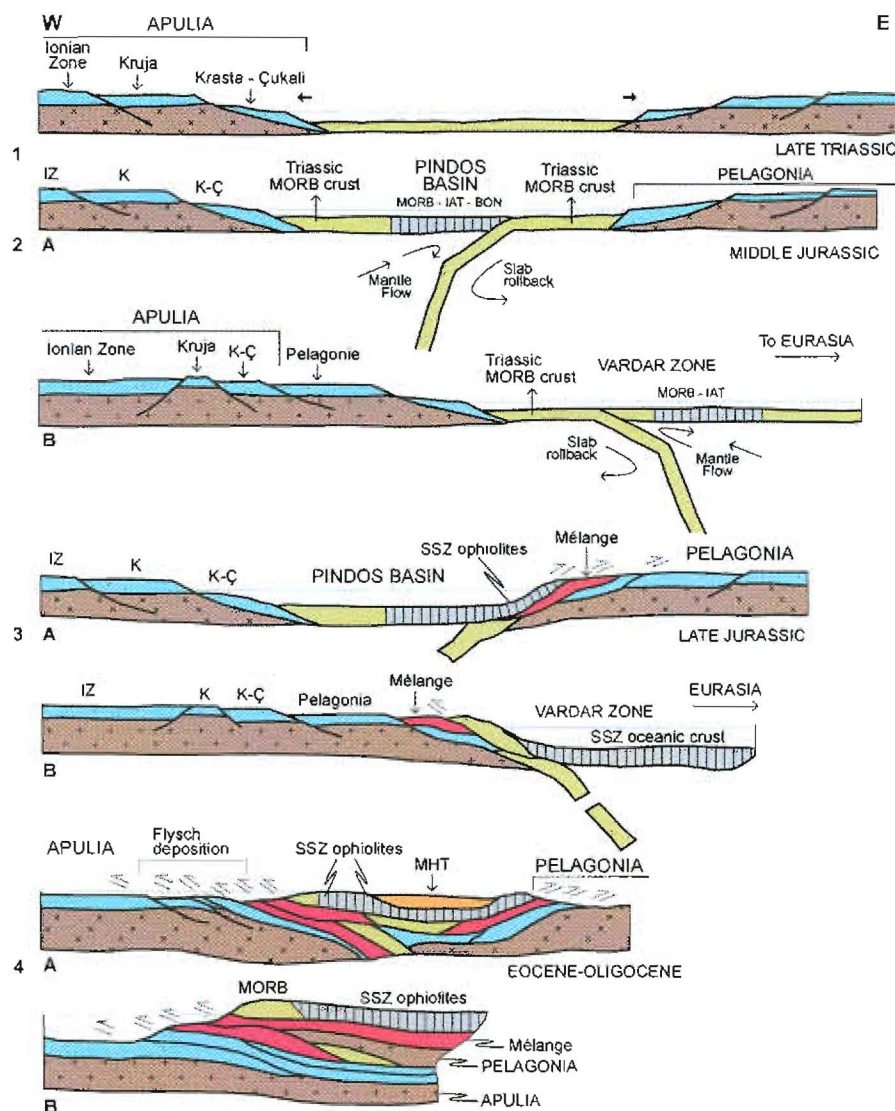


**ΠΑΛΑΙΟΜΑΓΝΗΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΟΦΙΟΛΙΘΙΚΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΤΗΣ
ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ**



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΑΝΝΙΤΣΟΥ ΜΑΡΙΑ

ΑΕΜ: 4262

ΕΠΙΒΛΕΠΟΥΣΕΣ: ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ Δ. ΚΟΝΤΟΠΟΥΛΟΥ
ΔΡ. Ε. ΑΗΔΟΝΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2011



ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	σελ. 3
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	σελ. 5
1. ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΡΩΤΟ	σελ. 8
1.1. ΟΙ ΟΦΙΟΛΙΘΙΚΕΣ ΕΜΦΑΝΙΣΕΙΣ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ	σελ. 8
1.2. Η ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΩΝ ΕΛΛΗΝΙΔΩΝ ΣΕ ΣΧΕΣΗ ΜΕ ΤΗΝ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΚΑΙ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ ΤΩΝ ΟΦΙΟΛΙΘΩΝ	σελ. 10
1.3. ΤΟ ΟΦΙΟΛΙΘΙΚΟ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑ ΤΟΥ ΒΟΥΡΙΝΟΥ	σελ. 16
1.4. ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΘΕΣΗ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΟΥ ΟΦΙΟΛΙΘΙΚΟΥ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑΤΟΣ ΤΟΥ ΒΟΥΡΙΝΟΥ	σελ. 17
1.5. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΥ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑΤΟΣ ΤΟΥ ΒΟΥΡΙΝΟΥ	σελ. 18
2. ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΕΥΤΕΡΟ	σελ. 20
2.1. ΤΟ ΜΑΓΝΗΤΙΚΟ ΠΕΔΙΟ ΤΗΣ ΓΗΣ	σελ. 20
2.2. ΤΥΠΟΙ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑΣ ΤΩΝ ΥΛΙΚΩΝ	σελ. 23
2.3. ΤΥΠΟΙ ΜΑΓΝΗΤΙΣΗΣ	σελ. 24
2.4. ΠΑΛΑΙΟΜΑΓΝΗΤΙΣΜΟΣ	σελ. 29
3. ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΡΙΤΟ	σελ. 34
3.1. ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΑ ΚΑΙ ΠΡΟΕΤΟΙΜΑΣΙΑ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ	σελ. 34
3.2. ΠΕΡΙΣΤΡΕΦΟΜΕΝΟ ΜΑΓΝΗΤΟΜΕΤΡΟ	σελ. 35
3.3. ΜΑΓΝΗΤΙΚΟΣ ΚΑΘΑΡΙΣΜΟΣ (ΑΠΟΜΑΓΝΗΤΙΣΗ)	σελ. 36
3.4. ΜΕΤΡΗΣΗ ΙΣΟΘΕΡΜΗΣ ΠΑΡΑΜΕΝΟΥΣΑΣ ΜΑΓΝΗΤΙΣΗΣ	σελ. 38
3.5. ΘΕΡΜΟΜΑΓΝΗΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ	σελ. 38
4. ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΕΤΑΡΤΟ	σελ. 39
4.1. ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΠΑΛΑΙΟΜΑΓΝΗΤΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ	σελ. 39
5. ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΕΜΠΤΟ	σελ. 63
5.1. ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΕΣ ΠΑΛΑΙΟΜΑΓΝΗΤΙΚΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ	σελ. 63
5.2. ΔΗΜΟΣΙΕΥΜΕΝΕΣ ΜΕΛΕΤΕΣ ΓΙΑ ΤΟΥΣ ΟΦΙΟΛΙΘΟΥΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΕΛΛΑΔΑΣ	σελ. 63
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	σελ. 70
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	σελ. 71

Ανάμεσα στις γεωλογικές μελέτες στην Βόρεια Ελλάδα, το πρόβλημα των οφιολίθων απασχολεί ένα βασικό μέρος των ερευνών εδώ και πολλά χρόνια. Το ερώτημα αν η ανατολική ζώνη των οφιολίθων (ζώνη Αξιού) και η δυτική ζώνη του Βούρινου (ζώνη Ολωνού – Πίνδου) είναι εσωτερικά καλύμματα που ανήκουν σε ένα και μόνο Ιουρασικό ωκεανό που τοποθετείται στο Βόρειο-Ανατολικό τμήμα του Πελαγονικού ηπειρωτικού τεμάχους ή μήπως ανήκουν σε ξεχωριστές ωκεάνιες λεκάνες οι οποίες τοποθετούνται στο ΒΑ και στο ΝΔ τμήμα της Πελαγονικής, δεν έχει απαντηθεί ακόμα με βεβαιότητα.

Παλαιομαγνητικά στοιχεία μπορούν να χρησιμοποιηθούν στη διερεύνηση των γεωδυναμικών θεμάτων. Διάφορα παλαιομαγνητικά αποτελέσματα είναι διαθέσιμα για τη ζώνη Αξιού και για την Πελαγονική ζώνη, τόσο για το βορειότερο όσο και για το νοτιότερο μέρος της.

Σαν παράδειγμα αναφέρουμε τη μελέτη των Feinberg, H., et al.(1994) οι οποίοι δείχνουν ότι στο βορειότερο μέρος των οφιολίθων της Ελλάδας τα πετρώματα παρουσιάζουν διάφορες επικαλυπτόμενες διευθύνσεις μαγνήτισης, οι οποίες συνδέονται με τα γεγονότα του Μεσοζωικού και Καινοζωικού. Η έντονη παρουσία της επαναμαγνήτισης του Καινοζωικού πολύ συχνά εμποδίζει την ερμηνεία της διεύθυνσης της Μεσοζωικής πρωτογενούς συνιστώσας.

Έχοντας το πλεονέκτημα αυτών των προηγούμενων εργασιών, επιχειρήθηκε η μελέτη κάποιων επιλεγμένων θέσεων μέσα στην οφιολιθική μάζα της Βόρειας Ελλάδας ή και στα συνοδά ιζήματα. Επίσης προσπαθήσαμε να αναγνωρίσουμε σε κάθε περίπτωση τις παλαιο-συνιστώσες (οριζόντιες) προκειμένου να παρουσιάσουμε τις διευθύνσεις του μαγνητικού πεδίου την εποχή του σχηματισμού των οφιολίθων και τα συναγόμενα συμπεράσματα.

Στο πρώτο κεφάλαιο γίνεται μία αναφορά στα γεωλογικά δεδομένα και στις διάφορες απόψεις που έχουν προταθεί από τους επιστήμονες σχετικά με την προέλευση των οφιολίθων.

Το δεύτερο κεφάλαιο αναφέρεται στο μαγνητικό πεδίο της Γης και σε θέματα παλαιομαγνητισμού.

Στο τρίτο κεφάλαιο γίνεται μία περιγραφή των οργάνων με τα οποία πραγματοποιούνται οι παλαιομαγνητικές μετρήσεις.

Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των μετρήσεων.

Στο πέμπτο κεφάλαιο επιχειρείται η σύνδεση των αποτελεσμάτων του τέταρτου κεφαλαίου με προηγούμενες παλαιομαγνητικές μελέτες στον Ελληνικό χώρο και στη συνέχεια συνοψίζονται τα συμπεράσματα αυτής της εργασίας.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαίτερα την κ. Δ. Κοντοπούλου για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε και μου ανέθεσε το θέμα της διπλωματικής. Η υποστήριξη και η βοήθειά της ήταν πολύτιμη καθώς από την πρώτη στιγμή μου διέθεσε τα απαραίτητα βιβλιογραφικά δεδομένα, αναφορές, παρατηρήσεις, εξηγήσεις, διευκρινήσεις και σχόλια που είχαν σχέση με τη διπλωματική μου. Ένα μεγάλο ευχαριστώ στην Δρ. Ε. Αηδονά για την παροχή προγραμμάτων επεξεργασίας δεδομένων και την καθοδήγησή της κατά τη διάρκεια των εργαστηριακών μετρήσεων, των παρατηρήσεων και των διορθώσεων μέχρι την τελική διαμόρφωση της εργασίας.

Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά το μεταπτυχιακό φοιτητή Ν. Ιωαννίδη για την πολύτιμη βοήθειά του στο εργαστήριο του Τομέα Γεωφυσικής, ώστε να μπορέσω να κατανοήσω και να πραγματοποιήσω τις απαραίτητες μετρήσεις των δειγμάτων που μελετήθηκαν στην παρούσα διπλωματική εργασία.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η καθιέρωση του όρου «οφιόλιθος» (από τα ελληνικά «όφιος» και «λίθος»), οφείλεται στον Γάλλο Brongniart (1813), που στην εργασία του με τίτλο «Essai d' une classification mineralogique des roches melangees», χαρακτηρίζει τον οφιόλιθο σαν μια σερπεντινική μάζα που περιέχει οξείδια σιδήρου και άλλα επουσιώδη ορυκτά, που έχουν μια συμπαγή δομή. Λίγο αργότερα (1821), ο ίδιος ερευνητής διεύρυνε τον όρο έτσι ώστε να περιλαμβάνει υπερβασικά πετρώματα σε ορογενετικές ζώνες με την κλασική σύνδεση κερατόλιθου, δολερίτη και σπιλίτη, γάββρου και υπερβασικών πετρωμάτων.

Μετά τις πρώτες αυτές εργασίες ο όρος οφιόλιθος επανακαθορίστηκε από τον Steinmann (1927), που τον θεώρησε σαν μια ακολουθία αποτελούμενη από σερπεντινίτες, pillow λάβες και ραδιολαρίτες. Οι πρώτοι μελετητές υπέθεσαν ότι τα οφιολιθικά πετρώματα παριστούν διεισδύσεις και ηφαιστειακά προϊόντα σε ένα περιβάλλον γεωσυγκλίνου, τα οποία αργότερα περιλαμβάνονται στον ορογενετικό κύκλο (αυτόχθονα).

Η υπόθεση αυτή έγινε κοινά αποδεκτή από πολλούς Ευρωπαίους γεωλόγους όπως οι Brunn (1940, 1960, 1961) και Aubuin (1965). Αντίθετα οι Αμερικανοί ερευνητές θεωρούσαν τους περιδοτίτες ξεχωριστά από τα συγγενή βασικά πετρώματα και τους ονόμαζαν αλπικού τύπου περιδοτίτες. Τα πετρώματα αυτά τα θεωρούσαν πλουτώνια ως προς την καταγωγή και δέχονταν ότι διείσδυσαν σε πτυχωμένα γεωσυγκλινικά ιζήματα σε ορογενετικές ζώνες.

Από τη δεκαετία του 1960 αρχίζει να αναπτύσσεται ένα νέο δυναμικό μοντέλο για τη γένεση των οφιόλιθων, που βασίζεται στη θεωρία της τεκτονικής των πλακών και αποτελεί το σκελετό για μια κοινή ερευνητική εργασία των γεωλόγων παγκοσμίως που μελετούν τους οφιόλιθους.

Στο πλαίσιο της θεωρίας των πλακών και με βάση γεωφυσικά δεδομένα και γεωτρήσεις σε βαθιές θάλασσες, οι οφιόλιθοι ερμηνεύονται από τους περισσότερους γεωλόγους σαν τμήματα του ωκεάνιου φλοιού και ανώτερου μανδύα. Στην περίπτωση αυτή οι οφιόλιθοι έχουν μεταφερθεί, ίσως σε μεγάλες αποστάσεις (ετερόχθονες).

Η πρώτη σύνδεση ανάμεσα στον οφιόλιθο και τον επωθημένο φλοιό της ωκεάνιας λιθόσφαιρας έγινε από τους Gass (1968), Moores (1969), Moores and Vine (1971), από μελέτες στα συμπλέγματα του Τροόδους και του Βούρινου. Στο διεθνές συνέδριο για τους οφιόλιθους που οργανώθηκε από την Αμερικάνικη Γεωλογική Εταιρία στο Penrose (Anonymous 1972), οι σύνεδροι διατύπωσαν μια κοινά αποδεκτή ερμηνεία του όρου «οφιόλιθος», που αποτέλεσε τη βάση για όλες τις μεταγενέστερες έρευνες.

Η ερμηνεία αυτή βασίζεται στις ακόλουθες αρχές:

Ο οφιολίθος αποτελεί ένα ευδιάκριτο άθροισμα βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων. Δε μπορεί να χρησιμοποιείται σαν όνομα πετρώματος ή λιθολογική ενότητα κατά τη χαρτογράφηση. Σε μια πλήρως αναπτυγμένη οφιολιθική ακολουθία οι πετρολογικοί τύποι απαντούν με την ακόλουθη σειρά αρχίζοντας από κάτω προς τα άνω (Σχήμα 1):

α) **Υπερβασικό σύμπλεγμα:** αποτελείται από χαρτζβουργίτες, λερζόλιθους και δουνίτες, συνήθως με μεταμορφική τεκτονική υφή (μεταμορφικοί τεκτονίτες), οι οποίοι συχνά συνοδεύονται από χρωμικά κοιτάσματα λοβόμορφου τύπου.

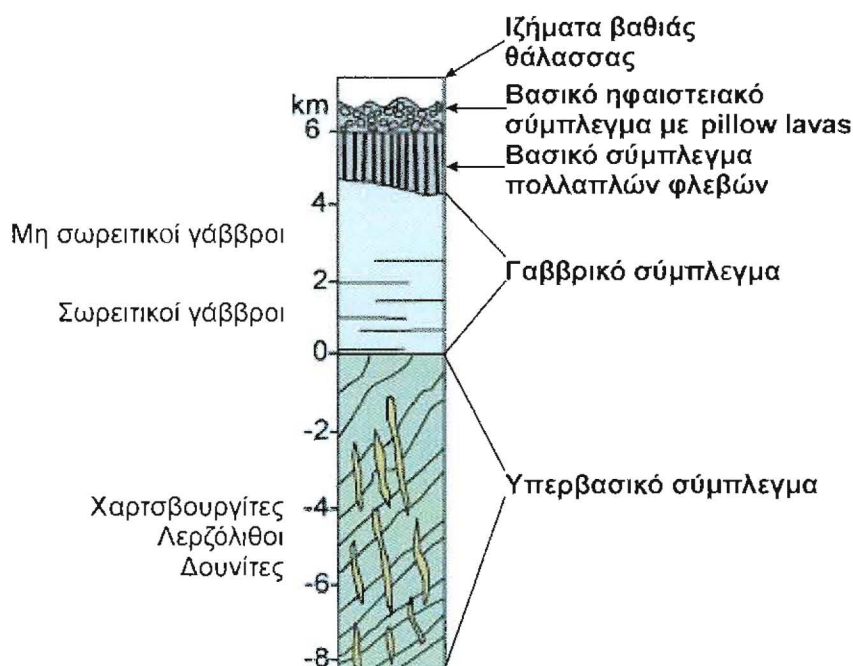
β) **Γαββρικό σύμπλεγμα:** περιλαμβάνει περιδοτίτες, πυροξενίτες, γάββρους, διορίτες και πλαγιογρανίτες, συνήθως με σωρευτικούς χαρακτήρες.

γ) **Βασικό σύμπλεγμα πολλαπλών φλεβών:** αποτελείται από διαβασικά σώματα, ή/και διαβασικές φλέβες.

δ) **Βασικό ηφαιστειακό σύμπλεγμα:** περιλαμβάνει λάβες οι οποίες εμφανίζουν προσκεφαλοειδείς δομές (pillow lavas).

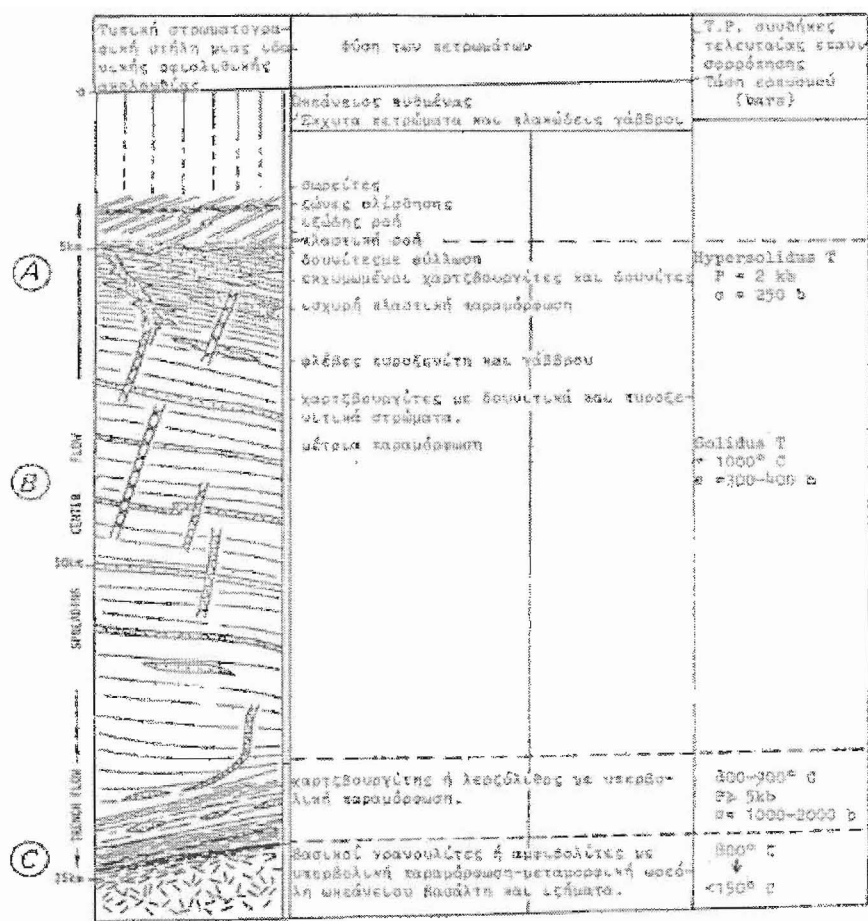
ε) **Εναλλαγές λαβών με πελαγικά ιζήματα.**

στ) **Ιζηματογενείς σειρές βαθιάς θάλασσας.**



Σχήμα 1: Διάρθρωση οφιολιθικής σειράς (Ελευθεριάδης, Γ., Κορωναίος, Α., 2006).

Συνηθισμένο φαινόμενο είναι οι ρηξιγενείς επαφές ανάμεσα στις διάφορες ενότητες. Ολόκληρες ενότητες μπορεί να λείπουν. Έτσι ένας οφιολίθος μπορεί να είναι ελλιπής, διαμελισμένος ή μεταμορφωμένος. Γενικά ο οφιολίθος θεωρείται ότι αποτελείται από ωκεάνιο φλοιό και ανώτερο μανδύα. Ωστόσο η χρησιμοποίηση του όρου πρέπει να είναι ανεξάρτητη από την υποτιθέμενη καταγωγή του.



Σχήμα 2: Τυπική στρωματογραφική στήλη ιδανικής οφιολιθικής ακολουθίας (Nicolas et al., 1980).

Ο ορισμός που δόθηκε στο Penrose, ουσιαστικά αναφέρεται στα πετρώματα που αποτελούν ένα οφιολιθικό σύμπλεγμα. Ο όρος αυτός επεκτάθηκε από τον Moores (1982), σε τρόπο ώστε να περιλαμβάνει όλα τα πετρώματα που συνδέονται συνήθως με τους οφιολίθους και είναι κρίσιμα για την κατανόηση της καταγωγής και τοποθέτησής τους. Μια τέτοια επέκταση του όρου «οφιολιθική ακολουθία», εκτός από τα πετρώματα που αναφέρθηκαν παραπάνω, περιλαμβάνει (Σχήμα 2):

- κρυσταλλικό υπόβαθρο με ιζήματα ρηχής πλατφόρμας που κάθονται ασύμφωνα πάνω σε αυτό. Είναι το υπόβαθρο πάνω στο οποίο τοποθετείται το οφιολιθικό σύμπλεγμα.
- τεκτονική ενότητα που περιλαμβάνει μια σειρά από επωθημένα τεμάχια και/ή ένα σύνθετο mélange που επικαθεται στο κρυσταλλικό υπόβαθρο.
- μεταμορφωμένα πετρώματα που υπέρκεινται ή μεταβαίνουν προοδευτικά προς το mélange. Το πάχος της ενότητας των μεταμορφωμένων, όπου παρουσιάζεται, κυμαίνεται από λίγα μέχρι μερικές εκατοντάδες μέτρα το μέγιστο.

Το περιβάλλον γένεσης των οφιολίθων μπορεί να είναι:

- α) μεσοωκεάνιες ράχες (mid-ocean ridges),
- β) εσωτερικές λεκάνες νησιωτικών τόξων (back arc basins),
- γ) εξωτερικές λεκάνες νησιωτικών τόξων (fore arc basins).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

1.1 Οι οφιολιθικές εμφανίσεις στην Ελλάδα

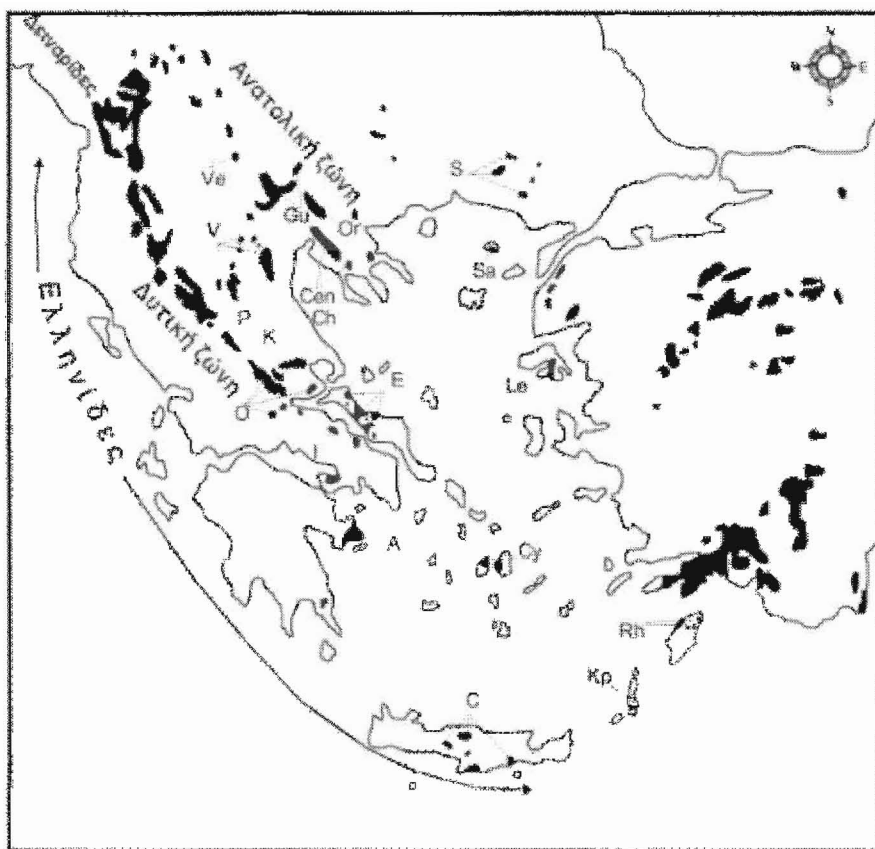
Οι οφιολιθικές εμφανίσεις στον Ελληνικό χώρο αποτελούν τμήματα των Ελληνίδων οροσειρών με γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Οι Ελληνίδες οροσειρές αποτελούν συνέχεια των Δειναρίδων προς τα ΝΑ, διατρέχουν το μεγαλύτερο τμήμα της Ελληνικής χερσονήσου, καμπλώνουν στην περιοχή της Κρήτης-Ρόδου προς τα ανατολικά, και συνεχίζουν στα βάθη της Τουρκίας μέσω των Ταυρίδων οροσειρών, σχηματίζοντας το Δειναροταυρικό τόξο.

Οι Ελληνικές οφιολιθικές εμφανίσεις σχηματίζουν μια ανατολική και μία δυτική ζώνη, οι οποίες παρουσιάζουν γεωλογικές, πετρολογικές και γεωχημικές διαφορές (Σχήμα 3). Η δυτική ζώνη καταλαμβάνει το χώρο των κεντρικών Ελληνίδων και αποτελεί φυσικό σύνορο μεταξύ των εξωτερικών και των εσωτερικών ισοπικών ζωνών. Αξίζει εδώ να σημειωθεί ότι τα Μεσοζωικά και Καινοζωικά πετρώματα των εξωτερικών ζωνών στα οποία δε συμμετέχουν οι οφιόλιθοι, είναι αμεταμόρφωτα και θεωρείται ότι έχουν υποστεί μία μόνο συμπιεστική παραμορφωτική φάση κατά το Καινοζωικό. Αντίθετα, στις εσωτερικές ζώνες όπου συμμετέχουν οφιολιθικά πετρώματα έχουν υποστεί τουλάχιστον δύο παραμορφωτικές φάσεις, μία κατά το Κάτω Κρητιδικό και μία κατά το Ηώκαινο (Smith, A.G., 1993).

Στην Ελλάδα, η δυτική ζώνη περιλαμβάνει τις κυρίες οφιολιθικές εμφανίσεις της Πίνδου, του Βούρινου, της Όθρυος και της Εύβοιας καθώς και μικρότερες οφιολιθικές εμφανίσεις όπως της Καστοριάς, του Κόζιακα, του Βερμίου, της Αν. Θεσσαλίας, της Οίτης και της Αργολίδας.

Οι κύριες οφιολιθικές εμφανίσεις της ανατολικής ζώνης είναι αυτές της Γευγελής και κεντρικής Χαλκιδικής, του Ωραιοκάστρου, της Κασσάνδρας και της Σιθωνίας. Οι ανατολικές οφιολιθικές εμφανίσεις είναι γνωστές και ως οφιόλιθοι του Αξιού και παρουσιάζουν διαφορές μεταξύ τους τόσο στην ηλικία όσο και στα χαρακτηριστικά τους. Ένα κοινό χαρακτηριστικό γνώρισμα των εμφανίσεων αυτών, είναι η σύνδεσή τους με μεγάλες πλούσιες σε Κ γρανιτικές διεισδύσεις, όπως ο γρανιτικός όγκος του Φανού στην οφιολιθική εμφάνιση της Γευγελής (Bebien et al. 1986). Ο συσχετισμός των διεισδύσεων αυτών με τα οφιολιθικά πετρώματα, καθώς επίσης η απουσία έντονης τεκτονικής παραμόρφωσης και η έλλειψη οφιολιθικής melange και μεταμορφικού πέλματος στις οφιολιθικές αυτές εμφανίσεις δείχνει ότι οι τελευταίες είναι σχετικά αυτόχθονες.

Οι ελληνικές οφιολιθικές εμφανίσεις της δυτικής ζώνης χαρακτηρίζονται από την παρουσία “υποοφιολιθικών μεταμορφικών πελμάτων” (“sub-ophiolitic metamorphic soles”) στη βάση τους. Τα μεταμορφικά αυτά πέσματα αποτελούνται από μεταβασικά και σπανιότερα μεταπηλιτικά πετρώματα τα οποία συνήθως έχουν μεταμορφωθεί σε πραιοσχιστολιθική έως αμφιβολιτική φάση. Ο σχηματισμός των πετρωμάτων του υποοφιολιθικού πέλματος, πιθανά οφείλεται στα πρώτα στάδια της γένεσης των οφιόλιθων κατά την αποκόλληση ενός ζεστού ακόμα τεμάχους ωκεάνιου φλοιού από το υπόβαθρό του και την επώθησή του πάνω σε άλλο τέμαχος ωκεάνιου φλοιού, που έχει ως αποτέλεσμα τη μεταμόρφωσή του. Με άλλα λόγια αντιπροσωπεύουν το χρονικό στάδιο κατά το οποίο η διαστολή του ωκεάνιου φλοιού που ήταν υπεύθυνη για τη γένεση των οφιολιθικών πετρωμάτων, μετατράπηκε σε συστολή.



Σχήμα 3: Χάρτης της Ελλάδας στον οποίο διακρίνονται οι κύριες οφιολιθικές ζώνες (Πομώνης Π., 2003)

Όσον αφορά στα πετρολογικά χαρακτηριστικά των δύο οφιολιθικών ζωνών, στη δυτική ζώνη επικρατούν κυρίως λερζόλιθοι, πλαγιοκλαστικοί χαρτζβουργίτες, σιδηρογάββροι και ολιβινικοί θολεΐτες, ενώ στην ανατολική ζώνη συμμετέχουν χαρτζβουργίτες, δουνίτες, ολιβινικοί γάββροι και τοναλίτες. Τα πετρολογικά αυτά χαρακτηριστικά σε συνδυασμό με γεωχημικούς χαρακτήρες, συνηγορούν στην άποψη ότι οι δυτικές οφιολιθικές εμφανίσεις προέρχονται από λιγότερο εκχυμωμένο μανδουακό υλικό σε σχέση με τις ανατολικές (Bebien et al. 1980, Maksimovic & Majer 1981).

Μία άλλη σημαντική διαφορά των δύο μεγάλων οφιολιθικών ζωνών είναι η παρουσία οφιολιθικών μιγμάτων ή οφιολιθικών melange όπως έχει επικρατήσει στη διεθνή βιβλιογραφία (ophiolitic melange, Gansser 1974), στη δυτική οφιολιθική ζώνη και η απουσία τους στην ανατολική. Όσον αφορά στην απουσία σχηματισμών οφιολιθικού melange στην ανατολική ζώνη οφιολιθικών εμφανίσεων επικρατούν δύο ερμηνείες: είτε τα μίγματα αυτά δε σχηματίστηκαν καθόλου, είτε διαβρώθηκαν. Η πιθανότερη ερμηνεία είναι η πρώτη, αφού στην ανατολική ζώνη δεν έχουν παρατηρηθεί διαστροφικές και ολιθοστρωματικές διεργασίες που αποτελούν τις κύριες αιτίες για το σχηματισμό των οφιολιθικών μιγμάτων.

1.2 Η γεωτεκτονική εξέλιξη των Ελληνίδων σε σχέση με την προέλευση και τοποθέτηση των οφιολίθων

Τα προβλήματα της προέλευσης και τεκτονικής τοποθέτησης των οφιολίθων του Ελληνικού χώρου σχετίζονται άμεσα με τα θέματα γεωδυναμικής εξέλιξης του συστήματος της Τηθύος για το λόγο ότι οι εμφανίσεις τους που είναι συνεχόμενες γραμμικές και ονομάζονται οφιολιθικές συρραφές (ophiolitic sutures) συνιστούν δείκτες προέλευσης κατεστραμμένου ωκεάνιου φλοιού και επομένως χρησίμευσαν σαν βάση των ερευνών για την αναζήτηση των θέσεων και του χρόνου λειτουργίας των παλαιο-ωκεάνιων περιοχών.

Οι οφιολιθικές εμφανίσεις του Ελληνικού χώρου κατανέμονται σε δύο κύριες οφιολιθικές λωρίδες (Σχήμα 4):

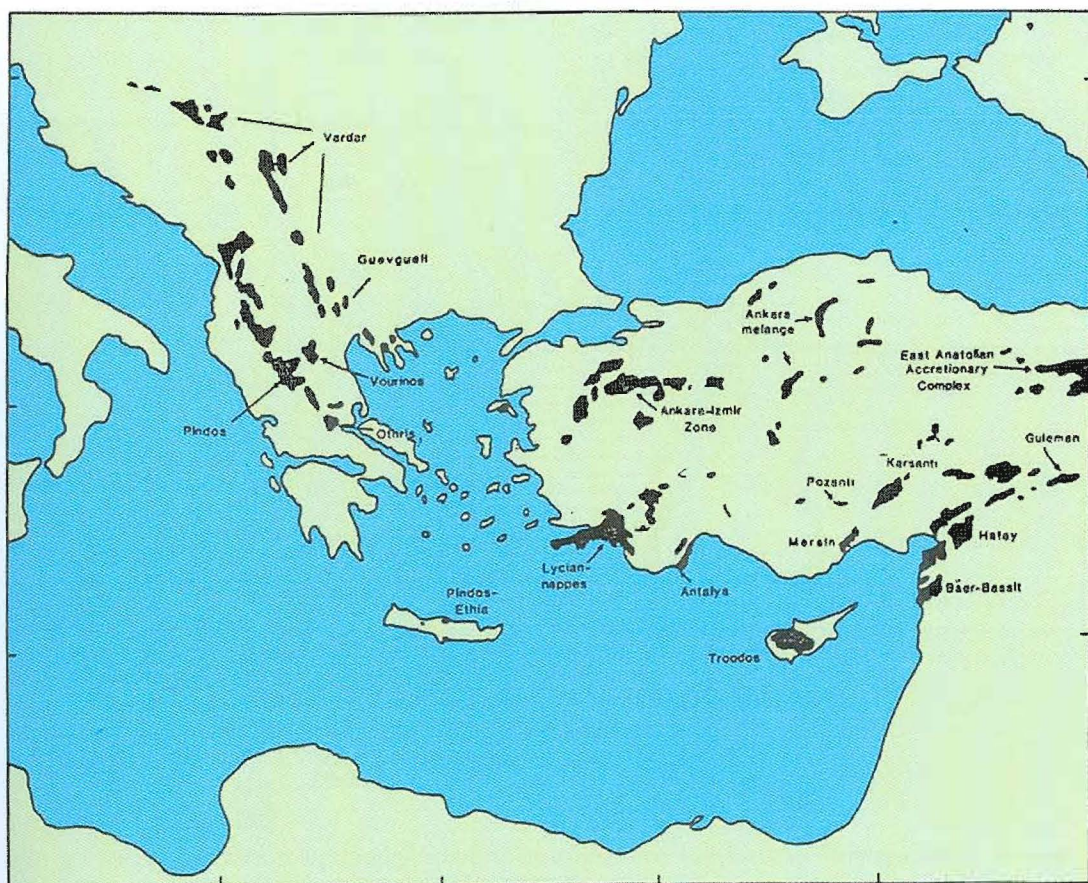
A). Μια Εσωτερική οφιολιθική λωρίδα κατά μήκος της ζώνης Αξιού και

B). Μια Εξωτερική οφιολιθική λωρίδα κατά μήκος της Υποπελαγονικής ζώνης και της Πίνδου.

Οι δυο αυτές λωρίδες ονομάστηκαν αντίστοιχα IRO και ERO.

Είναι γνωστό ότι στις δυο οφιολιθικές λωρίδες της Ελλάδας συμπεριλαμβάνονται ορισμένες πολύ αντιπροσωπευτικές οφιολιθικές ακολουθίες με πλήρη συγκρότηση από όλα σχεδόν τα μέλη μιας τυπικής οφιολιθικής ακολουθίας και επομένως μπορούν να χαρακτηρισθούν ως τυπικές μάζες-υπολείμματα ωκεάνιου φλοιού. Πρόκειται για τις οφιολιθικές μάζες της Παιονίας (ενότητα Γευγελής) στη λωρίδα IRO και τις οφιολιθικές μάζες Όθρυς, Βούρινου και Βόρειας Πίνδου στην εξωτερική λωρίδα ERO.

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4, οι οφιολιθικές εμφανίσεις συνεχίζονται και στις γειτονικές προς την Ελλάδα περιοχές. Στη Γιουγκοσλαβία οι δύο οφιολιθικές λωρίδες φαίνονται και συνενώνονται σε μια, ενώ στη Μικρά Ασία - Κύπρο οι οφιολιθικές μάζες φαίνονται να σχηματίζουν περισσότερες από δυο οφιολιθικές λωρίδες, πιθανόν τέσσερις.



Σχήμα 4: Χάρτης με την κατανομή των οφιολιθικών μαζών στην Ελλάδα και τον ευρύτερο γειτονικό χώρο της Ανατολικής Μεσογείου. Στον Ελληνικό χώρο διακρίνονται οι δυο οφιολιθικές συρραφές IRO και ERO (Μουντράκης Δ., 1988).

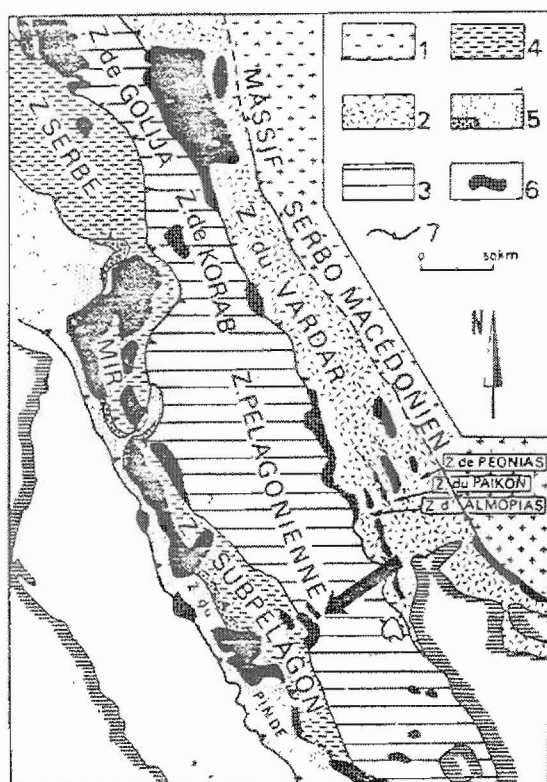
Οι τάσεις που αναπτύχθηκαν μεταξύ των γεωεπιστημόνων στον καθορισμό της θέσης της Τηθύος σε σχέση με τις Ελληνικές γεωτεκτονικές ζώνες ήταν δύο:

A). Η πρώτη που θεώρησε το χώρο Πίνδου-Υποπελαγονικής ως τυπική θέση της Τηθύος και

B). Η δεύτερη που δέχεται ως θέση της Τηθύος τη ζώνη Αξίου.

Οι τάσεις αυτές στηρίχθηκαν σε έρευνες στις λωρίδες ERO και IRO και οι γεωτεκτονικές έρευνες έτειναν περισσότερο στο να χαρακτηριστεί η λωρίδα IRO ως η κύρια οφιολιθική συρραφή. Το πρόβλημα εντοπίστηκε στην προέλευση των οφιολίθων της Υποπελαγονικής-Πίνδου (ERO) για την οποία εκφράστηκαν δύο ομάδες απόψεων:

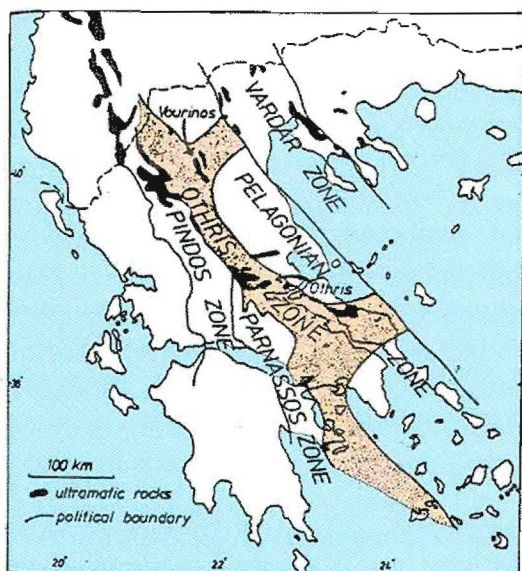
1^η. Οι οφιολίθοι ERO έχουν προέλευση τη ζώνη Αξίου, η οποία και μόνο ήταν ο παλιός ωκεανός, από την οποία επωθήθηκαν προς Δυσμάς και τοποθετήθηκαν σε θέση ζώνης Υποπελαγονικής-Πίνδου, αφού υπερκάλυψαν την Πελαγονική (Σχήμα 5). Η υπόθεση αυτή υποστηρίχθηκε από τους Zimmerman (1972), Zimmerman & Ross (1976), Bernoulli & Laubscher (1972) και Vergely (1975, 1976).



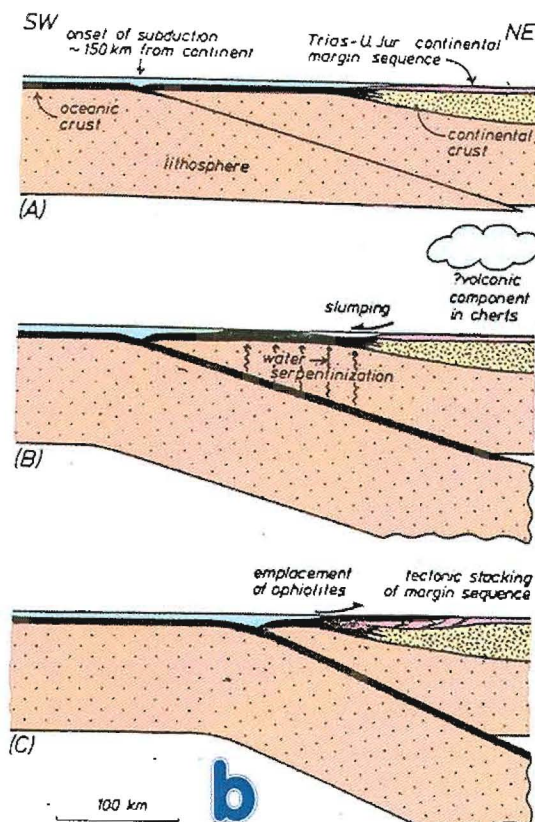
Σχήμα 5: Γεωτεκτονικό σκαρίφημα του Βορειοελλαδικού χώρου με προέκταση προς τις Δειναρίδες, στο οποίο δείχνονται οι δύο οφιολιθικές λωρίδες IRO σε θέση ζώνης Αξιού και ERO σε θέση Υποπελαγονικής-Πίνδου.

1: Σερβομακεδονική μάζα, 2: ζώνη Αξιού, 3: Πελαγονική ζώνη, 4: Υποπελαγονική ζώνη, 5: ζώνη Πίνδου, 6: οφιόλιθοι, 7: μεγάλες επωθήσεις. Το βέλος παριστά την επωθητική κίνηση των οφιόλιθων από τη ζώνη Αξιού προς την Υποπελαγονική σύμφωνα με την άποψη ορισμένων ερευνητών γεωεπιστημόνων (Vergely P., 1976).

2^η. Οι οφιόλιθοι της λωρίδας ERO προέρχονται από μια ωκεάνια περιοχή που βρίσκονταν Δυτικά ή Νοτιοδυτικά της Πελαγονικής απ' όπου και επωθήθηκαν πάνω στην Πελαγονική (Σχήμα 6). Η άποψη αυτή προτάθηκε από τους Moores (1969), Hynes et al. (1972), Smith & Woodcock (1976), Smith et al. (1979) ύστερα από έρευνες που έκαναν στις οφιολιθικές μάζες Βούρινου και Όθρυς.



a



b

Σχήμα 6: a: Χάρτης-σκαρίφημα στο οποίο δείχνεται ο χώρος της Υποπελαγονικής ζώνης (ή ζώνη Όθρυς) που αντιπροσωπεύει με τις οφιολιθικές εμφανίσεις την παλιά ωκεάνια περιοχή, **b:** Μοντέλο βύθισης της ωκεάνιας λιθόσφαιρας στην περίοδο Ανωτέρου Ιουρασικού - Κάτω Κρητιδικού με κατεύθυνση από ΝΔ προς ΒΑ και ταυτόχρονη τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων πάνω στο Δυτικό Πελαγονικό περιθώριο (Smith, A. & Woodcock, N., 1976).

Από τις παραπάνω απόψεις γίνεται αντιληπτός ο ιδιαίτερος ρόλος που διαδραμάτισε η Πελαγονική ζώνη στη γεωτεκτονική εξέλιξη του συστήματος της Τηθύος στο χώρο των Ελληνίδων. Η τοποθέτηση των οφιολιθικών μαζών στα δύο περιθώρια της Πελαγονικής πάνω σε πετρώματα τυπικού ηπειρωτικού χαρακτήρα είναι το στοιχείο που καθιστά τη σημασία της Πελαγονικής σημαντική.

Εξετάζοντας τις δύο παραπάνω υποθέσεις για την προέλευση των Ελληνικών οφιολίθων διαπιστώνουμε ότι η ύπαρξη μιας μόνο ωκεάνιας περιοχής από τη βύθιση-καταστροφή της οποίας προέρχονται όλοι οι οφιολίθοι του Ελληνικού χώρου, δεν εξηγεί ικανοποιητικά ούτε τη διπλή τοποθέτηση των οφιολιθικών εμφανίσεων ούτε και όλα τα μαγματικά και μεταμορφικά φαινόμενα των Ελληνίδων. Για το λόγο αυτό γίνεται πλέον γενικότερα αποδεκτή η άποψη ότι υπήρχαν δύο τουλάχιστον ωκεάνιες περιοχές Δυτικά και Ανατολικά της Πελαγονικής από τις οποίες προήλθαν οι οφιολίθοι που βρίσκονται στα δύο περιθώρια της τελευταίας.

Γεωλογικές παρατηρήσεις υπαίθρου που έγιναν στα δύο Πελαγονικά περιθώρια επιβεβαίωσαν τη διττή προέλευση των οφιόλιθων. Συγκεκριμένα στο δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής οι οφιόλιθοι βρίσκονται επωθημένοι πάνω στο ανθρακικό κάλυμμα του περιθωρίου με κατεύθυνση από ΔΝΔ προς ΑΒΑ. Εκτός αυτού από τη μελέτη των φάσεων των ιζημάτων Ιουρασικής ηλικίας του δυτικού Πελαγονικού περιθωρίου διαπιστώθηκε βάθεμα των συνθηκών από τα Ανατολικά προς τα Δυτικά γεγονός που ενισχύει την άποψη ότι υπήρχε Δυτικά της Πελαγονικής κάποια ωκεάνια λεκάνη από την οποία προήλθαν οι οφιόλιθοι ΕΡΟ.

Επιπλέον από τη μελέτη της Περμοτριάδικης μετακλαστικής-ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς του Δυτικού Πελαγονικού περιθωρίου διαπιστώθηκε ότι από την περίοδο εκείνη του ορίου Περμίου-Τριαδικού διαμορφώθηκαν συνθήκες ηπειρωτικής κατωφέρειας στο Δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής. Αυτό δείχνει ότι είχε τότε αρχίσει η ηπειρωτική διάρρηξη μιας παλιάς συνεχούς ηπειρωτικής περιοχής, διάρρηξη η οποία στη συνέχεια εξελίχθηκε σταδιακά σε άνοιγμα κάποιας ωκεάνιας περιοχής Δυτικά της Πελαγονικής.

Με ανάλογες γεωλογικές παρατηρήσεις υπαίθρου στο Ανατολικό Πελαγονικό περιθώριο διαπιστώθηκε τεκτονική τοποθέτηση των οφιόλιθων πάνω στα ανθρακικά πετρώματα του περιθωρίου με επώθηση από τη ζώνη Αξιού.

Οι γεωλογικές παρατηρήσεις έδειξαν ακόμη ότι η τεκτονική τοποθέτηση των οφιόλιθων πρέπει να ήταν σχεδόν ταυτόχρονη στα δύο Πελαγονικά περιθώρια συνδεδεμένη και στις δύο περιπτώσεις με την ονομαζόμενη Άνω Ιουρασική - Κάτω Κρητιδική ορογενετική περίοδο. Το γεγονός αυτό από γεωδυναμική άποψη μεταφράζεται σε σχεδόν ταυτόχρονη καταστροφή-κλείσιμο των δύο ωκεάνιων περιοχών εκατέρωθεν της Πελαγονικής στην περίοδο Ανωτέρου Ιουρασικού - Κάτω Κρητιδικού, καταστροφή που προκάλεσε τα αντίστοιχα ορογενετικά φαινόμενα στις δύο πλευρές της Πελαγονικής.

Οι παραπάνω γεωλογικές παρατηρήσεις και διαπιστώσεις αφορούν την ηλικία τεκτονικής τοποθέτησης των οφιόλιθων και όχι την ηλικία σχηματισμού των μέσα στον ωκεάνιο χώρο, η οποία μπορεί να είναι πολύ παλιότερη. Στον Ατλαντικό ωκεανό από τη γεωλογική περίοδο του ανοίγματος του ωκεανού (Ιουρασικό) μέχρι σήμερα δημιουργούνται οφιολιθικές μάζες, οι οποίες μπορεί στο μέλλον να τοποθετηθούν τεκτονικά πάνω σε μια ηπειρωτική πλάκα κατά τη διάρκεια ενός ενδεχόμενου κλεισίματος (τεκτονισμού) του ωκεανού. Η ηλικία λοιπόν της τεκτονικής τοποθέτησης των οφιόλιθων είναι πολύ μεταγενέστερη γεωχρονολογικά από την ηλικία σχηματισμού των οφιολιθικών πετρωμάτων.

Εκτός όμως από τη διαπίστωση ότι η τεκτονική τοποθέτηση στις δύο οφιολιθικές λωρίδες ERO και IRO ήταν σχεδόν σύγχρονη και η ηλικία σχηματισμού των οφιολίθων στους δύο ωκεάνιους χώρους φαίνεται ότι ήταν σχεδόν παραπλήσια. Η διαπίστωση αυτή στηρίζεται τόσο σε γεωλογικές παρατηρήσεις υπαίθρου, όσο και σε ραδιοχρονολογήσεις οφιολιθικών πετρωμάτων.

Οι συνθήκες ηπειρωτικής κατωφέρειας που διαπιστώθηκαν με γεωλογικές παρατηρήσεις στην μετακλαστική σειρά του Δυτικού περιθωρίου της Πελαγονικής, επικράτησαν στο Περμοτριάδικό, γεγονός που δείχνει ότι η ηπειρωτική διάρρηξη για τη δυτική ωκεάνια περιοχή έγινε στο Περμοτριάδικό. Παρόμοιες συνθήκες ηπειρωτικής κατωφέρειας επικράτησαν κατά το Περμοτριάδικό και στην Περιοδοπική ζώνη, όπως προκύπτει από την παρουσία της αντίστοιχης μετακλαστικής σειράς Εξαμιλίου και της ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς Περμοτριάδικης ηλικίας. Από τις παρατηρήσεις αυτές συμπεραίνεται παρόμοια ηλικία αρχικής ηπειρωτικής διάρρηξης και ωκεάνιου ανοίγματος στις δύο περιοχές Αξιού και Υποπελαγονικής εκατέρωθεν της Πελαγονικής.

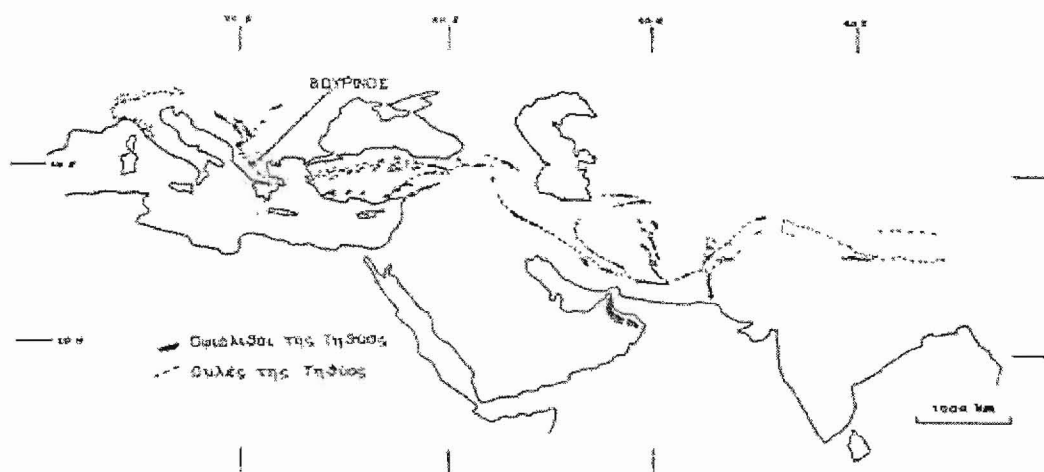
Μεγάλος αριθμός ραδιοχρονολογήσεων που έχουν γίνει σε οφιολιθικά πετρώματα και των δύο οφιολιθικών λωρίδων ERO και IRO έδωσαν ταυτόσημα αποτελέσματα και για τις δύο λωρίδες. Συγκεκριμένα οι απόλυτες ηλικίες ήταν 160-180 εκατομμύρια χρόνια για οφιολιθικά δείγματα και των δύο λωρίδων, πράγμα που σημαίνει ίδια ηλικία (Κάτω-Μέσου Ιουρασικού) σχηματισμού των οφιολίθων και στις δύο ωκεάνιες περιοχές.

Από όλα τα παραπάνω δεδομένα διαπιστώνεται ότι και στους δύο ωκεανούς που λειτούργησαν εκατέρωθεν της Πελαγονικής από όπου προήλθαν οι οφιολίθοι των δύο λωρίδων, η ωκεανογένεση και η ανάπτυξη ήταν παρόμοιας ηλικίας. Άρχισε το Περμοτριάδικό και έληξε περίπου το Ανώτερο Ιουρασικό - Κάτω Κρητιδικό.

1.3 Το οφιολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου

Το οφιολιθικό σύμπλεγμα Βούρινου, αποτελεί ένα κρίκο στην αλυσίδα των οφιολίθων που προέκυψαν από το κλείσιμο του ωκεανού της Τηθύος και εκτείνονται από τα Πυρηναία δυτικά μέχρι τα Ιμαλάια ανατολικά (Σχήμα 7).

Η σημερινή γραμμική διάταξη των οφιολίθων (Σχήμα 7), φαίνεται να οριοθετεί τις ουλές, που αντιστοιχούν στον παλαιογραφικό χώρο σχηματισμού των οφιολίθων της Τηθύος.



Σχήμα 7: Σχηματική διάταξη των οφιολίθων της Τηθύος όπου φαίνεται η θέση του Βούρινου (Κωνσταντοπούλου, Γ., 1990).

Τα τελευταία τριάντα χρόνια ο Βούρινος έχει γίνει πόλος έλξης πολλών ερευνητών και θεωρείται σήμερα σαν ένα από τα περισσότερο μελετημένα οφιολιθικά συμπλέγματα στον κόσμο.

Το μοντέλο της γέννησής του έχει αλλάξει σημαντικά στο ίδιο χρονικό διάστημα λόγω του πλήθους των νέων στοιχείων, της εξέλιξης της γεωλογικής σκέψης και ανάπτυξης νέων θεωριών για τα οφιολιθικά συμπλέγματα .

Μεταξύ των πρώτων ερευνητών είναι ο Brunh (1956, 1960, 1961), που στα πλαίσια μιας ευρύτερης μελέτης της Πίνδου και ενός τμήματος της δυτικής Μακεδονίας , ανέλυσε τις σχέσεις ανάμεσα στα βασικά και υπερβασικά πετρώματα του Βούρινου, το ιζηματογενές τους κάλυμμα και την επαφή της βάσης του συμπλέγματος. Οι Brunh (1956 , 1960 , 1961) και Aubouin (1965), υποστήριξαν ότι ο οφιολίθος είναι αυτόχθονος και δημιουργήθηκε από πλευρική υποθαλάσσια έκχυση σε περιβάλλον γεωσύγκλινου. Ο Moores (1969) με βάση πετρολογικές, χημικές και τεκτονικές μελέτες, θεωρεί ότι το οφιολιθικό σύμπλεγμα δημιουργήθηκε από τη μερική τήξη μανδουακού υλικού και τη διαφοροποίηση στερεού-ρευστού στο δάπεδο του ωκεανού.

1.4 Γεωγραφική θέση και γεωλογία του οφιολιθικού συμπλέγματος του Βούρινου

Το οφιολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου (Σχήμα 8) καλύπτει έκταση περίπου 450km^2 και τοποθετείται 500 km βορειοδυτικά της Αθήνας, στα όρια των νομών Κοζάνης-Γρεβενών. Μεγάλες τριτογενείς ρηξιγενείς ζώνες και τριτογενή και τεταρτογενή ιζήματα χωρίζουν το σύμπλεγμα σε επί μέρους γεωγραφικές ενότητες. Οι τρεις ενότητες που αποτελούν το κυρίως σύμπλεγμα είναι: Το Βόρειο Βούρινο με την ομώνυμη κορυφή (1866 μ), το Νότιο Βούρινο ή Φλάμπουρο και ο Κίσσαβος. Δυτικά του κυρίως συμπλέγματος και σε απόσταση 4km περίπου εκτείνεται ο Δυτικός Βούρινος ή Κράπα, που είναι μια λοφώδης περιοχή συνολικής έκτασης 40km^2 .

Το σύμπλεγμα, που τοποθετήθηκε στο ηπειρωτικό κράσπεδο κατά το Ανώτερο Ιουρασικό, είναι επωθημένο πάνω σε μια μετα-ιζηματογενή ακολουθία, πιθανά τριαδικής ηλικίας, που αποτελείται από ανθρακικά πετρώματα ηπειρωτικής πλατφόρμας και από ένα σχιστοποιημένο ιζηματογενή σχηματισμό (σχηματισμός Αγ. Νικολάου) που παγιδεύτηκε κατά την επώθηση του Βούρινου και περιλαμβάνει αργίλους, αργιλοσαμμίτες, τόφρους, κερατόλιθους, φυλλίτες και ολισθοστρώματα (Naylor & Harle 1976, Vergely 1977). Η τεκτονική επαφή της επώθησης εκτίθεται σε πολλά σημεία από το νοτιοανατολικό μέχρι το βόρειο τμήμα του οφιολιθικού συμπλέγματος. Ραδιολαρίτες του ανώτερου Ιουρασικού επικαλύπτουν το σύμπλεγμα από τα δυτικά (Brunn 1956), ακολουθούμενοι στρωματογραφικά από επικλισιγενείς ασβεστόλιθους με πελαγικές όσο και υφαλώδεις φάσεις ηλικίας άνω Ιουρασικού. Οι ανώτεροι στρωματογραφικοί ορίζοντες αποτελούνται από πελαγικά και νηριτικά ιζήματα, που φανερώνουν ένα περιβάλλον ηπειρωτικής κατωφέρειας πριν από την επίκληση του Ανώτερου Κρητιδικού και την απόθεση της μολάσσας.



Σχήμα 8: Γεωλογικός χάρτης του οφιολιθικού συμπλέγματος του Βούρινου και της Ροδιανής. Σύνθεση από τους αδημοσίευτους χάρτες των Βραχάτη – Γρίβα – Σταμούλη (1986), 1:25.000, Αντωνιάδη (1975), 1:10.000 και Rassios (1981), 1:50.000.

1.5 Τεκτονική του συμπλέγματος του Βούρινου

Το οφιολιθικό σύμπλεγμα του Βούρινου παρουσιάζει μια σύνθετη τεκτονική παραμόρφωση σε δομές που ανταποκρίνονται σε όλα τα στάδια της εξέλιξής του, αλλά είναι δύσκολο να καθοριστεί με ακρίβεια η χρονολογική διαδοχή τους και να αποδοθεί η κάθε μια σε συγκεκριμένο τεκτονικό γεγονός.

Πολλοί συγγραφείς αναφέρονται στην τεκτονική παραμόρφωση του συμπλέγματος. Ο Moores (-1969-) διαιρεί το Βούρινο σε τρεις περιοχές ανάλογα με την ένταση της παραμόρφωσης και ισχυρίζεται ότι η κεντρική περιοχή παρουσιάζει εντονότερη παραμόρφωση σε σχέση με το Βόρειο και Νότιο Βούρινο. Επίσης ερμηνεύει τις παρατηρούμενες πτυχώσεις σαν πτυχώσεις ροής.

Συνδυασμός παρατηρήσεων και μετρήσεων τεκτονικών στοιχείων από τη βάση και το εσωτερικό του οφιολίθου, όπως η τεκτονική γράμμωση (lineation) των ορυκτολογικών συστατικών και οι άξονες των πτυχώσεων των ιζημάτων της βάσης της επώθησης, δίνουν μια διεύθυνση κίνησης του συμπλέγματος προς τα βορειοανατολικά (050°).

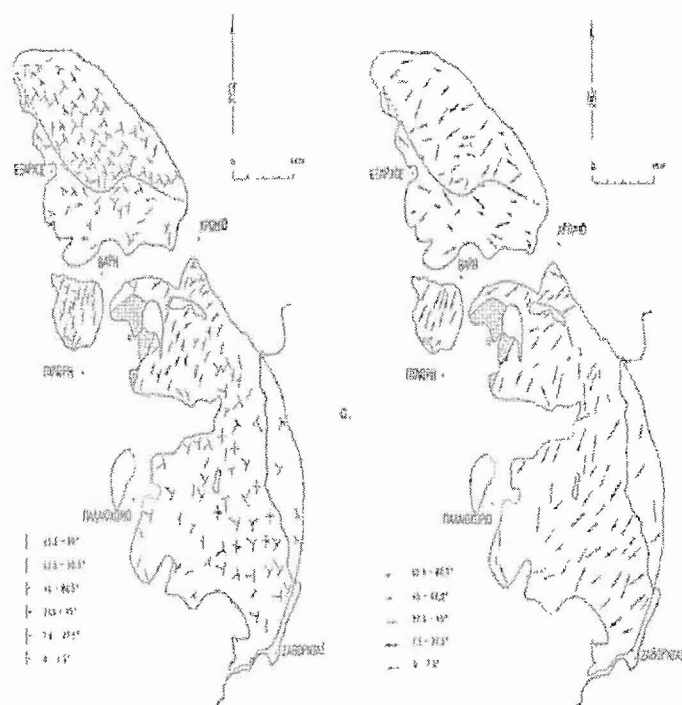
Από το τεκτονικό πρότυπο του Βούρινου φαίνεται ότι κατά την κίνηση του οφιολίθου η παραμόρφωση ήταν συνεχής, με δημιουργία διαδοχικών δομών που κυμαίνονται από πλαστικές (plastic) στο βάθος, εύπλαστες (ductile) και θραυστιγενείς (brittle) που σχηματίζονται σε διαφορετικές θέσεις και πιθανά διαφορετικούς χρόνους, αλλά ελέγχονται από το ίδιο παραμορφωτικό γεγονός.

Κατά το στάδιο της γένεσης και έναρξης μετακίνησης της οφιολιθικής μάζας από το χώρο δημιουργίας της, αναπτύσσονται δομές που οφείλονται σε πλαστική παραμόρφωση, λόγω των υψηλών θερμοκρασιών που επικρατούν μέσα και κοντά στο μαγματικό θάλαμο. Τέτοιες πλαστικές δομές είναι η τεκτονική γράμμωση (lineation) και η φύλλωση (foliation) των ορυκτολογικών συστατικών καθώς και πτυχώσεις, που είναι ιδιαίτερα έκδηλες στο χρωμιτικό μετάλλευμα.

Κατά την έναρξη τοποθέτησης του οφιολίθου, τα πετρώματα βρίσκονται ακόμα σε πολύ υψηλή θερμοκρασία και έτσι οι τεκτονικές δομές που αναπτύσσονται σε αυτό το στάδιο μοιάζουν με τις πρωτογενείς μανδρακές δομές.

Με την κίνηση του ωκεάνιου φλοιού προς την περιοχή σύγκλισης με τον ηπειρωτικό φλοιό, λόγω συμπιεστικών τάσεων κάποιο τμήμα του ωκεάνιου φλοιού θραύεται και αρχίζει να ολισθαίνει πάνω σε άλλο. Έτσι, στο τμήμα που ολισθαίνει, υπάρχει ένα κατώτερο τμήμα με θερμοκρασίες αρκετά υψηλές ώστε να αναπτύσσεται εύπλαστη (ductile) παραμόρφωση, ενώ στο τμήμα κοντά στην επιφάνεια, που είναι περισσότερο ψυχρό, με πετρώματα σχεδόν στερεοποιημένα, αναπτύσσεται θραυστιγενής (brittle) παραμόρφωση. Με τη συνέχιση της κίνησης, δημιουργείται ένα σύστημα επιπτεύσεων κυρίως στο μέτωπο του μετακινούμενου τμήματος, ενώ στο βάθος αναπτύσσονται δομές συμπίεσης όπως οι πτυχώσεις. Η παραπάνω πορεία μπορεί να εξελιχθεί με την ανάπτυξη μιας επόμενης ζώνης ολίσθησης στο εσωτερικό της πρώτης και προοδευτικά σε μια ακολουθία διαδοχικών ολισθήσεων. Με την αύξηση των τάσεων συμπίεσης, στη ζώνη καταβύθισης της ωκεάνιας πλάκας, η προηγούμενη ακολουθία μπορεί να κόβεται από μια νέα εκτός ακολουθίας (out of sequence) επώθηση, που αντιστοιχεί προς την βάση του επωθημένου οφιολίθου. Χαρακτηριστικές δομές που αντιστοιχούν στο στάδιο μετακίνησης και τοποθέτησης του οφιολίθου είναι οι επιφάνειες ολίσθησης, που εκφράζονται συνήθως από σχιστοποιημένες δουνιτικές ζώνες, συχνά με χρωμιτικό μετάλλευμα, μέσα σε συμπαγείς μάζες χαρτζβουργίτη, από ζώνες μυλονιτίωσης, ρηξιγενείς επιφάνειες, συστήματα διακλάσεων κλπ. Οι πτυχώσεις καθώς και ο προσανατολισμός των κρυστάλλων των ορυκτών, είναι δύσκολο να αποδοθούν σε συγκεκριμένο στάδιο

εξέλιξης του οφιόλιθου, δηλαδή να διακριθούν δομές του σταδίου επώθησης από τις πρώιμες μανδυακές δομές.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

2.1 Το μαγνητικό πεδίο της Γης

Μαγνητικό πεδίο της Γης είναι ο χώρος γύρω της όπου ασκούνται μαγνητικές δυνάμεις.

Ο William Gilbert, παρουσίασε πρώτος πειστικές ενδείξεις για την εσωτερική προέλευση του γήινου μαγνητικού πεδίου. Ο Carl Gauss το 1838 δημοσίευσε μία μαθηματική απόδειξη με την οποία αποδίδει τη δημιουργία του 95% του πεδίου σε εσωτερικές πηγές και μόλις 5% από εξωτερικές διαδικασίες. Παραπέρα έρευνα έδειξε ότι, ένα μεγάλο μέρος του εσωτερικού πεδίου παράγεται στον πυρήνα της Γης, και το υπόλοιπο έχει την πηγή του στο φλοιό. Έτσι, μπορούμε να διαχωρίσουμε το γήινο μαγνητικό πεδίο στα παρακάτω τρία μέρη:

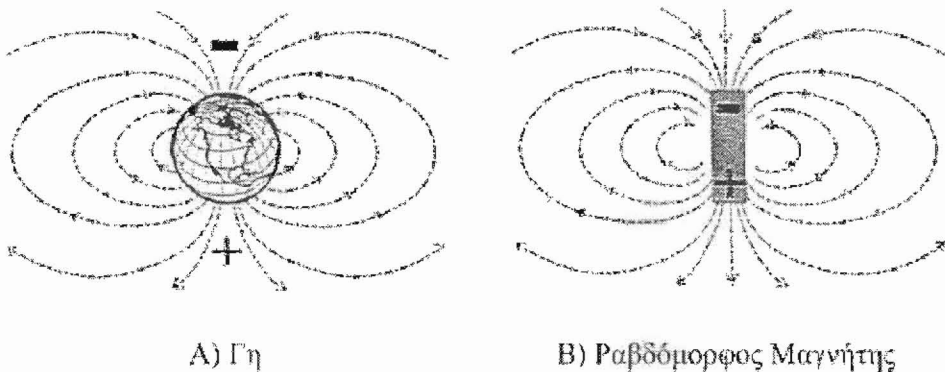
α) Το κύριο μαγνητικό πεδίο, το οποίο παράγεται στον πυρήνα της Γης και δημιουργεί τις ευρείες σε έκταση μεταβολές της έντασης του πεδίου και της διεύθυνσης αυτού.

β) Το εξωτερικό μαγνητικό πεδίο, το οποίο παράγεται από ηλεκτρικά ρεύματα της ιονόσφαιρας, που αποτελείται από ιονισμένα σωματίδια λόγω της επίδρασης της ηλιακής παλίρροιας.

γ) Το ανώμαλο μαγνητικό πεδίο, το οποίο παράγεται από σιδηρομαγνητικά ορυκτά που βρίσκονται στο φλοιό της Γης.

Το κύριο μαγνητικό πεδίο είναι το ισχυρότερο από τα τρία μέρη. Υφίσταται αργές χρονικές μεταβολές όπως η αιώνια μεταβολή και η μεταβολή της μαγνητικής ροπής του διπολικού πεδίου. Το εξωτερικό πεδίο παρουσιάζει διακυμάνσεις με ημερήσιους κύκλους ενώ το ανώμαλο μαγνητικό πεδίο ενδιαφέρει κυρίως τους γεωφυσικούς και χρησιμοποιείται στις γεωμαγνητικές διασκοπήσεις.

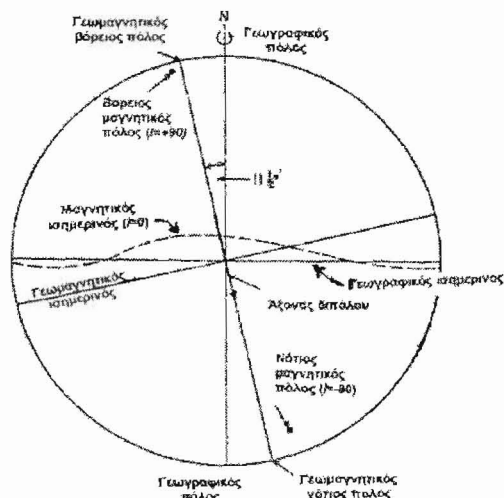
Το κύριο μαγνητικό πεδίο της Γης μπορεί να αποδοθεί ότι οφείλεται σε ένα μεγάλο ραβδόμορφο μαγνήτη, που έχει τοποθετηθεί στο κέντρο της Γης και έχει μία απόκλιση 10,9 μοιρών από τον άξονα περιστροφής της Γης. Αυτός ο εικονικός μαγνήτης, ονομάζεται κεντρικό γεωμαγνητικό δίπολο. Αυτό το μοντέλο του μαγνητικού πεδίου της Γης είναι ανάλογο με εκείνο που παράγεται από μία ράβδο μαγνήτη. Η μαγνητική ροπή του μαγνητικού διπόλου είναι $8 \cdot 10^{25}$ emu.



A) Γη

B) Ραβδόμορφος Μαγνήτης

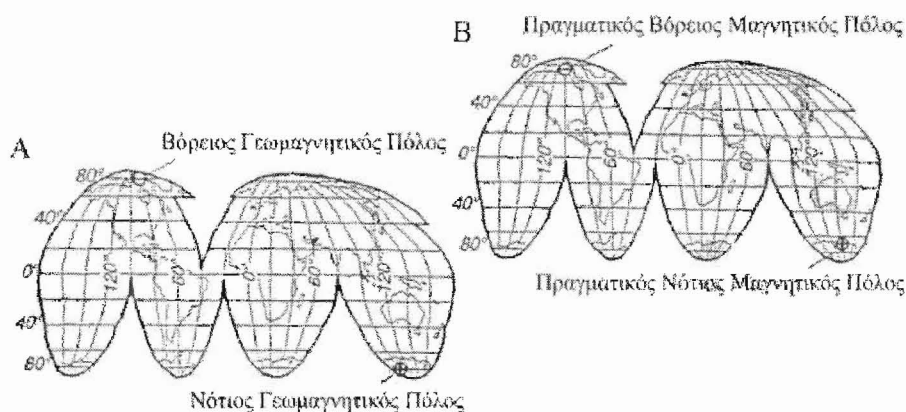
Σχήμα 10: Το μαγνητικό πεδίο της Γης (A), είναι όμοιο με εκείνο ενός ραβδόμορφου μαγνήτη (B), με τον αρνητικό μαγνητικό πόλο στο βόρειο ημισφαίριο και τον θετικό μαγνητικό πόλο στο νότιο ημισφαίριο. (Παπαδόπουλος, Τ., 2008).



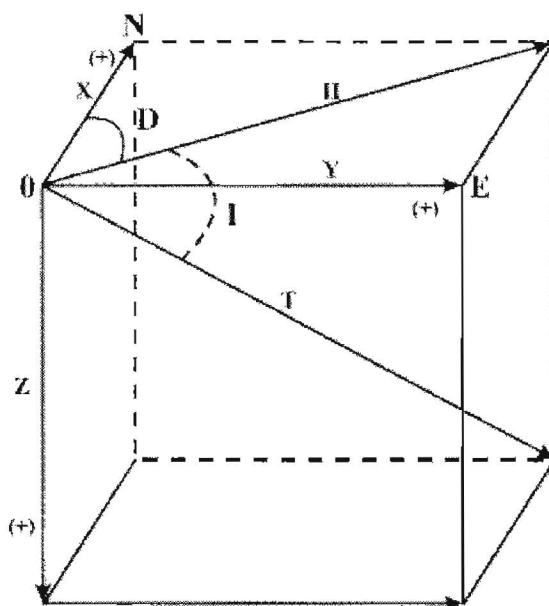
Σχήμα 11: Διάγραμμα γεωγραφικών, γεωμαγνητικών και πραγματικών πόλων και ισημερινών (Παπαδόπουλος, Τ., 2008).

Ο μεγάλος άξονας του μαγνήτη είναι γνωστός ως γεωμαγνητικός άξονας και μπορεί να επεκταθεί έτσι ώστε να τμήσει την επιφάνεια της Γης σε δύο σημεία γνωστά, ως γεωμαγνητικοί πόλοι, οι οποίοι απέχουν μεταξύ τους 180° . Ο πόλος που βρίσκεται στο βόρειο ημισφαίριο και με γεωγραφικές συντεταγμένες $79,1^\circ \text{ N}$, $108,9^\circ \text{ A}$, ονομάζεται νότιος γεωμαγνητικός πόλος. Ο γεωμαγνητικός ισημερινός είναι ο ισημερινός του γεωμαγνητικού διπόλου. Η πολύπλοκη πηγή του γήινου μαγνητικού πεδίου παράγει δυναμικές γραμμές, οι οποίες διαφέρουν σημαντικά από εκείνες του απλού διπόλου.

Τα σημεία της επιφάνειας της Γης, στα οποία η κλίση του γήινου μαγνητικού πεδίου είναι κατακόρυφη ($i=90^\circ$), ονομάζονται πραγματικοί μαγνητικοί πόλοι της Γης και δεν απέχουν μεταξύ τους 180° . Τα σημεία αυτά που έχουν γεωγραφικές συντεταγμένες 75° B 101° Δ , στην περιοχή του Καναδά και 67° N 143° A , στην Ανταρκτική, δεν πρέπει να συγχέονται με τις θέσεις των γεωμαγνητικών πόλων. Πρέπει να σημειωθεί εδώ ότι η γραμμή που συνδέει τους δύο μαγνητικούς πόλους, δεν διέρχεται από το κέντρο της Γης.



Σχήμα 12: Οι μαγνητικοί πόλοι της Γης . Α) Οι γεωμαγνητικοί πόλοι της Γης και Β) Οι πραγματικοί πόλοι της Γης (Παπαδόπουλος, Τ., 2008).



Σχήμα 13: Στοιχεία γεωμαγνητικού πεδίου (Παπαζάχος, Κ., Παπαζάχος, Β., 2008).

Τα στοιχεία του γεωμαγνητικού πεδίου είναι η απόκλιση, η έγκλιση, και η ένταση. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 13, το διάνυσμα T αναλύεται στην κατακόρυφη συνιστώσα του, Z , που θεωρείται θετική όταν έχει φορά προς τα κάτω και αρνητική όταν έχει φορά προς τα πάνω, και στην οριζόντια συνιστώσα, H . Η οριζόντια συνιστώσα αναλύεται στην μεσημβρινή συνιστώσα, X , που θεωρείται θετική όταν έχει φορά προς το Βορρά και αρνητική όταν έχει φορά προς το Νότο και στην συνιστώσα, Y , που θεωρείται θετική όταν έχει φορά προς την Ανατολή και αρνητική όταν έχει φορά προς τη Δύση. Το επίπεδο HOZ λέγεται μαγνητικός μεσημβρινός ενώ το επίπεδο XOZ είναι ο γεωγραφικός μεσημβρινός.

Η γωνία, D , που σχηματίζει η οριζόντια συνιστώσα, H , της ολικής έντασης (επαγωγής) του πεδίου με τη μεσημβρινή συνιστώσα, X , δηλαδή, η γωνία μεταξύ του μαγνητικού και του γεωγραφικού μεσημβρινού λέγεται μαγνητική απόκλιση. Αυτή λέγεται ανατολική, αν η διεύθυνση της συνιστώσας H βρίσκεται μεταξύ Βορρά και Ανατολής, και δυτική, αν η διεύθυνση αυτή βρίσκεται μεταξύ Βορρά και Δύσης.

Η γωνία, I , που σχηματίζει η ολική ένταση (επαγωγή), T , του μαγνητικού πεδίου με την οριζόντια συνιστώσα, H , αυτής λέγεται μαγνητική έγκλιση. Αυτή θεωρείται θετική ή αρνητική όταν η συνιστώσα Z είναι θετική ή αρνητική αντίστοιχα.

2.2 Τύποι μαγνητικής συμπεριφοράς των υλικών

Ο τύπος της μαγνήτισης που παρουσιάζει ένα ορυκτό, με την παρουσία ενός εξωτερικού μαγνητικού πεδίου, εξαρτάται από τη μαγνητική επιδεκτικότητα του ορυκτού. Εάν το σώμα που περιλαμβάνει το ορυκτό τοποθετηθεί μέσα σε ένα εξωτερικό μαγνητικό πεδίο H , το σώμα θα αποκτήσει μια μαγνήτιση J , με ένταση ανάλογη της μαγνητικής επιδεκτικότητάς του, k .

Για ένα στοιχειώδες τμήμα του σώματος ο λόγος της παραγόμενης μαγνητικής ροπής M , προς τον όγκο του V , ή εξ' ορισμού μαγνήτιση J , αυτού του τμήματος είναι συνήθως ανάλογη προς την ένταση του πεδίου με συντελεστή αναλογίας τη μαγνητική επιδεκτικότητα k , του σώματος:

$$J=k \cdot H$$

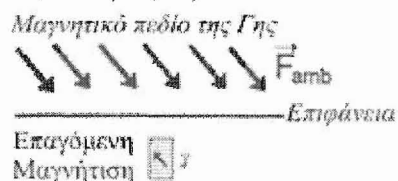
Τα υλικά σώματα ανάλογα με την τιμή της μαγνητικής επιδεκτικότητας που έχουν διακρίνονται (Σχήμα 14):

α) Διαμαγνητικά υλικά ($k \sim -10^{-5}$). Ένα διαμαγνητικό υλικό έχει αρνητική μαγνητική επιδεκτικότητα, απόκτηση δηλαδή μίας επαγόμενης μαγνήτισης, αντίθετης προς τη διεύθυνση του εφαρμοζόμενου εξωτερικού πεδίου. Η ασθενής μαγνήτιση προκύπτει από την αλλαγή των τροχιών των ηλεκτρονίων του υλικού, καθώς εφαρμόζεται μια δύναμη στο υλικό από το εξωτερικό πεδίο. Επιδεκτικότητες της τάξης των -10^{-5} σημαίνουν ότι η μαγνήτιση είναι της τάξης του 1/100.000 της έντασης του εξωτερικού πεδίου.

β) Παραμαγνητικά υλικά ($k \sim +10^{-4}$). Η μαγνητική επιδεκτικότητα των παραμαγνητικών υλικών είναι θετική. Αυτά αποκτούν μαγνήτιση παράλληλα προς το εξωτερικό πεδίο. Η μαγνήτιση εμφανίζεται καθώς οι μαγνητικές ροπές των ατόμων ευθυγραμμίζονται μερικώς με τη διεύθυνση του εξωτερικού πεδίου. Τα περισσότερα μαγνητικά ορυκτά παρουσιάζουν αυτού του τύπου ασθενή μαγνητική συμπεριφορά.

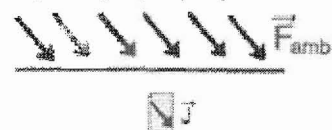
γ) Σιδηρομαγνητικά υλικά ($k \sim +10^{-1}$). Σε κάποια μεταλλικά ορυκτά πλούσια σε σίδηρο, κοβάλτιο, μαγγάνιο ή νικέλιο, οι ατομικές μαγνητικές ροπές ευθυγραμμίζονται έντονα με το εξωτερικό πεδίο. Επιδεκτικότητες της τάξης των $+10^{-1}$ δείχνουν ότι η επαγόμενη μαγνήτιση είναι στην ίδια διεύθυνση και περίπου το 1/10 σε μέγεθος του εξωτερικού πεδίου. Κάτω από κάποιες περιστάσεις η επαγόμενη μαγνήτιση μπορεί να παραμείνει στα υλικά ακόμα και αν πάψει να εφαρμόζεται το εξωτερικό πεδίο (παραμένουσα μαγνήτιση).

Α) Διαμαγνητικά Υλικά



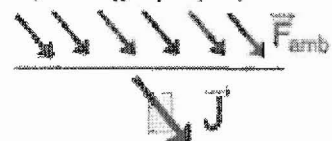
Α) Τα διαμαγνητικά υλικά αποκτούν μια ασθενή μαγνήτιση ($\vec{J}$), αντίθετη προς το εξωτερικό πεδίο ($\vec{F}_{amb}$).

Β) Παραμαγνητικά Υλικά



Β) Η μαγνήτιση στα παραμαγνητικά υλικά είναι ασθενής αλλά προς την ίδια διεύθυνση του εξωτερικού πεδίου.

Γ) Σιδηρομαγνητικά Υλικά



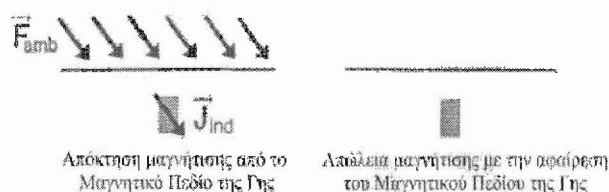
Γ) Μία ισχυρή μαγνήτιση, προς την ίδια διεύθυνση του εξωτερικού πεδίου, εμφανίζεται στα σιδηρομαγνητικά υλικά.

Σχήμα 14: Τύποι μαγνητικής συμπεριφοράς (Παπαδόπουλος, Τ., 2008).

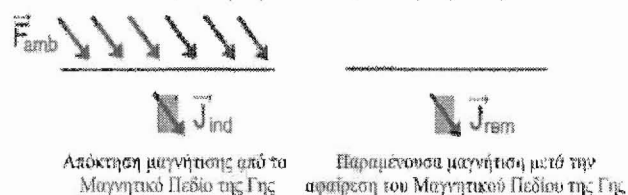
2.3 Τύποι μαγνήτισης

Η μαγνήτιση ενός πετρώματος εμφανίζεται με δύο τρόπους. Ο ένας τρόπος επιτυγχάνεται με επαγωγή από την παρουσία του μαγνητικού πεδίου της Γης και ο άλλος μπορεί να έχει σχηματισθεί κάποια χρονική στιγμή στο παρελθόν κατά το σχηματισμό λιθοποίησης (στερεοποίησης) του πετρώματος (Σχήμα 15).

Α) Επαγόμενη Μαγνήτιση



Β) Παραμένουσα Μαγνήτιση



Σχήμα 15: Επαγόμενη και παραμένουσα μαγνήτιση (Παπαδόπουλος, Τ., 2008).

Τύποι Μαγνήτισης

A) Με την παρουσία ενός εξωτερικού μαγνητικού πεδίου η μαγνήτιση μπορεί να επαχθεί στο υλικό. Τα υλικά συνήθως χάνουν την επαχθείσα μαγνήτιση όταν το εξωτερικό πεδίο αφαιρεθεί.

B) Μερικά υλικά διατηρούν την μαγνήτιση μετά την αφαίρεση του εξωτερικού πεδίου, αποκτώντας μια παραμένουσα μαγνήτιση.

Παραμένουσα μαγνήτιση:

Όταν τα πετρώματα σχηματίζονται, οι ξεχωριστές μαγνητικές περιοχές ορισμένων ορυκτών (ιδιαίτερα του μαγνητίτη), συμπεριφέρονται σαν μαγνητικές βελόνες, οι οποίες προσανατολίζονται παράλληλα προς το εξωτερικό μαγνητικό πεδίο. Καθώς το πέτρωμα στερεοποιείται, ο προσανατολισμός των ξεχωριστών μαγνητικών περιοχών μπορεί να καθηλωθεί (ή παγώσει) μέσα στο πέτρωμα. Η παραμένουσα μαγνήτιση υφίσταται και αν ακόμη το εξωτερικό πεδίο παύσει να εφαρμόζεται. Είναι συνήθως 5 φορές μεγαλύτερη από την επαγόμενη μαγνήτιση που επιφέρει το εξωτερικό πεδίο.

Τύποι παραμένουσας μαγνήτισης

Τα πετρώματα αποτελούνται από διαμαγνητικά, παραμαγνητικά και σιδηρομαγνητικά ορυκτά. Τα διαμαγνητικά και παραμαγνητικά υλικά αποκτούν μια μαγνήτιση όταν εκτίθενται σε ένα εξωτερικό μαγνητικό πεδίο. Σε μία δεδομένη θερμοκρασία τα υλικά αυτά έχουν μια σταθερή επιδεκτικότητα, αποκτώντας μια μαγνήτιση η οποία είναι γραμμικά ανάλογη με το εξωτερικό μαγνητικό πεδίο. Η μαγνήτιση χάνεται όταν το εξωτερικό πεδίο απομακρυνθεί. Τα σιδηρομαγνητικά υλικά, εν τούτοις, κρατούν μία σταθερή (παραμένουσα) μαγνήτιση και αν ακόμα το εξωτερικό πεδίο απομακρυνθεί.

Γενικά η φυσική παραμένουσα μαγνήτιση (NMR) που αποκτούν τα σιδηρομαγνητικά υλικά του μάγματος κατά την έξοδο του από τον πυρήνα της γης διακρίνεται ανάλογα με την χρονική στιγμή που αποκτήθηκε σε :

- α) πρωτογενή, που αποκτάται κατά την διάρκεια διαμόρφωσης του υλικού,
- β) δευτερογενή, που αποκτάται μετά την διαμόρφωση του και μπορεί να μεταβάλλει ή να συγκαλύψει την πρωτογενή.

Στον παλαιομαγνητισμό ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η πρωτογενής φυσική παραμένουσα μαγνήτιση και ανάλογα με τις συνθήκες κάτω από τις οποίες έγινε η καταγραφή της διακρίνεται σε:

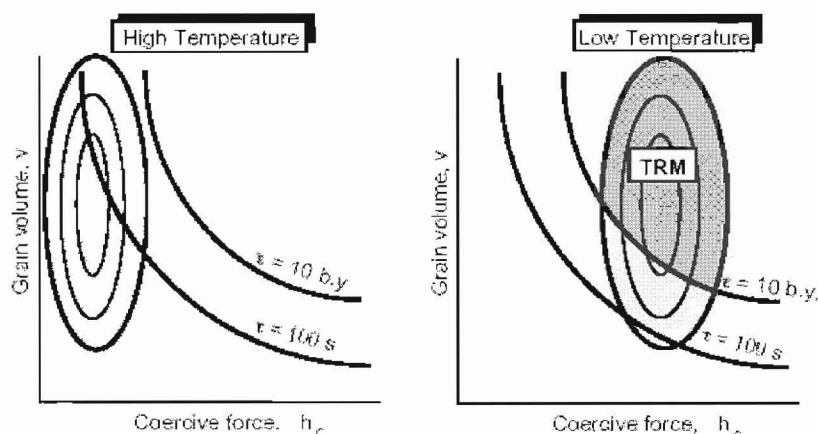
Θερμομαγνήτιση (J_{TRM}):

Σε υψηλή θερμοκρασία ένα σιδηρομαγνητικό υλικό παρουσιάζει παραμαγνητική συμπεριφορά. Καθώς τα πετρώματα ψύχονται κάτω από τη θερμοκρασία Curie, ορισμένα ορυκτά (ιδιαίτερα ο μαγνητίτης) αλλάζουν από παραμαγνητική σε πολύ ισχυρή σιδηρομαγνητική συμπεριφορά. Τα πετρώματα αποκτούν μια μεγάλη θερμομαγνήτιση καθώς οι χωριστές μαγνητικές περιοχές προσανατολίζονται παράλληλα προς το μαγνητικό πεδίο της Γης.

Μία ανάλογη και συχνή περίπτωση θερμομαγνήτισης είναι, εκείνη κατά την οποία κρύσταλλοι ορυκτών προσανατολίζονται στο πεδίο της γης, καθώς ρέουσα λάβα ψύχεται και αποκτά σκληρότητα.

Πράγματι, η ροή, αν και είναι αρκετά θερμή, είναι αρκετά σκληρή (οι κρύσταλλοι κατανέμονται στη μάζα της λάβας τυχαία) πριν η παραμένουσα μαγνήτιση αποκτηθεί. Οι κρύσταλλοι δεν μπορούν να περιστραφούν και να ευθυγραμμισθούν με το μαγνητικό πεδίο της γης. Αντίθετα, οι μαγνητικές ροπές των ορυκτολογικών κόκκων αποκτούν μία τάση εκτροπής από τη διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου της γης κατά την ψύξη της λάβας. Η θερμομαγνήτιση είναι έτσι ένα θερμοδυναμικό φαινόμενο και προκύπτει από το γεγονός ότι ο κόκκος μαγνητίτη είναι σε ένα ελαφρώς χαμηλότερο ενεργειακό επίπεδο όταν η μαγνητική ροπή του ευθυγραμμίζεται με το μαγνητικό πεδίο της γης.

Η τιμή της μαγνήτισης κορεσμού καθώς και η σταθερότητα της μαγνήτισης σε σχέση με τον χρόνο (σταθερά απομαγνήτισης) εξαρτάται από τη θερμοκρασία, το μέγεθος των σιδηρομαγνητικών σωματιδίων και τις προσμείξεις. Εμφανίζεται κυρίως στα πυριγενή πετρώματα. Στα διαγράμματα του Σχήματος 16 βλέπουμε την κατανομή των προσανατολισμών των κόκκων σε υψηλές και χαμηλές θερμοκρασίες.



Σχήμα 16: Κατανομή προσανατολισμών των κόκκων σε υψηλές και χαμηλές θερμοκρασίες (Παπαδόπουλος, Τ., 2008).

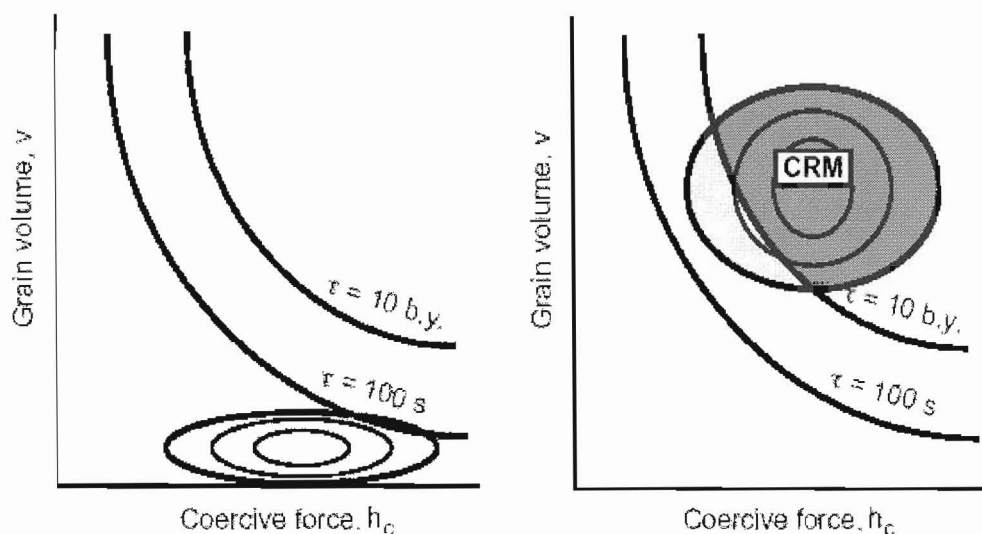
Θραυσματοπαγής μαγνήτιση (J_{DRM}):

Προκύπτει κατά τη διάρκεια καθίζησης και οξείδωσης των ιζηματογενών πετρωμάτων. Στην περίπτωση αυτή παίζει σημαντικό ρόλο η ανισοτροπία σχήματος των κόκκων και η προκύπτουσα παραμένουσα μαγνήτιση εμφανίζει ισχυρή εξάρτηση από την απόκλιση του γεωμαγνητικού πεδίου. Στα περισσότερα ιζηματογενή πετρώματα τα κυριότερα θραύσματα σιδηρομαγνητικού ορυκτού είναι μαγνητίτης και τιτανιούχος μαγνητίτης με μικρό ποσοστό Ti. Η DRM είναι γενικά αποτέλεσμα πολλών φυσικών (όπως βιοτουρβιδισμός, συμπίεση) και χημικών διεργασιών κατά τη διαμόρφωση των ιζηματογενών θραυσμάτων. Ανάλογα με τον αν η επίδραση του πεδίου γίνεται κατά τη διάρκεια της καθίζησης ή μετά από αυτήν, αλλά πριν την συνένωση των σωματιδίων, διακρίνεται σε DRM κατά την απόθεση του ιζήματος και pDRM μετά την απόθεση του ιζήματος αντίστοιχα, οι οποίες σε κάποια υλικά συνυπάρχουν.

Χημικώς παραμένουσα μαγνήτιση (J_{CRM}):

Καθώς ιόντα καθιζάνουν από ένα διάλυμα, σχηματίζοντας σιδηρομαγνητικά ορυκτά, οι χωριστές μαγνητικές περιοχές στους κρυστάλλους των ορυκτών αυτών προσανατολίζονται εκλεκτικά προς το μαγνητικό πεδίο της γης. Το πέτρωμα έτσι αποκτά μια χημικώς παραμένουσα μαγνήτιση. Ο παλαιομαγνητισμός αναπτύχθηκε τοιούτοτρόπως, στηριζόμενος στα πλούσια ιζήματα σιδήρου των ηπειρωτικών περιοχών. Αυτά τα <<ερυθρά στρώματα>> έχουν χρησιμοποιηθεί για τον όγκο των παλαιομαγνητικών παρατηρήσεων στη ξηρά, για την εκπόνηση μελετών παλαιομαγνητικής στρωματογραφίας και παλαιο-γεωγραφικών πλατών. Το ερυθρό χρώμα προκύπτει από το αντισιδηρομαγνητικό ορυκτό αιματίτη.

Κατά τη διάρκεια της διαμόρφωσης της CRM, σε αντίθεση με την TRM, έχουμε σταθερή θερμοκρασία, οπότε και σταθερή μαγνήτιση κορεσμού αλλά μεταβολή του όγκου των ατομικών σωματιδίων των σιδηρομαγνητικών υλικών και επομένως του συνεκτικού πεδίου και της σταθεράς χρόνου απομαγνήτισης των ατομικών σωματιδίων των σιδηρομαγνητικών υλικών. Οι κατανομές φαίνονται στο Σχήμα 17 :

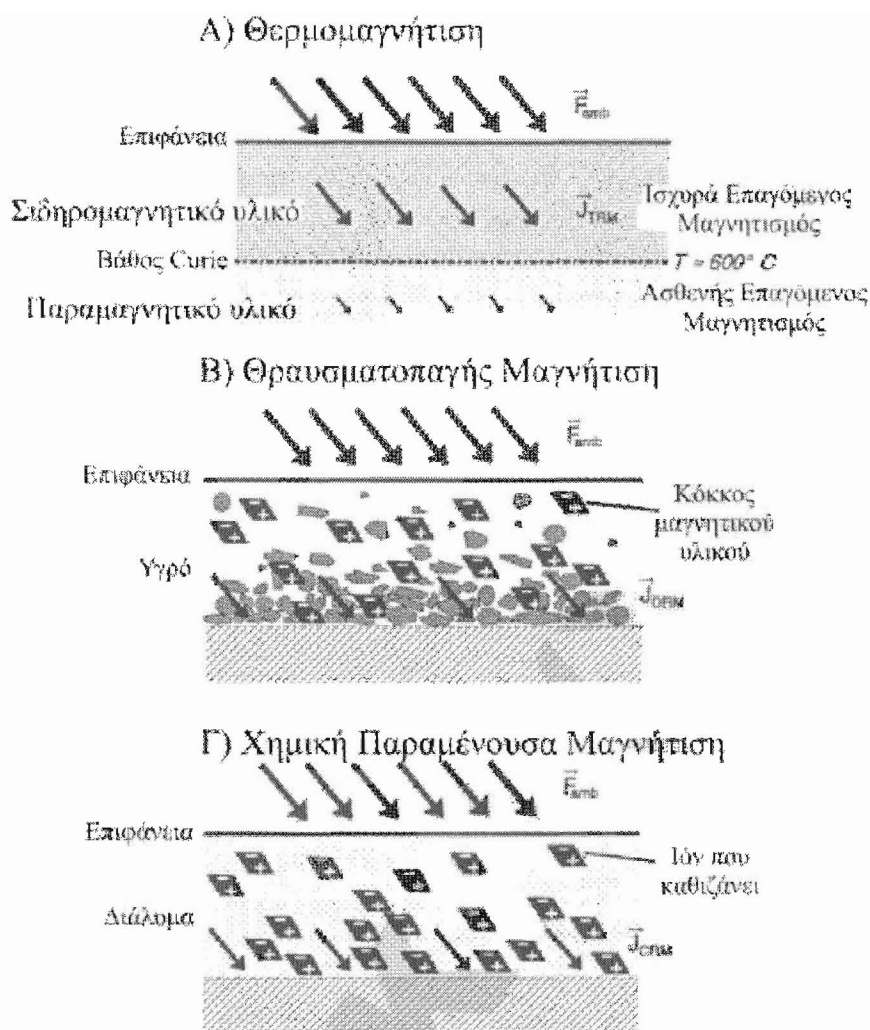


Σχήμα 17: Κατανομές κατά τη διάρκεια διαμόρφωσης της CRM (Παπαδόπουλος, Τ., 2008).

Η δευτερογενής παραμένουσα μαγνήτιση αποτελεί συνήθως εμπόδιο για την μελέτη του παλαιομαγνητισμού. Συνήθως καταγράφεται ως:

α) Ιξώδης μαγνήτιση (Viscous Remanent Magnetism-VRM) η οποία προκύπτει κατά τη βαθμιαία και μεγάλου χρόνου έκθεση του μάγματος σε ασθενή κυρίως μαγνητικά πεδία πολύ μετά τη διαμόρφωση των πετρωμάτων. Όταν η θερμοκρασία είναι ιδιαίτερα υψηλή αναφέρεται σαν θερμοϊξώδης παραμένουσα μαγνήτιση (TVRM).

β) Ισοθερμική παραμένουσα μαγνήτιση (Isothermal Remanent Magnetism-IRM) η οποία προκύπτει από την έκθεση σε ισχυρό μαγνητικό πεδίο για μικρό χρονικό διάστημα και υπό σταθερή θερμοκρασία (όπως η έκθεση σε μαγνητικό πεδίο κεραυνού).



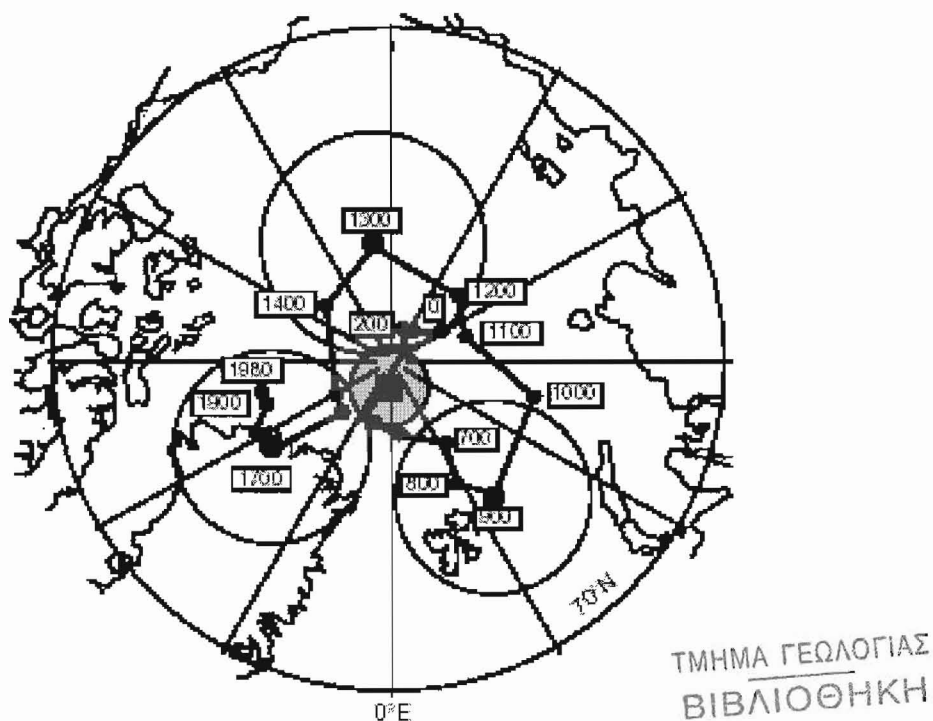
Σχήμα 18: Θερμομαγνήτιση, θραυσματοπαγής μαγνήτιση και χημική παραμένουσα μαγνήτιση (Παπαδόπουλος, Τ., 2008).

Κατά την μελέτη του παλαιομαγνητισμού για να έχουμε σωστά αποτελέσματα θα πρέπει τα πετρώματα να απαλλάσσονται από την ιξώδη και την ισοθερμική μαγνήτιση καθώς και από κάποιες χημικές .

2.4 Παλαιομαγνητισμός

Παλαιομαγνητισμός είναι ο κλάδος του Γεωμαγνητισμού που μελετά την προϊστορία του μαγνητικού πεδίου.

Η θέση των μαγνητικών πόλων δεν είναι σταθερή κατά τη διάρκεια της ηλικίας της με αποτέλεσμα το γεωμαγνητικό πεδίο να έχει αντιστραφεί πολλές φορές όσον αφορά τη διεύθυνση του. Στο Σχήμα 19 φαίνονται οι θέσεις του βόρειου μαγνητικού πόλου της Γης τα τελευταία 2000 χρόνια.



Σχήμα 19: Οι θέσεις του βόρειου μαγνητικού πόλου της Γης τα τελευταία 2000 χρόνια (Παπαδόπουλος, Τ., 2008).

Η αλλαγή αυτή καταγράφεται στα πετρώματα που περιέχονται στο μάγμα που εκτοξεύεται από τον πυρήνα της Γης. Η καταγραφή αυτή είναι δυνατή γιατί το μάγμα είναι πλούσιο σε σιδηρομαγνητικά υλικά των οποίων η βασική ιδιότητα είναι η διατήρηση της μαγνήτισης που αποκτάται από την επίδραση μαγνητικού πεδίου που εφαρμόζεται πάνω τους κάποια χρονική στιγμή και μετά την απομάκρυνση του.

Σκοπός λοιπόν του παλαιομαγνητισμού είναι η συλλογή και η μελέτη αυτών των υλικών. Τα αποτελέσματα αυτής της μελέτης είναι ιδιαίτερα χρήσιμα καθότι:

α) Γνωρίζοντας την ηλικία ενός πετρώματος είμαστε σε θέση να καθορίσουμε την ένταση και τη διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου σε συγκεκριμένο χρόνο στον τόπο συλλογής του.

β) Αντίστροφα αν ξέρουμε τα χαρακτηριστικά του γεωμαγνητικού πεδίου μπορούμε να προσδιορίσουμε την ηλικία καθώς και τις πιθανές μεταβολές που μπορεί να υπέστη το υλικό μας από τη δημιουργία του στο χρόνο συλλογής του.

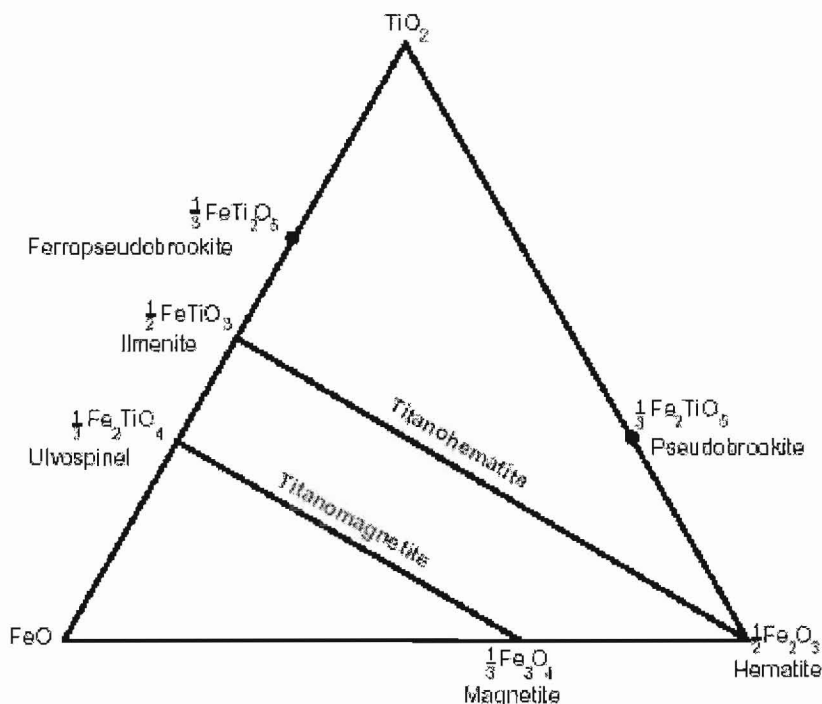
Τα πιο βασικά σιδηρομαγνητικά υλικά που εντοπίζονται στο μάγμα είναι τα οξειδία του Fe και οι προσμείξεις τους, ιδιαίτερα οι σειρές των τιτανιούχων μαγνητιτών και τιτανιούχων αιματιτών που αποτελούν το πρωτογενές στάδιο κρυσταλλικής φάσης του μάγματος και βρίσκονται σε αφθονία στη φύση. Οι σειρές αυτές φαίνονται στο τριπλό διάγραμμα διαδοχής (Σχήμα 20). Η σιδηρομαγνητική συμπεριφορά τους εξαρτάται από:

α) την κρυσταλλική δομή τους, δηλαδή τον τρόπο με τον οποίο διατάσσονται τα άτομα μέσα στο πλέγμα τους και επομένως από τον τρόπο που διατάσσονται οι ατομικές μαγνητικές ροπές τους και

β) τη θερμοκρασία Curie T_c . Η θερμοκρασία αυτή είναι χαρακτηριστική του υλικού και αποτελεί το ανώτερο όριο διατήρησης της σιδηρομαγνητικής συμπεριφοράς του. Για θερμοκρασίες μεγαλύτερες της T_c το υλικό συμπεριφέρεται ως παραμαγνητικό.

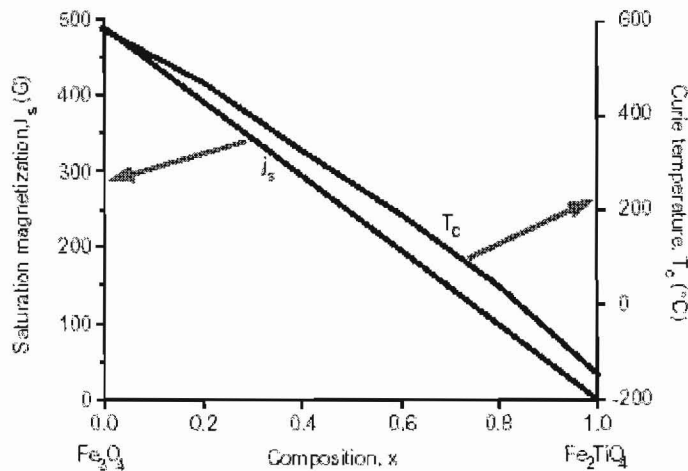
Η διαδοχική οξείδωση του μαγνητίτη μας δίνει αιματίτη ο οποίος είναι αντισιδηρομαγνητικό υλικό. Η παρατήρηση αυτή είναι ιδιαίτερα σημαντική γιατί κατά την κρυσταλλοποίηση του μάγματος και κυρίως όταν είναι με τη μορφή ιζήματος λαμβάνουν χώρα διαδοχικές οξειδώσεις των μαγνητικών ορυκτών.

Επίσης η προσθήκη τιτανίου στα οξειδία προκαλεί μείωση της θερμοκρασίας Curie, με αποτέλεσμα τα υλικά που προκύπτουν να είναι παραμαγνητικά ακόμα και σε συνήθεις θερμοκρασίες περιβάλλοντος.



Σχήμα 20: Τριπλό διάγραμμα διαδοχής (Παπαδόπουλος, Τ., 2008).

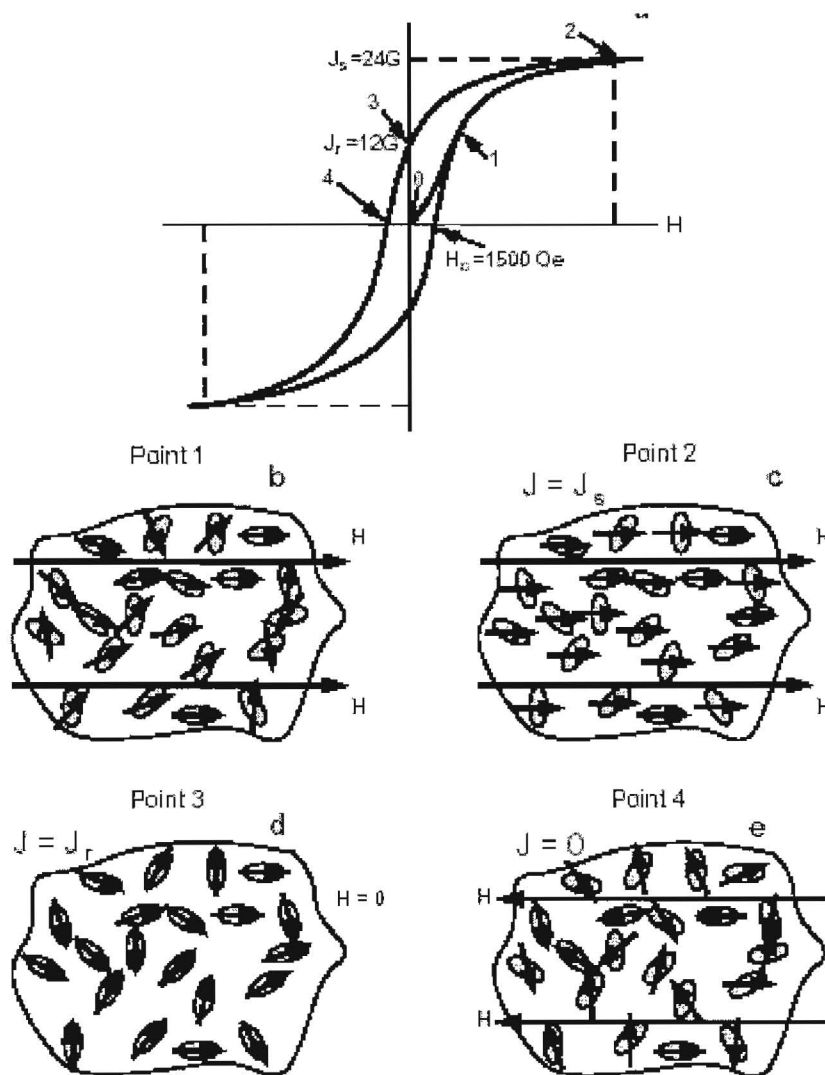
Η εξάρτηση της θερμοκρασίας Curie και της αυθόρμητης μαγνήτισης των ατόμων του μαγνητίτη συναρτήσει της αναλογίας τιτανίου φαίνεται στο Σχήμα 21:



Σχήμα 21: Εξάρτηση της θερμοκρασίας Curie και της αυθόρμητης μαγνήτισης των ατόμων του μαγνητίτη συναρτήσει της αναλογίας τιτανίου (Παπαδόπουλος, Τ., 2008).

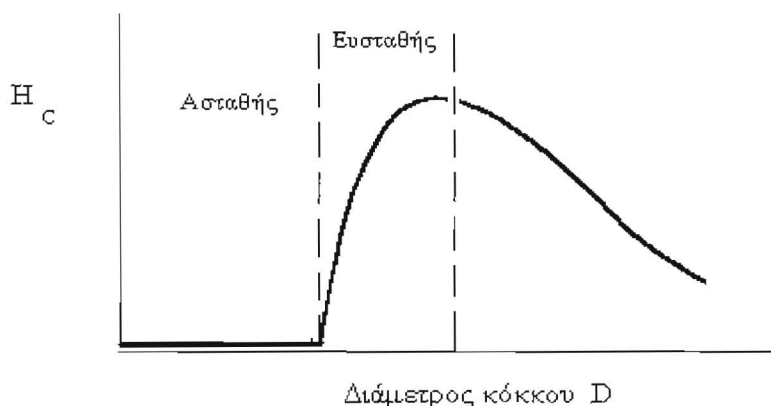
Τα σιδηρομαγνητικά υλικά είναι διασκορπισμένα μέσα στα διάφορα πετρώματα. Επομένως η παραμένουσα μαγνήτιση του υλικού εξαρτάται τόσο από την μαγνήτιση των κόκκων όσο και από τις φυσικές και χημικές διεργασίες που υφίσταται το πέτρωμα τόσο κατά τη διάρκεια της αρχικής διαμόρφωσης του όσο και κατά το χρόνο που μεσολαβεί από την διαμόρφωσή του μέχρι την συλλογή και μελέτη του.

Οι σιδηρομαγνητικοί κόκκοι σε θερμοκρασίες μικρότερες από τη θερμοκρασία Curie έχουν τις ατομικές μαγνητικές τους ροπές προσανατολισμένες προς κρυσταλλογραφικούς άξονες εύκολης μαγνήτισης (μαγνητοκρυσταλλική ανισοτροπία) και εμφανίζουν αυθόρμητη μαγνήτιση. Στο σύνολό τους ο προσανατολισμός τους είναι τυχαίος και επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από την θερμική ενέργεια του συστήματος. Αν οι κόκκοι βρεθούν μέσα σε ένα μαγνητικό πεδίο (π.χ. της Γης) τότε τείνουν να προσανατολιστούν με τη διεύθυνση του. Το ποσοστό των κόκκων που θα προσανατολιστούν με το πεδίο καθορίζεται από την ανισοτροπία του σχήματός τους. Αν οι κόκκοι είναι σφαιρικοί, τότε η ενδογενής μαγνήτιση τους είναι ομοιόμορφη και προσανατολίζονται πολύ εύκολα ακόμα και σε ασθενή πεδία. Αυτή όμως είναι μια ιδανική κατάσταση. Στην πραγματικότητα οι κόκκοι έχουν επιμηκισμένο ελλειψοειδές σχήμα και η ενδογενής μαγνήτισή τους έχει διεύθυνση παράλληλη προς το μεγάλο άξονα της έλλειψης. Επομένως ο αριθμός των κόκκων που θα προσανατολιστούν εξαρτάται ισχυρά από τη διεύθυνση του πεδίου. Οι κόκκοι για τους οποίους η διεύθυνση του πεδίου είναι παράλληλη ή σχηματίζει μικρές γωνίες με τις ενδογενείς μαγνητίσεις τους θα έχουν προσανατολισμό ενώ για αυτούς που είναι κάθετη δεν θα προσανατολιστούν καθόλου. Σε πεδία πολύ μεγάλων εντάσεων η μαγνήτιση των κόκκων είναι ανεξάρτητη της ανισοτροπίας σχήματος και θα έχουμε πλήρη ευθυγράμμιση των ενδογενών μαγνητίσεων στη διεύθυνση πεδίου. Το γεωμαγνητικό πεδίο όμως είναι ένα γενικά ασθενές πεδίο. Για αλλαγή της διεύθυνσης του γεωμαγνητικού πεδίου το υλικό δεν απομαγνητίζεται αλλά διατηρεί τη διεύθυνση του προηγούμενου πεδίου. Δηλαδή οι σιδηρομαγνητικοί κόκκοι θα μπορούσαμε να πούμε ότι κατά κάποιο τρόπο «φωτογραφίζουν» τη διεύθυνση του πεδίου και τη διατηρούν. Η παραπάνω διαδικασία περιγράφεται με το βρόχο υστέρησης του υλικού που φαίνεται στο Σχήμα 22.



Σχήμα 22: Βρόχος υστέρησης υλικού (Παπαδόπουλος, Τ., 2008).

Σημαντικό ρόλο στη διατήρηση της αρχικής τους μαγνήτισης για μεγάλο χρονικό διάστημα, παίζει το μέγεθος των σιδηρομαγνητικών κόκκων και οι θερμοκρασίες στις οποίες βρίσκεται το υλικό. Η εξάρτηση της μαγνήτισης από το μέγεθος του κόκκου συνδέεται μέσω του συνεκτικού του πεδίου, όπως φαίνεται στο παρακάτω διάγραμμα (Σχήμα 23).



Σχήμα 23: Εξάρτηση της μαγνήτισης από το μέγεθος του κόκκου (Παπαδόπουλος, Τ., 2008).

Το συνεκτικό πεδίο είναι η μέγιστη τιμή της έντασης ενός πεδίου που επιδρώντας σε αντίθετη φορά από αυτή που προκάλεσε την παραμένουσα μαγνήτιση του υλικού μπορεί να τη μηδενίσει. Μεγάλο συνεκτικό πεδίο σημαίνει μεγάλη αντίσταση των κόκκων στην οποιαδήποτε αλλαγή προσανατολισμού από την αρχική. Όπως βλέπουμε στο διάγραμμα κόκκοι πολύ μικρής διαμέτρου και κατ' επέκταση όγκου, έχουν μηδενικό συνεκτικό πεδίο. Το ίδιο συμβαίνει και για κόκκους με πολύ μεγάλη διάμετρο (όγκο). Επομένως για να έχουμε διατήρηση της μαγνήτισης θα πρέπει οι κόκκοι να έχουν ένα ενδιάμεσο μέγεθος.

Επιπρόσθετα η διατήρηση της αρχικής μαγνήτισης έχει ισχυρή εξάρτηση από τη θερμοκρασία του υλικού μετά τη μαγνήτισή του. Για θέρμανση σε θερμοκρασίες πάνω από τη θερμοκρασία Curie το υλικό απομαγνητίζεται εντελώς και χάνει την πληροφορία. Αυτό συμβαίνει μόνο στο εσωτερικό της Γης. Για θερμοκρασίες μικρότερες από τη θερμοκρασία Curie οι κόκκοι έχουν θερμική ενέργεια που μπορεί να τους αποπροσανατολίσει. Η θερμοκρασία κάτω από την οποία οι κόκκοι βρίσκονται σε θερμική ισορροπία ονομάζεται θερμοκρασία φραγμού.

3.1 Δεγματοληψία και προσομοίωση δειγμάτων

Τρόπος Δεγματοληψίας

Τα δείγματα που συλλέγονται από ένα γεωλογικό σχηματισμό, είναι προσανατολισμένα και έχουν κατάλληλο μέγεθος για μέτρηση. Υποθέτουμε ότι έχουν αποκτήσει τη μολυνήσιμη τους την ίδια εποχή.

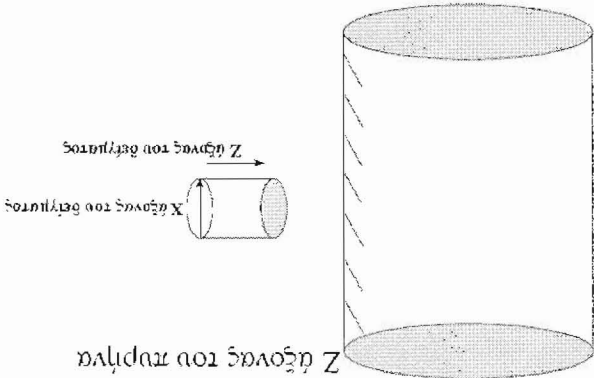
Η δεγματοληψία γίνεται με δύο τρόπους:

1ος τρόπος: Με δεγματοληψία τειμαχών πετρωμάτων. Από αυτά με κατάλληλη διαδίκασια στο εργαστήριο (γνώση, οριζόντιωση κλπ.), λαμβάνονται πυρήνες. Οι πυρήνες κόβονται στο κατάλληλο μέγεθος και έτσι προκύπτουν τα δείγματα που μετρώνται. Αυτά τα τειμαχά πετρωμάτων έχουν διαστάσεις 15 cm x 10 cm x 5 cm περίπου και πρέπει να παίρνουμε, κατά το δυνατό, άκιστα (ανέπαφα) από το πέτρωμα (με μεγάλη σφύρα, βαριοπονώδες, καλέμια κλπ.).

2ος τρόπος: Με άμεση πυρηνοληψία. Χρησιμοποιούνται φορητά μηχανήματα (τυπάνια) και συλλέγουμε πυρήνες που έχουν μήκος 8 με 10 cm. Αυτή η μέθοδος είναι πολύ πιο γρήγορη από την προηγούμενη. Είναι ο πιο ακριβής τρόπος δεγματοληψίας επειδή ο προσανατολισμός γίνεται πάνω στον ίδιο τον πυρήνα και όχι σε δείγματα που θέλουν επιπλέον επεξεργασία στο εργαστήριο (1ος τρόπος δεγματοληψίας).

Κατά την εργασία στην ύπαιθρο, ποτέ δεν παίρνουμε δείγματα που να ακολουθούν τον κατακόρυφο άξονα. Έτσι αποφεύγουμε τα συστηματικά λάθη στη μέτρηση της εγκλίσης. Επίσης δεν χρησιμοποιούμε εργαλεία που έχουν μεταλλική σόδαση, με μολυντικές ιδιότητες.

Τα δείγματα είναι συνήθως κύλινδροι με 2,5 cm διάμετρο και 2,2 cm ύψος για να μπορούν να μετρηθούν στα διάφορα όργανα.



Σχήμα 24: Εξάγωγη παλααιομαγνητικών δειγμάτων από τους αρχικούς πυρήνες γεωρήσεων. (Αηδová, E., 2002)

Προσανατολισμός των δειγμάτων

Τα τον προσανατολισμό των δειγμάτων των χρησιμοποιείται η εξής μέθοδος:

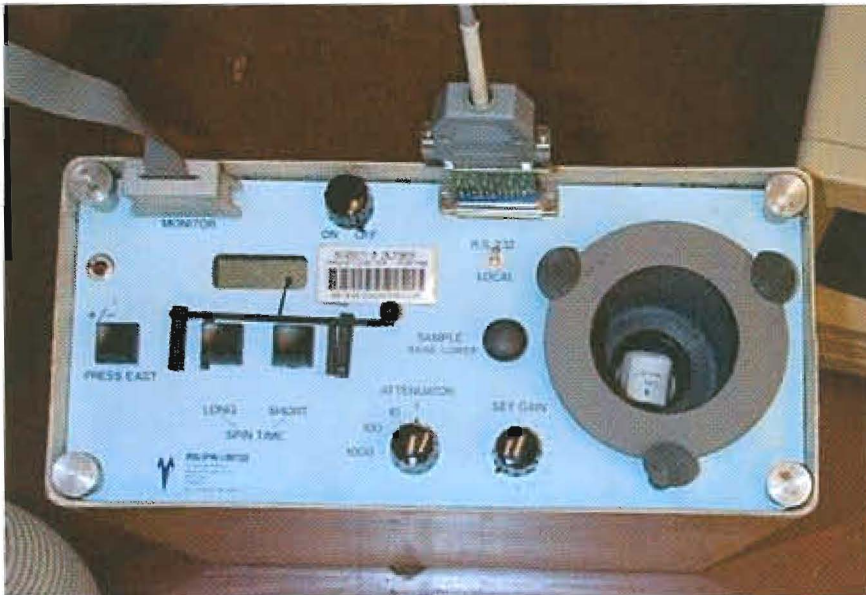
Όταν γίνεται δειγματοληψία πυρήνων, τότε μετράται η παρόταξη (0°-360°) και η κλίση (0°-90°) του πυρήνα με την πυξίδα και το κλισιμέτρο αντίστοιχα και σημειώνουμε πάνω στο δείγμα, κατά μήκος του άξονα του δείγματος, ένα βέλος με φορά προς το εσωτερικό του πετρώματος, που αντιπροσωπεύει τον άξονα z. Στη συνέχεια χαρτίζεται στην άνω επιφάνεια του πυρήνα ο άξονας x.

Τεκτονικές διορθώσεις

Αν τα δείγματα που επιλέγουμε δεν είναι αδιατάρακτα στη θέση στην οποία αρχικά απέκτησαν την μαγνήτισή τους (π.χ. τα πετρώματα έχουν αποκτήσει κλίση ή πτυχώθηκαν) είναι απαραίτητο να γίνουν διορθώσεις στον προσανατολισμό. Αυτές οι διορθώσεις γίνονται με τον ίδιο τρόπο, άσχετα με την μέθοδο δειγματοληψίας. Αν μπορεί να προσδιορισθεί το αρχικό οριζόντιο επίπεδο, τότε μπορούν να μετρηθούν οι τιμές της κλίσης D και της παράταξής του S . Έτσι μπορούμε να περιστρέψουμε τα δείγματα στις αρχικές τους θέσεις (πριν από την απόκτηση της κλίσης). Αυτή η διόρθωση είναι η πιο δύσκολη διαδικασία στις παλαιομαγνητικές έρευνες.

3.2 Περιστρεφόμενο Μαγνητόμετρο

Η παραμένουσα μαγνήτιση των δειγμάτων που μελετήθηκαν στη παρούσα διπλωματική εργασία, μετρήθηκε με μαγνητόμετρο τύπου Minispin (Σχήμα 25).



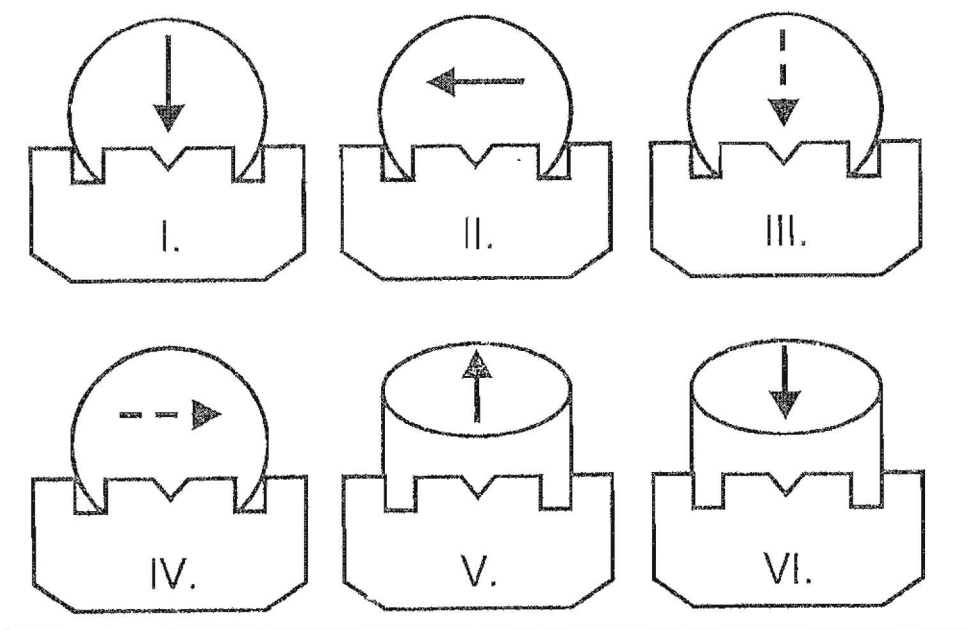
Σχήμα 25: Περιστρεφόμενο μαγνητόμετρο τύπου Minispin (Αηδονά, Ε., 2002).

Το όργανο αυτό είναι ένα φορητό μαγνητόμετρο υψηλής ευαισθησίας, περιστρεφόμενο και μικρής ταχύτητας. Τα δείγματα περιστρέφονται με συχνότητα περιστροφής 6 Hz σε κατακόρυφο άξονα, ο οποίος βρίσκεται μέσα σε ένα δακτύλιο μαγνητικής ροής και είναι περιτριγυρισμένος από ένα τριπλού στρώματος κυλινδρικό περίβλημα.

Το όριο στις μετρήσεις της παραμένουσας μαγνήτισης είναι η ευαισθησία του μαγνητομέτρου. Έτσι, με κριτήριο το θόρυβο του οργάνου διακρίνουμε αποδεκτές και απορριπτέες μετρήσεις. Κάθε μέτρηση γίνεται δεκτή αν είναι τουλάχιστον μία τάξη μεγέθους μεγαλύτερη από το επίπεδο θορύβου του οργάνου.

Στο Εργαστήριο Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης μετράται η ολική μαγνήτιση J με μονάδες mA/m , δηλαδή 10^{-6} emu. Ο χρόνος που απαιτείται για τη μέτρηση της διεύθυνσης και της ολικής έντασης της παραμένουσας μαγνήτισης κάθε δείγματος, είναι περίπου δύο λεπτά.

Λεπτομερής περιγραφή του οργάνου και του τρόπου πραγματοποίησης των μετρήσεων αναφέρονται από τον Ατζέμογλου (1997).



Σχήμα 26: Οι 6 θέσεις τοποθέτησης των δειγμάτων στο μαγνητόμετρο (Ατζέμογλου, Α., 1996).

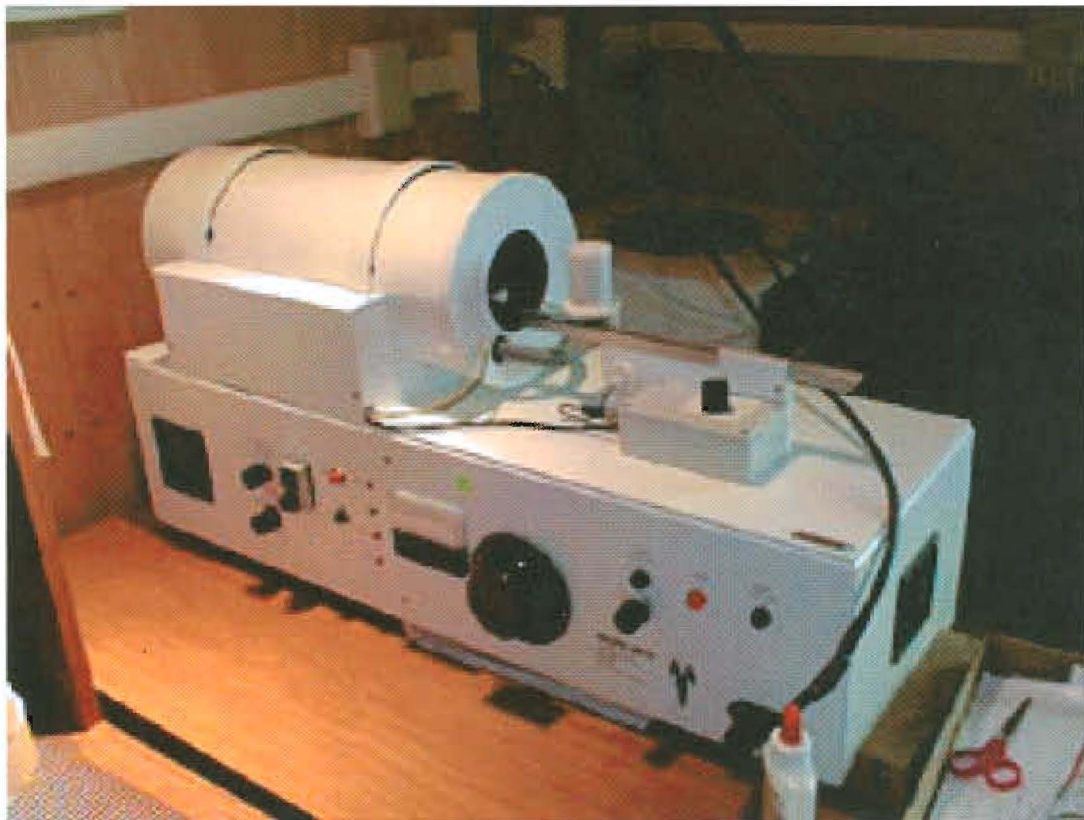
3.3 Μαγνητικός Καθαρισμός (Απομαγνήτιση)

Ο μαγνητικός καθαρισμός έχει ως σκοπό την απομάκρυνση όλων των δευτερευουσών μαγνητίσεων από τα δείγματα που έχουν συλλεχθεί από την ίδια γεωλογική ενότητα, έτσι ώστε να προκύψει η μέση διεύθυνση της φυσικής παραμένουσας μαγνήτισης μόνο από τις φυσικές παραμένουσες μαγνητίσεις. Δύο είναι οι κύριες τεχνικές απομαγνήτισης: η θερμική απομαγνήτιση και η απομαγνήτιση με εναλλασσόμενο μαγνητικό πεδίο. Η αρχή των απομαγνητίσεων στηρίζεται γενικά στη μικρή σταθερότητα των δευτερευουσών μαγνητίσεων σε σχέση με αυτές που αποκτήθηκαν κατά τις αρχικές διαδικασίες μαγνήτισης, δηλαδή της χημικής και της θερμοπαραμένουσας μαγνήτισης.

Απομαγνήτιση με εναλλασσόμενο μαγνητικό πεδίο

Αυτή η τεχνική απομαγνήτισης εξετάζει λεπτομερώς την παραμένουσα μαγνήτιση σύμφωνα με το φάσμα των μαγνητικών μορίων του δείγματος. Εφαρμόζεται αρχικά ένα ασθενές εναλλασσόμενο μαγνητικό πεδίο, το οποίο προκαλεί μαγνήτιση σε κόκκους με χαμηλή συνοχή και τους εξαναγκάζει να ακολουθήσουν τη διεύθυνση του εφαρμοζόμενου πεδίου. Καθώς μειώνεται η συνοχή, η διεύθυνση της μαγνήτισης αυτών των μορίων αποκτά τυχαίες θέσεις, όπως για παράδειγμα τη διεύθυνση των προτιμητέων αξόνων. Όσο επηρεάζονται όλο και περισσότεροι κόκκοι, η μαγνήτιση τέτοιων μορίων γίνεται πραγματικά τυχαία. Με τη διαδοχική αύξηση του εφαρμοζόμενου πεδίου επιτυγχάνουμε τη λεπτομερή ανάλυση του φάσματος συνοχής του δείγματος. Ταυτόχρονα μετράται και η παραμένουσα μαγνήτιση του δείγματος μετά από κάθε αύξηση πεδίου.

Η απομαγνήτιση με εναλλασσόμενο πεδίο γίνεται με τη χρήση ενός απομαγνητιστή, όπου εφαρμόζουμε διαδοχικά πεδία που αυξάνονται κατά 5 ή 10 mT. Στην παρούσα διπλωματική εργασία χρησιμοποιήθηκε ο απομαγνητιστής τύπου Molspin του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ (Σχήμα 27).



Σχήμα 27: Απομαγνητιστής τύπου Molspin (Αηδονά, Ε., 2002).

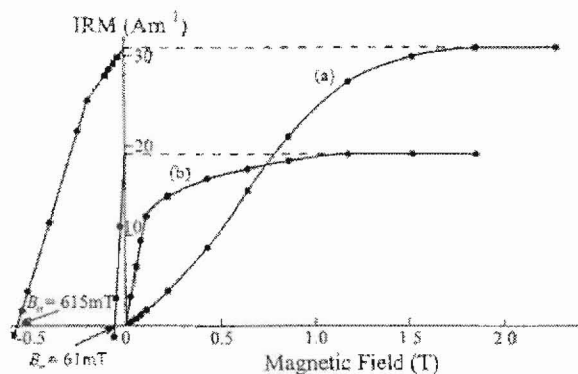
Βαθμιαία Θερμική Απομαγνήτιση

Η μέθοδος της θερμικής απομαγνήτισης είναι η πιο ικανοποιητική και ευρύτερα χρησιμοποιούμενη τεχνική για το μαγνητικό καθαρισμό. Αφού η αρχική παραμένουσα μαγνήτιση μετρηθεί, τα δείγματα θερμαίνονται στους 80°C - 100°C, ψύχονται σε θερμοκρασία δωματίου και μηδενικό πεδίο και στη συνέχεια μετράται ξανά η παραμένουσα μαγνήτισή τους. Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται χρησιμοποιώντας διαδοχικά υψηλότερες θερμοκρασίες (βήματα των 50°C - 100°C) μέχρι να υπάρξει ευθυγράμμιση των τιμών της μαγνήτισης προς την αρχή των αξόνων, ένδειξη ότι οι δευτερεύουσες μαγνητίσεις έχουν απομακρυνθεί. Η κύρια απαίτηση για ικανοποιητικό θερμικό καθαρισμό είναι να ψυχθούν τα πετρώματα σε μηδενικό πεδίο έτσι ώστε να μην προστεθεί στην παραμένουσα μαγνήτιση η μερική θερμοπαραμένουσα μαγνήτιση.

Στην παρούσα διπλωματική εργασία δεν χρησιμοποιήθηκε η τεχνική της θερμικής απομαγνήτισης για τον μαγνητικό καθαρισμό των δειγμάτων καθώς υπήρχαν ήδη δεδομένα από παλαιότερες μελέτες.

3.4 Μέτρηση Ισόθερμης Παραμένουσας Μαγνήτισης

Μετά την απομαγνήτιση μετράμε τη μαγνήτιση του δείγματος που αποκτάται σε σταθερά αυξανόμενα πεδία και ονομάζεται ισόθερμη παραμένουσα μαγνήτιση και είναι μία μέθοδος για να μετρήσουμε το εσωτερικό φάσμα συνοχής. Οι καμπύλες που προκύπτουν από τη βαθμιαία απόκτησή της ονομάζονται καμπύλες απόκτησης ισόθερμης μαγνήτισης (Σχήμα 28).



Σχήμα 28: Καμπύλες ισόθερμης παραμένουσας μαγνήτισης από δύο δείγματα από περιοχή της Αυστραλίας: α) δείγμα πλούσιο σε αιματίτη, b) δείγμα πλούσιο σε μαγνητίτη (McElhinny, 1973).

Το Σχήμα 28 δείχνει δύο παραδείγματα από καμπύλες ισόθερμης παραμένουσας μαγνήτισης (IRM): η πρώτη από βασάλτη εμπλουτισμένο σε αιματίτη και η δεύτερη από δείγμα βασάλτη εμπλουτισμένο σε μαγνητίτη. Φαίνεται ότι στο δείγμα του μαγνητίτη έχουμε μία απότομη αύξηση της απόκτησης της IRM μέχρι τα 0.3 T. Η καμπύλη συνεχίζει να αυξάνεται λόγω της παρουσίας του αιματίτη και περίπου στα 2 T φτάνει στο σημείο κορεσμού του. Το δείγμα του αιματίτη δεν εμφανίζει αυτή την αρχική απότομη αύξηση της IRM αλλά φτάνει σταδιακά στο σημείο κορεσμού του στα 2 T.

3.5 Θερμομαγνητική Ανάλυση

Κατά τη διαδικασία της θερμομαγνητικής ανάλυσης το δείγμα υποβάλλεται σε θέρμανση μέχρι τους 700°C ενώ ταυτόχρονα γίνεται μέτρηση της μαγνητικής επιδεκτικότητάς του.

Τα ορυκτά, στη θερμοκρασία Curie (T_c) και πάνω από αυτήν, χάνουν την ικανότητά τους να φέρουν σταθερή μαγνήτιση και μετατρέπονται σε παραμαγνητικά ορυκτά άσχετα με την πρότερη κατάστασή τους. Παρόλα αυτά, κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες, η παραμένουσα μαγνήτιση μπορεί να χαθεί κάτω από την T_c σε μία άλλη θερμοκρασία, που καλείται θερμοκρασία φραγμού T_B (η οποία είναι η θερμοκρασία κατά την οποία αποκτάται η παραμένουσα μαγνήτιση).

Το δείγμα μετά τη θέρμανσή του ψύχεται σε μηδενικό πεδίο και επαναμαγνητίζεται σε θερμοκρασία δωματίου. Έτσι παράγεται μία δεύτερη καμπύλη. Η πρώτη καμπύλη μας δίνει τις θερμοκρασίες φραγμού των ορυκτών που είναι παρόντα στο δείγμα, ενώ η δεύτερη δείχνει τις θερμοκρασίες φραγμού των ορυκτών που δημιουργήθηκαν κατά τη θέρμανση. Με αυτόν τον τρόπο λοιπόν ανιχνεύονται τα νέα ορυκτά.

Αρχικά μετρήθηκε η παραμένουσα μαγνήτιση των δειγμάτων με μαγνητόμετρο τύπου Minispin και στη συνέχεια αυτά απομαγνητίστηκαν με εναλλασσόμενο μαγνητικό πεδίο με τον απομαγνητιστή τύπου Molspin που διαθέτει ο Τομέας Γεωφυσικής του Α.Π.Θ.. Τα πειράματα μαγνητικής ορυκτολογίας έγιναν με μέτρηση της ισόθερμης παραμένουσας μαγνήτισης και με θερμομαγνητική ανάλυση των δειγμάτων. Ο συνολικός αριθμός των δειγμάτων που μελετήθηκαν ήταν 22 και οι τοποθεσίες από τις οποίες συλλέχθηκαν διακρίνονται στον Πίνακα 1.

Δείγμα	Θέση
AET1-B	Αετοράχη (Χρώμιο)
AET4-A	Αετοράχη (Χρώμιο)
AET7-B	Αετοράχη (Χρώμιο)
AET8	Αετοράχη (Χρώμιο)
AET10-A	Αετοράχη (Χρώμιο)
AET11-A	Αετοράχη (Χρώμιο)
CAL4-1	Καλλίδρομο
CAL5A-1	Καλλίδρομο
KRD4-A	Βούρινος (Φλέβες)
KRD9	Βούρινος (Φλέβες)
KRD11-A	Βούρινος (Φλέβες)
KRD15-6	Βούρινος (Φλέβες)
KSM4B-2	Κέδρος - Φράγμα Σμοκόβου
LOL-2A	Λογκίτσιο
LOL4	Λογκίτσιο
KE2	Κέδρος
KE-11	Κέδρος
KT-1B	Κτημένη
3B-2A	Φράγμα Σμοκόβου
6B-3A	Φράγμα Σμοκόβου
6B1D	Φράγμα Σμοκόβου
BAR1	Φράγμα Σμοκόβου

Πίνακας 1: Αναλυτικές πληροφορίες για τις τοποθεσίες προέλευσης των δειγμάτων που μελετήθηκαν.

Οι τιμές της παραμένουσας μαγνήτισης (NRM) που μετρήθηκαν στους υπό μελέτη οφιόλιθους δίνονται στον Πίνακα 2.

Δείγμα	Θέση	M (A/m)	Dg	Ig	α_{95}
AET1-B	Αετοράχη (Χρώμιο)	1.44E-02	75.2	50.8	2.9
AET4-A	Αετοράχη (Χρώμιο)	2.29E-02	66.6	40.7	1.9
AET7-B	Αετοράχη (Χρώμιο)	1.98E-02	65	51.8	2.8
AET8	Αετοράχη (Χρώμιο)	3.02E-02	61	35.4	1.6
AET10-A	Αετοράχη (Χρώμιο)	2.03E-02	28.9	51.3	1.9
AET11-A	Αετοράχη (Χρώμιο)	1.69E-02	359.2	60.1	1.8
CAL4-1	Καλλίδρομο	2.48E-02	327.4	34.1	2.1
CAL5A-1	Καλλίδρομο	6.12E-02	75.7	58.8	3.3
KRD4-A	Βούρινος (Φλέβες)	1.72E-01	206.9	57.8	1
KRD9	Βούρινος (Φλέβες)	1.32E-01	110.1	76.3	1
KRD11-A	Βούρινος (Φλέβες)	1.02E-03	183.9	8.1	3.9
KRD15-6	Βούρινος (Φλέβες)	2.13E-01	29.3	51.5	1.7
KSM4B-2	Κέδρος - Φράγμα Σμοκόβου	6.00E-02	215.5	-17.8	2.8
LOL-2A	Λογκίτσιο	8.57E-01	170	32	2.5
KE-11	Κέδρος	1.77E-02	122	82	1.9
KT-1B	Κτημένη	1.91E-01	335.9	25.9	3.2
6B-3A	Φράγμα Σμοκόβου	3.94E-01	73.6	31.4	1.4

Πίνακας 2: Αναλυτικές πληροφορίες για τα δείγματα που μελετήθηκαν στην παρούσα διπλωματική εργασία.

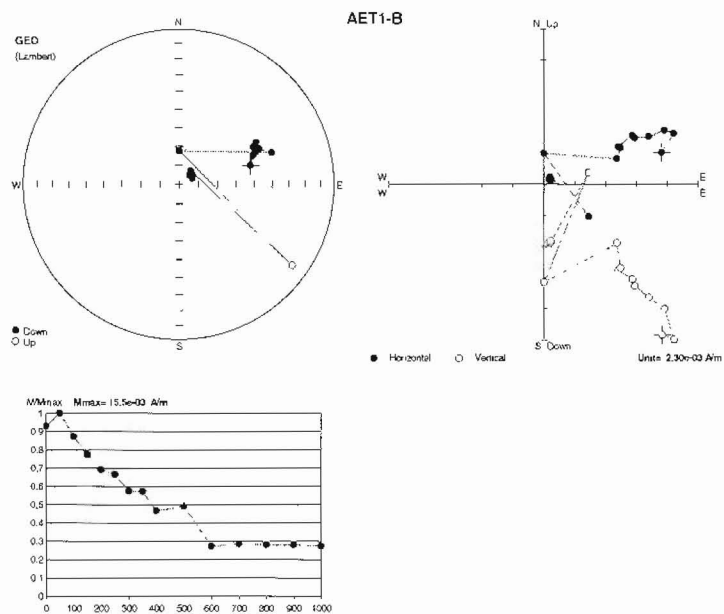
Στην παρούσα διπλωματική εργασία τα δείγματα υποβλήθηκαν σε μαγνητικό καθαρισμό με εναλλασσόμενο πεδίο και οι πληροφορίες για εκείνα που οι συνιστώσες τους χρησιμοποιήθηκαν στην τελική στερεογραφική προβολή διακρίνονται στον Πίνακα 3.

Δείγμα	Θέση	M (A/m)	Dg	Ig	α_{95}
AET1-B	Αετοράχη (Χρώμιο)	1.44E-02	67.3	45.8	4.3
AET4-A	Αετοράχη (Χρώμιο)	2.57E-02	65.3	32.8	14.4
AET7-B	Αετοράχη (Χρώμιο)	2.29E-02	59.5	46.7	5.2
AET8	Αετοράχη (Χρώμιο)	3.98E-02	63.8	29.9	7.4
AET10-A	Αετοράχη (Χρώμιο)	2.19E-02	24.5	50	4.1
AET11-A	Αετοράχη (Χρώμιο)	1.86E-02	6.9	56.6	4.9
CAL4-1	Καλλίδρομο	2.37E-02	296.9	43.7	5.3
CAL5A-1	Καλλίδρομο	5.14E-02	50	26.6	8.9
KRD4-A	Βούρινος (Φλέβες)	4.38E-02	198.4	51.3	14.3
KRD15-6	Βούρινος (Φλέβες)	8.77E-02	0.3	43	8.1

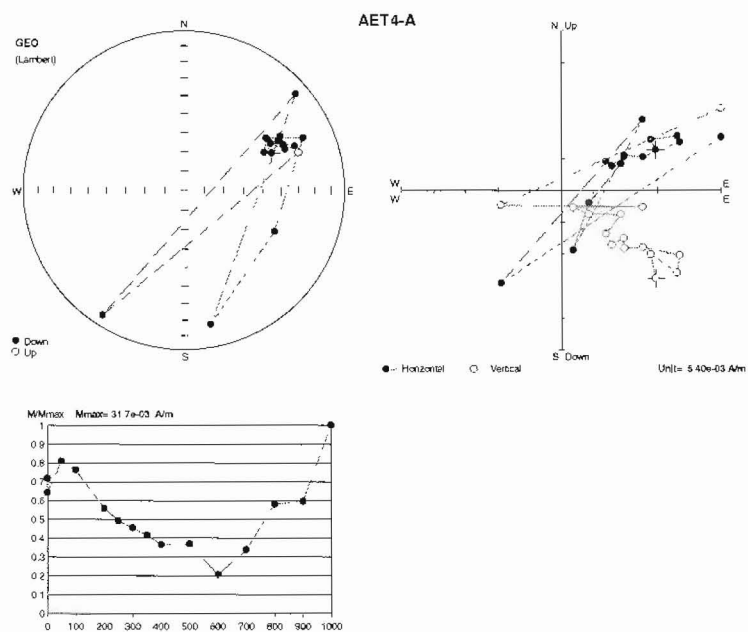
Πίνακας 3: Πληροφορίες για τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν για τον καθορισμό της διεύθυνσης της μαγνήτισης στην τελική στερεογραφική προβολή των πόλων.

Χαρακτηριστικά παραδείγματα της συμπεριφοράς των δειγμάτων κατά την απόμαγνήτιση με εναλλασσόμενο πεδίο φαίνονται στα Σχήματα 30-41.

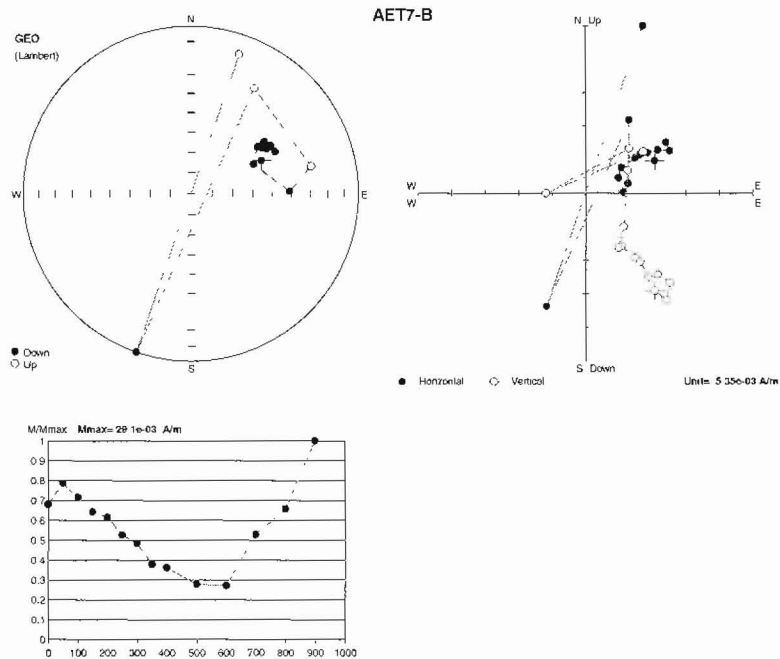
Στο πάνω μέρος του σχήματος αριστερά φαίνεται η στερεογραφική προβολή των διευθύνσεων στα διάφορα στάδια απομαγνήτισης ενώ δεξιά φαίνεται το διάγραμμα Zijdeveld. Στο κάτω μέρος του σχήματος φαίνεται το διάγραμμα του ρυθμού μεταβολής της έντασης της μαγνήτισης.



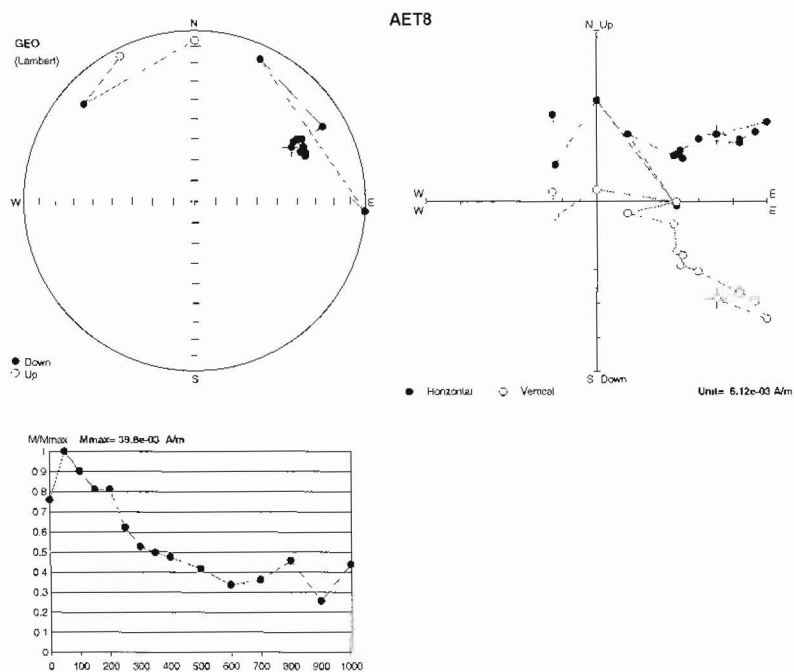
Σχήμα 30: Αποτελέσματα απομαγνήτισης με εναλλασσόμενο πεδίο από δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή της Αετοράχης.



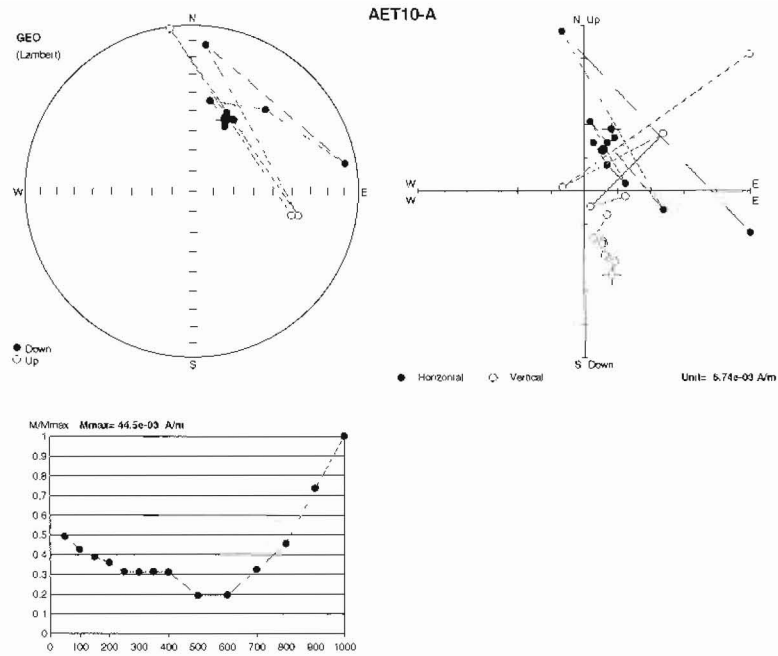
Σχήμα 31: Αποτελέσματα απομαγνήτισης με εναλλασσόμενο πεδίο από δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή της Αετοράχης.



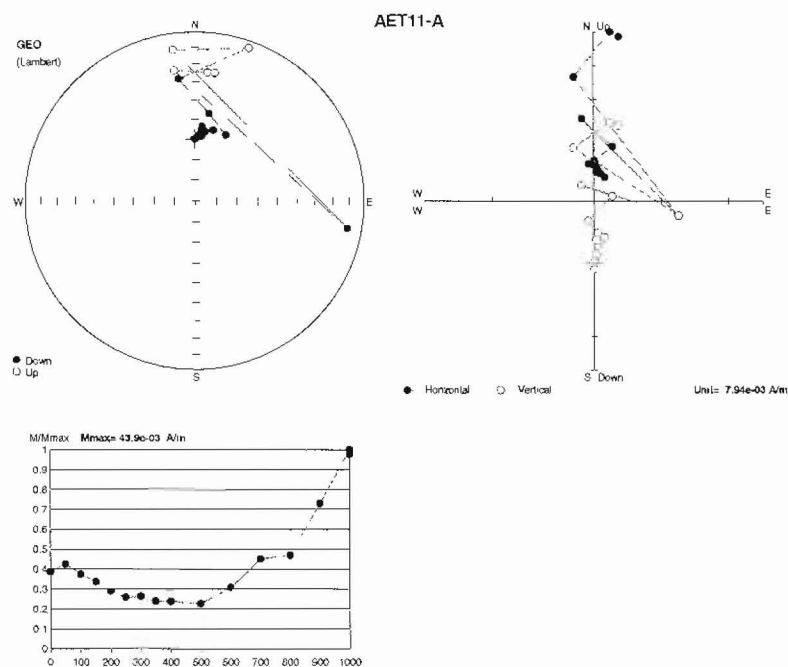
Σχήμα 32: Αποτελέσματα απομαγνήτισης με εναλλασσόμενο πεδίο από δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή της Αετοράχης.



Σχήμα 33: Αποτελέσματα απομαγνήτισης με εναλλασσόμενο πεδίο από δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή της Αετοράχης.

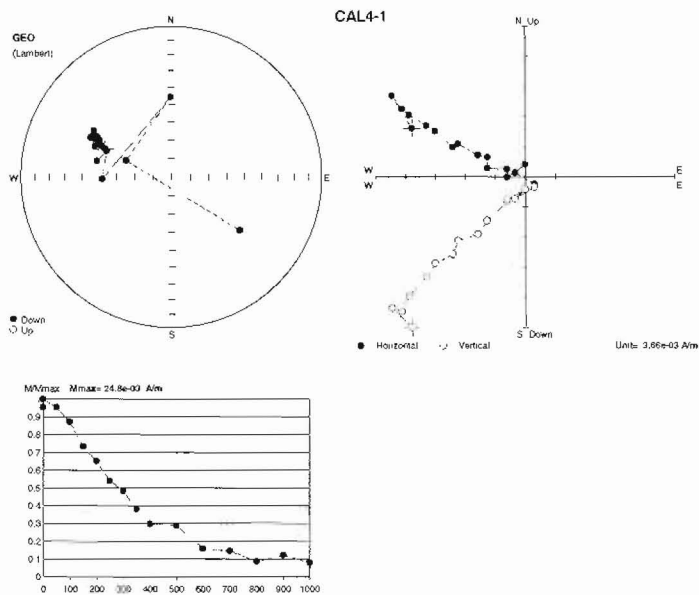


Σχήμα 34: Αποτελέσματα απομαγνήτισης με εναλλασσόμενο πεδίο από δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή της Αετοράχης.

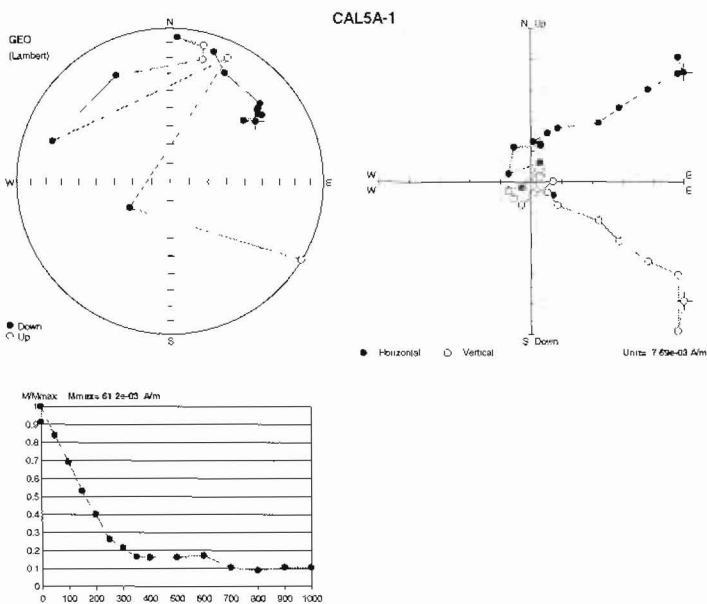


Σχήμα 35: Αποτελέσματα απομαγνήτισης με εναλλασσόμενο πεδίο από δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή της Αετοράχης.

Όπως φαίνεται στα Σχήματα 31,32,34,35, κάποια από τα δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή της Αετοράχης παρουσιάζουν όμοια εικόνα απομαγνήτισης γύρω στα 500-600 Oe ενώ σε μεγαλύτερα πεδία αποκτούν ανώμαλη συμπεριφορά.

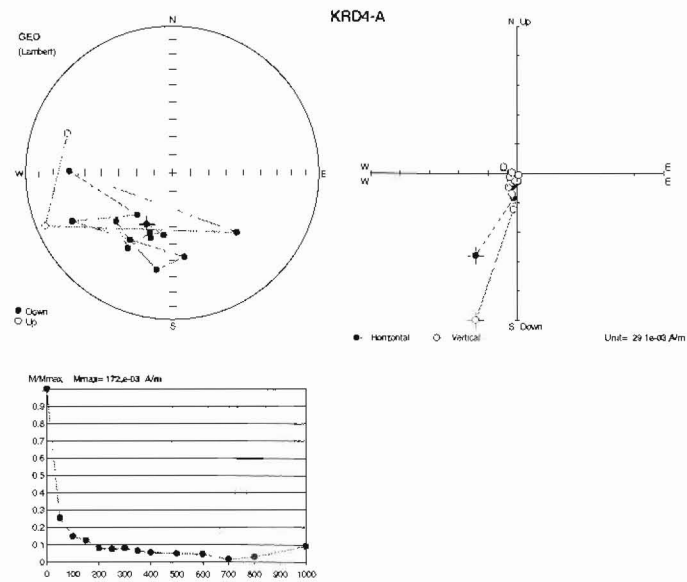


Σχήμα 36: Αποτελέσματα απομαγνήτισης με εναλλασσόμενο πεδίο από δείγματα που συλλέχθηκαν στο Καλλίδρομο.

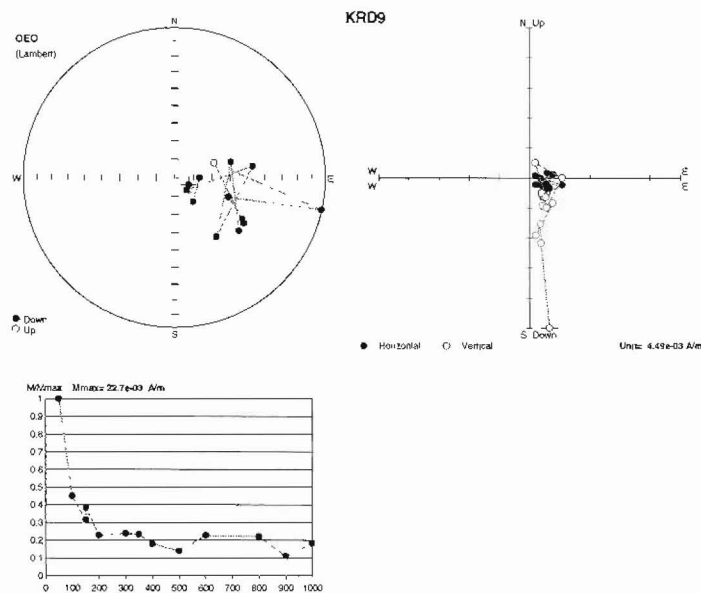


Σχήμα 37: Αποτελέσματα απομαγνήτισης με εναλλασσόμενο πεδίο από δείγματα που συλλέχθηκαν στο Καλλίδρομο.

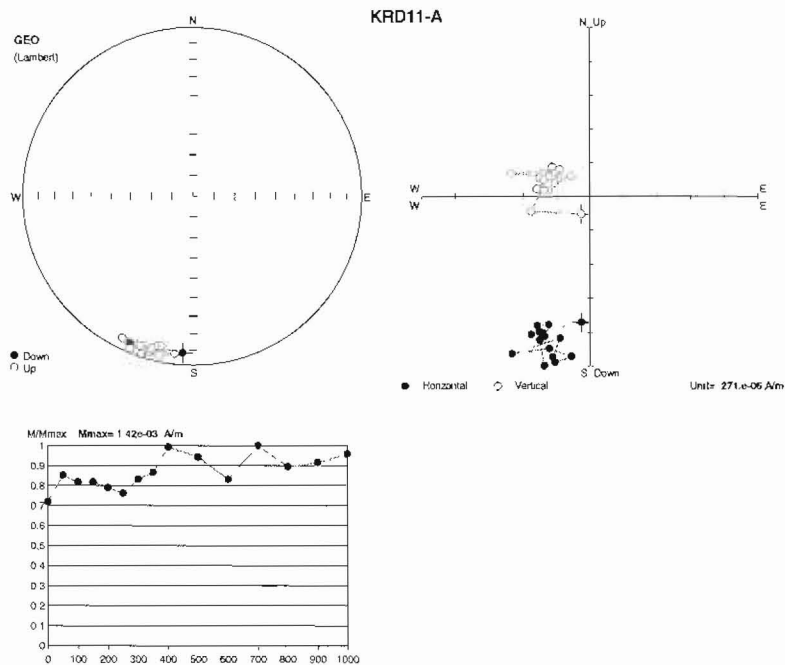
Όπως φαίνεται στα Σχήματα 36 και 37, τα δείγματα που συλλέχθηκαν στο Καλλίδρομο, σε αντίθεση με τα δείγματα που προέρχονται από την περιοχή της Αετοράχης, παρουσιάζουν πολύ καλή εικόνα απομαγνήτισης, καθώς ο ρυθμός πτώσης της μαγνήτισης είναι αρκετά ικανοποιητικός.



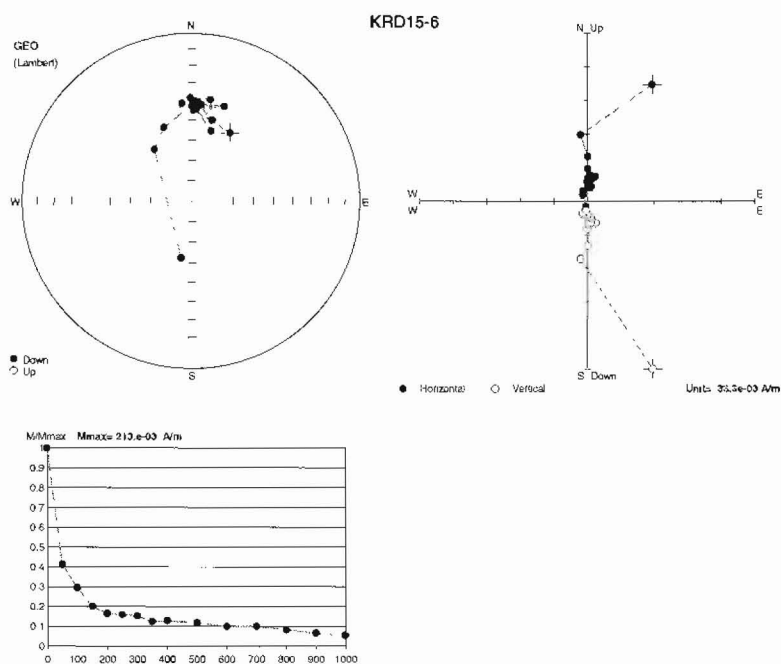
Σχήμα 38: Αποτελέσματα απομαγνήτισης με εναλλασσόμενο πεδίο από δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή του Βούρινου.



Σχήμα 39: Αποτελέσματα απομαγνήτισης με εναλλασσόμενο πεδίο από δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή του Βούρινου.



Σχήμα 40: Αποτελέσματα απομαγνήτισης με εναλλασσόμενο πεδίο από δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή του Βούρινου.

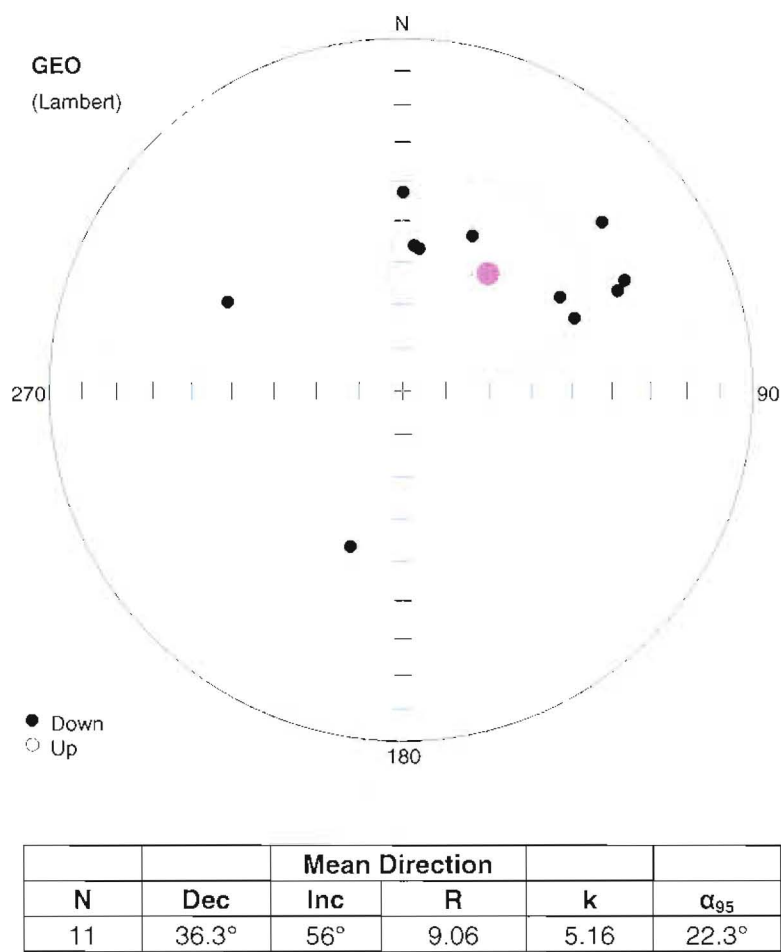


Σχήμα 41: Αποτελέσματα απομαγνήτισης με εναλλασσόμενο πεδίο από δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή του Βούρινου.

Όπως φαίνεται στα Σχήματα 38,39 και 41 από τα διαγράμματα πτώσης της μαγνήτισης, τα δείγματα από την περιοχή του Βούρινου παρουσιάζουν εξαιρετικά απότομη πτώση της μαγνήτισης από το πρώτο κιάλας στάδιο απομαγνήτισης.

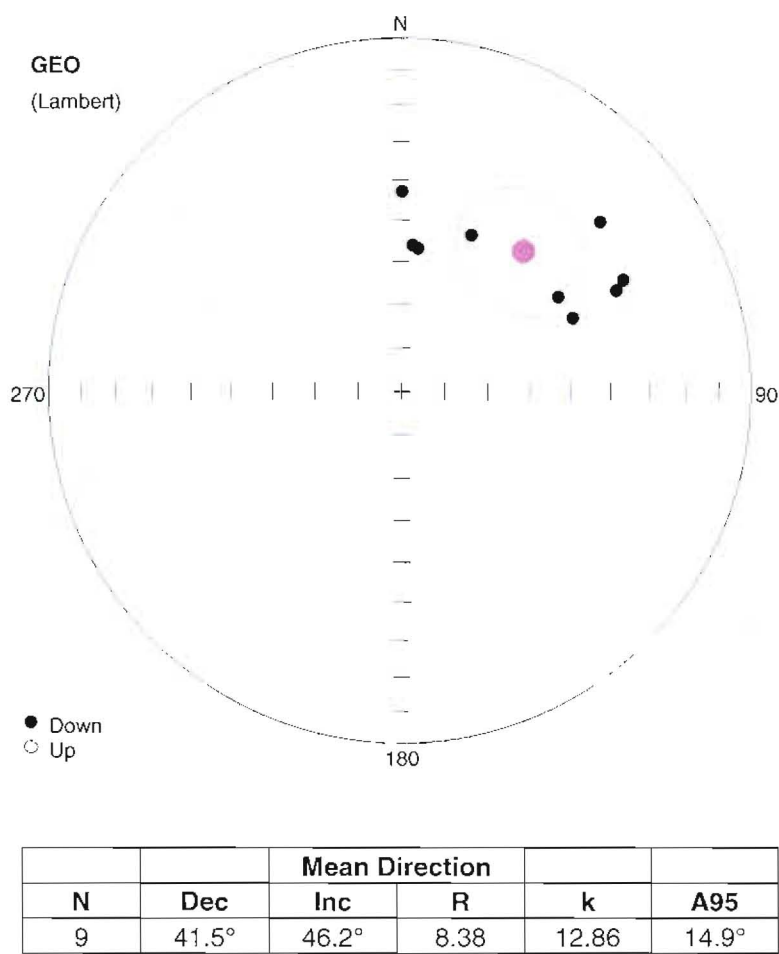
Το δείγμα KRD11-A, τα αποτελέσματα της απομαγνήτισης του οποίου φαίνονται στο Σχήμα 40, δεν απομαγνητίστηκε καθόλου και παρουσιάζει εντελώς ανώμαλη συμπεριφορά. Επομένως δεν είναι χαρακτηριστικό παράδειγμα για την περιοχή και δεν θα το λάβουμε υπ' όψιν στους υπολογισμούς για την εύρεση της τελικής συνιστώσας του μαγνητικού πεδίου, καθώς δεν μπορούμε να εξάγουμε κάποια συμπεράσματα.

Στη συνέχεια παρουσιάζεται η στερεογραφική προβολή όλων των δειγμάτων τα οποία έδωσαν αξιόπιστα αποτελέσματα (Σχήμα 42).



Σχήμα 42: Στερεογραφική προβολή των που προκύπτει από το σύνολο των δειγμάτων.

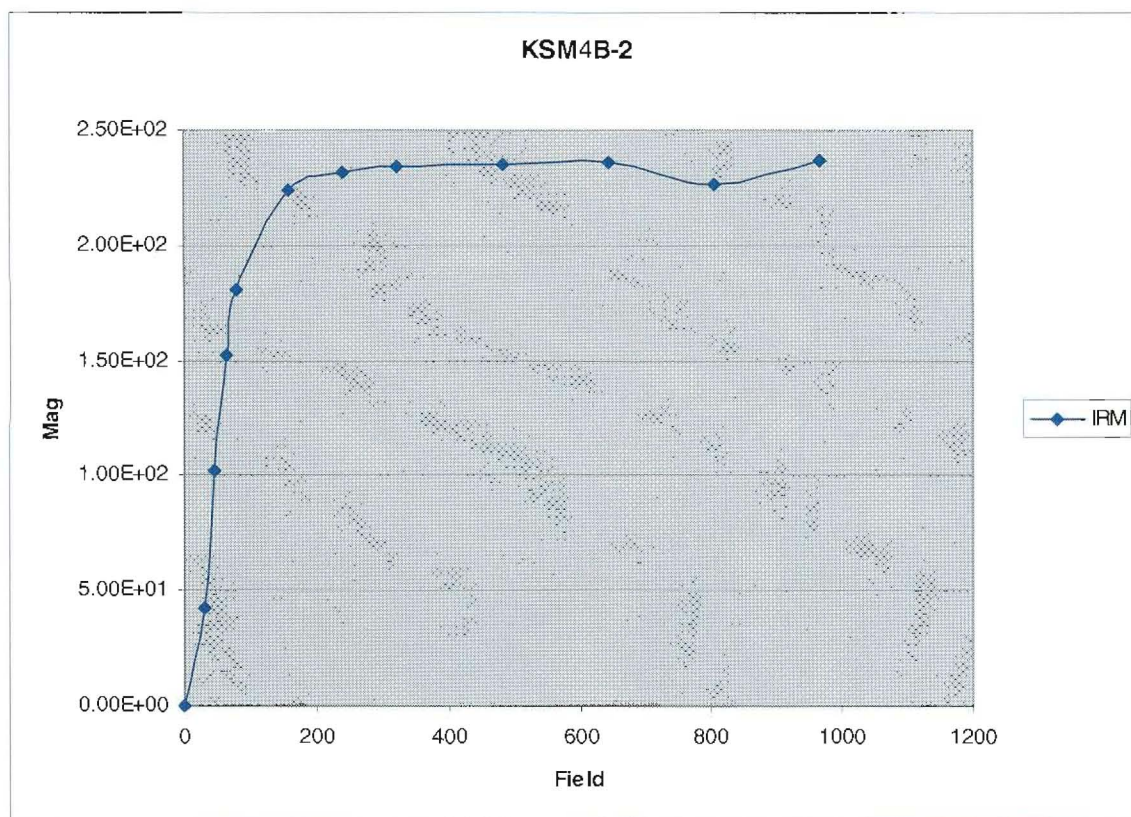
Όπως φαίνεται στο Σχήμα 42 η πλειοψηφία των δειγμάτων παρουσιάζουν δεξιόστροφες διευθύνσεις. Εξαίρεση αποτελούν τα δείγματα CAL4-1 και KRD4-A τα οποία εμφανίζουν διαφορετικές διευθύνσεις. Απομονώνοντας λοιπόν τις δύο αυτές τιμές, μπορούμε να υπολογίσουμε τη μέση τιμή των υπολοίπων όπως φαίνεται στο Σχήμα 43.



Σχήμα 43: Στερεογραφική προβολή που δείχνει τις συνιστώσες των δειγμάτων από τις οποίες διακρίνεται μία συγκεκριμένη διεύθυνση.

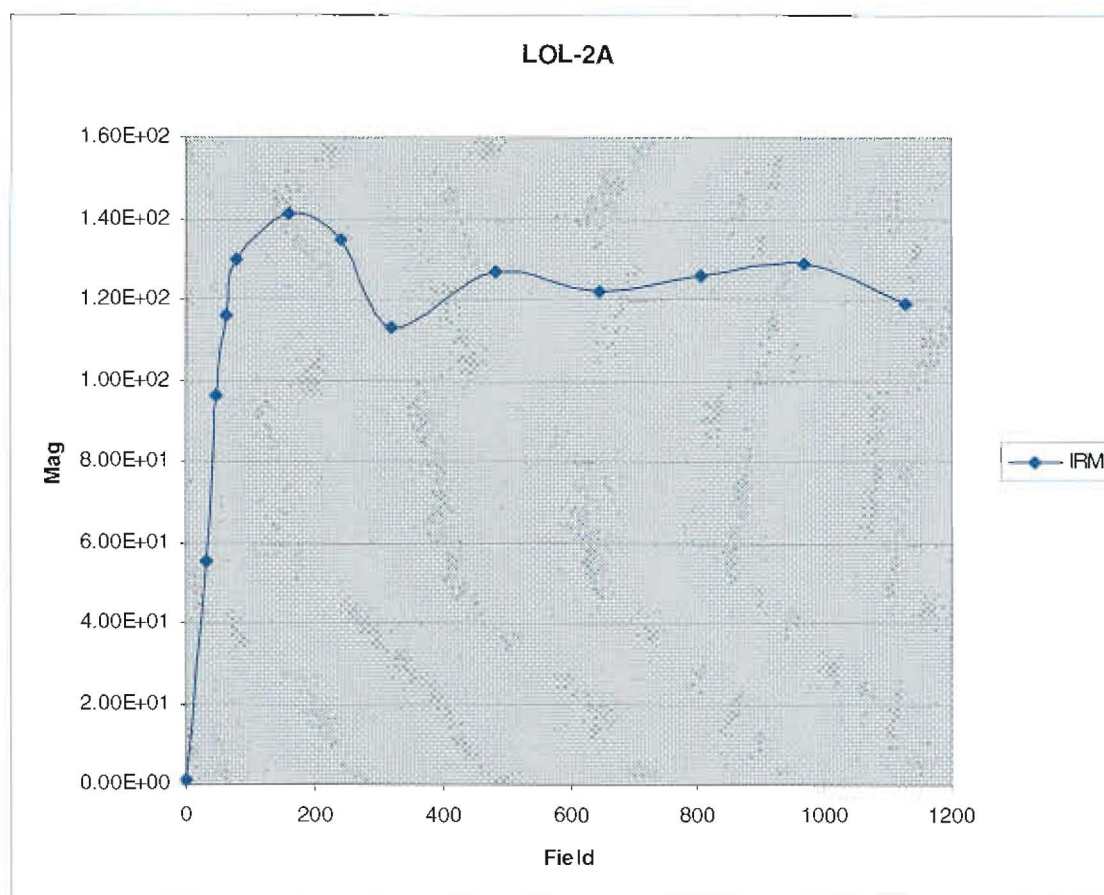
Μετά την απομαγνήτιση των δειγμάτων μετράμε τη μαγνήτιση των δειγμάτων που αποκτάται σε σταθερά αυξανόμενα πεδία και ονομάζεται ισόθερμη παραμένουσα μαγνήτιση και είναι μία μέθοδος για να μετρήσουμε το εσωτερικό φάσμα συνοχής. Σε 11 δείγματα πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις ισόθερμης παραμένουσας μαγνήτισης (IRM) και εντοπίστηκαν οι κύριοι μαγνητικοί φορείς (Σχήματα 44 έως 54). Από αυτά τα 11 δείγματα τα 5 (AET4-A, AET10-A, CAL4-1, CAL5A-1, KRD11-A) είχαν απομαγνητιστεί νωρίτερα με τη μέθοδο του εναλλασσόμενου μαγνητικού πεδίου.

STEP	KSM4B-2
0	6.00E-02
30	4.27E+01
47	1.02E+02
63	1.52E+02
79	1.81E+02
159	2.24E+02
240	2.32E+02
321	2.34E+02
483	2.35E+02
644	2.36E+02
805	2.27E+02
967	2.37E+02



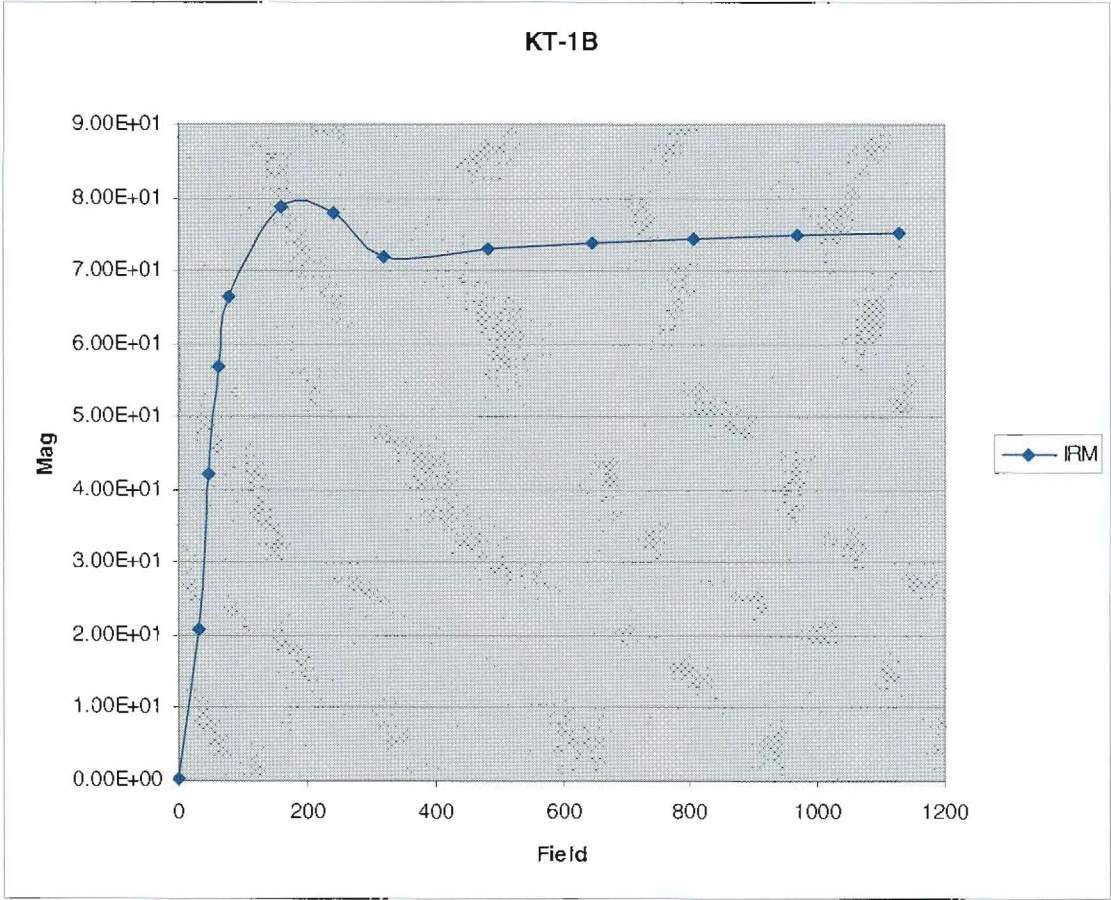
Σχήμα 44: Καμπύλες ισόθερμης παραμένουσας μαγνήτισης (IRM) από δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή Κέδρο – Φράγμα Σμοκόβου.

STEP	LOL-2A
0	8.57E-01
30	5.54E+01
47	9.61E+01
63	1.16E+02
79	1.30E+02
159	1.41E+02
240	1.35E+02
321	1.13E+02
483	1.27E+02
644	1.22E+02
805	1.26E+02
967	1.29E+02
1129	1.19E+02



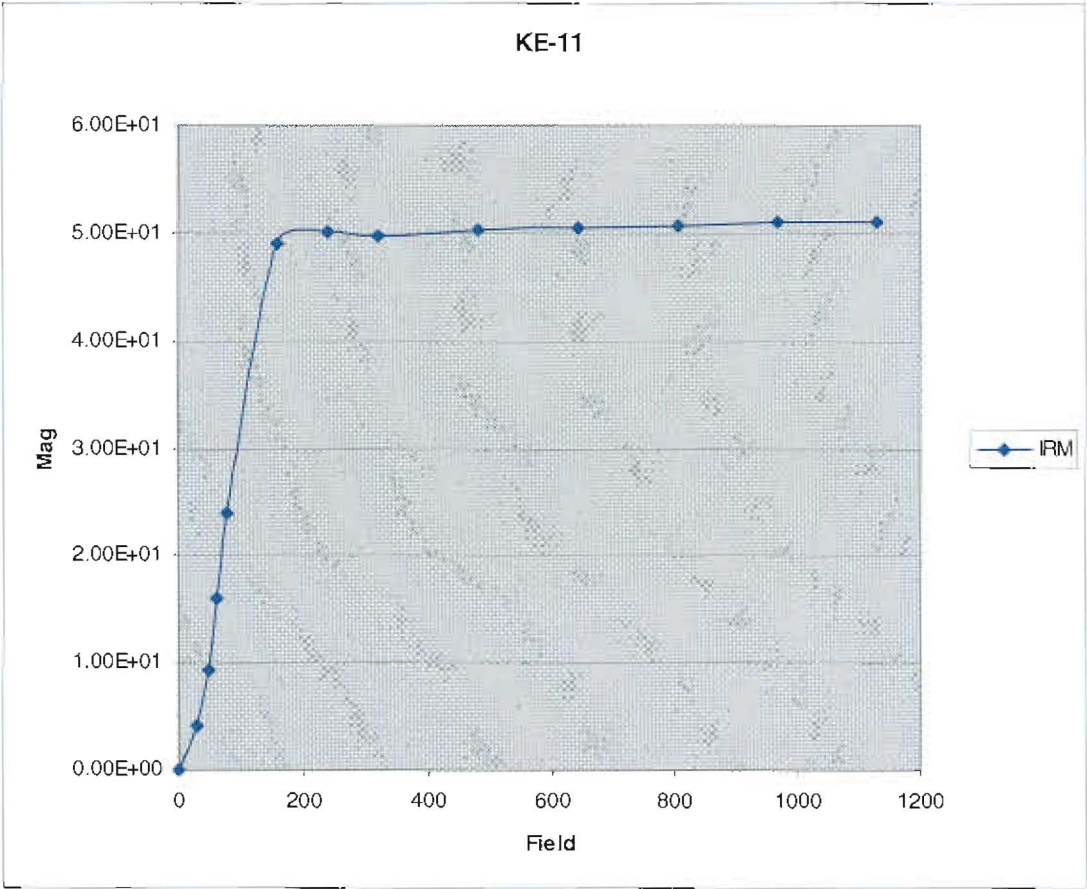
Σχήμα 45: Καμπύλες ισόθερμης παραμένουσας μαγνήτισης (IRM) από δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή Λογκίτσιο.

STEP	KT-1B
0	1.91E-01
30	2.07E+01
47	4.21E+01
63	5.68E+01
79	6.64E+01
159	7.88E+01
240	7.81E+01
321	7.20E+01
483	7.31E+01
644	7.38E+01
805	7.44E+01
967	7.49E+01
1129	7.52E+01



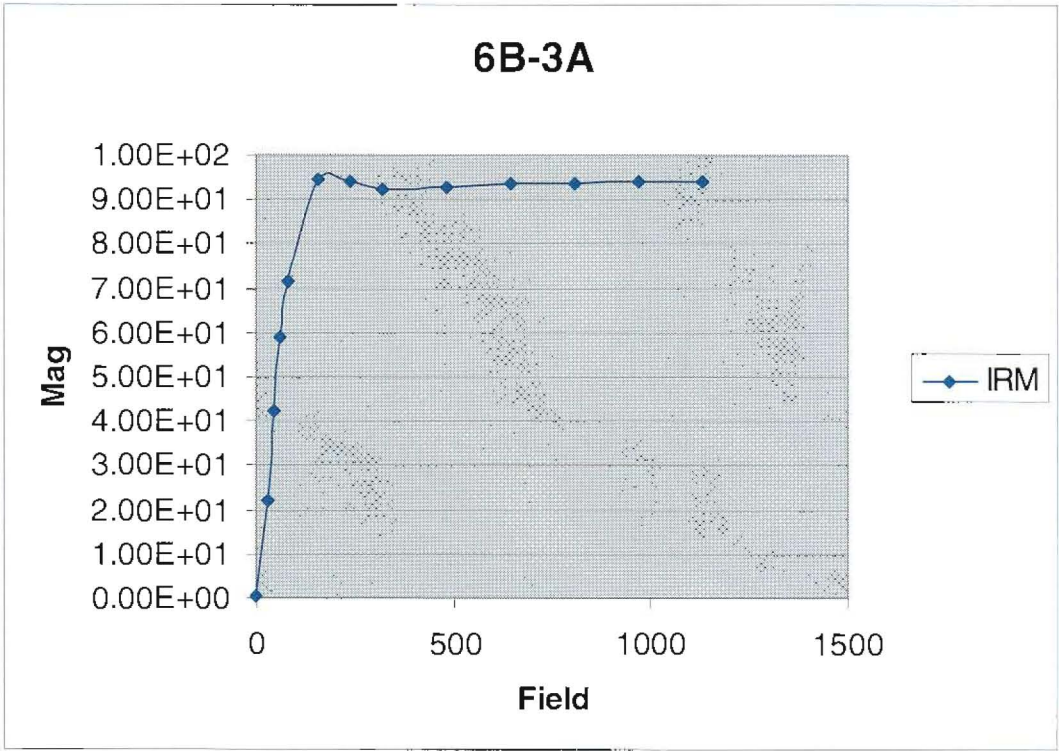
Σχήμα 46: Καμπύλες ισόθερμης παραμένουσας μαγνήτισης (IRM) από δείγματα που συλλέχθηκαν στην Κτημένη.

STEP	KE-11
0	1.77E-02
30	4.00E+00
47	9.24E+00
63	1.59E+01
79	2.39E+01
159	4.91E+01
240	5.02E+01
321	4.98E+01
483	5.03E+01
644	5.05E+01
805	5.08E+01
967	5.10E+01
1129	5.10E+01



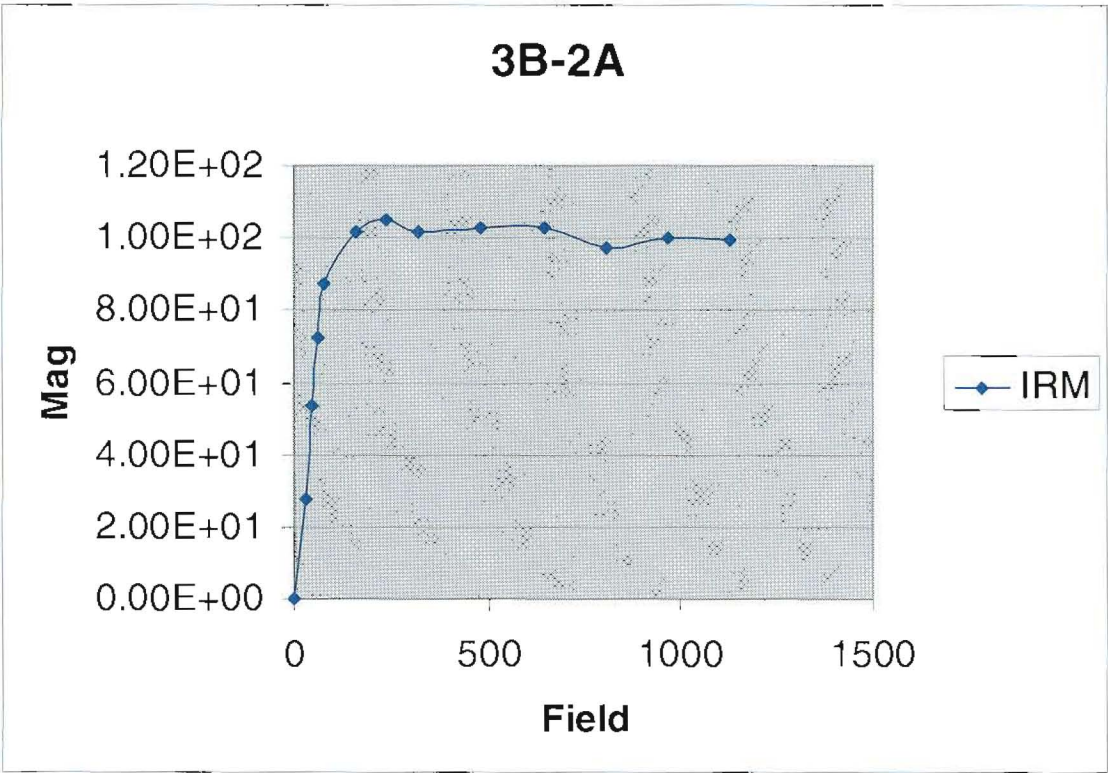
Σχήμα 47: Καμπύλες ισόθερμης παραμένουσας μαγνήτισης (IRM) από δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή Κέδρος.

STEP	6B-3A
0	3.94E-01
30	2.19E+01
47	4.25E+01
63	5.92E+01
79	7.16E+01
159	9.47E+01
240	9.40E+01
321	9.23E+01
483	9.30E+01
644	9.36E+01
805	9.38E+01
967	9.41E+01
1129	9.42E+01



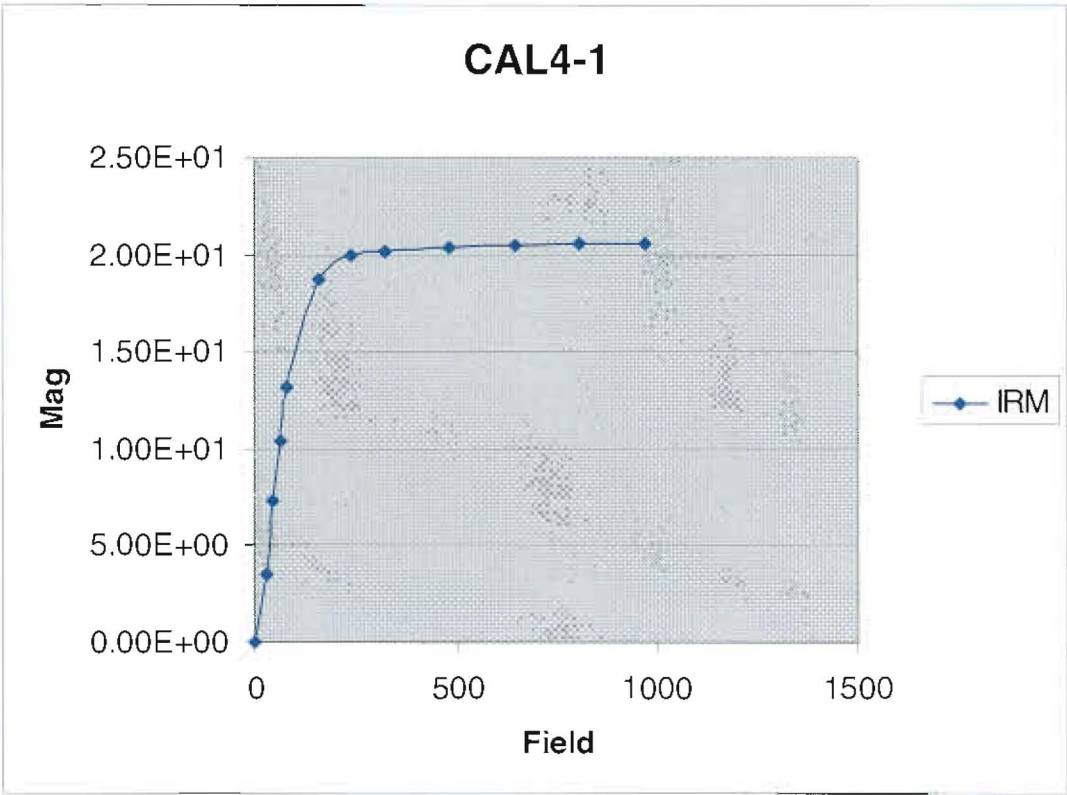
Σχήμα 48: Καμπύλες ισόθερμης παραμένουσας μαγνήτισης (IRM) από δείγματα που συλλέχθηκαν στο Φράγμα Σμοκόβου.

STEP	3B-2A
0	1.88E-01
30	2.77E+01
47	5.36E+01
63	7.27E+01
79	8.75E+01
159	1.02E+02
240	1.05E+02
321	1.02E+02
483	1.03E+02
644	1.03E+02
805	9.74E+01
967	1.00E+02
1129	9.98E+01



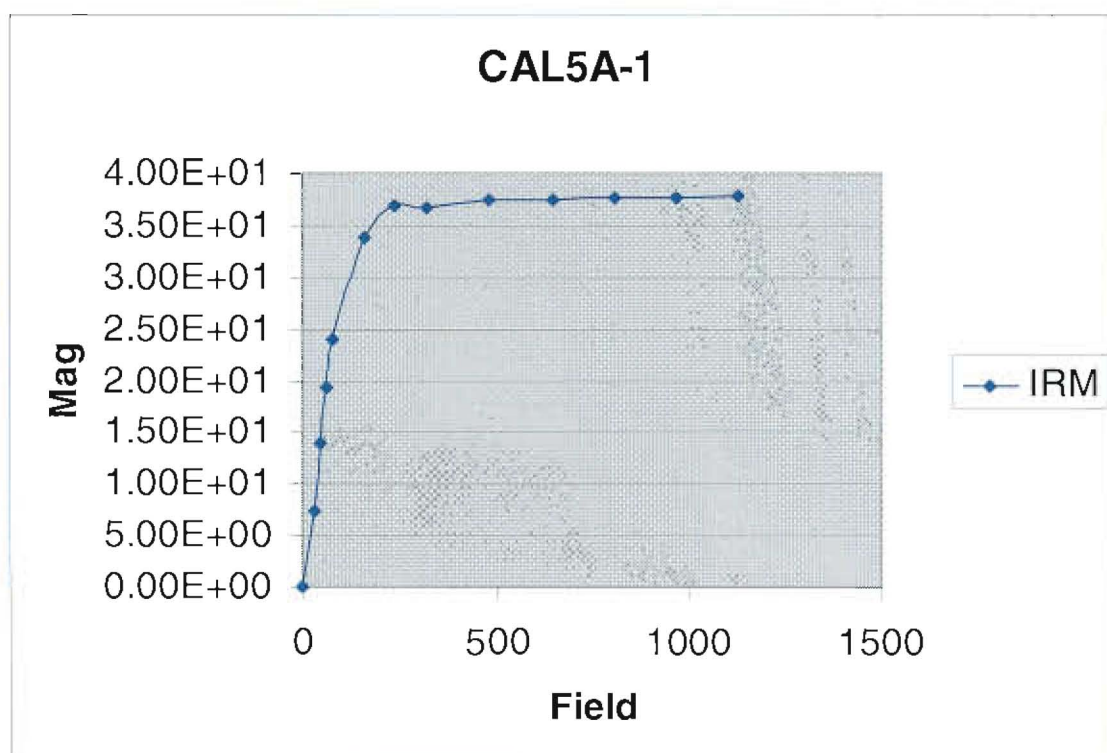
Σχήμα 49: Καμπύλες ισόθερμης παραμένουσας μαγνήτισης (IRM) από δείγματα που συλλέχθηκαν στο Φράγμα Σμοκόβου.

STEP	CAL4-1
0	2.48E-02
30	3.50E+00
47	7.30E+00
63	1.04E+01
79	1.32E+01
159	1.87E+01
240	2.00E+01
321	2.02E+01
483	2.04E+01
644	2.05E+01
805	2.06E+01
967	2.06E+01



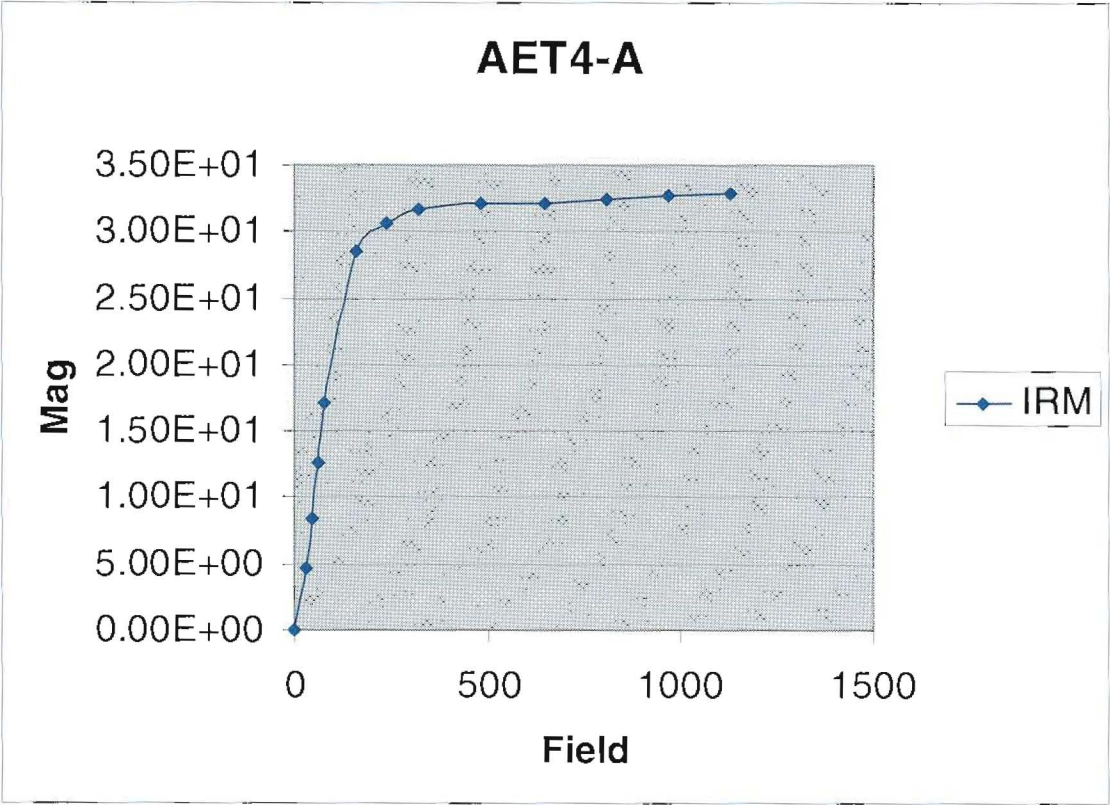
Σχήμα 50: Καμπύλες ισόθερμης παραμένουσας μαγνήτισης (IRM) από δείγματα που συλλέχθηκαν στο Καλλίδρομο.

STEP	CAL5A-1
0	6.12E-02
30	7.34E+00
47	1.40E+01
63	1.93E+01
79	2.39E+01
159	3.39E+01
240	3.70E+01
321	3.67E+01
483	3.74E+01
644	3.74E+01
805	3.77E+01
967	3.76E+01
1129	3.78E+01



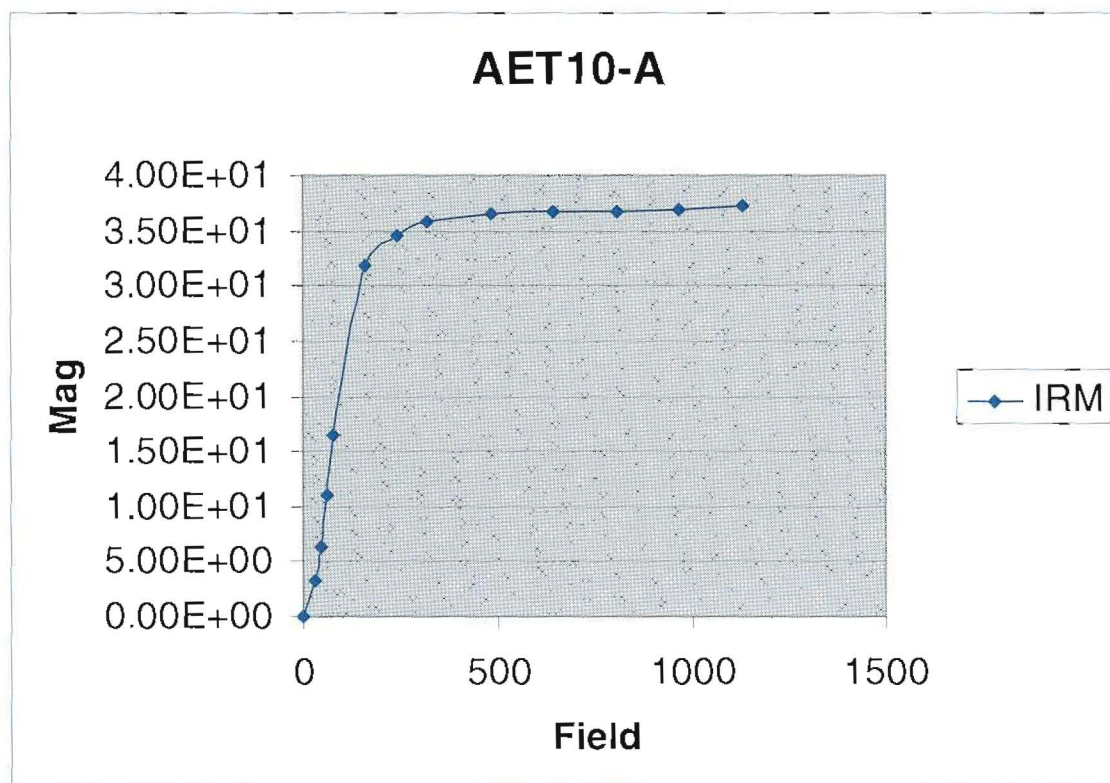
Σχήμα 51: Καμπύλες ισόθερμης παραμένουσας μαγνήτισης (IRM) από δείγματα που συλλέχθηκαν στο Καλλίδρομο.

STEP	AET4-A
0	2.28E-02
30	4.70E+00
47	8.45E+00
63	1.26E+01
79	1.71E+01
159	2.85E+01
240	3.06E+01
321	3.17E+01
483	3.22E+01
644	3.22E+01
805	3.25E+01
967	3.27E+01
1129	3.29E+01



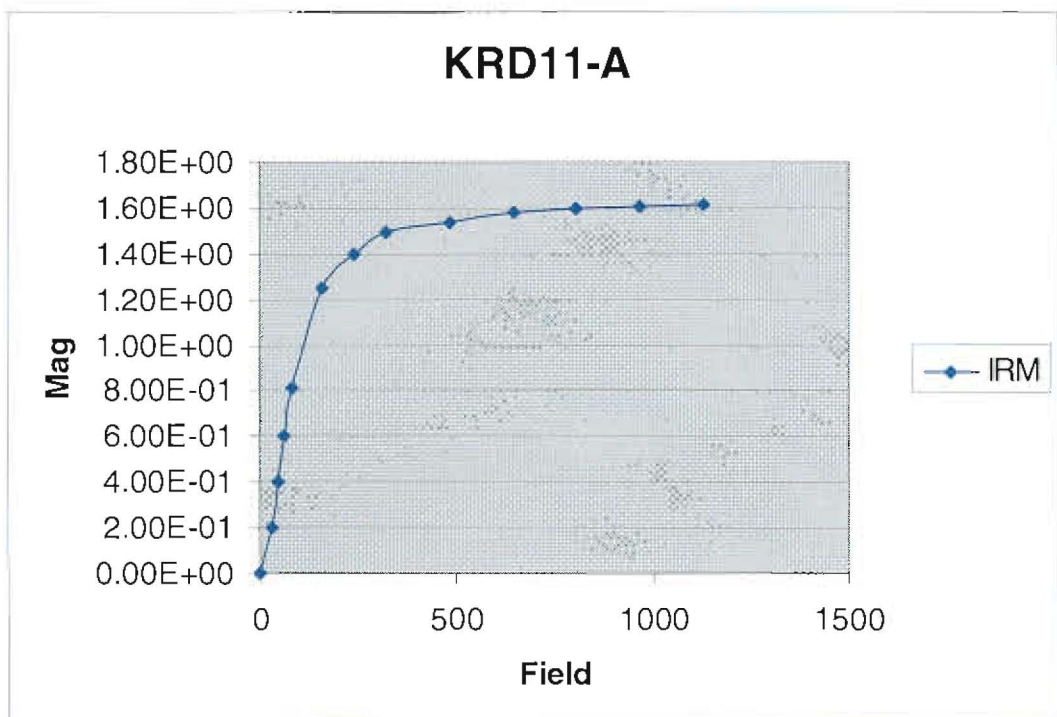
Σχήμα 52: Καμπύλες ισόθερμης παραμένουσας μαγνήτισης (IRM) από δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή της Αετοράχης.

STEP	AET10-A
0	2.03E-02
30	3.34E+00
47	6.30E+00
63	1.11E+01
79	1.64E+01
159	3.19E+01
240	3.46E+01
321	3.59E+01
483	3.65E+01
644	3.67E+01
805	3.68E+01
967	3.69E+01
1129	3.72E+01



Σχήμα 53: Καμπύλες ισόθερμης παραμένουσας μαγνήτισης (IRM) από δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή της Αετοράχης.

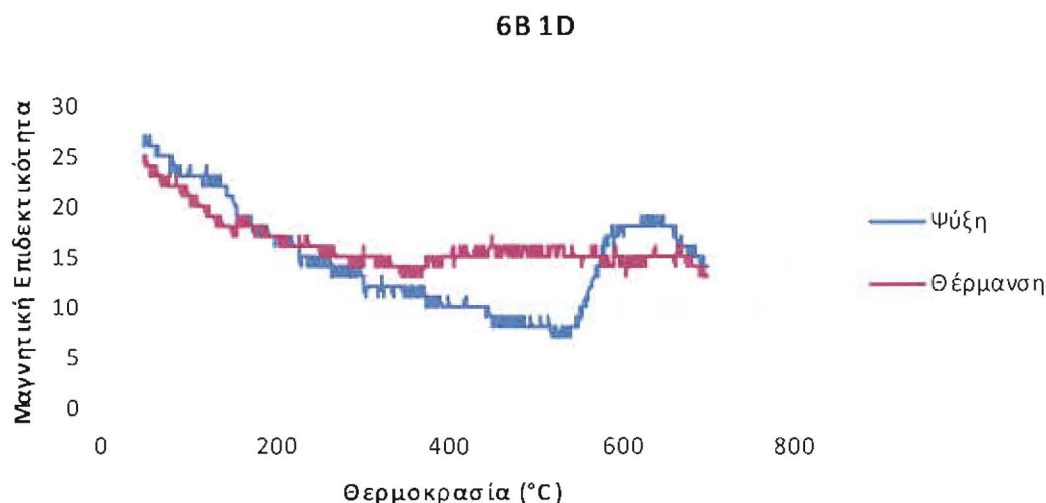
STEP	KRD11-A
0	1.02E-03
30	2.03E-01
47	4.01E-01
63	6.07E-01
79	8.10E-01
159	1.25E+00
240	1.40E+00
321	1.49E+00
483	1.54E+00
644	1.58E+00
805	1.60E+00
967	1.61E+00
1129	1.62E+00



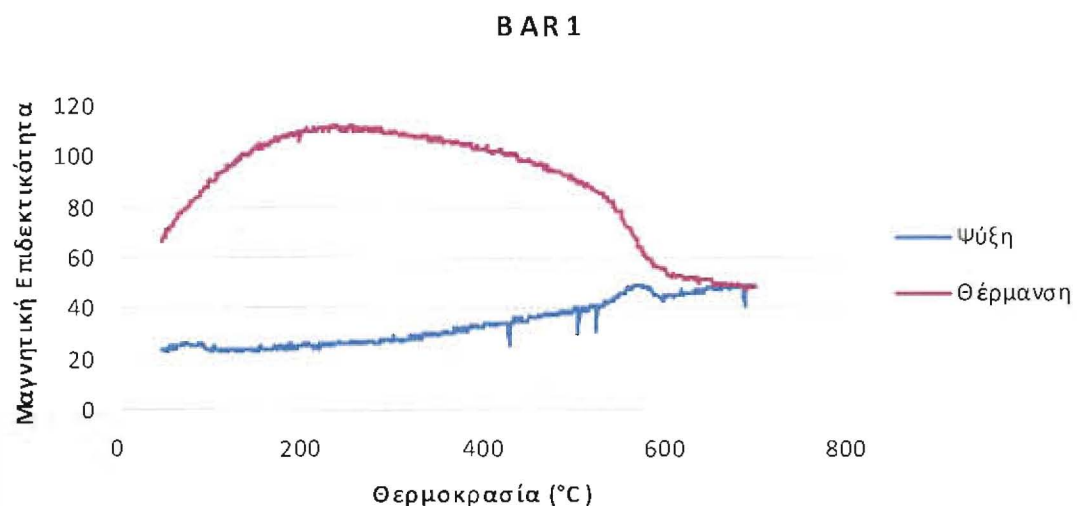
Σχήμα 54: Καμπύλες ισόθερμης παραμένουσας μαγνήτισης (IRM) από δείγματα που συλλέχθηκαν στην περιοχή της Αετοράχης.

Όπως φαίνεται στα Σχήματα 44 έως 54, η συμπεριφορά όλων των δειγμάτων είναι παρόμοια και ενδεικτική για την παρουσία μαγνητίτη, αφού φτάνουν γρήγορα σε κατάσταση κορεσμού.

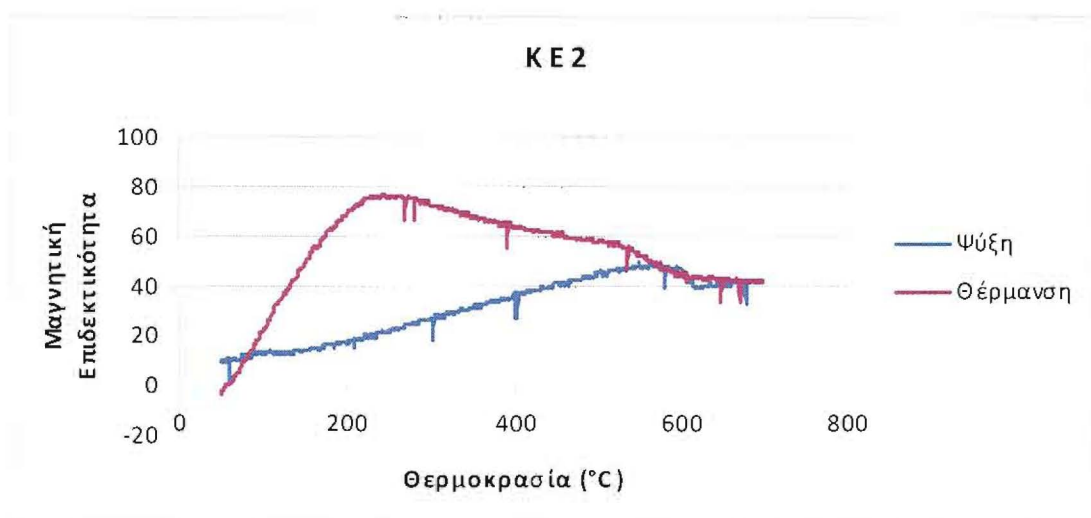
Για την καλύτερη διερεύνηση των μαγνητικών φορέων πραγματοποιήθηκε θερμομαγνητική ανάλυση (καταγραφή της μεταβολής της μαγνητικής επιδεκτικότητας σε σχέση με τη θερμοκρασία) (Σχήματα 55 έως 58). Τα δείγματα παρουσιάζουν πολύ ανώμαλη συμπεριφορά γεγονός το οποίο δηλώνει ότι τα μαγνητικά ορυκτά φέρουν πολύ ασθενή μαγνήτιση με αποτέλεσμα να επηρεάζονται σημαντικά από τις αλλαγές τις θερμοκρασίας.



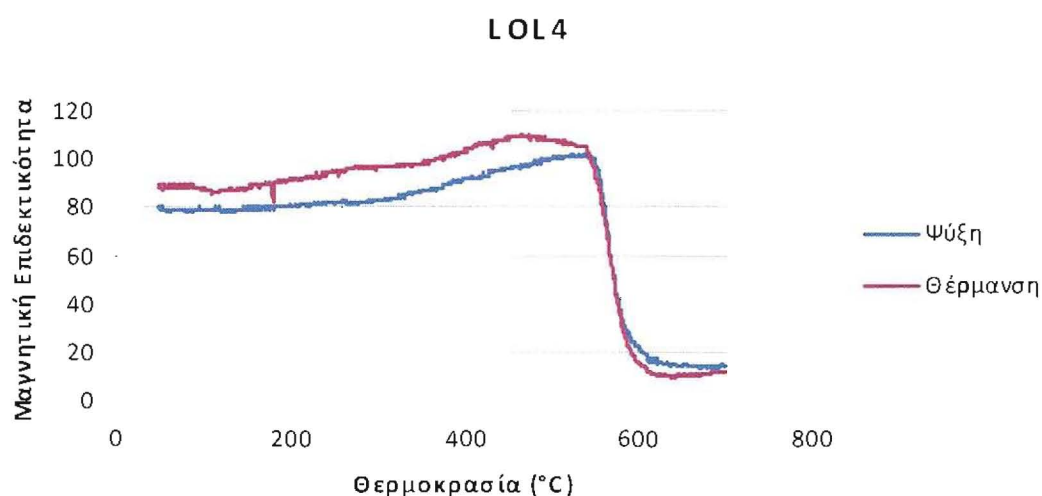
Σχήμα 55: Καμπύλες μεταβολής μαγνητικής επιδεκτικότητας σε σχέση με τη θερμοκρασία (θερμομαγνητική ανάλυση) σε δείγμα από το Φράγμα Σμοκόβου.



Σχήμα 56: Καμπύλες μεταβολής μαγνητικής επιδεκτικότητας σε σχέση με τη θερμοκρασία (θερμομαγνητική ανάλυση) σε δείγμα από το φράγμα Σμοκόβου.



Σχήμα 57: Καμπύλες μεταβολής μαγνητικής επιδεκτικότητας σε σχέση με τη θερμοκρασία (θερμομαγνητική ανάλυση) σε δείγμα από την περιοχή Κέδρος.



Σχήμα 58: Καμπύλες μεταβολής μαγνητικής επιδεκτικότητας σε σχέση με τη θερμοκρασία (θερμομαγνητική ανάλυση) σε δείγμα από την περιοχή Λογκίτσιο.

Όπως αναφέρθηκε νωρίτερα, στα Σχήματα 55 και 57 έχουμε αλλοίωση των δειγμάτων λόγω θέρμανσης. Έτσι δεν είμαστε σε θέση να εξάγουμε κάποιο συμπέρασμα για την ορυκτολογική τους σύσταση.

Στο Σχήμα 56, θα μπορούσαμε να πούμε ότι έχουμε μικρές ποσότητες αιματίτη και δημιουργία δευτερογενούς μαγνητίτη κατά την ψύξη.

Στο Σχήμα 58 διακρίνεται σαφέστατα η παρουσία μαγνητίτη, καθώς οι καμπύλες ψύξης και θέρμανσης σταθεροποιούνται πριν τους 600°C (η θερμοκρασία Curie μαγνητίτη είναι 580°C).

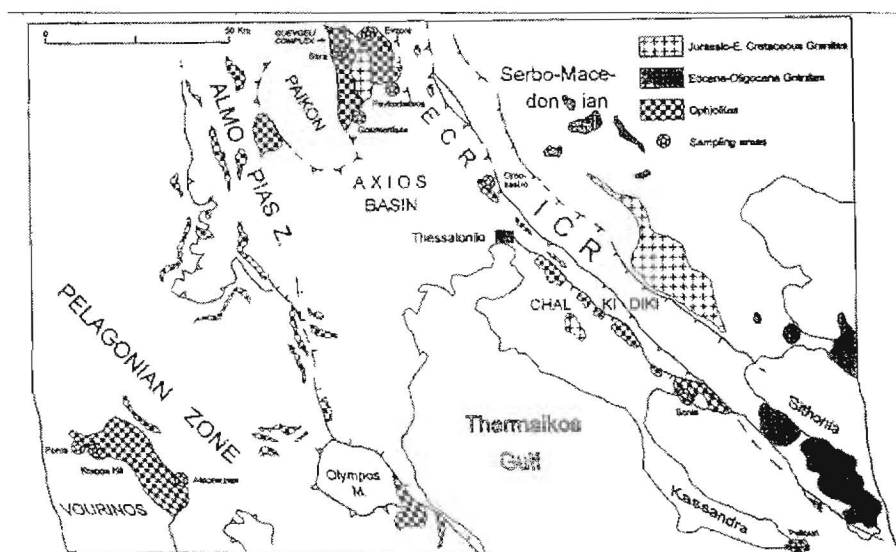
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

5.1 Προηγούμενες παλαιομαγνητικές μελέτες στον Ελληνικό χώρο

Την τελευταία τριακονταετία ένας σημαντικός αριθμός παλαιομαγνητικών δεδομένων έχουν δημοσιευθεί για την Ελλάδα από διάφορους ερευνητές. Αν και οι πρώτες μαγνητικές μελέτες έγιναν από τους Kiskuras (1938, 1942) και Σταύρου (1957), θεαματική ανάπτυξη άρχισε το 1980 με ταυτόχρονες προσπάθειες από διαφορετικά άτομα και ομάδες σε διάφορα επιστημονικά κέντρα. Έτσι, στα τελευταία τριάντα χρόνια δημιουργήθηκαν σημαντικά σύνολα δεδομένων πάνω σε ένα ευρύ φάσμα αντικειμένων όπως μαγνητοστρωματογραφία, αρχαιομαγνητισμός, παλαιομαγνητισμός με εφαρμογές στην γεωλογία. Τα παλαιομαγνητικά δεδομένα της τελευταίας κατηγορίας ανάλογα με την ηλικία τους μπορούμε να τα χωρίσουμε σε δύο ομάδες, την ομάδα Παλαιοζωϊκών-Μεσοζωϊκών και την ομάδα των Καινοζωϊκών δεδομένων.

5.2 Δημοσιευμένες μελέτες για τους οφιόλιθους της Βόρειας Ελλάδας

Η έρευνα των παλαιομαγνητικών αποτυπωμάτων στους οφιόλιθους της βόρειας Ελλάδας (Ζώνη Αξιού-Χαλκιδικής και ορεινού όγκου του Βούρινου) έχει συμβάλλει στην επανεξέταση της τοπικής τεκτονικής και θερμικής ιστορίας. Σε πολλές από τις δημοσιευμένες μελέτες, εμφανίζονται σε τέτοιους σχηματισμούς δύο συνιστώσες μαγνήτισης, μία δεξιόστροφη που αποδίδεται σε επαναμαγνήτιση στο Καινοζωϊκό, κυρίως μετά-Ηωκαινική, και μία αριστερόστροφη, Μεσοζωϊκή. Σε πολλές περιπτώσεις αυτή επικαλύπτει τελείως την παλαιότερη.



Σχήμα 59: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής δειγματοληψίας (Feinberg, H., et al. 1994).

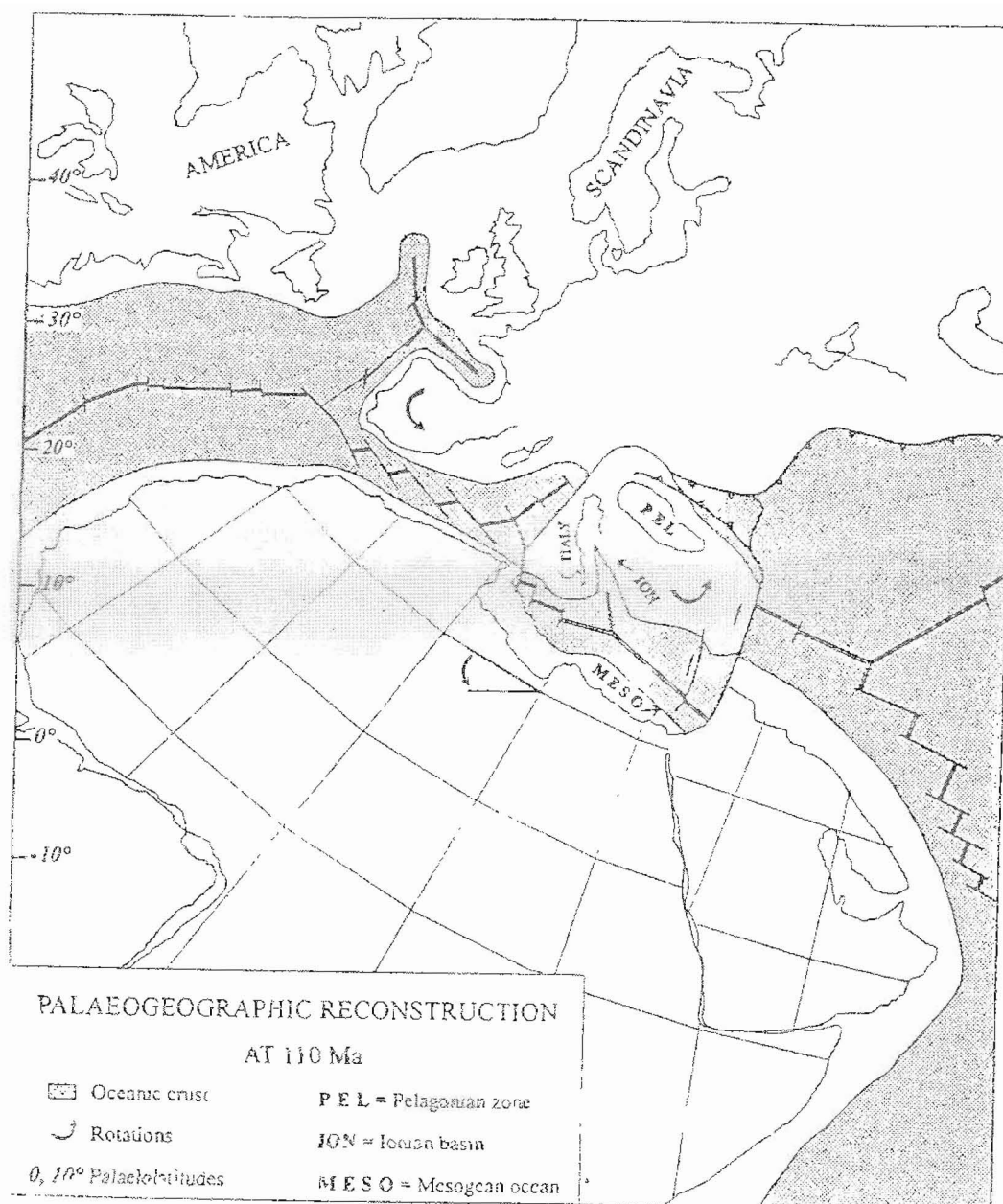
Η Καινοζωϊκή δεξιόστροφη περιστροφή των 45 περίπου μοιρών που εκφράζεται από την Ηωκαινική επαναμαγνήτιση έχει περιγραφεί εκτενώς από διάφορους συγγραφείς (Πίνακας 4), αλλά η Μεσοζωϊκή περιστροφή που υποδηλώνεται από την παλαιότερη συνιστώσα δεν έχει ερευνηθεί αρκετά. Αυτή η αριστερόστροφη περιστροφή, αν και μεγαλύτερη, είναι συμβατή με αυτή της Αφρικανικής πλάκας

κατά το Μεσοζωικό. Έτσι δύο λιθοσφαιρικοί μηχανισμοί μπορούν να ληφθούν υπ' όψιν (Σχήμα 60):

- Ο πρώτος υποθέτει τη μετατόπιση της Ευρασιατικής και Αφρικανικής πλάκας. Πριν την αλπική ορογένεση αυτές οι δύο πλάκες είχαν διαφορετικές συμπεριφορές. Ενώ η Ευρασιατική πλάκα είναι σχετικά σταθερή, με μόνο μία μέτρια προς το Βορρά μετάθεση, η Αφρικανική πλάκα έχει υποστεί μία πιο σημαντική προς το Βορρά μετάθεση σε συνδυασμό με μία μεγάλη αριστερόστροφη περιστροφή. Η αναμενόμενες κατευθύνσεις στα 140 Μα (όριο Ιουρασικού-Κρητιδικού) στη Χαλκιδική είναι $D=332^\circ$, $I=22^\circ$ χρησιμοποιώντας την Αφρικανική φαινόμενη διαδρομή μετάθεσης του πόλου (APWP) των Besse & Courtillot (1991) και $D=337^\circ$, $I=24^\circ$ χρησιμοποιώντας την APWP των Westphal et al. (1986). Έτσι μπορούμε να συμπεράνουμε ότι η αριστερόστροφη περιστροφή των 30° οφείλεται στην περιστροφή της Αφρικανικής πλάκας εάν θεωρηθεί ότι η Βόρεια Ελλάδα ήταν συνδεδεμένη με αυτή την πλάκα στο Μεσοζωικό.
- Ένας ξεχωριστός μηχανισμός χρειάζεται για να εξηγήσει τις υπόλοιπες 40° - 50° της αριστερόστροφης κίνησης. Σε μικρότερη κλίμακα από την κίνηση της Αφρικανικής πλάκας, το πιθανολογούμενο άνοιγμα του λεγόμενου Μεσόγειου Ωκεανού (Dercourt et al. 1993) σημειώθηκε στα νότια του Πελαγονικού-Ταυρικού τεμάχους κατά τη διάρκεια του Μεσοζωικού και μπορεί να εξηγήσει την πρόσθετη αριστερόστροφη περιστροφή της Βόρειας Ελλάδας σε σχέση με την Αφρική. Αυτό πιθανόν να σχετίζεται με τα “ψαλιδωτά” ανοίγματα του Μεσόγειου Ωκεανού κατά μήκος ρηγμάτων μετασχηματισμού με υποβυθίσεις βόρεια της Πελαγονικής. Η σταθερότητα της Απουλίας σε σχέση με την Αφρική δείχνει ότι η πιθανολογούμενη περιστροφή δεν επηρέασε την Ιταλία, η οποία είχε αποχωρισθεί από την Πελαγονική με την Ιόνια λεκάνη. Ο μηχανισμός που προτάθηκε εδώ είναι παρόμοιος με αυτή την ενέργεια κατά τη διάρκεια της σύγχρονης περιστροφής της Ιβηρικής στην άλλη άκρη της Μεσογείου.

AREA	Rock Type	Age (Ma)	D	I	K	α_{95}	References
Chalkidiki	Batholith	40-50	37	31	28	9	Kondopoulou & Westphal (1986)
Mesohellenic Trough	Sediments	24-36	27	47	16	10	Kissel and Laj (1988)
Greek Rhodope	Plutonics + Volcanics	18-35	22	48	56	9	Atzemoglou et al. (1993)
Strymon	Volcanics	20-30	26	47			Westphal et al. (1991)
Lemnos	Volcanics	18-22	34	48	18	15	Westphal & Kondopoulou (1993)
Axios	Sediments	4-11	20	46	30	17	Kondopoulou (1994)

Πίνακας 4: Καινοζωικές μαγνητικές διευθύνσεις στη Βόρεια Ελλάδα (Feinberg, H., et al. 1994).

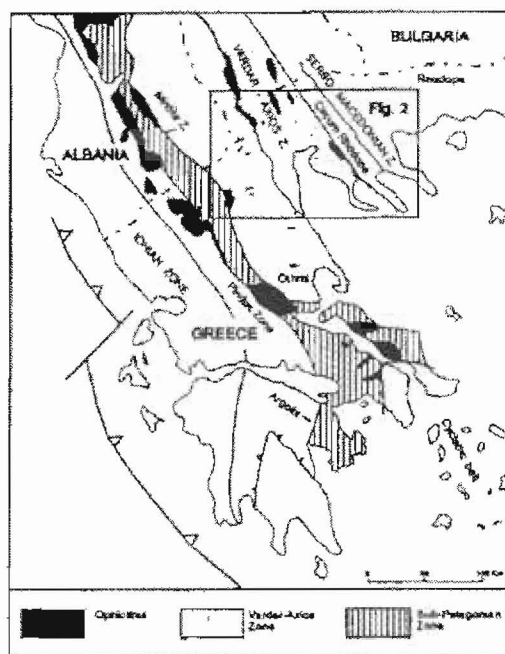


Σχήμα 60: Παλαιογεωγραφική αναπαράσταση στα 110 Ma (Dercourt et al., 1993; Theveniaut, 1993).

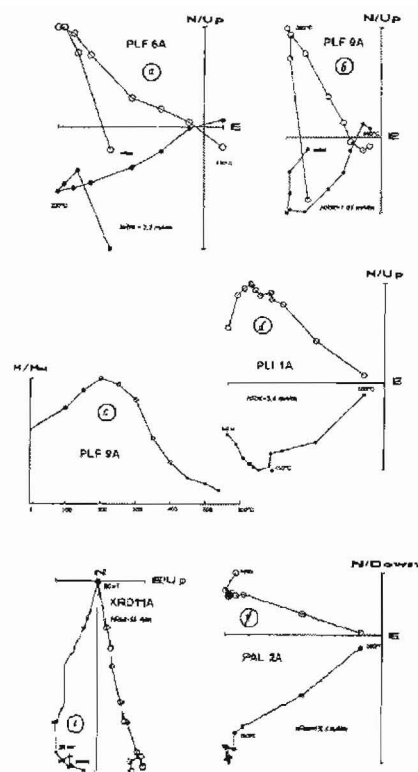
Ανάμεσα στα κύρια γεωλογικά ζητήματα της Βόρειας Ελλάδας εδώ και πολλά χρόνια, είναι το πρόβλημα της προέλευσης των οφιόλιθων. Το ερώτημα είναι αν οι προς ανατολάς οφιόλιθοι του Vardar-Αξίου και οι προς δυσμάς οφιόλιθοι του Βούρινου-Πίνδου-Όθρυς ανήκουν σε έναν Ιουρασικό ωκεανό, που βρισκόταν στα ΒΑ του ηπειρωτικού Πελαγονικού τεμάχους ή αν ανήκουν σε διαφορετικές ωκεάνιες λεκάνες που βρίσκονταν ΒΑ και ΝΔ της Πελαγονικής, αντίστοιχα. Προκειμένου να διερευνηθούν τέτοια γεωδυναμικά θέματα είναι απαραίτητη η χρήση παλαιομαγνητικών δεδομένων.

Πολλά παλαιομαγνητικά αποτελέσματα είναι πλέον διαθέσιμα για τις ζώνες της Πελαγονικής και του Αξιού, είτε στο νότιο τμήμα, είτε στο βόρειο. Στη μελέτη των οφιόλιθων της Χαλκιδικής (ζώνη Αξιού), ο Edel et. al (1991/1992) απέδειξαν ότι οι βόρειοι Ελληνικοί οφιόλιθοι παρουσιάζουν πολλές διευθύνσεις επαναμαγνήτισης, που αποδίδονται σε Μεσοζωικά και Καινοζωικά γεγονότα. Η ισχυρή Καινοζωική επαναμαγνήτιση πολλές φορές εμποδίζει την εμφάνιση του προσανατολισμού των πρωταρχικών Μεσοζωικών συνιστωσών (Σχήμα 63). Με βάση αυτές τις παλαιότερες έρευνες, οι Feinberg, H. et al. ανέλαβαν τη μελέτη των οφιόλιθων επιλεγμένων περιοχών της βόρειας Ελλάδας, καθώς και των συνοδών τους ιζημάτων.

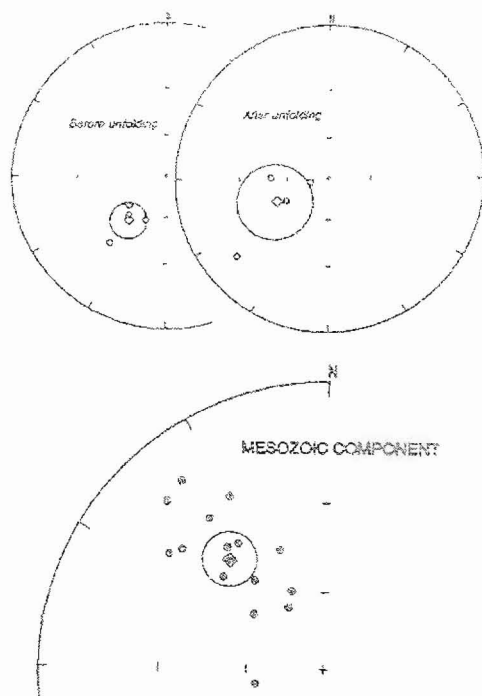
Μετρήσεις σε τέσσερις τοποθεσίες στην χερσόνησο της Κασσάνδρας, που περιλαμβάνουν pillow lavas και συνοδά ιζήματα αποδεικνύουν ότι η κύρια τοπική μαγνητική συνιστώσα ($D=47.6^\circ$, $I=47.1^\circ$, $a_{95}=8,3$) προέρχεται από επαναμαγνήτιση. Συγκρινόμενη με τις συνιστώσες που βρέθηκαν στον γρανίτη της Σιθωνίας έδειξε ότι αυτή η συνιστώσα είναι πιθανό να αποκτήθηκε κατά την τοποθέτηση του γρανίτη στο Ηώναιο. Επίσης διακρίνεται μία παλαιότερη συνιστώσα ($D=325.4^\circ$, $I=34.1^\circ$, $a_{95}=18$) στα ιζήματα της περιοχής της Κασσάνδρας η οποία είναι παρούσα και στους οφιόλιθους. Αυτή η διεύθυνση πιθανότατα αποκτήθηκε κατά το Άνω Ιουρασικό-Κάτω Κρητιδικό. Επιπλέον συγκρίσεις με τις διευθύνσεις που βρέθηκαν στους οφιόλιθους Αξιού-Χαλκιδικής και Βούρινου δείχνουν ότι η Ηωκαινική επαναμαγνήτιση είναι σύμφωνη και στις δύο ζώνες ενώ η παλαιότερη συνιστώσα εντοπίζεται πιο σπάνια (Πίνακες 5 και 6).



Σχήμα 61: Τεκτονικός χάρτης της μελετούμενης περιοχής (Feinberg, H., et al. 1994).



Σχήμα 62: Διαγράμματα απομαγνήτισης από μετρήσεις που έγιναν στο Παλιούρι (ανοικτοί κύκλοι: προβολή στο κατακόρυφο επίπεδο, κλειστοί κύκλοι: προβολή στο οριζόντιο επίπεδο) (Feinberg, H., et al. 1994).



Σχήμα 63: α) Στερεογραφικές προβολές των ενδιάμεσων διευθύνσεων που βρέθηκαν σε τέσσερις περιοχές στο Παλιούρι, πριν και μετά τη διόρθωση κλίσης. β) Στερεογραφική προβολή της Μεσοζωικής συνιστώσας.

Θέση	Περιοχή	N	D _g	I _g	D _s	I _s	K	a ₉₅
Παλιούρι								
PLF	Φλύσσης Παλιουρίου	15	224	-51,3	243,2	-55,7	79	4,1
PLR	Φλύσσης Παλιουρίου	3	205	-55,1	260,7	-75,9	64	12,4
PAL	Pillows Παλιουρίου	14	220	-30,6	229,7	-14,3	29	6,9
PLI	Pillows Παλιουρίου	9	232	-55,9	271,9	-49,1	17	10,7
Μέση Τιμή		4	220	-48,6			35	15,8
					247,2	-50,4	8	34,2
Fold Test:	$K_1/K_2=0.24, F(6,6)5\%=4.28$							
Χαλκιδική και Βούρινο								
SKA	Στρωματώδης Γάββρος Σκρα	8	51,1	43,7	62,1	-6,9	8	17,5
SKB	Στρωματώδης Γάββρος Σκρα	18	42	44	66,3	-11,9	8	11,8
ORE	Γάββρος Ωραιόκαστρου	9	29,5	39,2	188,6	49,8	9	15,5
GO	Στρωματώδης Γάββρος Γουμένισσας	4	78,7	46,4	89,3	49,2	25	14,1
AET	Schlieren Αετοράχης	8	46,3	57,6	39,8	28,3	57	6,5
KRC	Ασβεστόλιθος των λόφων Κράπα	8	85,9	44,2	151,1	56,5	36	8,3
KRD	Φλέβες των λόφων Κράπα	4	35	40,3	42,8	-17	8	28,3
MO	Γρανίτης Μονοπήγαδου	10	56,5	25,2			9	16
Μέση Τιμή		7	52	46,9			25	12,4
					63,2	13,3	4	36,3
Fold Test:	$K_1/K_2=0.15, F(12,12)5\%=2.69$							
Συνολική μέση τιμή της συνιστώσας για την ενδιάμεση		11	47,7	47,7			28	8,8
θερμοκρασία (εκτός από τα δεδομένα του MO)					64,4	28,1	4	25,7
Fold Test:	$K_1/K_2=0.15, F(20,20)5\%=2.12$							

Πίνακας 5: Συνιστώσες ενδιάμεσης θερμοκρασίας απόφραξης (Feinberg, H., et al. 1996).

Στον Πίνακα 5 αναφέρονται οι τιμές D και I που προκύψανε από παλαιομαγνητικές μελέτες στις αναφερόμενες τοποθεσίες. Ο χαρακτηρισμός τους σαν “ενδιάμεσης θερμοκρασίας απόφραξης” είναι συμβατός με τον χαρακτηρισμό της μαγνήτισης σαν “επαναμαγνήτιση” και οι τιμές επιβεβαιώνουν την Καινοζωική προέλευση.

Θέση	Περιοχή	N	D _g	I _g	D _s	I _s	K	a ₉₅
Παλιούρι								
PLF	Φλύσσης Παλιουρίου	9	325,4	34,1	321	50,4	7	18
Χαλκιδική και Βούρινο								
KRD	Φλέβες των λόφων Κράπα	5	257,6	63,1	64,8	51,6	12	18,2
SO	Γάββρος Σόνιας	3	318,2	35,7	316	-13,3	10	25
ORE	Γάββρος Ωραιοκάστρου	4	338,8	42,1	236	34	68	8,5
EV	Φυλλώδεις φλέβες Ευζώνων	3	329,8	62,6	339,6	28,6	88	8,6
Δεδομένα που έχουν ληφθεί παλαιότερα από Edel et al. (1992)								
Ka 9-10		9	129,5	-24			33	10,5
Ka 57		13	313	53			24	8
Ka 59		5	157	-57			88	8
Ka60		11	322	11			48	11
Ka 17		11	306	22			30	8
Ka 58		10	319	41			45	7
Gr 22		6	321	33			43	10
Gr 43		8	312	39			177	4
Gr 44		7	322	23			50	8,5
Gr 47-48		7	316	12,5			23	19
Gr 50		6	150,5	-21			33	12
Συνολική μέση τιμή της συνιστώσας για την υψηλή θερμοκρασία απόφραξης		16	318,7	36,5			16	9,5

Πίνακας 6: Συνιστώσες υψηλής θερμοκρασίας απόφραξης (Feinberg, H., et al. 1996)

Αντίστοιχα στον Πίνακα 5, αναφέρονται οι τιμές D και I για τις “υψηλές θερμοκρασίες απόφραξης” που αντιστοιχούν στην παλαιότερη συνιστώσα.

Από τη σύγκριση των δύο πινάκων είναι εμφανές ότι ενώ η Καινοζωική επαναμαγνήτιση εμφανίζεται σε όλες τις περιοχές δειγματοληψίας, η Μεσοζωική εμφανίζεται σε μερικές εξ’ αυτών.

Επομένως, για να συμπληρωθούν και να βελτιωθούν τα αποτελέσματα αυτά, αποφασίστηκε η περαιτέρω μελέτη δειγμάτων από τις θέσεις Αετοράχη, Καλλίδρομο, Βούρινο, Κέδρο, Φράγμα Σμοκόβου και Κτημένη με στόχο την πιθανή εμφάνιση της Μεσοζωικής συνιστώσας.

Όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα του Κεφαλαίου 4, στις περισσότερες περιπτώσεις αυτό δεν ήταν κατορθωτό.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η παλαιομαγνητική μελέτη των οφιολίθων στον Ελλαδικό χώρο έχει δώσει σημαντικά αποτελέσματα, ωστόσο αφήνει πολλά σημεία ανοικτά για περαιτέρω έρευνα.

Στα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διπλωματική εργασία εφαρμόστηκε μία σειρά από μελέτες μαγνητικής ορυκτολογίας και μία σειρά πλήρους απομαγνήτισης με εναλλασσόμενο πεδίο. Όσον αφορά στα αποτελέσματα της μαγνητικής ορυκτολογίας οι μετρήσεις της απόκτησης ισοθερμικής παραμένουσας μαγνήτισης (IRM) δείχνουν καθαρά την παρουσία μαγνητίτη ως βασικό φορέα της μαγνήτισης. Αυτό είναι μία ασφαλής προϋπόθεση για την απόκτηση αξιόπιστων αποτελεσμάτων. Ωστόσο κατά τη διάρκεια της απομαγνήτισης ορισμένα εξ' αυτών (AET4-A, AET7-B, AET10-A, AET11-A) εμφανίζουν αύξηση της μαγνήτισης μετά από ένα κρίσιμο πεδίο περίπου 600 Oe. Η συμπεριφορά αυτή δεν κατέστη δυνατό να ερμηνευθεί. Η μέση διεύθυνση των δειγμάτων που έδωσαν αξιόπιστα αποτελέσματα είναι:

N	Dec	Mean Direction		k	A95
		Inc	R		
9	41.5°	46.2°	8.38	12.86	14.9°

και συνηγορεί σε μία Καινοζωική προέλευση όπως αναφέρθηκε ήδη στο Κεφάλαιο 5 για άλλους σχηματισμούς. Επομένως, ούτε στα νέα δείγματα που μελετήσαμε ήταν δυνατόν να απομονώσουμε τη Μεσοζωική συνιστώσα. Είναι φανερό ότι αυτό το πρόβλημα πρέπει να παρακαμφθεί με εκτεταμένη δειγματοληψία συνοδευόμενη από λεπτομερή τεκτονική μελέτη των σχηματισμών σε νέες περιοχές.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Anonymous, (1972): Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes*, 17: 24-25.
- Aubouin, J. (1965) : *Geoclines*. *Devel. Geotectonics*, 1, 335 p.
- Αηδονά, Ε., (1995). Παλαιομαγνητική Μελέτη Οφιολιθικών Σχηματισμών Της Πελαγονικής Ζώνης.
Διπλωματική Εργασία, Θεσσαλονίκη 1995.
- Αηδονά, Ε., (2002). Παλαιομαγνητικές Και Μαγνητικές Ιδιότητες Ιζημάτων Και Υποβάθρου Σε Πυρήνες Γεωτρήσεων Από Τον Β. Ελλαδικό Χώρο: Συμβολή Στη Διερεύνηση Των Συνθηκών Διαγένεσης.
Διδακτορική Διατριβή, Θεσσαλονίκη 2002.
- Αντωνιάδης, Π., (1975): Επί της Γεωλογικής και Κοιτασματολογικής χαρτογραφήσεως περιοχής Ροδιάνης (Νομός Κοζάνης). Αδημ. Έκθεση Ι.Γ.Μ.Ε., 15 σελ., 1 χάρτης.
- Ατζέμογλου, Α., (1996). Παλαιομαγνητικά Αποτελέσματα Από Το Βόρειο Ελλαδικό Χώρο Και Η Συμβολή Τους Στην Ερμηνεία Της Γεωδυναμικής Εξέλιξης Της Περιοχής Κατά Το Τριτογενές.
Διδακτορική Διατριβή, Θεσσαλονίκη 1996.
- Bebien, J., Blanchet, R., Cadet, V.P., Charvet, J., Chorowicz, J., Lapierre, H. & Rampnoux, J.P. (1978) : Le Volcanisme triassique des Dinarides en Yougoslavie : Sa place dans l' evolution geotectonique peri-mediterranneenne. – *Tectonophysics*, 47, 159-176.
- Bebien, J., Ohnestetter, D., Ohnestetter, M. R Vergely, P. (1980): Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurrent systems. – *Ophioliti, sp. Iss. Tethyan ophiolites*, 2, 129-197.
- Bernoulli, D. & Laubscher, H. (1972). The Palinspastic problem of the Hellenides. *Eclogae geol. Helv.* 65, 107-118.
- Besse, J. & Courtillot, V., (1991). Revised and synthetic Apparent Polar Wander Paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates and true Polar Wander since 200Ma. *Journal of Geophysical Research*, 96, 4029-4050.
- Brongniart, A. (1813): Essai d' une classification mineralogique des roches melangees. *J. des Mines*, Paris, N° 199.
- Brunn, J. (1940): Sur les roches basiques du Pinde et de la Macedoine occidentale. *C.R.Ac. Sc.* 210.
- Brunn, J., (1956): Contribution a l' etude Geologique du Pinde Septentrional et d' une partie de la Macedoine Occidental. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 7, 1-358.

- Brunn, J (1960) : Les zones helliniques internes et leur extention. Reflexions sur l'orogene alpine. Bull. Soc. Geol. France, 18, 2, 481-497.
- Brunn, J (1961) : Les sutures ophiolitiques. Contributions a l'etude des relations entre phenomenes magmatiques et orogeniques. Revue Geogr. Phys. Et Geol. Dun. N.ser. IV Paris, 1961.
- Dercourt, J., Ricou, L.E. & Vrielinck, B., (eds) (1993). Atlas of Tethys palaeoenvironmental maps. Gauthier-Villars Paris.
- Edel, J.B., Kondopoulou, D., Pavlides, S. & Westphal, M., (1991/1992). Paleomagnetic evidence for a large counterclockwise rotation of Northern Greece prior to the Tertiary clockwise rotation. Geodinamica Acta, 5, 245-259.
- Ελευθεριάδης, Γ., Κορωνάιος, Α., (2006). Σημειώσεις Πετρολογίας Πυριγενών Πετρωμάτων, Θεσσαλονίκη 2006.
- Feinberg, H., Kondopoulou, D., Michard A. And Mountrakis D., (1994) Paleomagnetism of some Northern Greece ophiolites and associated sediments.
- Feinberg, H., Edel, B., Kondopoulou, D. & Michard A. (1996). Implications Of Ophiolite Palaeomagnetism For The Interpretation Of The Geodynamics Of Northern Greece.
- Gansser, A., (1974): The ophiolitic melange, a world-wide problem of Tethyan examples. – Eclog. Geol. Helv., 67, 479-507.
- Gass, I.G. (1968): Is the Troodos Massif of Cyprus a Fragment of Mesozoic Ocean Floor? Nature 220, 39-42.
- Hynes, A., Nisbet, E. Smith, A., Welland, M. & Rex, D. (1972). Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othrys region (eastern central Greece). Z. sisch. Geol. Ges., 123, 455-468.
- Κωνσταντοπούλου, Γ., (1990). Κατανομή Των Στοιχείων Της Ομάδας Του Λευκόχρυσου (PGE) Και Του Χρυσού Σε Χρωμικά Μεταλλεύματα Και Πετρώματα Του Οφιολιθικού Συμπλέγματος Του Βούρινου. Διδακτορική Διατριβή, Αθήνα 1990.
- Maksimovic, Z. & Majer, V. (1981): Accessory spinels of two main zones of Alpine ultramafic rocks in Yugoslavia. – Bull. Acad. Serbe Sci., 21, 47-58.
- Mavridis, A., Skourtsis-Coroneou, V. & Tsaila-Monopolis, S. (1977) : Contribution to the Geology of the Subpelagonian zone (Vourinos area, west Macedonia). – 6th Colloquium on the geology of the Aegean region, Athens 1977, 175-195.
- McElhinny, M.W., (1973). Paleomagnetism and Plate Tectonics, Cambridge University Press, 1973.

Mercier, J., (1968). Etudes geologiques des zones internes des Hellenides en Macedoine centrale. Ann. Geol. Pays Hell., 20, 1-792.

Moore, E.M., (1969): Petrology and structure of the Vourinos Ophiolite Complex of Northern Greece. The Geological Society of America special paper pp. 65, 1969.

Moore, E. (1969). Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece. Geol. Soc. Amer. Spec. paper, n° 118, 74 p.

Moore, E.M. and Vine, F.J. (1971): Troodos massif, Cyprus, and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. Roy. Soc. London Phil. Trans. A268, 443-446.

Moore, E.M., (1982): Origin and Emplacement of ophiolites. Reviews of Geophysics and space physics, Vol. 20, No. 4, p. 735-760.

Μουντράκης, Δ., (1988). Συνοπτική Γεωτεκτονική Εξέλιξη Του Ευρύτερου Ελληνικού Χώρου, Θεσσαλονίκη 1988.

Naylor, M.A. & Harley, T.J. (1976): Paleogeographic significance of rocks and structures beneath the Vourinos ophiolite complex, northern Greece. – J. Geol. Soc. London, 132, 667-675.

Nicolas, A., Boudier, F. and Boucher, J.L. (1980): Interpretation of peridotite structures from Ophiolitic and Oceanic Environments, Am. J. Sci., 280a, 192-210.

Παπαδόπουλος, Τ., (2008). Εισαγωγή Στη Γεωφυσική (Σημειώσεις), Αθήνα 2008.

Παπαζάχος, Κ., Παπαζάχος, Β., (2008). Εισαγωγή Στη Γεωφυσική, Θεσσαλονίκη 2008.

Πομώνης, Π., (2003). Οι Οφιόλιθοι Της Σειράς Του Κόζιακα. Γεωλογική Μελέτη – Πετρογενετική Εξέλιξη – Γεωτεκτονική Ερμηνεία. Διδακτορική Διατριβή, Πάτρα 2003.

Rassios Ewing A., (1981): Geology and evolution of the magmatic rocks of the Vourinos ophiolite, Northern Greece. Ph. D. Thesis, University of California, Davis 594p.

Smith, A. & Woodcock, N. (1976). Emplacement model for some “Tethyan” ophiolites. Geology, 4, 653-656.

Smith, A., Woodcock, N. & Naylor, M. (1979). The structural evolution of a Mesozoic continental margin, Orthris Mountain, Greece. J. Geol. Soc. London, 136, 589-603.

Smith, A.G., (1993): Tectonic significance of the Hellenic-Dinaric ophiolites. –In: Prichard H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W. & Neary, C.R. (eds): *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Geol. So. Sp. Publ. No. 76, 213-243.

Steinmann, G. (1927): *Die ophiolitischen Zonen inden mediterranen Kettengebirgen* C.R.2 XIV Intern. Geol. Congr. Madrid, 1927.

Vergely, P. (1975). Origine “vardarienne”, chevauchement vers l’ Ouest et retrocharriage vers l’ Est des ophiolites de Macedoine (Grece) au cours du Jurassique superieur-Eocretace. C.R.Acad. Sci, Paris, 280, 1063-1066.

Vergely, P. (1976). Chevauchement vers l’ Ouest et retrocharriage vers l’ Est des ophiolites : deux phases tectoniques au cours du Jurassique superieur-Eocretace dans les Hellinides internes. Bull. Soc. Geol. France, 18, 231-244.

Vergely, P., (1977). Ophiolites et phases tectoniques superposées dans les Hellenides. VI Coll. Geol, Aegean region, Athens, 1293-1301.

Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Pechersky, D.H. & Sibuet, J.C. (1986). Paleomagnetic implications on the Evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 137, 37-82.

Zimmerman, J. (1972). Emplacement of the Vourinos ophiolitic complex, northern Greece. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 132, 225-239.

Zimmerman, J. & Ross, J. (1976). Structural evolution of the Vardar root zone, northern Greece. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87 1547-1550.