενότητα Μελισσοχωρίου – Χολομώντα (Μεσοζωικό), Περιοδοπική ζώνη

Φλύσχη της Σβούλας

Είναι ο μοναδικός σχηματισμός αυτής της ενότητας που εμφανίζεται στην περιοχή μελέτης και είναι χαρακτηριστικός ολόκληρης της ζώνης. Αποτελείται από εναλλαγές ασβεστιτικών ψαμμιτών, κλαστικών ασβεστολίθων και αργιλικούς σχιστόλιθους. Ηλικία Μέσο ως άνω Ιουρασικό.

Όπως φαίνεται και στο σχήμα 1, το Ανατολικό περιθώριο της λεκάνης του Χέρσου συγκροτούν οι Παλαιοζωικοί γενέσιοι με τα σώματα σερπεντινιτών, αμφιβολιτών και

σχιστολίθων της Σερβομακεδονικής μάζας, ενώ το Δυτικό όριο συγκροτείται από τη Μεσοζωική ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά και τα τεκτονικά λείπια του φλύσχη της Σβούλας (Περιοδοπική ζώνη). Στο Βόρειο τμήμα της λεκάνης εμφανίζεται η τεκτονική επαφή της Σερβομακεδονικής μάζας στα Ανατολικά και της Περιοδοπικής ζώνης στα Δυτικά. Αυτό συγκροτείται από τους Παλαιοζωικούς γνευσίους και τους Μεσοζωικούς γρανίτες τύπου Αρναίας – Μυριόφυτου, καθώς και από τη Μεσοζωική ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά με τα τεκτονικά λείπια του φλύσχη της Σβούλας. Το Νότιο τμήμα της λεκάνης αποτελείται από ψαμμίτες και αρκόζες του Κατώτερου Τριαδικού (μέλη της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς της ενότητας Ντεβέ Κοράν – Δουμπιά), ανακρυσταλλωμένους ασβεστολίθους ηλικίας Ανώτερου Τριαδικού (μέλη της ανθρακικής νηριτικής σειράς της Περιοδοπικής ζώνης), καθώς και από τη Μεσοζωική ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά και τα τεκτονικά λείπια του φλύσχη της Σβούλας σε τεκτονική επαφή με τους Παλαιοζωικούς γνευσίους της Σερβομακεδονικής μάζας.

Με βάση τις αρχές της γεωλογικής χαρτογράφησης και της τεκτονικής, αλλά και τα γεωλογικά δεδομένα όπως αυτά προκύπτουν από το αντίστοιχο φύλλο χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (1990) και συνοψίζονται από τους Μουντράκη (1985) και Κατσιακάτσο (1992), σχεδιάστηκαν δύο αντιπροσωπευτικές γεωλογικές τομές της ευρύτερης περιοχής έρευνας. Αυτές παρουσιάζονται στα σχήματα 3 και 4 (τομές ΑΑ' και ΒΒ', αντίστοιχα). Στην τομή (ΑΑ') φαίνεται το τεκτονικό όριο της Σερβομακεδονικής μάζας με την Περιοδοπική ζώνη, καθώς και η γενική λεπιοειδής τεκτονική της περιοχής, με τις αλληπάλληλες επωθήσεις και επιπυέσεις των αλπικών πετρωμάτων με γενική διεύθυνση προς Δυσμάς. Η τομή (ΒΒ') έχει ακριβώς την ίδια όδευση με την προηγούμενη (Ανατολή – Δύση) και διέρχεται από το σημείο (υδρογεώτρηση) όπου διενεργήθηκε η δειγματοληψία. Τα υπό μελέτη Τεταρτογενή ιζήματα επικάθονται ασύμφωνα επί των αλπικών σχηματισμών. Στα κεφάλαια της στατιστικής ανάλυσης και της πετρολογίας της παρούσας διατριβής, εξετάζονται λεπτομερέστερα οι αποσαθρούμενοι πρωτόλιθοι.

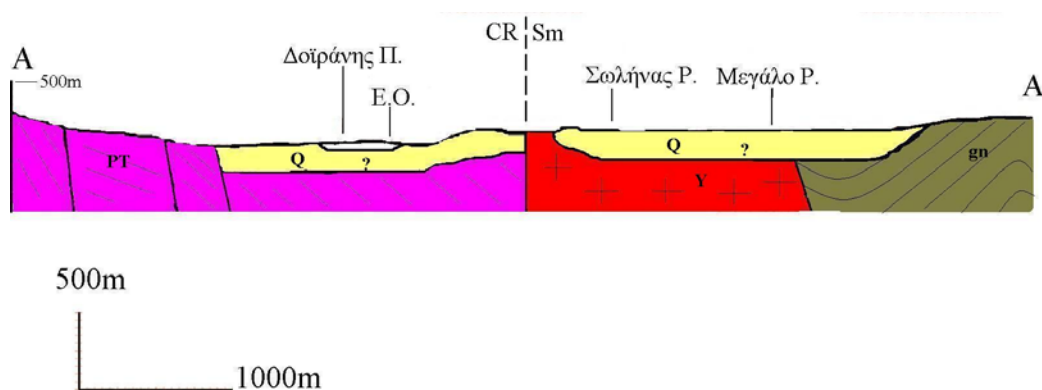
1.3 Τεταρτογενή ιζήματα

Τα Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα, μαζί με τα μολασσικά ιζήματα του Ηωκαίνου – Μέσου Μειοκαίνου, εντάσσονται στους μεταλπικούς σχηματισμούς του Ελληνικού χώρου. Αυτά αποτέθηκαν μετά την τελική παροξυσμική φάση των αλπικών πτυχώσεων του Τριτογενούς μέσα σε αύλακες, τάφρους ή άλλες μή τεκτονικές λεκάνες, ασύμφωνα επί των

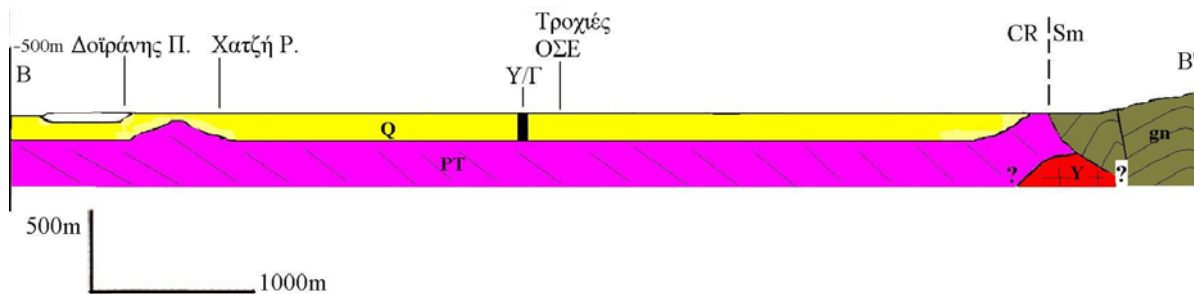
πτυχωμένων αλπικών σχηματισμών. Ειδικά, τα Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα αποθέτονται σε τάφρους ή μή τεκτονικές λεκάνες που αναπτύσσονται πολύ πίσω από το μέτωπο της ορογένεσης και δε συνδέονται με αυτή τη διαδικασία αφού αποθέτονται αργότερα. Τα μεταλικά ιζήματα είναι χερσαία, παράκτια ή θαλάσσια (Μουντράκης, 1985).

Τα ποταμοχειμάρρια ιζήματα συνήθως είναι χαλικοπαγή, κροκαλοπαγή, λατυποπαγή, ψαμμίτες και ερυθροστρώματα. Τα ιζήματα λιμναίας φάσης είναι κροκαλοπαγή, λατυποπαγή, ψαμμίτες, μάργες και ασβεστόλιθοι, ενώ στα περιθώρια των λεκανών σχηματίζονται λιγνίτες (Τσιραμπίδης, 2004).

Οι εμφανίσεις των Νεογενών και Τεταρτογενών σχηματισμών ποικίλλουν από πλευράς φάσεων: Σε αυτούς παρατηρείται μια γρήγορη λιθολογική εναλλαγή κατά την οριζόντια και την κατακόρυφο έννοια, ενώ επίσης υπάρχει συχνή εναλλαγή χερσαίων, λιμναίων και θαλάσσιων φάσεων. Εξαιτίας της πολύπλοκης νεοτεκτονικής εξέλιξης του Ελληνικού χώρου, η αντίστοιχη παλαιογεωγραφική εξέλιξη παρουσιάζεται ανάλογα κυμαινόμενη, με περιοχές να χερσεύουν και να αναδύονται με ανάλογη εναλλαγή κλαστικών αποθέσεων (Κατσικάτσος, 1992).



Σχήμα 3. Γεωλογική τομή AA. Sm=Σερβομακεδονική μάζα, CR=Περιοδοπική ζώνη, gn=Παλαιοζωικοί γενέσιοι Σερβομακεδονικής μάζας, PT=Περμοτριάδικα σχιστοποιημένα της Περιοδοπικής ζώνης, Y=Μεσοζωικοί γρανίτες τύπου Μυριόφυτου της Σερβομακεδονικής μάζας και Q=Τεταρτογενή ιζήματα.



Σχήμα 4. Γεωλογική τομή BB. Σύμβολα όπως στο σχήμα 3. Y/Γ=υδρογεώτρηση.

1.4 Δειγματοληψία

Τα δείγματα για εργαστηριακή έρευνα πάρθηκαν ως θρύμματα χαλαρών και ασύνδετων κόκκων και κροκαλών ανά τακτά διαστήματα βάθους, κατά τη διάρκεια της ανόρυξης αρδευτικής γεώτρησης εντός των Τεταρτογενών ιζημάτων και σε βάθος έως 150 m. Η υδρογεώτρηση έγινε στο αγροτεμάχιο με αριθμό 1782, του Δήμου Χέρσου, Νομού Κιλκίς. Το γεωτρήπανο ήταν μηχανικό – περιστροφικό, με γραναζωτό κοπήρα, εξαιτίας διάτρησης κυρίως ιζημάτων και με πολφό αποτελούμενο από νερό και θρύμματα πετρωμάτων που δημιουργούνται κατά την κοπή της γεώτρησης. Η διάμετρος της διάτρησης ήταν 8" ενώ αυτή της διεύρυνσης 16". Η στρωματογραφική στήλη που προέκυψε από την ανόρυξη της γεώτρησης παρουσιάζεται στο σχήμα 5. Από τη στήλη φαίνεται ότι τα υπό μελέτη ιζήματα μπορούν να καταταχθούν στη χερσαία φάση και ειδικότερα μπορούν να θεωρηθούν καταρχήν ποτάμια ή ελουβιακά, ενδεχομένως κάποια από αυτά και λιμναία ή αλλουβιακά (Κουφός, 1985).

Με βάση τις αρχές στρωματογραφικής διάρθρωσης, όπως τις περιγράφει ο παραπάνω συγγραφέας, μπορούμε να διακρίνουμε τους εξής σχηματισμούς στη στήλη της γεώτρησης:

Λιθόσωμα (:) Α. Ηφαιστειοϊζηματογενή του Περμοτριάδικου.

Σχηματισμός Α. (126 – 144 m). Χαλίκια, μεσόκοκκη άμμος και άργιλος. Περιβάλλον χερσαίο, ποτάμοχειμμάριο στη βάση του σχηματισμού (χαλίκια), ποτάμιο (μεσόκοκκη άμμος) και λιμναίο (άργιλος) στα ανώτερα μέρη του.

Σχηματισμός Β. (94,5 – 126 m). Άμμοι, χονδρόκοκκοι άμμοι και άργιλος. Περιβάλλον χερσαίο, ποτάμιο στη βάση του σχηματισμού, ενδιάμεσο ποταμολιμναίο και λιμναίο στο ανώτερο όριό του.

Σχηματισμός Γ. (46 - 94,5 m). Άμμοι, κροκάλες και άργιλοι. Περιβάλλον χερσαίο, εναλλασσόμενο από τη βάση προς την οροφή του σχηματισμού ποταμολιμναίο, ποτάμιο, λιμναίο – χειμαρώδες.

Σχηματισμός Δ. (0 - 46 m). Άμμοι και άργιλοι με κροκάλες. Περιβάλλον χερσαίο, ποτάμιο στη βάση του σχηματισμού και λιμναίο – χειμαρώδες στα ανώτερα μέρη του.

Το πρόβλημα της φάσης των ιζημάτων θα εξεταστεί αργότερα και πιο αναλυτικά στα κεφάλαια της κοκκομετρικής ανάλυσης, της πετρολογίας και της γεωχημείας. Η δειγματοληψία διενεργήθηκε κατά τους μήνες Αύγουστο ως και Οκτώβριο του 2005.

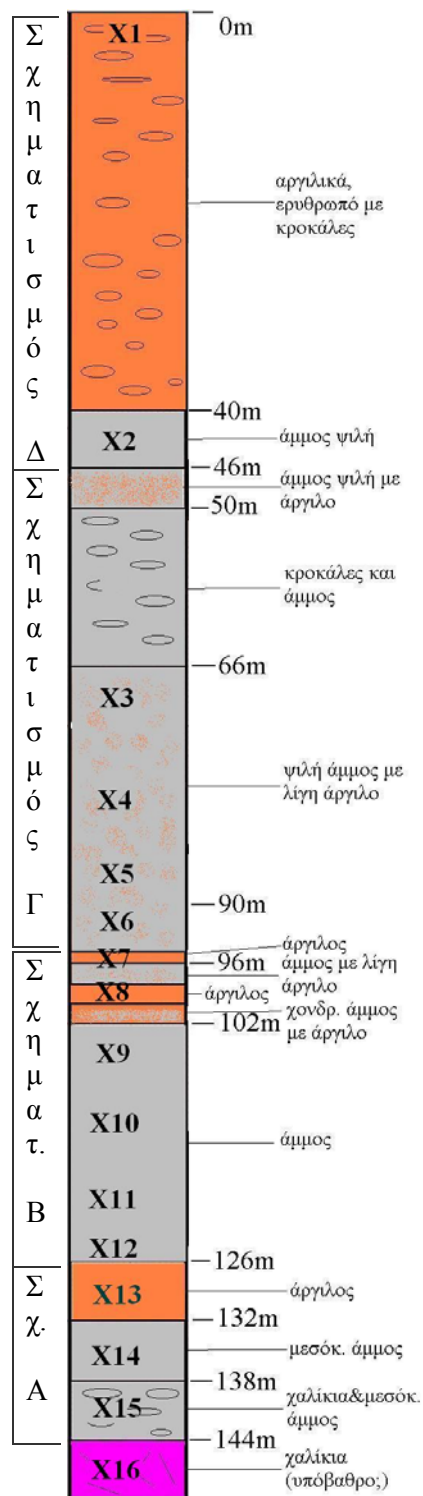
Στον παρακάτω πίνακα 1 παρουσιάζονται οι θέσεις δειγματοληψίας στην αρδευτική γεώτρηση. Συνολικά συλλέχθηκαν 16 δείγματα. Για λόγους συντομίας εφεξής τα δείγματα θα αναφέρονται όπως στον πίνακα 1.

Πίνακας 1. Θέσεις δειγματοληψίας στη γεώτρηση.

Δείγμα	Βάθος (m)	Δείγμα	Βάθος (m)	Δείγμα	Βάθος (m)	Δείγμα	Βάθος (m)
X1	0,15	X5	84 – 90	X9	102 – 108	X13	126 – 132
X2	40 – 46	X6	90 – 94,5	X10	108 – 114	X14	132 – 138
X3	66 – 72	X7	94,5 – 96	X11	114 – 120	X15	138 – 144
X4	78 – 84	X8	96 – 102	X12	120 – 126	X16	144 – 150

Η Τεταρτογενής ηλικία των υπό μελέτη κλαστικών ιζημάτων εκτιμήθηκε με κριτήρια καθαρά γεωλογικά και με βάση την προαναφερόμενη βιβλιογραφία. Η ασύμφωνη τοποθέτησή τους επί των αλπικών σχηματισμών (Τριαδικού – Τριτογενούς) ενισχύει την άποψη αυτή. Ειδικά, η πετρογραφία του υποβάθρου θα εξεταστεί λεπτομερώς σε επόμενο κεφάλαιο, με έμφαση στην ορυκτολογία του, όπως την περιγράφει ο Σιδηρόπουλος (1991) και η Ασβεστά (1992).

Σχήμα 5. Λιθοστρωματογραφική στήλη γεώτρησης. Με αριθμούς σημειώνονται προσεγγιστικά οι θέσεις δειγματοληψίας.



Κεφάλαιο 2^ο

ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

2.1 Εισαγωγή

Με την έννοια του ιστού ενός κλαστικού ιζήματος ουσιαστικά αναφερόμαστε στο μέγεθος, το είδος και τον τρόπο συναρμογής των συστατικών του. Συγκεκριμένα, στη σύσταση, το μέγεθος, το σχήμα, τον προσανατολισμό, καθώς και το βαθμό συγκόλλησης των ορυκτών συστατικών του (θραύσματα ορυκτών και πετρωμάτων, κόκκοι, υλικό πλήρωσης και συγκόλλησης) και τη γεωμετρία των πόρων του κλαστικού ιζήματος. Με αυτό τον τρόπο ταξινομούνται τα κλαστικά ιζήματα και λαμβάνονται σημαντικές πληροφορίες για την προέλευση και τις συνθήκες σχηματισμού τους (Τσιραμπίδης, 2004).

Χρησιμοποιούνται οι κοκκομετρικές κλίμακες των Wentworth (1922) και Krumbein (1934) (Σχήμα 6), σε χιλιοστά του μέτρου και μονάδες Φ , αντίστοιχα. Ισχύει ότι $\Phi = -\log_2 \delta$, όπου η διάμετρος των κόκκων (δ) μετράται σε χιλιοστά του μέτρου.

2.2 Μεθοδολογία και προετοιμασία των δειγμάτων

Με τη μελέτη του ιστού των κλαστικών ιζημάτων εξάγονται συμπεράσματα για τις φυσικές διεργασίες που επέδρασαν πάνω στους κόκκους του (Τσιραμπίδης, 2004). Η μελέτη αυτή επιτυγχάνεται με δύο τρόπους: Είτε χρησιμοποιώντας γραφικές μεθόδους, οπότε οι διάφορες τιμές για τη στατιστική επεξεργασία λαμβάνονται απευθείας από τις κοκκομετρικές καμπύλες, είτε με χρήση της μεθόδου των ροπών, οπότε χρησιμοποιούνται τα χαρακτηριστικά κάθε κόκκου του δείγματος για τους υπολογισμούς. Μία σημαντική διαφορά μεταξύ της συμβατικής στατιστικής και της στατιστικής της κατανομής των μεγεθών των κόκκων, είναι ότι η δεύτερη για την περιγραφή της συχνότητας χρησιμοποιεί βάρη ως ποσοστά επί τοις εκατό, αντί για απλούς αριθμούς (Tucker, 1988). Στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιήθηκε η γραφική μέθοδος και υπολογίστηκαν οι παρακάτω παράμετροι των ιζημάτων:

Λιθολογική τάξη	Wentworth (1922) (mm)	Krumbein (1934) (Φ)
κροκώλες ή λατύπες	256	- 8
	128	- 7
	64	- 6
	32	- 5
	16	- 4
	8	- 3
	4	- 2
	2	- 1
άμμος	πολύ αδρόκοκκη	
	1	0
	αδρόκοκκη	
	0,5	1
	μεσόκοκκη	
	0,25	2
	λεπτόκοκκη	
	0,125	3
ίλος	πολύ λεπτόκοκκη	
	0,06	4
	0,032	5
	0,016	6
	0,008	7
άρηλος	0,004	8
	0,002	9
	0,001	10
	0,0005	11
	0,00025	12

Σχήμα 6. Κοκκομετρικές κλίμακες κατά Wentworth (1922) και Krumbein (1934).

α. Επικρατέστερος πληθυσμός κόκκων - Mode (Mo)

Μετράται σε μονάδες Φ και αντικατοπτρίζει τον επικρατέστερο πληθυσμό κόκκων. Στην καμπύλη συχνότητας αντιστοιχεί στο ψηλότερο σημείο της και μπορεί να είναι μονοπληθυσμιακή (ένα μέγιστο) ή διπληθυσμιακή (δύο μέγιστα). Στη δεύτερη αντιπροσωπεύονται δύο πληθυσμοί κόκκων: Ένας επικρατέστερος μεγάλων κόκκων και ένας μικρότερων κόκκων που γεμίζει τα διάκενα του πρώτου (Τσιραμπίδης, 2004).

β. Μέσος όρος μεγέθους κόκκων - Mean (Me)

Είναι ο μέσος όρος του μεγέθους των κόκκων του κλαστικού ιζήματος. Μετράται σε μονάδες Φ. Υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση (Τσιραμπίδης, 2004):

$$Me = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84})/3$$

γ. Ταξινόμηση - Sorting (So)

Είναι το μέτρο της διασποράς του μεγέθους των κόκκων και είναι ενδεικτικό της ταχύτητας απόθεσης των κόκκων και του βαθμού κατεργασίας τους. Μετράται σε μονάδες Φ. Ο βαθμός ταξινόμησης είναι ενδεικτικός της ταχύτητας απόθεσης και του βαθμού κατεργασίας των κόκκων από τα υδατικά ρεύματα. Υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση (Τσιραμπίδης, 2004):

$$So = [(\Phi_{84} - \Phi_{16})/4] + [(\Phi_{95} - \Phi_5)/6,6]$$

Στον πίνακα 2 παρουσιάζονται οι διαβαθμίσεις της ταξινόμησης. Για τα αιολικά ιζήματα η ταξινόμηση είναι καλή, κάτι που δεν ισχύει για τα ποτάμια όπου είναι μέτρια ως κακή και για τα παγετώδη και χερσοποτάμια όπου αυτή είναι πολύ κακή (Ψιλοβίκος, 1991).

Πίνακας 2. Διαβαθμίσεις ταξινόμησης (Ψιλοβίκος, 1991).

So	Διαβάθμιση	So	Διαβάθμιση
<0,35	Πολύ καλή	1,0 – 2,0	Κακή
0,35 - 0,50	Καλή	2,0 – 4,0	Πολύ κακή
0,50 - 0,71	Μέτρια καλή	>4,0	Εξαιρετικά κακή
0,71 - 1,0	Μέτρια		

δ. Σταθερή απόκλιση - Standard Deviation (SD)

Εκφράζει την ταξινόμηση των συστατικών ενός κλαστικού ιζήματος. Στον πίνακα 3 παρουσιάζεται η σχέση της σταθερής απόκλισης με την ταξινόμηση. Μετράται σε μονάδες Φ και υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση (Τσιραμπίδης, 2004):

$$SD = (\Phi_{84} - \Phi_{16})/2$$

Όσο μικρότερη είναι η σταθερή απόκλιση, τόσο καλύτερη είναι η ταξινόμηση και άρα τα περισσότερα μεγέθη των κόκκων θα συγκλίνουν στο μέσο όρο του συνόλου (Τσιραμπίδης, 2004).

Πίνακας 3. Βαθμός ταξινόμησης κλαστικού ιζήματος και σταθερή απόκλιση (Folk, 1968).

SD	Βαθμός ταξινόμησης κλαστικού ιζήματος
0,00 – 0,35	Πολύ καλά ταξινομημένο
0,35 – 0,50	Καλά ταξινομημένο
0,50 – 0,71	Μέτρια καλά ταξινομημένο
0,71 – 1,00	Μέτρια ταξινομημένο
1,00 – 2,00	Φτωχά ταξινομημένο
2,00 – 4,00	Πολύ φτωχά ταξινομημένο
>4,00	Αταξινόμητο

ε. Λοξότητα - Skewness (Sk)

Αναφέρεται στην παρουσία πιό αδρόκοκκων ή λεπτόκοκκων συστατικών (αρνητική και θετική λοξότητα, αντίστοιχα). Εάν η καμπύλη συχνότητας είναι συμμετρική τότε η $Sk = 0$. Η λοξότητα είναι καθαρός αριθμός και υπολογίζεται από τη σχέση (Τσιραμπίδης, 2004):

$$Sk = [(\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50})/2(\Phi_{84} - \Phi_{16})] + [(\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50})/2(\Phi_{95} - \Phi_5)]$$

Στον πίνακα 4 παρουσιάζονται οι διαβαθμίσεις της λοξότητας. Στα αιολικά ιζήματα η λοξότητα είναι συνήθως θετική, ενώ στα παράκτια είναι αρνητική (Ψιλοβίκος, 1991).

Πίνακας 4. Διαβαθμίσεις λοξότητας (Ψιλοβίκος, 1991).

Sk	Διαβαθμίσεις
+1,00 έως +0,30	Έντονα θετική
+0,30 έως +0,10	Θετική
+0,10 έως -0,10	Συμμετρική
-0,10 έως -0,30	Αρνητική
-0,30 έως -1,00	Έντονα αρνητική

στ. Κύρτωση - Kurtosis (Ku)

Είναι το μέτρο της οξύτητας της κορυφής της καμπύλης συχνότητας. Γενικά, οι κανονικές καμπύλες έχουν τιμή $Ku \sim 1$, οι πλατύκυρτες έχουν τιμή $Ku < 1$ και οι λεπτόκυρτες έχουν $1 < Ku < 3$. Στον πίνακα 5 παρουσιάζονται οι διαβαθμίσεις της κύρτωσης. Είναι καθαρός αριθμός και υπολογίζεται από τη σχέση (Τσιραμπίδης, 2004):

$$Ku = (\Phi_{95} - \Phi_5)/2,44(\Phi_{75} - \Phi_{25})$$

Πίνακας 5. Διαβαθμίσεις κύρτωσης (Ψιλοβίκος, 1991).

Ku	Διαβαθμίσεις
<0,67	Πολύ πλατύκυρτη
0,67 – 0,90	Πλατύκυρτη
0,90 – 1,11	Μεσόκυρτη
1,11 – 1,50	Λεπτόκυρτη
1,50 – 3,00	Πολύ λεπτόκυρτη
>3,00	Εξαιρετικά λεπτόκυρτη

Τα δείγματα από την υδρογεώτρηση πάρθηκαν είτε ως θρύμματα, είτε ως χαλαροί κόκκοι και κροκάλες, ανά διαστήματα βάθους. Εξαιτίας της φύσης του έργου, δεν κατέστη εφικτή η αποτροπή της επιμόλυνσης των δειγμάτων από τον πολφό της γεώτρησης. Ο μολυντής ήταν ένα συνεχές υδατικό ρεύμα με διαλυμένα συστατικά του επιφανειακού ερυθρωπού ιζήματος (κυρίως μεγέθους ιλύος και αργίλου). Η μόλυνση όμως ήταν ενιαία και ομοιόμορφη (ένα υδατικό σώμα ίδιας σύστασης ανακυκλούμενο σε όλο το μήκος της στήλης της γεώτρησης).

Για την αποφυγή λαθών στην ερμηνεία των στατιστικών παραμέτρων των ιζημάτων, απομακρύνθηκε από όλα τα δείγματα το περισσότερο υλικό μεγέθους ιλύος και όλο της αργίλου. Αυτό πραγματοποιήθηκε μέσω της αραίωσης περίπου 50 g έως 100 g από κάθε δείγμα με 300 ml απιονισμένο νερό σε δοχείο ζέσης (ύψος στήλης 4 cm) και ανάδευση του διαλύματος που προέκυψε. Κατόπιν, το αιώρημα αφέθηκε για 120", ώστε να καθιζήσουν τα συστατικά μεγέθους κροκαλών, άμμου και αδρόκοκκης ιλύος, με βάση τα δεδομένα του πίνακα 6. Με αυτόν τον τρόπο απομακρύνθηκε η κατά το δυνατόν μεγαλύτερη ποσότητα ανεπιθύμητου υλικού, προερχόμενου από τον πολφό. Η ίδια διαδικασία επαναλήφθηκε για κάθε δείγμα τρεις φορές.

Τα δείγματα ξηράθηκαν σε κλίβανο και σε θερμοκρασία 110°C για 24 ώρες. Κατόπιν κοσκινίστηκαν σε σειρά επάλληλων κοσκίνων οπότε και διαχωρίστηκαν και ζυγίστηκαν σε ζυγό ακριβείας τα βάρη των κλασμάτων του κάθε δείγματος. Ακολούθησε η αριθμητική διόρθωση των μετρήσεων για κάθε κλάσμα των δειγμάτων, με βάση τον παρακάτω αλγόριθμο:

$$\Delta\kappa_{\phi} = \text{Ακ}_{\text{μολυσμένο, } \phi} - (\%E_{\nu})(\text{Ακ}_{\text{μολυσμένο, } \phi})$$

όπου,

Δκ το διορθωμένο κλάσμα στο δείγμα (g),

Ακ_{μολυσμένο} το αρχικό μολυσμένο κλάσμα στο δείγμα (g),

Ε το ποσοστό του αντίστοιχου κλάσματος στο ερυθρό ίζημα (%),

φ το κλάσμα υπό διόρθωση.

Πίνακας 6. Κλάσματα κόκκων και χρόνοι απόληψης (Τσιραμπίδης, 2004).

Κλάσμα	Διάμετρος κόκκων (μm)	Ρυθμός καθίζησης
Άμμος	>63	4 cm/12"
Αδρόκοκκη ιλύς	63 - 20	4 cm/120"
Μεσόκοκκη ιλύς	20 - 5	4 cm/30'
Λεπτόκοκκη ιλύς	5 - 2	1000 rpm για 2,5'
Αδρόκοκκη άργιλος	2 - 0,25	3000 rpm για 17,5'
Μεσόκοκκη και Λεπτόκοκκη άργιλος	<0,25	

Τα ποσοστά των κλασμάτων καθαρού υλικού χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των στατιστικών παραμέτρων κάθε δείγματος και την γραφική απεικόνιση των κοκκομετρικών τους καμπυλών (αθροιστικών και συχνότητας). Στον συγκεντρωτικό πίνακα 7 παρουσιάζονται τα βάρη (g και %) και τα αθροιστικά βάρη (%) των δειγμάτων, μετά τις διορθώσεις. Με βάση τα δεδομένα αυτού του πίνακα κατασκευάστηκαν οι κοκκομετρικές καμπύλες των δειγμάτων. Οι αριθμοί χαρακτηρισμού των δειγμάτων είναι αντίστοιχοι του Πίνακα 1. Στον πίνακα 8 παρουσιάζονται οι τιμές Φ για το 5%, 16%, 25%, 50%, 75%, 84% και 95% του βάρους του κάθε δείγματος, όπως υπολογίστηκαν γραφικά από τις κοκκομετρικές τους καμπύλες (αθροιστικές), αντίστοιχα. Οι κοκκομετρικές καμπύλες για κάθε δείγμα (αθροιστικές και συχνότητας) παρουσιάζονται στο Παράρτημα Ι της παρούσης.

2.3 Ερμηνεία

Από τις κοκκομετρικές καμπύλες υπολογίζονται γραφικά οι στατιστικές παράμετροι των δειγμάτων μας (Mo, Me, So, SD, Sk και Ku). Αυτές οι παράμετροι είναι εξαιρετικά χρήσιμες, γιατί από αυτές εξάγονται θετικές πληροφορίες για τα περιβάλλοντα απόθεσης των ιζημάτων, αφού ορισμένες ιστολογικές παράμετροι και οι συνθήκες απόθεσης στα διάφορα

περιβάλλοντα είναι στενά συνδεδεμένες (Τσιραμπίδης, 2004). Ο πίνακας 9 συνοψίζει τις τιμές αυτών των παραμέτρων.

Πίνακας 7. Κοκκομετρική κατανομή (mm) των δειγμάτων που αναλύονται.

α/α	4-2	2-1	1-0,5	0,5-0,125	0,125-0,063	<0,063-0,030	PAN
	-2φ	-1φ	0φ	1φ	3φ	4φ	>4φ
X1	4,1 ¹	0,5	7,7	17,9	52,6	17,7	7,4
	3,8 ²	0,4	7,1	16,6	48,8	16,4	6,9
	3,8 ³	4,2	11,3	27,9	76,7	93,1	100
X2	12,2	14,7	2,0	18,9	18,2	3,0	0,2
	17,6	21,2	2,9	27,3	26,3	4,3	0,3
	17,6	38,8	41,7	69	95,3	99,6	99,9
X3	2,1	1,0	78,6	10,1	3,2	0,7	0,2
	2,2	1,0	82,0	11,0	3,3	0,7	0,2
	2,2	3,2	85,2	96,2	99,5	100,2	100,4
X4	0	2,4	26,3	8,9	2,3	0,3	0,03
	0	6,0	65,4	22,1	5,7	0,8	0,1
	0	6,0	71,4	93,5	99,2	100	100,1
X5	4,2	22,0	22,6	11,5	4,8	1,1	0,3
	6,3	33,1	34,0	17,3	7,2	1,7	0,5
	6,3	39,4	73,4	90,7	97,9	99,6	100,1
X6	0,2	34,2	28,6	12,3	4,5	0,9	0,2
	0,3	42,3	35,4	15,2	5,6	1,1	0,3
	0,3	42,6	78	93,2	98,8	99,9	100,2
X7	0,5	35,6	25,2	13,2	6,6	2,0	0,4
	0,6	42,6	30,2	15,8	8,0	2,4	0,5
	0,6	43,2	73,4	89,2	97,2	99,6	100,1
X8	3,9	23,6	15,7	12,3	3,8	0,7	0,1
	6,5	39,3	26,1	20,5	6,3	1,2	0,2
	6,5	45,8	71,9	92,4	98,7	99,9	100,1
X9	6,7	27,2	16,2	11,7	5,9	1,8	0,5
	9,6	38,9	23,1	16,7	8,4	2,6	0,7
	9,6	48,5	71,6	88,3	96,7	99,3	100

Πίνακας 7 (συνέχεια).

α/α	4-2	2-1	1-0,5	0,5-0,125	0,125-0,063	<0,063-0,030	PAN
	-2φ	-1φ	0φ	1φ	3φ	4φ	>4φ
X10	21,5	23,0	23,2	14,0	4,9	1,3	0,3
	24,4	26,1	26,3	15,9	5,6	1,5	0,3
	24,4	50,5	76,8	92,7	98,3	99,8	100,1
X11	17,3	21,5	12,9	8,4	5,8	1,8	0,4
	25,4	31,6	18,9	12,3	8,5	2,6	0,6
	25,4	57	75,9	88,2	96,7	99,3	99,9
X12	11,6	14,5	14,6	13,2	5,1	1,0	0,1
	19,3	24,1	24,3	22,0	8,5	1,7	0,2
	19,3	43,4	67,7	89,7	98,2	99,9	100,1
X13	0	14,3	43,1	18,4	5,2	0,7	0,3
	0	17,4	52,6	22,4	6,3	0,9	0,4
	0	17,4	70	92,4	98,7	99,6	100
X14	0,3	10,6	28,4	36,5	12,8	1,7	0,3
	0,3	11,7	31,4	40,3	14,1	1,9	0,3
	0,3	12	43,4	83,7	97,8	99,7	100
X15	0,6	21,3	31,6	28,6	5,1	1,0	0,2
	0,7	24,1	35,8	32,4	5,8	1,1	0,2
	0,7	24,8	60,6	93	98,8	99,9	100,1
X16	4,9	25,1	27,6	19,0	5,6	1,0	0,1
	5,9	30,1	33,1	22,8	6,7	1,2	0,1
	5,9	36	69,1	91,9	98,6	99,8	99,9

¹Βάρος κλάσματος, ²Εκατοστιαία αναλογία, ³Αθροιστικό βάρος, PAN=ουρά κατανομής

Πίνακας 8. Τιμές Φ για κάθε δείγμα.

Δείγμα	Φ_5	Φ_{16}	Φ_{25}	Φ_{50}	Φ_{75}	Φ_{84}	Φ_{95}
X1	-0,9	0,3	0,9	1,9	2,9	3,4	4,2
X2	-2,7	-2,1	-1,7	0,3	1,4	2,0	3,0
X3	-0,9	-0,8	-0,7	-0,5	-0,2	0,0	0,7
X4	-1,1	-0,8	-0,7	-0,4	0,1	0,4	1,2

Πίνακας 8 (συνέχεια).

Δείγμα	Φ_5	Φ_{16}	Φ_{25}	Φ_{50}	Φ_{75}	Φ_{84}	Φ_{95}
X5	-2,1	-1,7	-1,4	-0,7	0,1	0,4	1,8
X6	-1,8	-1,6	-1,4	-0,8	-0,1	0,2	1,3
X7	-1,9	-1,6	-1,4	-0,8	0,1	0,5	2,2
X8	-2,1	-1,7	-1,5	-0,9	0,1	0,5	1,4
X9	-2,3	-1,8	-1,5	-0,9	0,2	0,6	2,4
X10	-2,8	-2,4	-2,0	-1,0	-0,1	0,3	1,4
X11	-2,8	-2,4	-2,1	-1,3	-0,1	0,5	2,5
X12	-2,7	-2,2	-1,8	-0,7	0,3	0,6	1,9
X13	-1,6	-1,1	-0,8	-0,4	0,1	0,4	1,4
X14	-1,5	-0,8	-0,6	-0,2	0,7	1,0	2,4
X15	-1,7	-1,3	-1,0	-0,3	0,4	0,6	1,2
X16	-2,0	-1,6	-1,3	-0,6	0,2	0,5	1,4

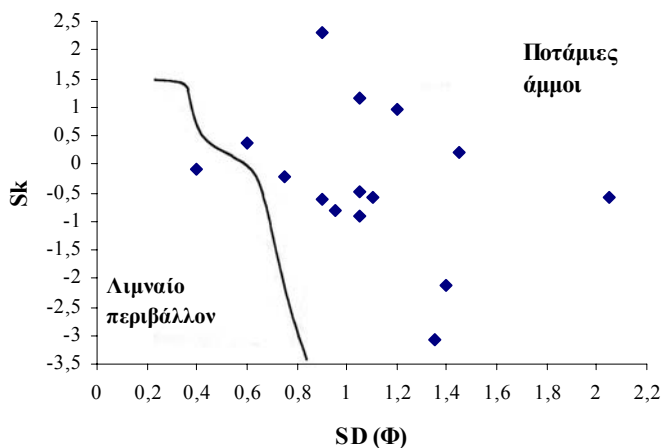
Πίνακας 9. Τιμές στατιστικών παραμέτρων των δειγμάτων που αναλύονται.

Δείγμα	Mo	Me	So	SD	Sk	Ku
X1	3	1,87	1,55	1,55	8,26	1,05
X2	1,7	0,07	1,89	2,05	-0,58	0,75
X3	0	-0,43	0,44	0,4	-0,08	1,31
X4	0	-0,27	0,65	0,6	0,36	1,18
X5	-0,5	-0,67	1,12	1,05	-0,48	1,07
X6	-0,8	-0,73	0,92	0,9	-0,60	0,98
X7	-0,9	-0,63	1,15	1,05	1,14	1,12
X8	-0,9	-0,7	1,08	1,1	-0,57	0,90
X9	-0,9	-0,7	1,31	1,2	0,96	1,13
X10	-0,3	-1,03	1,31	1,35	-3,08	0,91
X11	-1,2	-1,07	1,53	1,45	0,22	1,09
X12	-0,6	-0,77	1,40	1,4	-2,12	0,90
X13	0	-0,37	0,83	0,75	-0,23	1,37
X14	0,8	0	1,04	0,9	2,30	1,23
X15	0,2	-0,33	0,91	0,95	-0,82	0,85
X16	-0,4	-0,57	1,04	1,05	-0,92	0,93

Στην παρούσα μελέτη θα χρησιμοποιηθούν οι παρακάτω μέθοδοι:

α. Διάγραμμα Sk – SD

Προτάθηκε από τον Friedman (1961) στη βάση ότι οι τιμές Me και Sk στις άμμους των θινών είναι μικρότερες από τις αντίστοιχες των θαλασσών ή λιμνών. Ακόμη, οι πρώτες παρουσιάζουν συνήθως $Sk > 0$ σε αντίθεση με τις άμμους των θαλασσών ή λιμνών. Επίσης οι άμμοι των θινών έχουν συνήθως καλύτερο βαθμό ταξινόμησης σε σχέση με αυτόν των άμμων θαλασσών ή λιμνών, ενώ ειδικότερα οι ποτάμιες άμμοι έχουν συνήθως τιμές Sk και SD μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες τιμές των άμμων των θαλασσών ή λιμνών και βαθμό ταξινόμησης φτωχό. Τέλος, οι τιμές Sk των άμμων των θινών (θετική) και των άμμων των θαλασσών ή λιμνών (αρνητική) είναι ανεξάρτητες από την ορυκτολογική τους σύσταση, με ταυτόχρονη έντονη διαφοροποίηση των αντίστοιχων μεγεθών των κόκκων.



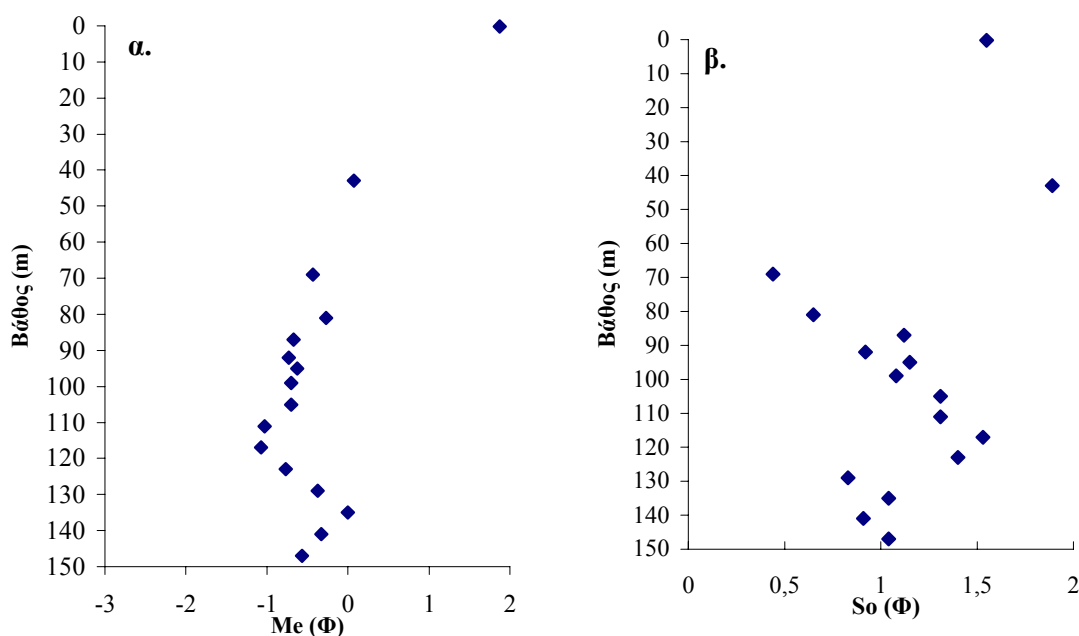
Σχήμα 7. Διάγραμμα Sk – SD κατά Friedman (1961) για τη διάκριση αποθετικών περιβαλλόντων.

Από το διμεταβλητό διάγραμμα του σχήματος 7 προκύπτει ότι όλα τα δείγματά μας προβάλλονται στο πεδίο των ποτάμιων άμμων (δεξιά περιοχή), ενώ το δείγμα X3 (0,4, -0,08) προβάλλεται στο πεδίο του λιμναίου περιβάλλοντος απόθεσης (αριστερή περιοχή). Αυτό ερμηνεύεται με την παραδοχή ότι το τελευταίο αντιπροσωπεύει κλαστικό υλικό που αποτέθηκε στην περιοχή, όταν αυτή αποκτούσε χαρακτήρα εφήμερης λίμνης, για παράδειγμα σε περιόδους έντονης επιφανειακής απορροής των χειμάρων και ποταμών που καταλήγουν στη λεκάνη. Μια τέτοια ερμηνεία όμως δεν μπορεί να βασιστεί απόλυτα και στα δεδομένα

των Fuchtbauer & Muller (1970) για τα χερσοποτάμια – λιμναία περιβάλλοντα. Οι τελευταίοι υποστηρίζουν ότι τα ποτάμια ιζήματα παρουσιάζουν $So > 1,2$ ή $1,3$ και $Sk < 1$ (σπάνια > 1), ενώ τα ιζήματα που αποτέθηκαν σε πεδιάδες πλημμυρών παρουσιάζουν $So > 2$ (κυρίως) και $Sk < 1$ πάντα. Είναι φανερή η τεράστια απόκλιση που παρουσιάζει η So του δείγματος X3 από την πρότυπη που δίνουν οι παραπάνω συγγραφείς. Την κακή ως πολύ κακή ταξινόμηση των χερσοποτάμιων περιβαλλόντων αποδέχεται και ο Ψιλοβίκος (1991).

β. Διαγράμματα So – Βάθους και Me – Βάθους

Μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε αυτά τα διαγράμματα συμμεταβολής για να συσχετίσουμε τους ορίζοντες των ιζημάτων με κάποιο μοντέλο ιζηματογένεσης. Αυτή η πρόταση βασίζεται στα ανάλογα διαγράμματα συμμεταβολής κλίσης – βάθους και Me – βάθους του Steinmetz (1967). Σε αυτά μπορούν να διακριθούν τάσεις στις ιστολογικές παραμέτρους των κόκκων, ανά ορίζοντα δειγματοληψίας. Στο σχήμα 8 παρουσιάζονται τα διαγράμματα μεταβολής Me – Βάθους και So – Βάθους.



Σχήμα 8. Διαγράμματα μεταβολής: α. Me – Βάθους και β. So – Βάθους.

Με βάση τις γεωλογικές παρατηρήσεις μπορούμε καταρχήν να ισχυριστούμε ότι το μοντέλο ιζηματογένεσης που επικρατεί είναι το αλλουβιακό ή ποτάμιο, όπου επικρατούν υλικά κυρίως λεπτόκοκκα και σε μικρότερο βαθμό χονδρόκοκκα (Κουφός, 1985, Ψιλοβίκος, 1991). Ακόμη, η φάση της ιζηματογένεσης μπορεί να ενταχθεί σε αυτή των ερυθροστρωμάτων – αρκοζική,

αφού η τελευταία συνδέεται με ενδοορεινές τάφρους, χερσοποτάμιο περιβάλλον απόθεσης (οξειδωτικό, γι αυτό υπάρχει το ερυθρό χρώμα στα στρώματα) με συχνή παρουσία λιμναίου ή λιμνοποτάμιου περιβάλλοντος και ιζηματα χονδροκλαστικά στα περιθώρια των λεκανών και ψαμμιτικά και αργιλοψαμμιτικά στα κεντρικότερα σημεία τους, με αργιλικό υλικό στους χώρους των λιμνών. Η φάση αυτή είναι μετα – ορογενετική και απουσιάζουν οι ασβεστόλιθοι (Ψιλοβίκος, 1991).

Δεν παρατηρείται καμία αξιοσημείωτη διαφοροποίηση ή τάση του μέσου όρου του μεγέθους των κόκκων (Me) και της ταξινόμησης με αύξηση του βάθους (Σχήμα 8α), εντούτοις στο διάγραμμα του σχήματος 8β είναι αισθητές οι υποπαράλληλες τάσεις μεταξύ των τιμών του βάθους δειγματοληψίας και των τιμών So. Η φυσική έννοια που μπορεί να αποδοθεί στο βάθος είναι αυτή του χρόνου και των διεργασιών που επιτρέπουν σε ένα ίζημα βαθύτερο και άρα παλαιότερο, να έχει εξαιτίας παρατεταμένης κατεργασίας καλύτερη ταξινόμηση των κόκκων του, δηλαδή να έχει πιό ομοιόμορφους κόκκους συγκριτικά με κάποιο άλλο ίζημα ρηχότερο και άρα πιό πρόσφατο.

Από τα σχήματα 5 και 7, σε συνδυασμό με τα παραπάνω, είναι ορατά τα εξής:

- Η κακή έως πολύ κακή ταξινόμηση των ιζημάτων του σχηματισμού Δ που μπορεί να αποδοθεί σε χερσοποτάμιο περιβάλλον απόθεσης,
- Η καλή έως μέτρια καλή ταξινόμηση των ιζημάτων του σχηματισμού Γ που μπορεί να αποδοθεί σε ένα ποτάμιο - λιμναίο περιβάλλον,
- Η κακή ταξινόμηση των ιζημάτων του σχηματισμού Β που μπορεί να αποδοθεί σε ένα ποτάμιο – λιμναίο περιβάλλον και
- Η μέτρια έως κακή ταξινόμηση των ιζημάτων του σχηματισμού Α μπορεί να αποδοθεί σε ποτάμιο – χερσοποτάμιο περιβάλλον και στο πολύ νεαρό της ηλικίας αυτών των ιζημάτων.

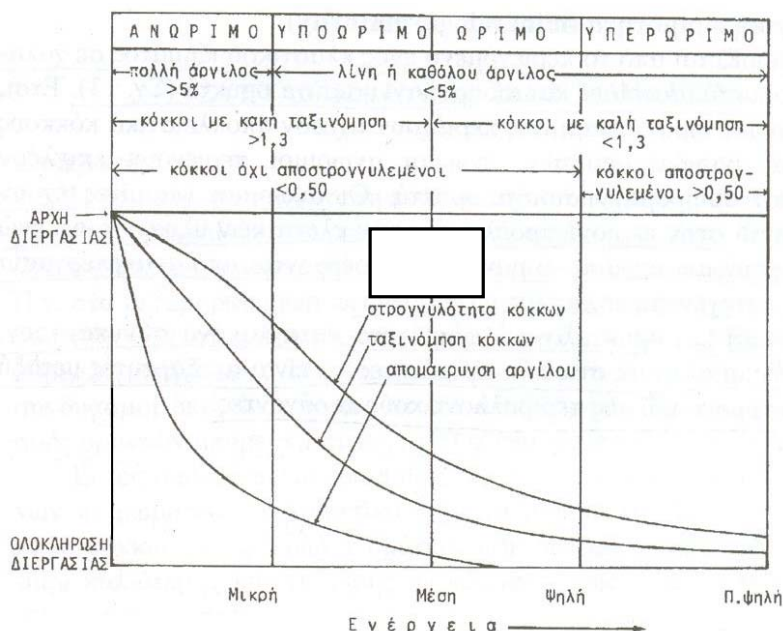
Από το σχήμα 8β και το γενικευμένο ποτάμιο μοντέλο που προτείνει ο Ψιλοβίκος (1991) είναι εφικτός και ο παρακάτω διαχωρισμός:

- Οι σχηματισμοί Α και Γ έχοντας κακή έως μέτρια καλή ταξινόμηση, μπορεί να έχουν αποτεθεί από πλεξοειδείς ποταμούς με μικρή κλίση και να αποτελούν αποθέσεις πεδιάδων πλημμυρών (εφήμερες λίμνες).
- Οι σχηματισμοί Β και Δ έχοντας κακή έως πολύ κακή ταξινόμηση, μπορεί να έχουν αποτεθεί από χειμάρρους με απότομη κλίση και να αποτελούν αποθέσεις αλλουβιακών ριπιδίων.

Τέλος, από το σχήμα 8β μπορούν ακόμη να εξαχθούν και οι ρυθμοί ιζηματογένεσης: Είναι εμφανείς οι τρεις κατώτεροι ρυθμοί, με εναλλαγές (από τη βάση προς την οροφή) άμμων -

άμμων με χαλίκια - άργιλοι. Η απόκλιση από αυτόν τον κανόνα που εμφανίζεται στον σχηματισμό Α (άμμοι και χαλίκια – άμμοι – άργιλοι) μπορεί να εξηγηθεί εάν αποδεχτούμε την ύπαρξη του υποβάθρου (λιθόσωμα 1, σχήμα 7), όπου τα χαλίκια αποτελούν το κροκαλοπαγές της βάσης.

Εάν συνυπολογίσουμε και τα κριτήρια ιστολογικής ωριμότητας που προτείνει ο Weller (1960), σχήμα 9, τότε προκύπτει ότι τα ιζήματά μας είναι υποώριμα έως ώριμα, κάτι που αντιστοιχεί με τα δεδομένα του Ψιλοβίκου (1991) για το εύρος ωριμότητας των χερσοποτάμιων - ποτάμιων ιζημάτων.



Σχήμα 9. Στάδια ιστολογικής ωριμότητας κατά Weller (1960).

Κεφάλαιο 3^ο

ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

3.1 Εισαγωγή

Για την πετρογραφική μελέτη των Τεταρτογενών κλαστικών ιζημάτων της ανόρυξης χρησιμοποιήθηκαν δύο μέθοδοι. Από κάθε δείγμα πάρθηκε ποσότητα από το κλάσμα των 0,5-1 mm ($\Phi=1$). Μέρος κάθε τέτοιας ποσότητας κονιοποιήθηκε σε αχάτινο γουδί και σε μύλο βολφραμίου για την εξέτασή της με τη μέθοδο της περίθλασης ακτίνων X σε τυχαία προσανατολισμένα παρασκευάσματα, ένα για κάθε δείγμα, ενώ άλλο μέρος της χρησιμοποιήθηκε για την παρασκευή λεπτών τομών για την εξέταση των κλαστών σε πολωτικό μικροσκόπιο διερχόμενου φωτός (16 λεπτές τομές). Και στις δύο περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκε ο εργαστηριακός εξοπλισμός και οι υποδομές του Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. Η επιλογή του κλάσματος 0,5-1 mm έγινε με κριτήριο το χαμηλότερο βαθμό επιμόλυνσης που αυτό παρουσιάζει και εξαιτίας της αυξημένης συμμετοχής του στα δείγματα (Πίνακας 7).

3.2 Ακτινογραφική μελέτη και ορυκτολογία

Από κάθε δείγμα προετοιμάστηκαν παρασκευάσματα κόνεως με τυχαίο προσανατολισμό και αυτά ακτινογραφήθηκαν σε εύρος 3° έως 63° 2θ, με χρήση λυχνίας Cu και βήμα σάρωσης 1°/min. Ειδικά, από το επιφανειακό υλικό ακτινογραφήθηκαν δύο δείγματα, ένα από το κλάσμα 1Φ και ένα από το κλάσμα <3Φ (δείγμα X1*): Το τελευταίο σαρώθηκε σε εύρος 5° έως 60° 2θ. Για τον ποιοτικό (ορυκτολογικό) προσδιορισμό των δειγμάτων χρησιμοποιήθηκαν οι ανακλάσεις εντός του εύρους 3° έως 43° 2θ.

Τα περιθλασιογράμματα που προέκυψαν παρουσιάζονται στο Παράρτημα II αυτής της διατριβής ειδίκευσης. Εντοπίστηκαν έτσι οι ορυκτές φάσεις σε κάθε δείγμα (βλ. και μικροσκοπική μελέτη των δειγμάτων) και σε επόμενο στάδιο έγινε ο ημιποσοτικός προσδιορισμός τους κατά Hower et al. (1976), Moore & Reynolds (1997) και Τσιραμπίδη (2004). Με τον τρόπο αυτό εντοπίστηκαν τα κύρια πετρογενετικά ορυκτά που συμμετέχουν στην παραγένεση των δειγμάτων. Η ορυκτολογία και ο ημιποσοτικός προσδιορισμός των

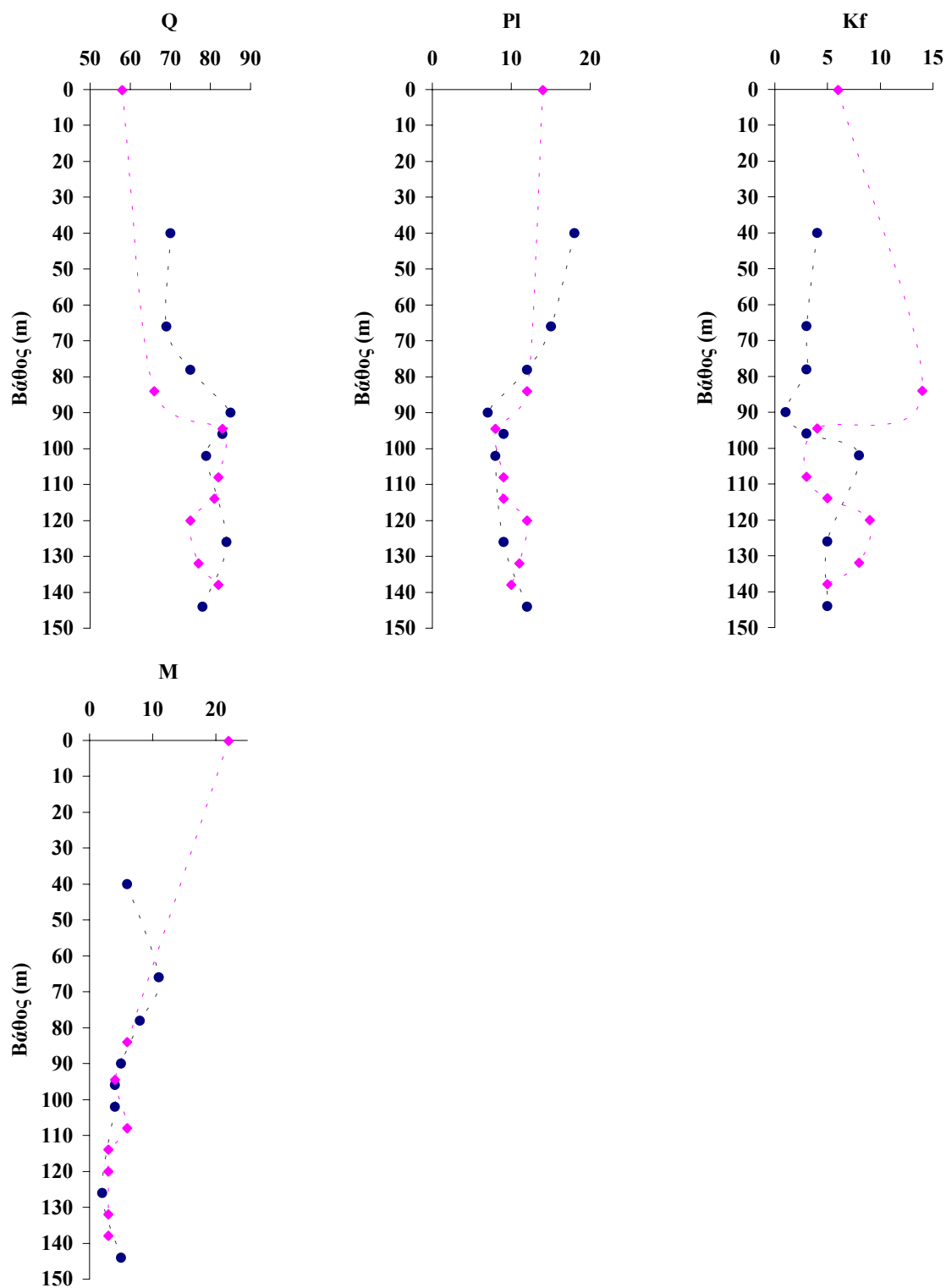
δειγμάτων παρουσιάζονται στον πίνακα 10 και στο σχήμα 10 η κατανομή τους με το βάθος. Κανένα δείγμα δεν υπέστη χημικές κατεργασίες πριν την ακτινογράφησή του.

α. Χαλαζίας

Από τον παραπάνω πίνακα καθίσταται εμφανές ότι το επικρατέστερο ορυκτό στα δείγματα είναι ο χαλαζίας. Αυτό εξηγείται από τη γενικότερη αφθονία του σε πυριγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα, από τη μηχανική του αντοχή (σκληρότητα ~7 στη σκληρομετρική κλίμακα του Mohs) και από τη χημική αντοχή του, εξαιτίας των ισχυρών δεσμών Si – O και της απουσίας μετάλλων στο πλέγμα του (Blatt, 1992). Εξαιρέση αποτελεί το δείγμα X1* όπου ο χαλαζίας εμφανίζεται περιορισμένος. Ο παραπάνω συγγραφέας αποδίδει αυτό το φαινόμενο στην μηχανική ορυκτολογική κλασμάτωση που προχωρά παράλληλα με την κοκκομετρική διαβάθμιση: Ενώ στο κλάσμα της μεσόκοκκης άμμου ο χαλαζίας και οι άστριοι μπορούν να φτάσουν ως ποσοστά το 90% και 10% αντίστοιχα, αυτά τα ποσοστά μεταβάλλονται σε 70% και 30% αντίστοιχα στο κλάσμα της αδρόκοκκης ιλύος, για να φτάσουν οι άστριοι απότομα στο ~5% στο κλάσμα της μεσόκοκκης ιλύος, εξαιτίας του ραγδαία αυξανόμενου λόγου επιφάνειας/όγκου των μικρότερων κόκκων, κάτι που προκαλεί μία απότομη αύξηση στο ρυθμό διάλυσης των αστρίων.

β. Άστριοι

Τα πλαγιόκλαστα (συνήθως αλβιτικής σύστασης) είναι σχεδόν σε όλα τα δείγματα το δεύτερο σε αφθονία ορυκτό μετά τον χαλαζία, με εξαίρεση τα δείγματα X1 και X1*. Οι καλιούχοι άστριοι, πάντα λιγότεροι από τα πλαγιόκλαστα, είναι παρόντες κυρίως ως μικροκλινής, ενώ μόνο στα δείγματα X2 και X5 εντοπίστηκε ακτινογραφικά μόνο ορθόκλαστο και στο δείγμα X14 εντοπίστηκε και ορθόκλαστο και μικροκλινής. Ο Blatt (1992) αναφέρει ότι οι άστριοι αποτελούν περίπου το 10 - 15% των ψαμμιτών, ένας κανόνας που γενικά φαίνεται να ακολουθείται και εδώ. Αν και τα πλαγιόκλαστα θεωρούνται λιγότερο ανθεκτικά στην αποσάθρωση σε σχέση με τους καλιούχους αστρίους (Σολδάτος και Κασώλη – Φουρναράκη, 1986, Τσιραμπίδης, 2004), εντούτοις στα δείγματά μας τα πρώτα πάντα υπερτερούν των δεύτερων σε ποσοστό. Το φαινόμενο αυτό ο Blatt (1992) το αποδίδει σε ραγδαία διάβρωση και ταφή κατά μήκος συγκλίνοντων ηπειρωτικών περιθωρίων. Η συμμετοχή του αλβίτη μπορεί να προέρχεται και από τη διεργασία της αλβιτοποίησης των αστρίων, ένα διαγενετικό φαινόμενο.



Σχήμα 10. Κατανομή των ποσοστών των ορυκτών με το βάθος. Q=χαλαζίας, Pl=πλαγιόκλαστα, Kf=καλιούχοι άστριοι, M=σύνολο μαρμαρυγιών. Κύκλοι=αστριούχοι λιθαρενίτες, ρόμβοι=λιθαρενίτες

Πίνακας 10. Ημιποσοτικός προσδιορισμός των ορυκτών συστατικών (% κ.β.) των δειγμάτων.

	Q	Pl	Mic	M	Cc	Cpx	Επουσιώδη
X1	58	14	6	22	-	-	-
X1**	29	15	-	53	-	3	-
X2	70	18	4(Or)	6	1	1	Αλμανδίνης
X3	68	15	3	11	1	2	-
X4	75	12	3	8	ίχνη	2	-
X5	67	12	14(Or)	6	2	1	-
X6	86	7	1	5	-	1	-
X7	84	8	4	4	ίχνη	ίχνη	-
X8	84	9	3	4	-	ίχνη	Αιματίτης
X9	80	8	8	4	ίχνη	ίχνη	-
X10	82	9	3	6	-	-	-
X11	83	9	5	3	ίχνη	ίχνη	-
X12	76	12	9	3	ίχνη	ίχνη	Ρουτίλιο
X13	84	9	5	2	ίχνη	-	-
X14	78	11	8(Or+Mic)	3	-	-	-
X15	82	10	5	3	-	-	-
X16	78	12	5	5	-	-	-

Q=χαλαζίας, Pl=πλαγιόκλαστα, Mic=μικροκλινής, Or=ορθόκλαστο, M=σύνολο μαρμαρυγιών, Cc=ασβεστίτης και Cpx=κλινοπυρόξενος.

Αν και οι Saigal et al. (1988) και Morad et al. (1990) θεωρούν αυτή τη διεργασία δυνατή μόνο σε καθεστώτα βαθείας ταφής και υψηλών θερμοκρασιών, οι Chowdhury & Noble (1993) αποδεικνύουν ότι αυτή είναι ανεξάρτητη του βάθους ή της θερμοκρασίας, κατά τη μελέτη ποταμολιμναίων ψαμμιτών του Λιθανθρακοφόρου. Πάντως, τα ιστολογικά χαρακτηριστικά που προτείνουν οι παραπάνω συγγραφείς και η ηλικία των σχηματισμών μας, δεν συνηγορούν υπέρ μιας τέτοιας (δευτερογενούς) προέλευσης των πλαγιοκλάστων των ιζημάτων μας.

γ. Μαρμαρυγίες

Σε όλα τα δείγματα εντοπίστηκαν ακτινογραφικά μαρμαρυγίες, κυρίως μοσχοβίτης και σπάνια βιοτίτης. Την παρουσία μοσχοβίτη σε συνδυασμό με την απουσία βιοτίτη ο Blatt (1992) την αποδίδει στην αποσάθρωση μεταμορφωμένων πετρωμάτων και όχι πυριγενών. Σε όλα τα δείγματα

εντοπίστηκε χλωρίτης σε ίχνη, ενώ αυτός ήταν παρών σε μικρή ποσότητα στο δείγμα X1*, εξαιτίας του μικρού κοκκομετρικού μεγέθους αυτού του δείγματος (Pettijohn et al., 1987). Ο Ferry (1979) δηλώνει ότι το περιεχόμενο σε Al παραμένει σταθερό κατά τη χλωριτίωση των βιοτίτων, ενώ ο όγκος του βιοτίτη μειώνεται κατά ~13%. Την τελευταία άποψη δεν συμμερίζονται οι Parry & Downey (1982), οι οποίοι θεωρούν την αλλοίωση του βιοτίτη σε χλωρίτη ισόχωρη (αμετάβλητος όγκος) σε υδροθερμικές συνθήκες και προσθέτουν ότι το Mg και ο Fe προσφέρονται από τα ρευστά. Τέλος, κατά τους Parneix et al. (1985) η κρυστάλλωση του λευκού μαρμαρυγία καταναλώνει Al^{+3} , ενώ το K^{+} προέρχεται από την εξαλλοίωση του βιοτίτη και τα Ca και Al εντάσσονται στη δομή του χλωρίτη, του επιδότου και του δολομίτη

δ. Ανθρακικά ορυκτά

Ο ασβεστίτης κυμαίνεται σε μικρά ποσοστά και ποτέ περισσότερος από 2%, ενώ δεν εντοπίζεται σε όλα τα δείγματα. Σε κανένα δείγμα δεν εντοπίστηκε ακτινογραφικά δολομίτης.

ε. Επουσιώδη ορυκτά

Σχεδόν σε όλα τα δείγματα εντοπίστηκε πυρόξενος (ως κλινοπυρόξενος), κυμαινόμενος σε ποσοστό από ίχνη έως 3%, με τάση απουσίας στα βαθύτερα σημεία δειγματοληψίας. Ακόμη, στο δείγμα X2 εντοπίστηκαν ίχνη γρανάτη σύστασης αλμανδίνη, ενώ στο δείγμα X8 εντοπίστηκε αιματίτης και στο δείγμα X12 ρουτίλιο. Κατά Blatt (1992) και Deer et al. (1998), ο γρανάτης και το ρουτίλιο αποκαλύπτουν μεταμορφική προέλευση στα δείγματά μας όπως και ο κλινοπυρόξενος. Οι Deer et al. (1998) και Τσιραμπίδης (2004) αναφέρουν ότι ο αιματίτης μπορεί να προέρχεται πρωτογενώς από πυριγενή ή μεταμορφωμένα πετρώματα, ή δευτερογενώς από αποσάθρωση σιδηρούχων ορυκτών (βιοτίτης, χλωρίτης και μεταλλικά ορυκτά). Γενικά, ο κλινοπυρόξενος εμφανίζεται σταθερότερος στην αποσάθρωση από τον ορθοπυρόξενο (Noack et al., 1993).

3.3 Πετρογραφία

Με την εξέταση των λεπτών τομών συμπληρώθηκε η μελέτη της παραγένεσης των δειγμάτων μέσω του εντοπισμού επουσιωδών ορυκτών, που εξαιτίας της πολύ μικρής συμμετοχής τους δεν ήταν εφικτό να εντοπιστούν με ακτινογραφική εξέταση (Παράρτημα IV). Επίσης μετρήθηκαν με χρήση εμβοδομετρητή λεπτών τομών τα ποσοστά χαλαζία, αστρίων και θραυσμάτων πετρωμάτων για την πετρογραφική ταξινόμηση των δειγμάτων (Πίνακας 11). Για τον προσδιορισμό των πετρογραφικών τύπων των ιζημάτων υιοθετήθηκε το τριγωνικό διάγραμμα των Folk et al. (1970), σχήμα 11, με

χρήση των παραμέτρων Q, F και L, όπου το Q αντιπροσωπεύει το ποσοστό του μονοκρυσταλλικού και πολυκρυσταλλικού χαλαζία (πλην του κερατόλιθου) με συμμετοχή τουλάχιστον 95% στην πολυκρυσταλλική μάζα, F είναι το σύνολο των αστρίων (πλαγιόκλαστο, μικροκλινής και ορθόκλαστο) και L είναι το σύνολο των θραυσμάτων πετρωμάτων, καθώς και θραύσματα πολυκρυσταλλικού χαλαζία με συμμετοχή και άλλων ορυκτών (συνήθως μαρμαρυγίες).

Για την ταξινόμηση των κλαστικών ιζημάτων έχουν προταθεί πολλά διαγράμματα, συνήθως πάντα στηριζόμενα στις τρεις παραμέτρους που αναφέρθηκαν παραπάνω (π.χ. Williams et al., 1954, McBride, 1963). Η επιλογή του τριγωνικού διαγράμματος του Folk et al. (1970) έγινε επειδή αυτό χρησιμοποιείται σχετικά ευρύτερα στη βιβλιογραφία, μαζί με τα αντίστοιχα των Pettijohn et al. (1987).

Στο σχήμα 11 φαίνεται ότι τα δείγματά μας πρακτικά μοιράζονται μεταξύ των πεδίων των αστριούχων λιθαρενιτών και των λιθαρενιτών. Κατά τους Pettijohn et al. (1987) ως αρενίτες ορίζονται εκείνα τα κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα με υλικό πλήρωσης λιγότερο από 15%, ενώ ως λιθαρενίτες ορίζουν εκείνους τους αρενίτες με περιεχόμενο σε θραύσματα πετρωμάτων τουλάχιστον 25% και ελάχιστο υλικό πλήρωσης.

Η περιγραφή των πετρογραφικών τύπων θα γίνει από την οροφή της ανόρυξης, προς τα βαθύτερα σημεία.

α. Έδαφος

Αποτελεί το επιφανειακό στρώμα της θέσης δειγματοληψίας και είναι ουσιαστικά το εδαφικό προφίλ της ανόρυξης (δείγμα X1). Η παραγένεση του αποτελείται κυρίως από χαλαζία, λευκούς μαρμαρυγίες φυλλώδεις (μοσχοβίτης), αλλά και λεπτομερή συσσωματώματά τους, σπανιότερα βιοτίτη με περιφερειακές αλλοιώσεις σε χλωρίτη, μικροκλινη και λίγους κρυστάλλους ορθοκλάστου. Ενίοτε ο μικροκλινής εμφανίζονται περθιτιωμένος και τα πλαγιόκλαστα σερικιτιωμένα. Οι μοσχοβίτες εμφανίζονται ως αυτόνομα πακέτα φύλλων ή συμμετέχοντες εντός θραυσμάτων πετρωμάτων με χαλαζία. Επουσιωδώς εμφανίζεται κεροστίλβη πάντα εντός θραυσμάτων πετρωμάτων με χαλαζία και πλαγιόκλαστα. Επίσης, ως επουσιώδες συστατικό υπάρχει ζοϊσίτης εντός θραυσμάτων πετρώματος με σερικιτιωμένο πλαγιόκλαστο, καθώς και κλινοπυρόξενος με χαλαζία και μικρούς κρυστάλλους ζirkονίου. Τέλος, εντοπίστηκαν λίγοι μονοκρυσταλλοί κλινοζοϊσίτη, καθώς και μεταλλικά ορυκτά.

Πίνακας 11. Ποσοστά (% κ.β.) των Q, F και L και παράμετροι για χρήση σε διαγράμματα.

Δείγμα	Q	F	L	Q/(Q+F)	ln(Q/F)	ln(Q/L)
X1	33	15	52	0,73	1,00	0,19
X2	42	15	42	0,82	1,49	0,15
X3	43	16	41	0,81	1,45	0,25
X4	48	16	36	0,77	1,21	0,40
X5	50	11	39	0,85	1,70	0,32
X6	52	14	34	0,80	1,36	0,21
X7	54	10	36	0,88	1,99	0,41
X8	52	12	36	0,76	1,13	0,66
X9	54	18	28	0,81	1,47	0,39
X10	56	8	37	0,85	1,69	0,42
X11	48	12	39	0,79	1,31	0,43
X12	52	10	38	0,82	1,50	0,25
X13	51	15	34	0,74	1,07	0,28
X14	50	12	39	0,73	0,99	0,06
X15	48	11	41	0,74	1,03	0
X16	46	17	38	0,69	0,82	-0,44

Q=μονοκρυσταλλικός και πολυκρυσταλλικός χαλαζίας (πλην του κερατόλιθου), F=σύνολο αστρίων (πλαγιόκλαστο, μικροκλινή και ορθόκλαστο) και L=σύνολο θραυσμάτων πετρωμάτων

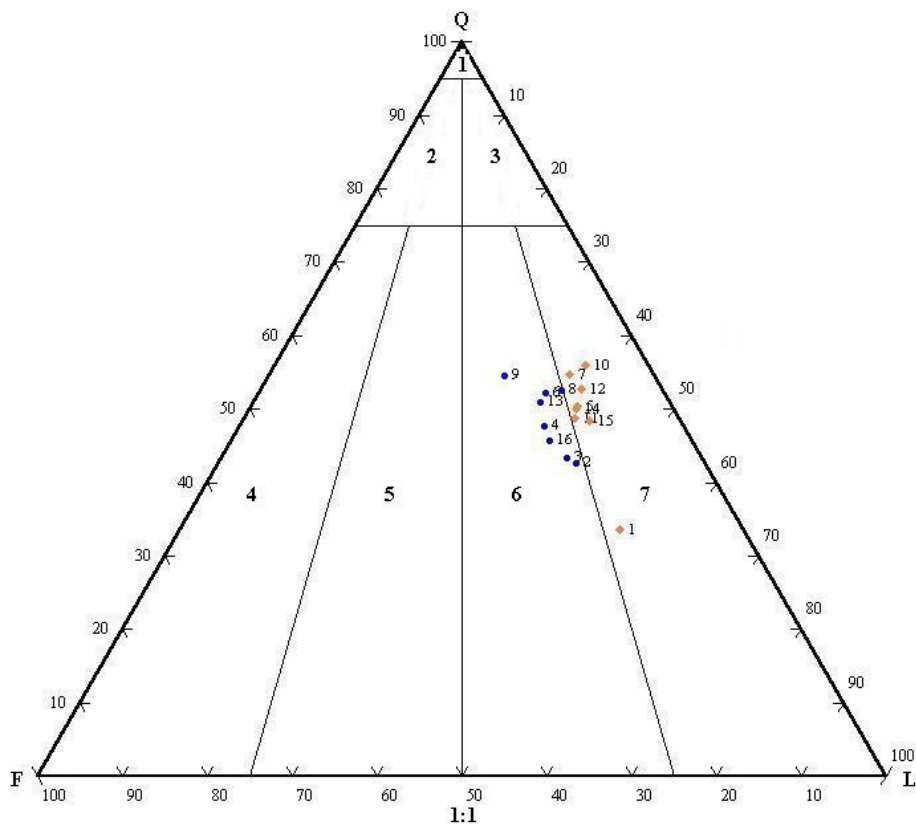
β. Αστριούχος Λιθαρενίτης (γρاناτούχος-μαρμαρυγιούχος)

Ως τέτοια πετρώματα ταξινομούνται τα δείγματα X2, X3, X4, X6, X8, X9 και X16, που αντιπροσωπεύουν τα στρώματα σε βάθος (περίπου) 40, 66, 78, 90, 96, 102 και 144 m αντίστοιχα. Σε όλα τα δείγματα υπάρχουν μεταλλικά ορυκτά.

Ο ανώτερα συναντώμενος λιθαρενίτης (X2) συνίσταται από χαλαζία, πλαγιόκλαστα συνήθως σερικιτιωμένα, κρυστάλλους μοσχοβίτη αλλά και συσσωματώματα λεπτομερούς λευκού μαρμαρυγία μεμονωμένα ή εγκλωβίζοντα άλλα ορυκτά (συνήθως τα μεταμορφικά) και καλιούχους αστρίους, κυρίως μικροκλινή. Ο λίγος βιοτίτης που υπάρχει είναι περιφερειακά χλωριτωμένος. Εντοπίστηκαν θραύσματα πετρωμάτων αποτελούμενα από μοσχοβίτη και βιοτίτη, καθώς και από χαλαζία και μοσχοβίτη. Σε σαφώς παρατηρήσιμα ποσοστά συμμετέχει γρανάτης σε μονοκρύσταλλους, καθώς και επουσιωδώς κυανίτης εντός θραυσμάτων πετρωμάτων με

σερικιτιωμένα πλαγιόκλαστα. Ακόμη, μονοκρυσταλλοί ζοϊσίτη και απατίτης εντός θραύσματος πετρώματος με χαλαζία και λίγους αναλλοίωτους κρυστάλλους βιοτίτη.

Στο δείγμα X3 η εικόνα είναι περίπου η ίδια, ενώ εντοπίστηκαν και θραύσματα πετρωμάτων αποτελούμενα από χαλαζία, μοσχοβίτη και βιοτίτη, όπως και συσσωματώματα μοσχοβίτη με λεπτομερή λευκό μαρμαρυγία και τέλος, συσσωματώματα λεπτομερή μαρμαρυγία που εγκλωβίζει πυρόξενο. Εντοπίστηκε και ανθρακικός κλάστης με εγκλείσματα χαλαζία και μοσχοβίτη. Από τα επουσιώδη ορυκτά εντοπίστηκαν μονοκρυσταλλοί κυανίτη και τουρμαλίνη.



Σχήμα 11. Πετρογραφική ταξινόμηση των δειγμάτων κατά Folk et al. (1970).

1=χαλαζιαρενίτης, 2=υποαστριαρενίτης, 3=υπολιθαρενίτης, 4=αστριαρενίτης, 5=λιθικός αστριαρενίτης, 6=αστριούχος λιθαρενίτης και 7=λιθαρενίτης.

Το δείγμα X4 όσον αφορά τα κύρια πετρογενετικά ορυκτά εμφανίζει περίπου την ίδια εικόνα με τα παραπάνω, όμως εδώ οι καλιούχοι άστριοι αντιπροσωπεύονται αποκλειστικά από το μικροκλινή, ενώ τα πλαγιόκλαστα (ενίοτε σερικιτιωμένα) είναι πάντα μαζί με χαλαζία ως θραύσματα πετρωμάτων. Από τους μαρμαρυγίες εντοπίστηκε αποκλειστικά μοσχοβίτης πάντα ως συσσωμάτωμα με χαλαζία, αλλά και ως συσσωμάτωμα με μάζες λεπτομερούς λευκού μαρμαρυγία.

Ο γρανάτης εμφανίζεται αλλοιωμένος σε χλωρίτη και από τα επουσιώδη ορυκτά εντοπίστηκαν μονοκρύσταλλοι τουρμαλίνη και σταυρόλιθου.

Στο δείγμα X6, που είναι πανομοιότυπο με το προηγούμενο X4, εντοπίστηκαν και μονοκρύσταλλοι επιδότου, καθώς και θραύσματα πετρωμάτων αποτελούμενα από χαλαζία, βιοτίτη και ζirkόνιο, αλλά και θραύσματα από γρανάτη και βιοτίτη. Θραύσματα αποτελούμενα από μοσχοβίτη, βιοτίτη και λεπτομερή λευκό μαρμαρυγία είναι κοινά. Ακόμη, επουσιωδώς εντοπίζεται τουρμαλίνης.

Όμοια είναι η εικόνα και στο δείγμα X8, όμως εδώ εντοπίζονται και θραύσματα χαλαζία με περθιτωμένο καλιούχο άστριο, καθώς και θραύσματα χαλαζία, μοσχοβίτη (ή βιοτίτη) και πλαγιόκλαστου. Οι γρανάτες εντοπίζονται ως μονοκρύσταλλοι, αλλά και εντός συσσωματωμάτων με χαλαζία και μοσχοβίτη. Επουσιωδώς εντοπίζεται απατίτης εντός θραυσμάτων πετρωμάτων με χαλαζία και μοσχοβίτη, καθώς και επίδοτο εγκλωβισμένο εντός λεπτομερούς λευκού μαρμαρυγία και ως συσσωμάτωμα με χαλαζία. Τέλος, υπάρχουν μονοκρύσταλλοι κυανίτη.

Στο δείγμα X9 αλλάζει μόνο ο τρόπος εμφάνισης των επουσιωδών ορυκτών: Το επίδοτο υπάρχει ως συσσωμάτωμα με πλαγιόκλαστα, ενώ ο κυανίτης υπάρχει ως μονοκρύσταλλος. Ακόμη εντοπίζονται θραύσματα πετρωμάτων αποτελούμενα από σταυρόλιθο και χαλαζία καθώς και σταυρόλιθο εντός λεπτομερούς μάζας λευκού μαρμαρυγία. Ο χαλαζίας εντοπίζεται και με ζοϊσίτη, ενώ βρέθηκε και μονοκρύσταλλος τουρμαλίνη.

Τέλος, στο δείγμα X16 αλλάζουν μόνο τα επουσιώδη ορυκτά: Εντοπίστηκε τουρμαλίνης καθώς και επίδοτο και απατίτης ως συσσωμάτωμα μαζί με πλαγιόκλαστα.

γ. Αστριούχος Λιθαρενίτης (μαρμαρυγιούχος)

Εντοπίζεται σε βάθος περίπου 126 m (δείγμα X13) και συνίσταται από χαλαζία, πλαγιόκλαστα, συνήθως σερικιτιωμένα, κρυστάλλους μοσχοβίτη με χαλαζία, αλλά και συσσωματώματα λεπτομερούς λευκού μαρμαρυγία μεμονωμένα. Οι καλιούχοι άστριοι αντιπροσωπεύονται από τον μικροκλινή. Ο λίγος βιοτίτης που υπάρχει είναι περιφερειακά χλωριτωμένος. Επουσιωδώς συμμετέχει γρανάτης σε λεπτομερείς μονοκρυστάλλους καθώς και σταυρόλιθος.

δ. Λιθαρενίτης (γρاناτούχος-μαρμαρυγιούχος)

Εδώ ταξινομούνται τα δείγματα X5, X7, X10, X11, X12, X14 και X15, που αντιπροσωπεύουν τα στρώματα σε βάθος (περίπου) 84, 94,5, 108, 114, 120, 132 και 138 m αντίστοιχα. Σε όλα τα δείγματα υπάρχουν μεταλλικά ορυκτά.

Ο ανώτερα συναντώμενος λιθαρενίτης (X5) συνίσταται από χαλαζία (μονοκρύσταλλοι και συσσωματώματα), πλαγιόκλαστα συνήθως σερικιτιωμένα και από μικροκλινή, ενίοτε περθιτωμένο. Ο λίγος βιοτίτης που υπάρχει είναι περιφερειακά χλωριτωμένος. Εντοπίστηκαν

θραύσματα πετρωμάτων αποτελούμενα από χαλαζία και μοσχοβίτη, καθώς και από χαλαζία, μοσχοβίτη και βιοτίτη. Τα συσσωματώματα λεπτομερούς λευκού μαρμαρυγία είναι και εδώ κοινά. Ο γρανάτης εντοπίζεται σε μονοκρυστάλλους, αλλά και εντός συσσωματωμάτων με χαλαζία και πλαγιόκλαστα. Επουσιωδώς εντοπίζονται μονοκρυσταλλοί απατίτη και τουρμαλίνη, αλλά και επίδοτο μαζί με πλαγιόκλαστο, καθώς και ζirkόνιο με χαλαζία και λευκό λεπτομερή μαρμαρυγία ή με πλαγιόκλαστα και μοσχοβίτη.

Στο δείγμα X7 εντοπίζεται και ορθόκλαστο περθιτιωμένο, ενώ επουσιωδώς υπάρχει ζirkόνιο σε συσσωματώματα με χαλαζία, μοσχοβίτη και βιοτίτη, ενώ το επίδοτο συνοδεύεται από χαλαζία. Ακόμη εντοπίστηκε σταυρόλιθος εντός μάζας λεπτομερούς λευκού μαρμαρυγία, μονοκρυσταλλοί κυανίτη και θραύσμα πετρώματος με χαλαζία, βιοτίτη, λεπτομερή λευκό μαρμαρυγία και τιτανίτη.

Το δείγμα X10 όντας και αυτό όμοιο με το ανώτερο X5, διαφοροποιείται και αυτό στα επουσιώδη ορυκτά του και στον τρόπο που αυτά εμφανίζονται. Έτσι, εντοπίζονται μονοκρυσταλλοί τουρμαλίνη και σταυρόλιθου, ενώ το επίδοτο βρίσκεται εντός μάζας λεπτομερούς λευκού μαρμαρυγία. Οι γρανάτες εμφανίζονται είτε ως μονοκρυσταλλοί, είτε μαζί με επίδοτο και αστρίους. Όμοια και στο δείγμα X11, όπου υπάρχουν μονοκρυσταλλοί κυανίτη, επιδότου, ζirkονίου, κλinoζοϊσίτη και σταυρόλιθου (ο κυανίτης εντοπίζεται και εντός μάζας λεπτομερούς λευκού μαρμαρυγία). Εντοπίστηκε απατίτης μαζί με μεταλλικό ορυκτό, καθώς και ανθρακικοί κλάστες.

Στο δείγμα X12 υπάρχουν μονοκρυσταλλοί ρουτιλίου, κυανίτη, επιδότου, ζοϊσίτη και τουρμαλίνη, ενώ κυανίτης και ζοϊσίτης εντοπίζονται και εντός μάζας λεπτομερούς λευκού μαρμαρυγία.

Στα περίπου 132 m βάθους (δείγμα X14) επουσιωδώς εντοπίζεται απατίτης εντός μάζας λεπτομερούς λευκού μαρμαρυγία, αλλά και ως συσσωμάτωμα με χαλαζία, βιοτίτη και αστρίους, καθώς και κρυσταλλοί κυανίτη εντός μάζας λεπτομερούς λευκού μαρμαρυγία, ενώ εντοπίστηκαν και αποστρογγυλεμένοι ανθρακικοί κλάστες.

Τέλος, στο δείγμα X15 επουσιωδώς εντοπίζονται κρυσταλλοί τουρμαλίνη, σταυρόλιθου, ζοϊσίτη, κυανίτη, καθώς και συσσωμάτωμα ρουτιλίου με μοσχοβίτη και κυανίτης εντός μάζας λεπτομερούς λευκού μαρμαρυγία.

3.4 Σχηματισμός των λιθαρενιτών

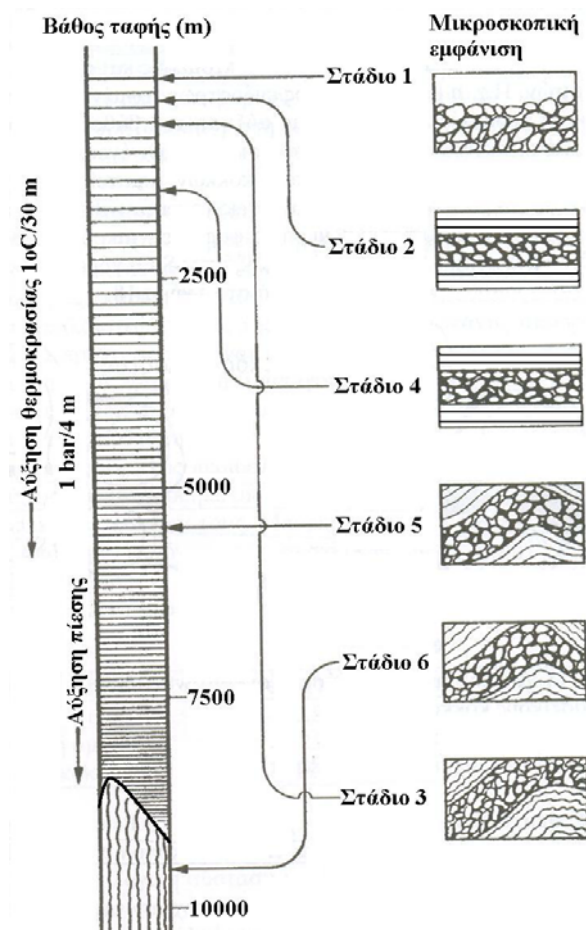
Κατά τον Blatt (1992) τέσσερις είναι οι παράγοντες που καθορίζουν την ορυκτολογική σύσταση κατά την απόθεση:

1. Η τεκτονική,
2. Το κλίμα,

3. Το περιβάλλον απόθεσης και

4. Η διαγένεση

Δεν πρέπει βεβαίως να αγνοείται και η σύσταση των πρωτολίθων που αποσθρώνονται και διαβρώνονται, οπότε και παράγονται οι κλάστες. Ο εντοπισμός των πρωτολίθων ή αλλιώς ο εντοπισμός της *επαρχίας* (*πηγή προέλευσης*), αποτελεί τον πέμπτο παράγοντα (μαζί με τους προηγούμενους τέσσερις) που πρέπει να διερευνηθεί. Στην παρούσα εργασία θα θεωρηθεί ότι η διαγένεση δεν έχει προχωρήσει εκτενώς. Τα ιζήματά μας μπορούν να ενταχθούν στο πρώτο και πιθανόν στο δεύτερο στάδιο του μοντέλου διαγένεσης των Pettijohn et al. (1987), σχήμα 12.



Σχήμα 12. Του μοντέλου διαγένεσης των Pettijohn et al. (1987).

Κατά τους παραπάνω συγγραφείς, το πρώτο στάδιο είναι αυτό αμέσως μετά την απόθεση, όπου τα αναλλοίωτα αρχικά κλαστικά υλικά είναι εκτεθημένα στον αέρα ή το νερό του αποθετικού περιβάλλοντος και το ίζημα εμφανίζει μεγάλο πορώδες. Στο δεύτερο στάδιο τα υλικά είναι ενταφιασμένα σε βάθος λίγων ή δεκάδων μέτρων, εκτίθενται σε υπεδάφια νερά και υφίστανται μερική συμπαγοποίηση. Είναι πιθανός ο πρώιμος σχηματισμός χημικής συγκολλητικής ύλης.

3.4.1 Τεκτονική

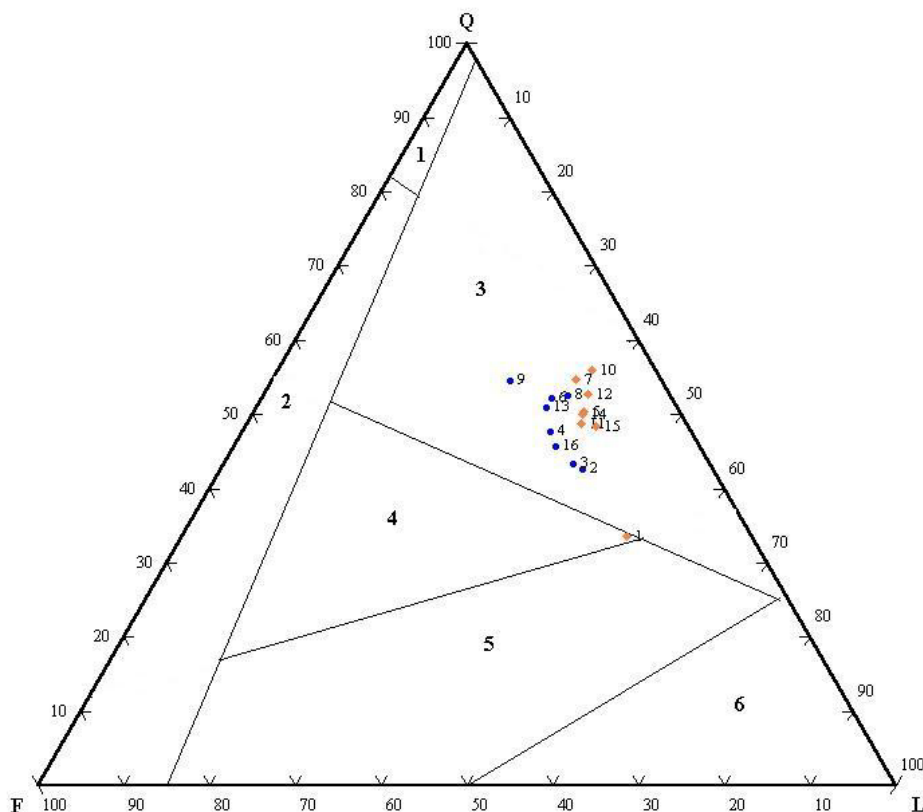
Ο διαφορετικός τρόπος αλληλεπίδρασης μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών έχει ως απώτερη κατάληξη το να εκτίθενται σε διάβρωση διαφορετικά κρυσταλλικά πετρώματα και άρα διαφορετικά ιζήματα να προκύπτουν από την αποικοδόμηση των πρώτων (Blatt, 1992).

Για τον προσδιορισμό του τεκτονικού πλαισίου εντός του οποίου έδρασε η αποσάθρωση και η διάβρωση βρίσκει ευρεία εφαρμογή το τριγωνικό διάγραμμα των Dickinson & Suczek (1979), που χρησιμοποιεί τις παραμέτρους $Q - F - L$, όπως και τα αντίστοιχα τριγωνικά διαγράμματα για την πετρογραφική ταξινόμηση των κλαστικών ιζημάτων. Το διάγραμμα αυτό περιέχει τρία πεδία, εντός των οποίων τοποθετούνται τα ιζήματα που δημιουργήθηκαν υπό το ίδιο τεκτονικό καθεστώς, ενώ το κάθε τέτοιο γενικό πεδίο υποδιαιρείται σε άλλα τρία ειδικότερα. Αυτά είναι:

- | | |
|--|---|
| • <i>Καθεστώς ηπειρωτικών τεμαχών</i>
(παθητικά ηπειρωτικά περιθώρια) | Κρατονικό εσωτερικό,
Μεταβατικό
και ανυψωμένου υποβάθρου |
| • <i>Καθεστώς μαγματικού τόξου</i>
(ενεργά ηπειρωτικά περιθώρια) | Ακέραιο,
Μεταβατικό
και διαμελισμένο |
| • <i>Καθεστώς ανακυκλωμένου ορογενούς</i>
(σύγκρουση ηπειρωτικών τεμαχών) | Σύμπλεγμα υποβύθισης,
Ορογενές σύγκρουσης
και εμπρόσθια ανύψωση |

Το διάγραμμα αυτό είναι εξαιρετικά προσιτό, μιάς που οι παράμετροι που χρησιμοποιεί μετρώνται αναγκαία για την πετρογραφική μελέτη των ιζημάτων. Το τροποποιημένο Διάγραμμα Dickinson – Suczek, κατά Dickinson et al. (1983) θα χρησιμοποιηθεί στην παρούσα διατριβή, σχήμα 13. Από το σχήμα αυτό φαίνεται πως όλα τα δείγματά μας εμπίπτουν εντός του πεδίου του ανακυκλωμένου ορογενούς (πλην του δείγματος X1): Τους ψαμμίτες αυτούς ο Blatt (1992) τους θεωρεί ως του πιο σύνθετους. Δοσμένης και της απουσίας χαρακτηριστικών ορυκτών των οφιολιθικών ακολουθιών, αλλά και της σαφούς παρουσίας των αστρίων (~10%), τότε τα δείγματά μας εντάσσονται στην υποκατηγορία των ιζημάτων που δημιουργήθηκαν υπό το καθεστώς ορογενούς σύγκρουσης - σύγκρουσης ηπειρωτικών τεμαχών: Τα ιζήματα και μεταϊζήματα κατά μήκος του μετώπου σύγκρουσης ανυψώνονται και κατόπιν αποσυντίθενται, ώστε τελικά να αποτελούνται κυρίως από ανακυκλωμένα ιζηματογενή υλικά. Αυτό το συμπέρασμα φαίνεται να συμφωνεί με τη γενικότερη γεωλογική εξέλιξη της ευρύτερης περιοχής. Οι Garzanti et al. (2002) εφιστούν την προσοχή μας

όσον αφορά την χρήση τέτοιων διαγραμμάτων, εξαιτίας του ότι αυτά πολλές φορές δεν μπορούν να προβλέψουν όλες τις παραμέτρους που έδρασαν κατά την απόθεση των ιζημάτων (απόσταση μεταφοράς, πηγή προέλευσης και όγκοι πετρωμάτων που αποσθρώνονται).



Σχήμα 13. Το τροποποιημένο Διάγραμμα Dickinson – Suczek για τη διάκριση τεκτονικών περιβαλλόντων. 1. Κρατονικό εσωτερικό, 2. Ανυψωμένο υποβάθρου, 3. Ανακυκλωμένο ορογενές, 4. Διαμελισμένο τόξο, 5. Μεταβατικό τόξο και 6. Ακέραιο τόξο.

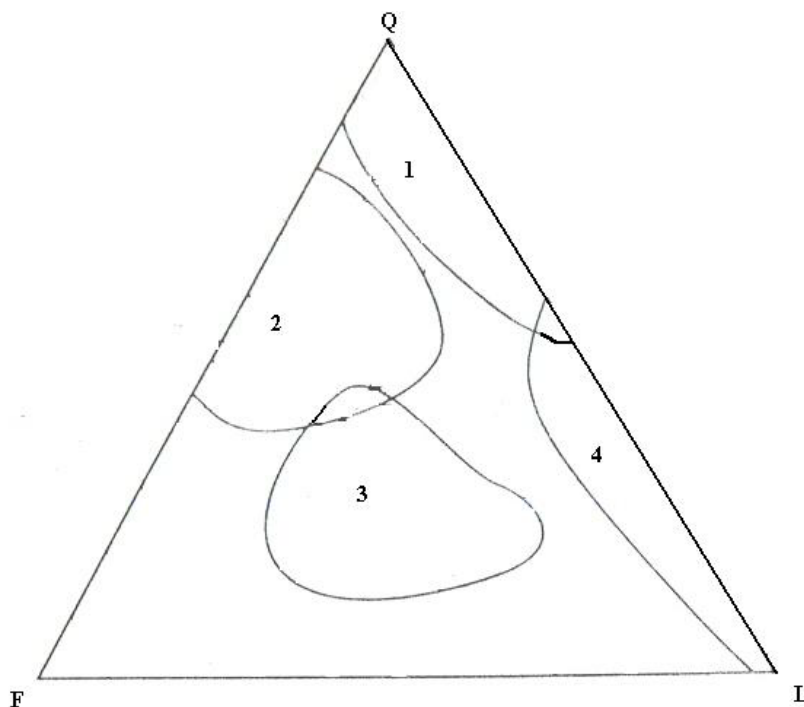
Οι ίδιοι συγγραφείς πάντως, εμπλουτίζοντας το παραπάνω διάγραμμα, κατατάσσουν τα δείγματά μας ως προερχόμενα από την αποσύνθεση τουρβιδιτών μετώπου (φλυσχοειδή σώματα), κάτι που μάλλον δεν μας αντιπροσωπεύει.

Τα περιβάλλοντα διαμελισμένου τόξου περιλαμβάνουν την αποσάθρωση τόσο ηφαιστειακών πετρωμάτων, όσο και την αποσάθρωση συγγενετικών με αυτά πλουτωνικών όγκων (Blatt, 1992).

3.4.2 Κλίμα

Για τον προσδιορισμό του παλαιοκλίματος με χρήση ορυκτολογικών παραμέτρων έχουν προταθεί δύο μέθοδοι. Η πρώτη από τους van de Kamp & Helmold (1991) κάνει χρήση του λόγου χαλαζία προς το άθροισμα χαλαζία και αστρίων. Η χρήση αυτού του λόγου όμως χρίζει ιδιαίτερης

προσοχής, αφού ρόλο παίζει και η πηγή προέλευσης, για παράδειγμα η ύπαρξη ενός αποσαθρούμενου χαλαζιακού σχιστόλιθου στην περιοχή θα αυξήσει τεχνηέντως το άθροισμα χαλαζία και αστρίων (van de Kamp & Leake, 1996). Αυτή ακριβώς είναι και η περίπτωση μας, ώστε αυτή η μέθοδος να μην βρίσκει εφαρμογή στη λεκάνη που μελετάται (υψηλοί δείκτες $Q/(Q+F)$, πίνακας 11).



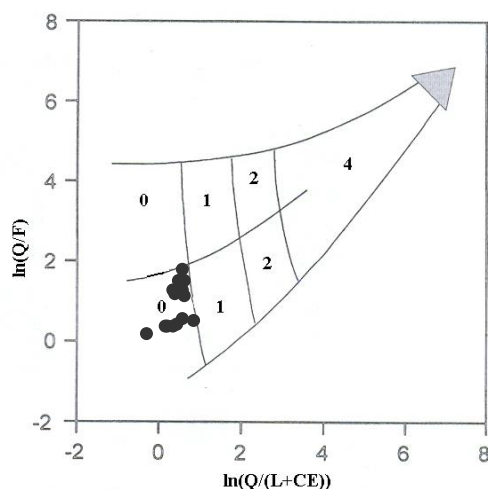
Σχήμα 14. Το τριγωνικό διάγραμμα Q – F – L του Suttner et al. (1981) για τον προσδιορισμό του παλαιοκλίματος. 1=Μεταμορφωμένα πετρώματα σε υγρό κλίμα (humid), 2=Πλουτωνικά πετρώματα σε υγρό κλίμα, 3=Πλουτωνικά πετρώματα σε κλίμα ημίξηρο (semiarid) και 4=Μεταμορφωμένα πετρώματα σε κλίμα ημίξηρο. Σύγκριση με σχήμα 11.

Η δεύτερη μέθοδος προτάθηκε από τους Suttner et al. (1981) με χρήση και πάλι του τριγωνικού διαγράμματος Q – F – L, σχήμα 14. Εδώ τα δείγματά μας δεν προβάλλονται όλα εντός των πεδίων (ανώμαλα δείγματα), αλλά εμφανίζουν μία τάση για υπαγωγή σε υγρό κλίμα όπου δρα κυρίως η χημική αποσάθρωση.

Ο Blatt (1992) σημειώνει ότι γρανίτες με περιεχόμενο ~20% σε χαλαζία, αποσαθρούμενοι σε υγρό κλίμα αποδίδουν άμμο πρώτου κύκλου με ~60% χαλαζία, χωρίς σημαντική μεταφορά. Έτσι καθίσταται εφικτή η δημιουργία καθαρής χαλαζιακής άμμου ως κλαστικό υλικό πρώτου κύκλου.

Ο δείκτης αποσάθρωσης και το διάγραμμα για τον υπολογισμό του, προτάθηκε από τον von Eynatten (2003) για τον προσδιορισμό της έντασης της αποσάθρωσης, ενώ αποτελεί και ένδειξη κλίματος. Προβάλλονται ως νεπέριοι λογάριθμοι οι λόγοι χαλαζία προς αστρίους και χαλαζία προς

το συνολικό άθροισμα θραυσμάτων πετρωμάτων (πυριτικά και ανθρακικά). Τα πεδία εντός του διαγράμματος καθορίζουν τον δείκτη αποσάθρωσης σε κλίμακα από 0 ως 4 (Σχήμα 15).



Σχήμα 15. Διάγραμμα προσδιορισμού του δείκτη αποσάθρωσης. 0=Ελάχιστη ως καθόλου αποσάθρωση, 4=Έντονη αποσάθρωση. Δείκτης αποσάθρωσης ίσος με 0 απαιτεί κλίμα (ημι) ξηρό ή έντονο ορεινό ανάγλυφο.

Παρατηρούμε ότι τα δείγματά μας κατά τη μέθοδο του von Eynatten (2003) προήλθαν από την αποδόμηση άλλων πετρωμάτων σε κλίμα (ημι) ξηρό ή έντονο ανάγλυφο (κυριαρχία φυσικής – μηχανικής αποσάθρωσης και όχι χημικής): Η διάγνωση του κλίματος είναι διαφορετική από αυτή που παρέχει η μέθοδος του Suttner et al. (1981). Γι' αυτό το λόγο η μελέτη της αποσάθρωσης των πρωτολίθων (είδος και βαθμός) θα γίνει με χρήση χημικών δεδομένων σε επόμενο κεφάλαιο της παρούσης, αφού οι ορυκτολογικοί μέθοδοι που χρησιμοποιούνται δεν αποδίδουν σαφή και εννιάα αποτελέσματα.

3.4.3 Περιβάλλον απόθεσης

Το πρόβλημα του αποθετικού περιβάλλοντος έχει επικρατήσει να λύνεται με τη χρήση των ιστολογικών παραμέτρων (κοκκομετρικές καμπύλες) και μέσω της στρωματογραφίας. Κάποια ορυκτά-δείκτες επικουρούν θετικά (π.χ. γλαυκονίτης). Το πρόβλημα αυτό αντιμετωπίζεται αναλυτικά στην παρούσα σε προηγούμενο κεφάλαιο (2^ο). Πάντως, οι Pettijohn et al. (1987) θεωρούν τους λιθαρενίτες είτε αλλούβιους ψαμμίτες που αποτέθηκαν στα πλευρά υψωμάτων ως αποθέσεις μεγάλου πάχους, είτε αλλούβιους ψαμμίτες που αποτέθηκαν σε κρατονικές (σταθερές

τεκτονικά) περιοχές από μεγάλους ποταμούς, είτε τέλος θαλάσσια τουρβιδιτικά σώματα στελέχη μιας φλυσχοειδούς ακολουθίας.

3.4.4 Επαρχία (πηγή προέλευσης)

Με τον όρο *επαρχία* εννοούνται οι αρχικοί λιθολογικοί τύποι που αποσαθρούμενοι παρέχουν το κλαστικό υλικό για το σχηματισμό των ιζημάτων (π.χ. Pettijohn et al., 1987). Οι ίδιοι συγγραφείς αναφέρουν ότι οι λιθαρενίτες είναι δείκτες σχετικά γειτονικής πηγής προέλευσης, ακόμα και ανυψωμένων τεμαχών της λεκάνης απόθεσής τους. Καταδεικνύουν οπωσδήποτε πηγή προέλευσης φλοιού (ηφαιστειακή, ιζηματογενής και χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης), η οποία αντικατοπτρίζεται στα ορυκτά συστατικά τους. Οι περισσότεροι προέρχονται από τη μίξη ιζηματογενών και μεταμορφικών κλαστών, ενώ αργότερα με την πρόοδο της διάβρωσης και την αποκάλυψη βαθύτερων πλουτωνικών σωμάτων αυτοί γίνονται πιο αστριούχοι. Ιδιαίτερα χρήσιμα στον προσδιορισμό της πηγής προέλευσης είναι κάποια ορυκτά δείκτες. Αυτά παρουσιάζονται στους Πίνακες 12 και 13. Από τα παραπάνω φαίνεται ότι ως τέτοια ορυκτά δείκτες, δεν χρησιμοποιούνται τα κοινά πετρογενετικά ορυκτά χαλαζίας και άστριοι. Ο χαλαζίας μπορεί να προέρχεται από μια πλειάδα πηγών, ενώ η ταυτοποίηση της πηγής του, βασιζόμενη κυρίως στα οπτικά χαρακτηριστικά του κάτω από το μικροσκόπιο, κρίνεται από πολλούς συγγραφείς ως μάλλον επισφαλής. Οι άστριοι μπορεί να προέρχονται κυρίως από γρανιτοειδή πετρώματα, γνευσίους και σχιστόλιθους και λιγότερο από γάββρους και βασικά ηφαιστειακά πετρώματα.

Πίνακας 12. Βαριά ορυκτά ως δείκτες πηγής προέλευσης (Feo - Codecido, 1956 και Pettijohn et al., 1987).

Πηγή	Ορυκτά
Όξινα πυριγενή πετρώματα	Ap, Bi, Brk, Hbl, Mon, Mu, Rut, Tit, Tour (ροζ), Zir
Γρανίτες και πηγματίτες	Κασσιτερίτης, Fl, Grnt, Mon, Mu, Tpz, Tour (μπλε), Wlf, ξενότιμο
Βασικά πυριγενή πετρώματα	Aug, Chr, Di, Hyp, Ilm, Mgnt, Ol
Μεταμορφωμένα πετρώματα επαφής	And, Cor, Grnt, Phlog, Sta, Tpz, Ves, Wo, Zoi
Δυναμοθερμικά μεταμορφωμένα πετρώματα	And, χλωριτοειδής, Ep, Grnt, Gla, Ky, Sil, Sta, Tit, Zoi – Czoι
Ανακατεργασμένα ιζήματα	Bar, Fe, Rout, Tour (στρογγυλεμένος), Zir (στρογγυλεμένο)

Ο Blatt (1992) δηλώνει ότι τα ποσοστά και ο τύπος των αστρίων εξαρτώνται από το ρυθμό και τον τύπο της τεκτονικής δραστηριότητας και από τις κλιματικές συνθήκες υπό τις οποίες αποσπώνται οι πρωτόλιθοι. Ειδικά, η ποικιλία του πολυπληθέστερου αστρίου εντός του ιζήματος εξαρτάται κυρίως από το τεκτονικό καθεστώς μέσα στο οποίο ο ψαμμίτης σχηματίζεται.

Πίνακας 13. Βαριά ορυκτά ως δείκτες πηγή προέλευσης κατά Blatt (1992).

Πυριγενή πετρώματα	Μεταμορφωμένα πετρώματα	Πυριγενή και Μεταμορφωμένα
Aeg, Aug, Chr, Ilm, Ol, Trpz	Act, And, Chld, Cord, Di, Ep, Grnt, Gla, Ky, Jad, Rut, Sil, Sta, Trem, Wo	En, Hbl, Hyp, Mgnt, Tit, Tour, Zir

Επεξήγηση των συμβόλων στο Παράρτημα IV.

3.4.4.1 Πετρογραφία της λεκάνης απόθεσης

Αν αποδεχτούμε τις απόψεις των Pettijohn et al. (1987) περί της μικρής απόστασης μεταφοράς και απόθεσης των λιθαρενιτών σε σχέση με την πηγή τους, τότε η μελέτη της πετρογραφίας της λεκάνης απόθεσης οφείλει να αποδώσει θετικές ενδείξεις πηγή προέλευσης. Το Ανατολικό όριο της λεκάνης απόθεσης των λιθαρενιτών αποτελεί το όρος Δύσωρο, τα μεταμορφωμένα πετρώματα του οποίου μελέτησε ο Σιδηρόπουλος (1991). Παρακάτω παρουσιάζονται οι κυριότεροι λιθολογικοί τύποι με χρήση στοιχείων (για το Ανατολικό όριο) αποκλειστικά από τον προηγούμενο συγγραφέα.

α. Πηλινικοί μαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι

Είναι μεσόκοκκα πετρώματα με μικρές εμφανίσεις στο Νότιο τμήμα της λεκάνης του Χέρσου. Είναι πλούσια σε χαλαζία και φυλλόμορφα ορυκτά, κυρίως λευκούς μαρμαρυγίες (ενίοτε διάτρητοι). Περιέχουν ακόμη βιοτίτη (λίγο έως πλήρως εξαλλοιωμένο σε χλωρίτη), πλαγιόκλαστα (ενίοτε και πλήρως σερικιτωμένα), γρανάτη, ρουτίλιο, ±κυανίτη, ±σταυρόλιθο, ±χλωριτοειδή, ±χλωρίτη, ±απατίτη, ±τουρμαλίνη. Χαρακτηριστικές είναι οι μάζες λεπτομερούς λευκού μαρμαρυγία, που φαίνεται να εγκλείει και να αντικαθιστά πλαγιόκλαστα, κυανίτη και σταυρόλιθο. Οι γρανάτες είναι δύο γενεών, οι παλαιότεροι είναι αποστρογγυλεμένοι ως προς τους γρανάτες της δεύτερης γενιάς που εμφανίζονται ιδιόμορφοι, ενώ συνήθως εγκλείουν μικρά σώματα χαλαζία και βελόνες ρουτιλίου. Οι περιφερειακές αλλοιώσεις των γρανατών σε χλωρίτη είναι πολύ κοινές. Κυανίτης εντοπίζεται εντός φακοειδών σωμάτων πλαγιόκλαστου ή και εκτός, οι οποίοι και αυτοί περιφερειακά μετατρέπονται σε μάζες λεπτομερούς λευκού μαρμαρυγία. Επίσης εντός τέτοιων μαζών εντοπίζεται και σταυρόλιθος, ποτέ όμως ταυτόχρονα με κυανίτη. Συχνά απαντώνται

παραμορφωμένοι κρύσταλλοι απατίτη, ενώ βρέθηκε και τουρμαλίνης κρυσταλλωμένος σε στατικές συνθήκες σε θέσεις μαζί με λεπτόκοκκο λευκό μαρμαρυγία, σε θέσεις όπου η ανάδρομη μεταμόρφωση των πετρωμάτων είναι πιο εμφανής. Μεταλλικά ορυκτά είναι παρόντα.

β. Ημιπηλινικοί μαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι

Είναι μεσόκοκκα έως λεπτόκοκκα πετρώματα με έντονη σχιστότητα και πλούσια σε χαλαζία, πλαγιόκλαστα και μαρμαρυγίες. Ακόμη συμμετέχουν βιοτίτης (ενίοτε αλλοιωμένος μερικά ή πλήρως σε χλωρίτη), λευκοί μαρμαρυγίες (ως μεγάλοι κρύσταλλοι ή μάζες ψευδομορφικές κατά κάποιο αφανισμένο πλέον ορυκτό, είτε τέλος ως σερίκίτης από την αλλοίωση πλαγιόκλαστων), γρανάτης, χλωρίτης, απατίτης, ρουτίλιο, $\pm$ επίδοτο, $\pm$ ζοϊσίτης και κλινοζοϊσίτης, $\pm$ τουρμαλίνης, $\pm$ ζιρκόνιο. Ο βιοτίτης υπερισχύει ποσοτικά σε σχέση με τον λευκό μαρμαρυγία. Οι γρανάτες είναι ιδιοβλαστικοί ως υπιδιοβλαστικοί σε κυμαινόμενα μεγέθη (εξαιρετικά μικροί έως και 10 mm σε διάμετρο), ενώ ενίοτε εγκλείουν χαλαζία και ρουτίλιο και όπου η ανάδρομη μεταμόρφωση επέδρασε έντονα εμφανίζοντας περιφερειακές αλλοιώσεις σε χλωρίτη. Συχνά τέλος απαντάται απατίτης, ζιρκόνιο, ρουτίλιο, επίδοτο/ζοϊσίτης και τουρμαλίνης με μήκος κρυστάλλων έως 1 mm, ενώ δε λείπουν και τα μεταλλικά ορυκτά. Αυτός ο λιθολογικός τύπος είναι ο ευρύτερα διαδομένος και συγκροτεί το σύνολο σχεδόν του ορεινού όγκου του Δύσωρου Όρους.

γ. Μετα – αρκοζικά πετρώματα

Εντοπίζονται κυρίως στην περιοχή του Σπανού ποταμού και είναι πετρώματα χωρίς έντονη σχιστότητα, εξαιτίας έλλειψης μαρμαρυγιών, ενώ είναι πολύ πλούσια σε χαλαζία. Ακόμη συμμετέχουν πλαγιόκλαστα (σε μεγάλη σχετικά αναλογία), λευκοί μαρμαρυγίες, βιοτίτης, χλωρίτης, $\pm$ απατίτης, $\pm$ τιτανίτης, $\pm$ αδιαφανή ορυκτά. Τα πλαγιόκλαστα αλλοιώνονται σχεδόν ολοκληρωτικά σε σερίκίτη, ενώ μπορεί να περιέχουν και μικρούς κρυστάλλους βιοτίτη. Επίσης επουσιωδώς εντοπίζονται απατίτης, τιτανίτης και μεταλλικά ορυκτά.

δ. Οφθαλμογενεύσιλοι

Εγκαταλείποντας τη λιθολογική μονάδα των μετα – ιζημάτων με τους λιθολογικούς τύπους που αναπτύχθηκαν παραπάνω, ενδιαφέρον παρουσιάζει η μονάδα των μιγματιτών και ειδικότερα ο τύπος των οφθαλμογενευσίων. Εντοπίζονται κυρίως στις περιοχές Γάβρας, Προφήτη Ηλία, Μονολιθίου και Κορυφής. Είναι χονδρόκοκκα πετρώματα με μεγάλους λευκοκρατικούς οφθαλμούς αποτελούμενους από καλιούχους αστρίους (περθιτιωμένο μικροκλινή), πλαγιόκλαστα και χαλαζία και οφθαλμούς έως και 5 cm. Στη σύστασή τους συμμετέχουν χαλαζίας, καλιούχοι άστριοι, πλαγιόκλαστα (συνήθως σερίκτιωμένα), βιοτίτης (δύο γενιές), ζοϊσίτης, επίδοτο, απατίτης,

ζιρκόνιο, σερικίτης και μεταλλικά ορυκτά. Τα παραπάνω επουσιώδη ορυκτά εντοπίζονται στα μελανοσώματα των πετρωμάτων μαζί με τον βιοτίτη της πρώτης γενιάς. Ειδικά, οι οφθαλμογενεύσιοι του Προφήτη Ηλία περιέχουν επουσιωδώς και τιτανίτη, ενώ στους οφθαλμογενεύσιους του Μονολιθίου και της Κορυφής απουσιάζουν οι καλιούχοι άστριοι, ενώ τα πλαγιόκλαστα είναι έντονα σερικιτιωμένα, πολλές φορές παραχωρώντας τη θέση τους σε συσσωματώματα λεπτομερούς λευκού μαρμαρυγία (αντίστοιχα και ο ζοϊσίτης).

ε. (μετα) Εκλογιτικά πετρώματα

Τέτοια πετρώματα εντοπίζονται ως σώματα μικρών διαστάσεων στις περιοχές Παλατιανού, Αντιγόνειας, Μονολιθίου και Κεντρικού. Η αρχική παραγένεση γρανάτης + ομφακίτης έχει διατηρηθεί μόνο στην περίπτωση του Παλατιανού, εξαιτίας μεταγενέστερων μεταμορφικών επεισοδίων. Ειδικά, ο εκλογίτης του Παλατιανού αποτελείται από γρανάτη (ιδιοβλαστικό με εγκλείσματα ρουτιλίων και ενίοτε ομφακίων), ομφακίτη, ρουτίλιο (ως εγκλείσμα σε γρανάτες, ομφακίτες ή αυτόνομα) και ζοϊσίτη (που εγκλείει ομφακίτη ή γρανάτη). Στα όρια μεταξύ γρανάτη – ομφακίτη και ομφακίτη – ομφακίτη αναπτύσσονται συμπλεκτίτες κλινοφυρόξενου και πλαγιόκλαστου, ενώ στις περιφέρειες αυτών των πετρωμάτων κυριαρχούν οι συμπλεκτίτες, εντός των οποίων διασώζονται υπολείμματα μόνο κλινοφυρόξενων.

Οι υπόλοιποι μεταεκλογίτες εμφανίζονται ως φακοί εντός περιβαλλόντων πετρωμάτων και είναι πιο αδρόκοκκοι, με παράδειγμα παραγένεσης γρανάτης, κεροστίλβη, χαλαζία, πλαγιόκλαστα, ζοϊσίτης, απατίτης, ιλμενίτης, ρουτίλιο και μαγνητίτης.

στ. Στρωματώδεις αμφιβολίτες και υπερβασικά πετρώματα

Σε αυτή την ομάδα εντάσσει ο Σιδηρόπουλος (1991) και αμφιβολιτικά πετρώματα που εντοπίζονται στα χωριά Κορομηλιά, Αγία Κυριακή και Πλαγιά. Είναι χαρακτηριστική η στρωμάτωση που παρουσιάζουν με εναλλαγές στρωμάτων πλούσιων σε κεροστίλβες, με στρώματα πλούσια σε πλαγιόκλαστα (συχνά σερικιτιωμένα), με τις κεροστίλβες να εγκλείουν χαλαζία, απατίτη και τιτανίτη. Υπάρχουν ακόμη και συγκεντρώσεις εξαιρετικά λεπτόκοκκου ζοϊσίτη και επιδότου ως τα προϊόντα αλλοίωσης των πλαγιόκλαστων.

Τα (μετα) υπερβασικά πετρώματα εντοπίζονται στις περιοχές Κορυφής, Αμαράντων, Πλατανιών, Βάθης, Δίβουνου, Σπυργίτη, Παλατιανού και Γκραδίτσας. Ως κύριο συστατικό εμφανίζουν σερπεντίνη (αντιγορίτης), ενώ κατά τόπους υπάρχουν υπολείμματα του αρχικού υπερβασίτη με ολιβίνη, τρεμολίτη, τάλκη, βασίτες κατά ορθοφυρόξeno, κλινοφυρόξeno και αμφίβολο. Φυρόξenoι όμως δεν βρέθηκαν, ενώ μαγνητίτης και αιματίτης συμμετέχουν σε όλα τα υπερβασικά πετρώματα.

ζ. Γρανίτης του Μυριόφυτου

Στο Βόρειο άκρο της λεκάνης του Χέρσου και στην τεκτονική επαφή μεταξύ Σερβομακεδονικής Μάζας και Περιοδοπικής Ζώνης, εντοπίζεται ως τεκτονικό λέπι ένα πλουτωνικό σώμα. Αυτό το σώμα το Ι.Γ.Μ.Ε. (1990) το ταυτίζει με το γρανίτη του Μυριόφυτου που είναι υδροθερμικά αλλοιωμένος και θεωρείται διμαρμαρυγιακός γρανίτης «τύπου Αρναίας – Μυριόφυτου». Ο Σιδηρόπουλος (1991) αποφαινεται ότι αν και εμφανισιακά όμοιος, δεν πρέπει να έχει άλλη σχέση με τον πλουτωνίτη της Αρναίας. Το σύνολο του γρανιτικού συμπλέγματος της Κερκίνης μελέτησαν οι Christofides et al. (1999), το οποίο θεωρούν ότι περιλαμβάνει τον γρανίτη του Μυριόφυτου μαζί με αυτόν των Μουριών και της Καστανούσας. Ο γρανίτης του Μυριόφυτου (και άρα και το τεκτονικό λέπι που μας ενδιαφέρει) αποτελείται από χαλαζία, καλιούχο άστριο (κυρίως περθιτωμένο μικροκλίνη), πλαγιόκλαστο (αλβίτη), βιοτίτη (συχνά αλλοιούμενο σε χλωρίτη και ενίοτε σε επίδοτο και Fe – Ti – οξειδία) και επουσιωδώς σουλφίδια, ζirkόνιο, αλλανίτη, απατίτη, φθορίτη και τιτανίτη.

η. Περμοτριάδικά ηφαιστειακά πετρώματα και συνοδά Μεσοζωικά ιζήματα

Εμφανίζονται κατά μήκος του Δυτικού ορίου της λεκάνης του Χέρσου και αποτελούν μία ακολουθία ουσιαστικά, με Περμοτριάδικά τουρβιδιτικά υλικά (σχηματισμός Εξαμιλίου) και μετα-ηφαιστειακά πετρώματα στη βάση και Μεσοζωικά ανθρακικά και έναν φλύσχη στα ανώτερα σημεία της. Δε θα ασχοληθούμε λεπτομερώς με αυτά τα πετρώματα, γιατί η συμμετοχή τους στα κλαστικά υλικά που εξετάζονται είναι ελάχιστη. Ειδικά, για τα ηφαιστειακά πετρώματα οι Pettijohn et al. (1987) το φαινόμενο αυτό το αποδίδουν στην προστασία που προσφέρει η υαλώδης μάζα στους εντός αυτής κρυστάλλους, που για να αποκαλυφθούν χρειάζεται έντονη μηχανική καταπόνηση. Μπορεί όμως να είναι σημαντική η συμμετοχή τους στα κλάσματα των κροκάλων.

3.4.4.2 Πηγή προέλευσης των ιζημάτων

Χρησιμοποιώντας και αντιπαραβαλλοντας την πετρογραφία των λιθαρενιτών με την αντίστοιχη των πετρωμάτων που συγκροτούν τη λεκάνη, μπορούμε αμέσως να παρατηρήσουμε τη σαφή συγγένεια των πρώτων με τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Ανατολικού ορίου της λεκάνης του Χέρσου. Ειδικά, τα επουσιώδη μεταμορφικά ορυκτά (κυανίτης, σταυρόλιθος, ρουτίλιο, επίδοτο, ζοϊσίτης και κλινοζοϊσίτης) προδίδουν αμέσως τις πηγές τους. Η συμμετοχή του απατίτη μπορεί να αποδοθεί σε συνεισφορά και του Βόρειου πλουτωνίου σώματος και των Ανατολικών μεταμορφωμένων πετρωμάτων, ενώ ο τουρμαλίνης αν και θεωρείται από τους Feo - Codecido (1956), Pettijohn et al. (1987) και Blatt (1992) πυριγενές ορυκτό, εντούτοις δε φαίνεται να

συμμετέχει στην παραγένεση του πλουτωνικού σώματος (Christofides et al., 1999), ενώ είναι κοινή η εμφάνισή του στα σχιστολιθικά μεταμορφωμένα πετρώματα (Σιδηρόπουλος, 1991). Χαρακτηριστικά είναι τα συσσωματώματα λεπτομερούς λευκού μαρμαρυγία που εγκλείουν μεταμορφικά ορυκτά, ώστε η προέλευσή τους να μπορεί να αποδοθεί μόνο στα πετρώματα του Ανατολικού περιθωρίου.

Μια προσπάθεια ποσοτικής μοντελοποίησης της παροχής κλαστικού υλικού από τα γειτονικά της λεκάνης πετρώματα κρίθηκε μάλλον επισφαλής, εξαιτίας της δυσκολίας προσδιορισμού της προέλευσης των κύριων πετρογενετικών ορυκτών (χαλαζίας, άστριοι και μοσχοβίτης), με τη χρήση της μικροσκοπίας. Σε κάθε περίπτωση πάντως η προσφορά κλαστικού υλικού μπορεί με ασφάλεια να αποδοθεί κυρίως στα μεταμορφωμένα πετρώματα του Ανατολικού περιθωρίου, ενώ δε μπορεί να αποκλειστεί και μία μικρή έστω προσφορά υλικού από τον πλουτωνίτη, κάτι στο οποίο συνηγορεί και η μεγάλη έκταση αυτών των πετρωμάτων. Είναι χαρακτηριστική πάντως η απουσία πρακτικά των ανθρακικών κλαστών από την παραγένεση των λιθαρενιτών, κάτι που δείχνει και την απουσία προσφοράς υλικού από τα ανθρακικά πετρώματα που εμφανίζονται στα Δυτικά, αλλά κυρίως στα Νότια της λεκάνης του Χέρσου. Επίσης, η απουσία σανίδινου και υαλώδους ή αφανιτικής (λεπτοκρυσταλλικής) μάζας που διαπιστώνεται από τη μικροσκοπική εξέταση των λιθαρενιτών, καταδεικνύει και την απουσία συμμετοχής σε κλάστες των μεταηφαιστίτων στα Δυτικά όρια της λεκάνης, κάτι που μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως ένδειξη ότι καθ' όλο το Τεταρογενές τα υδατικά ρεύματα που είναι υπεύθυνα για την απόθεση των κλαστικών υλικών, απόπλυναν σχεδόν αποκλειστικά τον ορεινό όγκο του Δύσωρου Όρους.

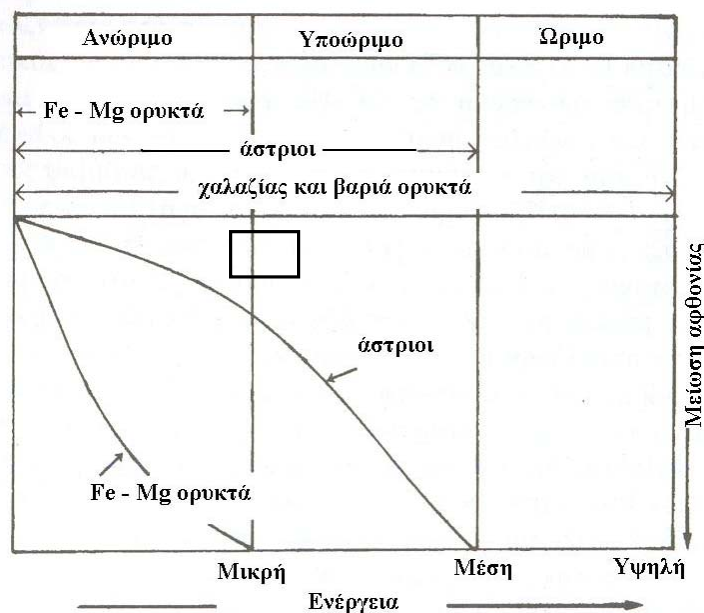
Ειδικότερα, από την παρατήρηση των παραγενέσεων των ιζημάτων, οι γρανατούχοι μαρμαρυγιακοί λιθαρενίτες φαίνεται να προήλθαν από την αποσάθρωση κυρίως των πηλιτικών και ημιπηλιτικών μαρμαρυγιακών σχιστολίθων, ενώ ο τιτανίτης που βρέθηκε μπορεί να έχει ως πηγή είτε τα μετααρκοζικά πετρώματα, είτε το πλουτωνικό λέπι. Ο μαρμαρυγιακός αστριούχος λιθαρενίτης φαίνεται να προήλθε σχεδόν αποκλειστικά από την αποσάθρωση των πηλιτικών μαρμαρυγιακών σχιστολίθων, ενώ για τη δημιουργία του γρανατούχου μαρμαρυγιακού αστριούχου λιθαρενίτη πρέπει να συνέβαλαν τα παραπάνω μεταμορφωμένα πετρώματα, αλλά και οι μιγματίτες και ο εκλογίτης του Παλατιανού. Αν και κλινοπυρόξενο περιέχουν στην παραγένεσή τους τα μεταϋπερβασικά πετρώματα της περιοχής, η συμμετοχή τους μάλλον πρέπει να αποκλειστεί, αφού δε βρέθηκαν στους λιθαρενίτες τα υπόλοιπα ορυκτά της παραγένεσής τους (τάλκης, ολιβίνης, κεροστίλβη και σερπεντίνης). Τέλος, στην παραγένεση του εδαφικού προφίλ συμμετέχει πλέον και κεροστίλβη, οπότε δεν μπορεί να αποκλειστεί η προσφορά της από τους μεταεκλογίτες (και όχι τους μεταϋπερβασίτες, για τους παραπάνω λόγους), ενώ ο κλινοζοϊσίτης μαρτυρά την προσφορά υλικού από τους ημιπηλιτικούς μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους. Τα παραπάνω υποστηρίζουν την

αποκλειστική σχεδόν προσφορά υλικού από το μεταμορφωμένο σύμπλεγμα στα Ανατολικά της λεκάνης, ενώ η προσφορά υλικού από το πλουτωνικό λέπι δε μπορεί να αποκλειστεί.

Θα επανέλθουμε εκτενέστερα στο πρόβλημα της πηγής προέλευσης και του τεκτονικού περιβάλλοντος σχηματισμού των λιθαρενιτών στο επόμενο κεφάλαιο της γεωχημείας.

3.5 Ορυκτολογική ωριμότητα

Η ορυκτολογική ωριμότητα των κλαστικών ιζημάτων προσδιορίζεται με βάση το περιεχόμενό τους σε χαλαζία, αστρίους, βαριά ορυκτά και σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά. Οι ώριμοι ψαμμίτες περιέχουν σχεδόν αποκλειστικά χαλαζία και βαριά ορυκτά, ενώ οι ορυκτολογικά ανώριμοι περιέχουν επιπροσθέτως και αστρίους και σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά. Επειδή ανώριμοι ψαμμίτες περιέχουν ευπαθή στην αποσάθρωση ορυκτά (π.χ. ασβεστιούχους αστρίους), μπορεί να θεωρηθεί ότι το σημείο απόθεσής τους είναι κοντά στην πηγή που παρέχει το κλαστικό υλικό για τη δημιουργία τους (Pettijohn et al., 1987, Sawyer, 1986 και Τσιραμπίδης, 2004).



Σχήμα 16. Στάδια ορυκτολογικής ωριμότητας κατά Weller (1960).

Η ορυκτολογική ωριμότητα προσδιορίζεται ποιοτικά με βάση τα στάδια που πρότεινε ο Weller (1960) και παρουσιάζονται στο σχήμα 16. Συγκρίνοντας το παραπάνω σχήμα με τα ορυκτολογικά μας δεδομένα, διαπιστώνουμε ότι οι λιθαρενίτες και οι αστριούχοι λιθαρενίτες του Χέρσου είναι ορυκτολογικά ανώριμοι αφού περιέχουν σε σημαντικά ποσοστά αστρίους και σιδηρομαγνησιούχα

ορυκτά (π.χ. πυρόξενοι). Για την ορυκτολογική τους ανωριμότητα συνηγορεί και η μορφολογία των κόκκων τους που είναι υπογωνιώδεις έως υποστρογγυλεμένοι. Με αυτή την παρατήρηση συμβαδίζει η πηγή προέλευσης τους, αλλά και το νεαρό της γεωλογικής τους ηλικίας. Ειδικά, υπέρ της γειτονικής τους πηγή προέλευσης συνηγορεί και ο χαμηλός βαθμός χημικής αποσάθρωσης, όπως θα δούμε στο επόμενο κεφάλαιο της γεωχημείας.

Κεφάλαιο 4^ο

ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

4.1 Εισαγωγή

Η χημική σύσταση των ιζηματογενών πετρωμάτων καθορίζεται κύρια από την αντίστοιχη σύσταση των αποσαθρούμενων πρωτολίθων, ενώ μπορεί αργότερα να τροποποιηθεί, εξαιτίας της διαγένεσης (Pettijohn et al., 1987, Rollinson, 1998). Η ίδια η αποσάθρωση και η μεταφορά αφήνουν επίσης την υπογραφή τους στη χημική σύσταση των κλαστικών ιζηματογενών πετρωμάτων, εξαρτώμενες με τη σειρά τους από το χρονικό εύρος κατά το οποίο οι πρωτόλιθοι ήταν εκτεθειμένοι στη δράση τους. Ειδικότερα, οι χημικές αλλαγές κατά την απόθεση των κλαστών εξαρτώνται από το περιβάλλον απόθεσης (Rollinson, 1998). Οι Blatt et al. (1972) εφιστούν την προσοχή μας ειδικά στη διαγένεση των κλαστικών υλικών, εξαιτίας των χημικών αλλαγών που αυτή συνεπάγεται από την κινητοποίηση στοιχείων και τον εμπλουτισμό άλλων, ώστε οι χημικές αναλύσεις ολικού πετρώματος να χρήζουν ιδιαίτερης προσοχής στην ερμηνεία τους. Οι Armstrong – Altrin et al. (2004) τονίζουν τη σημασία που έχει στην τελική χημική σύσταση των κλαστικών ιζημάτων η φυσική (μηχανική) τους ταξινόμηση (κλασμάτωση), ενώ επίσης τονίζουν τη σημασία των γεωχημικών δεδομένων για την αποκάλυψη της επιρροής των διάφορων διεργασιών επί των κλαστικών ιζημάτων. Στους παραπάνω παράγοντες που καθορίζουν τη χημική σύσταση των κλαστικών ιζημάτων, ο Sawyer (1986) προσθέτει και το βαθμό ορυκτολογικής ωριμότητάς τους.

Για τη γεωχημική μελέτη των Τεταρτογενών κλαστικών ιζημάτων της ανόρυξης πάρθηκε ποσότητα από το κλάσμα 0,5-1 mm κάθε δείγματος. Κάθε δείγμα κονιοποιήθηκε σε αχάτινο γουδί και σε μύλο βολφραμίου για την παρασκευή κόνεως αναφούς, η οποία αναλύθηκε με τη μέθοδο της ατομικής απορρόφησης. Ελήφθησαν συνολικά 16 δείγματα και οι αναλύσεις έγιναν στα εργαστήρια του Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. Τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων παρουσιάζονται στον πίνακα 14.

4.2 Διαγράμματα μεταβολής των οξειδίων

Αυτά είναι τα γνωστά διαγράμματα Harker, με τα οποία μπορούν να διακριθούν τάσεις, εξαιτίας της μίξης των διαφορετικών συστατικών που συνιστούν το κλαστικό ίζημα. Ως τετμημένη (ανεξάρτητη μεταβλητή) επιλέγεται το SiO_2 , ως σταθερό οξείδιο στις συνθήκες αποσάθρωσης, ενώ άλλοι συγγραφείς προτείνουν και το Al_2O_3 ως επίσης ακίνητο (έως δυσκίνητο) ή ακόμη και το TiO_2 (π.χ. Nesbitt, 1979, van de Kamp & Leake, 1996). Πάντως οι Bland & Rolls (1998) εκφράζουν τη δυσπιστία τους όσον αφορά ειδικά τη χρήση του Al_2O_3 , επικαλούμενοι πρόσφατα πειράματα που αποδεικνύουν την απομάκρυνσή του. Οι Argast & Donnelly (1987) και Lindsey (2000) δείχνουν ότι μη καλή συσχέτιση (καμπύλες ή νέφη) σε αυτά τα διαγράμματα μπορεί να προκύψει από τη μίξη τριών ορυκτών συστατικών τουλάχιστον, κάτι που αποτελεί και την περίπτωση μας (βλ. Κεφάλαιο 3^ο). Τα διαγράμματα μεταβολής των λιθαρενιτών του Χέρσου παρουσιάζονται στο σχήμα 17, όπου είναι εμφανής αυτός ο διασκορπισμός των προβαλλόμενων στοιχείων. Στο σχήμα 18 παρουσιάζονται τα γεωχημικά προφίλ, δηλαδή η διακύμανση των ποσοστών των οξειδίων με το βάθος δειγματοληψίας. Με τα τελευταία είναι δυνατό να παρατηρήσουμε την ορυκτολογική και γεωχημική εξέλιξη των παραπάνω πετρωμάτων με το χρόνο. Είναι επίσης δυνατό να γίνουν και ποιοτικοί συσχετισμοί μεταξύ οξειδίων και ορυκτών, ώστε να προσδιοριστεί ποιό από τα ορυκτά καθορίζει κατά κύριο λόγο τη συμμετοχή (ποσοστά) των οξειδίων στο πέτρωμα. Ειδικά, για τους συσχετισμούς οι Chuh et al. (2001) κάνουν χρήση προβολών ζευγών οξειδίου και ορυκτού, για να εντοπίσει το βαθμό συσχετισμού μεταξύ τους και άρα κατά πόσο κάποιο ορυκτό ελέγχει τη συμμετοχή κάποιου οξειδίου (π.χ. K_2O – καλιούχοι άστριοι). Ο Saito (1998) ανάλογα με τα εύρη διακύμανσης των οξειδίων (ή λόγων οξειδίων) από τη χημική ανάλυση των ιζημάτων, διακρίνει γεωχημικές ενότητες επί του προφίλ των γεωτρήσεων και γεωχημικά στάδια. Τα στοιχεία που χρησιμοποιεί για τη διάκριση των σταδίων (ως οξείδια) είναι τα Fe_{total} , Ca^{+2} , Na^+ και K^+ . Ο ίδιος συγγραφέας, κατά τη μελέτη ιζημάτων της Ανατολικής Γροιλανδίας, θεωρεί ότι ο λόγος νατρίου προς σίδηρο είναι ενδεικτικός της προσφοράς πλουτωνικών κλαστών στο ίζημα, επειδή η συμμετοχή ηφαιστειακών κλαστών ελαττώνει τα ποσοστά του νατρίου και αυξάνει τα ποσοστά του ολικού σιδήρου. Σε κάθε περίπτωση, η πετρογραφική παρατήρηση και εδώ θα αποτελέσει τη βάση για την αποδοχή ή μη των συσχετισμών των γεωχημικών δεδομένων.

α. TiO_2

Το περιεχόμενο του TiO_2 παρουσιάζει μείωση με αύξηση του SiO_2 στους αστριούχους λιθαρενίτες (αρνητική συσχέτιση) κυμαινόμενο από 0,08% έως 0,35%, ενώ στους λιθαρενίτες είναι ανεξάρτητο σε σχέση με το ποσοστό του SiO_2 , εώς ελαφρά θετικά συχετισμένο κυμαινόμενο σε ποσοστά από 0,12% έως 0,25%. Τα ποσοστά του στο πέτρωμα ελέγχονται από τα ορυκτά που το φιλοξενούν, τα οποία κατά τους Deer et al. (1971, 1998) είναι οι μαρμαρυγίες (μοσχοβίτης και βιοτίτης), ο τιτανίτης και το ρουτίλιο, οι γρανάτες, ο σταυρόλιθος, το επίδοτο (με τον ζοϊσίτη και κλινοζοϊσίτη), ο τουρμαλίνης, τα μεταλλικά ορυκτά (π.χ. ιλμενίτης) και σε μικρότερο βαθμό οι κλινοπυρόξεντοι, οι χλωρίτες και οι άστριοι (αλκαλιούχοι και πλαγιόκλαστα). Ο Hutton (1982) σημειώνει ότι το Ti^{+4} φιλοξενείται σε ορυκτά πολύ ανθεκτικά στην αποσάθρωση και ως κύριους φορείς του, ειδικά στα εδάφη, θεωρεί τα ορυκτά ρουτίλιο (υψηλής θερμοκρασίας πολύμορφο TiO_2), ανατάση (χαμηλής θερμοκρασίας πολύμορφο TiO_2), βρουκίτη (TiO_2 , δευτερογενές και ενδιάμεσο των προηγούμενων δύο, σε μεταμορφωμένα πετρώματα), ιλμενίτη (FeTiO_3 , «τιτανιούχος αιματίτης») και τιτανίτη (CaTiSiO_5 , «σφήνα»).

β. Al_2O_3

Είναι σαφής η αρνητική συσχέτιση του Al_2O_3 με το SiO_2 και στους δύο λιθολογικούς τύπους, με την τάση στους λιθαρενίτες να παρουσιάζει ελαφρά πίο απότομη κλίση από την αντίστοιχη των αστριούχων λιθαρενιτών. Τα ποσοστά του κυμαίνονται από 4,18% έως 6,59% και 4,17% έως 6,27%, αντίστοιχα. Οι Pettijohn et al. (1987) θεωρούν ότι σχετίζεται με την αφθονία πρωτίστως των αστρίων και μαρμαρυγιών και δευτερευόντως των πυροξένων και επιδότου. Οι Σολδάτος & Κασώλη – Φουρναράκη (1986) τονίζουν ότι αν οι ταχύτητες αποσάθρωσης των πυριτικών ορυκτών είναι υψηλές, τότε το Al_2O_3 εμπλουτίζεται στο πέτρωμα σε σχέση με το SiO_2 , κάτι που δε συμβαίνει στην περίπτωση μας. Ο Lindsey (2000) αποδίδει αυτή την αρνητική συσχέτιση μεταξύ Al_2O_3 και SiO_2 στην απομάκρυνση (αποσάθρωση) των τεκτοπυριτικών ορυκτών και την τεχνηέντως έτσι αυξημένη συμμετοχή του χαλαζία στα πετρώματα. Οι Chuhan et al. (2001) θεωρούν τους καλιούχους αστρίους, τα πλαγιόκλαστα και τους μαρμαρυγίες ως τα ορυκτά που ρυθμίζουν το περιεχόμενο σε Al_2O_3 .

γ. $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$

Το περιεχόμενο σε $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ παρουσιάζει έντονα μείωση με αύξηση του SiO_2 στους αστριούχους λιθαρενίτες (αρνητική συσχέτιση) κυμαινόμενο από 1,22% έως 3,83%, ενώ στους λιθαρενίτες εμφανίζεται ανεξάρτητο σε σχέση με το ποσοστό του SiO_2 κυμαινόμενο σε

ποσοστά από 1,47% έως 2,89%. Οι Pettijohn et al. (1987) αποδίδουν την παρουσία Fe^{+2} και Fe^{+3} κυρίως στους μαρμαρυγίες και στα οξειδιά τους (π.χ. αιματίτης) και λιγότερο στους αστρίους, ενώ οι Blatt et al. (1972) αποδίδουν τη συμμετοχή του στο πέτρωμα στα σιδηροοξειδία, τον βιοτίτη και την κεροστίλβη. Ο Τρώντσιος (1991) το αποδίδει στη συμμετοχή του χλωρίτη και λιγότερο του βιοτίτη, αφού ο τελευταίος εύκολα εξαλλοιώνεται (βλ. και Κεφάλαιο 3^ο).

δ. Na_2O και K_2O

Στους λιθαρενίτες είναι εμφανής η αρνητική συσχέτιση του Na_2O με το SiO_2 ενώ στους αστριούχους λιθαρενίτες εμφανίζεται ελαφρά θετικά συχρητισμένο ως πρακτικά ασυσχέτιστο. Στους πρώτους κυμαίνονται τα ποσοστά του από 0,81% έως 1,37% και στους δεύτερους από 0,80% έως 1,12%. Οι Pettijohn et al. (1987) θεωρούν ότι το σύνολο σχεδόν του περιεχόμενου των αλκαλίων στους αδρόκοκκους ψαμμίτες οφείλεται στη συμμετοχή των αλκαλιούχων αστρίων και του μοσχοβίτη, ενώ το K^+ κατά κανόνα είναι αφθονότερο του Na^+ , κάτι που συμβαίνει και στην περίπτωση μας (Πίνακας 14). Οι Blatt et al. (1972) συμπληρώνουν ότι αυτό οφείλεται στη μεγαλύτερη αντοχή που εμφανίζουν οι αλκαλιούχοι άστριοι σε σχέση με τα πλαγιόκλαστα και τα σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά στην υδρόλυση. Ο Τρώντσιος (1991) θεωρεί το K^+ δείκτη αφθονίας των μαρμαρυγιών (μοσχοβίτη, ιλλίτη) σε περιπτώσεις απουσίας αστρίων (αργιλικά κλάσματα). Αυτό συμπεριφέρεται πανομοιότυπα με το Na^+ και τα ποσοστά του κυμαίνονται από 1,10% έως 1,67% στους λιθαρενίτες και από 1,07% έως 1,68% στους αστριούχους λιθαρενίτες. Οι Cohen & Ward (1991) θεωρούν ότι τα Fe, Mg, K και Na συγκεντρώνονται κυρίως στα φυλλοπυριτικά ορυκτά. Ειδικά στα εδάφη, ο Huang (1982) πιστεύει ότι την κύρια πηγή Ca^{+2} , K^+ και Na^+ αποτελούν οι άστριοι.

ε. CaO και MgO

Και οι δύο λιθολογικοί τύποι εμφανίζουν αρνητική συσχέτιση του CaO με το SiO_2 , οι αστριούχοι λιθαρενίτες σαφώς πιο έντονη. Τα ποσοστά του CaO κυμαίνονται από 0,23% έως 1,53% στους λιθαρενίτες και μεταξύ 0,27% και 0,8% στους αστριούχους λιθαρενίτες. Κατά τους Pettijohn et al. (1987) τα ποσοστά του Ca^{+2} οφείλονται κυρίως στον ασβεστίτη και στα ασβεστιούχα πλαγιόκλαστα, ενώ μικρή συμμετοχή αποδίδουν και στους χλωρίτες. Εξαιτίας της απουσίας πρακτικά ασβεστίτη στα δείγματά μας, μάλλον τα πλαγιόκλαστα (κυρίως) πρέπει να είναι υπεύθυνα για τα ποσοστά ασβεστίου στους λιθαρενίτες του Χέρσου. Οι παραπάνω συγγραφείς παρατηρούν ότι το Ca^{+2} είναι συνήθως περισσότερο του Mg^{+2} , ένας κανόνας που φαίνεται να ακολουθείται και εδώ.

Όσον αφορά το MgO , η συμπεριφορά των τάσεων είναι παρόμοια με αυτήν του CaO , με τους αστριούχους λιθαρενίτες να εμφανίζουν σαφέστερη αρνητική συσχέτιση με τα ποσοστά του SiO_2 . Τα ποσοστά του MgO στους αστριούχους λιθαρενίτες κυμαίνονται από 0,19% έως 0,39% και στους λιθαρενίτες κυμαίνονται από 0,15% έως 0,47%. Οι Pettijohn et al. (1987) αποδίδουν το Mg^{+2} στους χλωρίτες και το δολομίτη, ενώ ένα μεγάλο ποσοστό του πρέπει να οφείλεται και στο μοσχοβίτη (Deer et al., 1971). Ειδικά στα εδάφη, ο Huang (1982) πιστεύει ότι την κύρια πηγή Ca^{+2} και Mg^{+2} αποτελούν οι πυρόξενοι και οι αμφίβολοι. Ο Sawyer (1986) αποδίδει τα ποσοστά του MgO και του TiO_2 στη συμμετοχή του βιοτίτη και του πυροξένου στην παραγένεση του πετρώματος. Τέλος, οι Cohen & Ward (1991) αποδίδουν τη συμμετοχή του ασβεστίου πρώτα στον απατίτη και τη γύψο, μετά στον ασβεστίτη και τέλος στο ανορθιτικό πλαγιόκλαστο.

στ. MnO και P_2O_5

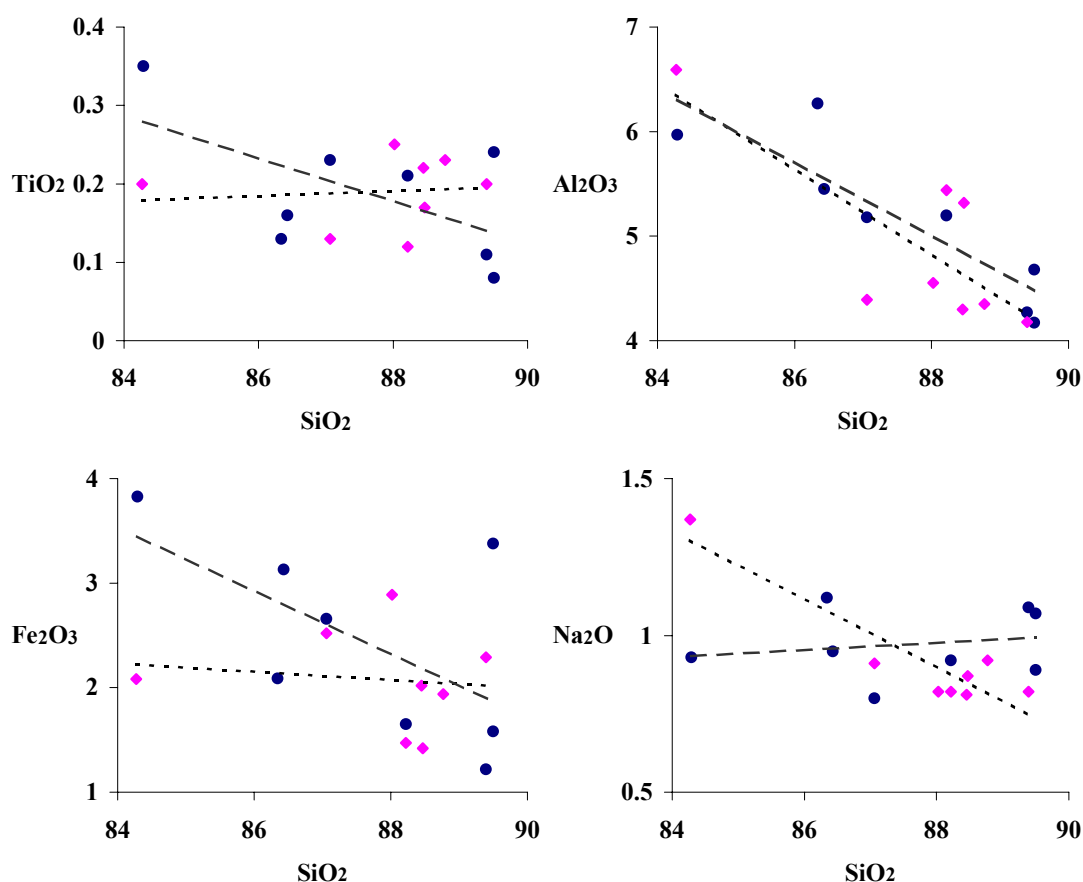
Τα δύο αυτά οξείδια εξετάζονται μαζί, εξαιτίας της πολύ μικρής συμμετοχής που έχουν στους μελετούμενους λιθαρενίτες.

Κατά τη μεταβολή του ποσοστού του P_2O_5 με το SiO_2 , στους αστριούχους λιθαρενίτες δεν είναι εμφανής μία έντονη συσχέτιση, ενώ μία ελαφρά αρνητική συσχέτιση φαίνεται για τους λιθαρενίτες. Τα ποσοστά του P_2O_5 στους δύο λιθολογικούς τύπους κυμαίνονται από 0,04% έως 0,16% και από 0,03% έως 0,10%, αντίστοιχα. Η παρουσία του φωσφόρου πρέπει μάλλον να αποδοθεί στη συμμετοχή κυρίως του απατίτη στα κρυσταλλικά πετρώματα.

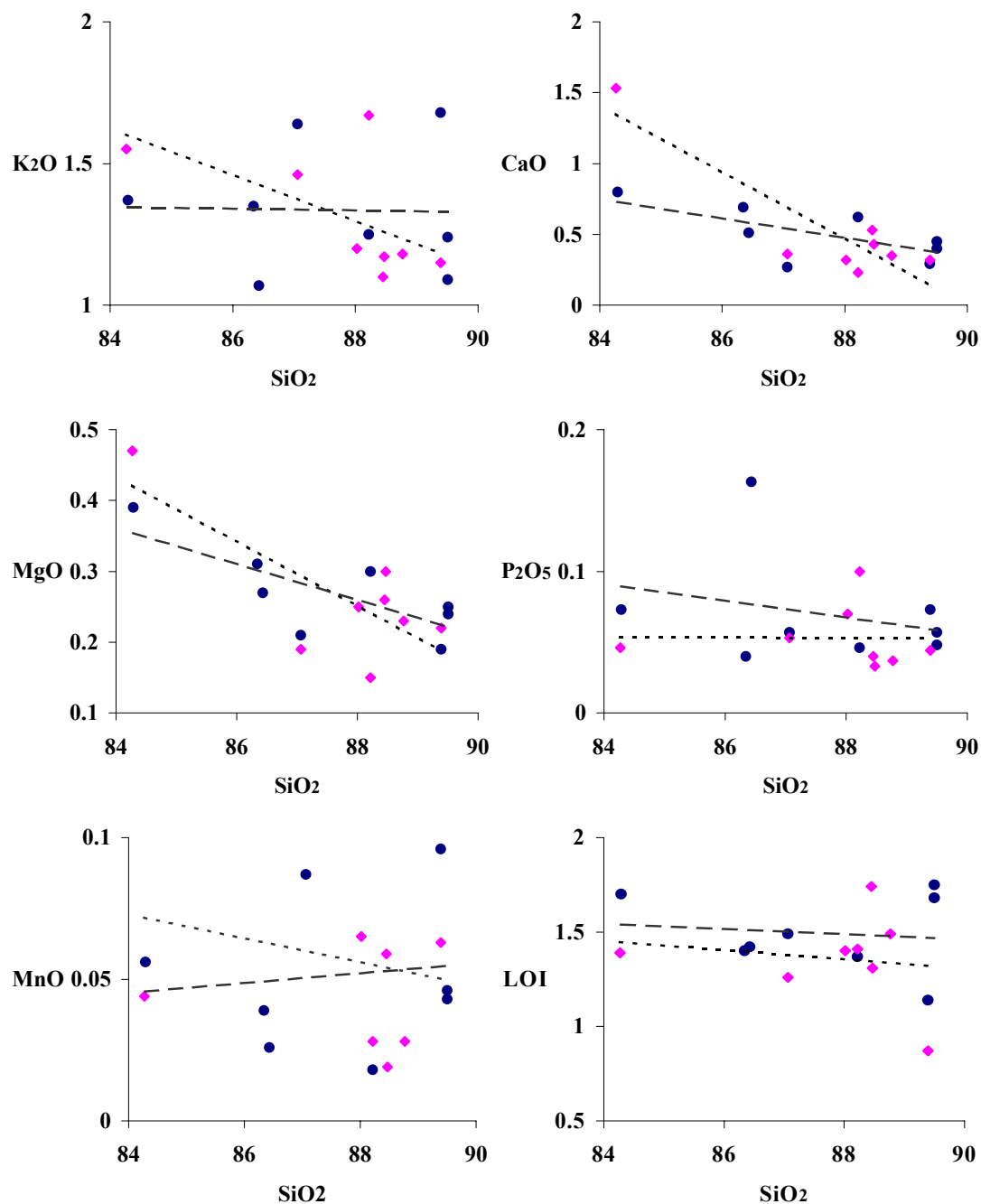
Τα ποσοστά του MnO κυμαίνονται από 0,02% έως 0,10% στους αστριούχους λιθαρενίτες και από 0,02% έως 0,07% στους λιθαρενίτες. Στους πρώτους εμφανίζεται αρνητική η συσχέτιση μεταξύ MnO και SiO_2 , ενώ στους δεύτερους τα δύο οξείδια φαίνεται πως συσχετίζονται μάλλον θετικά. Η παρουσία του MnO στα εδάφη αποδίδεται από τον Mc Kenzie (1982) στην παρουσία οξειδίων και υδροξειδίων του Mn^{+2} (π.χ. πυρολουσίτης). Οι Cohen & Ward (1991) σχετίζουν το μαγγάνιο με το σίδηρο και το αποδίδουν σε εγκλείσματα πυρολουσίτη εντός αιματίτη. Μαγγάνιο φιλοξενείται και στους γρανάτες σπεςσαρτινικής σύστασης, σε τουρμαλίνες, ελάχιστα στους κλινιπυρόξενους, στους χλωρίτες και σε ορυκτά της ομάδας του επιδότου (πιεμοντίτης και αλλανίτης) (Deer et al., 1998). Τέλος, ο Lindsey (2000) θεωρεί ότι τα Mn και P περιέχονται ή σχετίζονται με τον ασβεστίτη.

ζ. Απώλεια πύρωσης

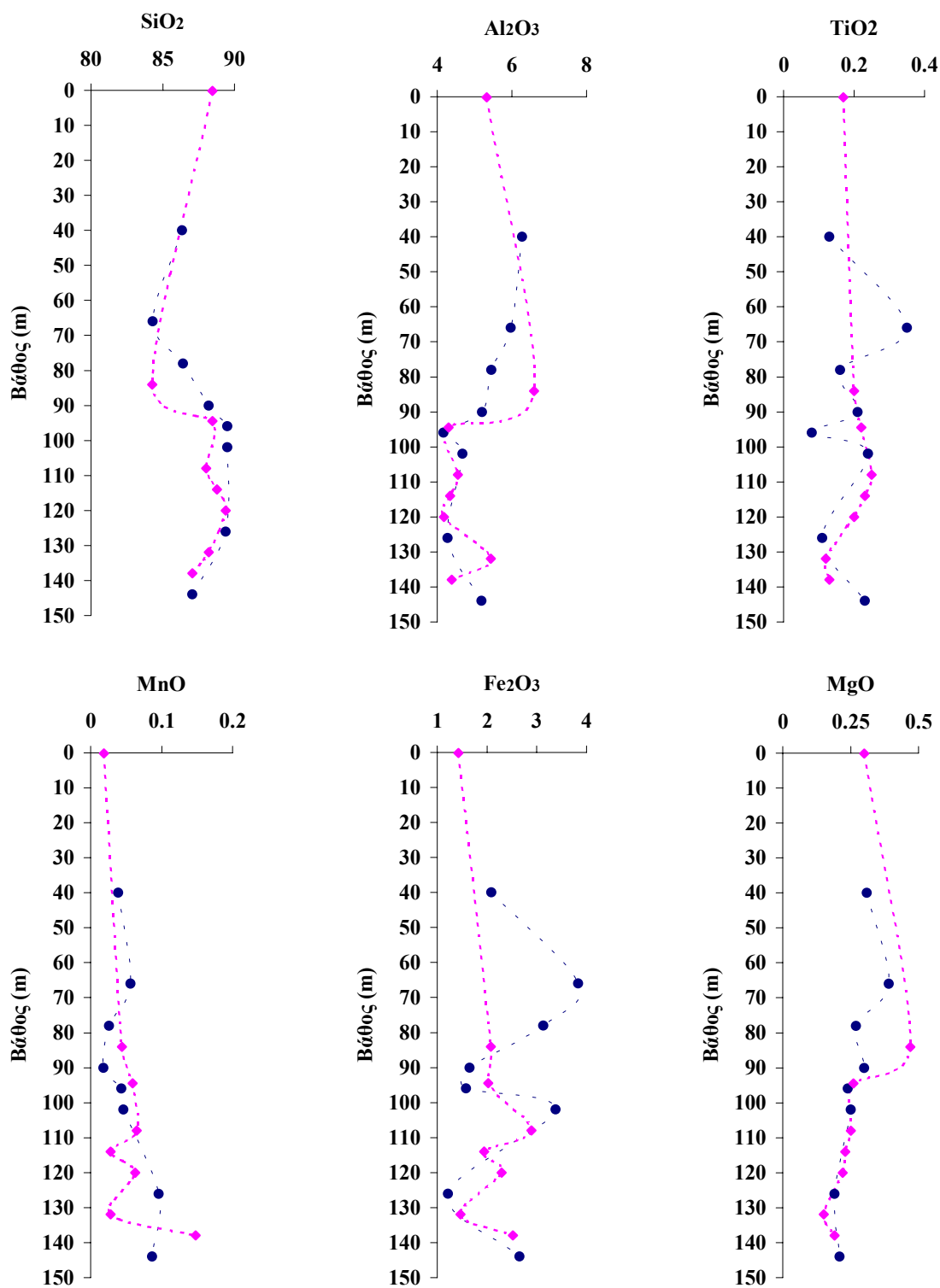
Η απώλεια βάρους, εξαιτίας πύρωσης, οφείλεται στην απομάκρυνση του υδροξυλιακού νερού που περιέχεται στο κρυσταλλικό πλέγμα των ορυκτών και στην απομάκρυνση του οργανικού άνθρακα και του CO₂ των ανθρακικών ορυκτών. Σε ενδοστιβαδικό νερό δεν μπορεί να αποδοθεί, αφού ορυκτά που φιλοξενούν τέτοιο δεν συμμετείχαν στα δείγματα που αναλύθηκαν (αργιλικά ορυκτά). Η απώλεια πύρωσης κυμαίνεται για τους λιθαρενίτες από 0,87% έως 1,74% και για τους αστριούχους λιθαρενίτες από 1,14% έως 1,75%. Είναι εμφανείς οι υποπαράλληλες τάσεις μεταξύ των δύο λιθολογικών τύπων, καθώς και η πολύ μικρή συσχέτιση μεταξύ των παραμέτρων SiO₂ – LOI. Η υποπαράλληλη τάση μεταξύ των δύο λιθολογικών τύπων μπορεί άμεσα να συσχετιστεί με την παραπλήσια αφθονία μαρμαρυγιών που περιέχουν αυτοί, ενώ η μικρή κλίση σχετίζεται με τα ελαττούμενα ποσοστά των μαρμαρυγιών με παράλληλη αύξηση του ποσοστού χαλαζία στα πετρώματα αυτά, σχήμα 10.



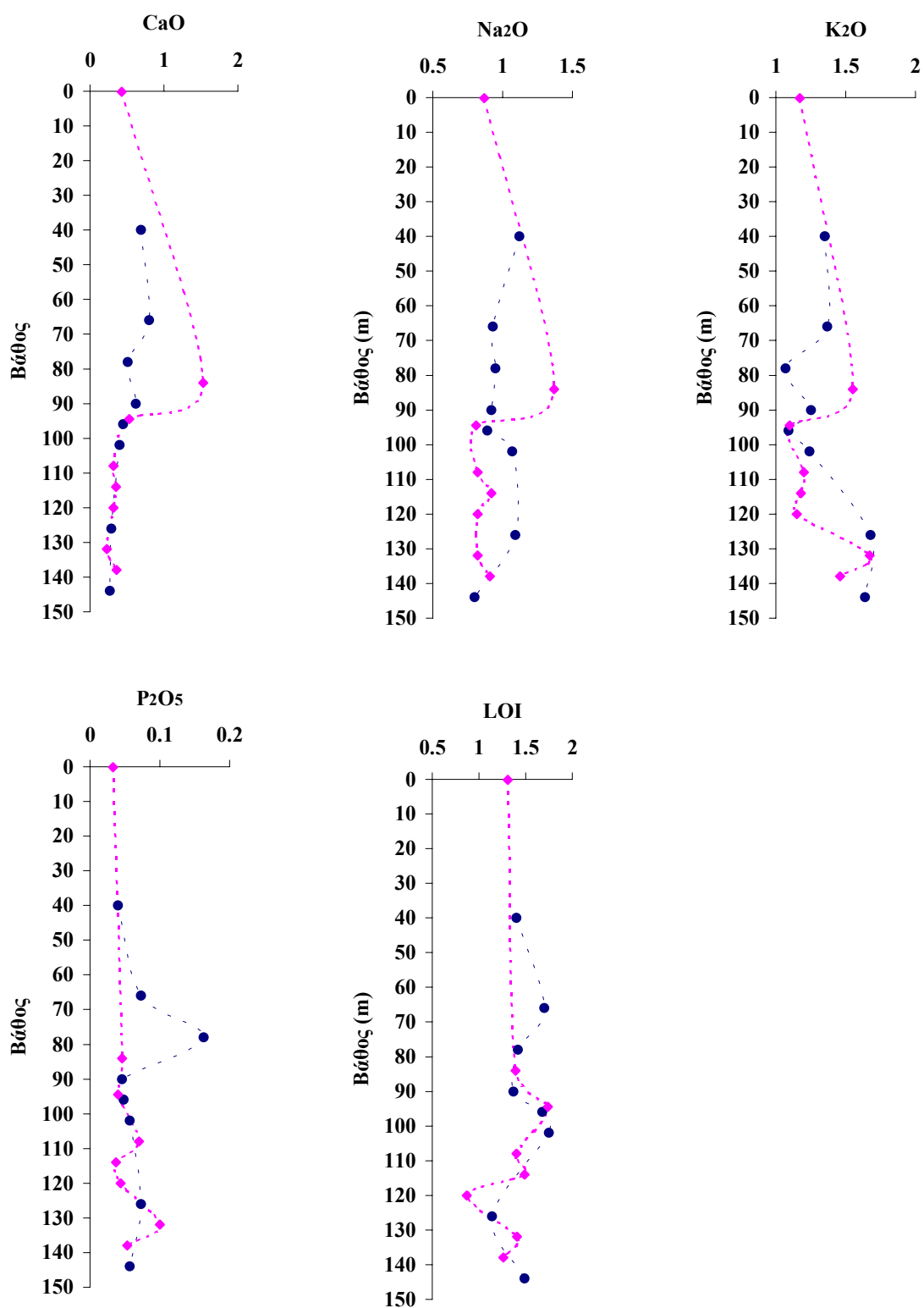
Σχήμα 17. Διαγράμματα μεταβολής των λιθαρενιτών του Χέρσου, με προβολή και των τάσεων ανά λιθολογικό τύπο: Λιθαρενίτες (ρόμβοι) και αστριούχοι λιθαρενίτες (κύκλοι). Η διακεκομμένη γραμμή παρουσιάζει την τάση των αστριούχων λιθαρενιτών και η στικτή γραμμή την τάση των λιθαρενιτών.



Σχήμα 17 (συνέχεια). Διαγράμματα μεταβολής των λιθαρενιτών του Χέρσου, με προβολή και των τάσεων ανά λιθολογικό τύπο: Λιθαρενίτες (ρόμβοι) και αστριούχοι λιθαρενίτες (κύκλοι). Η διακεκομμένη γραμμή παρουσιάζει την τάση των αστριούχων λιθαρενιτών και η στικτή γραμμή την τάση των λιθαρενιτών.



Σχήμα 18. Μεταβολή ποσοστών οξειδίων με το βάθος (προφίλ οξειδίων). Σύμβολα όπως στο σχήμα 17, σύγκριση με σχήμα 10.



Σχήμα 18 (συνέχεια). Μεταβολή ποσοστών οξειδίων με το βάθος (προφίλ οξειδίων). Σύμβολα όπως στο σχήμα 17.

4.3 Χημική αποσάθρωση

Η χημική αποσάθρωση επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό τη συνολική χημική σύσταση και την ορυκτολογία των πυριτικών κλαστικών ιζημάτων (π.χ. McLennan, 1993, Faundez et al., 2002) και γι' αυτό το λόγο η μελέτη της έκτασης αυτού του φαινομένου είναι μεγάλης σημασίας για την κατανόηση της πετρογένεσης αυτών των πετρωμάτων.

Οι Nesbitt et al. (1980) παρατηρούν ότι η εκλεκτική απομάκρυνση των Ca^{+2} , K^+ και Na^+ με διάλυση κατά την χημική αποσάθρωση μπορεί να χρησιμεύσει ως μέτρο εκτίμησης της τελευταίας, συγκρίνοντας την αφθονία των παραπάνω στοιχείων στο πέτρωμα σε σχέση με κάποιο άλλο στοιχείο λιγότερο ευκίνητο κατά τη δράση της (π.χ. Al^{+3} και Ti^{+4}). Οι Nesbitt & Young (1982) πρότειναν τον Χημικό Δείκτη Εξαλλοίωσης (CIA, Chemical Index of Alteration), ως τον αδιάστατο αριθμό – αποτέλεσμα της παρακάτω εξίσωσης:

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$$

όπου τα οξείδια λαμβάνονται ως μοριακές αναλογίες από τη χημική ανάλυση (ολικού πετρώματος) και το CaO^* αντιπροσωπεύει το ασβέστιο που συμμετέχει στη δομή μόνο των πυριτικών ορυκτών. Γενικά, ο αριθμός CIA κυμαίνεται από 50 έως 100, με περίπου 50 να έχουν τα περισσότερα φρέσκα και αναλλοίωτα πυριγενή πετρώματα, πλην των υπερβασικών που παρουσιάζουν μικρότερες τιμές (Faundez et al., 2002). Τιμές CIA ~100 παρουσιάζουν τα πετρώματα που συνιστώνται σχεδόν εξολοκλήρου από δευτερογενή ορυκτά (καολινίτης και γκιψίτης), ενώ χαμηλές τιμές CIA ~50 – 60 παρουσιάζουν τα πετρώματα με ελάχιστη δράση της χημικής αποσάθρωσης (Fedó et al., 1995). Η χρήση του παραπάνω αριθμού συνοδεύεται από το τριγωνικό διάγραμμα A – CN – K των Nesbitt & Young (1982), στο οποίο επίσης προβάλλονται οι χημικές συστάσεις των πρωτολίθων, καθώς και η γραμμή αποσάθρωσης των αστρίων. Με γνώμονα ότι οι ασβεστιούχοι άστριοι αλλοιώνονται (αποσαθρώνονται) πρώτοι, όσο πιο κοντά σε αυτούς στους πρωτολίθους προβληθούν τα δείγματα, τόσο μικρότερη είναι η επίδραση της χημικής αποσάθρωσης. Οι Armstrong – Altrin et al. (2004) θεωρούν τους αστρίους ως τα πιο άφθονα, από τα αντιδρώντα κατά τη χημική αποσάθρωση, ορυκτά και έτσι θεωρούν ότι η κυρίαρχη διεργασία κατά τη χημική αποσάθρωση του ανώτερου φλοιού είναι η αλλοίωση αυτών και ο νεοσχηματισμός αργιλικών ορυκτών. Οι Nesbitt & Markovics (1997) θεωρούν ότι τα πρώτα ορυκτά που αποσαθρώνονται είναι ο βιοτίτης και το ανορθιτικό πλαγιόκλαστο. Γι' αυτό το περιεχόμενο σε Ti του βιοτίτη αμέσως αποπλένεται, αλλά σύντομα και χωρίς μεγάλη μεταφορά αποθέτεται κοντά του, ως δευτερογενές οξείδιο. Την

ίδια συμπεριφορά αποδίδουν και στον σίδηρο, του οποίου κύριο φορέα θεωρούν επίσης τον βιοτίτη.

Πίνακας 15. Παράμετροι για τον υπολογισμό της χημικής αποσάθρωσης κατά Nesbitt & Young (1982).

Λιθολογία	Δείγμα	A	CN	K	CIA	Λιθολογία	Δείγμα	A	CN	K	CIA
Αστριούχοι λιθαρενίτες	X2	66,5	19,2	14,3	66,5	Λιθαρενίτες	X1	68,3	16,7	15,0	68,3
	X3	65,8	19,1	15,1	65,8		X5	59,7	26,3	14,0	59,7
	X4	68,3	18,3	13,4	68,3		X7	63,8	19,9	16,3	63,8
	X6	65,1	19,3	15,6	65,1		X10	66,0	16,6	17,4	66,0
	X8	63,2	20,3	16,5	63,2		X11	64,0	18,7	17,3	64,0
	X9	63,3	20,0	16,7	63,3		X12	64,6	17,6	17,8	64,6
	X13	58,3	18,8	22,9	58,3		X14	66,7	12,9	20,5	66,7
	X16	65,7	13,6	20,7	65,7		X15	61,7	17,8	20,5	61,7
Γρανίτης	gmy	62,6	19,8	17,6	62,6	Σχιστό- λίθος	sch	73,3	7,7	19,0	73,3
	gmy	60,6	12,0	27,4	60,7		sch	69,8	17,4	12,8	69,8
	gmy	61,4	15,4	23,2	61,4		ecl	50,0	49,5	0,5	50,0

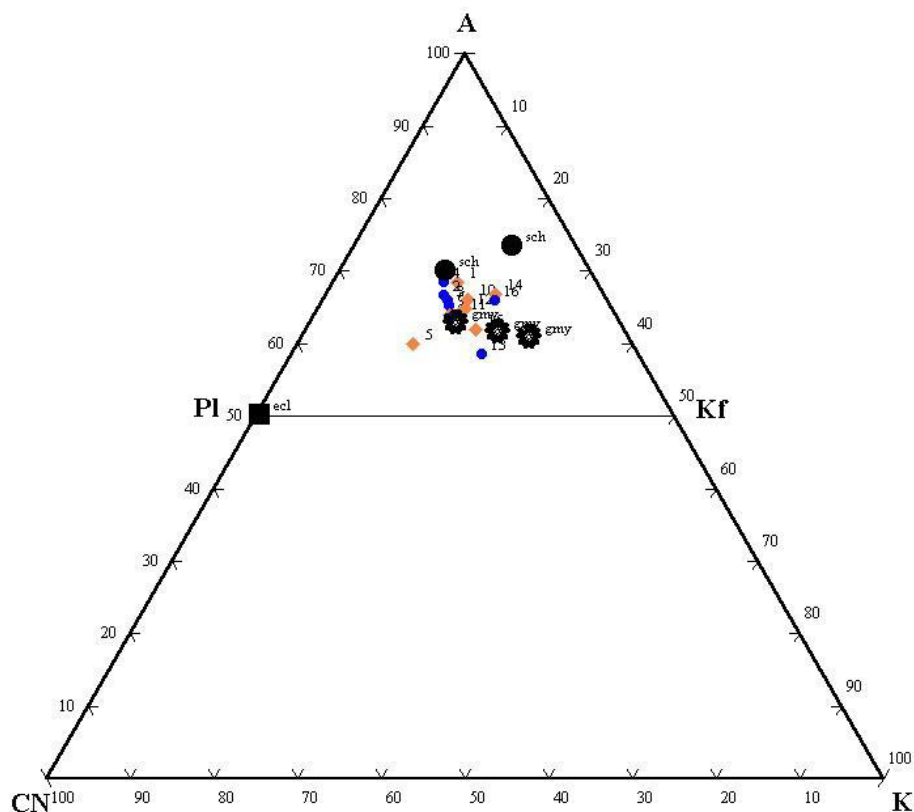
A=Al₂O₃, CN=CaO* + Na₂O, K=K₂O, gmy=γρανίτης Μυριόφυτου, sch=σχιστόλιθος και ecl=εκλογίτης. Δεδομένα από τον πίνακα 14, Σιδηρόπουλο (1991) και Christofides et al. (1999).

Στον πίνακα 15 παρουσιάζονται όλες οι παραπάνω παράμετροι που θα χρησιμοποιηθούν για τη μελέτη του βαθμού χημικής αποσάθρωσης των λιθαρενιτών της λεκάνης του Χέρσου. Για λόγους τυποποίησης το δείγμα X1 (το έδαφος) θα ενταχθεί στους λιθαρενίτες (βλ. και σχήμα 11, Κεφάλαιο 3^ο). Το τριγωνικό διάγραμμα A – CN – K παρουσιάζεται στο σχήμα 19.

Ποιοτικά προσδιορίζεται επίσης η έκταση της χημικής αποσάθρωσης και με προβολή των παραπάνω παραμέτρων A – CN – K στο αντίστοιχο τριγωνικό διάγραμμα τάσεων αποσάθρωσης των Nesbitt & Young (1984, 1989), σχήμα 20. Σε κάθε περίπτωση η παράμετρος A αντιπροσωπεύει τη μοριακή αναλογία του Al₂O₃, η CN την μοριακή αναλογία των CaO* + Na₂O και η K την μοριακή αναλογία του K₂O στα δείγματα.

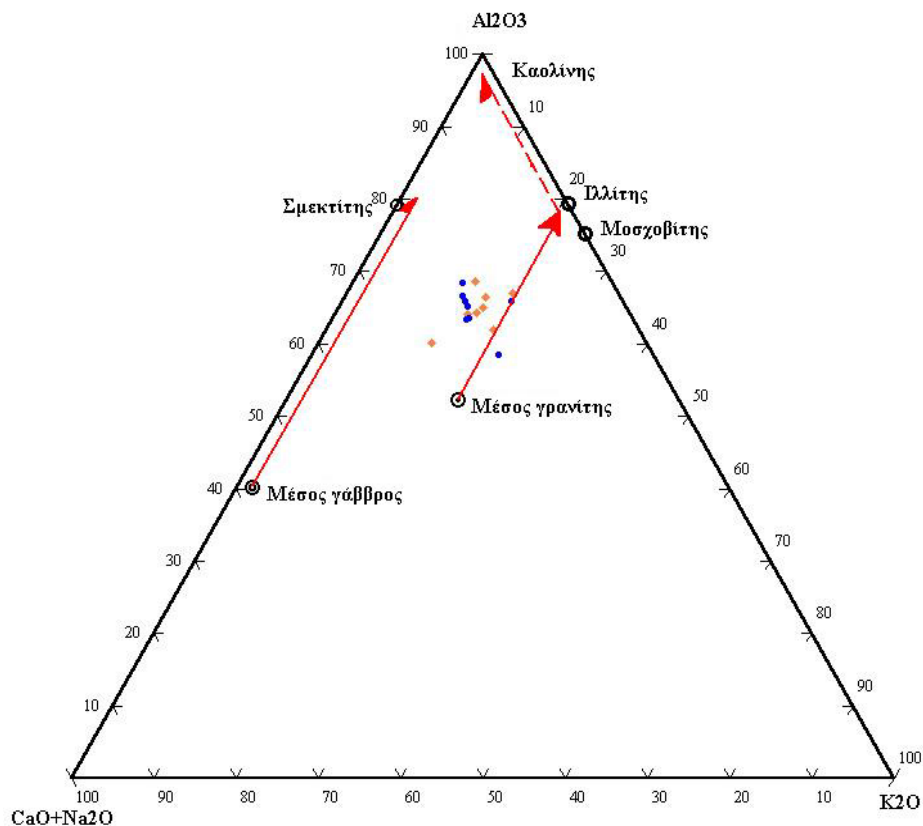
Από τον πίνακα 15 φαίνεται ότι όλοι οι πρωτόλιθοι είναι ελαφρά χημικά αποσθρωμένοι, εκτός ενός δείγματος σχιστολίθου (με CIA = 73,3) που εμφανίζει λίγο πιό έντονα τα σημάδια

χημικής αποσάθρωσης. Σε αυτό συνηγορεί και το σχήμα 19, όπου όλα τα δείγματά μας προβάλλονται στην περιοχή των σχιστολίθων και των γρανιτών.



Σχήμα 19. Διάγραμμα A – CN – K (Nesbitt & Young, 1982). Η οριζόντια γραμμή στο 50% A αντιπροσωπεύει τη Γραμμή Αποσάθρωσης των Αστρίων. Σύμβολα όπως στο σχήμα 16. ■=εκλογίτης, * =γρανίτης Μυριόφυτου και ●=σχιστόλιθοι.

Η τελευταία αυτή παρατήρηση έχει όμως και δύο προεκτάσεις: Πρώτον, φαίνεται πως όντως αυτά τα πετρώματα αποτελούν και τους πιθανούς πρωτόλιθους των λιθαρενιτών του Χέρσου και δεύτερον, ο μικρός βαθμός χημικής αποσάθρωσης συνηγορεί υπέρ συνθηκών ραγδαίας απόδοσης κλαστικού φορτίου από τους πρωτόλιθους πριν προλάβει να επιδράσει αυτή (βλ. και Κεφάλαιο 3^ο, παρ. 3.4.2). Από το σχήμα 20 είναι εμφανής η τάση των δειγμάτων μας για υπαγωγή στην γραμμή χημικής αποσάθρωσης του μέσου γρανίτη, με αποτέλεσμα τον εμπλουτισμό τους σε μοσχοβίτη. Είναι εμφανής επίσης και η αδυναμία τους να συμπέσουν με την παραπάνω γραμμή (τουλάχιστον όχι όλα), κάτι που ο Sawyer (1986) το αποδίδει στο φαινόμενο της μίξης πρωτολίθων (συνεισφορά κλαστικού φορτίου από περισσότερα του ενός είδους αρχικά πετρώματα).



Σχήμα 20. Διάγραμμα A – CN – K (Nesbitt & Young, 1984, 1989) με τις τάσεις αποσάθρωσης. Σύμβολα όπως στο σχήμα 17.

4.4 Τεκτονικό καθεστώς

Η τεκτονική αφήνει τα ίχνη της στη σύσταση των κλαστικών ιζημάτων κατά δύο τρόπους (Rollinson, 1998): Πρώτον, τα διαφορετικά τεκτονικά περιβάλλοντα χαρακτηρίζονται από συγκεκριμένες επαρχίες (πρωτολίθων) και δεύτερον, αυτά τα περιβάλλοντα χαρακτηρίζονται από συγκεκριμένες ιζηματογενείς διεργασίες.

Τα πιο κοινά χρησιμοποιούμενα διαγράμματα για την εύρεση του τεκτονικού περιβάλλοντος με χρήση γεωχημικών δεδομένων (χημικές αναλύσεις κύριων οξειδίων ολικού πετρώματος), είναι αυτά του Bhatia (1983). Αυτά βασίζονται είτε στην προβολή σε άξονες τετμημένης και τεταγμένης των επί τοις εκατό ποσοστών συγκεκριμένων οξειδίων, είτε προβάλουν διακριτικές συναρτήσεις. Από τα διαγράμματα του Bhatia (1983) για την τεκτονική, θα χρησιμοποιηθούν μόνο αυτά που χρησιμοποιούν το TiO_2 ως προς το $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ και το λόγο Al_2O_3 ως προς το άθροισμα $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$, σχήμα 21 και πίνακας 16.

Πίνακας 16. Παράμετροι για την εύρεση του τεκτονικού περιβάλλοντος. Το ποσοστό του SiO₂ λαμβάνεται από τον Πίνακα 14.

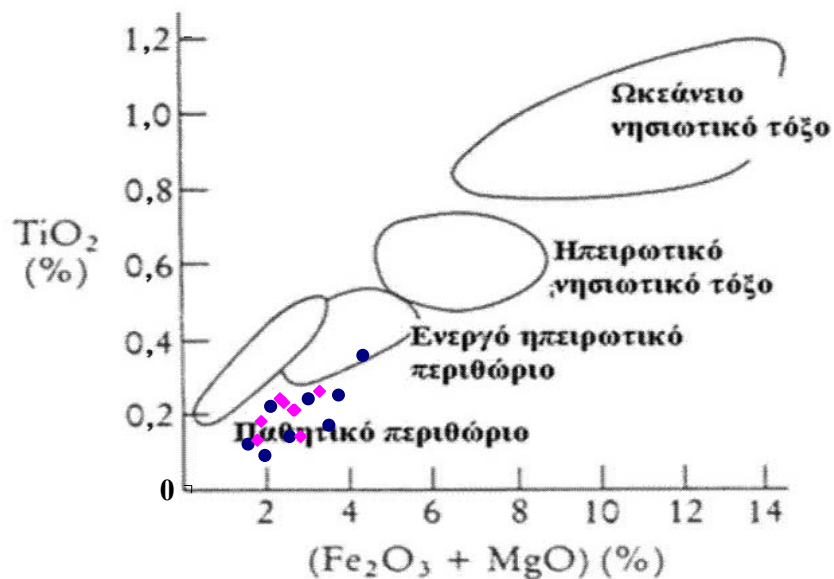
Λιθολογία		1	2	3	Λιθολογία		1	2	3
Αστριούχοι λιθαρηνίτες	X2	0.081	2.4	0.073	Λιθαρηνίτες	X1	0.129	2.55	0.060
	X3	0.168	4.22	0.071		X5	0.054	2.28	0.078
	X4	0.052	3.4	0.063		X7	0.133	3.14	0.049
	X6	0.133	1.95	0.059		X10	0.165	2.17	0.052
	X8	0.088	1.82	0.047		X11	0.108	2.51	0.049
	X9	0.064	3.63	0.052		X12	0.147	1.62	0.047
	X13	0.188	1.41	0.048		X14	0.309	2,71	0.062
	X16	0.312	2.87	0.060		X15	0.205	1,72	0.050

1 = $\log(K_2O/Na_2O)$, 2 = $Fe_2O_3 + MgO$, 3 = Al_2O_3/SiO_2

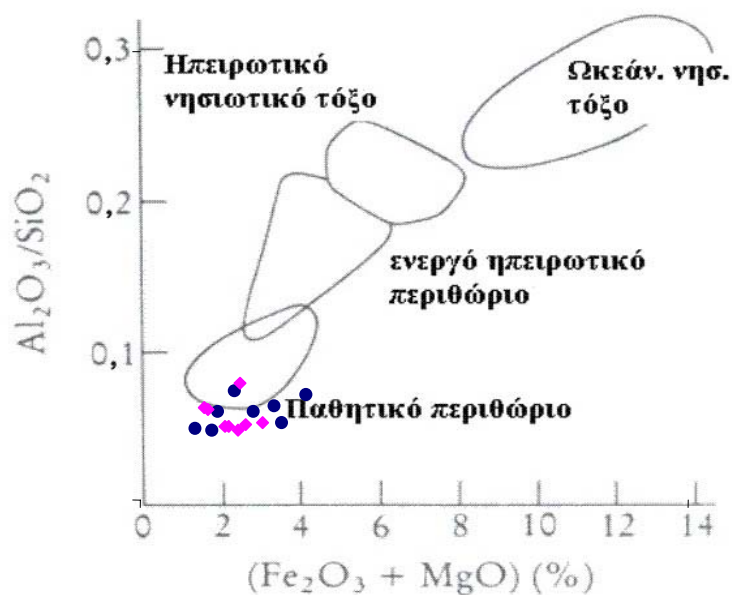
Η επιλογή αυτή γίνεται με κριτήριο την εργασία των Armstrong – Altrin & Verma (2005), οι οποίοι εφήρμοσαν τα διαγράμματα αυτά σε νέα ιζήματα και διαπίστωσαν ότι τα προηγούμενα δύο λειτουργούν σχετικά καλά. Με βάση την ίδια εργασία, θα χρησιμοποιηθεί και το διάγραμμα για την τεκτονική των Roser & Korsch (1986), το οποίο και αυτό δίνει καλά αποτελέσματα, κατά τους ίδιους συγγραφείς, σχήμα 22. Γενικά, ο Bhatia (1983) θεωρεί ότι καθώς το τεκτονικό περιβάλλον εναλλάσσεται από ωκεάνειο νησιωτικό τόξο, προς ηπειρωτικό νησιωτικό τόξο, προς ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο και τελικά σε παθητικό περιθώριο, αυτή η μεταβολή συνοδεύεται από μια γενική μείωση του ποσοστού των $Fe_2O_3 + MgO$, TiO_2 και Al_2O_3/SiO_2 στη σύσταση των κλαστικών ιζημάτων και από μία γενική αύξηση των ποσοστών των λόγων K_2O/Na_2O και $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$.

Από το σχήμα 21 προκύπτει ότι τα ιζήματά μας έχουν σχηματιστεί και αποτεθεί σε τεκτονικό περιβάλλον παθητικού ηπειρωτικού περιθωρίου, δηλαδή σε σταθερές ηπειρωτικές περιοχές όπου η απόθεση γίνεται σε ενδοκρατονικές λεκάνες ή πάνω σε παθητικά ηπειρωτικά περιθώρια. Αυτό το συμπέρασμα συμφωνεί και με τη γενική γεωλογική θεώρηση που επικρατεί για την περιοχή μελέτης μας (βλ. και Κεφάλαιο 1^ο). Οι Armstrong – Altrin et al. (2004) θεωρούν τις χαμηλές τιμές του λόγου Al_2O_3/SiO_2 ενδεικτικές του εμπλουτισμού των ιζημάτων σε χαλαζία. Όλα όμως δείγματα προβάλλονται εκτός των ορίων των πρότυπων διαγραμμάτων του Bhatia (1983), ως και στο πεδίο του ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου. Η τελευταία παρατήρηση συνηγορεί υπέρ της άποψης των Armstrong – Altrin & Verma (2005), ότι τα παραπάνω διαγράμματα χρίζουν ιδιαίτερης προσοχής στην ερμηνεία τους και ότι σε

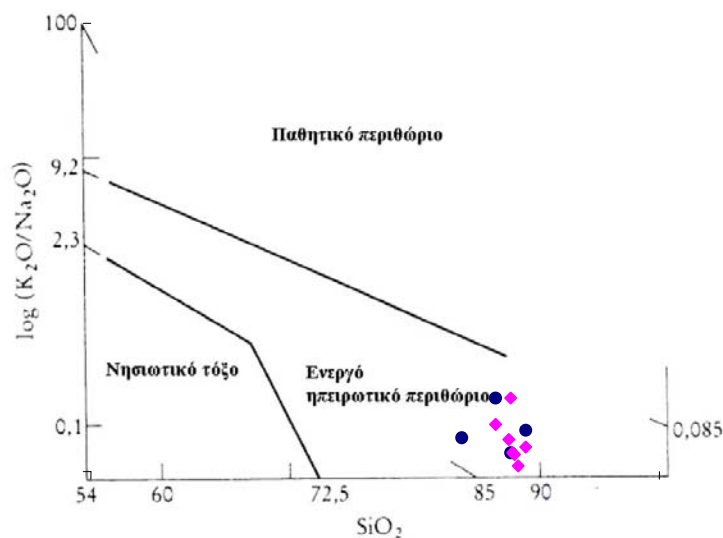
καμία περίπτωση δεν πρέπει να αποτελούν το μοναδικό γνώμονα κατά την αναζήτηση της παλαιοτεκτονικής.



Σχήμα 21. Διαγράμματα TiO_2 - $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ και $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ - $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ εύρεσης τεκτονικού καθεστώτος κατά Bhatia (1983). Σύμβολα όπως στο σχήμα 17.



Σχήμα 21 (συνέχεια). Διαγράμματα TiO_2 - $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ και $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ - $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ εύρεσης τεκτονικού καθεστώτος κατά Bhatia (1983). Σύμβολα όπως στο σχήμα 17.



Σχήμα 22. Το διάγραμμα $\log(K_2O/Na_2O)$ - SiO_2 εύρεσης τεκτονικού καθεστώτος κατά Roser & Korsch (1986). Σύμβολα όπως στο σχήμα 17.

Στο διάγραμμα των Roser & Korsch (1986), σχήμα 22, όλα τα δείγματά μας φαίνεται να προβάλλονται στο πεδίο του ενεργού ηπειρωτικού περιθωρίου. Στο διάγραμμα των τελευταίων το ποσοστό του SiO_2 και οι τιμές του $\log(K_2O/Na_2O)$ αυξάνουν, καθώς μετακινούμαστε από το τεκτονικό περιβάλλον του νησιωτικού τόξου προς το περιβάλλον του παθητικού ηπειρωτικού περιθωρίου.

4.5 Επαρχία

Η προσέγγιση του προβλήματος του προσδιορισμού της πηγής προέλευσης του κλαστικού φορτίου, των πετρωμάτων δηλαδή που αποσαθρώνονται, με χρήση γεωχημικών δεδομένων, θα γίνει μέσω της αξιοποίησης του διαγράμματος που πρότειναν οι Roser & Korsch (1988). Αυτό βασίζεται σε δύο διακριτικές εξισώσεις, ενώ το ίδιο το διάγραμμα υποδιαιρείται σε πεδία μέσα στα οποία προβάλλονται τα κλαστικά ιζήματα που εμφανίζουν κοινούς πρωτολίθους. Οι διακριτικές εξισώσεις (ΔΕ) είναι οι εξής:

$$\Delta E_1 = -1,773TiO_2 + 0,607Al_2O_3 + 0,76Fe_2O_{3total} - 1,5MgO + 0,616CaO + 0,509Na_2O - 1,224K_2O - 9,09$$

και

$$\Delta E_2 = 0,445\text{TiO}_2 + 0,07\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,25\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}} - 1,142\text{MgO} + 0,438\text{CaO} + 1,475\text{Na}_2\text{O} + 1,426\text{K}_2\text{O} - 6,861$$

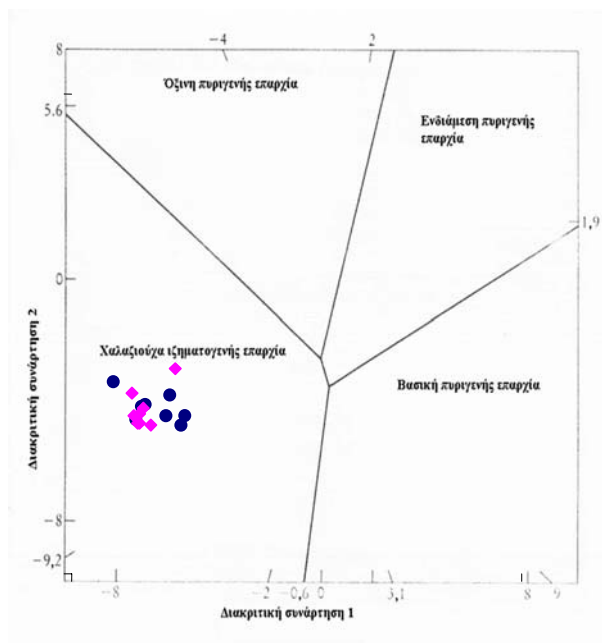
Οι τιμές των παραπάνω διακριτικών εξισώσεων προβάλλονται ως τετμημένες (ΔE_1) και τεταγμένες (ΔE_2) στο αντίστοιχο διάγραμμα (σχήμα 23). Ένα μειονέκτημα που παρουσιάζει το διάγραμμα των Roser & Korsch (1988) είναι ότι ανάγει όλους τους πιθανούς πρωτολίθους σε συστάσεις πυριγενών πετρωμάτων, ώστε να εμφανίζονται επιπλοκές κατά την προβολή δεδομένων από ιζήματα που προέρχονται από μίξη διάφορων πετρωμάτων, όχι απαραίτητα πυριγενούς φύσης, όπως και στην περίπτωση μας, με εξαίρεση το πεδίο της χαλαζιούχου ιζηματογενούς επαρχίας. Σε κάθε περίπτωση, η πετρογραφική μελέτη (Κεφάλαιο 3^ο) και η γεωλογική τοποθέτηση των ιζημάτων μας αποτελούν τη βάση για την αποδοχή ή όχι των ευρημάτων της παραπάνω μεθόδου.

Πίνακας 17. Τιμές των διακριτικών εξισώσεων ΔE_1 και ΔE_2 .

Δείγμα	ΔE_1	ΔE_2	Δείγμα	ΔE_1	ΔE_2
X2	-5.04848	-3.36145	X1	-4.82606	-2.46625
X3	-4.47167	-4.01446	X5	-6.33239	-4.26853
X4	-4.6037	-4.34869	X7	-5.8043	-4.37839
X6	-6.18173	-3.74759	X10	-6.48838	-4.00883
X8	-6.4638	-4.13839	X11	-6.29004	-4.31358
X9	-5.20769	-4.03541	X12	-6.5935	-3.27394
X13	-7.37381	-2.90468	X14	-6.12765	-3.76094
X16	-6.08077	-3.66397	X15	-6.25734	-3.97054

Οι παράμετροι ΔE_1 και ΔE_2 για τα δείγματά μας παρουσιάζονται στον πίνακα 17. Με βάση την ταξινόμηση των Roser & Korsch (1988) παρατηρούμε ότι τα δείγματά μας προβάλλονται εντός του πεδίου της χαλαζιούχου ιζηματογενούς επαρχίας. Αυτή κατά τους Faundez et al. (2002) ανταποκρίνεται σε χαλαζιακά ιζήματα ώριμης (μεταμορφωμένης) ηπειρωτικής επαρχίας ή ανακυκλωμένης επαρχίας. Οι Roser & Korsch (1988) ερμηνεύουν τις συστάσεις αυτού του πεδίου ως αντιπροσωπευτικές κλαστικών ιζημάτων τυπικών των παθητικών ηπειρωτικών περιθωρίων. Τα ευρήματα αυτής της ταξινόμησης συνάδουν με τις πετρογραφικές παρατηρήσεις και το τεκτονικό καθεστώς όπως αυτό προκύπτει με γεωλογικά κριτήρια στην περιοχή μελέτης. Όμως δεν συμφωνεί με το τεκτονικό καθεστώς του ενεργού

ηπειρωτικού περιθωρίου που προέκυψε από το διάγραμμα των Roser & Korsch (1986), σχήμα 22.



Σχήμα 23. Το διάγραμμα $\Delta E_1 - \Delta E_2$ για την εύρεση της σύστασης των πρωτολίθων κατά Roser & Korsch (1988). Σύμβολα όπως στο σχήμα 17.

Οι Nesbitt & Young (1982) και ο Harnois (1988) θεωρούν γενικά ότι τα Na^+ , K^+ και Ca^{+2} αποτελούν χρήσιμους δείκτες επαρχίας, στη βάση ότι τα Na^+ και Ca^{+2} είναι τυπικά ευκίνητα στοιχεία κατά την αποσάθρωση, ενώ το K^+ είναι σχετικά σταθερό κατά την αποσάθρωση και προστίθεται στα ιζήματα κατά τη μεταφορά και απόθεση. Με το ίδιο σκεπτικό οι Nesbitt & Young (1982) θεωρούν ως δείκτη αποσάθρωσης το λόγο του καλίου προς το ασβέστιο, με υψηλές τιμές αυτού να σημαίνουν έντονη αποσάθρωση (βλ. και παράγραφο 4.3).

4.6 Πετρογραφική ταξινόμηση

Οι Blatt et al. (1972) διαχωρίζουν τα κλαστικά ιζήματα σε τρεις μεγάλες ομάδες, ανάλογα με το περιεχόμενό τους σε Fe_2O_3 , MgO , K_2O και Na_2O . Ταυτόχρονα αποδίδουν σε κάθε ομάδα και ένα συγκεκριμένο περιβάλλον απόθεσης, ενώ τονίζουν ότι τα περιεχόμενα των κλαστικών ιζημάτων στα παραπάνω στοιχεία είναι γενικά χαμηλά και ότι αυτά επηρεάζονται από τυχόν διαγενετικές αλλαγές. Οι παραπάνω συγγραφείς για να διακρίνουν αυτές τις τρεις ομάδες

χρησιμοποιούν το τριγωνικό διάγραμμα ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$) – Na_2O – K_2O , που περιέχει τρία πεδία αντίστοιχα με τις τρεις γενικές ομάδες των ψαμμιτών:

1. Σιδηρομαγνησιούχοι, καλιούχοι ψαμμίτες, που σχηματίζουν κλαστικές «σφήνες» περιφερειακά κρατονικών (ήρεμων τεκτονικά) περιοχών. Ως πηγή του κλαστικού υλικού θεωρούν τους πτυχωμένους ορεινούς όγκους γύρω από αυτές τις περιοχές (πεδίο 1, σχήμα 24),
2. Νατριούχοι ψαμμίτες, με περιβάλλον απόθεσης κυρίως θαλάσσιο (πεδίο 2, σχήμα 24) και
3. Καλιούχοι ψαμμίτες που αποτέθηκαν σε βαθιές τεκτονικές λεκάνες εντός κρατόνων (πεδίο 3, σχήμα 24).

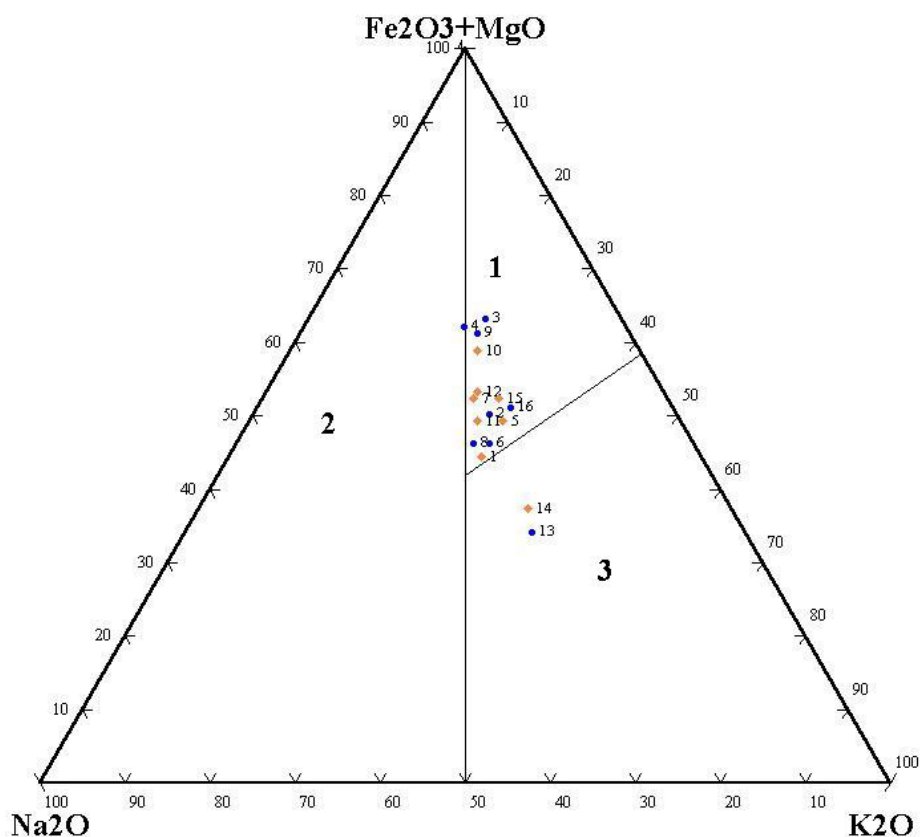
Η προβολή των δειγμάτων μας στο τριγωνικό διάγραμμα των Blatt et al. (1972) παρουσιάζεται στο σχήμα 24, με χρήση των δεδομένων του πίνακα 18.

Πίνακας 18. Δεδομένα διαγράμματος ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$) – Na_2O – K_2O . Αρχικά ποσοστά οξειδίων από τον πίνακα 14.

	Οξείδιο, %	X2	X3	X4	X6	X8	X9	X13	X16
fL	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$	50	63	62	46	46	61	34	51
	K_2O	28	21	19	30	28	21	41	30
	Na_2O	22	16	19	24	26	18	25	19
	Σύνολο	100	100	100	100	100	100	100	100
	Οξείδιο, %	X1	X5	X7	X10	X11	X12	X14	X15
L	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$	44	49	52	58	49	53	37	52
	K_2O	30	30	25	22	27	25	39	28
	Na_2O	26	21	23	19	24	22	24	20
	Σύνολο	100	100	100	99	100	100	100	100

fL = αστριούχοι λιθαρενίτες, L = λιθαρενίτες.

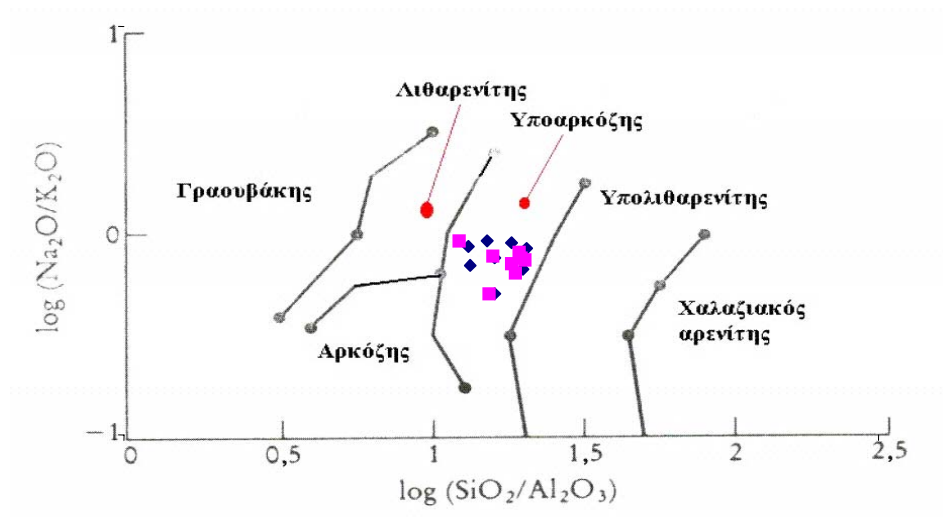
Από το παραπάνω σχήμα φαίνεται πως όλα τα δείγματά μας προβάλλονται εντός του πρώτου πεδίου, πλην των δειγμάτων X13 και X14 που προβάλλονται στο τρίτο πεδίο. Σε κάθε περίπτωση αποτελεί κοινό τόπο η απουσία του θαλάσσιου μέσου και η επικράτηση κρατονικών συνθηκών (χωρίς ορογενετική δραστηριότητα).



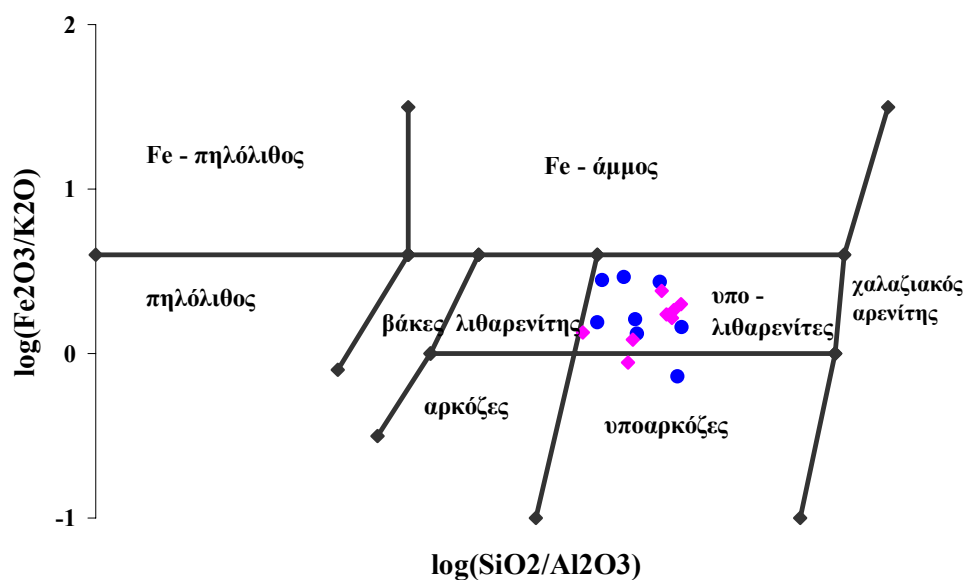
Σχήμα 24. Προβολή των λιθαρενιτών του Χέρσου στο τριγωνικό διάγραμμα των Blatt et al. (1972). Σύμβολα όπως στο σχήμα 17.

Δύο άλλα χρήσιμα μοντέλα ταξινόμησης είναι αυτά των Pettijohn et al. (1987) όπως τροποποιήθηκε από τον Herron (1988) (σχήμα 25) και το μοντέλο ταξινόμησης του Herron (1988), σχήμα 26. Σε κάθε περίπτωση η γεωχημική ταξινόμηση των κλαστικών ιζημάτων δεν χρησιμοποιείται τόσο για σκοπούς ονοματολογίας, όσο ως ποιοτικό μέτρο ωριμότητάς τους (Rollinson, 1998).

Απο τα παραπάνω σχήματα αμέσως γίνεται αντιληπτό ότι καταρχήν οι συγγραφείς τους χρησιμοποιούν διαφορετική ορολογία για τους πετρογραφικούς τύπους, σε σχέση με αυτήν των ορυκτολογικών τριγωνικών διαγραμμάτων. Με αυτό τον τρόπο οι Pettijohn et al. (1987) θεωρούν ότι μπορούν να ενσωματωθούν και πληροφορίες για τους παράγοντες που έδρασαν επί των ιζημάτων και συντέλεσαν στην τελική τους χημική σύσταση. Στο διάγραμμα των παραπάνω συγγραφέων, σχήμα 25, όλα τα δείγματά μας προβάλλονται στο πεδίο των υποαρκοζών, τους οποίους οι ίδιοι ορίζουν ως υποκατηγορία των αρενιτών, ενώ ο Pettijohn (1954) τους περιγράφει ως αστρίουχους ψαμμίτες με περιεχόμενο σε αστρίους <25% και καλιούχους αστρίους κυρίως ως μικροκλινείς.



Σχήμα 25. Γεωχημική ταξινόμηση ψαμμιτών κατά Pettijohn et al. (1987) με τα τροποποιημένα όρια των πεδίων κατά Herron (1988). Σύμβολα όπως στο σχήμα 17.



Σχήμα 26. Γεωχημική ταξινόμηση ψαμμιτών κατά Herron (1988). Σύμβολα όπως στο σχήμα 17.

Το περιεχόμενό τους σε θραύσματα πετρωμάτων και αστρίους θεωρούν ότι κυμαίνεται από 10% έως 25%, εκ των οποίων οι άστριοι είναι τουλάχιστον το 12,5%, αν και αναφέρουν ότι μπορεί και να συμμετέχουν με ποσοστά μικρότερα, ~5%. Ο λόγος για τον οποίο τα δείγματά μας μετατοπίζονται και προβάλλονται σε αρκοζικά πεδία πρέπει μάλλον να αποδοθεί στη

συμμετοχή στην παραγένεσή τους μοσχοβίτη, εξαιτίας του υψηλού του περιεχόμενου σε Al_2O_3 και K_2O (π.χ. Mader & Neubauer, 2004).

Στο μοντέλο γεωχημικής ταξινόμησης του Herron (1988) όλα τα δείγματά μας προβάλλονται στο πεδίο των υπολιθαρενιτών, εκτός από τα X13 και X14 που προβάλλονται σε αυτό των υποαρκόζων. Οι Pettijohn et al. (1987) ορίζουν τους υπολιθαρενίτες ως υποκατηγορία των αρενιτών, ενώ οι McBride et al. (1963) τους ορίζουν ως ψαμμίτες ανάλογους με τους υποαρκόζες, αλλά που περιέχουν περισσότερα θραύσματα πετρωμάτων από αστρίους με ποσοστά 5 – 25% και 0 – 10%, αντίστοιχα, ενώ τα ποσοστά του περιεχόμενου τους σε χαλαζία κυμαίνονται από 65% έως 95%.

Πίνακας 19. Χημική σύσταση (% κ.β.) πυριτιοκλαστικών ιζημάτων (πλούσια σε SiO_2).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	80.89	85,74	84,01	88,5	84,6	90,8	80,97	88,24	84.33
Al_2O_3	7.57	6,84	2,57	1,9	5,0	3,4	8,69	4,63	7.53
TiO_2	0.40	0,38	0,05	0,22	0,38	0,16	0,359	0,194	0.42
MnO	-	-	0,04	0,008	0,01	0,01	0,002	0,001	0.03
$\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$	4.20	0,79	0,43	4,03	1,07	0,28	0,64	0,91	2.50
MgO	0.04	1,11	0,67	0,08	0,47	0,07	0,83	0,37	0.71
CaO	0.04	0,49	5,41	1,11	2,16	0,81	0,15	0,18	0.21
Na_2O	0.63	1,16	0,17	0,02	0,87	0,08	0,07	0,00	1.88
K_2O	4.75	2,19	0,86	0,67	2,38	0,11	4,49	2,24	1.00
P_2O_5	-	0,01	0,04	-	-	-	0,028	0,038	0.08
LOI	-	1,12	5,38	1,66	2,71	2,33	7,03	5,10	1.06
Σύνολο	99.63	99,83	99,73	98,198	99,65	98,05	96,23	96,80	99.75

1. Αρκόζης, Κατώτερο Κάμβριο, Νορβηγία (από Pettijohn et al., 1987),
2. Υπαρκόζης, Πέρμιο, Η.Π.Α. (από Pettijohn et al., 1987),
3. Πρωτοχαλαζίτης, Ιουρασικό, Η.Π.Α. (από Pettijohn et al., 1987),
4. Ψαμμίτης του Harding, Μέσο Ορδοβίσιο, Η.Π.Α. (από Cullers, 1995),
5. Ψαμμίτης του Exeter, Μέσο Ιουρασικό, Η.Π.Α. (από Cullers, 1995),
6. Ψαμμίτης του Codell, Ανώτερο Ιουρασικό, Η.Π.Α. (από Cullers, 1995),
- 7, 8. Ψαμμίτης, Ανώτερο Δεβόνιο, Καναδάς (από Savoy et al., 2000),
9. Μετατουρβιδίτης, Ανώτερο Ιουρασικό, Χιλή (από Faundez et al., 2002).

Πίνακας 19 (συνέχεια). Χημική σύσταση (% κ.β.) πυριτιοκλαστικών ιζημάτων (πλούσια σε SiO₂).

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	90.94	83,23	80,28	86,16	83.17	89.97	87.09	82,3	80,4
Al ₂ O ₃	4.95	7,01	7,76	5,37	5.47	4.99	4.77	8,43	8,32
TiO ₂	0.19	0,70	0,57	0,43	0.29	0.23	0.23	0,30	0,37
MnO	0.01	0,072	0,036	0,027	0.01	0.01	0.01	0,03	0,03
Fe ₂ O _{3t}	0.91	3,12	3,53	2,69	1.40	1.27	2.03	1,48	1,91
MgO	0.17	0,45	0,76	0,55	0.34	0.36	0.37	0,97	1,14
CaO	0.01	0,08	0,19	0,16	1.83	0.68	0.54	0,59	0,80
Na ₂ O	1.53	0,85	0,08	0,14	0.13	0.16	0.10	1,55	1,40
K ₂ O	0.63	1,87	2,06	1,39	0.50	0.49	0.42	2,14	2,11
P ₂ O ₅	0.03	0,08	0,11	0,06	<0.01	<0.01	0.03	0,08	0,08
LOI	0.62	2,01	4,32	2,27	6.06	<0.2	4.54	1,07	1,99
Σύνολο	99.99	99,45	99,70	98,73	99.16	98.30	100.15	98,99	98,58

10. Μετατουρβιδίτης, Ανώτερο Ιουρασικό, Χιλή (από Faundez et al., 2002),

11. Χαλαζιακός ψαμμίτης, Κατώτερο Παλαιοζωικό, Τσεχία (από Patocka & Storch, 2004),

12, 13. Γραουβάκης, Κατώτερο Παλαιοζωικό, Τσεχία (από Patocka & Storch, 2004),

14, 15, 16. Δελταϊκά ιζήματα, Τεταρτογενές, Μποτσουάνα (από Huntsman – Mapila et al., 2005),

17, 18. Ποτάμια ιζήματα, σύγχρονα, Ινδία (από Singh et al., 2005).

Αυτούς τους ψαμμίτες οι McBride et al. (1963) τους ταυτίζουν με τους πρωτοχαλαζίτες, έναν όρο που εισήγαγε ο Krynine (1950). Σε κάθε περίπτωση, κατά τους Pettijohn et al. (1987) οι υπολιθαρενίτες αποτελούν λιθικούς ψαμμίτες και ως τέτοιοι παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία σε ορυκτολογικές και χημικές συστάσεις, ενώ το κλάσμα της άμμου τους περιέχει σε αφθονία τεμάχια πηλινικής σύστασης (πηλόλιθοι, ιλύόλιθοι, μεταπηλίτες, φυλλίτες και μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι). Το διάγραμμα του Herron (1988) φαίνεται πως ανταποκρίνεται καλύτερα στα ορυκτολογικά μας δεδομένα.

Ο πίνακας 19 παρουσιάζει τη χημική σύσταση χαλαζιούχων ιζημάτων, παρόμοιων με τους λιθαρενίτες του Χέρσου.

4.7 Συσχετισμός γεωχημικών και ορυκτολογικών προφίλ

Με τη σύγκριση των ορυκτολογικών και γεωχημικών προφίλ της γεώτρησης, σχήματα 10 και 18 αντίστοιχα, μπορούμε να λάβουμε ενδείξεις για το ποιό ορυκτό καθορίζει κυρίως τα ποσοστά των οξειδίων των στοιχείων στα ιζήματα.

Από τα παραπάνω σχήματα φαίνεται ότι οι συµμεταβολές του χαλαζία και του SiO_2 με το βάθος είναι πανομοιότυπες, ώστε μπορούμε να θεωρήσουμε το χαλαζία υπεύθυνο για το ποσοστό του SiO_2 στα πετρώματα.

Όμοια συμπεριφορά παρουσιάζουν και τα Na_2O και K_2O συγκρινόμενα με τα ποσοστά των αλκαλιούχων αστρίων ως προς το βάθος, εντονότερα δε το K_2O . Μπορούμε έτσι να αποδώσουμε τον κύριο ρυθμιστικό ρόλο για τα ποσοστά των παραπάνω δύο οξειδίων, στη συμμετοχή των αλκαλιούχων αστρίων στην παραγένεση των λιθαρενιτών. Βεβαίως δεν πρέπει να παραγνωριστεί και η συμμετοχή του K_2O στη σύσταση των μαρμαρυγιών.

Θα περίμενε κάποιος τα ποσοστά των πλαγιόκλάστων να ρυθμίζουν τη συμμετοχή του CaO στα πετρώματα που μελετώνται, ειδικά αφού απουσιάζουν συνήθως τα ανθρακικά ορυκτά, όμως η σύγκριση των διαγραμμάτων μεταβολής CaO – βάθους και συμμετοχής πλαγιόκλάστων – βάθους δεν παρουσιάζει κάποια εμφανή παράλληλη τάση μεταξύ τους. Θα πρέπει λοιπόν να θεωρήσουμε ότι δεν είναι τα πλαγιόκλαστα αυτά που καθορίζουν τα ποσοστά του CaO στα πετρώματα.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η ομοιότητα μεταβολής με το βάθος, μεταξύ των TiO_2 και Fe_2O_3 . Αυτό θα μπορούσε να αποδοθεί σε παρόμοια ποσοστά μεταλλικών ορυκτών (π.χ. ιλμενίτης) στους πετρογραφικούς τύπους που μελετώνται. Αυτή η ομοιότητα εμφανίζεται και μεταξύ των MgO και Al_2O_3 στους λιθαρενίτες, κάτι που θα μπορούσε να αποδοθεί στη συμμετοχή στην παραγένεσή τους γρανατών σύστασης πυρωπού.

Τέλος, από τα παραπάνω σχήματα προκύπτει ότι το ποσοστό του Al_2O_3 φαίνεται να καθορίζεται από τους αλκαλιούχους αστρίους, τα πλαγιόκλαστα και δευτερευόντως από τους μαρμαρυγίες.

Κεφάλαιο 5^ο

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

5.1 Κοκκομετρική μελέτη

Τα Τεταρτογενή κλαστικά ιζήματα στην περιοχή μελέτης, εντός της λεκάνης του Χέρσου, μπορούν καταρχήν να ομαδοποιηθούν σε τέσσερεις σχηματισμούς έως το βάθος των 150 m. Αυτά τα ιζήματα επικάθονται επί του Περμοτριάδικου ηφαιστειοϊζηματογενούς υποβάθρου ή επί ενός κροκαλοπαγούς βάσης. Κατά την κατακόρυφο έννοια διακρίνονται τουλάχιστον 13 ορίζοντες ιζημάτων, κυρίως αμμόδους φύσης, ενίοτε με κροκάλες και κάποια συμμετοχή ιλυοαργιλικού υλικού.

Η ιστολογική διερεύνηση των ιζημάτων έδειξε ότι αυτά είναι κατά βάση μονοπληθυσμιακά, εκτός από τα δείγματα X1, X2 και X10 που εμφανίζονται διπληθυσμιακά. Είναι όλα μεσόκοκκα έως πολύ αδρόκοκκα, πλην του επιφανειακού ιζήματος (εδαφικό προφίλ) που είναι λεπτόκοκκο. Η ταξινόμησή τους κυμαίνεται από κακή έως καλή, ενώ η σταθερή τους απόκλιση δείχνει επίσης τη διακύμανσή τους μεταξύ φτωχής και καλής ταξινόμησης. Με βάση τη λοξότητα και τη σταθερή τους απόκλιση τα ιζήματά μας φαίνεται ότι αποτέθηκαν σε ποτάμιο περιβάλλον, πλην του δείγματος X3 που είναι απόθεση λιμναίου περιβάλλοντος. Σε κάθε περίπτωση είναι όλα χερσαία ιζήματα (χερσοποτάμια και χερσαία – λιμναία) με το κλαστικό υλικό μεταφερόμενο και κατεργασμένο από υδατικό μέσο.

Η φάση ιζηματογένεσης είναι η μετα – ορογενετική φάση των ερυθροστρωμάτων – αρκοζική και το περιβάλλον απόθεσης εναλλάσσεται κατακόρυφα από κάτω προς τα πάνω: Χερσοποτάμιο → ποτάμιο και λιμναίο → χερσοποτάμιο, ενώ δύο σχηματισμοί (Β και Δ) πιθανόν να αποτελούν αποθέσεις αλλουβιακών ριπιδίων και οι άλλοι δύο (Α και Γ) αποθέσεις πεδιάδων πλημμυρών. Από την κατακόρυφη μεταβολή της ταξινόμησης διακρίνονται τρεις ρυθμοί ιζηματογένεσης. Τα ιζήματα είναι ιστολογικά υποώριμα έως ώριμα.

5.2 Πετρογραφική μελέτη

Με βάση την πετρογραφική μελέτη των ιζημάτων προέκυψε ότι αυτά είναι πλούσια σε θραύσματα πετρωμάτων και ταξινομούνται ως λιθαρενίτες και αστριούχοι λιθαρενίτες. Συγκεκριμένα τέσσερεις πετρογραφικοί τύποι είναι παρόντες: Το εδαφικό προφίλ,

γρاناτούχοι μαρμαρυγικοί αστριούχοι λιθαρενίτες, μαρμαρυγικοί αστριούχοι λιθαρενίτες και γρاناτούχοι μαρμαρυγικοί λιθαρενίτες.

Η παραγένεση τους αποτελείται κυρίως από χαλαζία, δευτερευόντως από πλαγιόκλαστα και ακολουθούν οι καλιούχοι άστριοι (κυρίως μικροκλινής) και οι μαρμαρυγίες (κυρίως λευκός μαρμαρυγίας), πλην δύο δειγμάτων όπου οι μαρμαρυγίες είναι αφθονότεροι των πλαγιόκλαστων. Επουσιωδώς συμμετέχει (όχι πάντα) ασβεστίτης και κλινοπυρόξενος, ενώ όλα τα δείγματα περιέχουν μεταλλικά ορυκτά και είναι πλούσια σε μεταμορφικά ορυκτά (γρανάτες, τουρμαλίνη, ρουτίλιο, ζοϊσίτης κ.ά.). Τα τελευταία δείχνουν ότι κύριος παροχέας κλαστικού υλικού (επαρχία) υπήρξε ο Ανατολικός ορεινός όγκος του Δύσωρου, συγκροτούμενος από μεταμορφωμένα πετρώματα και δευτερευόντως το πλουτωνικό τεκτονικό λέπι στο Βόρειο άκρο της λεκάνης. Σε αυτό συνηγορεί και η παρουσία κυρίως λευκού μαρμαρυγία και όχι βιοτίτη. Αυτό αποτελεί και ένδειξη αλλαγής της διεύθυνσης των υδατικών ρευμάτων στην περιοχή, αφού τα σύγχρονα έχουν γενική διεύθυνση Βορρά – Νότου αποπλύνοντας κυρίως τα πετρώματα της Περιοδοπικής Ζώνης πλέον. Η αφθονία των πλαγιόκλαστων σε σχέση με τους καλιούχους αστρίους καταδεικνύει ραγδαία διάβρωση και ταφή κατά μήκος συγκλίνοντων ηπειρωτικών περιθωρίων με απουσία χημικής αποσάθρωσης. Το ίδιο τεκτονικό περιβάλλον προκύπτει και από τα ποσοστά χαλαζία, αστρίων και θραυσμάτων πετρωμάτων (ανακυκλωμένο ορογενές), ενώ το παλαιοκλίμα είναι ημίξηρο ή έντονου ορεινού αναγλύφου. Τέλος, οι λιθαρενίτες του Χέρσου εμφανίζονται όλοι ορυκτολογικά ανώριμοι.

5.3 Γεωχημική μελέτη

Η γεωχημική έρευνα έδειξε ότι την περιοχή προέλευσης των λιθαρενιτών του Χέρσου πρέπει να αποτελούν κυρίως τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Όρους Δύσωρο και σε μικρότερο βαθμό ο γρανίτης (ως τεκτονικό λέπι) που οριοθετεί το Βόρειο άκρο της λεκάνης. Τα πετρώματα της Περιοδοπικής Ζώνης δε φαίνεται να προσέφεραν κλαστικό υλικό. Με χρήση της παραμέτρου CIA και των τριγωνικών διαγραμμάτων A – CN – K προκύπτει ότι η χημική αποσάθρωση δεν έδρασε εκτεταμένα, κάτι που συνηγορεί υπέρ μιας ραγδαίας αποσάθρωσης σε έντονο ανάγλυφο. Ο τεκτονικός χαρακτήρας των ιζημάτων μας είναι αυτός του παθητικού ηπειρωτικού περιθωρίου με απόθεση σε σταθερές τεκτονικά ηπειρωτικές περιοχές. Η επαρχία τους αποκαλύπτεται ως χαλαζιούχα ιζηματογενής, κάτι που συνεπάγεται χαλαζιούχα ιζήματα από την αποσάθρωση αρχικών χαλαζιούχων μεταμορφωμένων πετρωμάτων, ενώ οι

συστάσεις των ιζημάτων μας θεωρούνται τυπικές κλαστικών ιζημάτων πάνω σε παθητικά ηπειρωτικά περιθώρια. Οι λιθαρενίτες του Χέρσου γεωχημικά ταξινομούνται ως σιδηρομαγνησιούχοι καλιούχοι ψαμμίτες και καλιούχοι ψαμμίτες κατά Pettijohn et al. (1987), καταδεικνύοντας έτσι απόθεση υπό την έλλειψη ορογενετικών δράσεων. Κατά Pettijohn et al. (1987) και Herron (1988) ταξινομούνται όλοι ως υποαρκόζες, εξαιτίας της παρουσίας αστρίων με περιεχόμενο <25%. Κατά Herron (1988) αυτοί ταξινομούνται κυρίως ως υπολιθαρενίτες και δευτερευόντως ως υποαρκόζες (δείγματα X13 και X14). Το τελευταίο σχήμα ταξινόμησης φαίνεται πως προσεγγίζει καλύτερα τα ορυκτολογικά δεδομένα.

Συνοψίζοντας όλα τα παραπάνω μπορούμε να καταλήξουμε στο ενιαίο συμπέρασμα ότι οι λιθαρενίτες του Χέρσου είναι κλαστικά ιζήματα που αποτέθηκαν σε χερσοποτάμιο περιβάλλον, πάνω σε ένα σταθερό τεκτονικά ηπειρωτικό περιθώριο. Τα κλαστικά υλικά προήλθαν από τη ραγδαία, μηχανική κατά μεγάλο μέρος αποσάθρωση, κυρίως του ορεινού όγκου του Δυσώρου (μεταμορφωμένα πετρώματα), ενώ η γενική διεύθυνση των ποτάμιων ρευμάτων φαίνεται να μεταβάλλεται κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς από Ανατολή προς Δύση, σε Βορρά προς Νότο.

Chapter 6^o

SUMMARY

1. Introduction

Hersos Basin is located to the North of the Kilkis city and close to the Hellenic – F.Y.R.o.M. borders. The basin covers an overall surface of approximately 100 Km² with a mean altitude of 100 m. The study area is located above the major tectonic boundary between the Serbomacedonian Massif (Sm) to the East and the Circum Rhodope Belt (CR), with the first overthrusting the latter. The Sm is consisted mainly of mica schist, amphibolites and eclogites of generally Paleozoic age, whereas the CR is consisted mainly of Mesozoic meta – sedimentary, volcanic and volcanoclastic rocks, and limestones plus dolomites.

The samples were collected in the summer months of 2005, from boreholes of a water well drilling and to a depth of approximately 150 m.

2. Grain size analysis

Seventeen samples were examined and through their textural study it was made obvious that these are basically unimodal except for three of them (X1, X2 and X10) that showed a bimodal pattern; The graphic method was employed, i.e. histograms of weight (%) - grain size (Φ) showing the frequency curves and the cumulative frequency curves for each sample. All are medium to very coarse grained except for the soil profile, which is fine grained. Their sorting was calculated from the So and SD equations and ranges from poor to well. By use of the skewness and standard deviation parameters, their depositional environment was found to be river except for the samples X* and X3, which revealed lake conditions. Their sedimentary face is the meta – orogenic face of redbeds – arkosic. Four formations were identified, two representing alluvial fans and two representing flood plains. Employing the binary plot of sorting – depth, three rhythms of sedimentation were identified.

3. Petrography

Only the fraction of the coarse sand from each sample was petrographically studied. These are classified as litharenites (samples X1, X5, X7, X10, X11, X12, X14 and X15) and feldspathic litharenites (samples X2, X3, X4, X6, X8, X9, X13 and X16), with the soil profile being incorporated to the former for reasons of uniformity through the rest of the study. More specific, the petrological types were identified as garnet mica feldspathic litharenites, mica feldspathic litharenite and garnet mica litharenite. All of the samples contain a minimum of 33.3 % quartz, 7.6 % feldspars (alkali and calcic) and 28 % lithic fragments, values that range to 55.6 %, 17.6 % and 52 %, respectively. These values were point counted by using polarizing microscope. All of the samples were rich in metamorphic minerals, namely zoisite, clinozoisite, clinopyroxene, garnet, kyanite, tourmaline etc, indicating a metamorphic provenance. Also zircon and apatite were identified, something which may be attributed to a mixed igneous – metamorphic provenance. The existence of white mica mainly and not biotite is consistent with a metamorphic provenance. Little or no calcite, dolomite and hornblende were found, something which again designates the metamorphic rocks of the Sm as the potential major source of the clastic load. With this conclusion concurs and the petrography of the metamorphic rocks of the Sm. Also, given that the rivers that now flow through the basin have a Northerly direction, we may have an indication of their changing course during the Quaternary from Easterly – Westerly (i.e. drainage of the Sm) to their present Southerly course. In the modified Dickinson – Suczek ternary diagram all the samples fall into the recycled orogen field (collision of continental blocks), an outcome in accordance with the general geological evolution of the area in study. All of the samples are mineralogically immature.

The same fraction of the samples was crushed and the powder of each was X rated revealing the percentages of quartz, feldspar and mica (total) in every sample. The paleo – climate was identified as (semi-) arid or intense weathering in collaboration with high relief.

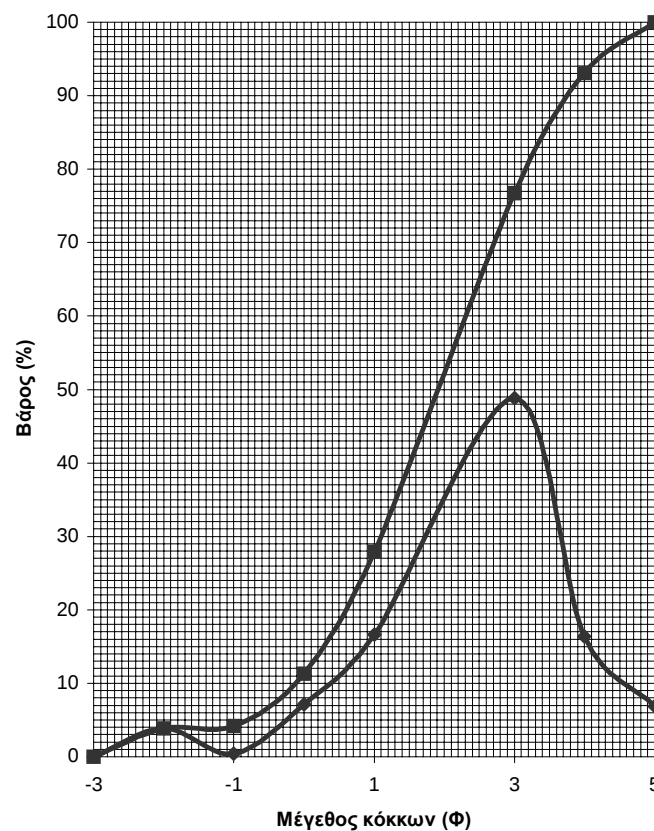
4. Geochemistry

The fraction of coarse sand from each sample was chemically analyzed for the major oxides and Harker diagrams were constructed with the use of SiO₂ as immobile oxide. Generally all the trends are controlled by the mineralogy of the litharenites. The use of the Chemical Index of Alteration revealed an absence of intense chemical weathering, whereas the tectonic regime

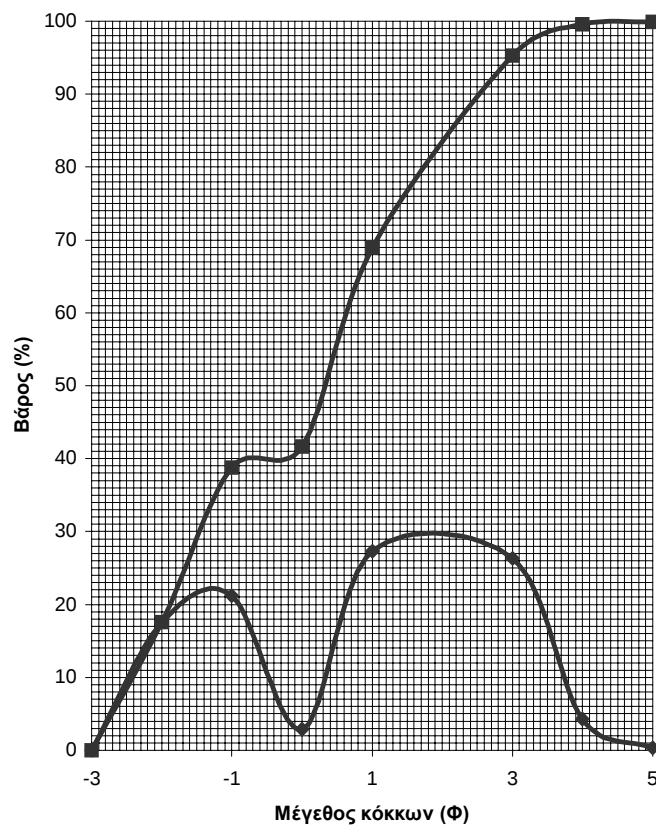
during the deposition was determined as such of a passive continental margin (tectonically stable continental regions) with the use of Roser & Korsch 's (1986) binary diagram. The provenance was found to be a quartzose sedimentary, according to Roser & Korsch 's (1988) diagram, which involves the use of discriminant functions. All the above are consisting with the petrographic observations and a metamorphic provenance is therefore defined along with the contribution of mostly mechanical weathering and not chemical.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

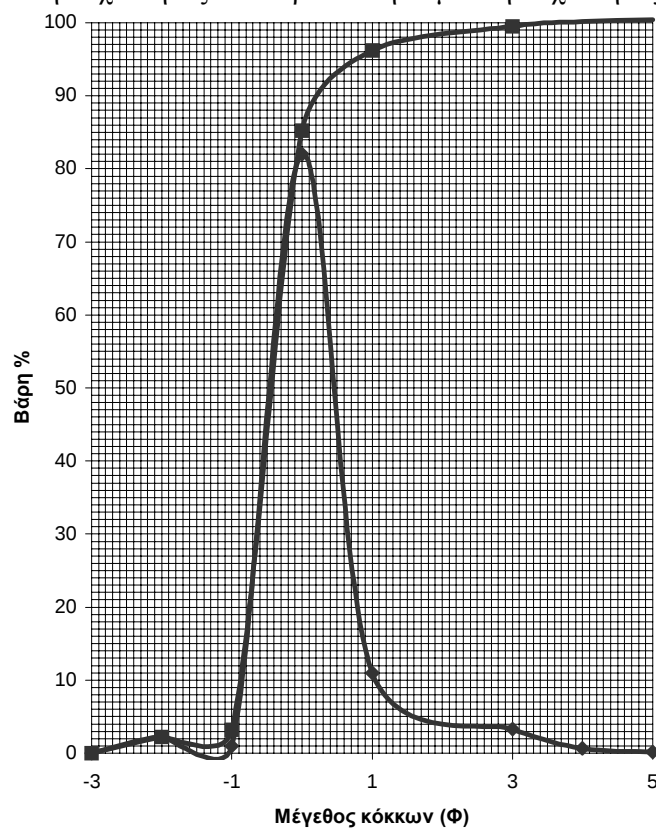
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι. Καμπύλες συχνότητας και αθροιστικές καμπύλες συχνότητας των δειγμάτων που αναλύονται



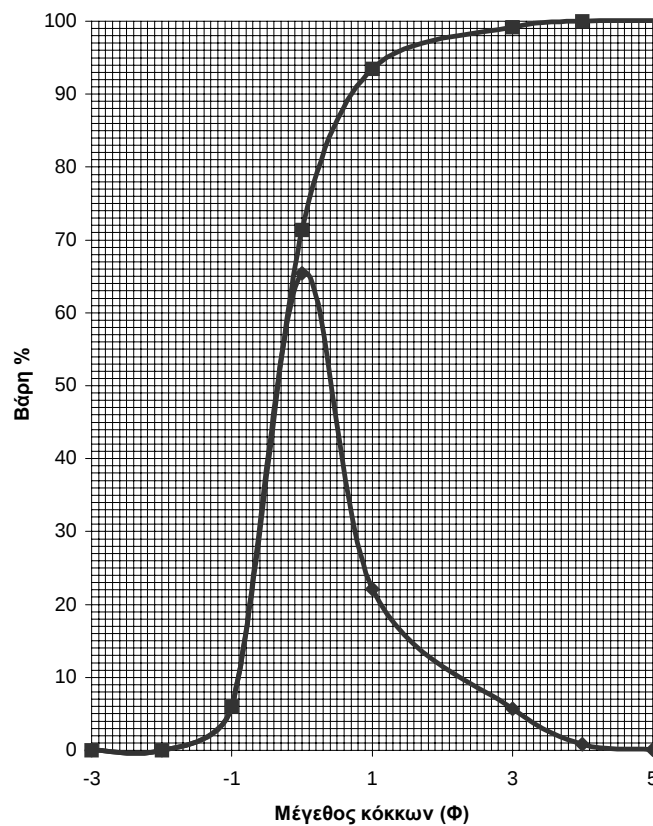
Σχήμα 1. Καμπύλη συχνότητας και αθροιστική καμπύλη συχνότητας δείγματος X1.



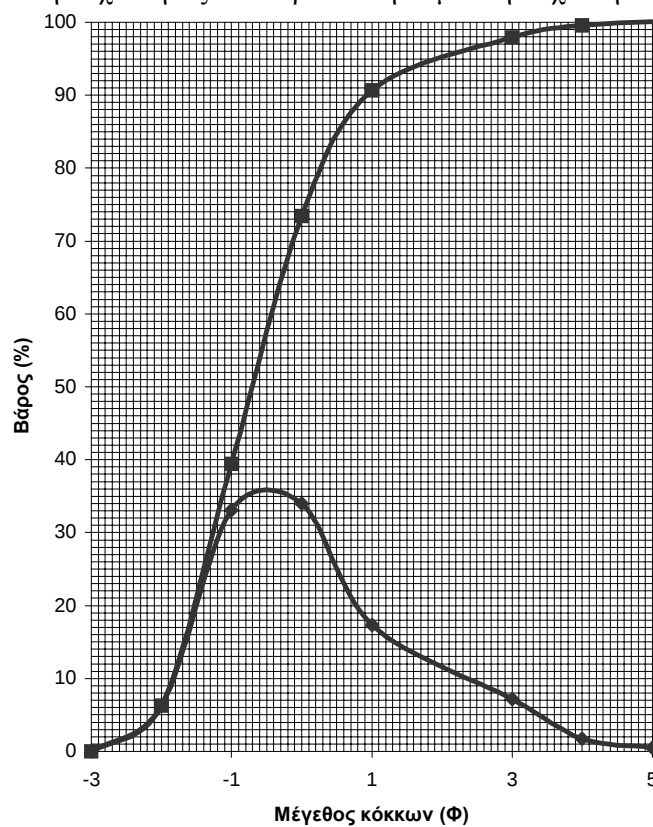
Σχήμα 2. Καμπύλη συχνότητας και αθροιστική καμπύλη συχνότητας δείγματος X2.



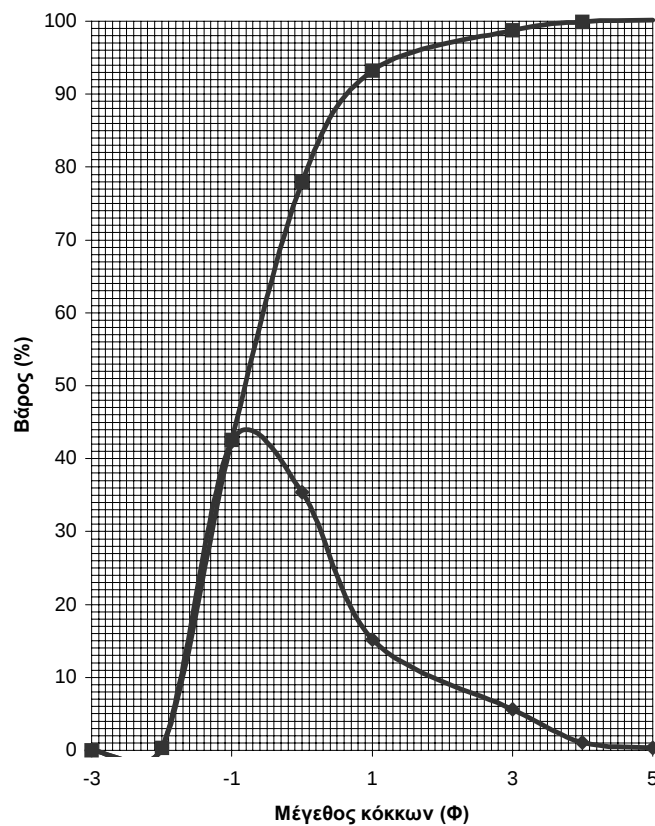
Σχήμα 3. Καμπύλη συχνότητας και αθροιστική καμπύλη συχνότητας δείγματος X3.



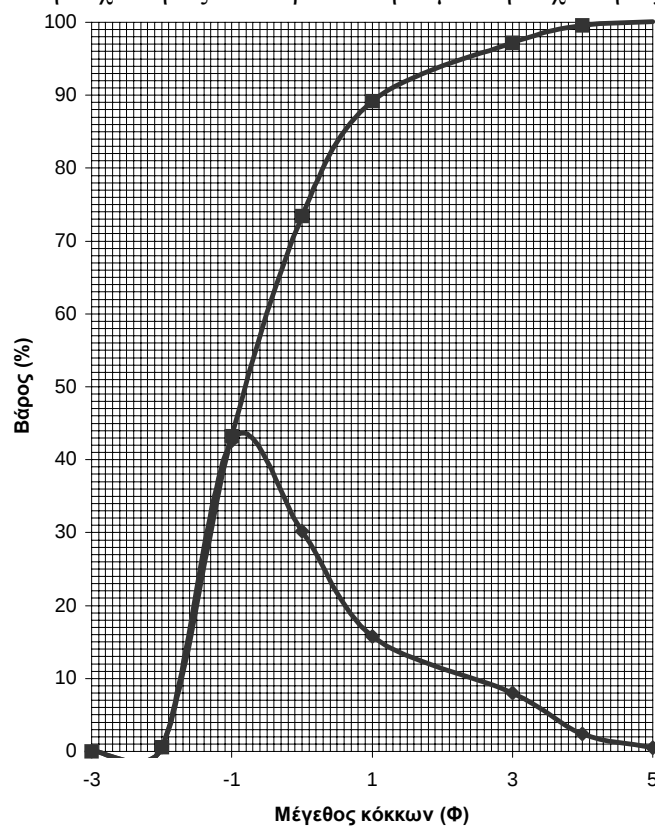
Σχήμα 4. Καμπύλη συχνότητας και αθροιστική καμπύλη συχνότητας δείγματος X4.



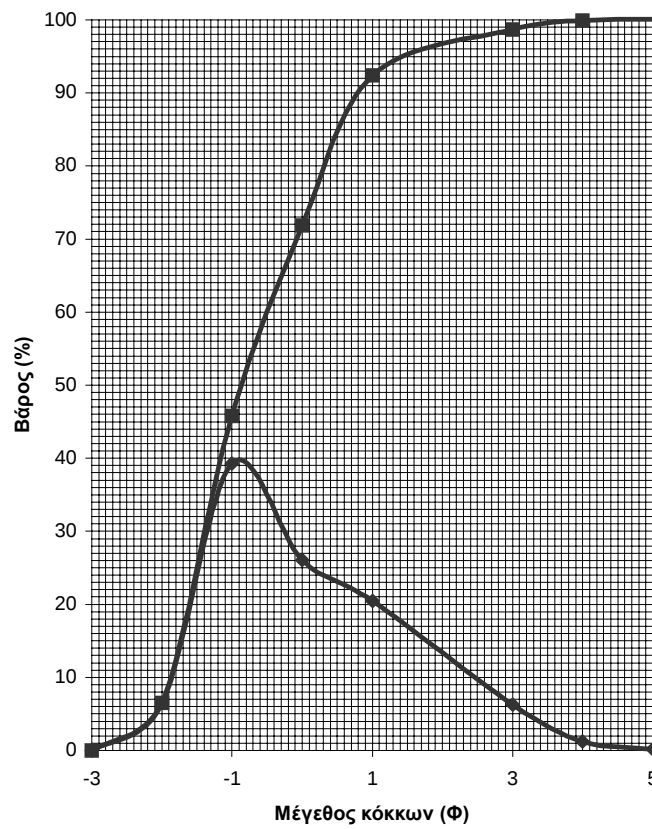
Σχήμα 5. Καμπύλη συχνότητας και αθροιστική καμπύλη συχνότητας δείγματος X5.



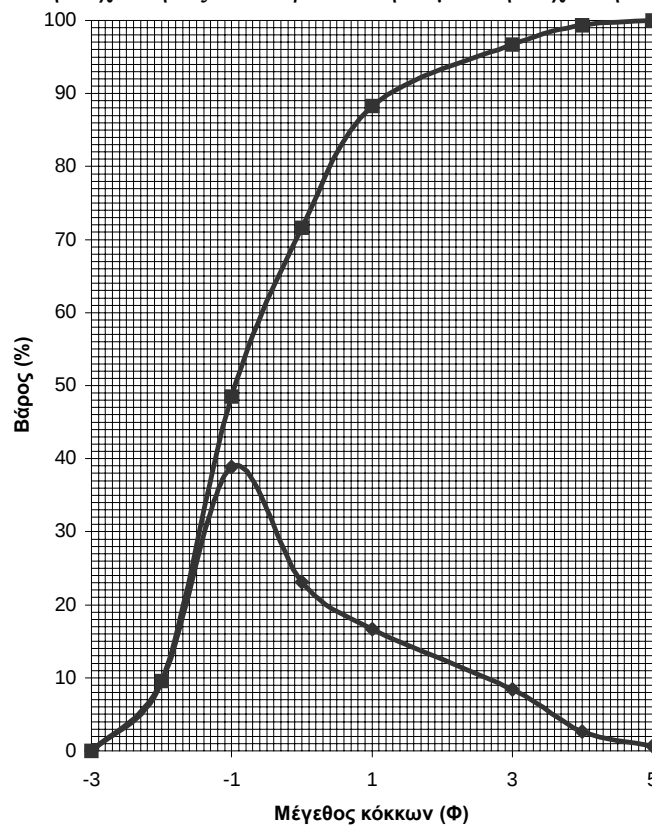
Σχήμα 6. Καμπύλη συχνότητας και αθροιστική καμπύλη συχνότητας δείγματος X6.



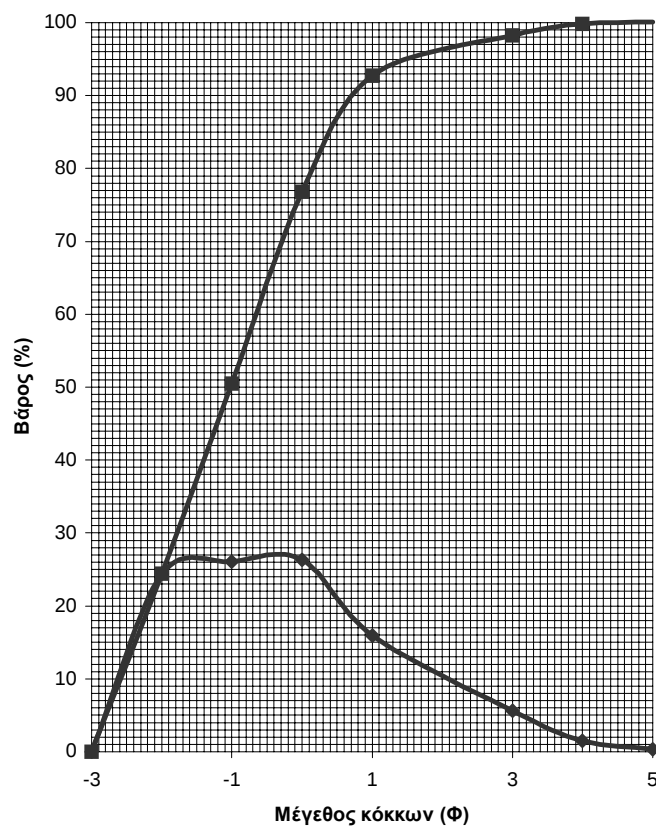
Σχήμα 7. Καμπύλη συχνότητας και αθροιστική καμπύλη συχνότητας δείγματος X7.



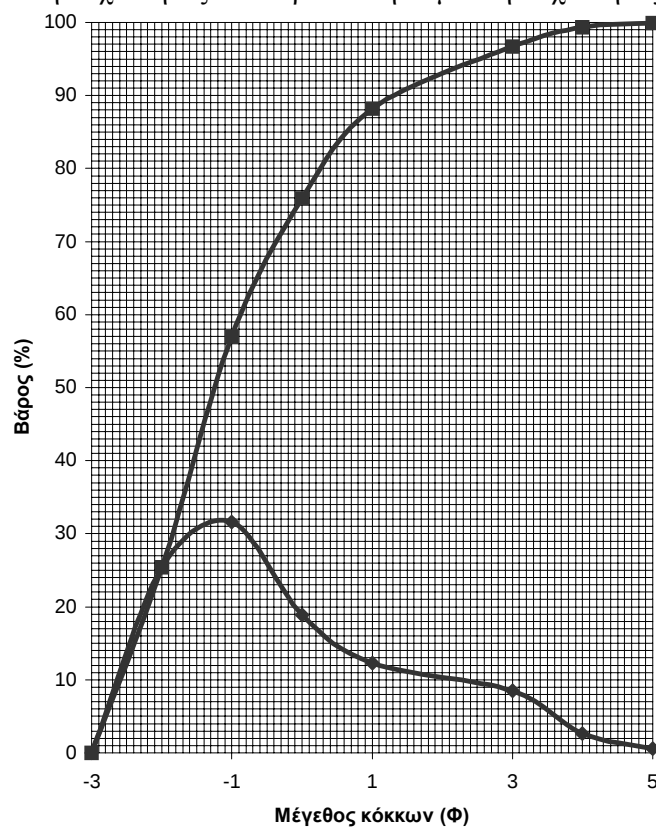
Σχήμα 8. Καμπύλη συχνότητας και αθροιστική καμπύλη συχνότητας δείγματος X8.



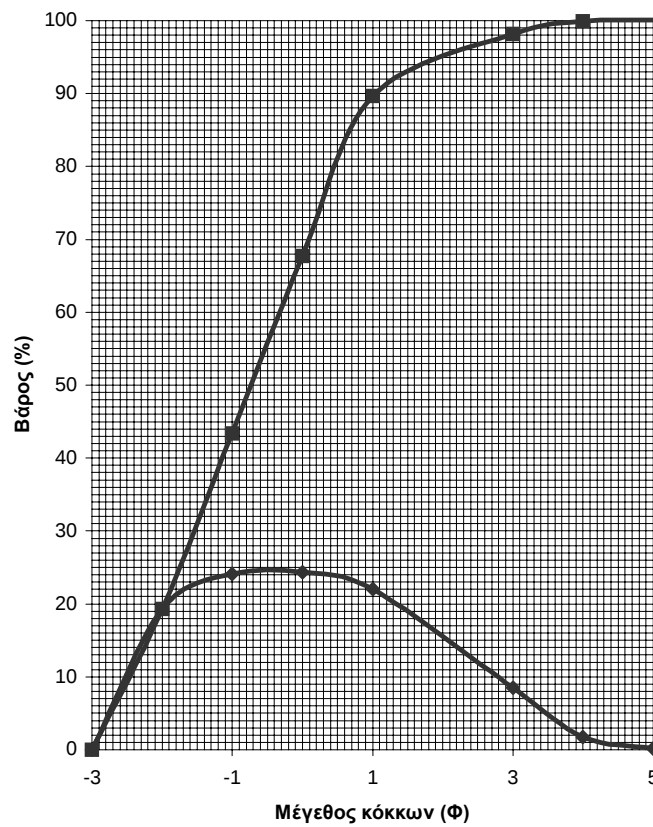
Σχήμα 9. Καμπύλη συχνότητας και αθροιστική καμπύλη συχνότητας δείγματος X9.



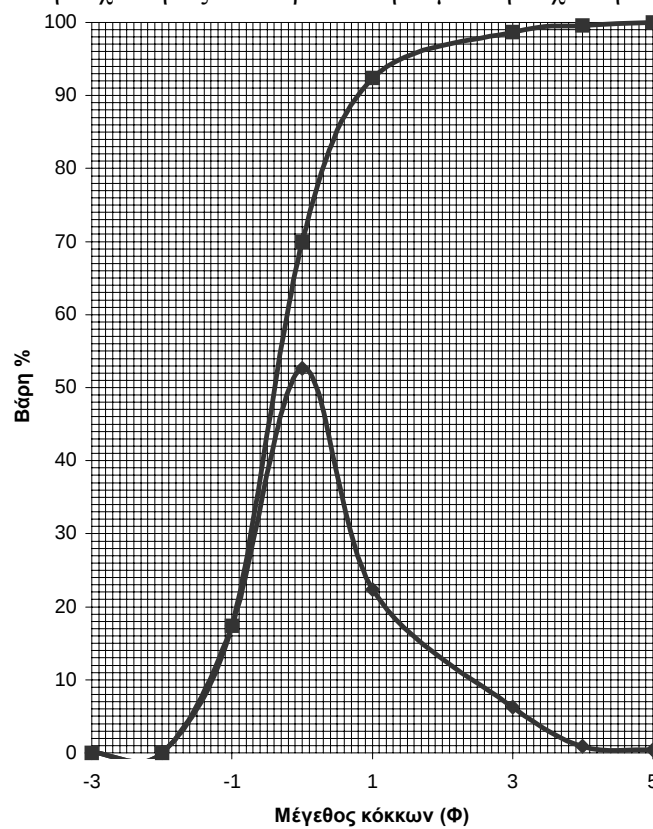
Σχήμα 10. Καμπύλη συχνότητας και αθροιστική καμπύλη συχνότητας δείγματος X10.



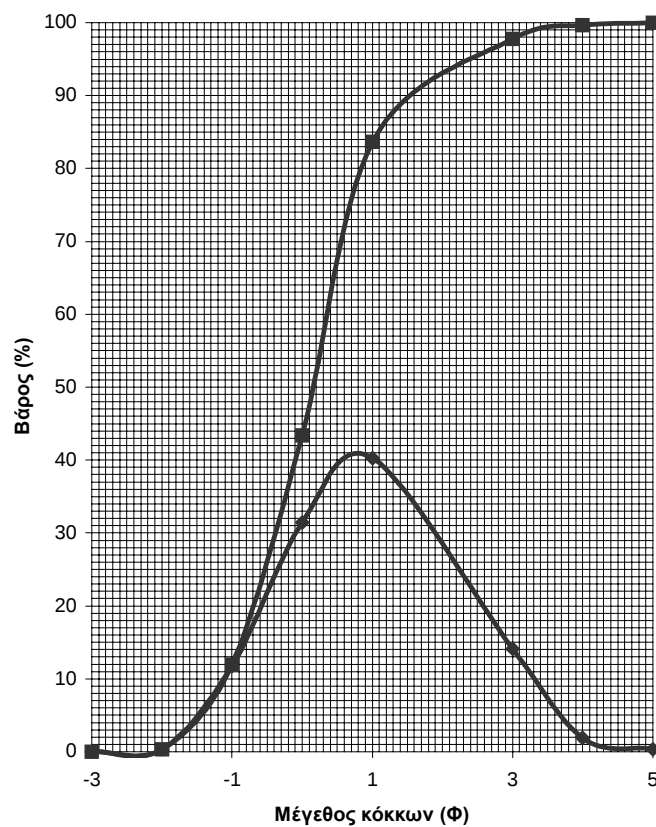
Σχήμα 11. Καμπύλη συχνότητας και αθροιστική καμπύλη συχνότητας δείγματος X11.



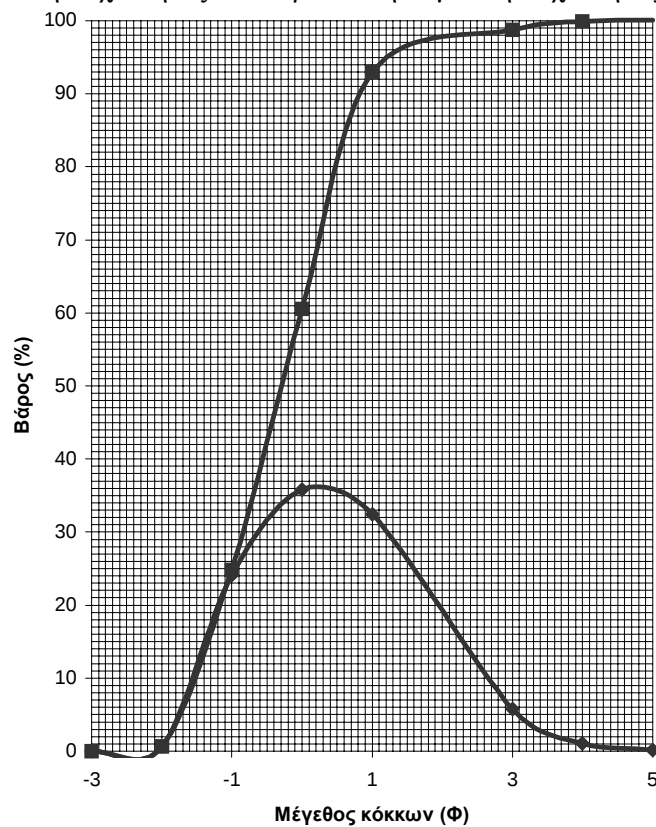
Σχήμα 12. Καμπύλη συχνότητας και αθροιστική καμπύλη συχνότητας δείγματος X12.



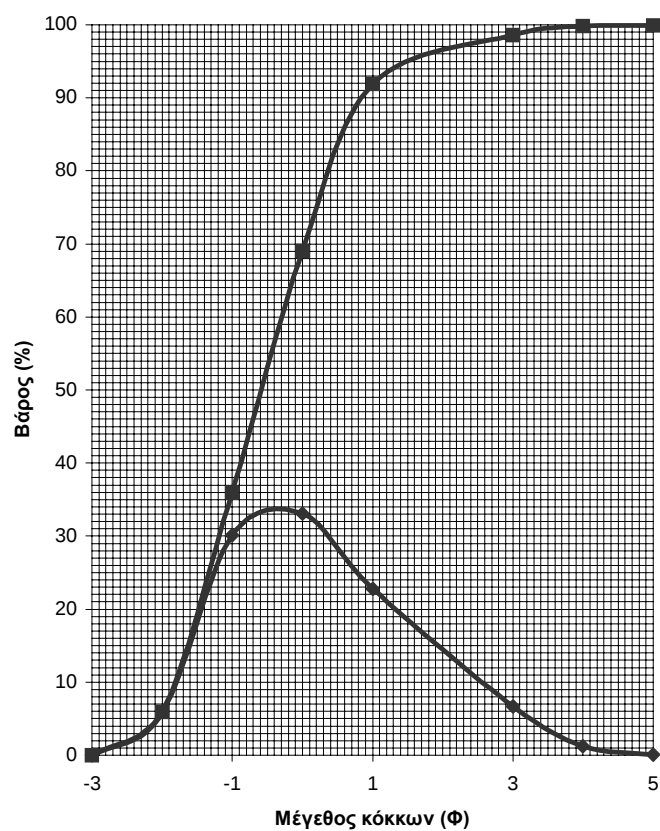
Σχήμα 13. Καμπύλη συχνότητας και αθροιστική καμπύλη συχνότητας δείγματος X13.



Σχήμα 14. Καμπύλη συχνότητας και αθροιστική καμπύλη συχνότητας δείγματος X14.

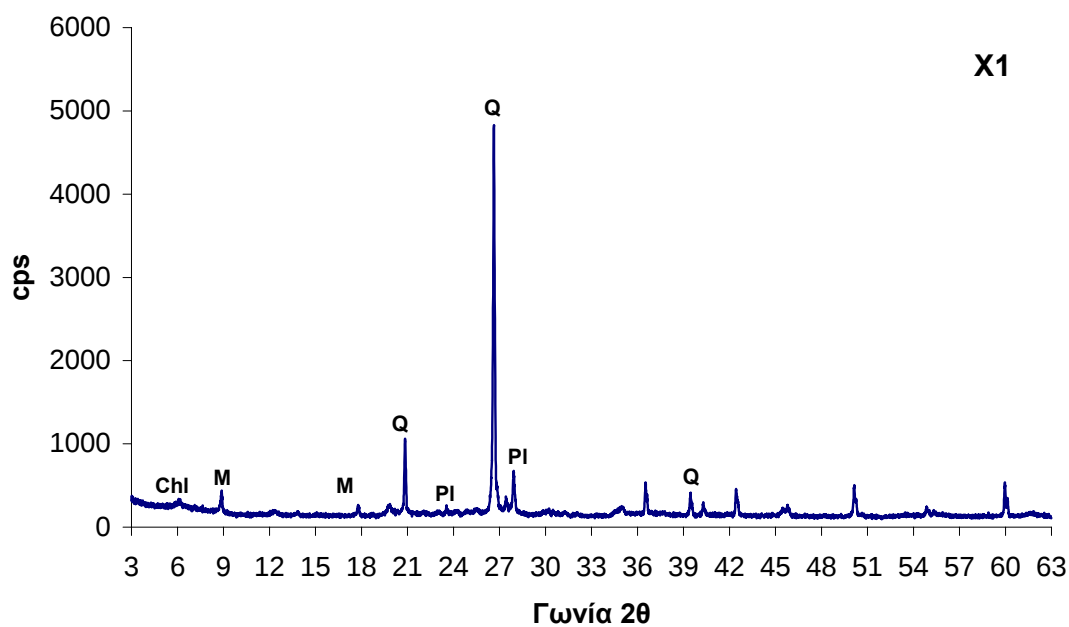


Σχήμα 15. Καμπύλη συχνότητας και αθροιστική καμπύλη συχνότητας δείγματος X15.

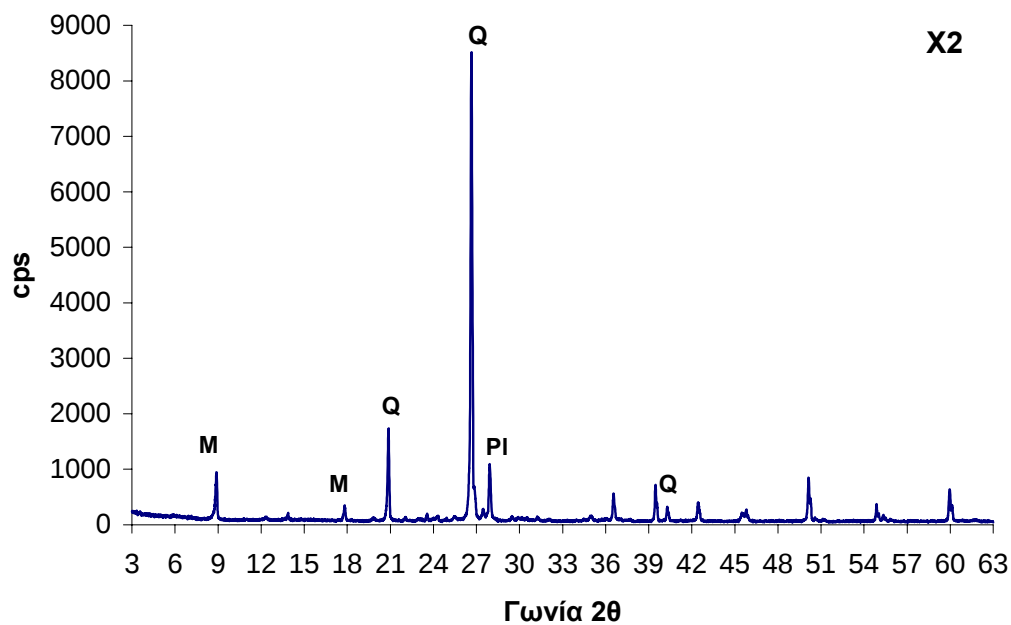


Σχήμα 16. Καμπύλη συχνότητας και αθροιστική καμπύλη συχνότητας δείγματος X16.

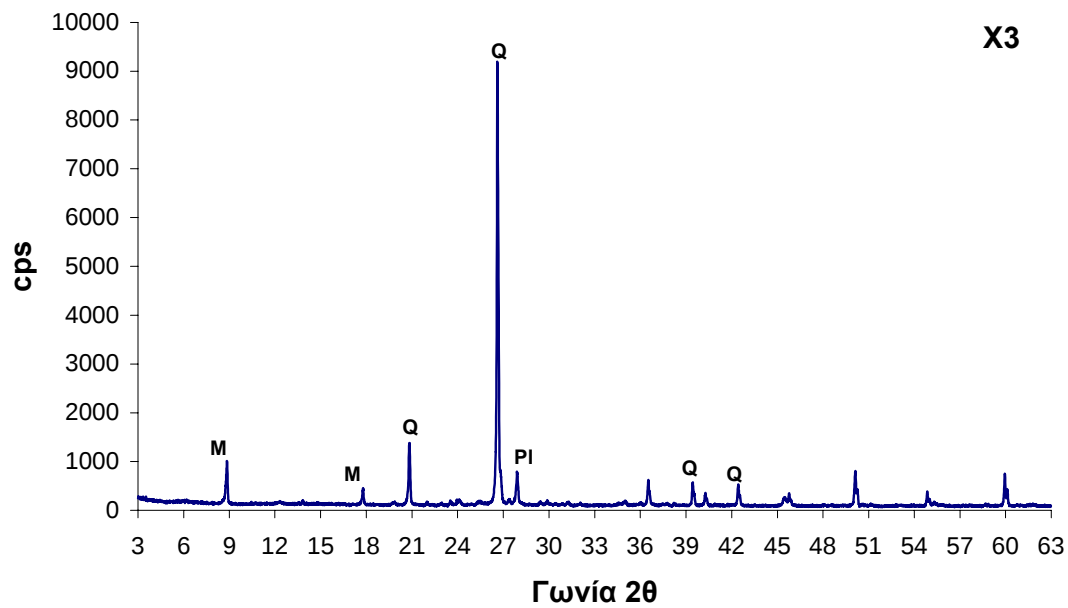
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ II. Περιθλασιογράμματα ακτίνων X



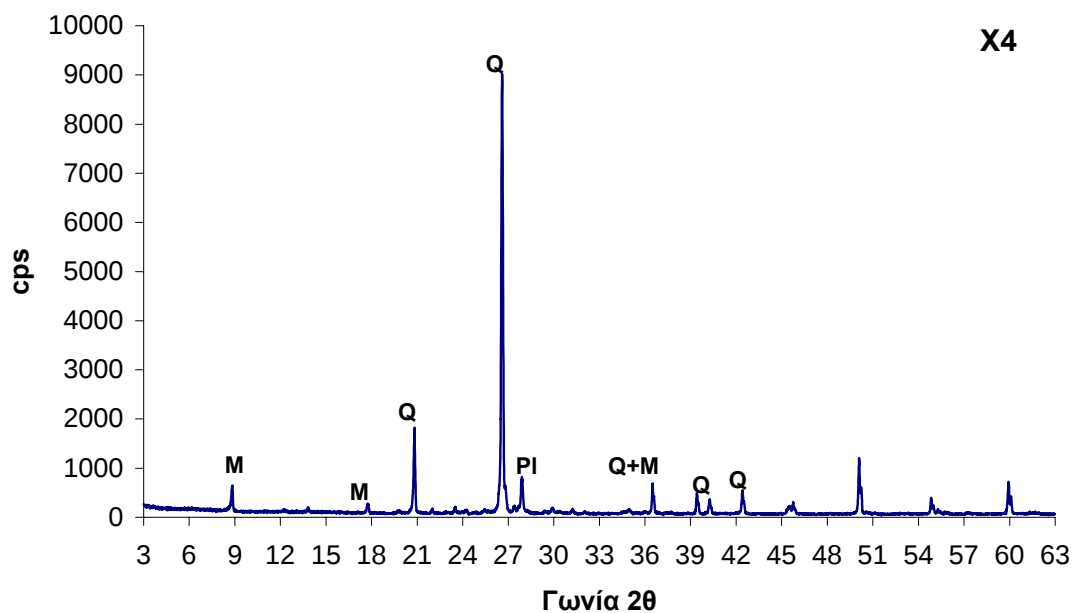
Σχήμα 1. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X1. Chl=χλωρίτης, M=μαρμαρυγίας, Q=χαλαζίας και PI=πλαγιόκλαστο.



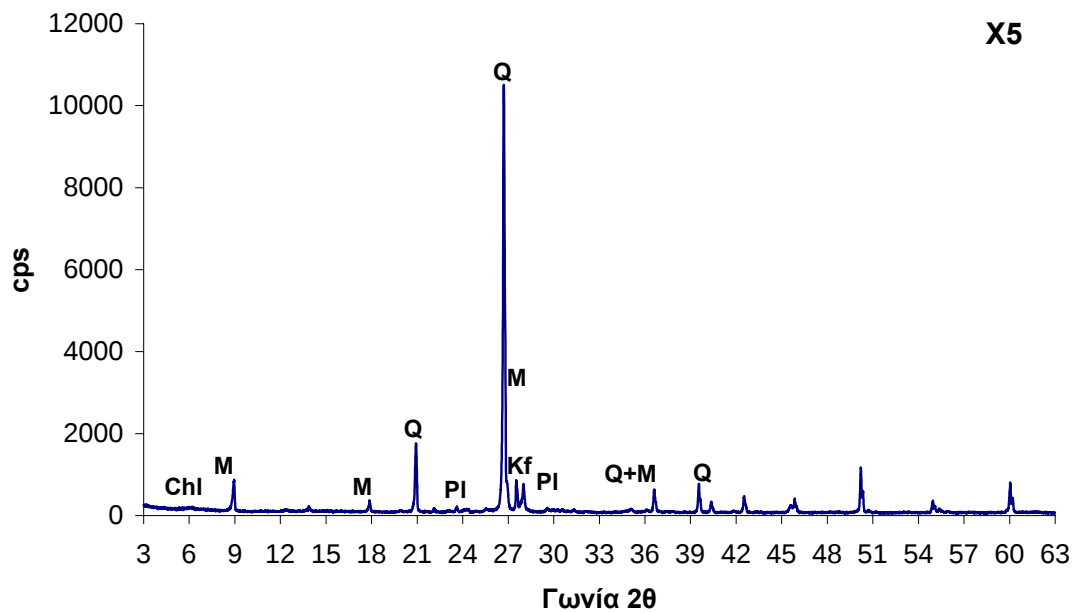
Σχήμα 2. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X2. M=μαρμαρυγίας, Q=χαλαζίας και PI=Πλαγιόκλαστο.



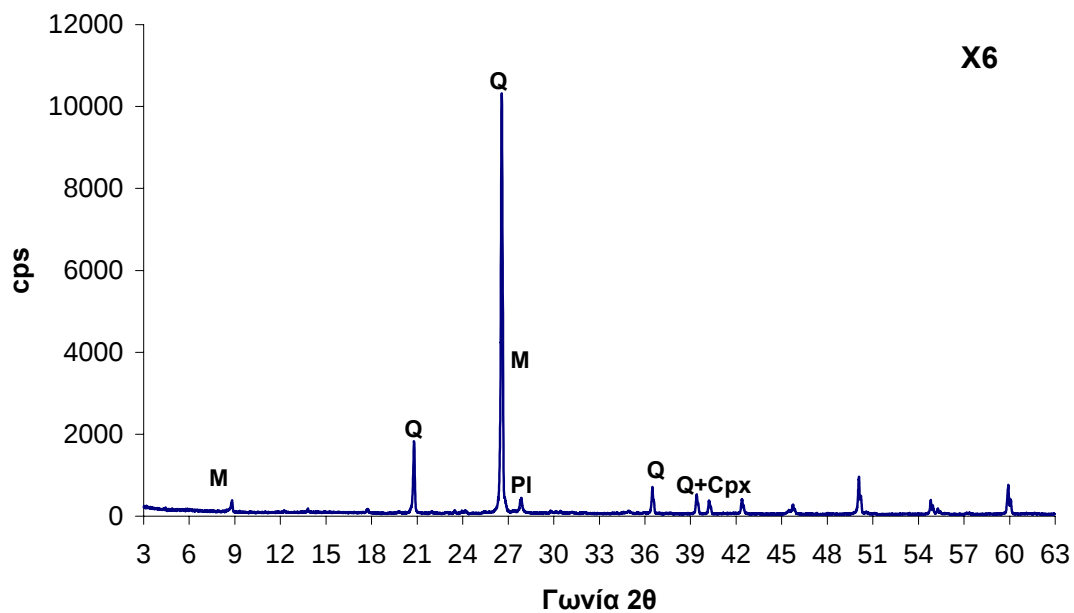
Σχήμα 3. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X3. M=μαρμαρυγίας, Q=χαλαζίας και PI=πλαγιόκλαστο.



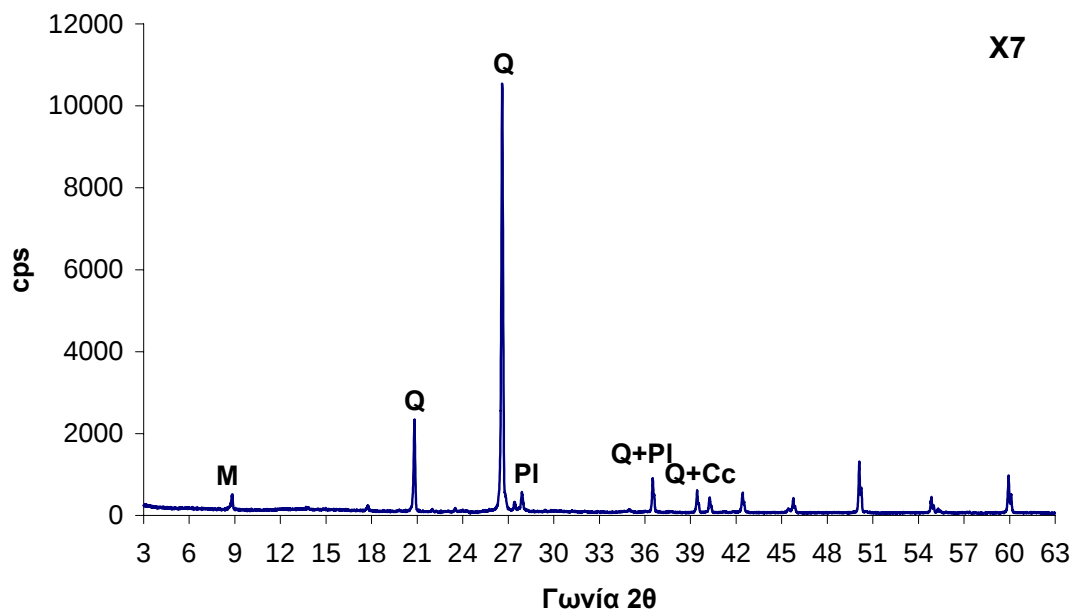
Σχήμα 4. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X4. M=μαρμαρυγίας, Q=χαλαζίας και PI=πλαγιόκλαστο.



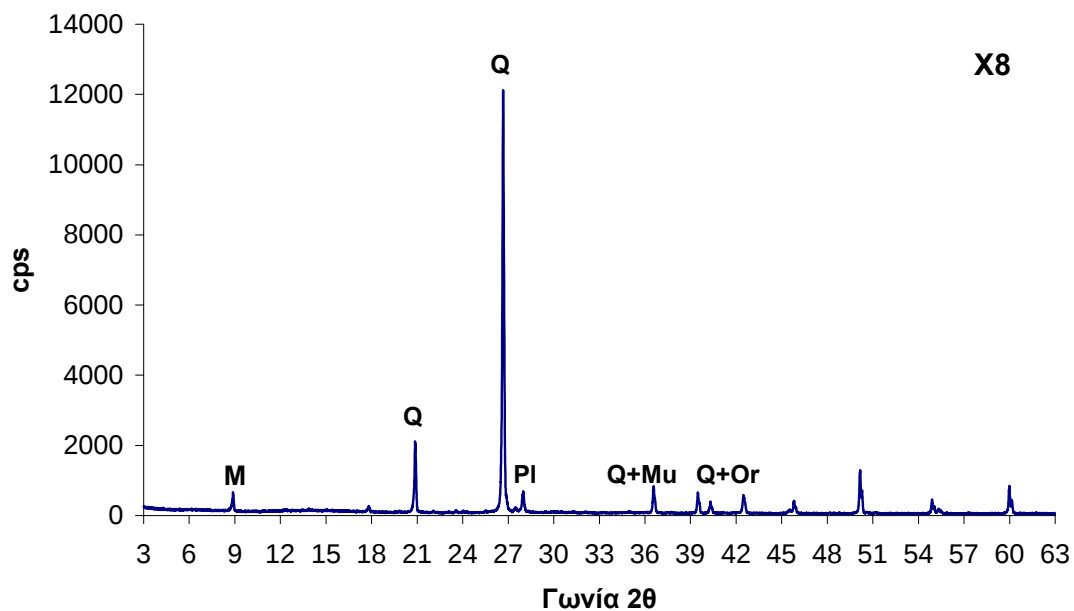
Σχήμα 5. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X5. Chl=χλωρίτης, M=μαρμαρυγίας, Q=χαλαζίας, Kf=καλιούχος άστριος και PI=πλαγιόκλαστο.



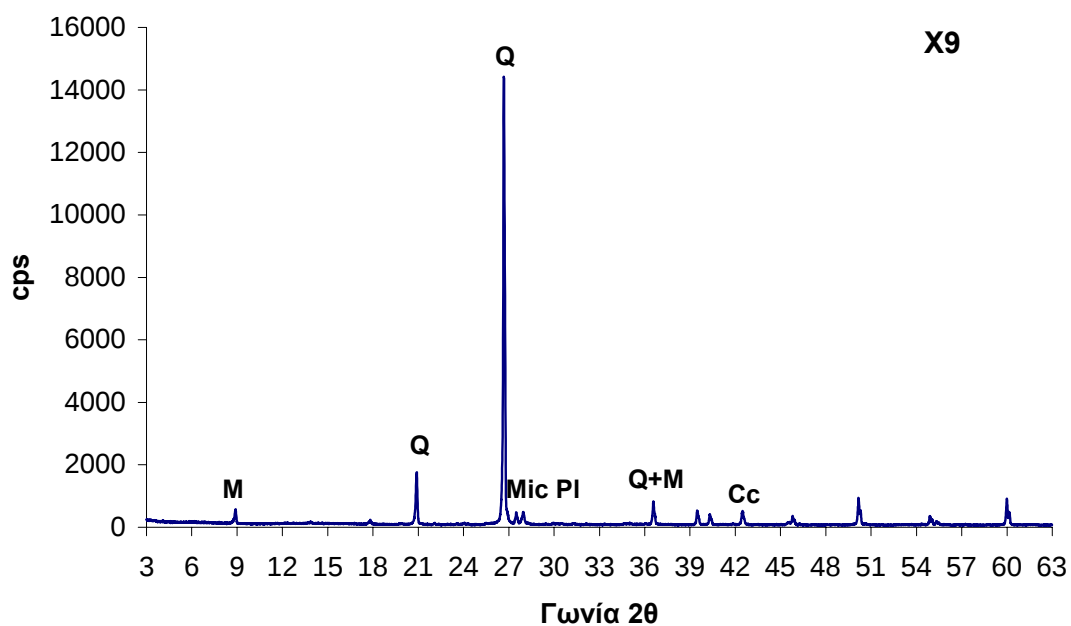
Σχήμα 6. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X6. M=μαρμαρυγίας, Q=χαλαζίας, Cpx=κλινοπυρόξενος και PI=πλαγιόκλαστο.



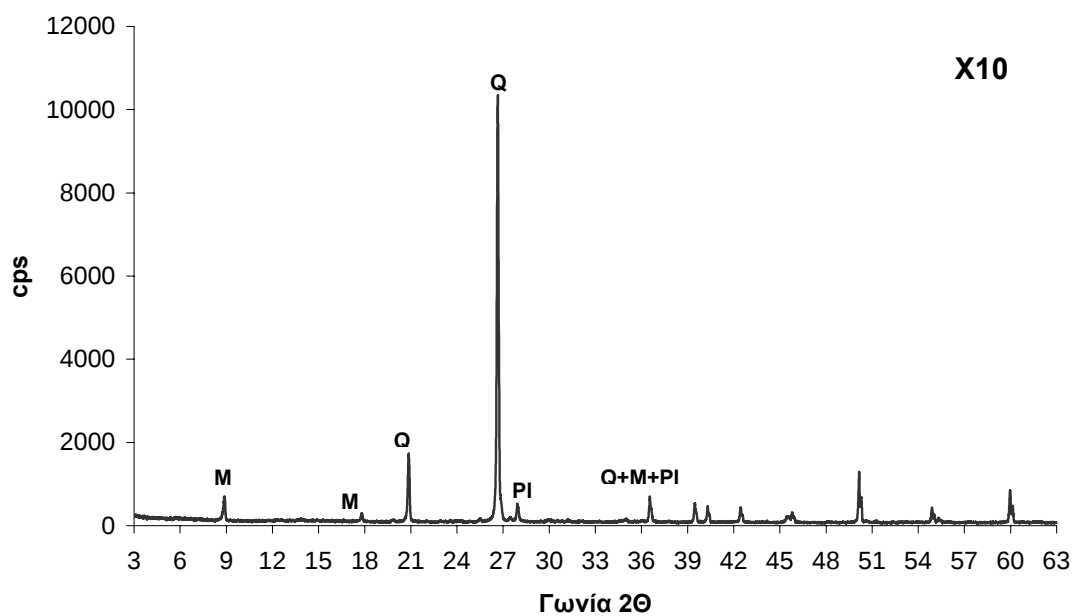
Σχήμα 7. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X7. M=μαρμαρυγίας, Q=χαλαζίας, Cc=ασβεστίτης και PI=πλαγιόκλαστο.



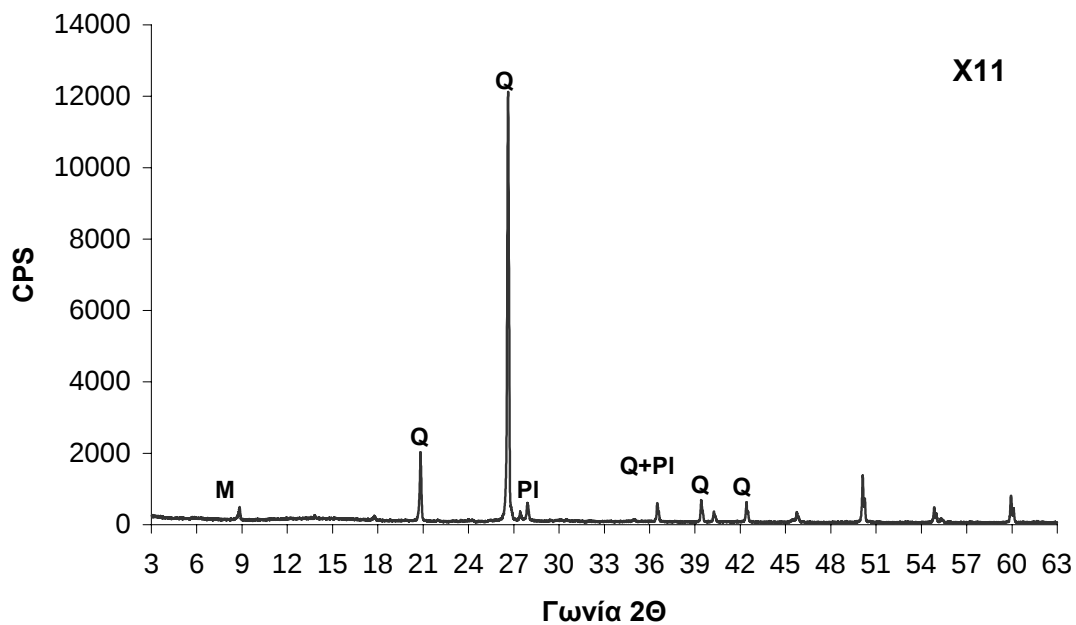
Σχήμα 8. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X8. M=μαρμαρυγίας, Q=χαλαζίας, Kf=καλιούχος άστριος και PI=πλαγιόκλαστο.



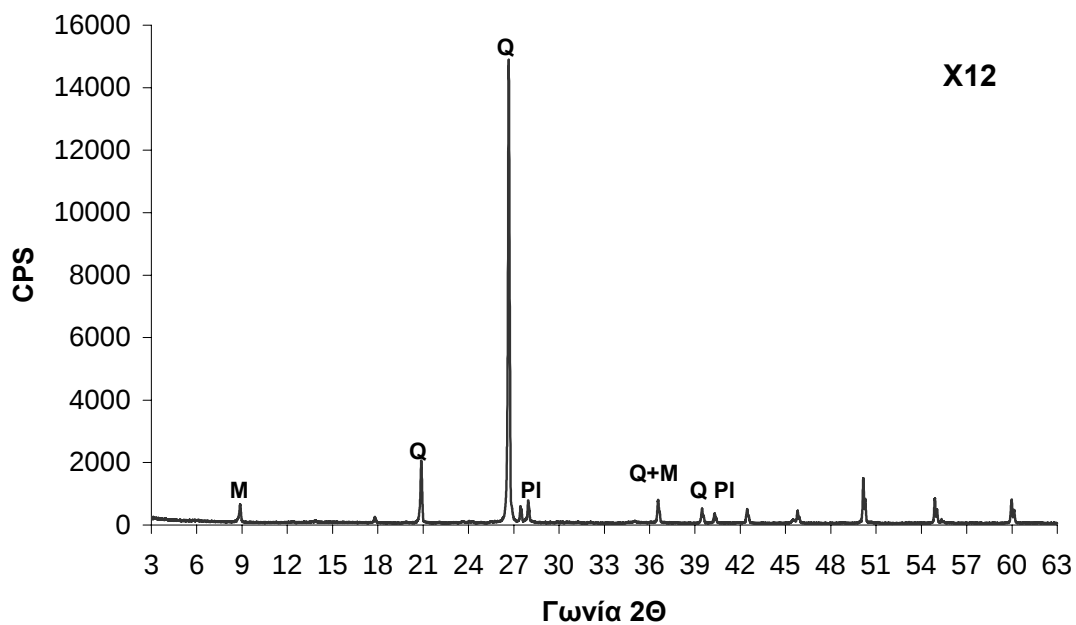
Σχήμα 9. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X9. M=μαρμαρυγίας, Q=χαλαζίας, Mic=μικροκλινής, Cc=ασβεστίτης και Pl=πλαγιόκλαστο.



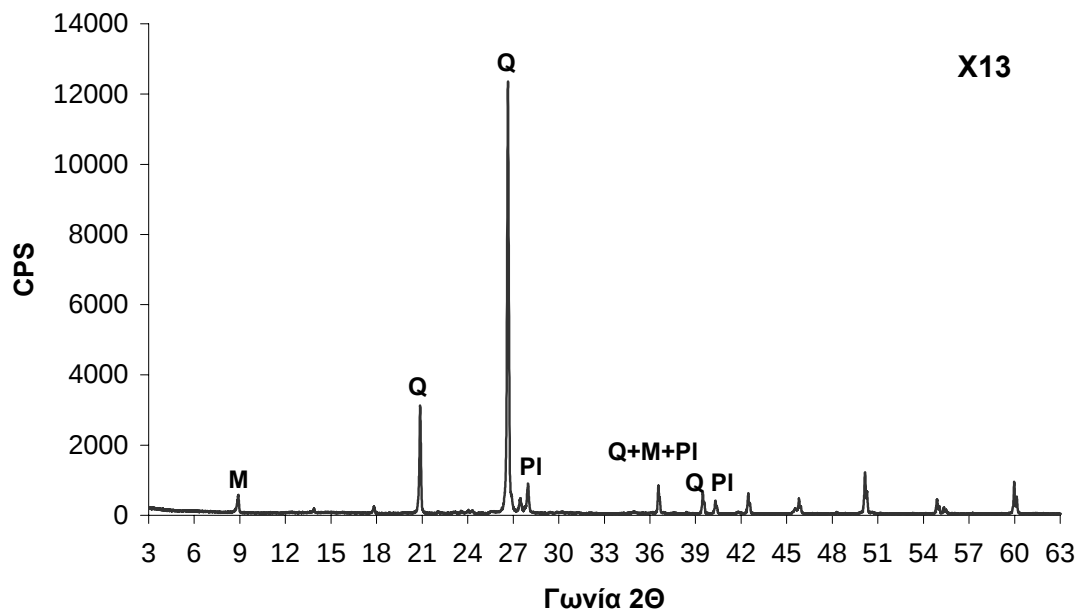
Σχήμα 10. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X10. M=μαρμαρυγίας, Q=χαλαζίας και Pl=πλαγιόκλαστο.



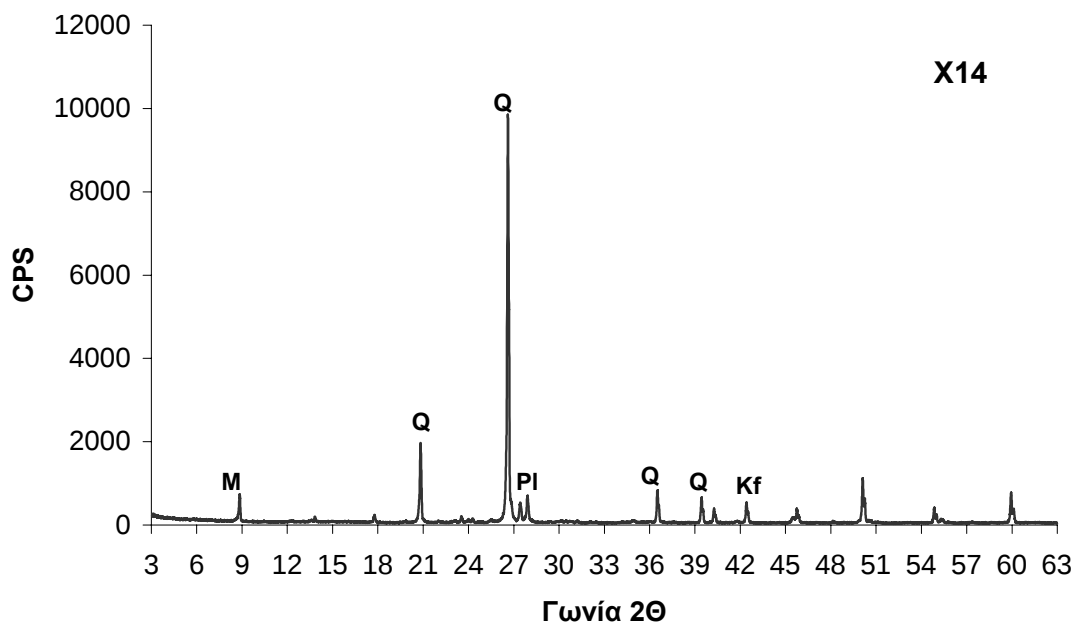
Σχήμα 11. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X11. M=μαρμαρυγίας, Q=χαλαζίας και PI=πλαγιόκλαστο.



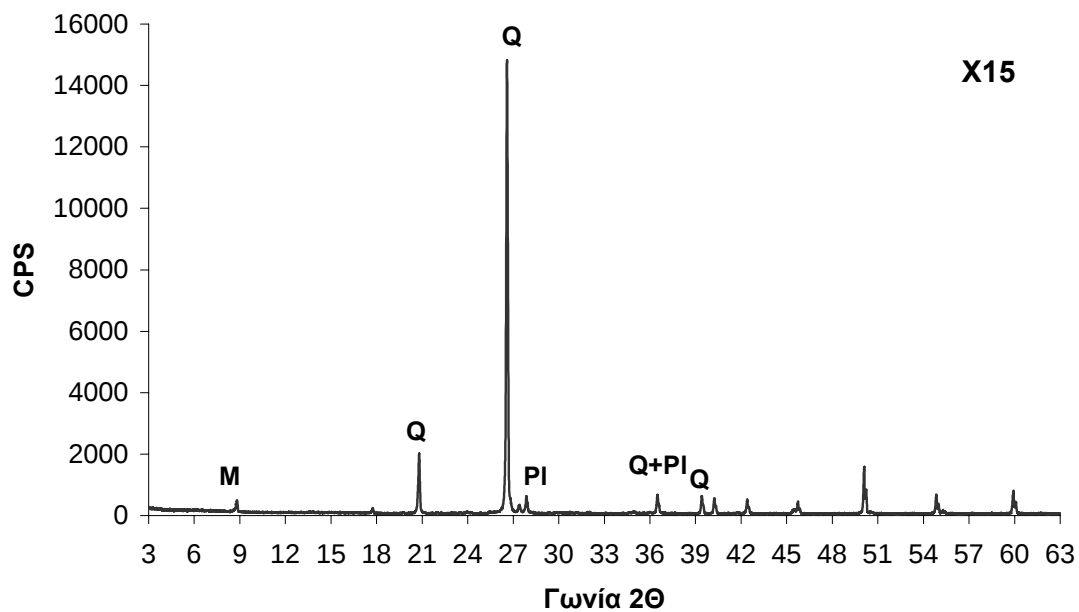
Σχήμα 12. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X12. M=μαρμαρυγίας, Q=χαλαζίας και PI=πλαγιόκλαστο.



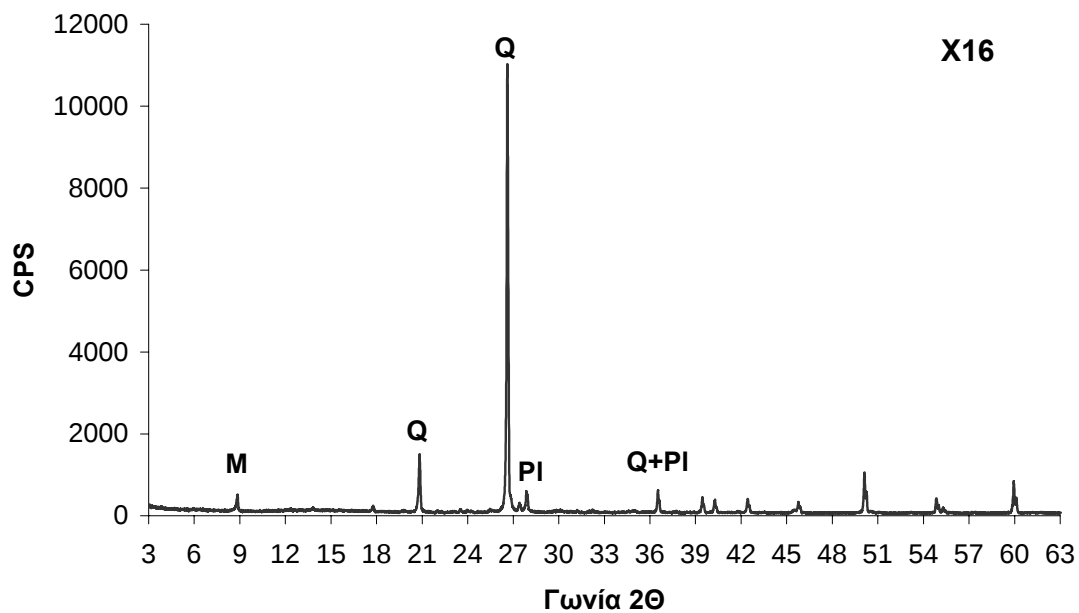
Σχήμα 13. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X13. M=μαρμαρυγίας, Q=χαλαζίας και PI=πλαγιόκλαστο.



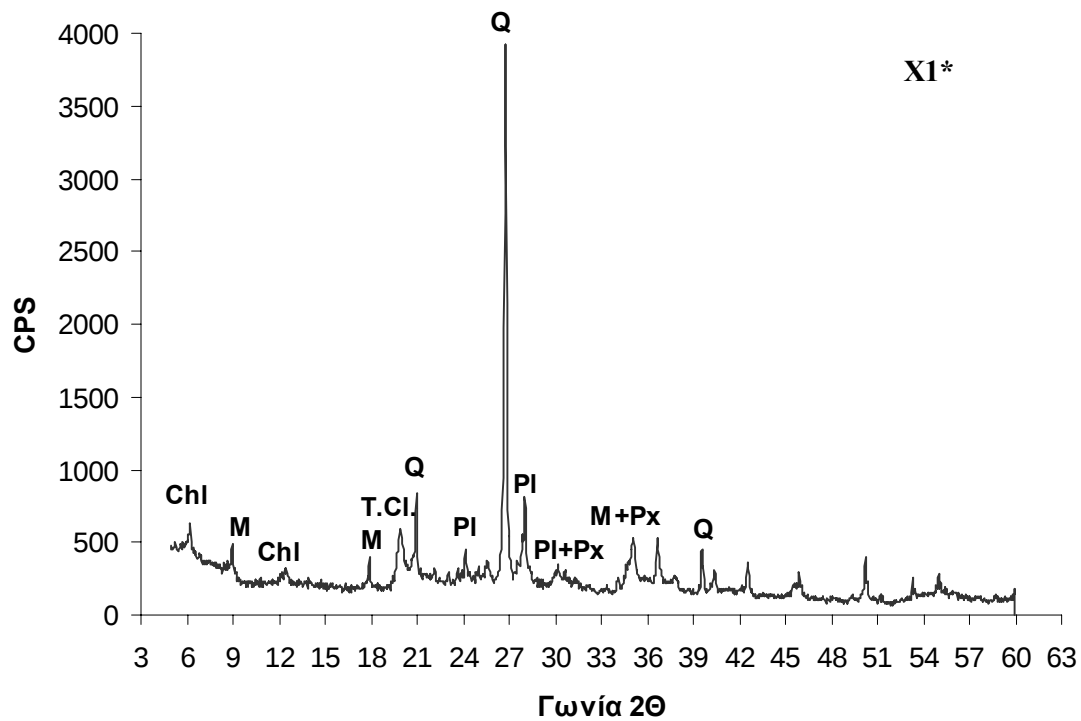
Σχήμα 14. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X14. M=μαρμαρυγίας, Q=χαλαζίας, Kf=καλιούχος άστριος και PI=πλαγιόκλαστο.



Σχήμα 15. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X15. M=μαρμαρυγίας, Q=χαλαζίας και PI=πλαγιόκλαστο.



Σχήμα 16. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X16. M=μαρμαρυγίας, Q=χαλαζίας και PI=πλαγιόκλαστο.



Σχήμα 17. Περιθλασιόγραμμα δείγματος X1*. M=μαρμαρυγίες, Q=χαλαζιάς, Pl=πλαγιόκλαστο, Chl=χλωρίτης, Px=πυρόξενοι και T.Cl.=σύνολο αργιλικών.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙΙ. Μέθοδοι χημικής ανάλυσης

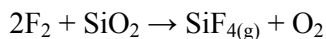
Περιγράφεται η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για τον προσδιορισμό των συγκεντρώσεων των στοιχείων με χρήση της φασματοφωτομετρίας ατομικής απορρόφησης με φλόγα. Η κατεργασία των δειγμάτων και οι μετρήσεις έγιναν στα εργαστήρια του Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Γεωχημείας του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. Για τον προσδιορισμό χρησιμοποιήθηκε φασματοφωτόμετρο ατομικής απορρόφησης Perkin – Elmer 5000 με καθοδικές λυχνίες Perkin – Elmer. Για το Si, Al και Ti χρησιμοποιήθηκε φλόγα $C_2H_2 - N_2O$, ενώ για τα υπόλοιπα στοιχεία φλόγα $C_2H_2 - αέρα$. Τα στοιχεία που παραθέτονται είναι από τους Βουλγαρόπουλο κ.ά. (1999), Στρατή κ.ά. (2000) και Κόταλη (2001).

Από κάθε δείγμα πάρθηκε ποσότητα από το κλάσμα του 0,5-1 mm και αυτή κονιοποιήθηκε σε μύλο βολφραμίου μέχρι να πάρει τη μορφή αναφούς σκόνης. Οι πούδρες κάθε δείγματος τοποθετήθηκαν σε πορσελάνινες κάψες και αυτές στο πυριαντήριο στους $110^{\circ}C$ για 3 ώρες ώστε να απομακρυνθεί το περιεχόμενό τους σε υγρασία. Στη συνέχεια τοποθετήθηκαν σε ξηραντήρα.

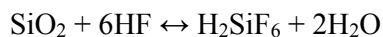
Για όλες τις ζυγίσεις χρησιμοποιήθηκε ζυγός ακριβείας με πέντε δεκαδικά ψηφία, πλην της ζύγισης του βορικού οξέως όπου χρησιμοποιήθηκε ηλεκτρονικός ζυγός με τρία δεκαδικά ψηφία.

1. Διαλυτοποίηση

Από την πούδρα κάθε δείγματος, 0,2 g τοποθετήθηκαν σε σκεύος teflon με προσθήκη 2 ml απιονισμένου ύδατος και μαγνητικού αναδευτήρα. Κατόπιν προστέθηκαν 10 ml HF 40% και 2,5 ml H_2SO_4 και το μίγμα αναδεύθηκε σε μαγνητική πλάκα για 2 min. Το HF αντικαθιστά τα άτομα οξυγόνου στις πυριτικές ενώσεις και τις διαλυτοποιεί σύμφωνα με την γενική αντίδραση:



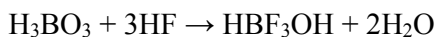
Τα φθοριούχα άλατα είναι πτητικά όπως φαίνεται από την παραπάνω αντίδραση και χρειάζεται προσεκτικός χειρισμός για να μην υπάρξουν απώλειες. Η παρουσία του H_2SO_4 είναι απαραίτητη, αφού δεσμεύει το H_2O και μετατοπίζει την πρώτη αντίδραση προς τα δεξιά:



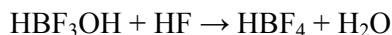
και



Τα σκεύη teflon με το μίγμα τοποθετήθηκαν για πέψη σε αυτόκλειστο με πίεση (βόμβα) και εντός θερμοστατούμενου κλιβάνου (πυριατήριο) για 90 min και σε θερμοκρασία 110°C. Κατόπιν αφέθηκαν εντός δοχείου με νερό για 30 min ώστε να έρθουν σε θερμοκρασία περιβάλλοντος και προστέθηκε στο καθένα 30 ml θερμό απιονισμένο νερό και 5 g H₃BO₃ με ταυτόχρονη ανάδευση σε μαγνητικό αναδευτήρα για περίπου 4 min, για την επίτευξη της συμπλοκοποίησης των καθιζανόντων φθοριδίων των μετάλλων ώστε αυτά να μην καθιζάνουν. Το σύμπλοκο φθοριοβορικό οξύ σχηματίζεται σε δύο στάδια ως εξής:



και



Η περεταίρω υδρόλυση του HBF₄ αναστέλλεται με περίσσεια H₃BO₃, ώστε τελικά όλα τα ιόντα F⁻ να παραμένουν δεσμευμένα εντός του συμπλόκου HBF₄ και να απομακρύνονται μετά με εξάτμιση.

Το τελικό αυτό μίγμα (διαυγές διάλυμα) από κάθε δείγμα μεταφέρθηκε σε ογκομετρική φιάλη των 250 ml οπότε και αραιώθηκε σε αυτόν τον όγκο με απιονισμένο νερό, αναδεύθηκε καλά και αποθηκεύτηκε σε πλαστικές φιάλες. Απο αυτό το μίγμα προσδιορίζονται τα Si⁺⁴ και Al⁺³, Fe, και Mn. Κατά τη διαδικασία της διαλυτοποίησης τα μεταλλικά ορυκτά δεν διαλυτοποιούνται και παραμένουν ως ίζημα σε αντίθεση με τα πυριτικά ορυκτά που αποσυνθέτονται πλήρως.

2. Συμπύκνωση

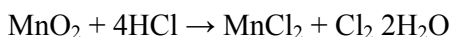
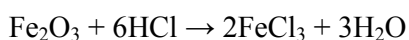
Η συμπύκνωση των μιγμάτων από τη διαλυτοποίηση αποσκοπεί στον προσδιορισμό των υπόλοιπων στοιχείων και γίνεται σε δύο στάδια.

Στο πρώτο στάδιο 10 ml από κάθε παραπάνω μίγμα τοποθετούνται σε ανοιχτό δοχείο teflon και θερμαίνονται επί μεταλλικής πλάκας και εντός απαγωγού αερίων μέχρι πλήρους εξεπατίσεως (συμπύκνωση μέχρι ξηρού), οπότε προκύπτει μικρή ποσότητα ιζήματος. Αφού

έρθουν σε θερμοκρασία περιβάλλοντος τα δοχεία, προσθέτονται 3 ml διαλύματος HCl 1:9 (1 μέρος πυκνού HCl αραιωμένο σε 9 μέρη απιονισμένου νερού) και ακολουθεί ξανά θέρμανση και πλήρης εξάτμιση του διαλύτη. Η διαδικασία της εξάτμισης του διαλύτη HCl 1:9 επαναλαμβάνεται δύο φορές, οπότε προκύπτει λεπτομερές ίζημα εντός των δοχείων (υπόλειμα). Αφού ψυχθούν τα δοχεία, αυτό παραλαμβάνεται με 10 ml HCl 1:9 και 1 ml πυκνού HCl (περίπου 12M) και τοποθετείται σε ογκομετρική φιάλη των 100 ml, όπου έχουν ήδη προστεθεί 10 ml διαλύματος LaCl_3 50 mg/ml. Το μίγμα αραιώνεται έως τα 100 ml και αναδεύεται, ενώ τελικά αποθηκεύεται σε πλαστικές φιάλες. Από αυτό το μίγμα προσδιορίζονται τα στοιχεία K^{+1} , Na^{+1} , Ca^{+2} , Mg^{+2} και Fe.

Στο δεύτερο στάδιο 50 ml από κάθε μίγμα που προέκυψε κατά τη διαλυτοποίηση τοποθετούνται σε ανοιχτό δοχείο teflon και θερμαίνονται επί μεταλλικής πλάκας και εντός απαγωγού αερίων μέχρι πλήρους εξατίσεως, οπότε προκύπτει μικρή ποσότητα ιζήματος. Αφού έρθουν σε θερμοκρασία περιβάλλοντος τα δοχεία, προσθέτονται 3 ml διαλύματος HCl 1:9 (1 μέρος πυκνού HCl αραιωμένο σε 9 μέρη απιονισμένου νερού) και ακολουθεί ξανά θέρμανση και πλήρης εξάτμιση του διαλύτη. Η διαδικασία της εξάτμισης του διαλύτη HCl 1:9 επαναλαμβάνεται δύο φορές, οπότε προκύπτει λεπτομερές ίζημα εντός των δοχείων. Αφού ψυχθούν τα δοχεία, αυτό παραλαμβάνεται με 5 ml HCl 1:9 και 0,5 ml πυκνού HCl και τοποθετείται σε ογκομετρική φιάλη των 25 ml, χωρίς όμως προσθήκη διαλύματος LaCl_3 . Το μίγμα αραιώνεται έως τα 25 ml και αναδεύεται, ενώ τελικά αποθηκεύεται σε πλαστικές φιάλες. Από αυτό το μίγμα προσδιορίζεται το ποσοστό του φωσφόρου και του τιτανίου.

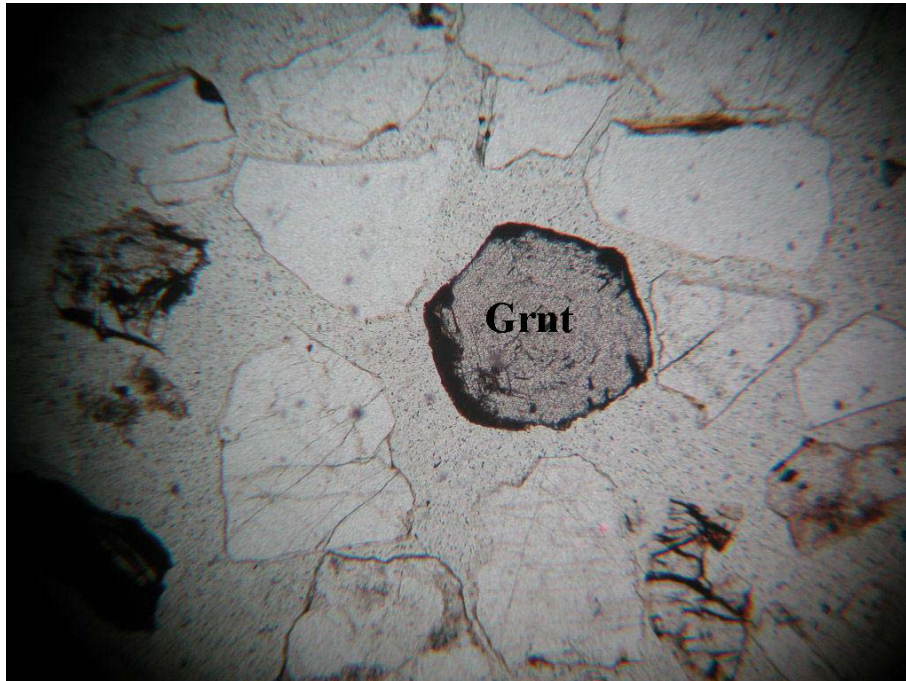
Το υδροχλωρικό οξύ είναι ισχυρό οξύ, δεν έχει οξειδωτικές ιδιότητες αλλά παρουσιάζει ασθενή αναγωγική δράση. Διαλύει εύκολα τα πιο ηλεκτροθετικά μεταλλικά στοιχεία, παράγοντας H_2 , όπως επίσης τα περισσότερα ανθρακικά και φωσφορικά άλατα και αρκετά θειούχα και πυριτικά ορυκτά. Στην τελευταία περίπτωση προκύπτουν ζελατινώδη διαλύματα αδιάλυτου πυριτικού οξέως με τα υπόλοιπα συστατικά όμως να έχουν διαλυτοποιηθεί.



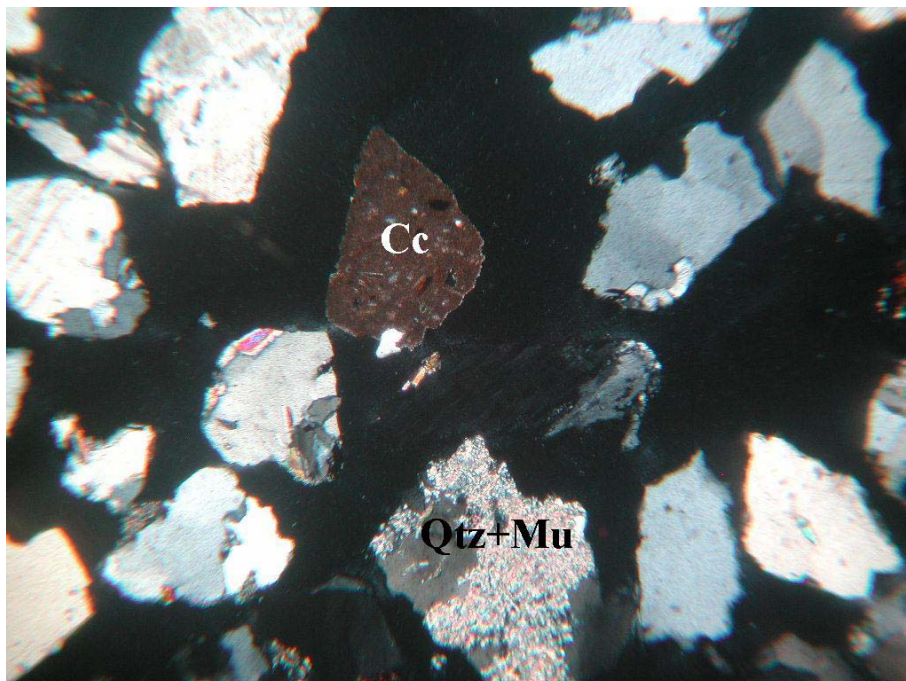
3. Απώλεια πύρωσης

Εντός προξηραμένων και προζυγισμένων χωνευτηρίων από πορσελάνη τοποθετούνται 0,2 g αναφούς σκόνης από κάθε δείγμα και αυτά σε κλίβανο για 2 ώρες στους 1050°C. Μετά τα χωνευτήρια τοποθετούνται στον ξηραντήρα ώσπου να έρθουν σε θερμοκρασία δωματίου και κατόπιν ζυγίζονται. Αυτή η διαφορά βάρους μεταξύ του προζυγισμένου προξηραμένου χωνευτηρίου και δείγματος, με το χωνευτήρι που υπέστη την θέρμανση στον κλίβανο, αποτελεί και την απώλεια πύρωσης του κάθε δείγματος. Για την προξήρανση των πορσελάνινων καψών αυτές τοποθετήθηκαν στον κλίβανο για 1 ώρα στους 1050°C και κατόπιν αποθηκεύτηκαν εντός του ξηραντήρα για ψύξη σε θερμοκρασία δωματίου.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ IV. Αντιπροσωπευτικές φωτογραφίες δειγμάτων με το πολωτικό μικροσκόπιο



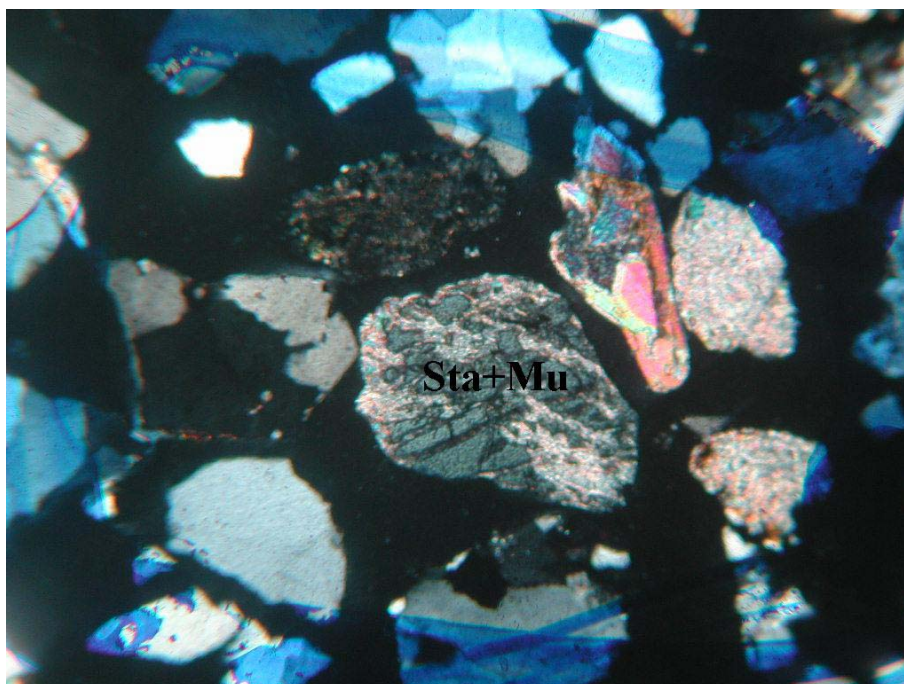
Φωτογραφία 1. Ιδιόμορφος κρύσταλλος γρανάτη (Grnt) εντός αστριούχου λιθαρενίτη (γρاناτούχος-μαρμαρυγιούχος), δείγμα X2. Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 3 mm. Nicol-.



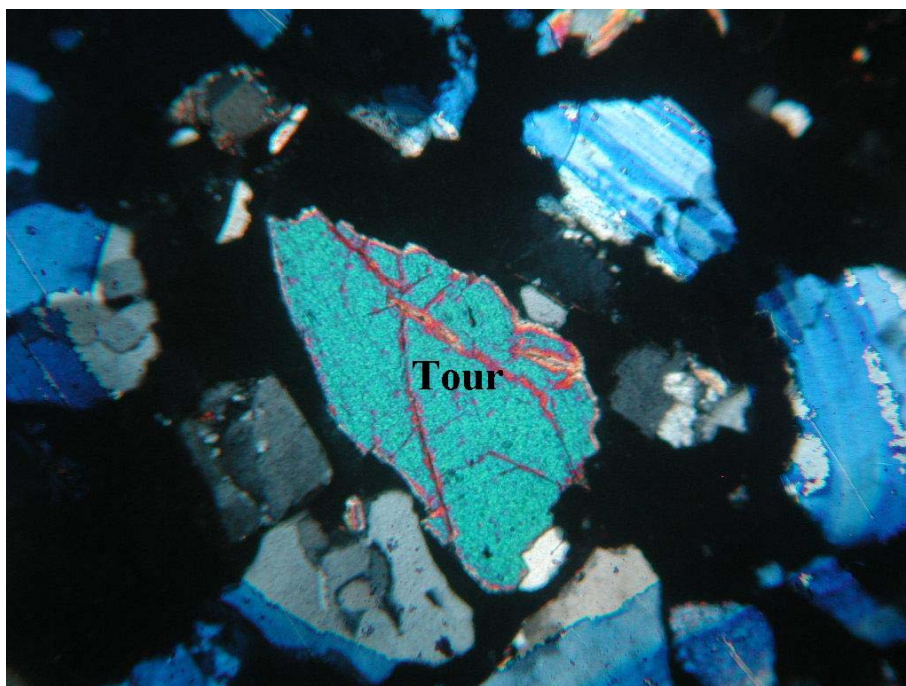
Φωτογραφία 2. Θραύσμα ασβεστιτικής σύστασης (Cc) και σύμφυση χαλαζία και λεπτομερούς μοσχοβίτη (Qtz+Mu) εντός αστριούχου λιθαρενίτη (γρاناτούχος-μαρμαρυγιούχος), δείγμα X2. Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 3 mm. Nicol+.



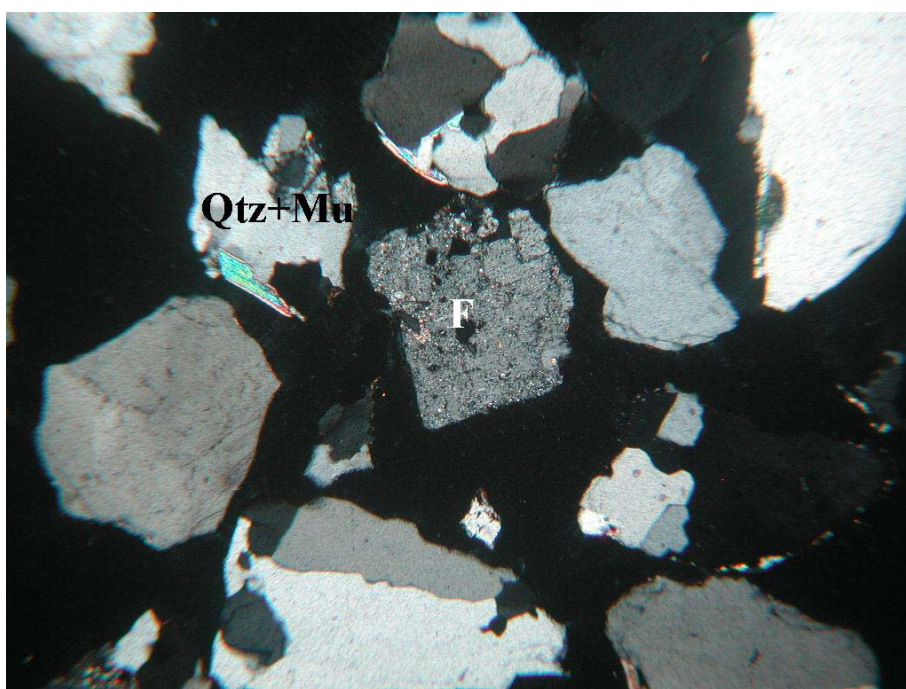
Φωτογραφία 3. Κρύσταλλος μοσχοβίτη (Mu) και συμφύσεις χαλαζία και μοσχοβίτη (Qtz+Mu) εντός αστριούχου λιθαρενίτη (γρινατούχος-μαρμαρυγιούχος), δείγμα X3. Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 3 mm. Nicol+.



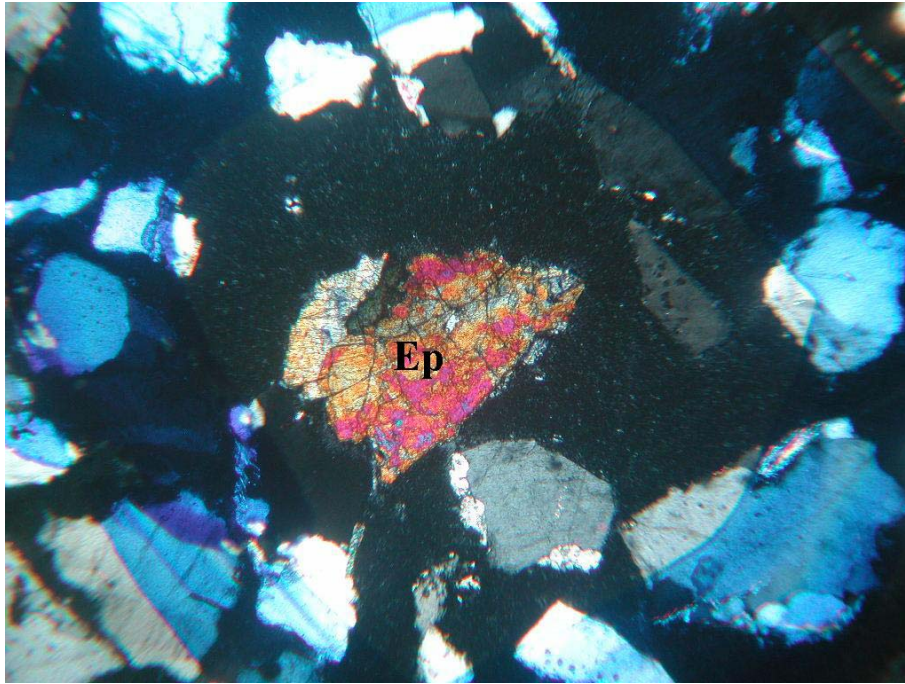
Φωτογραφία 4. Κρύσταλλος σταυρόλιθου αλλοιούμενος προς λεπτομερή μοσχοβίτη (Sta+Mu) εντός αστριούχου λιθαρενίτη (γρινατούχος-μαρμαρυγιούχος), δείγμα X4. Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 3 mm. Nicol+.



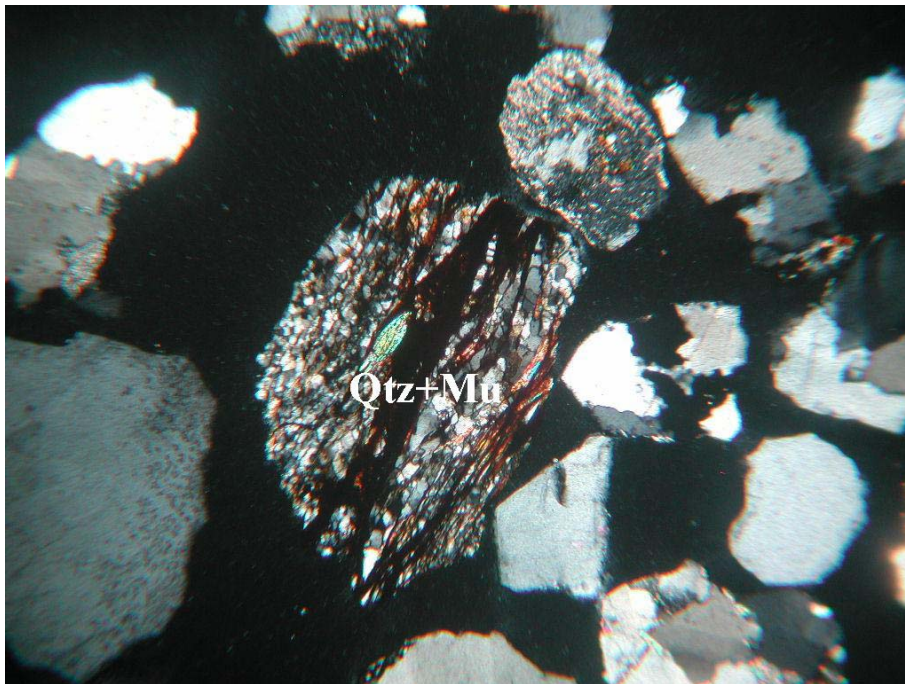
Φωτογραφία 5. Μονοκρύσταλλος τουρμαλίνη (Tour) εντός αστριούχου λιθαρενίτη (γρاناτούχος-μαρμαρυγιούχος), δείγμα X4. Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 3 mm. Nicol+.



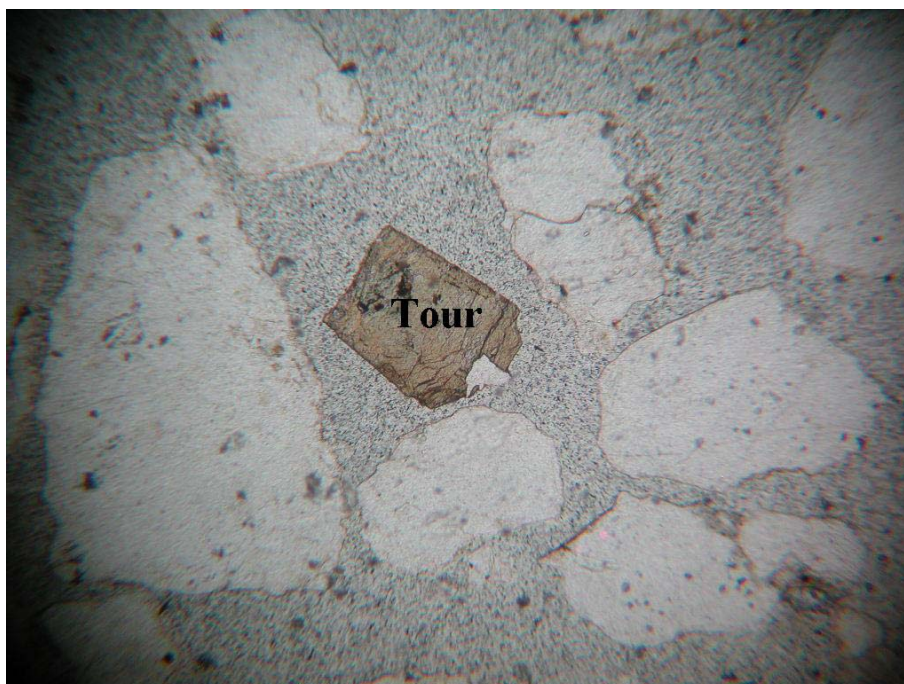
Φωτογραφία 6. Μονοκρύσταλλος αλκαλιούχου αστρίου αλλοιούμενου προς σερικήτη (F) και σύμφυση χαλαζία και μοσχοβίτη (Qtz+Mu) εντός λιθαρενίτη (γρاناτούχος-μαρμαρυγιούχος), δείγμα X5. Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 3 mm. Nicol+.



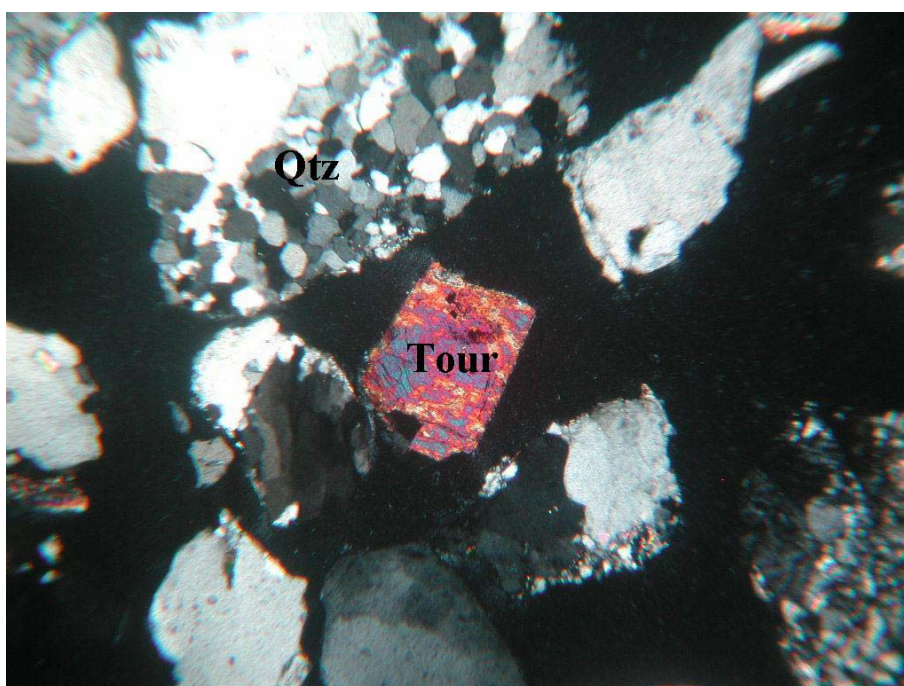
Φωτογραφία 7. Μονοκρύσταλλος επιδότου (Ep) εντός αστριούχου λιθαρενίτη (γρاناτούχος-μαρμαρυγιούχος), δείγμα X6. Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 3 mm. Nicol+.



Φωτογραφία 8. Συμφύσεις χαλαζία και μοσχοβίτη (Qtz+Mu) εντός λιθαρενίτη (γρاناτούχος-μαρμαρυγιούχος), δείγμα X11. Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 3 mm. Nicol+.



Φωτογραφία 9. Ιδιόμορφος μονοκρύσταλλος τουρμαλίνη (Tour) εντός λιθαρενίτη (γρاناτούχος-μαρμαρυγιούχος), δείγμα X15. Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 3 mm. Nicol-.



Φωτογραφία 10. Ιδιόμορφος μονοκρύσταλλος τουρμαλίνη (Tour) εντός λιθαρενίτη (γρاناτούχος-μαρμαρυγιούχος), δείγμα X15. Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 3 mm. Nicol+.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ V.

Συντομογραφίες που χρησιμοποιούνται στο κείμενο και η απόδοσή τους.

Συντομογραφία	Απόδοση	Συντομογραφία	Απόδοση
Act	Ακτινόλιθος	Ky	Κυανίτης
Aeg	Αιγίρινης	L	Θραύσματα πετρωμάτων
And	Ανδαλουσίτης	M	Μαρμαρυγίες
Ap	Απατίτης	Mgnt	Μαγνητίτης
Aug	Αυγίτης	Mic	Μικροκλινής
Bar	Βαρύτης	Mon	Μοναζίτης
Bi	Βιοτίτης	Mu	Μοσχοβίτης
Brk	Βρουκίτης	Ol	Ολιβίνης
Cc	Ασβεστίτης	Phlog	Φλογοπίτης
Chld	Χλωριτοειδής	Pl	Πλαγιόκλαστο
Chl	Χλωρίτης	Q	Χαλαζίας
Cor	Κορούνδιο	Qtz	Χαλαζίας
Cord	Κορδιερίτης	Rout	Ρουτίλιο
Cpx	Κλινιπυρόξενος	Rut	Ρουτίλιο
Czoι	Κλινοζοϊσίτης	Sil	Σιλιμανίτης
Di	Διοψίδιος	Sta	Σταυρόλιθος
En	Ενστατίτης	tC	Σύνολο αργιλικών
Ep	Επίδοτο	Tit	Τιτανίτης
F	Άστριοι	Tour	Τουρμαλίνης
Fl	Φθορίτης	Trpz	Τοπάζιο
Gla	Γλαυκοφανής	Trem	Τρεμολίτης
Grnt	Γρανάτης	Ves	Βεζουβιανίτης
Hbl	Κεροσίλβη	Wlf	Βολφραμίτης
Hyp	Υπερσθενής	Wo	Βολλαστονίτης
Ilm	Ιλμενίτης	Zir	Ζιρκόνιο
Jad	Ιαδεΐτης	Zoi	Ζοϊσίτης

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Argast, S. and Donnelly, T.W., 1987. The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. *J. Volc. Geothermal Res.*, 32, 1 – 12.
- Armstrong – Altrin, J.S. and Verma, S.P., 2005. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using Geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. *Sedim. Geol.*, 177, 115 – 129.
- Armstrong – Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P. and Ramasamy, S., 2004. Geochemistry of sandstones from the upper Miocene Kudankulam formation, Southern India: Implications for provenance, weathering and tectonic setting. *J. Sed. Research*, 74(2), 285 – 297.
- Ασβεστά, Α., 1992. Ο μαγματισμός και η συνοδός του ιζηματογένεση κατά τα πρώτα στάδια ανοίγματος της ωκεάνιας λεκάνης του Αξιού στο Τριαδικό. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, Θεσσαλονίκη, 436 σ.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and Geochemical composition of sandstones. *J. Geol.*, 91, 611 – 627.
- Bland, W. and Rolls, D., 1998. Weathering: An introduction to the scientific principles. Arnold, London, 271 p.
- Blatt, H., 1992. Sedimentary petrology. W.H. Freeman and Co, New York, 250 p.
- Blatt, H., Middleton, G. and Murray, R., 1972. Origin of sedimentary rocks. Prentice Hall Inc, New Jersey, 634 p.
- Βουλγαρόπουλος, Α.Ν, Ζαχαριάδης, Γ.Α. και Στρατής, Ι.Α., 1999. Εισαγωγή στην ποσοτική χημική ανάλυση: Αρχές, χημειομετρία, μεθοδολογία και κατεργασίες. Εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη, 363 σ.
- Chowdhury, A.H. and Noble, J.P.A., 1993. Feldspar albitization and feldspar cementation in the Albert formation reservoir sandstones, New Brunswick, Canada. *Marine and Petroleum Geology*, 10, 394 – 402.
- Christofides, G., Koroneos, A., Pe – Piper, G., Katirtzoglou, K. and Chatzikirkou, A., 1999. Pre – Tertiary A – type magmatism in the Serbomacedonian Massif (N. Greece): Kerkini granitic complex. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXXIII, 131 – 148.
- Chuhan, F.A., Bjorlykke, K. and Lowrey, C.J., 2001. Closed system burial diagenesis in reservoir sandstones: Examples from the Garn formation at Haltenbanken area, offshore Mid – Norway. *J. Sed. Research*, 71(1), 15 – 26.

- Cohen, D. and Ward, C.R., 1991. SEDNORM – A program to calculate a normative mineralogy for sedimentary rocks based on chemical analyses. *Computers and Geosciences*, 17(9), 1235 – 1253.
- Cullers, R.L., 1995. The controls on the major – and trace – element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. *Chem. Geol.*, 123, 107 – 131.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1971a. Rock – forming minerals, vol. 3: Sheet silicates. Longman Group Ltd, London, 270 p.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1971b. Rock – forming minerals, vol. 4: Framework silicates. Longman Group Ltd, London, 435 p.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1998. An introduction to the rock – forming minerals, 2nd Ed. Addison Wesley Ltd, Essex, 696 p.
- Dickinson, W.R. and Suczek, C.A., 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 63, 2164 – 2172.
- Dickinson, W.R., Beard, S.L. and Brakenridge, G.R., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 222 – 235.
- Faundez, V., Herve, F. and Lacassie, J.P., 2002. Provenance and depositional setting of pre – Late Jurassic turbidite complexes. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 45, 411 – 425.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., and Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for weathering conditions and provenance. *Geology*, 23, 921 – 924.
- Feo – Codecido, G., 1956. Heavy mineral techniques and their application to Venezuelan stratigraphy. *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 40, 984 – 1000.
- Ferry, J.M., 1979. Reactions mechanisms, physical conditions and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from South Central Maine, U.S.A. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 125 – 139.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's, Austin, Texas, 177 p.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. and Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in N. Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 13, 937 – 968.
- Friedman, G.M., 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *J. Sedim. Petrol.*, 31, 514 – 529.
- Fuchtbauer, H. and Muller, G., 1970. Sediment – petrologie. Teil II Sedimente und sedimentgesteine. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 726 p.

- Garzanti, E., Canclini, S., Foggia, F.M. and Petrlla, N., 2002. Unraveling magmatic and orogenic provenance in modern sand: The back – arc side of the Apennine thrust belt, Italy. *J. Sed. Research*, 72(1), 2 – 17.
- Harnois, L., 1988. The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedim. Geol.*, 55, 319 – 322.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sed. Petrol.*, 58, 820 – 829.
- Hower, J., Eslinger, E.V., Hower, M.E. and Perry, E.A., 1976. The mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment I. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, 727 – 757.
- Huang, P.M., 1982. Feldspars, olivines, pyroxenes and amphiboles. In Dixon, J.B. and Weed, S.B (Eds.), *Minerals in Soil Environments*, Soil Science Society of America, Madison, pp. 553 – 595.
- Huntsman – Mapila, P., Kampunzu, A.B., Vink, B. and Ringrose, S., 2005. Cryptic indicators of provenance from the geochemistry of the Okavango Delta sediments, Botswana. *Sedim. Geol.*, 174, 123 – 148.
- Hutton, J.T., 1982. Titanium and zirconium minerals. In Dixon, J.B. and Weed, S.B (Eds.), *Minerals in Soil Environments*, Soil Science Society of America, Madison, pp. 673 – 687.
- Ι.Γ.Μ.Ε., 1990. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, Φύλλο Χέρσον, κλίμακα 1:50.000, Αθήνα.
- Κασώλη – Φουρναράκη, Α., 1981. Συμβολή στην ορυκτολογική και πετρολογική μελέτη αμφιβολιτικών πετρωμάτων της Σερβομακεδονικής Μάζας. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, Θεσσαλονίκη, 231 σ.
- Κατσικάτσος, Γ., 1992. Γεωλογία της Ελλάδας. Αθήνα, 451 σ.
- Κόταλη, Ε. 2001. Προσδιορισμός κύριων στοιχείων σε πυριτικά πετρώματα με φασματομετρία ατομικής απορρόφησης με φλόγα. Πρακτικά 18^{ου} Πανελ. Συν. Χημείας, 487 – 489.
- Κουρού, Α., 1991. Λιθολογία, τεκτονική, γεωχημεία και μεταμόρφωση μέρους του Δυτικού τμήματος της ομάδας Βερτίσκου. Η περιοχή Β.Α. από τη λίμνη Αγίου Βασιλείου (Κορώνεια). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, Θεσσαλονίκη, 461 σ.
- Κουφός, Γ., 1985. Μαθήματα στρωματογραφίας. Υπηρεσία δημοσιευμάτων, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, Θεσσαλονίκη, 252 σ.
- Krumbein, W.C., 1934. Size frequency distributions of sediments. *J. Sedim. Petrol.*, 4, 65 – 77.
- Krynine, P.D., 1950. Petrology, stratigraphy and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut. *Connecticut State Geol. Nat. Hist. Survey Bull.*, 73, 247 p.

- Lindsey, D.A., 2000. Petrology of arkosic sandstones, Pennsylvanian Minturn formation and Pennsylvanian and Permian Sangre de Cristo formation, Sangre de Cristo Range, Colorado: Data and preliminary interpretations. *U.S.G.S. Open File Report*, 00 – 0474, 45 p.
- Mader, M. and Neubauer, F., 2004. Provenance of Paleozoic sandstones from the Carnic Alps (Austria): Petrographic and geochemical indicators. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*., 93, 262 – 281.
- McBride, E.F., 1963. A classification of common sandstone. *J. Sedim. Petrol.*, 33, 664 – 669.
- Mc Kenzie, R.M., 1982. Manganese oxides and hydroxides. In Dixon, J.B. and Weed, S.B (Eds.), 1982. *Minerals in Soil Environments*, Soil Science Society of America, Madison, 181 – 192 p.
- McLennan, S.M., 1993. Weathering and global denudation. *J. Geol.*, 101, 295 – 303.
- Moore, D.M. and Reynolds, R.C., 1997. X – ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals, 2nd Ed. Oxford University Press, Oxford, 378 p.
- Morad, S., Bergan, M., Knarud, R. and Nystuen, J.P., 1990. Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre field, Norwegian North Sea. *J. Sedim. Petrol.*, 60, 411 – 425.
- Μουντράκης, Δ., 1985. Γεωλογία της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, 207 σ.
- Nesbitt, H.W., 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279, 206 – 210.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715 – 717.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based upon thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 1523 – 1534.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.*, 97, 129 – 147.
- Nesbitt, H.W. and Mackovics, G., 1997. weathering of granodioritic crust, long term storage of elements in weathering profiles and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 1653 – 1670.
- Nesbitt, H.W., Mackovics, G. and Price, R.C., 1980. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 1659 – 1666.
- Noack, Y., Colin, F., Nahon, D., Delvigne, J. and Michaux, L., 1993. Secondary mineral formation during natural weathering of pyroxene: Review and thermodynamic approach. *Ameri. J. Science*, 293, 111 – 134.

- Parneix, J.C., Beaufort, D., Dudoignon, P. and Meunier, A., 1985. Biotite chloritization process in hydrothermally altered granites. *Chem. Geol.*, 51, 89 – 101.
- Πασιαλή Α. και Παпасυκιώτης, Α., 1985. Κοκκομετρική και ορυκτολογική μελέτη των Τεταρτογενών ιζημάτων της λεκάνης της Δοϊράνης. Διπλωματική Εργασία, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, Θεσσαλονίκη, 41 σ.
- Parry, W.T. and Downey, L.M., 1982. Geochemistry of hydrothermal chlorite replacing igneous biotite. *Clays Clay Miner.*, 30(2), 81 – 90.
- Patocka, F. and Storch, P., 2004. Evolution of geochemistry and depositional settings of Early Palaeozoic siliciclastics of the Barrandian (Tepla-Barrandian Unit, Bohemian Massif, Czech Republic). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 93, 728 – 741.
- Pettijohn, F.J., 1954. Classification of sandstones. *J. Geol.*, 62, 360 – 365.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1987. Sand and andstone. Springer – Verlag, New York, 618 p.
- Rollinson, H., 1998. Using Geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Group, UK, 352 p.
- Roser, B.P. and Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone – mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *J. Geol.*, 94, 635 – 650.
- Roser, B.P. and Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone – mudstone suites determined using discriminant function analysis of major – element data. *Chem. Geol.*, 67, 119 – 139.
- Saigal, G.R., Morad, S., Bjorlykke, K., Egeberg, P.K. and Aagard, P., 1988. Albitization of detrital K – feldspars in Jurassic, Lower Cretaceous and Tertiary clastic reservoir rocks from offshore Norway I. Textures and origin. *J. Sedim. Petrol.*, 58, 1003 – 1013.
- Saito, S., 1998. 2. Major and trace element geochemistry of sediments from East Greenland continental rise: An implication for sediment provenance and source area weathering. In Saunders, A.D., Larsen, H.C and Wise, S.W., Jr (Eds.), 1998. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 152.
- Savoy, L.E., Stevenson, R.K. and Mountjoy, E.W., 2000. Provenance of Upper Devonian – Lower Carboniferous miogeoclinal strata, SE Canadian Cordillera: Link between tectonics and sedimentation. *J. Sed. Research*, 70(1), 181 – 193.
- Sawyer, E.W., 1986. The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada. *Chem. Geol.*, 55, 77 – 95.

- Σιδηρόπουλος, Ν., 1991. Λιθολογία, γεωχημεία, τεκτονική και μεταμόρφωση του Βορειοδυτικού τμήματος της ομάδας Βερτίσκου. Η περιοχή του Όρους Δύσωρο (Κρούσια), Βόρεια από το Κιλκίς. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, Θεσσαλονίκη, 592 σ.
- Singh, M., Sharma, M. and Tobschall, H.J., 2005. Weathering of the Ganga alluvial plane, Northern India: Implications from fluvial geochemistry of the Gomati River. *Appl. Geochem.*, 20, 1 – 21.
- Σολδάτος, Κ. και Κασώλη – Φουρναράκη, Α., 1986. Εισαγωγή στη γεωχημεία. Υπηρεσία δημοσιευμάτων, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, Θεσσαλονίκη, 145 σ.
- Steinmetz, R., 1967. Depositional history, primary sedimentary structures, cross bed dips and grain size of an Arkansas river point bar at Wekina, Oklahoma. *Amoco Prod. Co, Rep. F 67 – G – 3*.
- Στρατής, Ι.Α., Ζαχαριάδης, Γ.Α. και Βουλγαρόπουλος, Α.Ν, 2000. Εργαστηριακές μέθοδοι ποσοτικής χημικής ανάλυσης: Σταθμική ανάλυση, τιτλομετρία. Εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη, 363 σ.
- Suttner, L.J., Basu, A. and Mack, G.H., 1981. Climate and the origin of quarter arenites. *J. Sed. Petrol.*, 51, 1235 – 1246.
- Τερζενίδης, Κ., 1986. Γεωλογική μελέτη της περιοχής Δροσάτου Νομού Κιλκίς. Πτυχιακή Εργασία, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, Θεσσαλονίκη, 21 σ.
- Τρώντσιος, Γ., 1991. Κοκκομετρική, ορυκτολογική και χημική μελέτη των Παλαιογενών ιζημάτων από γεωτρήσεις στο Δέλτα του Έβρου. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, Θεσσαλονίκη, 254 σ.
- Τσιραμπίδης, Α.Ε., 1996. Μελέτη των Τεταρτογενών ιζημάτων της Λεκάνης της Δοϊράνης. *Γεωλ. Χρον. Των Ελληνικών Χωρών*, 37, 907 – 919.
- Τσιραμπίδης, Α.Ε., 2004. Πετρολογία ιζηματογενών πετρωμάτων, 2^η Έκδοση. Υπηρεσία δημοσιευμάτων, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, Θεσσαλονίκη, 261 σ.
- Tucker, M., 1988. Techniques in sedimentology (Ed.). Blackwell Scientific Publications, Oxford, 394 p.
- van de Kamp, P.C. and Helmold, K.P., 1991. Compositions of sediments derived from granitic basement rocks in glacial to humid tropical climates. *Geol. Soc. Am., Abstr. Prog.*, p.A72.
- van de Kamp, P.C. and Leake, B.E., 1996. Petrology, geochemistry and Na – metasomatism of Triassic – Jurassic non – marine clastic sediments in the Newark, Hartford and Deerfield rift basins, northeastern USA. *Chem. Geol.*, 133, 89 – 124.

- von Eynatten, H., 2003. Petrography and chemistry of sandstones from the Swiss Molasse Basin: An archive of the Oligocene to Miocene evolution of the Central Alps. *Sedimentology*, 50, 703 – 724.
- Weller, J.M., 1960. Stratigraphic principles and practices. Harper & Row, New York, 725 p.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.*, 30, 377 – 392.
- Williams, H., Turner, F.J. and Gilbert, C.M., 1954. Petrology. Freeman, San Francisco, 406 p.
- Ψιλοβίκος, Α., 1984. Μαθήματα ιζηματολογίας. Υπηρεσία δημοσιευμάτων, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, Θεσσαλονίκη, 131 σ.