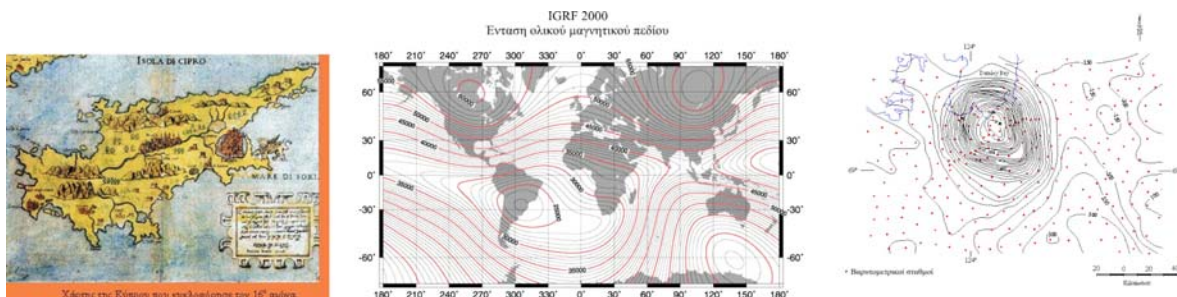


ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

Διατριβή Ειδίκευσης

***ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΚΥΠΡΟΥ ΜΕ ΤΗ
ΜΕΛΕΤΗ ΠΕΛΙΩΝ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ.***



Παπαδόπουλος Νικόλαος

Θεσσαλονίκη, 2003

Εξώφυλλο

1. Χάρτης της Κύπρου που κυκλοφόρησε τον 16^ο αιώνα.
2. Χάρτης της έντασης, σε nT, του ολικού μαγνητικού πεδίου της Γης για το 2000 (Διεθνές Γεωμαγνητικό Πεδίο Αναφοράς – I.G.R.F. 2000). (Πηγή: www.geomag.usgs.gov/dod.html)
3. Χάρτης της θετικής βαρυτικής ανωμαλίας, σε mGal, στην περιοχή Hamlet of Paulatum, στις βόρειες ακτές του Καναδά, που οφείλεται σε μία βασική – υπερβασική πλουτώνια μάζα. Η μάζα αυτή συνδέεται με κοιτάσματα νικελίου/χαλκού. (Πηγή: [www.darnleybay.com/ base_metals%20May%2017%202002.htm](http://www.darnleybay.com/base_metals%20May%2017%202002.htm))

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ
Τσόκας Ν. Γρηγόριος, Καθηγητής
Χριστοφίδης Γεώργιος, Καθηγητής
Τσούρλος Ι. Παναγιώτης, Λέκτορας

...στην οικογένειά μου...

«Μία θεωρία μπορεί να είναι μόνο σωστή ή λάθος. Ένα μοντέλο όμως έχει και μία τρίτη πιθανότητα: μπορεί να είναι σωστό, αλλά άσχετο» *The Physicist's Conception of Nature*, Eigen Manfred, 1973

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	1
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	3
2. ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΚΥΠΡΟΥ	6
2.1. ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΘΕΣΗ – ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ	7
2.2. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ – ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ	10
2.3. ΚΥΡΙΟΤΕΡΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΚΑΙ ΛΙΘΟΛΟΓΙΚΟΙ ΤΥΠΟΙ	12
2.3.1. Οφιολιθική ακολουθία Τροόδους	12
2.3.2. Ιζηματογενής Ακολουθία Τροόδους	14
2.3.3. Ακολουθία των Μαμωνιών	16
2.3.4. Ακολουθία των Κερύνειας	17
2.4. ΟΡΥΚΤΟΣ ΠΛΟΥΤΟΣ	18
2.4.1. Γενικά	18
2.4.2. Μεικτά Θειούχα	19
2.4.3. Χρωμίτης	20
3. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗ ΘΕΩΡΙΑ ΤΩΝ ΠΕΔΙΩΝ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ	23
3.1. ΤΟ ΠΕΔΙΟ	24
3.2. ΕΝΕΡΓΕΙΑ – ΕΡΓΟ – ΔΥΝΑΜΙΚΟ – ΕΞΙΣΩΣΗ LAPLACE	24
3.3. ΠΕΔΙΟ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΒΑΡΥΤΙΚΟ ΔΥΝΑΜΙΚΟ	28
3.4. ΜΑΓΝΗΤΙΚΟ ΠΕΔΙΟ ΚΑΙ ΔΥΝΑΜΙΚΟ - ΜΑΓΝΗΤΙΣΗ	30
3.5. ΤΟ ΜΑΓΝΗΤΙΚΟ ΠΕΔΙΟ ΤΗΣ ΓΗΣ	34
3.6. ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ΤΟΥ ΟΛΙΚΟΥ ΜΑΓΝΗΤΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ	36
4. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	38
4.1. ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΣ ΜΕΤΑΞΥ ΤΟΠΙΚΟΥ ΚΑΙ ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ	39
4.2. ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ FOURIER	41
4.3. ΔΙΑΚΡΙΤΟΣ ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ FOURIER	45
4.4. ΠΡΟΕΤΟΙΜΑΣΙΑ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	46
4.5. ΑΝΑΛΥΣΗ FOURIER ΣΤΑ ΠΕΔΙΑ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ	48

4.6.	ΦΙΛΤΡΑ ΣΤΑ ΒΑΡΥΤΙΚΑ ΚΑΙ ΜΑΓΝΗΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	50
4.6.1.	Αναγωγή στον βόρειο μαγνητικό πόλο	50
4.6.2.	Συνέχεια πεδίου (άνω ή κάτω)	52
4.6.3.	Παράγωγοι του πεδίου κατά διευθύνσεις	53
4.6.4.	Μετασχηματισμός ψευδοβαρύτητας	54
4.6.5.	Φίλτρα αποκοπής κυματάριθμων	55
4.7.	ΟΡΙΖΟΝΤΙΑ ΒΑΘΜΙΔΑ	56
4.8.	ΕΠΙΠΕΔΟΠΟΙΗΣΗ	57
4.9.	ΜΙΓΑΔΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ (COMPLEX ATTRIBUTES)	59
4.9.1.	Αναλυτικό σήμα	59
4.9.2.	Χαρτογράφηση παραμέτρων πηγής	62
4.9.3.	Αποσυνέλιξη Werner	67
5.	ΑΡΧΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ	69
5.1.	ΒΑΡΥΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	70
5.2.	ΜΑΓΝΗΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	73
5.3.	ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΕΠΙΔΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΜΕΝΟΥΣΑΣ ΜΑΓΝΗΤΙΣΗΣ	74
6.	ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	77
6.1.	ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	78
6.2.	ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΣ ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑΚΟΥ – ΥΠΟΛΕΙΜΜΑΤΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ	80
6.3.	ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟΙ ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΣΤΑ ΒΑΡΥΤΙΚΑ ΚΑΙ ΜΑΓΝΗΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	85
6.3.1.	Αναγωγή στον βόρειο μαγνητικό πόλο	87
6.3.2.	Μετασχηματισμός Ψευδοβαρύτητας – Ψευδομαγνητισμού	90
6.3.3.	Πρώτη και δεύτερη κατακόρυφη παράγωγος	93
6.3.4.	Φίλτρα αποκοπής κυματάριθμων	97
6.3.5.	Άνω συνέχεια πεδίου	101
6.3.6.	Οριζόντια βαθμίδα	104
6.3.7.	Επιπεδοποίηση	109

6.3.8.	Μιγαδικά Χαρακτηριστικά (Complex Attributes)	113
6.3.8.1	Αναλυτικό Σήμα	113
6.3.8.2.	Τοπικός Κυματάριθος – Τοπική φάση	118
6.3.8.3.	Χαρτογράφηση Παραμέτρων Πηγής	123
7.	ΜΕΛΕΤΗ ΣΥΓΚΕΚΡΙΜΕΝΩΝ ΜΑΓΝΗΤΙΚΩΝ ΚΑΙ ΒΑΡΥΤΙΚΩΝ ΑΝΩΜΑΛΙΩΝ	144
7.1.	ΓΕΝΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΜΗΝΕΙΑΣ ΑΝΩΜΑΛΙΩΝ ΠΕΔΙΩΝ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ	145
7.2.	ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΔΟΜΩΝ ΣΕ 2D ΚΑΙ 2.5D ΔΙΑΣΤΑΣΕΙΣ	146
7.3.	ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΔΟΜΩΝ ΣΕ 3D ΔΙΑΣΤΑΣΕΙΣ	149
7.4.	ΜΟΝΤΕΛΟ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΑΝΩΜΑΛΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΚΑΚΙ	151
7.5.	ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΗΣ ΑΡΝΗΤΙΚΗΣ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΚΑΙ ΒΑΡΥΤΙΚΗΣ ΑΝΩΜΑΛΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΠΟΛΙΣ	156
7.6.	ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΗΣ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΑΝΩΜΑΛΙΑΣ ΣΤΟ ΔΑΣΟΣ ΤΗΣ ΛΕΜΕΣΟΥ	161
7.7.	ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΗΣ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΑΝΩΜΑΛΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΠΑΦΟΥ	165
7.8.	ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΗΣ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΑΝΩΜΑΛΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΜΕΣΑΟΡΙΑΣ	169
7.9.	ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΗΣ ΑΡΝΗΤΙΚΗΣ ΒΑΡΥΤΙΚΗΣ ΑΝΩΜΑΛΙΑΣ ΣΤΟΝ ΟΛΥΜΠΟ	179
8.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	183
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	188

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα Διατριβή Ειδίκευσης πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών του κλάδου της Γεωφυσικής, του τμήματος Γεωλογίας, του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Αντικείμενο της εργασίας αποτελεί η γεωφυσική και γεωλογική μελέτη της Κύπρου με την χρήση των πεδίων δυναμικού. Μελετήθηκαν το μαγνητικό και το βαρυτικό πεδίο της Κύπρου. Αυτά τα πεδία δυναμικού είναι άμεσα συνδεδεμένα μεταξύ τους, καθώς η μετάβαση από το ένα πεδίο στο άλλο μπορεί να πραγματοποιηθεί με την σχέση Poisson. Η χρησιμοποίηση των πεδίων δυναμικού μπορεί να δώσει χρήσιμες πληροφορίες που αφορούν την τεκτονική δομή μιας περιοχής και τον εντοπισμό δομών οικονομικής σημασίας. Ανιχνεύει διαφορές πυκνότητας και μαγνητικής επιδεκτικότητας στο υπέδαφος, που δίνουν γένεση στο ανώμαλο πεδίο δυναμικού.

Στο πρώτο κεφάλαιο γίνεται μία σύντομη ιστορική αναδρομή των μεθόδων της μαγνητικής και βαρυτικής διασκόπησης. Στοιχεία της γεωμορφολογίας, της γεωτεκτονικής θέσης και των κυριότερων γεωλογικών σχηματισμών της Κύπρου αναφέρονται στο δεύτερο κεφάλαιο. Στο τρίτο κεφάλαιο γίνεται μία εισαγωγή στη θεωρία των πεδίων δυναμικού. Στο τέταρτο κεφάλαιο αναλύονται οι μέθοδοι επεξεργασίας των δεδομένων. Στο πέμπτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα πρωτογενή δεδομένα στα οποία βασίστηκε η διατριβή ειδίκευσης. Τα αποτελέσματα και οι χάρτες ποιοτικής ερμηνείας που προέκυψαν από την επεξεργασία των δεδομένων παρουσιάζονται στο έκτο κεφάλαιο. Στο έβδομο κεφάλαιο αναφέρεται η ποσοτική ερμηνεία των εντοπιζόμενων ανωμαλιών και παρουσιάζονται μοντέλα των δομών που τις προκαλούν. Τέλος, στο όγδοο κεφάλαιο παρουσιάζονται συνοπτικά τα αποτελέσματα της παρούσας διατριβής.

Τον Καθηγητή Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής Γρηγόριο Τσόκα, ευχαριστώ θερμά, για την ανάθεση της Διατριβής Ειδίκευσης, την συνεχή επίβλεψη και παρακολούθηση, την υπομονή και την πίστη που έδειξε στο πρόσωπό μου, την ηθική συμπαράσταση αλλά και την οικονομική βοήθεια που μου προσέφερε μέσα από την συμμετοχή μου σε επιστημονικά προγράμματα.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω επίσης και τα δύο άλλα μέλη της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, τον Καθηγητή του Τομέα Ορυκτολογία – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας Γεώργιο Χριστοφίδη για την βοήθεια που μου προσέφερε στην κατανόηση της γεωλογίας της Κύπρου και τον Λέκτορα του Τομέα Γεωφυσικής Παναγιώτη Τσούρλο για την συνεχή παρότρυνση, τις συμβουλές του και την ηθική συμπαράσταση.

Ευχαριστώ όλα τα μέλη Δ.Ε.Π. του Τομέα Γεωφυσικής, τους επιστημονικούς συνεργάτες και τους συνάδελφους μεταπτυχιακούς φοιτητές. Ο τομέας μου παρείχε, καθ' όλη την διάρκεια

των σπουδών μου, την υλικοτεχνική υποδομή και τις καλύτερες συνθήκες εργασίας, το οποίο με βοήθησε σημαντικά στην απερίσπαστη συνέχιση και περάτωση των σπουδών μου. Ειδικότερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τους διδάκτορες *Reci Hamza* και *Αλέξανδρο Σταμπολίδη* που με βοήθησαν στη λύση αποριών μου που είχα στα αρχικά στάδια της διατριβής ειδίκευσης.

Οι *Παναγίδης Γιαννάκης*, *Παπακυριακού Γεώργιος*, *Ελευθερίου Σέργης* και *Ζωμενία Ζωμενή*, γεωλόγοι του Τμήματος Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου, με φιλοξένησαν και με βοήθησαν στις μετρήσεις πεδίου που πραγματοποίησα, κατά την πενθήμερη παραμονή μου στην *Λευκωσία*. Γι' αυτό τους ευχαριστώ θερμά. Τον κύριο *Κώστα Κωνσταντίνου* για την παραχώρηση των ψηφιακών δεδομένων της τοπογραφίας και του γεωλογικού χάρτη της Κύπρου, κλίμακας 1:250.000, ευχαριστώ θερμά.

Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κύριο *Πιτιλάκη Κυριαζή*, καθηγητή του τμήματος Πολιτικών Μηχανικών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, για τα χρήματα που διέθεσε από το πρόγραμμά του «Μικροζωνική μελέτη της Πάφου», έτσι ώστε να μεταβώ στην Κύπρο και να πραγματοποιήσω τις επιτόπου μετρήσεις της μαγνητικής επιδεκτικότητας των πετρωμάτων.

Ευχαριστώ όλους τους φίλους μου. Ειδικότερα θέλω να εκφράσω τις ευχαριστίες μου στην φίλη μου *Μεθυμάκη Ιφιγένεια*, η οποία πάντα με στήριζε και με στηρίζει ηθικά και ψυχολογικά, με παροτρύνει συνεχώς πιστεύοντας στις δυνατότητές μου, με βοηθάει να βελτιώνομαι συνεχώς ως άνθρωπος αποτελώντας πολλές φορές την φωνή της συνείδησής μου. Τον καλύτερό μου φίλο *Αργύρη Κούσκουρα* ευχαριστώ επίσης θερμά.

Το Ίδρυμα Κρατικών Υποτροφιών, για την χορήγηση υποτροφίας κατά το δεύτερο έτος των μεταπτυχιακών σπουδών, ευχαριστώ.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ, μέσα από τα βάθη της ψυχής μου, εκφράζω στην οικογένεια μου, στον πατέρα μου *Γιώργο*, στην μητέρα μου *Μαρία* και στην αδερφή μου *Ελευθερία*. Η καταλυτική τους συμβολή στην διαπαιδαγώγησή μου, η συνεχής ηθική και ψυχική συμπαράσταση, η σημαντική οικονομική βοήθεια που μου προσφέρουν, αποτέλεσαν και αποτελούν κομβικά σημεία στην ζωή μου. Γι' αυτό η Διατριβή Ειδίκευσης αφιερώνεται στην οικογένεια μου.

Παπαδόπουλος Νίκος
Θεσσαλονίκη, Σεπτέμβριος 2003

1.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Γεωφυσική, με την ευρεία έννοια του όρου, είναι η επιστήμη που ασχολείται με την μελέτη της Γης, κάνοντας χρήση των θεμελιωδών αρχών της φυσικής. Υπό αυτό το πρίσμα στην Γεωφυσική εντάσσεται η Μετεωρολογία και η Φυσική της ιονόσφαιρας. Αλλά, πιο ειδικά, ο όρος έχει επικρατήσει για να περιγράψει την επιστήμη που ασχολείται με την μελέτη της δομής του εσωτερικού της Γης (Parasnis 1996).

Η Εφαρμοσμένη Γεωφυσική επικεντρώνεται κυρίως στην μελέτη και έρευνα, για τον εντοπισμό σχετικά επιφανειακών δομών οικονομικής σημασίας, μικρής κλίμακας σε σχέση με την Γη. Δομές οικονομικής σημασίας αποτελούν τα κοιτάσματα μεταλλευμάτων, ορυκτών ανθράκων και εκείνες οι δομές που μπορούν να αποτελέσουν παγίδες πετρελαίου και φυσικού αερίου. Βέβαια η Εφαρμοσμένη Γεωφυσική περιλαμβάνει και τη χρήση γεωφυσικών μεθόδων για τον εντοπισμό υδροφόρων στρωμάτων, θαμμένων αρχαιοτήτων, εγχοίλων, τη λύση περιβαλλοντικών προβλημάτων κ.λ.π.

Μετρούμενες φυσικές ποσότητες είναι οι χρόνοι διαδρομής των τεχνητά παραγόμενων ελαστικών κυμάτων, η ένταση του βαρυτικού και μαγνητικού πεδίου της Γης, το δυναμικό του ηλεκτρικού πεδίου κ.λ.π.

Στο πρώτο τεύχος του περιοδικού *Geophysics* (Ιανουάριος, 1936), αναφέρεται ότι η βαρυτική και η μαγνητική μέθοδος γεωφυσικής διασκόπησης αποτελούν πολύ χρήσιμα και αναντικατάστατα εργαλεία στην έρευνα για τον εντοπισμό ορυκτών πρώτων υλών και ιδιαίτερα κοιτασμάτων υδρογονανθράκων.

Το γεωμαγνητικό πεδίο είναι αναμφισβήτητο η πιο παλιά μελετούμενη φυσική ποσότητα της Γης. Η ιδιότητα που παρουσιάζει ο μαγνητίτης να έλκει άλλα σώματα μαγνητίτη, είναι γνωστή από την εποχή του αρχαίου Έλληνα φιλόσοφου, του Θαλή, τον

έκτο αιώνα π.χ. (Needham 1962). Η ιδιότητα της Γης να επηρεάζει τα μαγνητικά σώματα οδήγησε στην ανακάλυψη της μαγνητικής πυξίδας από τους Κινέζους τον δεύτερο αιώνα π.χ.

Ο πρώτος που κατάφερε να μετρήσει την μαγνητική απόκλιση, ήταν ο Georg Hartmann, εφημέριος της Νυρεμβέργης, το 1510. Ήταν αυτός επίσης που ανακάλυψε την μαγνητική έγκλιση το 1544. Η αποκορύφωση όμως της μελέτης του γεωμαγνητικού πεδίου ήταν η χρονιά 1600, όπου ο William Gilbert, φυσικός της Βασίλισσας Ελισάβετ Ι, έκδωσε την πραγματεία του *De Magnete*. Σ' αυτήν την πραγματεία αναφέρει την ανακάλυψή του ότι «όλη η Γη είναι ένας μαγνήτης» («magnus magnes ipse est globus terrestris») (Merrill and McElhinny 1983). Το 1838, ο γερμανός μαθηματικός Carl Friederich Gauss, ήταν ο πρώτος που εφάρμοσε σφαιρική αρμονική ανάλυση στις μαγνητικές μετρήσεις που υπήρχαν εκείνη την εποχή, δίνοντας έτσι τους πρώτους μαθηματικούς τύπους για τις γεωμαγνητικές παρατηρήσεις σε παγκόσμια κλίμακα (Blakely 1995).

Η εφαρμογή των μαγνητικών μεθόδων σε γεωλογικά προβλήματα αναπτύχθηκε παράλληλα με την εξέλιξη των μαγνητομέτρων. Η πρώτη γεωλογική εφαρμογή, αποτέλεσε η χρησιμοποίηση μίας πυξίδας για την ανακάλυψη ενός κοιτάσματος σιδήρου στην Σουηδία (Hanna 1990). Οι πρώτες αερομαγνητικές μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν από αερόστατο, την πρώτη δεκαετία του εικοστού αιώνα, από τον Max Thomas Edelmann (Heiland 1963).

Έγινε γρήγορα αντιληπτό ότι οι μετρήσεις με την χρήση αεροπλάνου παρουσιάζουν σημαντικά πλεονεκτήματα. Αυτά είναι η κάλυψη πολύ μεγάλων εκτάσεων, πολλές φορές απρόσιτων από το έδαφος, σε μικρό χρόνο και με μικρό κόστος.

Το επόμενο βήμα στην ανάπτυξη των μαγνητικών μεθόδων αποτέλεσε ο σχεδιασμός και η κατασκευή του μαγνητόμετρου μετάπτωσης πρωτονίων από την Varian Associates το 1955. Η αρχή λειτουργίας του οργάνου βασίζεται στο φαινόμενο της μαγνητικής μετάπτωσης πυρήνων ατόμων υδρογόνου σε ένα δείγμα νερού, για την μέτρηση της ολικής έντασης του μαγνητικού πεδίου. Το δείγμα νερού χρησιμοποιείται γιατί αυτό αποτελείται από οξυγόνο, του οποίου οι πυρήνες δεν έχουν μαγνητική ροπή και από υδρογόνο, του οποίου οι πυρήνες είναι πρωτόνια και έχουν μαγνητική ροπή. Το μαγνητόμετρο αυτό είναι φτηνό και εύκολο στη χρήση.

Η βαρυτική μέθοδος γεωφυσικής διασκόπησης επίσης έχει μία σημαντική θέση στην ιστορία της Γεωφυσικής. Η ερμηνεία των βαρυτικών παρατηρήσεων έγινε για

πρώτη φορά από τον Ισαάκ Νεύτων στην κλασσική του εργασία «Philosophiae naturalis principia mathematica» («Οι μαθηματικές αρχές της φυσικής φιλοσοφίας»).

Μεγάλη ώθηση στην έρευνα πετρελαίου έδωσε η κατασκευή του ζυγού στρέψης από τον Ούγγρου Roland von Eötvös, το 1910. Το όργανο αυτό μετρούσε, εκτός από την οριζόντια παράγωγο της οριζόντιας συνιστώσας του βαρυτικού πεδίου, και την κατακόρυφη παράγωγο του πεδίου. Με το όργανο αυτό έγιναν οι πρώτες ανακαλύψεις αλατούχων δόμων, που σχετίζονταν με κοιτάσματα πετρελαίου στην Γερμανία, Ουγγαρία και στη Τσεχοσλοβακία, κατά την διάρκεια του πρώτου Παγκόσμιου πολέμου (Bell and Hansen 1998).

Ο ζυγός στρέψης ήταν αργός και δύσχρηστος. Μέχρι τα τέλη της δεκαετίας του '30 εφευρέθηκαν νέα όργανα για την μέτρηση της βαρύτητας. Το 1935 έκανε την εμφάνισή του το πρώτο βαρυτόμετρο, το οποίο μετρούσε απ' ευθείας τις διαφορές βαρύτητας. Η εισαγωγή και χρησιμοποίηση του ελατηρίου μηδενικού μήκους από τους LaCoste και Romberg το 1939 συνέβαλε σημαντικά στην εξέλιξη της βαρυτικής διασκόπησης.

2.

ΓΕΝΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΚΥΠΡΟΥ

Η γεωτεκτονική θέση της Κύπρου στα όρια σύγκλισης και κατάδυσης της Αφρικάνικης λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από την πλάκα της Ευρασίας, αλλά και οι ιδιαίτερες γεωλογικές συνθήκες γένεσής της, έπαιξαν σημαντικό ρόλο στην εξέλιξη και στην τελική διαμόρφωση του νησιού και την κατέστησαν ένα φυσικό γεωλογικό εργαστήριο για τους γεοεπιστήμονες.

Η Κύπρος βρίσκεται στο ανατολικό άκρο της Μεσογείου. Τοπογραφικά αποτελείται από την οροσειρά του Τροόδους στο κεντρικό τμήμα του νησιού, την οροσειρά της Κερύνειας – Πενταδακτύλου κατά μήκος των βόρειων ακτών της και την κοιλάδα της Μεσαορίας που χωρίζει αυτές τις δύο οροσειρές

Κυρίαρχο στοιχείο στη γεωλογία της Κύπρου αποτελεί το οφιολιθικό σύμπλεγμα του Τροόδους, που δημιουργήθηκε πριν από 90 εκατομμύρια χρόνια (Άνω Κρητιδικό), και αποτελεί τμήμα μιας παλιάς κατεστραμμένης ωκεάνιας περιοχής, αυτής της Τηθύος. Η οφιολιθική ακολουθία είναι πλήρως διατηρημένη και προκάλεσε το ενδιαφέρον των γεοεπιστημόνων τα τελευταία 30 χρόνια.

Άμεσα συνδεδεμένη με τους οφιόλιθους είναι και η πλούσια μεταλλοφορία χαλκού και χρωμίτη που εντοπίζονται στην Κύπρο, ενώ και μια αμάδα άλλων ορυκτών υλών (αμίαντος, εβαπορίτες, μπεντονίτης, φαιοχώματα) συντέλεσαν στην ιστορική, οικονομική και πολιτιστική ανάπτυξη του νησιού.

2.1. ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΘΕΣΗ – ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

Η Κύπρος βρίσκεται στο ανατολικό άκρο της Μεσογείου και αποτελεί ένα από τα μεγαλύτερα νησιά που βρίσκονται στην ευρύτερη περιοχή αυτής. Η έκτασή της είναι 5.749 τετραγωνικά χιλιόμετρα, ενώ η μέγιστη οριζόντια απόσταση που καταλαμβάνει κατά την διεύθυνση ανατολή – δύση είναι περίπου 224 Km και κατά την διεύθυνση βορρά – νότου 92 Km. Εκτείνεται από το γεωγραφικό πλάτος $\varphi = 34^{\circ} 34' \text{B} - 35^{\circ} 42' \text{B}$ και από το γεωγραφικό μήκος $\lambda = 32^{\circ} 17' \text{A} - 34^{\circ} 35' \text{A}$. Απέχει 73 χιλιόμετρα νότια της Τουρκίας, ενώ το πιο κοντινό σημείο της Κύπρου βρίσκεται μόλις 97 Km δυτικά από την Συρία και 113 Km από την Αίγυπτο προς το νότο (Σχ. 2.1).



Σχήμα 2.1: Χάρτης της περιοχής της ανατολικής Μεσογείου όπου διακρίνεται το νησί της Κύπρου μέσα στο στικτό ορθογώνιο.

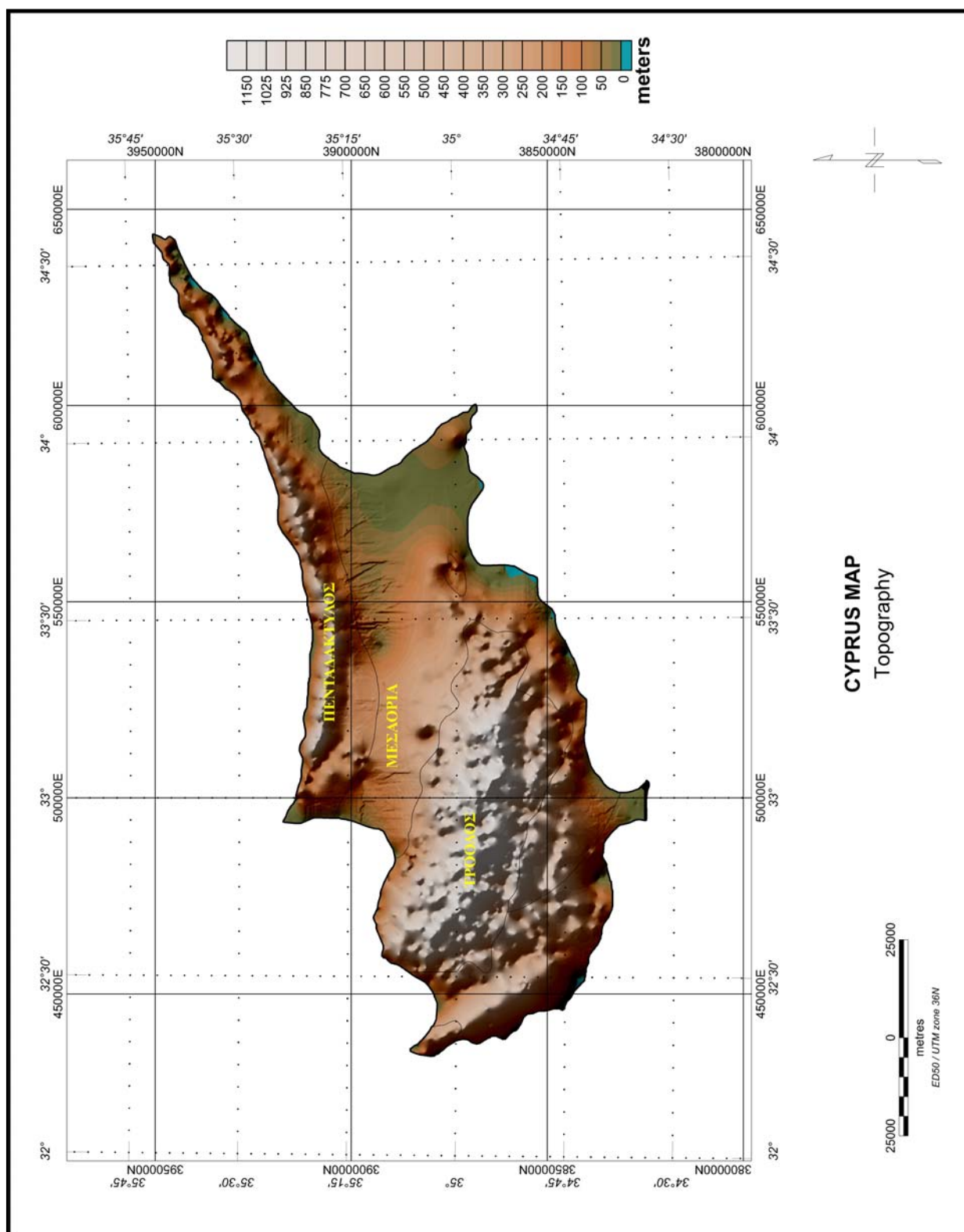
Γεωμορφολογικά και τοπογραφικά η Κύπρος μπορεί να χωριστεί σε τρεις κύριες περιοχές: α) στην οροσειρά του Πενταδάκτυλου στα βόρεια, που περιλαμβάνει επίσης τη

χερσόνησο της Καρπασίας, β) στην οροσειρά του Τροόδους και γ) στην πεδιάδα της Μεσαορίας που χωρίζει τις δύο οροσειρές που δεσπόζουν στο βόρειο και στο κεντρικό τμήμα του νησιού (Σχ. 2.2).

Η οροσειρά του Πενταδάκτυλου είναι και γνωστή ως οροσειρά της Κερύνειας. Πρόκειται για μία στενή και επιμήκη οροσειρά που εκτείνεται από το ακρωτήριο του Κορμακίτη στα δυτικά έως το ακρωτήριο του Αποστόλου Ανδρέα στο ανατολικό άκρο του νησιού. Το πλάτος της σπάνια υπερβαίνει τα 5 Km, ενώ το υψόμετρο των βουνοκορφών της κυμαίνεται από 740 έως 1024 μέτρα, με το ψηλότερο σημείο να εμφανίζεται στην κορυφή του Κυπαρισσόβουνου (1024 μέτρα). Το ανάγλυφο συντελείται κυρίως από απόκρημνες κορυφές, φαράγγια, κάθετες πλαγιές, βαθιές κοιλάδες, ενώ λόγω της καρστικοποίησης των ασβεστολιθικών πετρωμάτων έχουν σχηματιστεί σπήλαια, και καταβόθρες,

Το Τρόδος αποτελεί μία ελλειψοειδή οροσειρά, με το μεγάλο άξονα να έχει διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ, και καταλαμβάνει το κεντρικό τμήμα της Κύπρου σε μία έκταση περίπου 1448 Km². Η ψηλότερη κορυφή του Τροόδους και ταυτόχρονα το ψηλότερο σημείο της Κύπρου είναι ο Όλυμπος με υψόμετρο 1951 μέτρα. Λόγω των διαφορετικών τύπων πετρωμάτων που δομούν την οροσειρά αυτή παρουσιάζει και διαφορετική συμπεριφορά στην αποσάθρωση και στη διάβρωση. Το κεντρικό τμήμα, που δομείται από πλουτώνια πετρώματα, χαρακτηρίζεται από ομαλές πλαγιές και αποστρογγυλεμένες κορυφές. Τα πλουτώνια πετρώματα περιβάλλονται από φλεβικά, τα οποία και χαρακτηρίζονται από απότομες πλαγιές, βαθιές κοιλάδες και χαράδρες. Αντίθετα περιφερειακά αυτών των πετρωμάτων, που απαντώνται λάβες, το ανάγλυφο είναι σχετικά ήπιο.

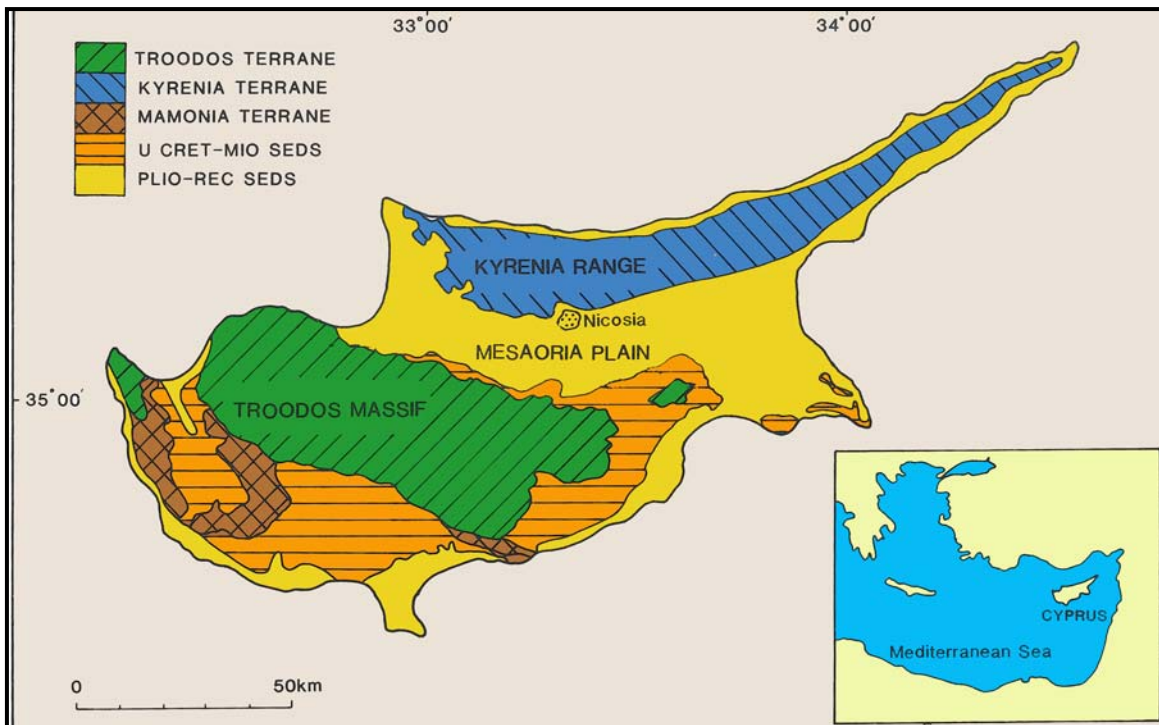
Οι οροσειρές του Τροόδους και του Πενταδάκτυλου χωρίζονται από την κοιλάδα της Μεσαορίας η οποία αποτελείται από Πλειο-Πλειστοκαινικά και Ολοκαινικά ιζήματα και μόνο σε μερικά σημεία το υψόμετρο ξεπερνάει τα 300 μέτρα. Εκτός της μεγάλης αυτής πεδιάδας εμφανίζονται στην Κύπρο και άλλες επιμέρους όπως για παράδειγμα της Αμμοχώστου στα ανατολικά, της Μόρφου στα δυτικά αλλά και ης Λεμεσού στα νότια.



Σχήμα 2.2: Τοπογραφικός χάρτης της Κύπρου στον οποίο φαίνονται η οροσειρά του Τροόδους στο κεντρικό τμήμα της, η επιμήκης οροσειρά του Πενταδάκτυλου παράλληλα με τις βόρειες ακτές και η πεδιάδα της Μεσαορίας που χωρίζει τις δύο οροσειρές.

2.2. ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ – ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ

Σύμφωνα με την στρωματογραφική διαδοχή των ιζημάτων, τους ιδιαίτερους λιθολογικούς τύπους αλλά και την τεκτονική συμπεριφορά που παρουσιάζει κάθε γεωτεκτονική ζώνη, στοιχεία που ταυτοποιούν την παλαιογεωγραφική της θέση, η Κύπρος είναι διαιρεμένη σε τρεις γεωτεκτονικές ζώνες: α) Στη ζώνη του Τροόδους και στην προέκτασή της κάτω από την πεδιάδα της Μεσαορίας, β) Στη ζώνη η Σύμπλεγμα των Μαμωνιών γ) Στη ζώνη της Κερύνειας η οποία αποτελείται κυρίως από αλλόχθονους σχηματισμούς (Σχ. 2.3).



Σχήμα 2.3: Γενικευμένος γεωλογικός χάρτης της Κύπρου στον οποίο διακρίνονται οι κυριότερες γεωτεκτονικές ζώνες, της Κερύνειας (μπλε), του Τροόδους (πράσινο) και των Μαμωνιών (καφέ), ενώ με κίτρινο και πορτοκαλί χρώμα συμβολίζεται η ιζηματογενής ακολουθία του Τροόδους (McCallum and Robertson 1990).

Η ιδιαίτερη γεωλογική και τεκτονική δομή της Κύπρου είναι απόρροια της γεωτεκτονικής της θέσης, στην περιοχή σύγκλισης και κατάδυσης της Αφρικάνικης λιθосφαιρικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Η οφιολιθική ακολουθία, Άνω Κρητιδικής ηλικίας (Gass 1968, Moores and Vine 1971), που κυριαρχεί στην περιοχή του

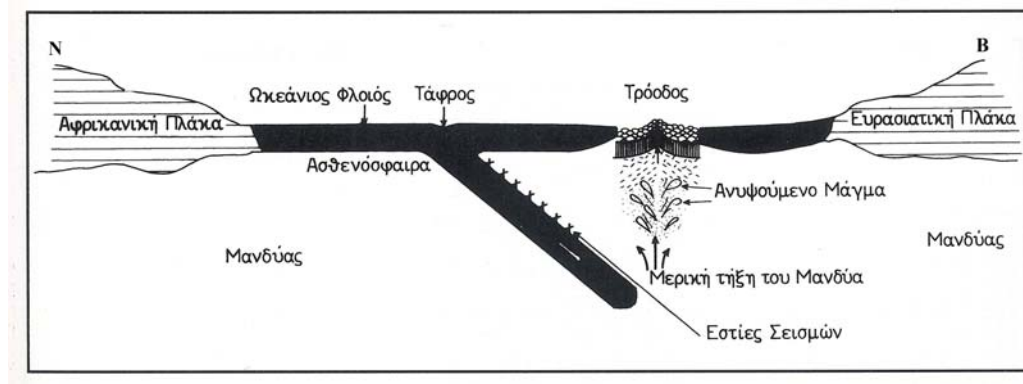
Τροόδους, αποτελεί μία πλήρη στρωματογραφική σειρά βασικών και υπερβασικών πυριγενών πετρωμάτων (Gass and Masson – Smith 1963, Moores and Vine 1971, Gass 1980). Σχηματίστηκε σε μία ζώνη κατάδυσης (Pearce 1975, Smewing *et al* 1975, Schimncke *et al* 1983, Robinson *et al* 1983, Robertson 1990), στο Άνω Κρητιδικό, δηλαδή πριν 90 εκατομμύρια έτη (Gass 1968, Mantis 1970, Moores and Vine 1971, Delaloye *et al* 1980, Harland *et al* 1982, Blome and Irwin 1985, Mukasa and Ludden 1987), και αντιπροσωπεύει ένα κομμάτι μιας αρχαίας ωκεάνιας περιοχής που έδρασε κατά το γεωλογικό παρελθόν, αυτή της Τηθύος (Pearce *et al* 1984). Στο σχήμα (2.4) φαίνεται μία τομή που αναπαριστά την κατάδυση της Αφρικάνικης πλάκας κάτω από την Ευρασιατική και την δημιουργία της οφιολιθικής ακολουθίας του Τροόδους.

Χρησιμοποιώντας και επεξεργάζοντας παλαιομαγνητικά δεδομένα, αποκαλύφθηκε ότι η Κύπρος περιστράφηκε γύρω από έναν πόλο, κατά 90^0 αντίστροφα από τη φορά των δεικτών του ρολογιού, η οποία και έλαβε χώρα στο διάστημα Κάτω Κρητιδικό – Άνω Ηώκαινο (65 – 55 *Ma*) (Moores and Vine 1971, Shelton and Gass 1980, Clube *et al*. 1985, Clube and Robertson 1986). Η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής ήταν της τάξης της $1^0 - 2^0 / Ma$, ενώ παράλληλα έχουν διατυπωθεί θεωρίες για το αν περιστράφηκε μόνο η Κύπρος ή αν πραγματοποιήθηκε μία ευρύτερη περιστροφή στην ανατολική Μεσόγειο, με επικρατούσα σήμερα κυρίως την πρώτη άποψη (Abrahamsen and Schönharting 1987).

Η οφιολιθική μάζα οριοθετείται στα νότια από την ρηξιγενή ζώνη του Αρακαπά, που έχει παράταξη ανατολή – δύση. Η ζώνη αυτή είναι γνωστή ως ‘νότια Ρηξιγενή Ζώνη Μετασχηματισμού του Τροόδους’ (Southern Troodos Transform Zone) και η παράταξή της είναι κάθετη στην διεύθυνση των φλεβών, των φλεβικών πετρωμάτων της οφιολιθικής ακολουθίας (Moores and Vine 1971, Simonian and Gass 1978, MacLeod 1990).

Η σύγκλιση της ζώνης των Μαμωνιών με αυτή του Τροόδους πραγματοποιήθηκε την περίοδο του Μαιστριχτίου (Ανώτερο Κρητιδικό), όπως αποδεικνύουν στρωματογραφικοί συσχετισμοί ιζημάτων του Άνω Κρητιδικού, από περιοχές της δυτικής και νότιας Κύπρου (Swarbrick and Robertson 1980, Clube and Robertson 1986).

Η προσκόλληση της οροσειράς της Κερύνειας στην βόρεια πλευρά του συμπλέγματος του Τροόδους, αν και δε υπάρχουν παλαιομαγνητικά δεδομένα, φαίνεται ότι έγινε κατά την διάρκεια του Καμπανίου – Μαιστριχτίου (Baroz 1980, Robertson and Woodcock 1986).



Σχήμα 2.4: Σχηματική τομή διεύθυνσης Βορρά – Νότου, που δείχνει τη σύγκλιση, σύγκρουση και κατάδυση της Αφρικάνικης πλάκας κάτω από την Ευρασιατική και τον σχηματισμό του Τροόδους (Η Γεωλογία της Κύπρου – Δελτίο Αρ. 10 1997)..

2.3. ΚΥΡΙΟΤΕΡΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΚΑΙ ΛΙΘΟΛΟΓΙΚΟΙ ΤΥΠΟΙ

Στις παρακάτω παραγράφους περιγράφονται συνοπτικά οι κυριότεροι λιθολογικοί σχηματισμοί που εμφανίζονται στην Κύπρο. Η περιγραφή των σχηματισμών στηρίχτηκε στο δελτίο, με αριθμό 10, 'Η ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΚΥΠΡΟΥ', του Τμήματος Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου (1997). Το δελτίο αυτό περιλαμβάνει συγκεντρωμένες όλες τις πληροφορίες, που αφορούν την γεωλογία και την μεταλλευτική έρευνα της Κύπρου και έχουν δημοσιευτεί σε παλιότερες περιόδους, στις διάφορες αναφορές (Memoirs No 1 – 9), στα δελτία (Bulletin No 1 – 9), σε βιβλία που έχουν εκδοθεί, μεταπτυχιακές και διδακτορικές διατριβές και άρθρα.

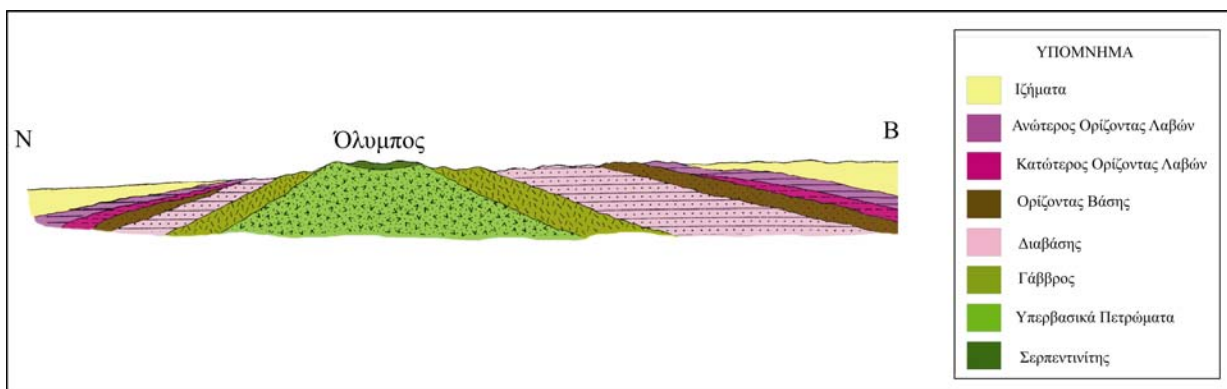
2.3.1. Οφιολιθική ακολουθία Τροόδους

Η οφιολιθική ακολουθία του Τροόδους αποτελεί μία πλήρη στρωματογραφική διαδοχή βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων και συνάμα είναι από τις πιο καλά διατηρημένες ακολουθίες στον κόσμο. Ξεκινώντας από τα στρωματογραφικά ανώτερα πετρώματα ο οφιολίθος του Τροόδους αποτελείται από α) ραδιολαριτικούς κερατόλιθους και πηλίτες με ενδιάμεσες, ασυνεχείς εμφανίσεις φαιοχρώματων (Σχηματισμός Πέρα Πεδιού), β) ηφαιστειακά πετρώματα, γ) φλεβικά πετρώματα βασαλτικής κυρίως σύστασης δ) πλουτωνικά πετρώματα ε) πετρώματα της ακολουθίας του μανδύα. Πρέπει να σημειωθεί ότι παρόλο που τα υπερβασικά πετρώματα είναι τα στρωματογραφικά κατώτερα, τοπογραφικά εμφανίζονται στο ψηλότερο σημείο της οροσειράς και

ακολουθούνται προς την περιφέρεια από τα στρωματογραφικά υπερκείμενα πετρώματα. Η εμφάνιση αυτή των πετρωμάτων οφείλεται στην έντονη διαφορική διάβρωση που ακολούθησε την ανύψωση του Τροόδους (Σχ. 2.5).

Ο σχηματισμός του Πέρα Πεδιού, ηλικίας Άνω Κρητιδικού (90 εκατομμύρια χρόνια) αποτελείται από σκούρα καστανόχρωα φαιοχώματα, ραδιολαρίτες, ραδιολαριτικούς πηλίτες και είναι τα πρώτα ιζήματα τα οποία αποτέθηκαν πάνω στα οφιολιθικά πετρώματα και κυρίως πάνω στις προσκεφαλοειδείς λάβες. Στην τυπική τους εμφάνιση, στο χωριό Πέρα Πέδι, έχουν πάχος 20 μέτρα ενώ σε μερικές τοποθεσίες το πάχος τους φτάνει και τα 35 μέτρα.

Τα ηφαιστειακά πετρώματα, τα οποία υπόκεινται του Σχηματισμού Πέρα Πεδιού, χωρίζονται στον Ανώτερο Ορίζοντα Προσκεφαλοειδών Λαβών και στον Κατώτερο. Ο Ανώτερος Ορίζοντας συνίσταται κατά 80% – 90% από προσκεφαλοειδείς λάβες και 10% – 20% από φλέβες. Πρόκειται για πετρώματα που έχουν βασαλτική σύσταση με κόκκινο χρώμα που οφείλεται στα οξείδια του σιδήρου. Η αναλογία λαβών και φλεβών στις Κατώτερες Λάβες είναι 1:1 και αποτελούνται κυρίως από βασάλτες και ανδεσίτες και σε αυτόν τον ορίζοντα βρίσκονται τα κυριότερα θειούχα μεταλλεύματα. Το διαχωριστικό όριο μεταξύ των δύο οριζόντων δεν μπορεί να καθοριστεί πάντα με σαφήνεια και το μέγιστο συνολικό πάχος τους υπολογίζεται σε 1.5 Km.



Σχήμα 2.5: Σκαριφισματική τομή διεύθυνσης Ν – Β που περνάει από την κορυφή του Τροόδους, τον Όλυμπο, και φαίνεται η στρωματογραφική διαδοχή των οφιολιθικών πετρωμάτων (Gass and Masson-Smith 1963).

Το σύστημα πολλαπλών διαβασικών φλεβών αποτελεί το 90% – 100% των φλεβικών πετρωμάτων σχηματίζοντας έναν ελλειπτικό δακτύλιο που περιβάλλει τα

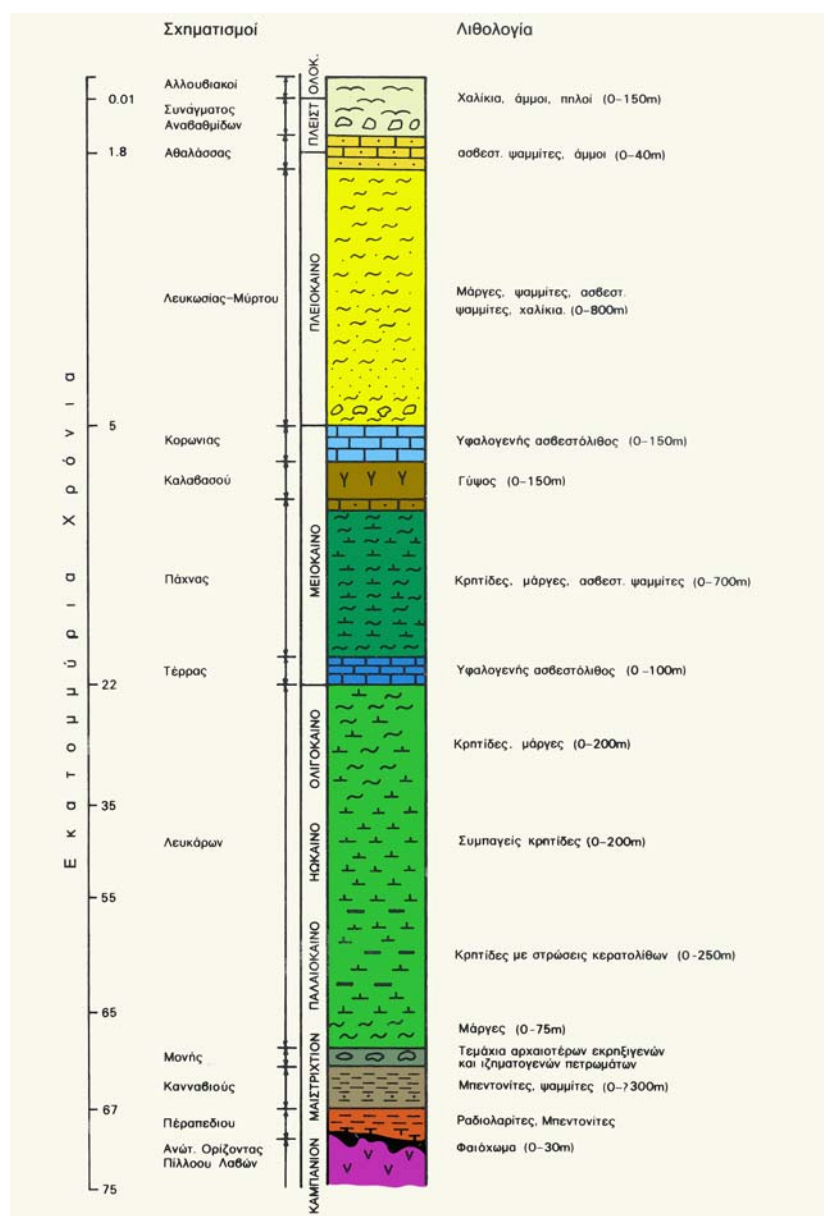
πλουτωνικά και περιβάλλεται από τα ηφαιστειακά πετρώματα. Σχηματίστηκε στις διόδους μεταφοράς του μάγματος από τους μαγματικούς θαλάμους, αποτελείται μέχρι και 100% από φλέβες και η σύστασή των φλεβών είναι βασαλτική έως δολεριτική. Η διεύθυνση των φλεβών είναι ΒΔ – ΝΑ και η διάταξή τους σχεδόν κατακόρυφη. Μεταξύ του σχηματισμού αυτού και του Ορίζοντα των Λαβών υπάρχει μία μεταβατική ζώνη με πάχος από μερικές δεκάδες μέτρα έως 2.3 Km, ο Ορίζοντας Βάσης, που αποτελείται από φλέβες σε ποσοστό 95% – 100% και προσκεφαλοειδείς λάβες μέχρι 5%.

Τα πλουτωνικά πετρώματα δημιουργήθηκαν από τη συγκέντρωση και την κρυσταλλοποίηση κρυστάλλων των ορυκτών στον πυθμένα των μαγματικών θαλάμων. Από κάτω προς τα πάνω, τα κύρια πλουτωνικά πετρώματα είναι ο δουνίτης που αποτελείται σχεδόν αποκλειστικά από το ορυκτό ολιβίνη, με μικρές ποσότητες χρωμίτη και κλινοπυρόξενου. Η σύσταση του βερλίτη που διαδέχεται τον δουνίτη, είναι ολιβίνης (40% – 90%), κλινοπυρόξενος (10% – 60%), χρωμίτης σε μικρή αναλογία (0% – 2%) και σε μερικές περιπτώσεις πλαγιόκλαστο μέχρι 10%. Στην συνέχεια εμφανίζονται ο πυροξενίτης και οι γάββροι και πάνω από τους γάββρους υπό την μορφή ασυνεχών εμφανίσεων βρίσκεται ο πλαγιογρανίτης.

Τα πετρώματα της ακολουθίας του μανδύα προήλθαν από το δύστηκτο υλικό που παρέμεινε μετά την μερική τήξη του ανώτερου μανδύα και το σχηματισμό του μάγματος βασαλτικής σύστασης από όπου δημιουργήθηκαν τα υπόλοιπα οφιολιθικά πετρώματα. Η ακολουθία αυτή αποτελείται κατά 90% από χαρτσβουργίτη, 10% δουνίτη και χρωμίτη μέχρι 2%. Λόγω της επίδρασης του νερού σε θερμοκρασίες κάτω των 500 °C στα βασικά και υπερβασικά πετρώματα, ένα μεγάλο ποσοστό αυτών έχουν εξαλλοιωθεί σε σερπεντινίτη.

2.3.2. Ιζηματογενής Ακολουθία Τροόδους

Αυτόχθονα ιζηματογενή πετρώματα είναι αυτά τα οποία αποτέθηκαν σε μία λεκάνη ιζηματογένεσης κάποια γεωλογική περίοδο και παρέμειναν αδιατάρακτα στη θέση τους μέχρι σήμερα. Τα ιζήματα τα οποία απαντώνται στην Κύπρο έχουν πελαγική προέλευση και αποτέθηκαν κατά την περίοδο της τεκτονικής ηρεμίας που επικράτησε μετά την ανύψωση του Τροόδους και των Μαμωνιών στο Μέσο Μαιστρίχτιο (67 εκατομμύρια χρόνια). Μία τυπική λιθοστρωματογραφική στήλη των ιζημάτων φαίνεται στο σχήμα (2.6).



Σχήμα 2.6: Σχηματική λιθοστρωματογραφική στήλη της ιζηματογενούς ακολουθίας του Τροόδους (Η Γεωλογία της Κύπρου – Δελτίο Αρ. 10 1997).

Ο σχηματισμός των Λευκάρων αποτελείται από λευκές κρητίδες και μάργες, με κατά τόπους εμφανίσεις κερατολίθων. Πρόκειται για τα πιο παλιά ιζήματα τα οποία έχουν αποτεθεί στην Κύπρο. Το πάχος αυτών αλλά και ο πετρογραφικός τους τύπος διαφοροποιείται από περιοχή σε περιοχή λόγω των διαφορετικών συνθηκών ιζηματογένεσης που επικρατούσαν κατά την περίοδο απόθεσής τους.

Σε λεκάνες ιζηματογένεσης που αναπτύχθηκαν στο τέλος του Ολιγοκαίνου νότια και νοτιοδυτικά της οροσειράς του Τροόδους αποτέθηκαν, κατά τη μεγαλύτερη περίοδο

του Μειοκαίνου, υποκίτρινες έως φαιοκίτρινες κρητίδες και μάργες και ασβεστούχα πελαγικά ιζήματα τα οποία αποτελούν τον σχηματισμό της Πάχνας, στον οποίο εμφανίζονται και ασβεστιτικοί ψαμμίτες.

Η ‘κρίση αλμυρότητας του Μεσσηνίου’ (Ανώτερο Μειόκαινο, 6 εκατομμύρια χρόνια), προκλήθηκε λόγω του κλεισίματος των στενών του Γιβραλτάρ και την αποκοπή της Μεσογείου από τον Ατλαντικό Ωκεανό. Την περίοδο αυτή η εξάτμιση ήταν μεγαλύτερη από την εισροή θαλασσινού νερού, η στάθμη της θάλασσας έπεσε σε σχέση με αυτή του Ατλαντικού Ωκεανού και δημιουργήθηκαν αλυκές, μέσα στις οποίες αποτέθηκαν γύψος και ορυκτό άλας. Οι εβαπορίτες αυτής της περιόδου αντιπροσωπεύουν τον σχηματισμό της Καλαβασού.

Ο σχηματισμός της Λευκωσίας, ηλικίας Πλειοκαίνου (1.8 – 5 εκατομμύρια χρόνια) αποτελείται από μάργες, ιλυόλιθους και ψαμμίτες ενώ επίσης παρατηρείται, από κάτω προς τα πάνω, μία μετάβαση από λεπτόκοκκα σε αδρόκοκκα ιζήματα. Αντιπροσωπεύει το άνοιγμα των στενών του Γιβραλτάρ και την κατάκλυση της Μεσογείου από τα νερά του Ατλαντικού και όπως είναι φυσικό βρίσκεται σε ασυμφωνία στους παλαιότερους γεωλογικούς σχηματισμούς.

Πάνω από το σχηματισμό της Λευκωσίας υπέρκειται ο σχηματισμός της Αθαλάσσας (Άνω Πλειόκαινο – Κάτω Πλειστόκαινο) ο οποίος αποτελείται από βιοασβεστιτικούς και άλλους ψαμμίτες, αμμούχες μάργες και κροκαλοπαγή και παρουσιάζει εκτεταμένη εμφάνιση σε όλη την Μεσαορία.

Το Σύναγμα αποτελεί το νεότερο σχηματισμό της Κύπρου, Πλειστοκαινικής ηλικίας. Αποτελείται από άμμους και χαλίκια που προήλθαν από τη διάβρωση των οφιολιθικών πετρωμάτων του Τροόδους και επικάθεται με ασύμφωνο τρόπο στους παλιότερους γεωλογικούς σχηματισμούς.

2.3.3. Ακολουθία των Μαμωνιών

Το Σύμπλεγμα των Μαμωνιών πήρε το όνομά του από το ομώνυμο χωριό που βρίσκεται στην επαρχία Πάφου, στο νοτιοδυτικό άκρο της Κύπρου. Τα πετρώματα της ζώνης αυτής εκτιμάται ότι είναι αλλόχθονα σε σχέση με τα υπερκείμενα τριτογενή ανθρακικά πετρώματα και τα οφιολιθικά του Τροόδους και είναι ηλικίας Ανώτερου Τριαδικού –Μέσου Κρητιδικού (210 – 95 εκατομμύρια χρόνια). Η γεωτεκτονική ζώνη χωρίζεται σε δύο ομάδες, στην Ομάδα του Διαρίζου και στην Ομάδα του Αγίου Φωτίου.

Η Ομάδα του Αγίου Φωτίου εμφανίζεται στη νοτιοδυτική Κύπρο και είναι τεκτονικά τοποθετημένη στα πετρώματα της Ομάδας του Διαρίζου. Συνίσταται στη βάση από χαλαζιακούς ψαμμίτες με υπολείμματα απολιθωμένων φυτών και ασβεστιτικούς ψαμμίτες πάχους περίπου 50 μέτρων Άνω Τριαδικής ηλικίας (Σχηματισμός Βλάμπουρου). Στο Σχηματισμό του Βλάμπουρου επικάθεται αυτός της Μαρώνας που αποτελείται από λεπτόκοκκους πελαγικούς ασβεστόλιθους, στρώματα πηλτών, ιλυολίθων και αργιλικών σχιστολίθων και κόκκινων κερατολίθων (Άνω Τριαδικό ή 210 εκατομμύρια χρόνια). Ο σχηματισμός της Επισκοπής αποτελείται λιθολογικά από ιλυόλιθους, ραδιολαριτικούς πηλίτες και κερατόλιθους και χαλαζιακούς ψαμμίτες. Η ηλικία του σχηματισμού είναι Κατώτερη Ιουρασική – Μέση Κρητιδική (190 – 100 εκατομμύρια χρόνια) και το ολικό πάχος του 165 μέτρα.

Η Ομάδα του Διαρίζου απαντάται και αυτή στη νοτιοδυτική Κύπρο. Εμφανίζονται κυρίως ηφαιστειακά πετρώματα του Άνω Τριαδικού και υπερκείμενα ιζήματα Ιουρασικού – Μέσου Κρητιδικού (190- 100 εκατομμύρια χρόνια). Σε αυτήν την ομάδα υπάρχει ο Σχηματισμός της Φασούλας που αποτελείται από αμυγδαλοειδείς ή κυψελώδεις πορφυριτικές προσκεφαλοειδείς λάβες με παρουσία λεπτόκοκκου ασβεστόλιθου μεταξύ των προσκεφαλοειδών σωμάτων, ηλικίας Άνω Τριαδικού. Τα μεγάλα κομμάτια άσπρου ανακρυσταλλωμένου ασβεστόλιθου που βρίσκονται διασπαρμένα σε όλη τη γεωτεκτονική ζώνη των Μαμωνιών ανήκουν στο Σχηματισμό της Πέτρας του Ρωμιού, που έχει ηλικία Άνω Τριαδική, όπως προέκυψε από τη εύρεση του ελασματοβραγχίου *Halobia*. Ασύμφωνα πάνω στο Σχηματισμό της Φασούλας επικάθεται ο Σχηματισμός του Μαυροκόλυμπου. Ο σχηματισμός αυτός αποτελείται από ένα στρώμα γκρίζων ηφαιστειακών αργίλων με κομμάτια λαβών πάχους 2 – 3 μέτρων στη βάση του. Πάνω από αυτό βρίσκονται άργιλοι, ραδιολαριτικοί ιλυόλυθοι και μεταλλοφόρα ιζήματα πλούσια σίδηρο και μαγγάνιο. Σε μερικές τοποθεσίες, στα ανώτερα τμήματα του σχηματισμού, κάνουν την εμφάνισή τους χαλαζιακοί και ασβεστιτικοί ψαμμίτες. Το συνολικό πάχος του σχηματισμού υπολογίζεται στα 45 μέτρα.

2.3.4. Ακολουθία των Κερύνειας

Η ζώνη της Κερύνειας αποτελείται από μία στενή λουρίδα βουνών με απότομο ανάγλυφο, που εκτείνεται από το ακρωτήριο του Κορμακίτη στα δυτικά έως το ακρωτήριο του Αποστόλου Ανδρέα στα ανατολικά. Κυρίαρχα πετρώματα της σειράς είναι τα

ασβεστολιθικά (Σχηματισμός Αγίου Ιλαρίωνα, Σχηματισμός Συγχαριού, Σχηματισμός Δικώμου) τα οποία είναι αλλόχθονα πετρώματα που επωθήθηκαν νοτιότερα πάνω στα αυτόχθονα νεότερα θαλάσσια ιζήματα που είναι γνωστά ως Σχηματισμοί της Λαπήθου, του Μπέλαπαϊς και της Κυθρέας. Σημαντικές είναι επίσης και οι εμφανίσεις ασβεστολίθων, υπό την μορφή ολισθολίθων, που αναφέρονται με το όνομα ασβεστόλιθοι της Καντάρας.

Ο σχηματισμός του Δικώμου αποτελείται από λεπτοστρωματοειδείς ασβεστολίθους, μερικές φορές μαρμαρυγιόχους, με κατά τόπους φυλλιτικές παρεμβολές, με κυμαινόμενο πάχος 20 – 100 μέτρα. Συμπαγείς έως παχυστρωματώδεις ανακρυσταλλωμένοι δολομιτικοί ασβεστόλιθοι, οι οποίοι είναι έντονα κατακερματισμένοι λόγω της τεκτονικής, απαρτίζουν τα πετρώματα του Σχηματισμού του Συγχαριού. Η επαφή του με τον Σχηματισμό Δικώμου είναι τεκτονική. Με βάση παλαιοντολογικά ευρήματα η ηλικία του σχηματισμού πιστεύεται ότι είναι Ιουρασική (200 – 140 εκατομμύρια χρόνια), ενώ το πάχος του περίπου 200 – 240 μέτρα. Κατά τη διάρκεια Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού (200 – 130 εκατομμύρια χρόνια), όπως μαρτυράει το απολίθωμα *Cladocoropsis*, αποτέθηκε ο Σχηματισμός του Αγίου Ιλαρίωνα. Αποτελείται από γκριζογάλαζους ή λευκούς συμπαγείς στρωματώδεις ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους των οποίων το πάχος δεν ξεπερνάει τα 200 μέτρα.

2.4. ΟΡΥΚΤΟΣ ΠΛΟΥΤΟΣ

2.4.1. Γενικά

Παρόλη τη μικρή έκταση που καταλαμβάνει η Κύπρος σε σχέση με άλλες μεγαλύτερες χώρες, προικίστηκε από τη φύση με ένα αρκετά πλούσιο ορυκτό πλούτο. Τα κύρια ορυκτά τα οποία εξορύσσονται σήμερα στο νησί, αλλά και στο παρελθόν σε μεγαλύτερη κλίμακα, είναι τα μεικτά θειούχα και κυρίως ο χαλκός. Επιπλέον σημαντική ήταν η παραγωγή του χρωμίτη (Σχ. 2.7).

Εκτός όμως από τα παραπάνω ορυκτά, που αναλύονται στις επόμενες παραγράφους, και από οικονομική και στρατηγική πλευρά αποτέλεσαν σημαντικό μοχλό ανάπτυξης του νησιού, τόσο στα αρχαία χρόνια όσο και στη νεότερη ιστορία του, υπάρχει μία σειρά από ορυκτές πρώτες ύλες οι οποίες είναι εξίσου σημαντικές.

Ο αμιάντος δημιουργείται από την σερπεντινίωση των ορυκτών του χαρτσβουργίτη, δηλαδή την ενυδάτωση αυτών και την δημιουργία μιας ομάδας ορυκτών του σερπεντινίτη. Ο τύπος που εμφανίζεται στην Κύπρο είναι ο χρυσοτιλικός και η εκμετάλλευσή του ξεκινάει από τους κλασσικούς και ρωμαϊκούς χρόνους. Κατά τη διάρκεια του προηγούμενου αιώνα παράχθηκαν περίπου 1.000.000 τόνοι αμιάντου και η παραγωγή του σταμάτησε λόγω οικονομικών προβλημάτων το 1992.

Κατά τη διάρκεια της 'κρίσης αλμυρότητας του Μεσσηνίου', όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενη παράγραφο, λόγω της έντονης εξάτμισης αποτέθηκαν στην περιοχή της Κύπρου κοιτάσματα εβαποριτών, κυρίως γύψου και ορυκτού άλατος των οποίων η εκμετάλλευση είναι επιφανειακή και συνάμα οικονομική.

Τα αμμοχάλικα, τα οποία προέρχονται από τη θραύση κυρίως διαβασικών και ασβεστολιθικών πετρωμάτων, χρησιμοποιούνται στην κατασκευή οπλισμένου σκυροδέματος ενώ οι άργιλοι αποτελούν την πρώτη ύλη στην κεραμεία και την τουβλοποιεία. Η κρητίδα και η μάργα με κατάλληλη ανάμειξη και με μία συγκεκριμένη μεθοδολογία χρησιμοποιούνται στην βιομηχανία κατασκευής τσιμέντου.

Ο μπεντονίτης είναι αργιλικό συνεκτικό έδαφος του οποίου βασικό ορυκτό είναι ο μοντμοριλλονίτης (ορυκτό της αργίλου). Βασική ιδιότητα του μπεντονίτη είναι ότι διογκώνεται όταν απορροφά νερό και ότι συρρικνώνεται όταν αντίστοιχα το αποβάλλει. Τα κοιτάσματα, γεωλογικά, βρίσκονται στην επαφή των λαβών και ιζημάτων και το πάχος τους μπορεί να φτάσει και τα 300 μέτρα.

Η κυκλοφορία θερμών μεταλλοφόρων διαλυμάτων κατά τα τελευταία στάδια της υποθαλάσσιας ηφαιστειακής δράσης και του σχηματισμού των λαβών σχημάτισε τα φαιοχώματα, τα οποία είναι χημικά ιζήματα και βρίσκονται με την μορφή φακών στην επαφή των λαβών του Τροόδους με τα ιζήματα. Εκτός από τα φαιοχώματα άλλες φυσικές χρωστικές ύλες που απαντώνται στην Κύπρο είναι η ώχρα και το πρασινόχωμα.

2.4.2. Μεικτά Θειούχα

Τα κοιτάσματα αυτά είναι γνωστά και ως κοιτάσματα 'κυπριακού τύπου'. Σχηματίστηκαν κατά μήκος των μεσοωκεάνιων ράχων και η δημιουργία τους οφείλεται στην κυκλοφορία θερμών διαλυμάτων, πλούσιων σε μέταλλα. Τα μέταλλα αυτά προήλθαν από τα πετρώματα του ωκεάνιου φλοιού και έχουν αποπλυθεί από το θαλασσινό νερό που κυκλοφορεί σε αυτά κατά μήκος ρωγμών και διακλάσεων. Τα θερμά

αυτά διαλύματα εκβάλλουν στον θαλασσινό πυθμένα και λόγω φυσικοχημικών διεργασιών και της πτώσης της θερμοκρασίας ευνοείται η καθίζηση θειούχων ενώσεων. Τα κοιτάσματα μετά το σχηματισμό τους καλύφθηκαν με ένα λεπτό στρώμα ώχρας ως αποτέλεσμα της υποθαλάσσιας οξείδωσης. Η ανύψωση του Τροόδους τοποθέτησε τα κοιτάσματα στην επιφάνεια με τελικό αποτέλεσμα την οξείδωσή τους, δηλαδή την καταστροφή των πρωτογενών ορυκτών (σιδηροπυρίτης, χαλκοπυρίτης) και τη δημιουργία μίας ζώνης δευτερογενούς εμπλουτισμού αποτελούμενη από οξειδία, υδροξείδια και θειούχες ενώσεις. Ο χρυσός και ο άργυρος που βρίσκονταν ως μικροσκοπικοί κόκκοι στον σιδηροπυρίτη και τον χαλκοπυρίτη απελευθερώθηκαν και μεταφέρθηκαν υπό μορφή κolloειδών διαλυμάτων στο επίπεδο στάθμης του υπόγειου νερού δημιουργώντας μία χρυσοφόρο ζώνη πάχους 50 cm. Με τον ίδιο τρόπο, υπό μορφή όμως θειϊκού χαλκού, μεταφέρθηκε και ο χαλκός και αποτέθηκε κάτω από τη στάθμη του υπόγειου νερού.

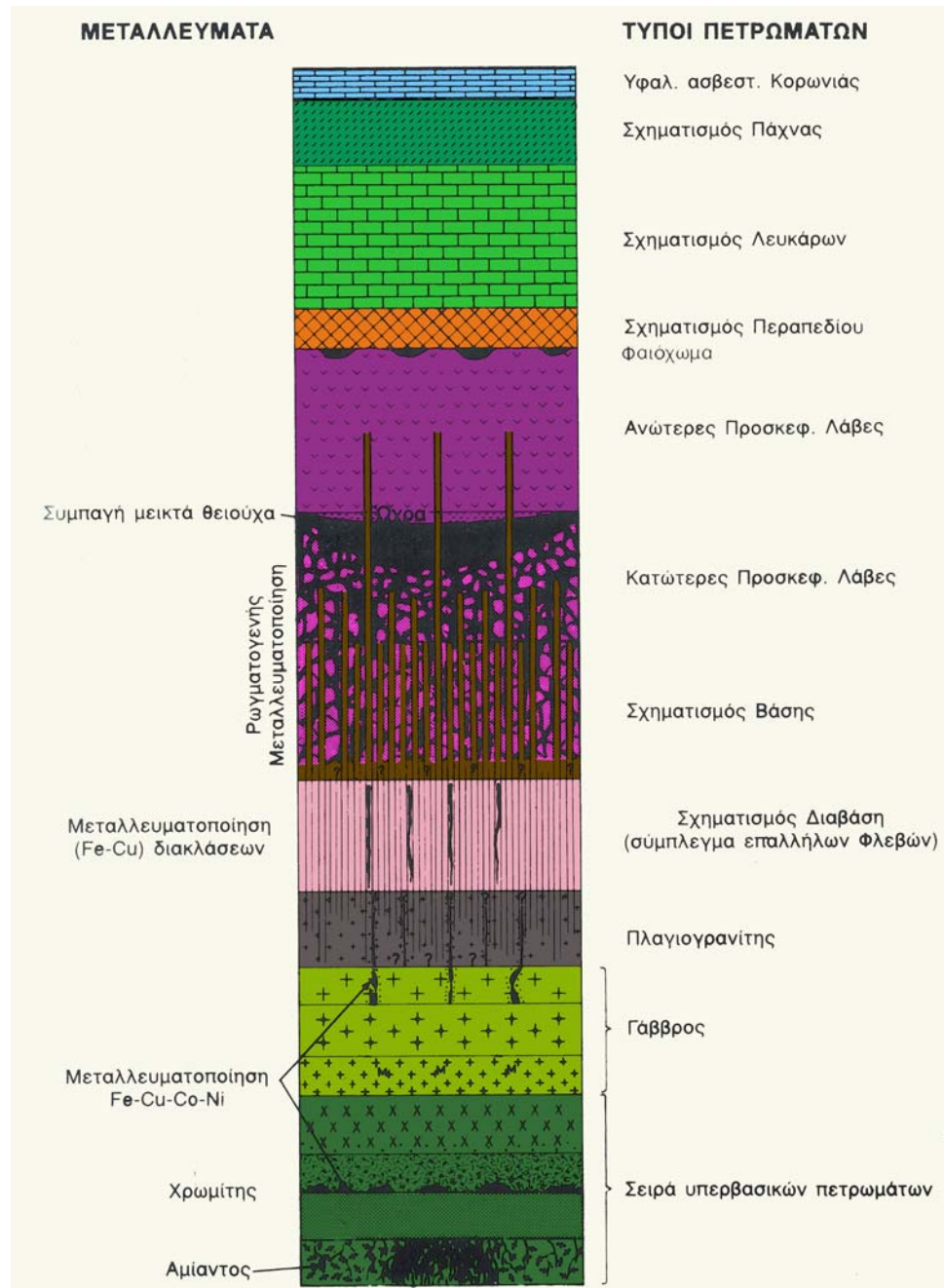
Οι κυριότερες μεταλλευτικές περιοχές είναι: α) Σκουριώτισσα – Μαυροβούνι, β) Ταμασσός (Αγροκηπιά – Μιτσερό), γ) Καλαβασός δ) Λίμνη ε) Καμπιά- Καπέδες, στ) Σιά – Μαθιάτης και τα κοιτάσματα αυτά είναι συνδεδεμένα με τις προσκεφαλοειδείς λάβες.

Η εκμετάλλευση του χαλκού στην Κύπρο ξεκίνησε από τα αρχαία χρόνια και κατέστησε την Κύπρο το μεγαλύτερο κέντρο παραγωγής και εμπορίας χαλκού την εποχή εκείνη. Συνεχίστηκε κατά τη διάρκεια του 20^{ου} αιώνα με την επιτυχή πρωτογενή έρευνα για την ανακάλυψη νέων κοιτασμάτων και την εκμετάλλευση αυτών από διάφορες εταιρείες με αποκορύφωμα την περίοδο 1950 – 1970. Σήμερα όμως το μοναδικό μεταλλείο που λειτουργεί είναι αυτό της Σκουριώτισσας με υπολογισμένα αποθέματα περίπου 12.000.000 τόνους.

2.4.3. Χρωμίτης

Τα κοιτάσματα χρωμίτη συνδέονται με τα πλουτωνικά πετρώματα των οφιολίθων και προήλθαν από την κλασματική κρυστάλλωση του μάγματος. Το μάγμα που δημιουργήθηκε από τη μερική τήξη του ανώτερου μανδύα, ανήλθε σχηματίζοντας μικρούς θαλάμους. Το δύστηκτο κατάλοιπο της τήξης είναι το πέτρωμα χαρτσβουργίτης. Το μάγμα ανερχόμενο, σχηματίζει φλέβες και θύλακες και καταλήγει σε μαγματικούς θαλάμους πάνω από τον χαρτσβουργίτη. Μέρος του μάγματος αυτού κρυσταλλώνεται μέσα στον χαρτσβουργίτη, ένα άλλο μέρος στους μαγματικούς θαλάμους και το

υπόλοιπο εκχύνεται μέσο φλεβών στον ωκεάνιο πυθμένα. Ο χρωμίτης είναι ένα από τα πρώτα ορυκτά που κρυσταλλώνεται στον χαρτσβουργίτη και στους μαγματικούς θαλάμους, ο οποίος λόγω μεγαλύτερου ειδικού βάρους καθιζάνει. Με τον τρόπο αυτό δημιουργούνται οι συγκεντρώσεις ποσότητας χρωμίτη τόσο μέσα στον χαρτσβουργίτη όσο και στην επαφή του με τον δουνίτη.



Σχήμα 2.7: Σχηματική λιθοστρωματογραφική στήλη της οφιολιθικής ακολουθίας του Τροόδους και της αντίστοιχης μεταλλοφορίας (Constantinou 1979).

Οι περιοχές που εντοπίζονται οικονομικής σημασίας αποθέματα χρωμίτη βρίσκονται στην κορυφή του Τροόδους όπου εκεί και εμφανίζονται οι χαρτσβουργίτες οι οποίοι περιβάλλονται από τους δουνίτες. Τα πιο γνωστά κοιτάσματα της Κύπρου είναι του Κοκκινόροτσο και των Καννούρων των οποίων η εκμετάλλευση ήταν συνεχής μέχρι το 1984 όποτε και σταμάτησε η παραγωγή, ενώ η εκμετάλλευση του μεταλλείου του Χατζηπαύλου ήταν περιοδική. Με βάση κοιτασματολογικές και γεωλογικές έρευνες πιστεύεται ότι στον Κοκκινόροτσο και στου Χατζηπαύλου υπάρχουν ακόμα σημαντικά αποθέματα χρωμίτη.

3.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

ΣΤΗ ΘΕΩΡΙΑ ΤΩΝ

ΠΕΔΙΩΝ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ

Το 1687 ο Ισαάκ Νεύτωνας (1642-1727) διατύπωσε τον γνωστό σήμερα Νόμο της Παγκόσμιας Έλξης. Σύμφωνα με αυτόν το νόμο κάθε μάζα στο σύμπαν ασκεί μία ελκτική δύναμη σε όλα τα υπόλοιπα σώματα η οποία είναι ανάλογη του γινομένου των μαζών και αντιστρόφως ανάλογη του τετραγώνου της απόστασής τους. Μερικά χρόνια αργότερα ο Pierre Simon Laplace (1749-1827), έδειξε ότι η βαρυτική δύναμη υπακούει σε μία απλή διαφορική εξίσωση η οποία έχει πάρει και το όνομά του. Η εξίσωση Laplace εκτός της εφαρμογής της στα δυναμικά πεδία περιγράφει και μία μεγάλη ποικιλία άλλων φαινομένων όπως για παράδειγμα τα ηλεκτρικά πεδία ή τη θεωρία των μιγαδικών συναρτήσεων κ.λ.π.

Λόγω του γεγονότος ότι η παρούσα διατριβή ειδίκευσης αναφέρεται και πραγματεύεται τα δυναμικά πεδία, στο κεφάλαιο αυτό, πριν από τις μεθόδους ανάλυσης και επεξεργασίας των βαρυτικών και μαγνητικών δεδομένων, θα δοθούν ορισμένα βασικά και εισαγωγικά στοιχεία που αφορούν τα πεδία δυναμικού και θα γίνει προσπάθεια για να οριστεί η έννοια του πεδίου με έμφαση κυρίως στην έννοια του πεδίου δυναμικού.

3.1. ΤΟ ΠΕΔΙΟ

Πεδίο είναι ένα σύνολο συναρτήσεων του χώρου και του χρόνου (Blakely 1995). Τα πεδία διακρίνονται σε δύο κύριες κατηγορίες, τα υλικά και τα πεδία δυνάμεων. Υλικά χαρακτηρίζονται τα πεδία που περιγράφουν μία φυσική ιδιότητα του υλικού σε κάθε σημείο του σώματος και κάποια συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Τέτοιου είδους πεδία είναι η πυκνότητα, το πορώδες και η θερμοκρασία ενός σώματος. Τα πεδία δυνάμεων περιγράφουν τις δυνάμεις που ασκούνται σε κάθε σημείο του χώρου μία δεδομένη χρονική στιγμή. Το μαγνητικό, το βαρυτικό αλλά και το ηλεκτρικό πεδίο αποτελούν χαρακτηριστικά παραδείγματα πεδίων δυνάμεων.

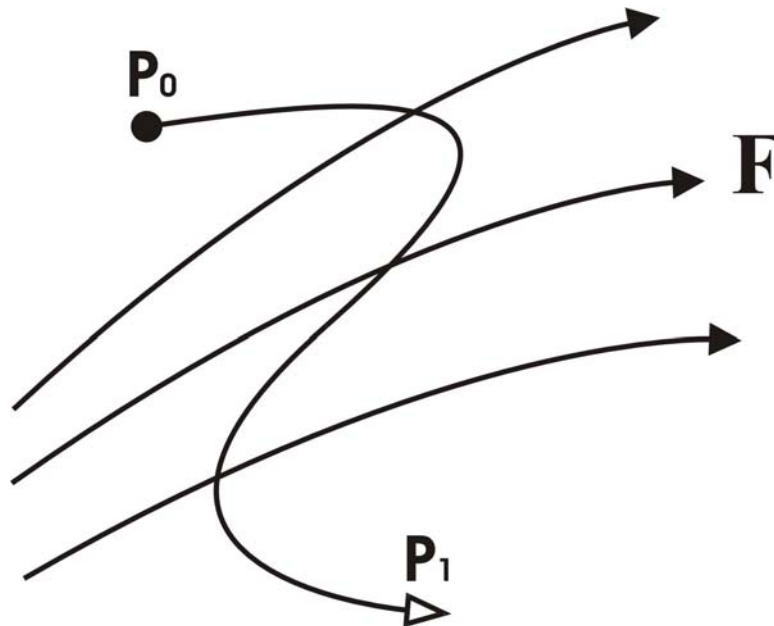
Τα πεδία είναι επίσης δυνατό να διαχωρισθούν σε διανυσματικά και βαθμωτά. Όταν μία μόνο συνάρτηση του χώρου και του χρόνου περιγράφει το πεδίο, τότε αυτό κατατάσσεται στα βαθμωτά πεδία, όπως για παράδειγμα η θερμοκρασία ενός αερίου ή η πυκνότητα ενός πετρώματος. Η βαρυτική έλξη, η ροή θερμότητας και η ταχύτητα ενός υγρού αποτελούν πεδία τα οποία για να περιγραφούν πλήρως, πρέπει να καθοριστούν τρεις συναρτήσεις, που προσδίδουν την ιδιότητα σε κάθε σημείο του χώρου που καταλαμβάνει το πεδίο. Οι τρεις αυτές συναρτήσεις είναι τρεις συνιστώσες του διανύσματος σε κάποιο σύστημα αναφοράς. Τα πεδία αυτά ονομάζονται διανυσματικά και οι γραμμές που είναι εφαπτόμενες των διανυσμάτων, λέγονται δυναμικές γραμμές ή γραμμές ροής ή γραμμές πεδίου.

Τόσο το βαρυτικό όσο και το μαγνητικό πεδίο είναι πεδία δυνάμεων και επομένως διανυσματικά. Εξαιτίας όμως του γεγονότος ότι τα γεωφυσικά όργανα μετρούν μόνο τη μία συνιστώσα του διανύσματος, πολλές φορές τα πεδία αυτά αντιμετωπίζονται ως βαθμωτά. Για παράδειγμα τα βαρυτόμετρα μετρούν μόνο την κατακόρυφη συνιστώσα (g_z) του πεδίου βαρύτητας και τα μαγνητόμετρα το μέτρο της μαγνητικής επαγωγής.

3.2. ΕΝΕΡΓΕΙΑ – ΕΡΓΟ – ΔΥΝΑΜΙΚΟ – ΕΙΣΩΣΗ LAPLACE

Έστω ένα στοιχειώδες υπόθεμα το οποίο βρίσκεται σε κάποιο σημείο ενός πεδίου δυνάμεων και βρίσκεται υπό την επίδρασή του. Ας υποτεθεί ότι το στοιχειώδες αυτό υπόθεμα είναι μία σημειακή μάζα η οποία λόγω της δράσης του πεδίου βαρύτητας και της κινητικής ενέργειας που δαπανά αυτό, μετακινείται μεταξύ των σημείων P_0 και P_1 (Σχ. 3.1). Ο δεύτερος νόμος του Νεύτωνα δίνει το ρυθμό μεταβολής της ταχύτητας υπό την επίδραση της δύναμης $\mathbf{F}$

$$\mathbf{F} = m \frac{d\mathbf{v}}{dt} \quad (3.1)$$



Σχήμα 3.1: Στοιχειώδες σωματίδιο το οποίο κινείται στην αυθαίρετη τροχιά $P_0 - P_1$ υπό την επίδραση του πεδίου $\mathbf{F}$ (Blakely 1995).

Πολλαπλασιάζοντας και τα δύο μέλη της σχέσης (3.1) με την ταχύτητα $\mathbf{v}$ η εξίσωση μετασχηματίζεται σε

$$\mathbf{F} \cdot \mathbf{v} = m \cdot \mathbf{v} \frac{d\mathbf{v}}{dt} = \frac{1}{2} m \frac{dv^2}{dt} = \frac{dE}{dt}, \quad (3.2)$$

όπου E είναι η κινητική ενέργεια που υποθέματος. Αν το στοιχειώδες σωματίδιο μετακινείται από το P_0 στο P_1 κατά το χρονικό διάστημα $\Delta t = t_1 - t_0$, η μεταβολή στην κινητική ενέργεια θα δίνεται από το ολοκλήρωμα,

$$E_1 - E_0 = \int_{t_0}^{t_1} \mathbf{F} \cdot \mathbf{v} dt = \int_{P_0}^{P_1} \mathbf{F} \cdot d\mathbf{s} = W(P_1, P_0), \quad (3.3)$$

όπου $d\mathbf{s}$ είναι η στοιχειώδης μετατόπιση που διαγράφει το σωματίδιο κατά μήκος της τροχιάς $P_1 P_0$ και $W(P_1, P_0)$ το απαιτούμενο έργο για αυτή την μετατόπιση.

Γενικά το έργο το οποίο παράγεται ή καταναλώνεται για την μετακίνηση ενός σωματιδίου από ένα πεδίο, εξαρτάται από την διαδρομή που θα ακολουθήσει το υπόθεμα. Στην ειδική περίπτωση που το έργο είναι ανεξάρτητο της ακολουθούμενης διαδρομής, αλλά εξαρτάται αποκλειστικά και μόνο από την αρχική και τελική θέση του

σωματιδίου, τότε το πεδίο ονομάζεται συντηρητικό. Ένα τέτοιο πεδίο είναι και το βαρυτικό.

Εφόσον ένα πεδίο είναι συντηρητικό αποδεικνύεται ότι η παράγωγος του έργου κατά ορισμένη διεύθυνση είναι ίση με τη συνιστώσα της δύναμης σε αυτήν την διεύθυνση (Kellogg 1953, Blakely 1995). Με άλλα λόγια υπάρχει ένα βαθμωτό πεδίο W , η κλίση του οποίου ισούται με το πεδίο $\mathbf{F}$, δηλαδή

$$\mathbf{F} = \left(\frac{\partial W}{\partial x}, \frac{\partial W}{\partial y}, \frac{\partial W}{\partial z} \right) = \nabla W. \quad (3.4)$$

Άρα η δύναμη είναι εκείνο το διάνυσμα που αντιπροσωπεύει τη διεύθυνση της μέγιστης μεταβολής του έργου και έχει μέτρο ίσο με το ρυθμό του έργου.

Ακολουθώντας την αντίστροφη διαδικασία εάν η συνάρτηση του έργου έχει συνεχείς παραγώγους, τότε ολοκληρώνοντας την σχέση (3.4) προκύπτει ότι,

$$W(P_1, P_0) = \int_{P_0}^{P_1} \mathbf{F} \cdot d\mathbf{s} = \int_{P_0}^{P_1} \left(\frac{\partial W}{\partial x} dx + \frac{\partial W}{\partial y} dy + \frac{\partial W}{\partial z} dz \right) = \int_{P_0}^{P_1} dW = W(P_1) - W(P_0), \quad (3.5)$$

όπου δηλώνει ότι κάθε διανυσματικό πεδίο, που έχει συνάρτηση έργου με συνεχείς παραγώγους είναι συντηρητικό.

Οι σχέσεις (3.4) και (3.5) μπορούν να συνοψιστούν και να παρασταθούν συμβολικά

$\mathbf{F}$ διανυσματικό πεδίο W συνάρτηση δυναμικού $\mathbf{F} = \nabla W \quad \leftrightarrow \quad \mathbf{F} \text{ Συντηρητικό}$
--

Ως δυναμικό φ ενός διανυσματικού πεδίου $\mathbf{F}$, ορίζεται το έργο το οποίο παράγεται ή καταναλώνεται για να μεταφερθεί το υπόθεμα από το άπειρο σε κάποιο σημείο P του πεδίου. Αν θεωρηθεί ότι το σωματίδιο έλκεται προς το κέντρο του πεδίου τότε $\mathbf{F} = \nabla \varphi$ και το δυναμικό ορίζεται σαν το έργο το οποίο κάνει το πεδίο. Στην αντίθετη περίπτωση που το υπόθεμα απωθείται από το κέντρο του πεδίου τότε $\mathbf{F} = -\nabla \varphi$ και θα πρέπει να ασκηθεί μία εξωτερική δύναμη για να κινηθεί το υπόθεμα.

Είναι προφανές ότι οποιαδήποτε σταθερά και αν προστεθεί στο δυναμικό, φ , στην εξίσωση

$$\mathbf{F} = \nabla \varphi \quad (3.6)$$

δεν πρόκειται να αλλάξει το δεξί μέρος της σχέσης (3.6). Έτσι η σταθερά αυτή διαλέγεται με τέτοιο τρόπο ώστε το δυναμικό να είναι μηδέν στο άπειρο.

Οι επιφάνειες πάνω στις οποίες το δυναμικό δεν μεταβάλλεται αλλά παραμένει σταθερό ονομάζονται ισοδυναμικές. Τέτοιες επιφάνειες ικανοποιούν την εξίσωση

$$\varphi = \varphi(x, y, z) = c \quad (3.7)$$

Έστω $\mathbf{s}$ ένα μοναδιαίο διάνυσμα το οποίο είναι εφαπτόμενο στην ισοδυναμική επιφάνεια του πεδίου $\mathbf{F}$, τότε

$$\hat{\mathbf{s}} \cdot \mathbf{F} = \frac{\partial \varphi}{\partial s} \quad (3.8)$$

πρέπει να είναι μηδέν σύμφωνα με τον ορισμό της ισοδυναμικής επιφάνειας. Άμεση συνέπεια αυτού αποτελεί το γεγονός ότι οι δυναμικές γραμμές του πεδίου είναι πάντα κάθετες στις ισοδυναμικές επιφάνειες ή αντίστροφα κάθε επιφάνεια σε κάθε σημείο της οποίας οι δυναμικές είναι κάθετες σε αυτή, είναι ισοδυναμική επιφάνεια. Ένα άλλο χαρακτηριστικό των επιφανειών αυτών είναι ότι δεν δαπανάται αλλά και ούτε απαιτείται έργο για την κίνηση υποθέματος πάνω σε αυτές τις επιφάνειες και ποτέ αυτές οι επιφάνειες δεν τέμνονται.

Σύμφωνα με το θεώρημα του Helmholtz, κάθε διανυσματικό πεδίο το οποίο είναι συνεχής συνάρτηση και μηδενίζεται στο άπειρο, μπορεί να γραφτεί σαν το άθροισμα μιας βαθμωτής συνάρτησης φ και ενός διανυσματικού πεδίου $\mathbf{A}$

$$\mathbf{F} = \nabla \varphi + \nabla \times \mathbf{A}. \quad (3.9)$$

Είναι προφανές από την (3.9) ότι τα συντηρητικά πεδία αποτελούν ειδική περίπτωση της εξίσωσης του Helmholtz.

Αν σε μία περιοχή R ενός πεδίου δεν υπάρχουν καταβόθρες ή πηγές τότε μπορεί να αποδειχθεί ότι (Τσόκας 1999),

$$\nabla^2 \varphi = 0, \quad (3.10)$$

η οποία αποτελεί μία πολύ σημαντική διαφορική εξίσωση, που είναι γνωστή ως εξίσωση Laplace. Το φυσικό νόημα της εξίσωσης αυτής είναι ότι δεν υπάρχουν ακρότατα δυναμικού στο χώρο ενός πεδίου που προέρχεται από δυναμικό. Για παράδειγμα αν θεωρηθεί το βαρυτικό πεδίο που προκαλεί μία μάζα, το δυναμικό μεταβάλλεται μονότονα από τη μάζα προς το άπειρο, δηλαδή δεν υπάρχουν ακρότατα σε οποιοδήποτε σημείο εκτός της μάζας, παρά μόνο στη μάζα και στο άπειρο.

Αν η απόκλιση ενός διανυσματικού πεδίου $\mathbf{F}$ είναι μηδέν

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = 0, \quad (3.11)$$

τότε το πεδίο ονομάζεται σωληνοειδές, ενώ αν η στροφή είναι μηδέν, δηλαδή δεν υπάρχει τάση για περιδίνηση του διανύσματος $\mathbf{F}$

$$\nabla \times \mathbf{F} = 0, \quad (3.12)$$

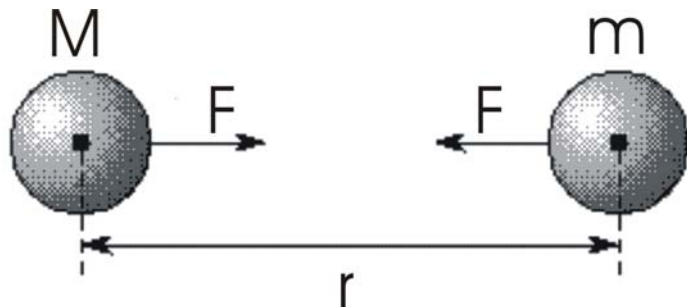
ονομάζεται αστρόβιλο. Στην περίπτωση μάλιστα που ένα πεδίο είναι αστρόβιλο αυτό αποτελεί ικανή και αναγκαία συνθήκη για να είναι και συντηρητικό.

3.3. ΠΕΔΙΟ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΒΑΡΥΤΙΚΟ ΔΥΝΑΜΙΚΟ

Έστω δύο σώματα τα οποία έχουν μάζες M και m αντίστοιχα και απέχουν απόσταση r μεταξύ τους (Σχ. 3.2). Αν θεωρηθεί ως αρχή των συντεταγμένων η μάζα M τότε ο νόμος της παγκόσμιας έλξης του Νεύτωνα δίνει την αμοιβαία έλξη F η οποία ασκείται μεταξύ των δύο σημειακών μαζών

$$F = G \frac{Mm}{r^2} \quad (3.13)$$

το μέτρο της οποίας είναι ανάλογο του γινομένου των μαζών και αντιστρόφως ανάλογο της απόστασης που βρίσκονται τα κέντρα τους. Η σταθερά G είναι ένας συντελεστής αναλογίας γνωστός ως Παγκόσμια Σταθερά της βαρύτητας και η τιμή της στο σύστημα μονάδων C.G.S. είναι $G = 6.672 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \cdot \text{gr}^{-1} \cdot \text{sec}^{-2}$ και στο S.I. $G = 6.672 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{sec}^{-2}$

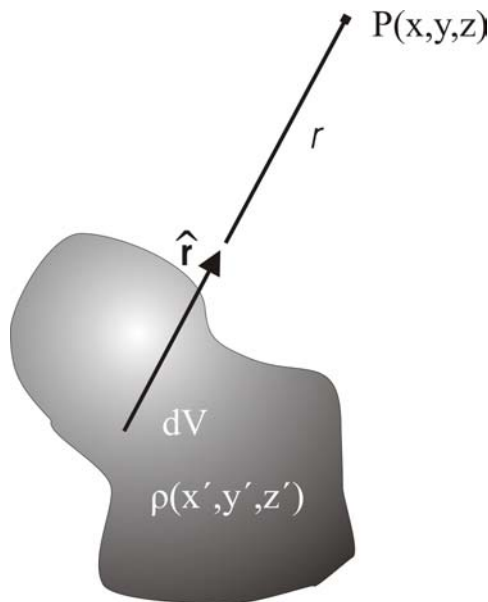


Σχήμα 3.2: Ελκτική δύναμη F που ασκείται μεταξύ δύο σημειακών μαζών M, m τα κέντρα των οποίων απέχουν απόσταση r .

Ένταση του πεδίου βαρύτητας, $\mathbf{g}$, σε κάποιο σημείο P (Σχ. 3.3) είναι το διανυσματικό πεδίο το οποίο προκύπτει, αν διαιρεθεί η δύναμη $\mathbf{F}$ που ασκείται στο σημείο P, προς τη μάζα που βρίσκεται στη θέση αυτή,

$$\mathbf{g}(P) = \frac{\mathbf{F}}{m} = G \frac{M}{r^2} \hat{\mathbf{r}}. \quad (3.14)$$

Επειδή η ένταση του πεδίου βαρύτητας είναι δύναμη διαιρεμένη με μάζα, άρα έχει διαστάσεις επιτάχυνσης, πολλές φορές συναντάται και με τον όρο επιτάχυνση της βαρύτητας.



Σχήμα 3.3: Βαρυτική έλξη που δημιουργείται σε ένα σημείο P του πεδίου από μία κατανομή πυκνότητας ρ (Blakely 1995).

Μονάδα μέτρησης της έντασης του πεδίου βαρύτητας στο Διεθνές Σύστημα (System International) είναι το $m \cdot sec^{-2}$ και στο C.G.S. το $cm \cdot sec^{-2}$. Συνήθως στην βαρυτομετρική διασκόπηση σαν μονάδα μέτρησης χρησιμοποιείται το 1 Gal, που αποτελεί συντομογραφία του ονόματος του φυσικού και αστρονόμου Galileo Galilei, και ισούται με $1 cm/sec^2$. Επίσης χρησιμοποιείται η υποδιαίρεσή της το $1 mGal = 10^{-3} Gal$.

Μπορεί εύκολα να αποδειχθεί, χρησιμοποιώντας σφαιρικές συντεταγμένες (Τσόκας 1999), ότι η στροφή του διανύσματος, $\mathbf{g}$, της έντασης της βαρύτητας είναι μηδέν

$$\nabla \times \mathbf{g} = 0, \quad (3.15)$$

άρα το βαρυτικό πεδίο είναι αστρόβιλο και υπάρχει συνάρτηση δυναμικού, η απόκλιση της οποίας ισούται με την ένταση, $\mathbf{g}$, του πεδίου βαρύτητας, που συνεπάγεται ότι το βαρυτικό πεδίο είναι συντηρητικό, δηλαδή,

$$\mathbf{g}(P) = \nabla U(P) \quad (3.16)$$

όπου

$$U(P) = G \frac{M}{r} \quad (3.17)$$

και ονομάζεται βαρυτικό ή Νευτώνειο δυναμικό.

Το δυναμικό είναι ένα μονόμετρο μέγεθος, οπότε ισχύει ο νόμος της υπέρθεσης, δηλαδή, το ολικό δυναμικό που δημιουργεί ένα σύνολο από μάζες ισούται με το άθροισμα των δυναμικών που δημιουργεί κάθε μάζα χωριστά.

Για το βαρυτικό δυναμικό ισχύει η διαφορική εξίσωση του Laplace

$$\nabla^2 U(P) = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0 \quad (3.18)$$

για την περιοχή του πεδίου έξω από την μάζα που δημιουργεί αυτό, δηλαδή αν το σημείο P βρίσκεται εξωτερικά της κατανομής της πυκνότητας (Σχ. 3.3).

Αν το σημείο P βρίσκεται μέσα στη μάζα τότε αποδεικνύεται (Blakely 1995), ότι

$$\nabla^2 U(P) = -4G\rho(P), \quad (3.19)$$

η οποία είναι γνωστή ως εξίσωση Poisson. Από την σύγκριση των σχέσεων (3.18), (3.19) είναι προφανές ότι η εξίσωση Laplace αποτελεί μία ειδική περίπτωση της εξίσωσης Poisson και ισχύει στην περίπτωση για περιοχές ελεύθερες από πηγές.

3.4. ΜΑΓΝΗΤΙΚΟ ΠΕΔΙΟ ΚΑΙ ΔΥΝΑΜΙΚΟ - ΜΑΓΝΗΤΙΣΗ

Το φαινόμενο του μαγνητισμού ήταν γνωστό από τους αρχαίους Έλληνες οι οποίοι και παρατήρησαν την ιδιότητα ορισμένων διοξειδίων του σιδήρου να έλκουν ορισμένα αντικείμενα και να έλκονται από αυτά. Το όνομα μαγνητισμός προέρχεται από την Μαγνησία της Μικράς Ασίας, όπου ανακαλύφθηκε ότι κόκκοι ενός ορυκτού, το οποίο ονομάστηκε μαγνητίτης, είχαν την παραπάνω ιδιότητα

Συνεπώς μαγνητικές δυνάμεις δεν ασκούνται σε οποιοδήποτε σώμα βρίσκεται σε ένα μαγνητικό πεδίο αλλά μόνο σε ορισμένα σώματα, τα οποία ονομάζονται μαγνητικά. Το μέτρο της μαγνητικής δύναμης που ασκείται μεταξύ δύο μαγνητικών πόλων, σύμφωνα με το νόμο του Coulomb,

$$F = \frac{1}{\mu_0 \mu} \frac{P_1 P_2}{r^2} \quad (3.20)$$

είναι ανάλογο του γινομένου των ποσοτήτων μαγνητισμού P_1 , P_2 και αντιστρόφως ανάλογο της απόστασης r που βρίσκονται αυτές οι ποσότητες. Η σταθερά μ λέγεται μαγνητική διαπερατότητα και εξαρτάται από το υλικό που υπάρχει μεταξύ των ποσοτήτων μαγνητισμού ενώ η σταθερά μ_0 εξαρτάται από το σύστημα μονάδων και είναι ίση με τη μονάδα στο ηλεκτρομαγνητικό σύστημα μονάδων ($\mu_0 = 1$ στο emu) και $4\pi \cdot 10^{-7} \text{ V} \cdot \text{sec} \cdot \text{Am}^{-1}$ στο Διεθνές Σύστημα.

Με ανάλογο τρόπο, όπως και στην περίπτωση του βαρυτικού πεδίου, ορίζεται και η ένταση του μαγνητικού πεδίου, που δημιουργεί ένας μαγνητικός πόλος, καθώς είναι η μαγνητική δύναμη ανά μονάδα μαγνητικής ποσότητας που ασκείται σε κάποιο σημείο του μαγνητικού πεδίου. Είναι ένα διανυσματικό μέγεθος που έχει τη διεύθυνση και τη φορά της μαγνητικής δύναμης με μέτρο

$$H = \frac{F}{P_2} = \frac{1}{\mu_0 \mu} \frac{P_1}{r^2} \quad (3.21)$$

και μονάδες μέτρησης το Oersted (Oe) στο emu και το $A \cdot m^{-1}$ στο SI ($1 Oe = \frac{10^3}{4\pi} A \cdot m^{-1}$).

Το 1819 ο Δανός φυσικός Hans Oersted παρατήρησε εντελώς τυχαία την απόκλιση της μαγνητικής βελόνας όταν αυτή βρίσκεται κοντά σε ρευματοφόρο αγωγό. Έτσι σύμφωνα με αυτή την παρατήρηση αλλά και με τις μοντέρνες μαγνητικές θεωρίες το μαγνητικό πεδίο έχει προέλευση ηλεκτρική.

Έστω λοιπόν δύο στοιχειώδη πηνία τα οποία διαρρέονται με ηλεκτρικά ρεύματα I_a , I_b , αντίστοιχα (Σχ. 3.4). Η δύναμη η οποία ασκείται σε ένα στοιχειώδες τμήμα $d\mathbf{l}_a$ του πηνίου a που οφείλεται στο ηλεκτρικό ρεύμα που διαρρέει το στοιχειώδες τμήμα $d\mathbf{l}_b$ του δεύτερου πηνίου δίνεται από το νόμο του Lorentz

$$d\mathbf{f}_a = C_m I_a I_b \frac{d\mathbf{l}_a \times (d\mathbf{l}_b \times \mathbf{r})}{r^2}, \quad (3.22)$$

όπου C_m είναι μία σταθερά αναλογίας, ανάλογη με τη σταθερά παγκόσμιας έλξης του βαρυτικού πεδίου.

Αν οριστεί, όπως και στο βαρυτικό πεδίο, ένα διάνυσμα $\mathbf{B}$, μπορεί να αποδειχθεί (Blakely 1995) ότι

$$\mathbf{B} = C_m I_b \oint \frac{d\mathbf{l}_b \times \mathbf{r}}{r^2}. \quad (3.23)$$

Η εξίσωση (3.23) αποτελεί τον γνωστό νόμο των Biot – Savart, όπου το διάνυσμα $\mathbf{B}$ ονομάζεται μαγνητική επαγωγή ή μαγνητική ροή πυκνότητας ή απλά μαγνητικό πεδίο ενός στοιχειώδους πηνίου.

Η σταθερά C_m στο ηλεκτρομαγνητικό σύστημα μονάδων (emu) είναι αδιάστατη και έχει τιμή $C_m = 1$ ενώ στο Διεθνές Σύστημα (SI) $C_m = \mu_0/4\pi = 10^{-7} \text{ Henry/meter}$. Στο emu η μαγνητική επαγωγή B μετριέται σε *Gauss* και το ρεύμα σε *abampères*. Στο SI η μαγνητική επαγωγή B έχει μονάδες *weber/meters*² που λέγεται και *Tesla* και το ρεύμα μετριέται σε *Ampere* ($1 \text{ Ampere} = 0.1 \text{ abampères}$). Στη γεωφυσική μελέτη ως μονάδες της μαγνητικής επαγωγής χρησιμοποιείται το *gamma* (emu) και το *nanotesla* (SI) όπου

$$1 \text{ Tesla} = 10^4 \text{ Gauss}$$

$$1 \text{ nanotesla} = 10^{-9} \text{ Tesla} = 1 \text{ gamma} = 10^{-5} \text{ Gauss}$$

Σύμφωνα με την πρώτη εξίσωση του Maxwell η απόκλιση του μαγνητικού πεδίου είναι μηδέν (Blakely 1995, Τσόκας 1999)

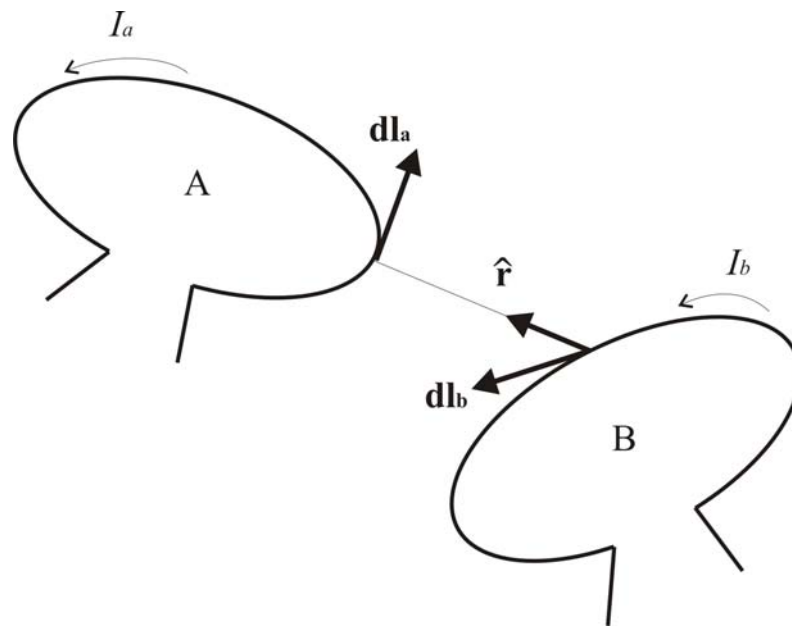
$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0, \quad (3.24)$$

δηλαδή το μαγνητικό πεδίο είναι σωληνοειδές, ενώ η στροφή $\nabla \times \mathbf{B}$ είναι διάφορη του μηδενός στο χώρο.

Ολοκληρώνοντας την σχέση (3.24) και λαμβάνοντας υπ' όψιν και το θεώρημα της απόκλισης προκύπτει ότι

$$\iiint_V \nabla \cdot \mathbf{B} dV = \iint_S \mathbf{B} \cdot \hat{\mathbf{n}} dS = 0, \quad (3.25)$$

δηλαδή σε μία περιοχή η κανονική συνιστώσα της ροής που εισέρχεται σε αυτήν ισούται με αυτήν που βγαίνει. Η εξίσωση (3.25) είναι γνωστή ως νόμος του Gauss και δηλώνει ακριβώς το γεγονός ότι στη φύση δεν είναι δυνατόν να υπάρχουν μαγνητικά μονόπολα, τουλάχιστον σε μακροσκοπικό επίπεδο. Επίσης αν κατά την επεξεργασία μαγνητικών δεδομένων αφαιρεθούν οι περιφερειακές ανωμαλίες και απομονωθούν οι τοπικές, τότε θα πρέπει οι αρνητικές ανωμαλίες να είναι ίσες με τις θετικές (Blakely 1995).



Σχήμα 3.4: Δύο στοιχειώδη πηνία A , B τα οποία διαρρέονται με ηλεκτρικά ρεύματα I_a , I_b αντίστοιχα και απέχουν απόσταση r μεταξύ τους. Το μοναδιαίο διάνυσμα $\hat{r}$ έχει διεύθυνση από το στοιχειώδες τμήμα $d\mathbf{l}_b$ του πηνίου B στο στοιχειώδες τμήμα $d\mathbf{l}_a$ του πηνίου A (Blakely 1995).

Στην ειδική περίπτωση που στον χώρο που μετριέται το μαγνητικό πεδίο δεν υπάρχουν ρεύματα, τότε $\nabla \times \mathbf{B} = 0$, οπότε υπάρχει συνάρτηση δυναμικού U , η απόκλιση της οποίας θα ισούται με την ένταση του μαγνητικού πεδίου $\mathbf{B}$

$$\mathbf{B} = \nabla U \quad (3.26)$$

όπου

$$U = \frac{1}{\mu\mu_0} \frac{P}{r}. \quad (3.27)$$

Η παραπάνω προσέγγιση είναι αρκετά ικανοποιητική στις γεωφυσικές διασκοπήσεις καθώς το μαγνητικό πεδίο μετρίεται στην επιφάνεια της Γης ή σε κάποιο ύψος από αυτήν, δηλαδή σε χώρους όπου δεν υπάρχουν μαγνητικά υλικά και τα ρεύματα μπορούν να θεωρηθούν αμελητέα και μπορεί εύκολα να παρατηρηθεί η αναλογία που υπάρχει ανάμεσα στο βαρυτικό (3.17) και στο μαγνητικό δυναμικό.

Αν ένα υλικό το οποίο έχει μαγνητικές ιδιότητες βρεθεί υπό την επίδραση ενός εξωτερικού πεδίου (επάγον αίτιο) τότε θα αποκτήσει μαγνήτιση η οποία λέγεται επαγομένη μαγνήτιση και ήταν γνωστή ακόμα από τους αρχαίους χρόνους. Η μαγνήτιση αυτή έχει διεύθυνση παράλληλη ή αντιπαράλληλη με αυτή του εξωτερικού πεδίου και μέτρο

$$\mathbf{M} = \kappa \mathbf{H}, \quad (3.28)$$

όπου κ είναι ένα αδιάστατο μέγεθος που ονομάζεται μαγνητική επιδεκτικότητα και έχει διαφορετική τιμή για τα δύο συστήματα μονάδων, δηλαδή $\kappa_{SI} = 4\pi\kappa_{emu}$.

Για το ηλεκτρομαγνητικό σύστημα μονάδων ισχύει

$$\mathbf{B} = \mathbf{H} + 4\pi\mathbf{M} = \mathbf{H} + 4\pi\kappa\mathbf{H} = (1 + 4\pi\kappa)\mathbf{H} = \mu\mathbf{H}, \quad (3.29)$$

όπου η μαγνητική διαπερατότητα ισούται με $\mu = 1 + 4\pi\kappa$

ενώ στο Διεθνές Σύστημα

$$\mathbf{B} = \mu_0(\mathbf{H} + \mathbf{M}) = \mu_0(\mathbf{H} + \kappa\mathbf{H}) = \mu_0(1 + \kappa)\mathbf{H}, \quad (3.30)$$

δηλαδή $\mu = \mu_0(1 + \kappa)$.

Ανάλογα με τις τιμές που παίρνει η μαγνητική επιδεκτικότητα τα υλικά διακρίνονται σε διαμαγνητικά, παραμαγνητικά και σιδηρομαγνητικά. Τα διαμαγνητικά υλικά εμφανίζουν μικρές αρνητικές τιμές μαγνητικής επιδεκτικότητας, τα παραμαγνητικά μικρές θετικές ενώ τα σιδηρομαγνητικά μεγάλες θετικές (Parasnis 1996, Τσόκας 1999).

Τα σιδηρομαγνητικά υλικά χωρίζονται σε πραγματικά σιδηρομαγνητικά τα οποία μάλιστα σπάνια εμφανίζονται μόνα τους στη φύση (σίδηρος, νικέλιο, κοβάλτιο) και σε σιδηρομαγνητικά (μαγνητίτης) τα οποία είναι σχεδόν αποκλειστικά υπεύθυνα για την μαγνήτιση των πετρωμάτων που προκαλεί τις έντονες μαγνητικές ανωμαλίες που παρατηρούνται στην επιφάνεια της γης (Παπαζάχος 1996).

Η γνώση της τιμής της μαγνητικής επιδεκτικότητας είναι πάρα πολύ σημαντική στην μαγνητική διασκόπηση και αντικειμενικός σκοπός είναι ο όσο το δυνατό ακριβέστερος προσδιορισμός της. Δηλαδή η μαγνητική επιδεκτικότητα είναι για την

μαγνητομετρία ότι και η πυκνότητα για την βαρυτομετρία. Η τιμή της μαγνητικής επιδεκτικότητας δεν αποτελεί όμως και το κύριο διαγνωστικό στοιχείο των μαγνητισμένων πετρωμάτων καθώς κυμαίνεται σε μεγάλο εύρος, όχι μόνο μεταξύ διαφορετικών υλικών, αλλά και μεταξύ πετρωμάτων και ορυκτών του ίδιου τύπου.

Αν το υλικό απομακρυνθεί από την επίδραση του εξωτερικού πεδίου και τοποθετηθεί σε χώρο ελεύθερο από μαγνητικά πεδία τότε η επαγόμενη μαγνήτιση παύει να υφίσταται για τα περισσότερα υλικά. Υπάρχει όμως περίπτωση κάποια υλικά, λόγω της δομής τους να διατηρήσουν μία μαγνήτιση, ακόμα και με την απουσία του εξωτερικού πεδίου. Η μαγνήτιση αυτή λέγεται παραμένουσα μαγνήτιση και μπορεί να έχει την ίδια ή και διαφορετική διεύθυνση από την διεύθυνση του εξωτερικού πεδίου και σε περιπτώσεις που το διάνυσμά της δεν είναι δυνατό να θεωρηθεί αμελητέο, τότε μπορεί να προκαλέσει προβλήματα στην τελική ερμηνεία.

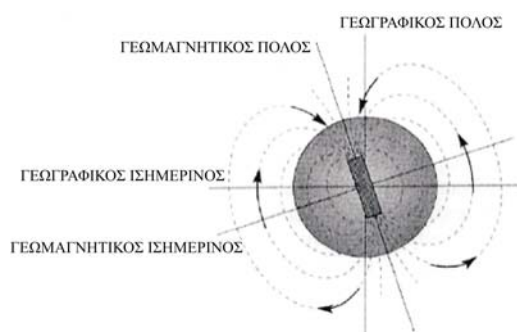
Μία σημαντική ποσότητα που χρησιμοποιείται στην Γεωφυσική είναι ο λόγος της παραμένουσας M_r προς την επαγομένη μαγνήτιση

$$Q = \frac{M_r}{\kappa H}, \quad (3.31)$$

που ονομάζεται λόγος του Koenigsberger και είναι εξαιρετικά χρήσιμος στην εύρεση του είδους της μαγνήτισης που έχει ένα πέτρωμα. Μεγάλες τιμές του λόγου αυτού υποδηλώνουν την επικράτηση της παραμένουσας μαγνήτισης, ενώ αντίστοιχα μικρές του παραπάνω λόγου, σημαίνει ότι για την κατασκευή των μοντέλων μπορεί να χρησιμοποιηθεί μόνο επαγομένη μαγνήτιση.

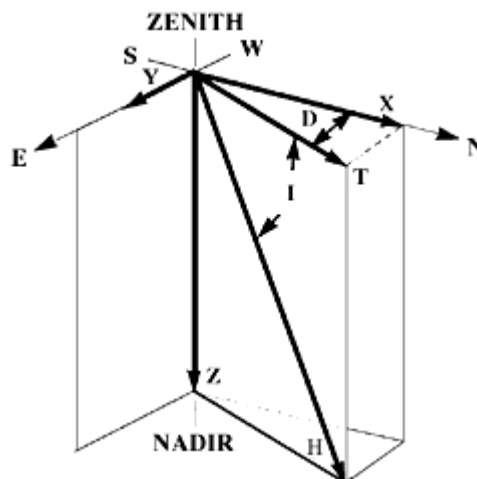
3.5. ΤΟ ΜΑΓΝΗΤΙΚΟ ΠΕΔΙΟ ΤΗΣ ΓΗΣ

Η Γη μπορεί να προσομοιαστεί με έναν σφαιρικό μαγνήτη ο οποίος περιβάλλεται από το μαγνητικό πεδίο. Σε γενικές γραμμές το μαγνητικό πεδίο της Γης έχει την προέλευσή του σε ένα δίπολο το οποίο περνάει σχεδόν από το κέντρο της Γης και ο άξονας του διπόλου σχηματίζει περίπου 11° με τον άξονα περιστροφής της Γης.



Σχήμα 3.5: Οι δυναμικές γραμμές του γεωμαγνητικού πεδίου που οφείλεται σε ένα έκκεντρο δίπολο που σχηματίζει γωνία 11° με τον άξονα περιστροφής της Γης.

Το μαγνητικό πεδίο δεν παραμένει σταθερό σε όλα τα σημεία της επιφάνειας της Γης, αλλά μεταβάλλεται από τόπο σε τόπο, οπότε για να οριστεί πλήρως, πρέπει να καθοριστούν τόσο η διεύθυνση του διανύσματος της έντασης όσο και το μέτρο αυτής σε κάθε σημείο.



Σχήμα 3.6: Τα στοιχεία του γεωμαγνητικού πεδίου σε ένα συγκεκριμένο τόπο.

Αν οριστεί ένα τρισσορθόγωνιο σύστημα συντεταγμένων με κέντρο το σημείο παρατήρησης στην επιφάνεια της Γης, όπου ο άξονας X είναι θετικός προς τον Βορρά, ο άξονας Y προς την Ανατολή και ο Z προς τα κάτω, τότε οι επτά παράμετροι του γεωμαγνητικού πεδίου οι οποίες πρέπει να υπολογιστούν σε κάθε σημείο είναι η ολική ένταση (H), η κατακόρυφη (Z) και η οριζόντια (T) συνιστώσα του ολικού πεδίου, οι συνιστώσες X και Y της οριζόντιας συνιστώσας, η έγκλιση (I) και η απόκλιση (D).

Μαγνητική απόκλιση, D, είναι η γωνία που σχηματίζεται μεταξύ της συνιστώσας X (μεσημβρινή συνιστώσα) και της οριζόντιας συνιστώσας T, ενώ μαγνητική έγκλιση, I, είναι η σχηματιζόμενη γωνία ανάμεσα στην ολική ένταση H και την οριζόντια συνιστώσα T. Η μαγνητική έγκλιση, βάση της σύμβασης που έχει γίνει, θεωρείται θετική ή αρνητική όταν η συνιστώσα Z είναι θετική ή αρνητική αντίστοιχα (Σχ. 3.6).

Υπάρχουν δύο σημεία πάνω στην επιφάνεια της Γης, κοντά στους γεωγραφικούς πόλους, στα οποία η έγκλιση ισούται με 90 μοίρες. Τα σημεία αυτά λέγονται μαγνητικοί πόλοι, ενώ η γραμμή που περιβάλλει την Γη και η τιμή της έγκλισης σε αυτή είναι μηδέν ονομάζεται μαγνητικός ισημερινός.

Το γεωμαγνητικό πεδίο αποτελεί συνδυασμό αρκετών παραγόντων. Το 90% όμως περίπου του πεδίου έχει την γενεσιουργή αιτία του στο εσωτερικό της Γης και κυρίως στον υγρό εξωτερικό πυρήνα (Θεωρία Δυναμό) και ονομάζεται Κύριο Μαγνητικό

Πεδίο. Το υπόλοιπο μέρος του πεδίου οφείλεται σε αίτια (μαγνητικές πηγές) που βρίσκονται εξωτερικά της Γης αλλά και στην μαγνήτιση των πετρωμάτων του φλοιού (Παπαζάχος 1995). Το Κύριο Μαγνητικό Πεδίο μπορεί να περιγραφεί με μαθηματικά μοντέλα όπως είναι το International Geomagnetic Reference Field (I.G.R.F.) και το World Magnetic Model (W.M.M.).

Όπως αναφέρθηκε το μαγνητικό πεδίο μεταβάλλεται από τόπο σε τόπο. Εκτός όμως από αυτήν την χωρική μεταβολή, στο μαγνητικό πεδίο παρατηρείται και χρονική μεταβολή, η οποία επηρεάζει άμεσα και τα μαθηματικά μοντέλα που το περιγράφουν. Συλλέγοντας λοιπόν τις μετρήσεις που έχουν πραγματοποιηθεί σε διάφορους σταθμούς ανά τον κόσμο και σε συνεχή χρονικά διαστήματα, είναι δυνατό να κατασκευαστεί, ανά τακτά χρονικά διαστήματα, ένα μαθηματικά μοντέλο. Κάθε πέντε χρόνια λοιπόν η International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA) βασιζόμενη σε μετρήσεις και στοιχεία, υιοθετεί ένα καινούργιο μοντέλο το οποίο περιγράφει το γεωμαγνητικό πεδίο για μία περίοδο πέντε ετών, που λέγεται εποχή. Αφαιρώντας το I.G.R.F. από τις πραγματοποιούμενες μετρήσεις προκύπτει γενικά το πεδίο το οποίο οφείλεται στον φλοιό της Γης. Αν ένα προηγούμενο μοντέλο IGRF, παλιότερης εποχής, διορθωθεί χρησιμοποιώντας νέα δεδομένα και στοιχεία, τα οποία δεν ήταν διαθέσιμα το χρόνο δημιουργίας του, τότε αυτό το μοντέλο ονομάζεται Definitive Geomagnetic Reference Field (DGRF)

3.6. ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ΤΟΥ ΟΛΙΚΟΥ ΜΑΓΝΗΤΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ

Η ανωμαλία του ολικού μαγνητικού πεδίου, ΔT , μπορεί να υπολογιστεί αν από τις μετρήσεις του ολικού πεδίου, T , αφαιρεθεί ένα κατάλληλο περιβάλλον πεδίο, F , το οποίο συνήθως είναι το μοντέλο I.G.R.F (Blakely 1995).

$$\Delta T = |T| - |F|. \quad (3.32)$$

Αν ΔF είναι η ένταση του δευτερογενούς πεδίου που δημιουργείται από μία μαγνητική πηγή τότε το ολικό μαγνητικό πεδίο, όπως φαίνεται και στο σχήμα (3.7), θα είναι το διανυσματικό άθροισμα

$$T = F + \Delta F \quad (3.33)$$

Παρατηρείται ότι η ανωμαλία του ολικού πεδίου δεν ισούται με την ένταση του δευτερογενούς πεδίου διότι

$$\Delta T = |F + \Delta F| - |F| \neq \Delta F. \quad (3.34)$$

Στην ειδική περίπτωση που το ανώμαλο πεδίο είναι πολύ μικρό σε σχέση με το περιβάλλον πεδίο ($|\Delta \mathbf{F}| \ll |\mathbf{F}|$), τότε

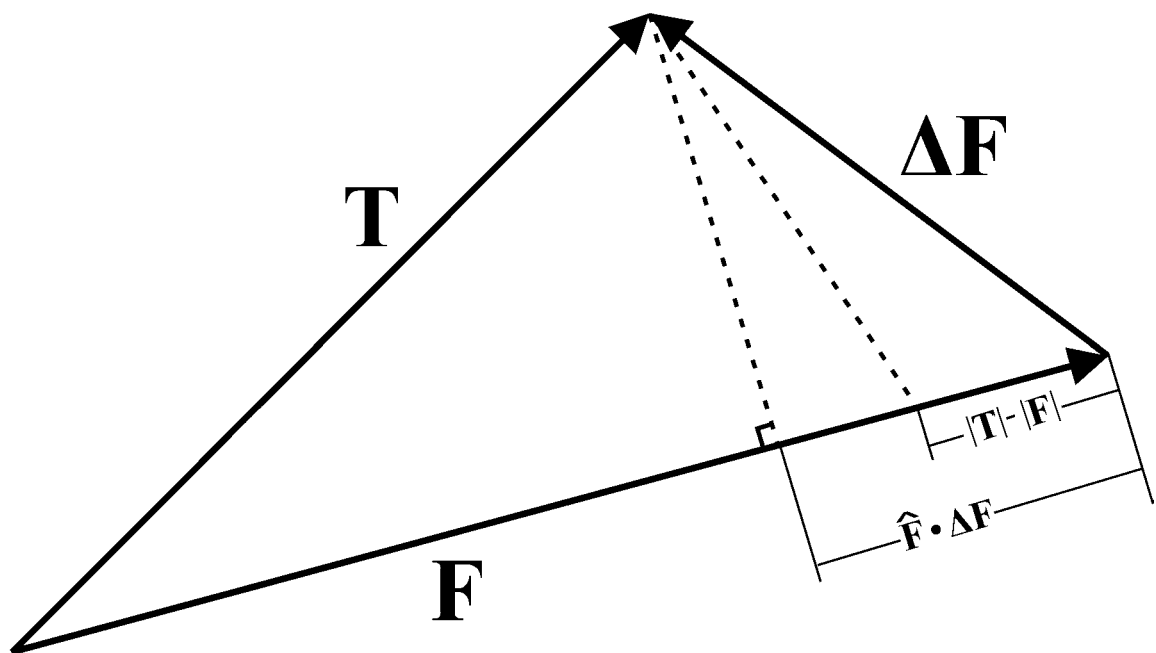
$$\begin{aligned} \Delta T &= |\mathbf{F} + \Delta \mathbf{F}| - |\mathbf{F}| \approx (\mathbf{F} \cdot \mathbf{F} + 2\mathbf{F} \cdot \Delta \mathbf{F})^{1/2} - |\mathbf{F}| \\ &\approx (\mathbf{F} \cdot \mathbf{F})^{1/2} + \left(\frac{1}{2}\right)(2)(\mathbf{F} \cdot \mathbf{F})^{-1/2}(\mathbf{F} \cdot \Delta \mathbf{F}) - |\mathbf{F}| \\ &= \frac{\mathbf{F} \cdot \Delta \mathbf{F}}{|\mathbf{F}|} \end{aligned}$$

$$\Delta T = \hat{\mathbf{F}} \cdot \Delta \mathbf{F}, \quad (3.35)$$

δηλαδή η ανωμαλία του ολικού πεδίου είναι περίπου ίση την προβολή του δευτερογενούς πεδίου πάνω στην διεύθυνση του περιβάλλοντος πεδίου και ακόμα η ΔT είναι συνάρτηση αρμονική και ικανοποιεί την εξίσωση Laplace

$$\nabla^2 \Delta T = \nabla^2 (\hat{\mathbf{F}} \cdot \Delta \mathbf{F}) = \hat{\mathbf{F}} \cdot (\nabla^2 \Delta \mathbf{F}) = 0 \quad (3.36)$$

κάτι το οποίο ισχύει στις συνήθεις αερομαγνητικές διασκοπήσεις.



Σχήμα 3.7: Διανυσματική αναπαράσταση του ολικού μαγνητικού πεδίου το οποίο είναι το άθροισμα του περιβάλλοντος πεδίου, F , και της έντασης του δευτερογενούς πεδίου (Blakely 1995).

4.

ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Τα μαγνητικά και βαρυτικά δεδομένα που λαμβάνονται μετά από μετρήσεις στην ύπαιθρο μπορούν να δώσουν μία αρχική ποιοτική ερμηνεία των δομών που προκαλούν τις ανωμαλίες. Όμως για να αναδειχθούν περισσότερο και να τονιστούν τα χαρακτηριστικά των πηγών (θέση, σχήμα, μέγεθος, βάθος ταφής) χρησιμοποιούνται μία σειρά από μεθοδολογίες που έχουν ακριβώς αυτόν τον στόχο.

Οι χρησιμοποιούμενες μεθοδολογίες μπορούν να χωριστούν σε αυτές που εφαρμόζονται στην περιοχή του χώρου και στην περιοχή των κυματαρίθμων. Κυρίαρχη θέση στην επεξεργασία των δεδομένων δυναμικών πεδίων κατέχει ο μετασχηματισμός Fourier η χρησιμότητα του οποίου είναι πολύ σημαντική καθώς μια σειρά από μετασχηματισμούς πραγματοποιούνται γρήγορα και εύκολα στην περιοχή των κυματάριθμων (παραγωγή, φιλτράρισμα, συνέχεια πεδίου, ψευδοβαρύτητα). Επίσης με τη χρήση μοντέρνων τεχνικών πραγματοποιείται η χαρτογράφηση των φυσικών ιδιοτήτων (πυκνότητα, επιδεκτικότητα) της πηγής (επιπεδοποίηση, οριζόντια βαθμίδα)

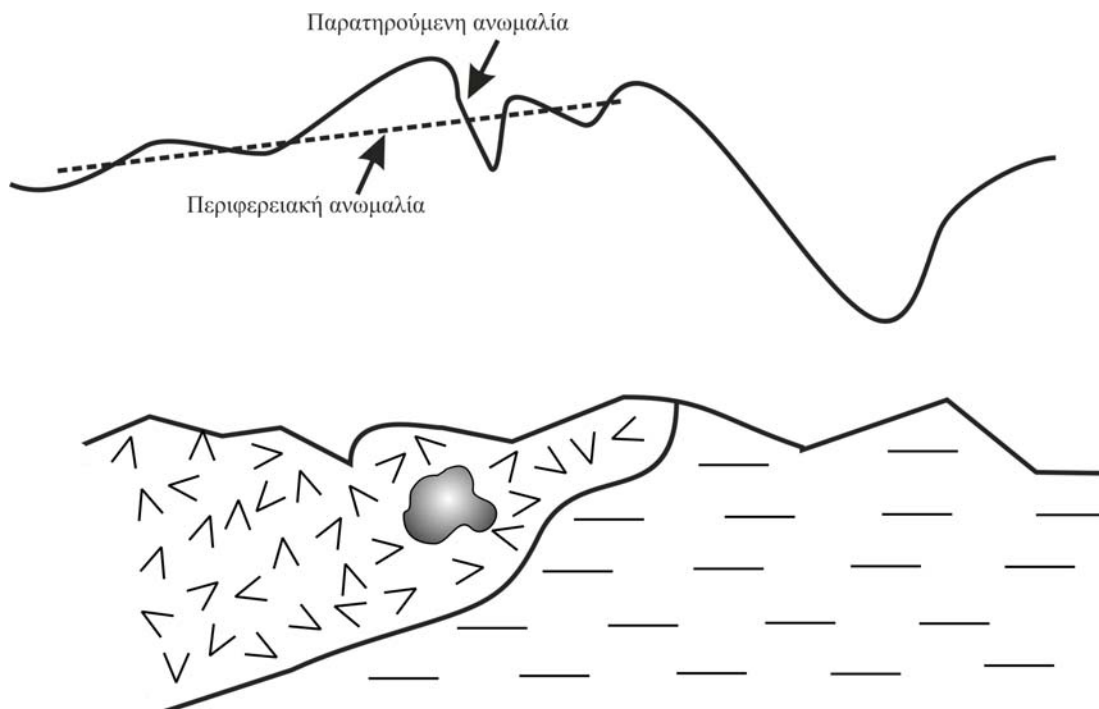
Η εφαρμογή μεθοδολογιών που βασίζονται αποκλειστικά στο αναλυτικό σήμα μπορεί να αποκαλύψει τις παραμέτρους των δομών που γεννούν το ανώμαλο πεδίο δυναμικού και να βοηθήσει στη εξαγωγή συμπερασμάτων (Μιγαδικά χαρακτηριστικά – Χαρτογράφηση Παραμέτρων Πηγής).

4.1. ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΣ ΜΕΤΑΞΥ ΤΟΠΙΚΟΥ ΚΑΙ ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ

Αντικειμενικός σκοπός της γεωφυσικής διασκόπησης μιας περιοχής με την χρήση των πεδίων δυναμικού, είναι η κατασκευή τόσο του βαρυτικού όσο και του μαγνητικού χάρτη και η μετέπειτα επεξεργασία αυτών των δεδομένων που θα συλλεχθούν. Αφού πρώτα πραγματοποιηθούν οι απαραίτητες διορθώσεις στα βαρυτικά δεδομένα (θεωρητικής βαρύτητας, τοπογραφίας, ισοστασίας, ελεύθερου αέρα, παλιρροιών, φαινομένου Eötvös, μεταβολής σταθερών οργάνου) και στα μαγνητικά (αφαίρεση IGRF) κατόπιν αποτυπώνονται με τη μορφή ισανώμαλων γραμμών πάνω σε χάρτες. Οι βαρυτικές και μαγνητικές ανωμαλίες που ενδέχεται να εμφανιστούν σε αυτούς τους χάρτες, παρόλες τις προγενέστερες διορθώσεις που έχουν υποστεί τα αρχικά δεδομένα, θα οφείλονται τόσο σε δομές που βρίσκονται σε ρηχότερα όσο και βαθύτερα σημεία. Δηλαδή, λόγω του θεωρήματος της υπέρθεσης που ισχύει στα πεδία δυναμικού, οι ανωμαλίες που ενδιαφέρουν την έρευνα (τοπικό ή υπολειμματικό πεδίο) θα επικάθονται σε ανωμαλίες που οφείλονται σε βαθύτερες δομές (περιφερειακό πεδίο). Στο σχήμα (4.1) φαίνεται ένα παράδειγμα τοπικού και περιφερειακού πεδίου που οφείλεται σε διαφορετικούς γεωλογικούς σχηματισμούς.

Η πρώτη λοιπόν εργασία που γίνεται πριν οποιαδήποτε παραπέρα επεξεργασία είναι ο διαχωρισμός του τοπικού από το περιφερειακό πεδίο. Η διαδικασία αυτή είναι πολύ σημαντική στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική καθώς θα απομονώσει τις ανωμαλίες που ενδιαφέρουν την διεξαγόμενη έρευνα. Πρέπει όμως να σημειωθεί ότι ο διαχωρισμός του τοπικού πεδίου από το περιφερειακό πεδίο είναι μία σχετική διατύπωση καθώς ότι είναι τοπικό πεδίο για μια γεωφυσική έρευνα μπορεί να είναι περιφερειακό πεδίο για μία άλλη, δηλαδή ο ορισμός τοπικού και περιφερειακού πεδίου εξαρτάται άμεσα από την κλίμακα της έρευνας. Για παράδειγμα σε μία μελέτη για ανίχνευση υδρογονανθράκων, οι ανωμαλίες που ενδιαφέρουν την μεταλλευτική έρευνα, αποτελούν υψίσυχνο θόρυβο.

Έχουν προταθεί διάφορες μέθοδοι για την αφαίρεση του τοπικού από το περιφερειακό πεδίο από διάφορους ερευνητές. Κάποιες από αυτές κυρίως στην προσαρμογή μίας επιφάνειας στα δεδομένα (αναλυτικές μέθοδοι) ή στην αφαίρεση της τάσης με γραφικό τρόπο.



Σχήμα 4.1: Περιφερειακό και υπολειμματικό πεδίο ο καθορισμός των οποίων εξαρτάται από την κλίμακα της έρευνας (Blakely 1995).

Κατά τη διαδικασία εφαρμογής της γραφικής μεθόδου οι ισανώμαλες προεκτείνονται έτσι ώστε να αποκτήσουν μία πιο ομαλή μορφή και στη συνέχεια αφαιρούνται οι εξομαλυμένες τιμές από τις αρχικές. Με τον τρόπο αυτό παράγεται μία εκτίμηση της τοπικής ανωμαλίας. Είναι προφανές ότι η αφαίρεση της τάσης με γραφικό τρόπο αποτελεί κατά κάποιο τρόπο υποκειμενική διαδικασία, καθώς στηρίζεται στην εμπειρία του ατόμου που κάνει την επεξεργασία.

Η γραφική μέθοδος όμως σήμερα δεν είναι ευρεία χρησιμοποιούμενη, και απλά αναφέρεται κυρίως για ιστορικούς λόγους, καθώς οι αναλυτικές μέθοδοι είναι αυτές που κατά κόρον εφαρμόζονται κυρίως λόγω της αλματώδους εξέλιξης των ηλεκτρονικών υπολογιστών και της αυτοματοποιημένης διαδικασίας. Στόχος των αναλυτικών μεθόδων αποτελεί η αναπαράσταση του περιφερειακού πεδίου σαν μία μαθηματική επιφάνεια η οποία και αφαιρείται από τις αρχικές μετρήσεις για να παραχθεί η υπολειμματική ανωμαλία, δηλαδή

$$R = G - Z \quad (4.1)$$

όπου R είναι το υπολειμματικό πεδίο, G το παρατηρούμενο και το Z περιφερειακό πεδίο (Agocs 1951, Grant 1957). Συνήθως εφαρμόζεται μία επίπεδη επιφάνεια, αλλά και πολώνυμα μεγαλύτερου βαθμού μπορεί να χρησιμοποιηθούν κατά περίπτωση, οι

συντελεστές των οποίων υπολογίζονται με την τεχνική των ελαχίστων τετραγώνων. Η διαδικασία εφαρμογής και εύρεσης της τοπικής ανωμαλίας είναι ταυτόσημη τόσο στα βαρυτικά όσο και μαγνητικά δεδομένα.

Επίσης διάκριση τοπικού και περιφερειακού πεδίου μπορεί να πραγματοποιηθεί εφαρμόζοντας την άνω συνέχεια του πεδίου, που όπως θα αναφερθεί και παρακάτω, ο μετασχηματισμός αυτός αποκόπτει τις ανωμαλίες με μικρά μήκη κύματος και ενισχύει τις μεγάλου μήκους κύματος, που οφείλονται σε βαθιές δομές.

4.2. ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ FOURIER

Ένα βασικό στάδιο στην επεξεργασία των δεδομένων των πεδίων δυναμικού αποτελεί η εφαρμογή σε αυτά διαφόρων φίλτρων τα οποία ενισχύουν και αναδεικνύουν τα χαρακτηριστικά των πηγών που προκαλούν την εκάστοτε ανωμαλία. Οι τεχνικές αυτές βοηθούν κατά πολύ την επεξεργασία και κατ' επέκταση την ερμηνεία των δεδομένων και τη συσχέτισή τους με την γεωλογία της υπό μελέτη περιοχής. Μπορούν δε να εφαρμοστούν είτε στην περιοχή του χώρου ή στην περιοχή των κυματαρίθμων. Το εργαλείο που χρησιμοποιείται για τον μετασχηματισμό των δεδομένων είναι η ανάλυση Fourier.

Μία οποιαδήποτε περιοδική κυματομορφή, $f(x)$ με περίοδο X σε ένα διάστημα, μπορεί να παρασταθεί, υπό προϋποθέσεις, σαν ένα άθροισμα απείρων όρων μιας ακολουθίας ημιτονοειδών και συνημιτονοειδών συναρτήσεων

$$f(x) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} F_n e^{ik_n x} \quad (4.2)$$

όπου $k_n = \frac{2\pi n}{X}$ και οι μιγαδικοί συντελεστές, F_n , μπορούν να υπολογιστούν από το ολοκλήρωμα

$$F_n = \frac{1}{X} \int_{x_0}^{x_0+X} f(x) e^{-ik_n x} dx. \quad (4.3)$$

Αν θεωρηθεί ότι η συνάρτηση $f(x)$ δεν είναι περιοδική, είναι όμως πεπερασμένη σε κάποιο διάστημα, δηλαδή ικανοποιείται η συνθήκη

$$\int_{-\infty}^{\infty} |f(x)| dx < \infty, \quad (4.4)$$

τότε θέτοντας όπου $X \rightarrow \infty$ ο μετασχηματισμός Fourier της μη περιοδικής συνάρτησης είναι

$$F(k) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x) e^{-ikx} dx \quad (4.5)$$

όπου $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ και λέγεται κυματάριθμος. Ο κυματάριθμος έχει μονάδες αντίστροφου απόστασης και είναι ανάλογος της γωνιακής ταχύτητας στην περιοχή του χρόνου.

Η παραδοχή που έγινε με την εξίσωση (4.4) συμπεριλαμβάνει το σύνολο των βαρυτικών και μαγνητικών ανωμαλιών εφόσον βέβαια η κλίμακα της έρευνας είναι πολύ μεγαλύτερη από την οριζόντια διάσταση των πηγών των δυναμικών πεδίων (Blakely 1995).

Ο μετασχηματισμός Fourier είναι σε γενικές γραμμές μία μιγαδική συνάρτηση, πράγμα που σημαίνει ότι έχει ένα πραγματικό και ένα φανταστικό μέρος και μπορεί να γραφτεί ως

$$F(k) = \operatorname{Re} F(k) + i \operatorname{Im} F(k), \quad (4.6)$$

ή εναλλακτικά να πάρει τη μορφή

$$F(k) = |F(k)| e^{i\Theta(k)}, \quad (4.7)$$

όπου

$$|F(k)| = \left[(\operatorname{Re} F(k))^2 + (\operatorname{Im} F(k))^2 \right]^{1/2} \quad (4.8)$$

$$\Theta(k) = \arctan \frac{\operatorname{Im} F(k)}{\operatorname{Re} F(k)}.$$

Οι συναρτήσεις $|F(k)|$ και $\Theta(k)$ λέγονται φάσμα πλάτους και φάσμα φάσης αντίστοιχα. Η συνολική ενέργεια της $f(x)$ μπορεί να αποδειχθεί ότι είναι η ίδια είτε υπολογίζεται στην περιοχή του χώρου είτε στην περιοχή των κυματαρίθμων. Η διατύπωση αυτή είναι γνωστή και ως θεώρημα του Parseval και μαθηματικά εκφράζεται ως

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |f(x)|^2 dx = \int_{-\infty}^{\infty} |F(k)|^2 dk. \quad (4.9)$$

Η συνάρτηση $|F(k)|^2$ λέγεται φασματική ενέργεια πυκνότητας και από τη μορφή και την κλίση της μπορούν να εξαχθούν συμπεράσματα που αφορούν την πηγή και το βάθος ταφής αυτής.

Η επιστροφή από το πεδίο των κυματαριθμών στην περιοχή του χώρου γίνεται με τον αντίστροφο μετασχηματισμό Fourier. Δηλαδή, αν η συνάρτηση $F(k)$ είναι ο μετασχηματισμός Fourier της $f(x)$ τότε μπορεί να υπολογιστεί η $f(x)$ κάνοντας χρήση της εξίσωσης

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(k) e^{ikx} dk. \quad (4.10)$$

Δηλαδή οι συναρτήσεις $f(x)$ και $F(k)$ αποτελούν τις δύο όψεις του ίδιου νομίσματος, γι' αυτό λέγεται ότι αποτελούν ζεύγος Fourier και συχνά χρησιμοποιείται ο συμβολισμός

$$f(x) \leftrightarrow F(k). \quad (4.11)$$

Μέχρι τώρα έγινε αναφορά στο μονοδιάστατο μετασχηματισμό Fourier. Στην περίπτωση όμως των πεδίων δυναμικού, τα δεδομένα απεικονίζονται σε χάρτες, οπότε χρησιμοποιείται η δισδιάστατη ανάλυση Fourier. Ο δισδιάστατος μετασχηματισμός Fourier και ο αντίστροφός του δίνονται από τις εξισώσεις

$$F(k_x, k_y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) e^{-i(k_x x + k_y y)} dx dy \quad (4.12)$$

$$f(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F(k_x, k_y) e^{i(k_x x + k_y y)} dk_x dk_y \quad (4.13)$$

όπου, $k_x = \frac{2\pi}{\lambda_x}$, $k_y = \frac{2\pi}{\lambda_y}$ είναι οι κυματάρθρωμοι κατά τις διευθύνσεις x και y αντίστοιχα.

Οι ιδιότητες του μετασχηματισμού Fourier είναι αυτές που τον κάνουν ιδιαίτερα δημοφιλή στην χρήση του για την επεξεργασία των γεωφυσικών δεδομένων. Οι κυριότερες του ιδιότητες είναι:

Α) Αν $f(x) \leftrightarrow F(k)$ και η $f(x)$ είναι πραγματική συνάρτηση τότε η $F(k)$ έχει πραγματικό μέρος συμμετρικό και φανταστικό αντισυμμετρικό ως προς το κέντρο των αξόνων δηλαδή

$$F(x) \leftrightarrow 2\pi f(-k) \quad (4.14)$$

B) Αν $f_1(x) \leftrightarrow F_1(k)$, $f_2(x) \leftrightarrow F_2(k)$ και a_1, a_2 είναι σταθερές, τότε ισχύει ότι

$$[a_1 f_1(x) + a_2 f_2(x)] \leftrightarrow [a_1 F_1(k) + a_2 F_2(k)] \quad (4.15)$$

Δηλαδή ο μετασχηματισμός Fourier αποτελεί ένα γραμμικό σύστημα.

Γ) Αν $f(x) \leftrightarrow F(k)$ επίσης ισχύει ότι

$$f(ax) \leftrightarrow \frac{1}{|a|} F\left(\frac{k}{a}\right), \quad (4.16)$$

όπου a τυχαία σταθερά. Αποτέλεσμα αυτής της ιδιότητας είναι ότι μία ανωμαλία εκτεταμένη στο χώρο θα έχει περισσότερο περιορισμένο συχνοτικό περιεχόμενο από μία στενότερη ανωμαλία. Επειδή το εύρος της ανωμαλίας έχει σχέση με το βάθος ταφής της πηγής, ομοίως και το φάσμα θα συσχετίζεται με το βάθος που είναι θαμμένος ο στόχος.

Δ) Η μετατόπιση της ανωμαλίας στην περιοχή του χώρου αντιστοιχεί με την εισαγωγή ενός εκθετικού παράγοντα στην περιοχή των κυματάριθμων, δηλαδή

$$f(x - x_0) \leftrightarrow F(k) e^{-ix_0 k} \quad (4.17)$$

και στην ιδιότητα αυτή στηρίζεται η συνέχεια των πεδίων.

Ε) Η παραγωγή, η οποία στην περιοχή του χώρου αποτελεί μία επίπονη διαδικασία, στο χώρο των κυματάριθμων γίνεται πολύ πιο εύκολα πολλαπλασιάζοντας το φάσμα με ένα μιγαδικό αριθμό

$$\frac{d^n}{dx^n} f(x) \leftrightarrow (ik)^n F(k). \quad (4.18)$$

Για δύο μεταβλητές ισχύει

$$\frac{d^n}{dx^n} \frac{d^m}{dy^m} f(x, y) \leftrightarrow (ik_x)^n (ik_y)^m F(k_x, k_y). \quad (4.19)$$

ΣΤ) Η σχέση μεταξύ του βαρυτικού και του μαγνητικού πεδίου με τις πηγές που τα δημιουργούν, είναι συνέλιξη παραγόντων που εξαρτώνται από τα χαρακτηριστικά του πεδίου και των πηγών και αυτή η σχέση είναι γραμμική (Gunn 1975, Hsu 1970).

Συνέλιξη δύο συναρτήσεων $f(x)$ και $g(x)$ είναι μία μαθηματική πράξη, συμβολίζεται ως $(*)$ και δίνεται από το ολοκλήρωμα

$$h(x) = f(x) * g(x) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x') g(x - x') dx' \quad (4.20)$$

ή σε δύο διαστάσεις γίνεται

$$h(x, y) = f(x, y) * g(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x', y') g(x - x', y - y') dx' dy'. \quad (4.21)$$

Σύμφωνα με το θεώρημα της συνέλιξης, η συνέλιξη δύο συναρτήσεων στην περιοχή του χώρου ισοδυναμεί με τον πολλαπλασιασμό των συναρτήσεων στην περιοχή των κυματαρίθμων

$$h(x) = f(x) * g(x) \leftrightarrow H(k) = F(k) G(k) \quad (4.22)$$

και ισχύει επίσης και το αντίστροφο του θεωρήματος.

4.3. ΔΙΑΚΡΙΤΟΣ ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ FOURIER

Στην πραγματικότητα όμως, δεν είναι συνήθως γνωστή η αναλυτική έκφραση της $f(x, y)$, αλλά αυτό που είναι γνωστό είναι τιμές της συνάρτησης σε διακεκριμένα σημεία. Αυτό προφανώς εισάγει περιορισμούς και σφαλματικούς παράγοντες κατά την επεξεργασία των δεδομένων (Bracewell 1965).

Ο μετασχηματισμός Fourier μιας διακεκριμένης συνάρτησης λέγεται Διακριτός Μετασχηματισμός. Είναι περιοδική συνάρτηση με περίοδο που είναι αντιστρόφως ανάλογη του βήματος δειγματοληψίας. Τα μήκη κύματος που είναι μικρότερα από το διπλάσιο του διαστήματος δειγματοληψίας δεν δύναται να αναπαρασταθούν έπ' ακριβώς από τον μετασχηματισμό Fourier και κατά συνέπεια παρουσιάζονται ανεπιθύμητα φαινόμενα δίπλωσης (aliasing).

Στις δύο διαστάσεις ο διακριτός μετασχηματισμός Fourier μιας συνάρτησης δίνεται από τη σχέση

$$F(k, l) = \sum_{m=0}^{M-1} \sum_{n=0}^{N-1} f(m, n) e^{-2\pi i \left(\frac{km}{M} + \frac{ln}{N} \right)}, \quad (4.23)$$

όπου m, n είναι ακέραιοι αριθμοί που δείχνουν την θέση του σημείου στην περιοχή του χώρου, k, l ακέραιοι που φανερώνουν τη θέση των σημείων στην περιοχή των κυματάρθμων και M, N είναι ο αριθμός των γραμμών και των στηλών αντίστοιχα του πίνακα των τιμών.

Τα διακριτά δεδομένα $f(m, n)$ μετατρέπονται στους συντελεστές Fourier $F(k, l)$. Οι συντελεστές Fourier στη συνέχεια πολλαπλασιάζονται με το κατάλληλο φίλτρο $G(k, l)$ και λαμβάνονται τα φιλτραρισμένα δεδομένα $H(k, l)$, δηλαδή

$$H(k, l) = F(k, l) G(k, l). \quad (4.24)$$

Τέλος, η επιστροφή των φιλτραρισμένων δεδομένων στο πεδίο του χώρου γίνεται με τον αντίστροφο μετασχηματισμό Fourier

$$h(m, n) = \frac{1}{M} \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{M-1} \sum_{l=0}^{N-1} H(k, l) e^{2\pi i \left(\frac{km}{M} + \frac{ln}{N} \right)}. \quad (4.25)$$

4.4. ΠΡΟΕΤΟΙΜΑΣΙΑ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Τα βαρυτικά και τα μαγνητικά δεδομένα, πριν υποστούν μετασχηματισμό Fourier, θα πρέπει να βρίσκονται σε μορφή καννάβου μετρήσεων. Αυτό επιτυγχάνεται με την εφαρμογή στα δεδομένα ενός αλγορίθμου παρεμβολής (interpolation), όπως για παράδειγμα είναι η ελάχιστη καμπυλότητα. Η παράσταση όμως των δεδομένων σε μορφή πίνακα αποτελεί την αχίλλειο πέτρα των πεδίων δυναμικού, καθώς αυτή η τεχνική ενσωματώνει και περικλείει υποθέσεις, που έχουν γίνει σε προηγούμενα στάδια της ανάλυσης, από τους οποίους θα δημιουργηθεί πρόβλημα στην περαιτέρω επεξεργασία (Cordell 1992).

Η πρωταρχική επεξεργασία που υφίστανται τα δεδομένα, πριν σε αυτά εφαρμοστεί μετασχηματισμός Fourier, περιλαμβάνει την αφαίρεση ενός μη μηδενικού μέσου όρου και μίας γραμμικής τάσης από αυτά. Τόσο ο μη μηδενικός μέσος όρος όσο και μία αξιόλογη τάση συντελούν στη δημιουργία μεγάλων ποσοτήτων ενέργειας στους μικρούς κυματάρθμους και υπάρχει περίπτωση ένα ποσό ενέργειας να διαρρεύσει σε γειτονικούς κυματάρθμους και να μολύνει το φάσμα εκεί (Τσόκας 1992).

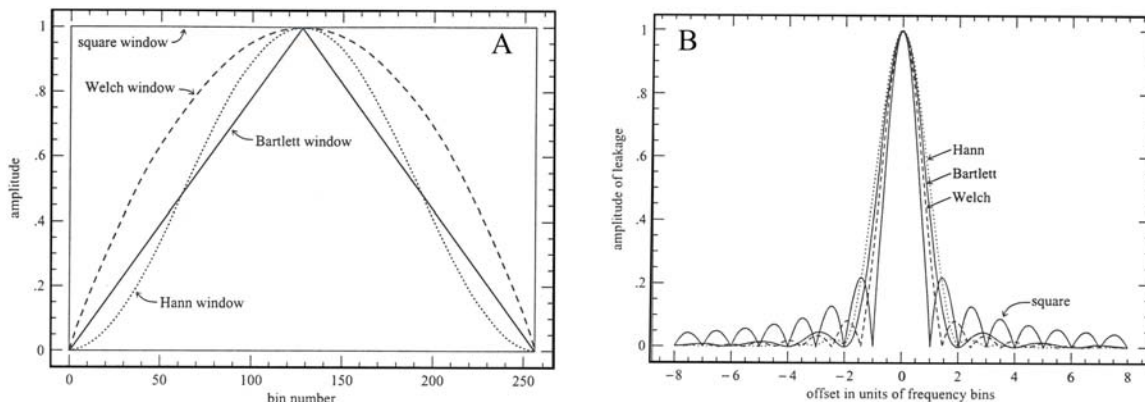
Λαμβάνοντας υπόψιν καθαρά μαθηματικά κριτήρια, η ακολουθία του πεπερασμένου αριθμού δεδομένων, είναι το αποτέλεσμα του πολλαπλασιασμού μιας ακολουθίας απείρων όρων με μια συνάρτηση ορθογώνιου παλμού, η οποία ισούται με τη

μονάδα στο διάστημα που καταλαμβάνουν τα δεδομένα και οπουδήποτε αλλού ισούται με μηδέν. Αν για παράδειγμα $h(x)$ είναι η ακολουθία των απείρων όρων, $w(x)$ είναι η συνάρτηση του ορθογώνιου παλμού τότε η ακολουθία που αντιπροσωπεύει τα διακριτά δεδομένα σε κάποιο συγκεκριμένο διάστημα θα είναι το γινόμενο

$$g(x) = h(x)w(x). \quad (4.26)$$

Άρα ο μετασχηματισμός Fourier των πεπερασμένων δεδομένων είναι η συνέλιξη του μετασχηματισμού Fourier της ακολουθίας των απείρων όρων με τον μετασχηματισμό Fourier της συνάρτησης ορθογώνιου παλμού.

Για να αποφευχθούν, όσο είναι δυνατόν, οι επιπλοκές της διαρροής ενέργειας, τα δεδομένα αρχικά πολλαπλασιάζονται με ένα παράθυρο διαφορετικό από αυτό του ορθογώνιου. Και αυτό γιατί ο MF του ορθογώνιου παλμού εμφανίζει λοβούς οι οποίοι αποσβένονται πολύ αργά, με αποτέλεσμα να δημιουργεί διαρροές ενέργειας. Συνήθως χρησιμοποιείται ένα παράθυρο με συνημιτονοειδείς απολήξεις. Είναι δυνατόν επίσης να χρησιμοποιηθούν και άλλα παράθυρα που έχουν πάρει το όνομά τους από τον ερευνητή που τα πρότεινε (Hann, Bartlett). Τα παράθυρα με τις συνημιτονοειδείς απολήξεις επίσης έχουν λοβούς αλλά αυτοί αποσβένονται πιο γρήγορα με αποτέλεσμα οι διαρροές να είναι μικρότερες (Σχ. 4.2).

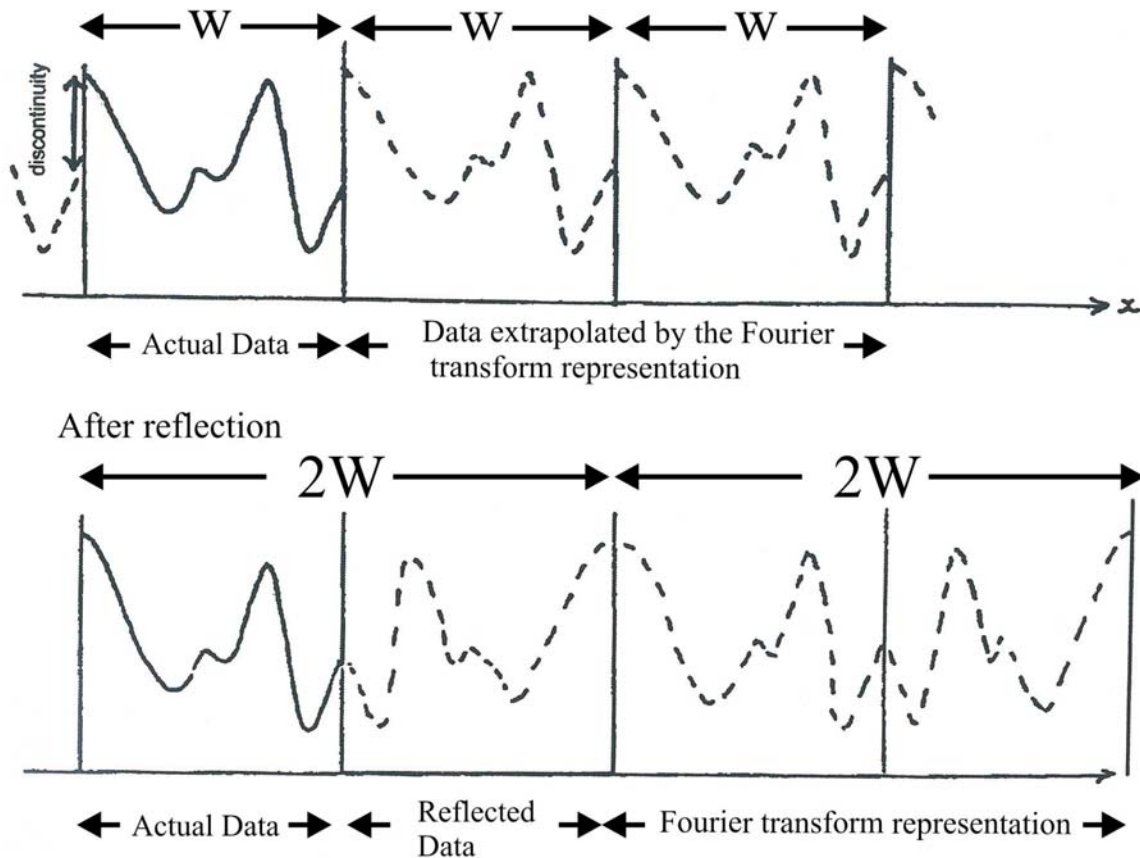


Σχήμα 4.2: A) Συναρτήσεις παραθύρων με διάφορες απολήξεις και συνάρτηση ορθογώνιου παλμού. B) Μετασχηματισμοί Fourier των αντίστοιχων παραθύρων. Φαίνονται οι λοβοί που δημιουργούνται και πόσο αργά αποσβένονται στην περίπτωση του ορθογώνιου παλμού (square) σε σχέση με τα υπόλοιπα παράθυρα (Press et al 1992).

Το ιδανικό θα ήταν οι συνημιτονοειδείς απολήξεις να έχουν μήκος ίσο με το μισό της ακολουθίας των δεδομένων. Αυτό όμως θα είχε ως αποτέλεσμα να χαθούν τα μισά

περίπου δεδομένα και γι' αυτό το μήκος των απολήξεων που χρησιμοποιούνται ισούται συνήθως με 10% του πλάτους των δεδομένων.

Μία άλλη τεχνική για να ελαχιστοποιηθούν οι διαρροές ενέργειας προτάθηκε από τον Kanasewitch (1975). Τα δεδομένα προεκτείνονται για μήκος πολλαπλάσιο του διαστήματος που καλύπτουν, με κατοπτρισμό της ακολουθίας στα όρια της ώστε να αποφευχθούν οι ασυνέχειες που θα δημιουργούνταν αν απλά επαναλαμβανόταν η ακολουθία μετά το τέλος της (Σχ. 4.3).



Σχήμα 4.3: Κατοπτρισμός δεδομένων σύμφωνα με τον Kanasewitch (1975).

4.5. ΑΝΑΛΥΣΗ FOURIER ΣΤΑ ΠΕΔΙΑ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ

Μία πηγή που βρίσκεται στο σημείο Q προκαλεί ένα δυναμικό $f(P)$ σε κάποιο σημείο P που δίνεται από την σχέση

$$f(P) = \int_R s(Q) \psi(P, Q) dV \quad (4.27)$$

όπου $s(Q)$ είναι η φυσική ποσότητα (πυκνότητα ή μαγνήτιση) και $\psi(P, Q)$ είναι μία συνάρτηση που εξαρτάται από την γεωμετρική θέση των σημείων P και Q (συνάρτηση Green). Η παραπάνω εξίσωση είναι γνωστή και ως εξίσωση Fredholm (Morse and Feshbach 1953). Αν η $f(P)$ παριστάνει την ένταση του πεδίου βαρύτητας τότε η $s(Q)$ είναι η πυκνότητα και $\psi(P, Q)$ είναι η κατακόρυφη έλξη στο P από ένα μονόπολο στο Q. Αν $f(P)$ δίνει την ανωμαλία του ολικού μαγνητικού πεδίου τότε $s(Q)$ είναι η μαγνήτιση και $\psi(P, Q)$ είναι η ανωμαλία ολικού πεδίου εξαιτίας ενός στοιχειώδους διπόλου στο Q.

Αν υποθεθεί ότι το πεδίο μετριέται σε ένα οριζόντιο επίπεδο, σε ύψος $z = z_0$ θεωρώντας το z θετικό προς τα κάτω, τότε η εξίσωση (4.27) σε καρτεσιανές συντεταγμένες μετατρέπεται στην μορφή

$$f(x, y, z) = \int_{z_0}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} s(x', y', z') \psi(x - x', y - y', z - z') dx' dy' dz', \quad (4.28)$$

όπου η $s(x', y', z')$ είναι μηδέν έξω από περιοχή με πεπερασμένες διαστάσεις και ειδικότερα για κάθε $z < z_0$. Ο μετασχηματισμός Fourier της συνάρτησης δυναμικού f στις δύο διαστάσεις θα ισούται με τον μετασχηματισμό Fourier της κατανομής της πηγής, $F[s]$, επί τον μετασχηματισμό Fourier της συνάρτησης Green, $F[\xi]$

$$F[f] = F[s] F[\psi]. \quad (4.29)$$

Αποδεικνύεται (Blakely 1995) ότι στην περίπτωση του βαρυτικού πεδίου η σχέση (4.28) γίνεται

$$F[g] = 2\pi G e^{k|z_0|} \int_{z_0}^{\infty} F[\rho(z')] e^{-k|z'|} dz', \quad (4.30)$$

όπου $F[\rho(z')]$ είναι ο δισδιάστατος MF της πυκνότητας σε μία οριζόντια τομή του σώματος σε βάθος z' ενώ στην περίπτωση του μαγνητικού πεδίου ο δισδιάστατος MF της ανωμαλίας του ολικού πεδίου θα είναι

$$F[g] = 2\pi C_m \Theta_m \Theta_f e^{k|z_0|} \int_{z_0}^{\infty} F[M(z')] e^{-k|z'|} dz', \quad (4.31)$$

όπου $F[M(z')]$ είναι ο δισδιάστατος MF της μαγνήτισης σε οριζόντια τομή του σώματος σε βάθος z' και $|k| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ το μέτρο του ακτινικού κυματάριθμου. Οι

συναρτήσεις Θ_m, Θ_f είναι μιγαδικές συναρτήσεις των κυματαρίθμων k_x, k_y και εξαρτώνται από τα μοναδιαία διανύσματα της διεύθυνσης της μαγνήτισης $\hat{m} = (\hat{m}_x, \hat{m}_y, \hat{m}_z)$, και του Γήινου μαγνητικού πεδίου $\hat{f} = (\hat{f}_x, \hat{f}_y, \hat{f}_z)$ και

$$\begin{aligned}\Theta_m &= \hat{m}_z + i \frac{\hat{m}_x k_x + \hat{m}_y k_y}{|k|} \\ \Theta_f &= \hat{f}_z + i \frac{\hat{f}_x k_x + \hat{f}_y k_y}{|k|}.\end{aligned}\quad (4.32)$$

Η εφαρμογή του δισδιάστατου μετασχηματισμού Fourier στα δυναμικά πεδία είναι μία διαδικασία τριών βημάτων: α) Υπολογίζεται ο MF του πεδίου β) Στην περιοχή των κυματαρίθμων πολλαπλασιάζεται ο MF με το κατάλληλο κάθε φορά φίλτρο γ) Με τον αντίστροφο MF γίνεται επιστροφή στην περιοχή του χώρου και λαμβάνονται τα φιλτραρισμένα δεδομένα. Η παραπάνω διαδικασία είναι ακριβώς η ίδια αν γίνει συνέλιξη των δεδομένων του μετρούμενου πεδίου με το κατάλληλο φίλτρο στην περιοχή του χώρου.

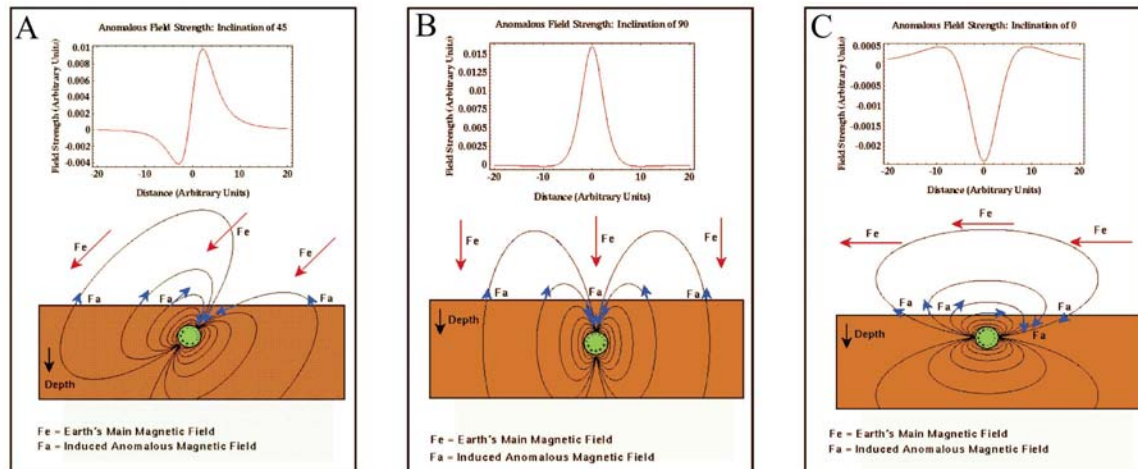
4.6. ΦΙΛΤΡΑ ΣΤΑ ΒΑΡΥΤΙΚΑ ΚΑΙ ΜΑΓΝΗΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

4.6.1. Αναγωγή στον βόρειο μαγνητικό πόλο

Η μορφή και το πλάτος των βαρυτικών ανωμαλιών Bouguer, που οφείλονται στις υπεδάφειες δομές που τις προκάλεσαν, εξαρτώνται από την κατανομή της πυκνότητας των πηγών. Αν η αντίθεση της πυκνότητας της πηγής ως προς το περιβάλλον είναι θετική, τότε η ανωμαλία βαρύτητας που θα προκληθεί από αυτήν την δομή, θα σχηματίζει ένα λοβό με θετική πολικότητα όπου το μέγιστο της ανωμαλίας θα βρίσκεται ακριβώς πάνω από το κέντρο του στόχου. Αντίστοιχα αν η αντίθεση πυκνότητας είναι αρνητική τότε ο λοβός θα έχει αρνητική πολικότητα.

Οι μαγνητικές ανωμαλίες όμως εμφανίζονται πιο πολύπλοκες καθώς αυτές, εκτός από την κατανομή της μαγνήτισης, εξαρτώνται επίσης από την διεύθυνση της μαγνήτισης και την διεύθυνση του Γήινου μαγνητικού πεδίου στον συγκεκριμένο χώρο και χρόνο που πραγματοποιήθηκαν οι μετρήσεις του ολικού πεδίου. Αυτό σημαίνει ότι οι μαγνητικές ανωμαλίες, εκτός από τον βόρειο και νότιο μαγνητικό πόλο, θα έχουν διπολική μορφή σε όλα τα υπόλοιπα γεωγραφικά πλάτη. Στο νότιο μαγνητικό πόλο η

μαγνητική ανωμαλία θα είναι αρνητική με ένα λοβό, ενώ στον βόρειο μαγνητικό πόλο το μέγιστο της ανωμαλίας θα εντοπίζεται στον κατακόρυφο άξονα που διέρχεται από το κέντρο της δομής (Σχ. 4.4).



Σχήμα 4.4: Α) Διπολική μαγνητική ανωμαλία που δημιουργείται από μία υπεδάφια δομή σε μία περιοχή που το μαγνητικό πεδίο έχει έγκλιση 45° . Β) Θετική ανωμαλία, με ένα λοβό, του μαγνητικού πεδίου της ίδιας δομής στον βόρειο μαγνητικό πόλο όπου η διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου της γης είναι κατακόρυφη (έγκλιση 90°) Γ) Ανωμαλία του μαγνητικού πεδίου της ίδιας δομής στον ισημερινό όπου η διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου της γης είναι οριζόντια (έγκλιση 0°). F_e είναι η ένταση του κύριου μαγνητικού πεδίου της Γης και F_a είναι το επαγόμενο ανώμαλο πεδίο που δημιουργείται από την δομή.

(Πηγή: <http://gretchen.geo.rpi.edu/roecker/AppGeo96/lectures/mag.aexample1.html>).

Η αναγωγή των μαγνητικών ανωμαλιών στο βόρειο μαγνητικό πόλο εξαφανίζει την ασυμμετρία που οφείλεται στην μη κατακόρυφη διεύθυνση της μαγνήτισης ή του επάγοντος πεδίου, καθώς μετασχηματίζει τα μαγνητικά δεδομένα σε αυτά που θα μετρίονταν αν οι μετρήσεις πραγματοποιούνταν στο βόρειο μαγνητικό πόλο (αν η μαγνήτιση και το επάγον πεδίο ήταν κατακόρυφα). Με τον τρόπο αυτό παράγονται χάρτες όπου τα μέγιστα των ανωμαλιών θα είναι τοποθετημένα πάνω από το κέντρο των μαγνητικών σωμάτων που προκάλεσαν τη διατάραξη του μαγνητικού πεδίου.

Η αναγωγή στον πόλο μπορεί να γίνει με συνέλιξη, στην περιοχή του χώρου, του κατάλληλου φίλτρου με την ανωμαλία του ολικού πεδίου, κάτι το οποίο είναι βέβαια αρκετά επίπονο και χρονοβόρο (Baranov and Naudy 1964).

Πολύ πιο εύκολα ο μετασχηματισμός μπορεί να πραγματοποιηθεί στην περιοχή των κυματαρίθμων, με πολλαπλασιασμό του φάσματος της ανωμαλίας του ολικού πεδίου με το κατάλληλο φίλτρο και στη συνέχεια με τον αντίστροφο MF να εξαχθεί ο χάρτης της αναγωγής στον πόλο (Hildenbrand 1983). Η απόκριση του φίλτρου $G(k, l)$ είναι (Baranov *et al* 1964)

$$\frac{(k^2 + l^2)^{1/2}}{\left[jLk + jMl + N(k^2 + l^2)^{1/2} \right]} \cdot \frac{(k^2 + l^2)^{1/2}}{\left[jl'k + jml + n(k^2 + l^2)^{1/2} \right]} \quad (4.33)$$

Έχει παρατηρηθεί ότι σε μικρά γεωγραφικά πλάτη, κοντά στον ισημερινό, η εφαρμογή του φίλτρου παρουσιάζει κάποιες αστάθειες που σημαίνει ότι πρέπει να χρησιμοποιηθούν άλλες μεθοδολογίες, όπως εφαρμογή φίλτρων Wiener (Hansen and Pawlowski 1989) ή μέθοδος ισοδυνάμων πηγών (Silva 1986) για να υπερκεραστεί το πρόβλημα

4.6.2. Συνέχεια πεδίου (άνω ή κάτω)

Με τον όρο συνέχεια πεδίου λογίζεται το πεδίο το οποίο θα υπολογιστεί σε μία επιφάνεια διαφορετική από την στάθμη που πραγματοποιήθηκαν οι μετρήσεις και οφείλεται στην ίδια κατανομή πηγών.

Η απόκριση του φίλτρου $G(k, l)$ είναι (Dean 1958, Fuller 1967)

$$e^{-2\pi z(k^2 + l^2)^{1/2}} \quad (4.34)$$

όπου z είναι η απόσταση της συνέχειας και θεωρείται θετική προς τα κάτω.

Η προς τα πάνω συνέχεια του πεδίου, ($z < 0$), ουσιαστικά δρα σαν ένα φίλτρο διέλευσης μικρών κυματαρίθμων, δηλαδή το μετασχηματιζόμενο προς τα πάνω πεδίο είναι εξασθενημένο ως προς το πεδίο στην κατώτερη αρχική στάθμη με αποτέλεσμα να ενισχύονται οι μεγάλοι μήκους κύματος ανωμαλίες (μικροί κυματαρίθμοι).

Αντίθετα με την εφαρμογή της προς τα κάτω συνέχειας ($z > 0$) φιλτράρονται οι μεγάλοι μήκους κύματος ανωμαλίες και ενισχύονται οι μικρού μήκους κύματος. Ο υψίσυχνος όμως θόρυβος στα δεδομένα είναι προφανές ότι θα ενισχυθεί με την εφαρμογή της προς τα κάτω συνέχειας κάτι που μπορεί να δώσει παραπλανητικά αποτελέσματα για ανύπαρκτες στην ουσία πηγές. Γι' αυτό θα πρέπει να εφαρμόζεται με

ιδιαίτερη προσοχή ο μετασχηματισμός αυτός και ποτέ να μην ξεπερνάει το βάθος ταφής των δομών.

4.6.3. Παράγωγοι του πεδίου κατά διευθύνσεις

Οι οριζόντιες παράγωγοι κατά τις διευθύνσεις x, y μπορούν να υπολογιστούν με την μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών. Αν $\phi(x, y)$ είναι οι μετρήσεις του πεδίου τότε οι οριζόντιες παράγωγοι κατά τις διευθύνσεις x, y θα δίνονται από τις σχέσεις (Blakely 1995, Henderson and Zietz 1949)

$$\frac{d\phi(x, y)}{dx} \approx \frac{\phi_{i+1, j} - \phi_{i-1, j}}{2\Delta x} \quad (4.35)$$

$$\frac{d\phi(x, y)}{dy} \approx \frac{\phi_{i, j+1} - \phi_{i, j-1}}{2\Delta y}.$$

Με την εισαγωγή του διακριτού μετασχηματισμού Fourier, ο υπολογισμός των οριζόντιων παραγώγων γίνεται πολύ εύκολα στην περιοχή των κυματαρίθμων, πολλαπλασιάζοντας το φάσμα με ένα μιγαδικό αριθμό

$$F\left[\frac{d^n \phi}{dx^n}\right] = (ik_x)^n F(\phi) \quad (4.36)$$

$$F\left[\frac{d^n \phi}{dy^n}\right] = (ik_y)^n F(\phi),$$

όπου το n δείχνει την νιοστή τάξη της παραγώγου.

Για των υπολογισμό των κατακόρυφων παραγώγων του πεδίου χρησιμοποιείται το φίλτρο $G(k, l)$ (Fuller 1967)

$$\left[2\pi(k^2 + l^2)^{1/2}\right]^n \quad (4.37)$$

και το n δείχνει επίσης την τάξη της κατακόρυφης παραγώγου.

Τόσο η πρώτη όσο και η δεύτερη παράγωγος ενισχύουν τις μικρού μήκους κύματος ανωμαλίες που οφείλονται σε επιφανειακές δομές. Ο μετασχηματισμός της δεύτερης κατακόρυφης παραγώγου είναι μία πολύ διαδεδομένη τεχνική (Evjen 1936, Henderson and Zietz 1949) καθώς βοηθά στην ανάδειξη των ρηχών πηγών και στον καθορισμό των πλευρικών ορίων των μαγνητικών και των βαρυτικών δομών.

Βέβαια, όπως και στην περίπτωση της κάτω συνέχειας του πεδίου, η χρησιμοποίηση της δεύτερης παραγώγου θα πρέπει να αντιμετωπίζεται με προσοχή, διότι μαζί με τις μικρού μήκους κύματος ανωμαλίες που ενισχύονται, ενισχύεται επίσης και ο θόρυβος που έχει εισαχθεί κατά τη διάρκεια λήψης των μετρήσεων, αλλά και από τους τυχόν μαθηματικούς μετασχηματισμούς που έχουν υποστεί τα δεδομένα σε προηγούμενα στάδια επεξεργασίας.

4.6.4. Μετασχηματισμός ψευδοβαρύτητας

Η σχέση Poisson, που συνδέει το βαρυτικό, U , με το μαγνητικό, V , δυναμικό που προκαλεί ένα σώμα με ομοιόμορφη κατανομή πυκνότητας και μαγνήτισης δίνεται από την εξίσωση

$$V = -\frac{C_m}{G} \frac{M}{\rho} \hat{m} \cdot \nabla_p U = -\frac{C_m}{G} \frac{M}{\rho} g_m, \quad (4.38)$$

όπου ρ είναι πυκνότητα, M η ένταση της μαγνήτισης, $\hat{m}$ το μοναδιαίο διάνυσμα κατά τη διεύθυνση της μαγνήτισης και g_m η συνιστώσα του βαρυτικού πεδίου στην διεύθυνση της μαγνήτισης.

Ο Baranov το 1957, πρώτος παρουσίασε μία μεθοδολογία, που στηρίζεται στην εξίσωση Poisson, για την μετατροπή των πολύπλοκων και διπολικών ανωμαλιών του ολικού μαγνητικού πεδίου στις αντίστοιχες βαρυτικές ανωμαλίες που θα παρατηρούνταν αν η κατανομή της μαγνήτισης αντικαθιστούταν από μία ισοδύναμη κατανομή της πυκνότητας. Ο μετασχηματισμός αυτός ονομάστηκε μετασχηματισμός ψευδοβαρύτητας και το αποτέλεσμα ως ψευδοβαρύτητα (Σχ. 4.5).

Η απόκριση του φίλτρου $G(k, l)$ είναι

$$\frac{w^2 G \rho / 2\pi I}{(ikL + ilM + wN)(ikl' + ilm + wn)}, \quad (4.39)$$

όπου $w = (k^2 + l^2)^{1/2}$, G η παγκόσμια σταθερά της βαρύτητας, ρ η πυκνότητα και I η ένταση της μαγνήτισης (Baranov 1957).

Οι ανωμαλίες ψευδοβαρύτητας μπορούν να συγκριθούν άμεσα με τις πραγματικές βαρυτικές ανωμαλίες. Ο μετασχηματισμός χρησιμοποιείται σαν προκαταρκτικό στάδιο στην εύρεση των μεγίστων της οριζόντιας βαθμίδας και στο μετασχηματισμό επιπεδοποίησης των μαγνητικών δεδομένων.

Χρησιμοποιώντας το αντίστροφο της σχέσης (4.39) είναι δυνατόν τα βαρυτικά δεδομένα να μετασχηματιστούν στα αντίστοιχα μαγνητικά. Ο μετασχηματισμός αυτός λέγεται μετασχηματισμός ψευδομαγνητισμού και το αποτέλεσμα ψευδομαγνητισμός.

4.6.5. Φίλτρα αποκοπής κυματαρίθμων

Οι παραγόμενοι βαρυτικοί και μαγνητικοί χάρτες περιλαμβάνουν ανωμαλίες με διάφορα μήκη κύματος, τα οποία εξαρτώνται από τη μορφή, το σχήμα, τις διαστάσεις και το βάθος ταφής των πηγών που τις προκαλούν. Αποτελεί λοιπόν μία συνηθισμένη τακτική ο διαχωρισμός των ανωμαλιών ανάλογα με το μήκος κύματος που παρουσιάζουν καθώς αυτό αντικατοπτρίζει τις ιδιότητες της πηγής.

Για την ενίσχυση των ανωμαλιών μικρού κύματος (επιφανειακές δομές) χρησιμοποιούνται φίλτρα διέλευσης υψηλών κυματαρίθμων, ενώ τα φίλτρα διέλευσης χαμηλών κυματαρίθμων αποκόπτουν τα μικρά μήκη κύματος και δίνουν έμφαση στις βαθύτερες δομές.

Το φιλτράρισμα, για την αποκοπή ανεπιθύμητων κυματαρίθμων, αποτελεί εύκολη διαδικασία με την ανάλυση Fourier. Συνήθως το φάσμα πολλαπλασιάζεται με ορθογώνια φίλτρα, τα οποία είναι εύκολο να κατασκευαστούν στο χώρο των κυματαρίθμων. Ένα τέτοιο φίλτρο είναι της μορφής:

$F(\psi) = 0$ για τους κυματαρίθμους που αποκόπονται

$F(\psi) = 1$ για τους κυματαρίθμους που περνάνε

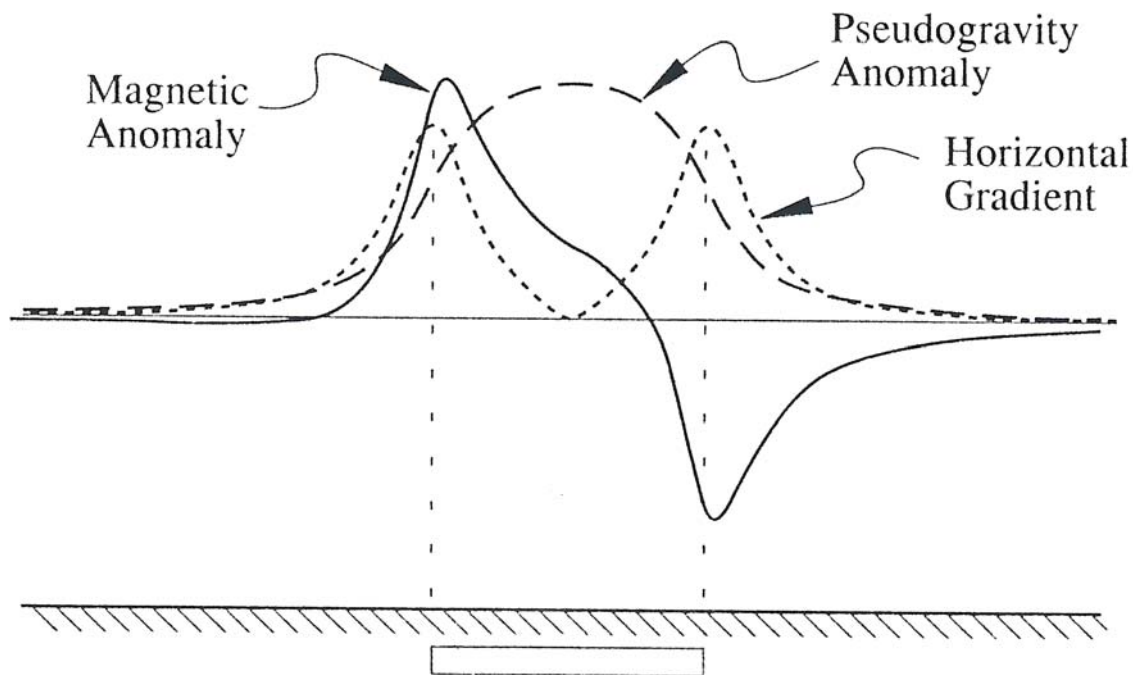
Ο ΜF των ορθογώνιων φίλτρων αποτελείται από λοβούς οι οποίοι αποσβένονται πολύ αργά, κάτι το οποίο θα δημιουργήσει διαρροές ενέργειας στο χώρο των κυματαρίθμων με αποτέλεσμα την μόλυνση του φάσματος. Γι' αυτό το λόγο συνήθως χρησιμοποιούνται παράθυρα με απολήξεις, των οποίων οι ΜF μπορεί μεν πάλι να παρουσιάζουν λοβούς, αλλά αυτοί αποσβένονται πολύ γρηγορότερα, με αποτέλεσμα οι διαρροές να είναι μικρότερες (Σχ. 4.2).

Με την χρήση των φίλτρων δεν είναι πάντοτε δυνατός ο διαχωρισμός των ανωμαλιών και αυτό γιατί τα περισσότερα σώματα παράγουν ανωμαλίες που έχουν συνεισφορά σε όλα τα μήκη κύματος του φάσματος (Dorbin and Savit 1988).

4.7. ΟΡΙΖΟΝΤΙΑ ΒΑΘΜΙΔΑ

Οριζόντια βαθμίδα ενός πεδίου δυναμικού είναι η τετραγωνική ρίζα του αθροίσματος των τετραγώνων των οριζόντιων παραγώγων κατά τη διεύθυνση x και y αντίστοιχα, δηλαδή

$$grad(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial \phi(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \phi(x, y)}{\partial y}\right)^2}. \quad (4.40)$$



Σχήμα 4.5: Μαγνητική ανωμαλία που προκαλεί μία πρισματική υπεδάφια δομή, ο μετασχηματισμός ψευδοβαρύτητας (*pseudogravity*) αυτής και η οριζόντια βαθμίδα (*horizontal gradient*). Παρατηρείται ότι η ψευδοβαρύτητα είναι μέγιστη ακριβώς πάνω από το κέντρο του στόχου ενώ η οριζόντια βαθμίδα παρουσιάζει δύο μέγιστα ακριβώς πάνω από τις τα όρια της πηγής (Blakely 1995).

Εφαρμόζοντας την εξίσωση αυτή σε βαρυτικά δεδομένα, είναι δυνατόν να εντοπιστούν απότομες πλευρικές αλλαγές στην πυκνότητα. Επίσης η οριζόντια βαθμίδα μπορεί να χρησιμοποιηθεί και σε μαγνητικές μετρήσεις, αφού όμως αυτές πρωτίτερα έχουν αναχθεί στο βόρειο μαγνητικό πόλο ή έχουν υποστεί μετασχηματισμό ψευδοβαρύτητας. Όπως και στην περίπτωση των βαρυτικών δεδομένων αντίστοιχα

μεγάλες τιμές της ποσότητας αυτής αντικατοπτρίζουν απότομες μεταβολές της επιδεκτικότητας.

Η οριζόντια βαθμίδα παίρνει τη μέγιστη της τιμή ακριβώς πάνω από τη θέση που βρίσκονται οι άκρες του σώματος που προκαλεί μία ανωμαλία (Σχ. 4.5). Ο προσδιορισμός λοιπόν της θέσης των μεγίστων της οριζόντιας βαθμίδας σε ένα χάρτη είναι πολύ σημαντικός στην ερμηνευτική διαδικασία, καθώς τα μέγιστα αυτά ορίζουν τα όρια της πηγής. Οι Cordell και Grauch (1982, 1985) πρότειναν μία μέθοδο εύρεσης της θέσης των μεγίστων και αργότερα οι Blakely και Simpson (1986) την αυτοματοποίησαν.

Η εύρεση των μεγίστων της οριζόντιας βαθμίδας μπορεί να καθορίσει, όπως αναφέρθηκε, τα πλευρικά όρια μίας πηγής. Η μεθοδολογία όμως παρουσιάζει κάποιους περιορισμούς στην περίπτωση που τα πλευρικά όρια δεν είναι τελείως κατακόρυφα ή όταν πολλά όρια βρίσκονται κοντά το ένα με το άλλο. Άλλοι παράγοντες που προκαλούν αποκλίσεις στη θέση των μεγίστων είναι η τοπογραφία, μη επίπεδες περιφερειακές ανωμαλίες και παρεμβολή γειτονικών ανωμαλιών, αλλά η σημαντικότητά τους εξαρτάται από την κλίμακα της έρευνας, (Grauch and Cordell 1987).

4.8. ΕΠΙΠΕΔΟΠΟΙΗΣΗ

Ένα από τα προβλήματα της Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής αποτελούσε πάντοτε η εύρεση ενός τελεστή, ο οποίος όταν θα εφαρμόζεται στην ανωμαλία Bouguer ή στο μαγνητικό πεδίο, το αποτέλεσμα θα ήταν η παραγωγή ενός χάρτη που θα έμοιαζε αρκετά με έναν αντίστοιχο γεωλογικό.

Οι Cordell και McCafferty (1989) ανέπτυξαν και περιέγραψαν μία τεχνική που αντικειμενικό σκοπό έχει να μετατρέψει τόσο τις βαρυτικές όσο και τις μαγνητικές μετρήσεις σε ισοδύναμους γεωλογικούς χάρτες, δηλαδή σε χάρτες που προσομοιάζουν όσο είναι δυνατόν καλύτερα την γεωλογία της υπό μελέτης περιοχής.

Βασική αρχή της μεθόδου αποτελεί το γεγονός ότι η τιμή της φυσικής ιδιότητας, της πυκνότητας ή της μαγνήτισης, παραμένει σταθερή μέσα σε συγκεκριμένες περιοχές εκτός των απότομων ορίων που χωρίζουν αυτές τις περιοχές. Το αποτέλεσμα της εφαρμογής αυτού του φίλτρου, στα βαρυτικά και στα μαγνητικά δεδομένα, είναι ο μετασχηματισμός αυτών σε οριζόντιες επιφάνειες, οι οποίες διαχωρίζονται μεταξύ τους

με απότομα όρια και η τιμή της φυσικής ιδιότητας δεν μεταβάλλεται μέσα στην κάθε συγκεκριμένη επιφάνεια.

Με την μέθοδο αυτή είναι δυνατόν να εξαχθούν άμεσα αποτελέσματα κατευθείαν από τις αρχικές μετρήσεις οι οποίες μπορεί να είναι είτε μετρήσεις της έντασης του πεδίου βαρύτητας είτε τιμές ψευδοβαρύτητας. Δηλαδή η επιπεδοποίηση συνιστά μία μέθοδο αντιστροφής, παρόλο που δεν λαμβάνει χώρα κάποια αντιστροφή ενός πίνακα, όπως συμβαίνει στις κλασσικές μεθόδους αντιστροφής.

Η εφαρμογή του αλγορίθμου ξεκινά με την παραδοχή ότι κάθε σημείο είναι δυνατό να ανήκει μόνο σε μία περιοχή ή μόνο σε μία άλλη. Ένα παράθυρο μετακινείται στα δεδομένα και η τιμή του πεδίου αυξάνεται, μειώνεται ή παραμένει αμετάβλητη, ανάλογα με το αλγεβρικό πρόσημο της τοπικής καμπυλότητας της συνάρτησης (δεύτερης παραγώγου) που υπολογίζεται στο κεντρικό σημείο. Στην απλή περίπτωση ισαπέχοντων σημείων κατά μήκος μία τομής, αν χρησιμοποιηθεί ένα παράθυρο τριών σημείων, η καμπυλότητα του πεδίου στο i σημείο της τομής μπορεί να υπολογιστεί αν προσαρμοστεί στα τρία σημεία του παραθύρου μία παραβολή (Σχ. 4.6), δηλαδή

$$C_i = \frac{f_{i+1} + f_{i-1} - 2f_i}{\Delta x^2}, \quad (4.41)$$

όπου f είναι οι τιμές του πεδίου και Δx το βήμα δειγματοληψίας.

Η τιμή που θα πάρει η συνάρτηση στο κεντρικό σημείο του παραθύρου στην επόμενη επανάληψη, είτε παραμένει αμετάβλητη, είτε παίρνει τη μεγαλύτερη ή τη μικρότερη τιμή των δύο ακραίων σημείων, ανάλογα με το πρόσημο της τοπικής καμπυλότητας. Αν δηλαδή $C=0$, τότε η τιμή στο κεντρικό σημείο παραμένει η ίδια, ενώ εάν $C>0$ ή $C<0$ τότε η τιμή στο κεντρικό σημείο παίρνει την ελάχιστη των δύο ακραίων σημείων ή την μέγιστη αντίστοιχα δηλαδή

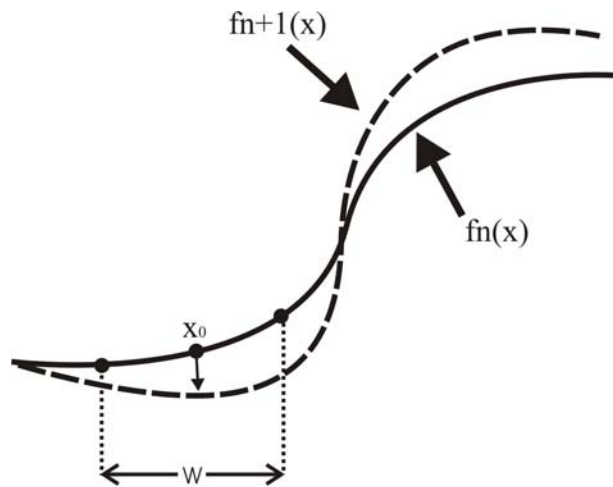
$$\begin{aligned} \min f_n(x \in w), \frac{\partial^2 f_n(x_0)}{\partial x^2} > 0 \\ f_{n+1}(x_0) = f_n(x_0) \quad \frac{\partial^2 f_n(x_0)}{\partial x^2} = 0 \\ \max f_n(x \in w), \frac{\partial^2 f_n(x_0)}{\partial x^2} < 0. \end{aligned} \quad (4.42)$$

Το παράθυρο μετακινείται διαδοχικά από σημείο σε σημείο κατά μήκος όλης της τομής. Η διαδικασία είναι επαναληπτική και επαναλαμβάνεται κάθε φορά στη νέα συνάρτηση που προκύπτει, μέχρις ότου η τελική συνάρτηση να αποτελείται μόνο από κατακόρυφα

και οριζόντια τμήματα. Η τεχνική αυτή διαφέρει από τις κλασσικές μεθόδους χαρτογράφησης της πυκνότητας ή της μαγνήτισης, καθώς όπως αναφέρθηκε γίνεται προσπάθεια να καθοριστούν απότομα όρια μεταξύ ομογενών περιοχών και επιπλέον τα τελικά αποτελέσματα έχουν ασυνεχείς τις πρώτες παραγώγους τους.

Η διαδικασία εφαρμογής του αλγορίθμου είναι παρόμοια και στην περίπτωση δισδιάστατων δεδομένων. Ένα παράθυρο το οποίο συντελείται από πέντε γειτονικά σημεία, μετακινείται κατά μήκος των δεδομένων και η τιμή στο κεντρικό σημείο μεταβάλλεται ή μένει σταθερό επίσης ανάλογα με το πρόσημο της τοπικής καμπυλότητας.

Η μέθοδος είναι άμεσα εφαρμόσιμη σε βαρυτικά δεδομένα αλλά στα μαγνητικά δεδομένα, πριν εφαρμοστεί αυτός ο τελεστής, πρέπει αυτά να υποστούν μετασχηματισμό ψευδοβαρύτητας έτσι ώστε να αποκτήσουν τις αναγκαίες συμμετρίες (Cordell and McCafferty 1989).



Σχήμα 4.6: Σχηματική αναπαράσταση του τελεστή επιπεδοποίησης. Η αρχική συνάρτηση $f_n(x)$ μετασχηματίζεται στην $f_{n+1}(x)$ σύμφωνα με τις συνθήκες που φαίνονται στην εξίσωση (4.42) (Cordell & McCafferty 1989).

4.9. ΜΙΓΑΔΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ (COMPLEX ATTRIBUTES)

4.9.1. Αναλυτικό σήμα

Το αναλυτικό σήμα είναι ένας μετασχηματισμός που εφαρμόζεται στα πεδία δυναμικού. Στηρίζεται στις οριζόντιες και κατακόρυφους παραγώγους των αρχικών

δεδομένων και εξαρτάται από τη θέση και το βάθος ταφής των πηγών, αλλά όχι από την διεύθυνση της μαγνήτισης αυτών. Πρώτος ο Nabighian (1972, 1974) μελέτησε και εφάρμοσε την χρήση του αναλυτικού σήματος στην ερμηνεία μαγνητικών ανωμαλιών, κατά μήκος οδεύσεων, που προκαλούνται από δισδιάστατα πολυγωνικά πρίσματα με πεπερασμένο ή άπειρο βάθος. Η μέθοδος επίσης επεκτάθηκε και στην τρισδιάστατη μορφή της (Nabighian 1984, Roest *et al* 1992) με σκοπό την επεξεργασία μεγαλύτερου όγκου δεδομένων γρήγορα και αξιόπιστα.

Έστω μία συνάρτηση $f(x)$ της οποίας ο μετασχηματισμός Hilbert και ο αντίστροφος μετασχηματισμός Hilbert δίνονται αντίστοιχα από τις σχέσεις

$$F_1(x) = -\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{f(x')}{x-x'} dx', \quad (4.43)$$

$$f(x') = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{F_1(x)}{x'-x} dx. \quad (4.44)$$

Ο μετασχηματισμός Fourier της $F_1(x)$ είναι

$$F[F_1] = i \operatorname{sgn} k F(f) \quad (4.45)$$

Ο μετασχηματισμός Hilbert αφήνει το πλάτος της $f(x)$ αμετάβλητο αλλά μετατοπίζει την φάση κατά $\pi/2$ όταν $k > 0$, και κατά $-\pi/2$ όταν $k < 0$.

Το αναλυτικό σήμα της $f(x)$ ορίζεται ως

$$a(x) = f(x) - i F_1(x) \quad (4.46)$$

(Bracewell 1965) και χρησιμοποιώντας την (4.45) ο MF του αναλυτικού σήματος γίνεται

$$F(a) = F[f](1 + \operatorname{sgn} k). \quad (4.47)$$

Δηλαδή το φάσμα του αναλυτικού σήματος της $f(x)$ είναι ίσο με μηδέν για $k < 0$ και για $k > 0$ ισούται με το διπλάσιο του μετασχηματισμού Fourier της $f(x)$. Άρα το αναλυτικό σήμα μπορεί να υπολογιστεί με δύο τρόπους: α) Υπολογίζοντας τον μετασχηματισμό Hilbert της $f(x)$ με την εξίσωση (4.43) και χρησιμοποιώντας στη συνέχεια την σχέση (4.46). β) Βρίσκοντας τον MF της $f(x)$, θέτοντας όλες τις τιμές μηδέν για $k < 0$, διπλασιάζοντας τις τιμές για $k > 0$ και εφαρμόζοντας τον αντίστροφο MF.

Έστω ένα δυναμικό πεδίο $\phi(x, y)$, το οποίο μετριέται κατά μήκος του άξονα x και προκαλείται από ένα δισδιάστατο σώμα που είναι προσανατολισμένο παράλληλα με τον άξονα y . Στην περιοχή των κυματαρίθμων, οι παράγωγοι κατά την οριζόντια και κατακόρυφη διεύθυνση θα είναι

$$F\left[\frac{\partial\phi}{\partial x}\right]=ik F(\phi) \quad (4.48)$$

$$F\left[\frac{\partial\phi}{\partial z}\right]=|k| F(\phi). \quad (4.49)$$

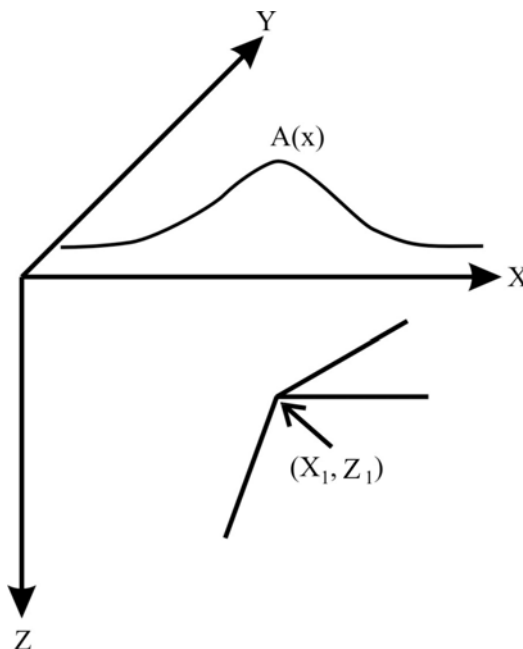
Από αυτές τις σχέσεις εύκολα φαίνεται ότι οι $\frac{\partial\phi}{\partial x}$, $\frac{\partial\phi}{\partial z}$ αποτελούν ζεύγος Hilbert και αν

τεθεί όπου $f(x)=\frac{\partial\phi}{\partial x}$ και όπου $F_1(x)=-\frac{\partial\phi}{\partial z}$ τότε η σχέση που δίνει το δισδιάστατο

αναλυτικό σήμα στην περίπτωση των πεδίου δυναμικού θα γίνει

$$A(x, z)=\frac{\partial\phi}{\partial x}(x, z)+i\frac{\partial\phi}{\partial z}(x, z), \quad (4.50)$$

όπου η σχέση αυτή ικανοποιεί τις συνθήκες Cauchy – Riemann.



Σχήμα 4.7: Αναλυτικό σήμα $A(x)$ μιας κεκλιμένης επαφής που χωρίζει δύο περιοχές με αντίθεση πυκνότητας ή μαγνήτισης και της οποίας η κορυφή είναι στο σημείο (x_1, z_1) . Η μέγιστη τιμή του αναλυτικού σήματος παρουσιάζεται πάνω ακριβώς από την κορυφή αυτή.

Το αναλυτικό σήμα (Nabighian 1972) του πεδίου δυναμικού που δημιουργεί μία κεκλιμένη επαφή της οποίας η κορυφή είναι στο σημείο (x_1, z_1) μπορεί να γραφτεί και στη μορφή

$$A(x) = \frac{a_1}{x - x_1 - iz_1}, \quad (4.51)$$

όπου a_1 είναι μιγαδική σταθερά που εξαρτάται από την αντίθεση της φυσικής ποσότητας (επιδεκτικότητα ή πυκνότητα) κατά μήκος της επαφής και από τη γωνία κλίσης αυτής αλλά όχι από τη θέση της κορυφής (Σχ. 4.7).

Για την περίπτωση των τριών διαστάσεων το αναλυτικό σήμα ορίζεται (Nabighian 1984, Roest *et al* 1992) ως

$$A(x, y, z) = \frac{\partial \phi}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial \phi}{\partial y} \hat{j} + i \frac{\partial \phi}{\partial z} \hat{k}, \quad (4.52)$$

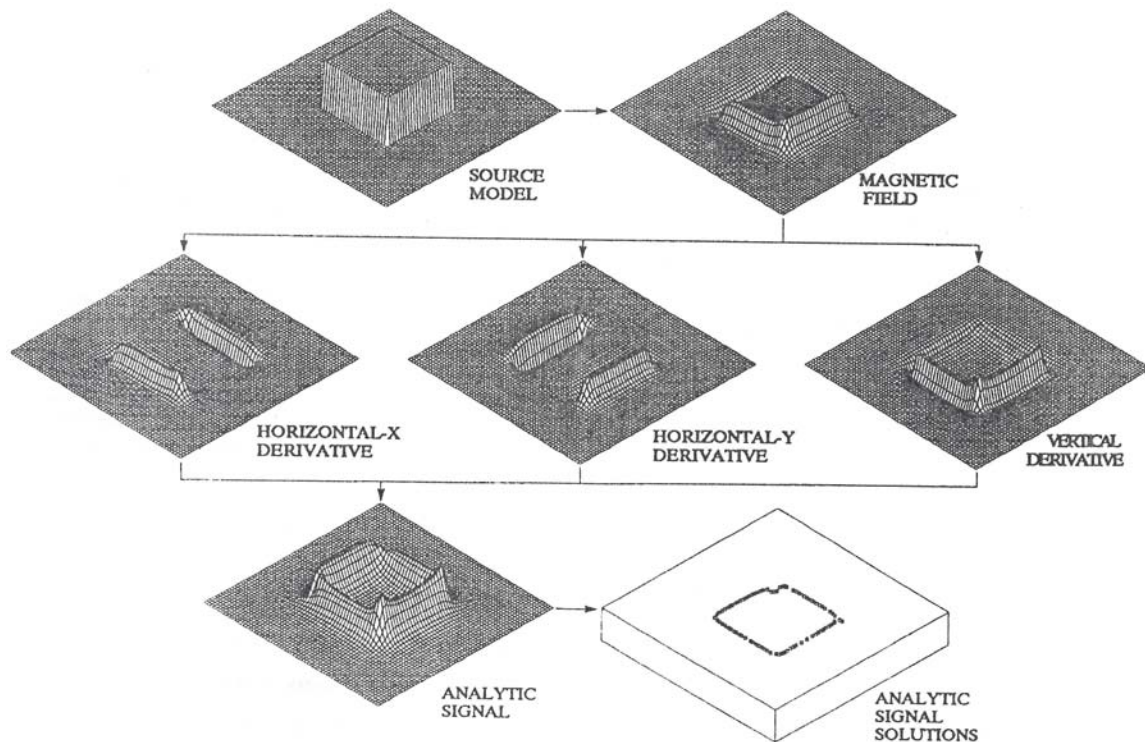
όπου $\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}$ τα μοναδιαία διανύσματα κατά τις διευθύνσεις x, y, z αντίστοιχα (Σχήμα 4.8).

Το αναλυτικό σήμα παρουσιάζει δύο πολύ σημαντικές ιδιότητες, μία μαθηματική και μία γεωφυσική, οι οποίες είναι πολύ χρήσιμες στην ερμηνεία δεδομένων δυναμικών πεδίων. Το αναλυτικό σήμα είναι αναλυτική συνάρτηση της μιγαδικής συνάρτησης $x + iz$, από όπου πηγάζει και η ονομασία αναλυτικό (μαθηματική ιδιότητα). Η ιδιότητα όμως που ενδιαφέρει κυρίως την γεωφυσική είναι το μέτρο, $|A|$ του αναλυτικού σήματος το οποίο μεγιστοποιείται ακριβώς πάνω από την κορυφή της υπεδάφιας κεκλιμένης επαφής. Με τον τρόπο αυτό δύναται να εντοπιστούν τα πλευρικά όρια και τα βάθη ταφής των πηγών που δημιουργούν τις παρατηρούμενες ανωμαλίες (Roest *et al* 1992).

4.9.2. Χαρτογράφηση παραμέτρων πηγής

Με την μέθοδο της Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής (Source Parameter Imaging – SPITM) γίνεται προσπάθεια να βρεθούν και να χαρτογραφηθούν οι παράμετροι των υπεδάφινων δομών που προκαλούν την διατάραξη του μαγνητικού πεδίου στην επιφάνεια της Γης. Η μεθοδολογία στηρίζεται στο αναλυτικό σήμα (Nabighian 1972, 1974) και θεωρεί είτε το μοντέλο της δισδιάστατης κεκλιμένης επαφής (sloping contact), είτε δισδιάστατου κεκλιμένου ελάσματος (dipping sheet). Εφαρμόζεται άμεσα σε

δεδομένα που έχουν παρασταθεί σε κάρναβο τιμών και προκύπτουν αποτελέσματα για τη θέση, το βάθος, την παράταξη, την κλίση και την αντίθεση επιδεκτικότητας των μαγνητικών πηγών. Τα αποτελέσματα είναι ανεξάρτητα της μαγνητικής έγκλισης και της διπολικής μορφής του μαγνητικού πεδίου. Για τον υπολογισμό της κλίσης και της επιδεκτικότητας γίνεται εκ των πρότερων η υπόθεση της ύπαρξης μόνο επαγόμενης μαγνήτισης και όχι παραμένουσας.



Σχήμα 4.8: Πειραματικό μοντέλο (*model source*), το μαγνητικό πεδίο που δημιουργεί, οι δύο οριζόντιες παράγωγοι και η κατακόρυφη παράγωγος του μαγνητικού πεδίου. Αναπαριστάται το τρισδιάστατο αναλυτικό σήμα (*analytic signal*) που υπολογίζεται από την σχέση 4.52 καθώς και τα όρια του μοντέλου όπως υπολογίστηκαν από το αναλυτικό σήμα (Roest *et al* 1992).

Η μέθοδος (Thurston and Smith 1997) επεκτείνει την θεωρία του αναλυτικού σήματος (Nabighian 1972, 1974, 1984, Atchuta Rao *et al* 1981, Roest *et al* 1992) υπολογίζοντας τρία μιγαδικά χαρακτηριστικά, το “τοπικό πλάτος”, την “τοπική φάση” και τον “τοπικό κυματάριθμο” τα οποία χρησιμοποιούνται στη συνέχεια στην εύρεση των παραμέτρων των δομών. Το τοπικό πλάτος είναι ανάλογο με το τρισδιάστατο αναλυτικό σήμα όπως ορίστηκε από τον Roest *et al* (1992).

Υπάρχει η δυνατότητα να επιλεγεί από την αρχή το είδος του δισδιάστατου μοντέλου, είτε αυτό της κεκλιμένης επιφάνειας (sloping contact) είτε του κεκλιμένου ελάσματος (dipping sheet), ανάλογα με το αν χρησιμοποιείται η οριζόντια βαθμίδα ή η ανωμαλία του ολικού πεδίου αντίστοιχα σαν αρχεία εισόδου στον αλγόριθμο. Το βάθος μπορεί να υπολογιστεί χωρίς την εκ των προτέρων γνώση της διεύθυνσης της μαγνήτισης, και όπως συμβαίνει σε κάθε αυτοματοποιημένη μέθοδο, δεν είναι εύκολο να καθοριστεί πιο μοντέλο είναι το πλέον κατάλληλο.

Το αναλυτικό σήμα του ολικού μαγνητικού πεδίου όπως ορίστηκε παραπάνω δίνεται από τη σχέση

$$A(x, z) = \frac{\partial M}{\partial x}(x, z) + i \frac{\partial M}{\partial z}(x, z), \quad (4.53)$$

όπου $M(x, z)$ το μέτρο της έντασης του ολικού μαγνητικού πεδίου. Το “τοπικό πλάτος” (μέτρο αναλυτικού σήματος), η “τοπική φάση” και η “τοπική συχνότητα” προκύπτει ότι είναι αντίστοιχα

$$|A| = \left[\left(\frac{\partial M}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (4.54)$$

και

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial M}{\partial x}}{\frac{\partial M}{\partial z}} \right) \quad (4.55)$$

και

$$f = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial x} \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial M}{\partial x}}{\frac{\partial M}{\partial z}} \right). \quad (4.56)$$

Στην ανάλυση των δυναμικών πεδίων όμως χρησιμοποιείται ο τοπικός κυματάριθος k

$$k = 2\pi f \quad (4.57)$$

Αντικαθιστώντας στην (4.57) την (4.56) και χρησιμοποιώντας τον κανόνα παραγώγισης $d(\tan^{-1} \phi)/dx = 1/(1 + \phi^2)$ ο τοπικός κυματάριθος γίνεται

$$k = \frac{1}{|A|^2} \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x \partial z} \frac{\partial M}{\partial x} - \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} \frac{\partial M}{\partial z} \right). \quad (4.58)$$

Αν υποθεθεί το μοντέλο της κεκλιμένης επαφής (sloping contact) η οριζόντια και η κατακόρυφη παράγωγος του ολικού μαγνητικού πεδίου είναι αντίστοιχα (Nabighian 1972)

$$\frac{\partial M}{\partial x} = 2 K F c \sin d \frac{h \cos(2I - d - 90) + x \sin(2I - d - 90)}{h^2 + x^2} \quad (4.59)$$

$$\frac{\partial M}{\partial z} = 2 K F c \sin d \frac{x \cos(2I - d - 90) - h \sin(2I - d - 90)}{h^2 + x^2}, \quad (4.60)$$

όπου K είναι η αντίθεση μαγνητικής επιδεκτικότητας της επαφής, F ή ένταση του μαγνητικού πεδίου της Γης, $c = 1 - \cos^2 i \sin^2 a$, a η γωνία που σχηματίζει ο θετικός άξονας x με τον μαγνητικό βορρά, i η έγκλιση του μαγνητικού πεδίου της Γης, $\tan I = \tan i / \cos a$, h το βάθος μέχρι τη κορυφή της επαφής και d η γωνία κλίσης (που μετριέται από τον θετικό άξονα x). Όλα τα τριγωνομετρικά ορίσματα είναι σε μοίρες.

Αντικαθιστώντας τις (4.59) και (4.60) στον “τοπικό κυματάριθμο” προκύπτει

$$k = \frac{h}{h^2 + x^2}. \quad (4.61)$$

Το σύστημα αναφοράς έχει οριστεί με τέτοιο τρόπο ώστε το $x = 0$ να είναι ακριβώς πάνω από την επαφή, οπότε ο “τοπικός κυματάριθμος” παρουσιάζει μέγιστη τιμή ακριβώς πάνω από την κορυφή. Αυτό σημαίνει ότι ο τοπικός κυματάριθμος χρησιμοποιείται για τον καθορισμό των πλευρικών ορίων των πηγών και για τον υπολογισμό του “τοπικού βάθους”, στο $x = 0$, δηλαδή

$$k_{\max} = \frac{1}{h} \Leftrightarrow h = \frac{1}{k_{\max}}. \quad (4.62)$$

Για να υπολογιστεί η “τοπική κλίση”, d , οι σχέσεις των παραγώγων (4.59) και (4.60) αντικαθίστανται στην έκφραση της “τοπικής φάσης” (4.55) οπότε

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{x \cos(2I - d - 90) - h \sin(2I - d - 90)}{h \cos(2I - d - 90) + x \sin(2I - d - 90)} \right) \quad (4.63)$$

και αν τεθεί $x = 0$ η “τοπική κλίση”, d , θα δίνεται από τη σχέση

$$d = \theta + 2I - 90. \quad (4.64)$$

Για τον υπολογισμό της “τοπικής επιδεκτικότητας” είναι απαραίτητο να έχουν βρεθεί αρχικά το μέτρο του αναλυτικού σήματος, το “τοπικό βάθος” και η “τοπική κλίση”. Στις θέσεις των μεγίστων του τοπικού κυματαρίθμου οι εξισώσεις (4.59) και (4.60) αντικαθίστανται στην (4.54) οπότε

$$K = \frac{|A|}{2kFc \sin d}. \quad (4.65)$$

Για την εκτίμηση της κλίσης και της επιδεκτικότητας έχει γίνει από την αρχή η υπόθεση της μη ύπαρξης μόνιμης μαγνήτισης των υπεδάφινων πηγών.

Στην εκτίμηση των παραμέτρων της υπεδάφιας δομής θεωρήθηκε ότι δεν υπήρχε παρεμβολή από γειτονικές ανωμαλίες. Η παρεμβολή αυτή θα αλλοίωνε τα αποτελέσματα, κάτι το οποίο συμβαίνει σε όλους τους αυτοματοποιημένους αλγορίθμους ερμηνείας μαγνητικών δεδομένων. Το γεγονός όμως ότι στην μεθοδολογία εμπλέκονται οι δεύτερες παράγωγοι των δεδομένων του πεδίου, η παρεμβολή θα είναι μικρότερη από το αν γινόταν χρήση του ολικού μαγνητικού πεδίου ή της πρώτης παραγώγου.

Οι Smith *et al* (1998) επέκτειναν την μέθοδο της χαρτογράφησης της πηγής και για την περίπτωση του μοντέλου οριζόντιου κυλίνδρου. Η βελτιωμένη αυτή μέθοδος χρησιμοποιεί πάλι το αναλυτικό σήμα, αλλά κάνει και ένα βήμα παραπάνω κάνοντας χρήση και της παραγώγου του αναλυτικού σήματος.

Οι Thurston και Smith (1997) όρισαν τον κυματάριθμο πρώτης τάξης

$$k_1 = \frac{\partial}{\partial x} \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial M}{\partial z}}{\frac{\partial M}{\partial z}} \right) \quad (4.66)$$

κάνοντας χρήση του αναλυτικού σήματος (Nabighian 1972). Οι Smith *et al* (1998) καθόρισαν το αναλυτικό σήμα βασιζόμενοι στις παραγώγους δεύτερης τάξης ως εξής

$$A_2(x, z) = \frac{\partial^2 M}{\partial x \partial z}(x, z) + i \frac{\partial^2 M}{\partial z^2}(x, z) \quad (4.67)$$

από όπου προκύπτει ο κυματάριθμος δεύτερης τάξης

$$k_2 = \frac{\partial}{\partial x} \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial^2 M}{\partial^2 z}}{\frac{\partial^2 M}{\partial x \partial z}} \right). \quad (4.68)$$

Αποδεικνύεται ότι οι κυματάριθμοι πρώτης και δεύτερης τάξης καταλήγουν αντίστοιχα

$$k_1 = \frac{(n_k + 1)h_k}{h_k^2 + x^2}, \quad (4.69)$$

$$k_2 = \frac{(n_k + 2)h_k}{h_k^2 + x^2}, \quad (4.70)$$

όπου n_k είναι ο δομικός δείκτης της SPI. Για την περίπτωση της επαφής ($k=c$) η τιμή του δομικού δείκτη είναι $n_c=0$, για το έλασμα ($k=t$) $n_t=1$ και για τον κύλινδρο ($k=h$) $n_h=2$.

Το βάθος της πηγής πάλι υπολογίζεται από το αντίστροφο του τοπικού κυματάριθμου ενώ η ποσότητα $k_1/(k_2-k_1)-1=n_k$ δίνει τον δομικό δείκτη της Μεθόδου Χαρτογράφησης Πηγής.

Η μέθοδος εφαρμόζεται σε δεδομένα που είναι σε κάρναβο τιμών, το οποίο εξουδετερώνει τα σφάλματα που προκύπτουν από τομές έρευνας που δεν είναι προσανατολισμένες κάθετα στην παράταξη των σχηματισμών, και επίσης δεν υπάρχει καμία εξάρτηση από το επιλεγόμενο παράθυρο έρευνας.

4.9.3. Αποσυνέλιξη Werner

Η αποσυνέλιξη Werner αποτελεί μία αυτοματοποιημένη μέθοδο που σκοπό έχει την εύρεση της θέσης και του βάθους ταφής δισδιάστατων δομών, που προκαλούν το ανώμαλο πεδίο δυναμικού. Ο όρος αποσυνέλιξη δεν έχει καμία σχέση με την κλασσική έννοια της διαδικασίας της αποσυνέλιξης, αλλά επικράτησε με αυτόν τον τρόπο στην γεωφυσική βιβλιογραφία. Για την εφαρμογή της μεθοδολογίας, γίνεται εκ των προτέρων η υπόθεση ενός αρχικού μοντέλου, αυτό της κεκλιμένης επαφής ή του κεκλιμένου ελάσματος.

Εφαρμόζεται σε οδεύσεις, οι οποίες χαράζονται κάθετα στην επιμήκυνση της ανωμαλίας. Στηρίζεται στην έκφραση του δισδιάστατου αναλυτικού σήματος (Σχέση 4.50), που προτάθηκε από τον Nabighian (1972, 1974). Για την περίπτωση κεκλιμένης επαφής (Σχ. 4.7), της οποίας η κορυφή βρίσκεται στο σημείο (x_1, z_1) , το αναλυτικό σήμα του πεδίου δυναμικού (Nabighian 1972), μεταπίπτει στη μορφή της σχέσης (4.51). Η σχέση (4.51) μπορεί να γραφτεί ως

$$a_1 + (x_1 + iz_1) A(x) = x A(x) \quad (4.71)$$

και να λυθεί ως προς a_1 , x_1 και z_1 χρησιμοποιώντας τέσσερις παρατηρήσεις κατά μήκος της όδευσης. Αν σε κάθε εξεταζόμενο παράθυρο οι παρατηρήσεις είναι πολύ περισσότερες από τα δεδομένα, τότε πρέπει να χρησιμοποιηθεί η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων.

Οι Hansen και Simmonds (1993) επέκτειναν την μεθοδολογία της αποσυνέλιξης Werner, δείχνοντας ότι η εξίσωση (4.71) μπορεί να γενικευτεί και για N επαφές της μορφής του σχήματος (4.7). Δηλαδή μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τις περιπτώσεις δισδιάστατων δομών, των οποίων η τομή με το επίπεδο xz προσομοιώνεται με μία πολυγωνική γραμμή. Η γενικευμένη αυτή μέθοδος ονομάζεται αποσυνέλιξη Werner πολλαπλών πηγών (Multiple Source Werner Deconvolution).

5.

ΑΡΧΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ

Τα αρχικά βαρυτικά και μαγνητικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν σε αυτή την διατριβή προήλθαν από την ψηφιοποίηση των αντίστοιχων χαρτών της Κύπρου. Ο βαρυτικός χάρτης ήταν αποτέλεσμα των βαρυτικών διασκοπήσεων που πραγματοποίησαν οι εταιρείες *Iraq Petroleum Company (I.P.C.)* το 1946 και *Overseas Geological Survey (O.G.S)* το 1958. Ο μαγνητικός χάρτης συντάχθηκε από την εταιρεία *Hunting Geology and Geophysics Ltd* το Νοέμβριο του 1969. Οι βαρυτικές και μαγνητικές ανωμαλίες αποτυπώθηκαν σε χάρτες της Κύπρου κλίμακας 1:250.000 σε mGal και nT αντίστοιχα.

Πραγματοποιήθηκαν επιτόπου μετρήσεις της μαγνητικής επιδεκτικότητας σε διάφορες θέσεις σε οφιολιθικά πετρώματα της Κύπρου, ενώ στοιχεία για τις τιμές της έντασης, της έγκλισης και της απόκλισης της παραμένουσας μαγνήτισης που εμφανίζουν τα πετρώματα της Κύπρου συλλέχθηκαν από βιβλιογραφικές αναφορές.

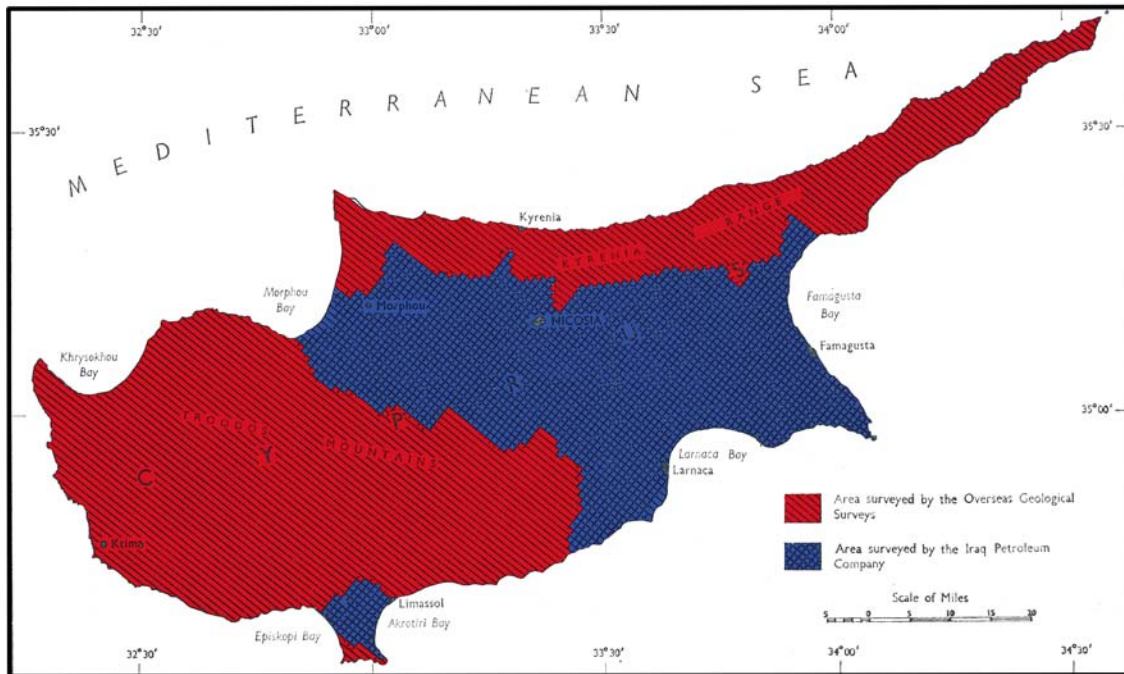
5.1. ΒΑΡΥΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Οι πρώτες βαρυτικές μετρήσεις στην Κύπρο πραγματοποιήθηκαν από τον Mace (1939) ο οποίος εγκατέστησε στο νησί 13 βαρυτομετρικούς σταθμούς (Gass and Masson – Smith 1963). Το 1946 η Ιρακινή Εταιρεία Πετρελαίου (Iraq Petroleum Company – I.P.C.) διεξήγαγε μία βαρυτομετρική διασκόπηση που κάλυψε την περιοχή των ιζηματογενών πετρωμάτων, στο ανατολικό μέρος του νησιού, νότια της περιοχής της Κερύνειας και το 1958 η εταιρεία Overseas Geological Survey (O.G.S) επέκτεινε την βαρυτομετρική έρευνα στο υπόλοιπο μέρος της Κύπρου, εκτός από τις περιοχές των ακρωτηρίων του Αγίου Ανδρέα, στο βορειοανατολικό άκρο, και του Ακάμα στα δυτικά. Η τελευταία διασκόπηση που έγινε από την O.G.S ήταν αρκετά λεπτομερής καθώς η απόσταση των σταθμών μεταξύ τους ήταν περίπου 1 μίλι (1690 μέτρα). Παρά τις κάποιες ασυμφωνίες που υπάρχουν μεταξύ των δύο αυτών γεωφυσικών διασκοπήσεων, η συνδυασμένη χρήση τους είναι αρκετή και μπορεί να απεικονίσει αξιόπιστα τις μεγάλες βαρυτικές ανωμαλίες (Σχ. 5.1).

Το 1950 διεξήχθησαν μετρήσεις του πεδίου βαρύτητας και στον θαλάσσιο χώρο ανατολικά της Μεσογείου χρησιμοποιώντας σταθμούς που βρίσκονταν σε απόσταση 50 – 100 μιλίων (80.5 – 161 Km) μεταξύ τους. Τα αποτελέσματα της έρευνας δημοσιεύθηκαν αργότερα, το 1952 από τους Cooper, Harrison και Willmore. Η θαλάσσια αυτή βαρυτική διασκόπηση ήταν αρκετά χρήσιμη καθώς έδωσε μία πρώτη ιδέα για το βαρυτικό πεδίο σε περιοχές γύρω από την Κύπρο.

Ο βαρυτικός χάρτης που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή ήταν αποτέλεσμα του συνδυασμού των δεδομένων που ελήφθησαν από τις έρευνες της I.P.C και της O.G.S. και οι βαρυτικές ισανώμαλες απεικονίζονται σε mGal, με ισοδιάσταση 10 mGal. Η βαρυτική διασκόπηση που πραγματοποίησε η O.G.S έγινε με τη χρησιμοποίηση του βαρυτόμετρου Worden αριθμός 144, το οποίο βαθμονομήθηκε με τέσσερις τρόπους. Σαν επίπεδο αναφοράς ορίστηκε ο βαρυτομετρικός σταθμός στην Λευκωσία και τοποθετήθηκαν επίσης σαράντα τρεις σταθμοί βάσης σε ευδιάκριτα και προσπελάσιμα σημεία. Τα σημεία όλων των βαρυτικών σταθμών της O.G.S φαίνονται στον χάρτη της Κύπρου του σχήματος (5.2). Οι σταθμοί της I.P.C. δεν απεικονίζονται αλλά κατά μήκος

των δρόμων της Μεσαορίας είχαν τοποθετηθεί σε απόσταση περίπου μισού μιλίου (845 μέτρα).



Σχήμα 5.1: Χάρτης που φαίνονται με κόκκινο οι περιοχές που καλύφθηκαν από την O.G.S. και με μπλε από την I.P.C.

Καταγράφηκαν οι τιμές του πεδίου βαρύτητας από τους βαρυτικούς σταθμούς και υπολογίστηκαν όλες οι προβλεπόμενες διορθώσεις. Για τον υπολογισμό της ανωμαλίας Bouguer χρησιμοποιήθηκε η σχέση

$$\delta g_b = g_h \pm \Delta g_\phi + 3.086h - 0.4119\rho h + T\rho - \gamma, \quad (5.1)$$

όπου g_h είναι η μετρούμενη τιμή της βαρύτητας στους σταθμούς, Δg_ϕ η διόρθωση λόγω του γεωγραφικού πλάτους του σταθμού, h είναι το υψόμετρο του σταθμού σε μέτρα, 3.086 και 0.4119 είναι οι συντελεστές του αποτελέσματος του ελεύθερου αέρα και Bouguer αντίστοιχα, T ο συντελεστής της τοπογραφικής διόρθωσης ($\text{magl} \backslash \text{gr} \backslash \text{cm}^3$), ρ η πυκνότητα αναγωγής ($\text{gr} \backslash \text{cm}^3$) και γ η κανονική ένταση του πεδίου βαρύτητας.

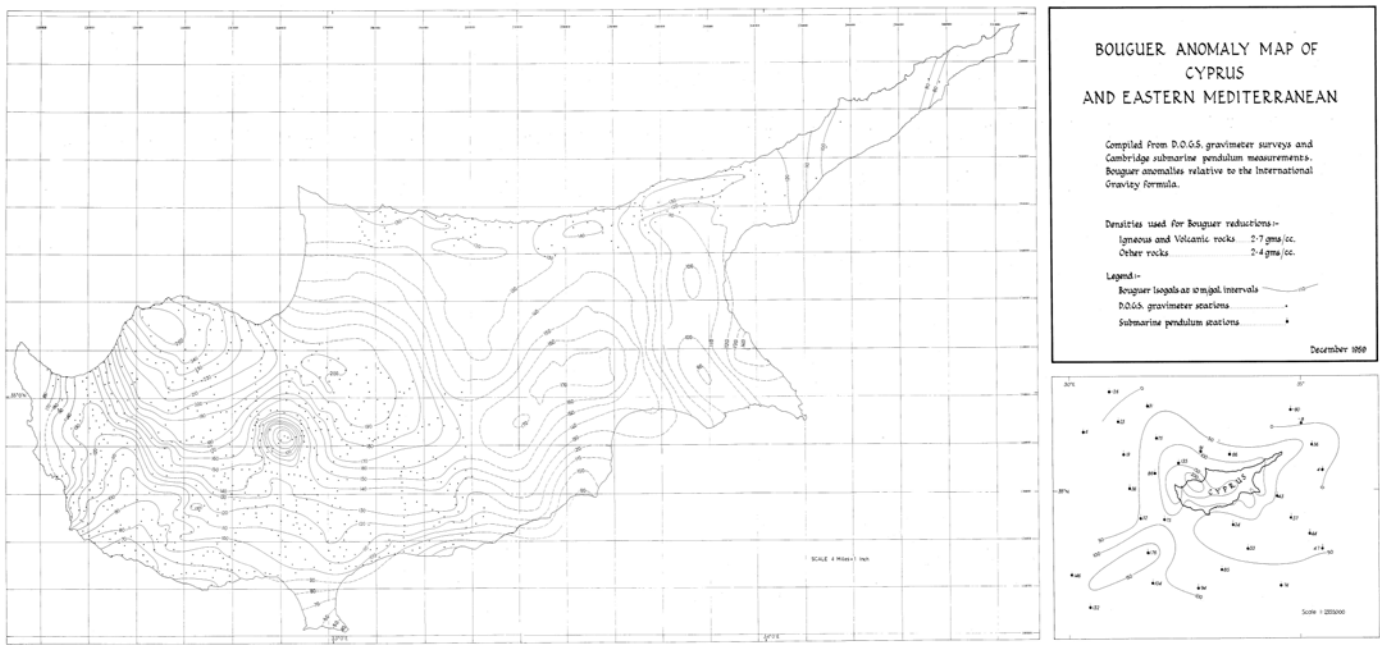
Η κανονική ένταση του βαρυτικού πεδίου υπολογίζεται από την εξίσωση του διεθνούς ελλειψοειδούς σε mgal (Geodetic Reference Formula 1930)

$$\gamma = 9780.49(1 + 0.0052884 \sin^2 \phi - 0.0000059 \sin^2 2\phi), \quad (5.2)$$

όπου φ το γεωγραφικό πλάτος του σταθμού.

Η πυκνότητα αναγωγής, ρ , που χρησιμοποιήθηκε για την εύρεση της γενικευμένης ανωμαλίας Bouguer ήταν 2.4 gr/cm^3 για τα Τριτογενή και τα Τεταρτογενή ιζήματα και 2.7 gr/cm^3 για τα πυριγενή πετρώματα. Η πυκνότητα που υποτέθηκε για τα πυριγενή πετρώματα είναι αντιπροσωπευτική για τα ηφαιστειακά και τα φλεβικά πετρώματα αλλά είναι 0.2 gr/cm^3 πιο χαμηλή από τα υπερβασικά πετρώματα που εμφανίζονται στην κορυφή του Τροόδους (Gass and Masson – Smith, 1963).

Λαμβάνοντας υπ' όψιν τα σφάλματα των μετρήσεων αλλά και τα σφάλματα που εισήχθησαν στα δεδομένα με όλες τις διορθώσεις που πραγματοποιήθηκαν, το σφάλμα στις τελικές υπολογιζόμενες ανωμαλίες Bouguer είναι της τάξης των 0.9 mGal . Αυτό είναι αρκετό μεγάλο λάθος σε κανονικές συνθήκες αλλά για την ερμηνεία μεγάλων ανωμαλιών, όπως γίνεται και στην παρούσα μελέτη, μπορεί να θεωρηθεί αμελητέο.



Σχήμα 5.2: Χάρτης που φαίνονται με μαύρες κουκίδες στο κεντροδυτικό και βόρειο μέρος της Κύπρου οι βαρυτομετρικοί σταθμοί της O.G.S.

Χρησιμοποιώντας έμμεσες μεθόδους υπολογισμού της πυκνότητας και πραγματοποιώντας μετρήσεις αυτής σε δείγματα που συλλέχθηκαν στο ύπαιθρο (Gass

and Masson-Smith 1963) βρέθηκε ότι οι μέσες τιμές της πυκνότητας των κυριότερων σχηματισμών που εμφανίζονται στην Κύπρο είναι:

ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ	ΠΥΚΝΟΤΗΤΑ (gr/cm ³)
Υπερβασικά (σε βάθος)	3.30
Υπερβασικά (κοντά στην επιφάνεια)	2.90
Φλεβικά	2.77
Ηφαιστειακά (Λάβες)	2.65
Σερπεντινίτης	2.55
Ιζήματα	2.40

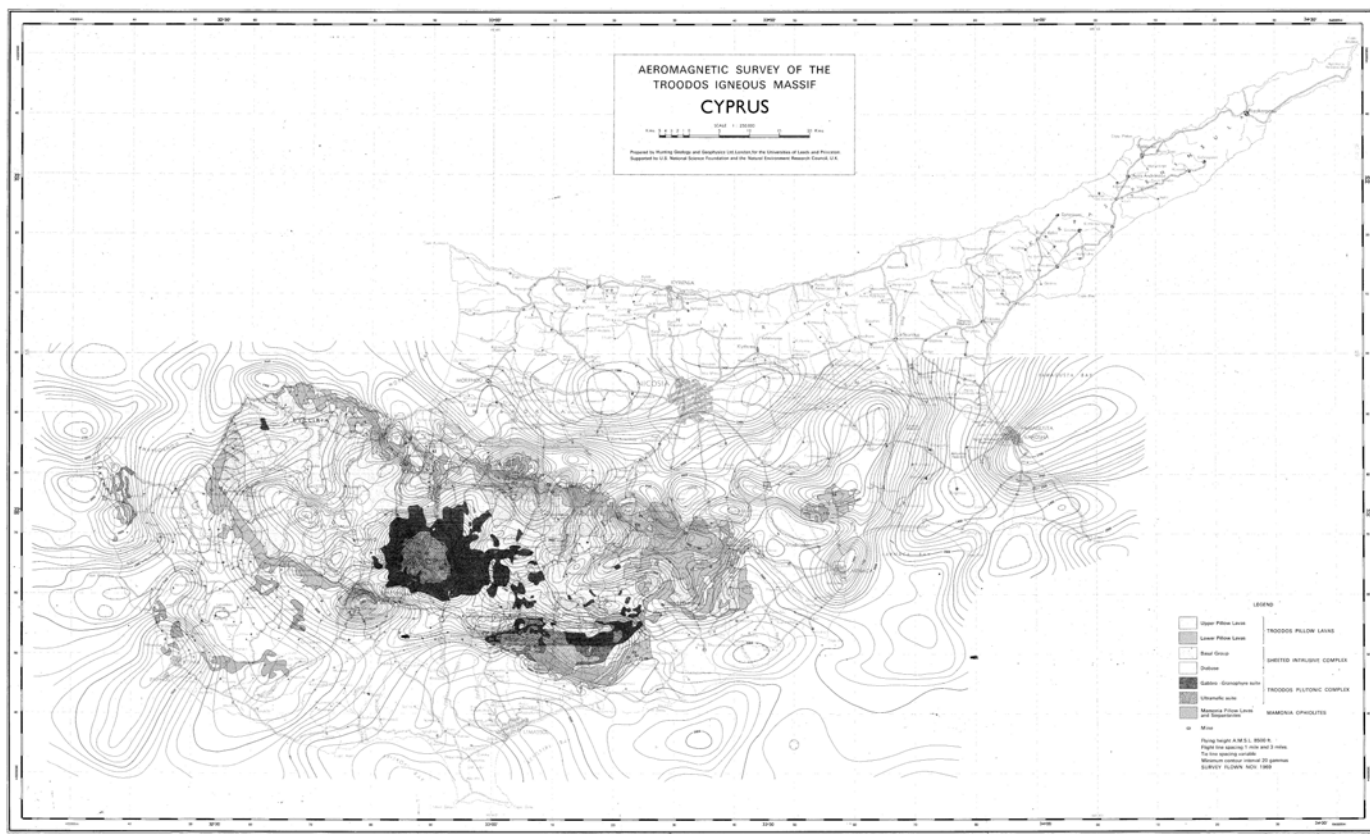
Πίνακας 5.1: Πυκνότητες των βασικών πετρολογικών σχηματισμών που εντοπίζονται στην Κύπρο (Gass and Masson-Smith 1963)

5.2. ΜΑΓΝΗΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Τα μαγνητικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν συλλέχθηκαν από την Βρετανική εταιρεία Hunting Geology and Geophysics Ltd, για λογαριασμό των πανεπιστημίων Leeds και Princeton. Η αερομαγνητική διασκόπηση πραγματοποιήθηκε το Νοέμβριο του 1969 και το ύψος πτήσης του αεροπλάνου ήταν σταθερά 2591 m (8500 ft) πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας (A.M.S.L.). Το διάστημα μεταξύ των γραμμών πτήσης ήταν από 1 μέχρι 3 μίλια (1.61 – 4.83 Km).

Τα δεδομένα της έντασης του ολικού πεδίου, αφού αφαιρέθηκε το IGRF, δηλαδή η μαθηματική περιγραφή του γεωμαγνητικού πεδίου, αποτυπώθηκαν με τη μορφή ισανώμαλων μαγνητικών γραμμών σε χάρτη κλίμακας 1:250.000 με ελάχιστο διάστημα μεταξύ των ισανώμαλων 20 nT. Καλύφθηκε όλο το νησί της Κύπρου εκτός από την περιοχή της Κερύνειας ενώ επίσης ελήφθησαν μετρήσεις και στον θαλάσσιο χώρο στα δυτικά και νοτιοανατολικά παράλια του νησιού (Σχ. 5.3).

Η πραγματοποίηση της αερομαγνητικής έρευνας σε τόσο μεγάλο ύψος προφανώς δεν είχε σκοπό την μεταλλευτική έρευνα αλλά να καταγράψει ανωμαλίες μεγάλης κλίμακας οι οποίες και θα συσχετίζονται με μεγάλες γεωλογικές δομές.



Σχήμα 5.3: Αερομαγνητικός χάρτης της Κύπρου από την ψηφιοποίηση του οποίου προήλθαν τα αρχικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν.

5.3. ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΕΠΙΔΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΜΕΝΟΥΣΑΣ ΜΑΓΝΗΤΙΣΗΣ

Πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις της μαγνητικής επιδεκτικότητας σε δείγματα του οφιολιθικού συμπλέγματος του Τροόδους αλλά και στους οφιόλιθους στην περιοχή του δάσους της Λεμεσού βόρεια από την πόλη της Λεμεσού. Για τις επιτόπου μετρήσεις της μαγνητικής επιδεκτικότητας χρησιμοποιήθηκε το όργανο Susceptibility Meter JH-8 της εταιρείας Geoinstruments. Στον πίνακα (5.2) αναγράφονται συντεταγμένες των θέσεων, το είδος των πετρωμάτων και η τιμή της επιδεκτικότητας που μετρήθηκε στο πεδίο.

Γεωγραφικό πλάτος	Γεωγραφικό μήκος	Πέτρωμα	Μαγν. επιδεκτικότητα $\times 10^{-5}$ (SI)
35.076	32.916	UPL (Ανώτερες λάβες)	714
35.077	32.908	LPL (Κατώτερες λάβες)	1295
35.048	32.830	BG (Βασάλτης)	4460
35.003	32.820	Db (Διαβάσης)	2550
34.979	32.827	δ (Γάβρος)	347
34.975	32.825	γ (Πλαγιογρανίτης)	1702
34.958	32.841	σ_3 (Βερλίτης)	5245
34.946	32.847	σ_4 (Πυροξενίτης)	6500
34.944	32.855	σ_4 (Πυροξενίτης)	1400
34.933	32.872	σ_1 (Χαρτσβουργίτης)	1095
34.932	32.869	σ_1 (Χαρτσβουργίτης)	273
34.919	32.880	σ_2 (Δουνίτης)	1550
34.931	32.905	σ (Σερπεντινίτης)	907
35.012	33.154	LPL (Κατώτερες λάβες)	2715
34.980	33.130	Db (Διαβάσης)	2556
34.916	33.093	Επαφή Db (Διαβάση) με γ (πλαγιογρανίτης)	3940
34.891	33.107	Db (Διαβάσης)	1673
34.840	33.113	Λάβες	303
34.826	33.099	Επαφή σ_4 (Πυροξενίτη) με σ_3 (Βερλίτη)	2197
34.821	33.096	γ (πλαγιογρανίτης)	123
34.819	33.095	σ (Σερπεντινίτης)	54
34.808	33.085	δ (Γάβρος)	121
34.784	33.086	σ (Σερπεντινίτης)	3287
34.769	33.074	UPL (Ανώτερες λάβες)	491

Πίνακας 5.2: Συντεταγμένες των θέσεων, τύποι των πετρωμάτων και τιμές της μαγνητικής επιδεκτικότητας όπως μετρήθηκαν με το Susceptibility meter στην Κύπρο. Ακολουθήθηκε ο συμβολισμός που έχουν τα πετρώματα στον γεωλογικό χάρτη.

Η λειτουργία του οργάνου στηρίζεται στο φαινόμενο της ηλεκτρομαγνητικής επαγωγής. Δύο πηνία, που είναι κάθετα μεταξύ τους, είναι τοποθετημένα σε έναν αισθητήρα στη βάση του πλαισίου του οργάνου. Στην περίπτωση που το όργανο έρθει σε επαφή με ένα μαγνητικό σώμα τότε μία τάση, που είναι ανάλογη της επιδεκτικότητάς του, επάγεται στο ένα πηνίο που λειτουργεί σαν δέκτης από το άλλο πηνίο που δρα ως πομπός. Το σήμα λαμβάνεται από ένα ενισχυτή φάσης και μετά από μία διόρθωση χρησιμοποιείται στην κίνηση μιας αναλογικής γραφίδας η οποία δείχνει την τιμή της επιδεκτικότητας πάνω σε μία κλίμακα. Η επιδεκτικότητα μετρίεται σε μονάδες SI πολλαπλασιασμένες με έναν παράγοντα 10^{-5} .

Έχει βρεθεί από παλαιομαγνητικές μετρήσεις και έρευνες ότι στα πετρώματα της Κύπρου έχει αποτυπωθεί, από παλαιότερες γεωλογικές περιόδους, λόγω αναστροφής του γήϊνου μαγνητικό πεδίου, ένα διάνυσμα παραμένουσας μαγνήτισης. Στην παρούσα διατριβή, εργαστηριακές μετρήσεις σε δείγματα για τον υπολογισμό της παραμένουσας μαγνήτισης δεν πραγματοποιήθηκαν. Χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα της έντασης της παραμένουσας μαγνήτισης, της έγκλισης και της απόκλισης δειγμάτων που συλλέχθηκαν από διάφορους ερευνητές σε διάφορες χρονικές περιόδους, που σκοπό είχαν την εξαγωγή τεκτονικών συμπερασμάτων (Vine and Moores 1969, Vine et al 1973, Clube and Robertson 1986, Allerton and Vine 1987, Morris et al 1990, Morris et al 1998).

Στοιχεία που αφορούσαν την επιδεκτικότητα και την παραμένουσα μαγνήτιση συλλέχθηκαν επίσης από τις μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν στους πυρήνες των βαθιών γεωτρήσεων CY1, CY1a και CY4, οι οποίες στο σύνολο έδωσαν μία στρωματογραφική τομή περίπου 3.5 Km, για τους οφιόλιθους του Τροόδους (Vine and Smith 1987).

6.

ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ

ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Πρωταρχικό στάδιο στην επεξεργασία των πεδίων δυναμικού αποτελεί η παράσταση αυτών σε πίνακα τιμών. Η από εκεί και πέρα μελέτη αυτών στηρίζεται σε μία σειρά μεθοδολογιών, που στόχο έχουν να αποκαλύψουν και να αναδείξουν τις πηγές που γεννούν το ανώμαλο πεδίο δυναμικού.

Όλες οι μέθοδοι επεξεργασίας που αναλύθηκαν με λεπτομέρεια στο Κεφάλαιο 4, χρησιμοποιήθηκαν στην ανάλυση των πεδίων δυναμικού. Παράχθηκαν με τον τρόπο αυτό χάρτες ποιοτικής ερμηνείας, από τους οποίους ήταν δυνατόν η αναγνώριση θέσεων, όπου το πεδίο δυναμικού παρουσιάζει μία τοπική ανωμαλία (διαχωρισμός τοπικού με περιφερειακό πεδίο, χάρτης αναγωγής στον βόρειο μαγνητικό πόλο, χάρτες αποκοπής κυματαρίθμων, χάρτες παραγώγων, χάρτες μιγαδικών χαρακτηριστικών κ.λ.π.).

Επίσης με την εφαρμογή συγκεκριμένων μεθοδολογιών (επιπεδοποίηση, Χαρτογράφηση Παραμέτρων Πηγής), κατέστη δυνατό να εκτιμηθούν, απ' ευθείας από τις μετρήσεις των πεδίων δυναμικού, χαρακτηριστικά των πηγών όπως το βάθος ταφής, η παράταξη, η κλίση και η επιδεκτικότητα

6.1. ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Τα μαγνητικά και τα βαρυτικά δεδομένα, όπως αναφέρθηκε στο κεφάλαιο 5, προήλθαν από τους αντίστοιχους χάρτες της Κύπρου, που είναι σε κλίμακα 1:250.000. Με την χρησιμοποίηση του προγράμματος Surfer 7 της εταιρείας Golden Software Inc. πραγματοποιήθηκε η ψηφιοποίηση των δύο χαρτών και ελήφθησαν τα δεδομένα σε ψηφιακή μορφή, δηλαδή σε μορφή αρχείου ASCII, με τρεις στήλες. Δημιουργήθηκαν έτσι δύο αρχεία, ένα με τα βαρυτικά και ένα με τα μαγνητικά δεδομένα. Οι δύο πρώτες στήλες του κάθε αρχείου δείχνουν τις συντεταγμένες των σημείων σε μέτρα και η τρίτη στήλη την τιμή του βαρυτικού και του μαγνητικού πεδίου αντίστοιχα για κάθε σημείο.

Η περαιτέρω επεξεργασία των δεδομένων πραγματοποιήθηκε με την χρήση του λογισμικού πακέτου Potential – Field Geophysical Software for the PC, version 2.2 του Jeffrey D.Phillips το οποίο διανέμεται δωρεάν από την United States Geological Survey (U.S.G.S.). Επίσης χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό πακέτο ανάλυσης και επεξεργασίας δεδομένων OASIS Montaj 5.0.6 της Geosoft. Στην κατασκευή 2D και 2.5D βαρυτικών και μαγνητικών μοντέλων χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα GM-SYS version 4.02 της Northwest Geophysical Associates Inc., το οποίο υπολογίζει την βαρυτική και/ή την μαγνητική απόκριση του μοντέλου και την συγκρίνει με την παρατηρούμενη ανωμαλία.

Στην επεξεργασία των δεδομένων πεδίων δυναμικού, αποτελεί πολύ συνηθισμένη τακτική η παράσταση αυτών σε μορφή πίνακα τιμών καθώς μία σειρά μετασχηματισμών μπορούν να εφαρμοστούν στον κάνναβο αυτό και εν συνέχεια να χαρτογραφηθούν τα εξαγόμενα αποτελέσματα.

Το πρόγραμμα που χρησιμοποιήθηκε για να μετατραπούν τα δεδομένα σε κάνναβο τιμών είναι το MINC του Mike Webring το οποίο βασίζεται στον αλγόριθμο της ελάχιστης καμπυλότητας (Briggs 1974). Ο αλγόριθμος προσπαθεί να κατασκευάσει την πιο ομαλή επιφάνεια που περνάει από τα τυχαία κατανεμημένα δεδομένα, υπολογίζοντας τις τιμές του πεδίου στις κορυφές των κυψελών του καννάβου.



Σχήμα 6.1 : Χάρτης της Κύπρου με τις θέσεις των τοπωνυμίων που αναφέρονται στο κείμενο.

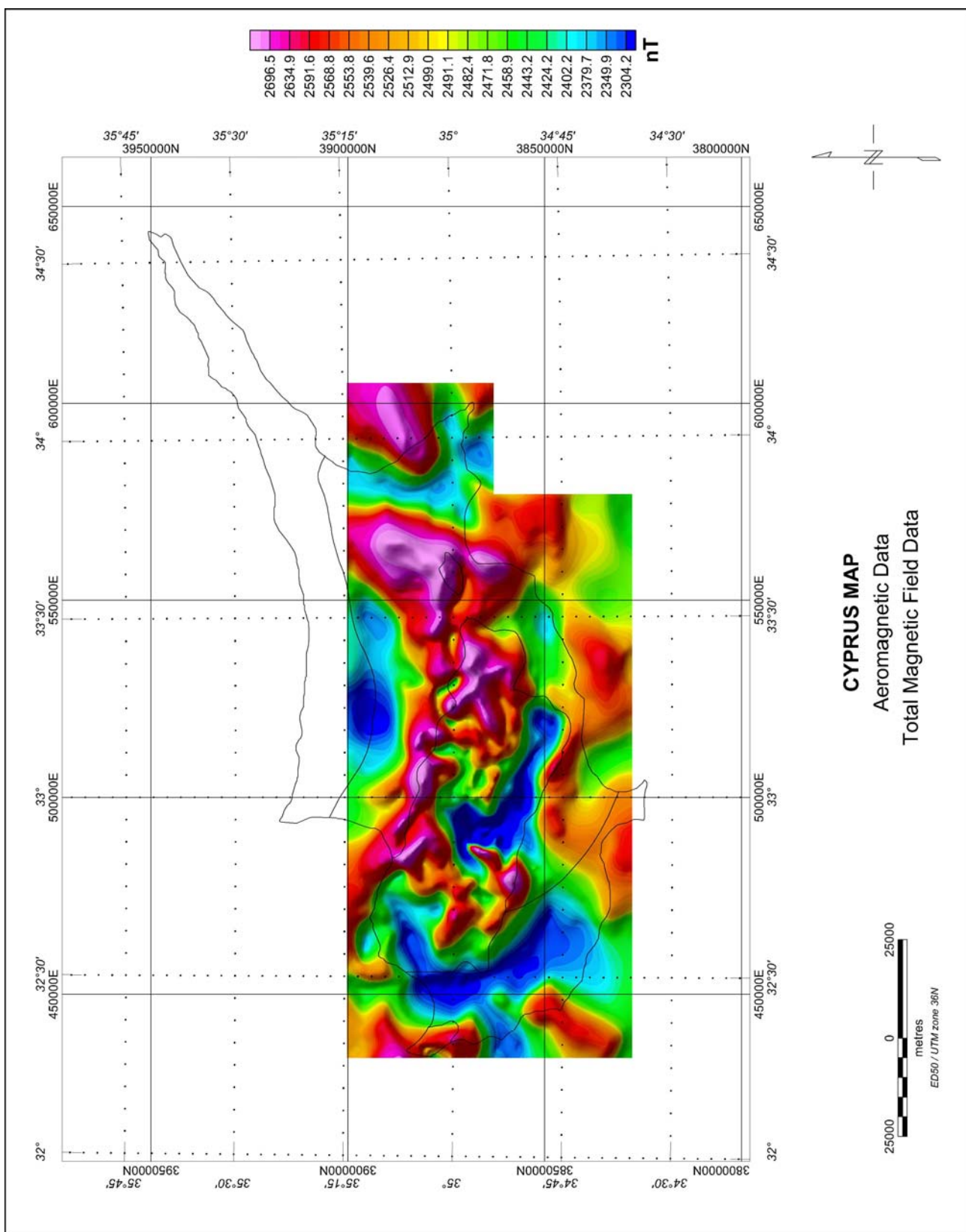
Η διαδικασία είναι επαναληπτική, δηλαδή ο αλγόριθμος προσπαθεί να ελαττώσει το άθροισμα των δεύτερων οριζόντιων παραγώγων, μέσα από μία σειρά επαναλήψεων. Οι τιμές στους κόμβους του καννάβου υπολογίζονται με παρεμβολή στα δεδομένα, ενώ σε περιοχές χωρίς δεδομένα γίνεται ομαλή επέκτασή τους.

Τόσο στα μαγνητικά όσο και στα βαρυτικά δεδομένα η ισοδιάσταση του καννάβου τέθηκε ίση με 500 μέτρα. Ο κάνναβος των αρχικών μαγνητικών δεδομένων, που δημιουργήθηκε και παριστά την ολική ένταση του μαγνητικού πεδίου, αποτελείται από 343 στήλες και 145 γραμμές με μέγιστη και ελάχιστη τιμή 2967.24 nT και 2080.15 nT αντίστοιχα, μέση τιμή 2497.90 και τυπική απόκλιση 108.27 nT . Οι διαστάσεις του καννάβου της ανωμαλίας Bouguer που κατασκευάστηκε είναι 381 στήλες και 241 γραμμές, με τις τιμές να κυμαίνονται από 40.20 mgal μέχρι 254.43 mgal, με μέση τιμή 136.68 mgal και τυπική απόκλιση 42.17 mgal. Στα σχήματα (6.2) και (6.3) φαίνονται οι χάρτες του ολικού μαγνητικού πεδίου και της ανωμαλίας Bouguer της Κύπρου αντίστοιχα.

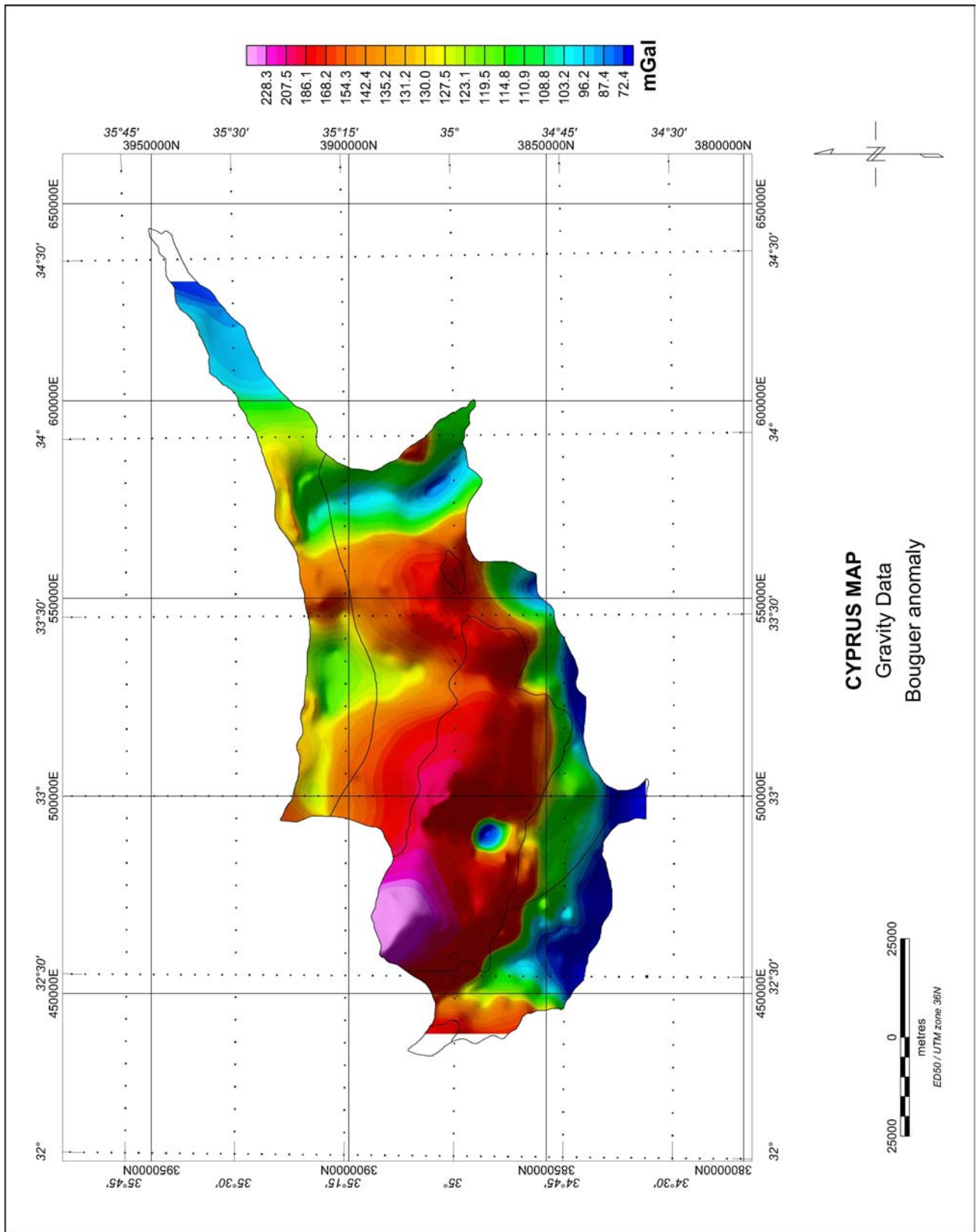
6.2. ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΣ ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑΚΟΥ – ΥΠΟΛΕΙΜΜΑΤΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ

Μία πολύ σημαντική επεξεργασία, ίσως και η σημαντικότερη, που πρέπει αρχικά τα δεδομένα δυναμικών πεδίων να υποστούν, είναι ο διαχωρισμός και η απομόνωση των ανωμαλιών που οφείλονται στις δομές που ενδιαφέρουν την έρευνα (υπολειμματικό πεδίο) και των ανωμαλιών που προέρχονται από την επίδραση βαθύτερων παραγόντων (περιφερειακό πεδίο).

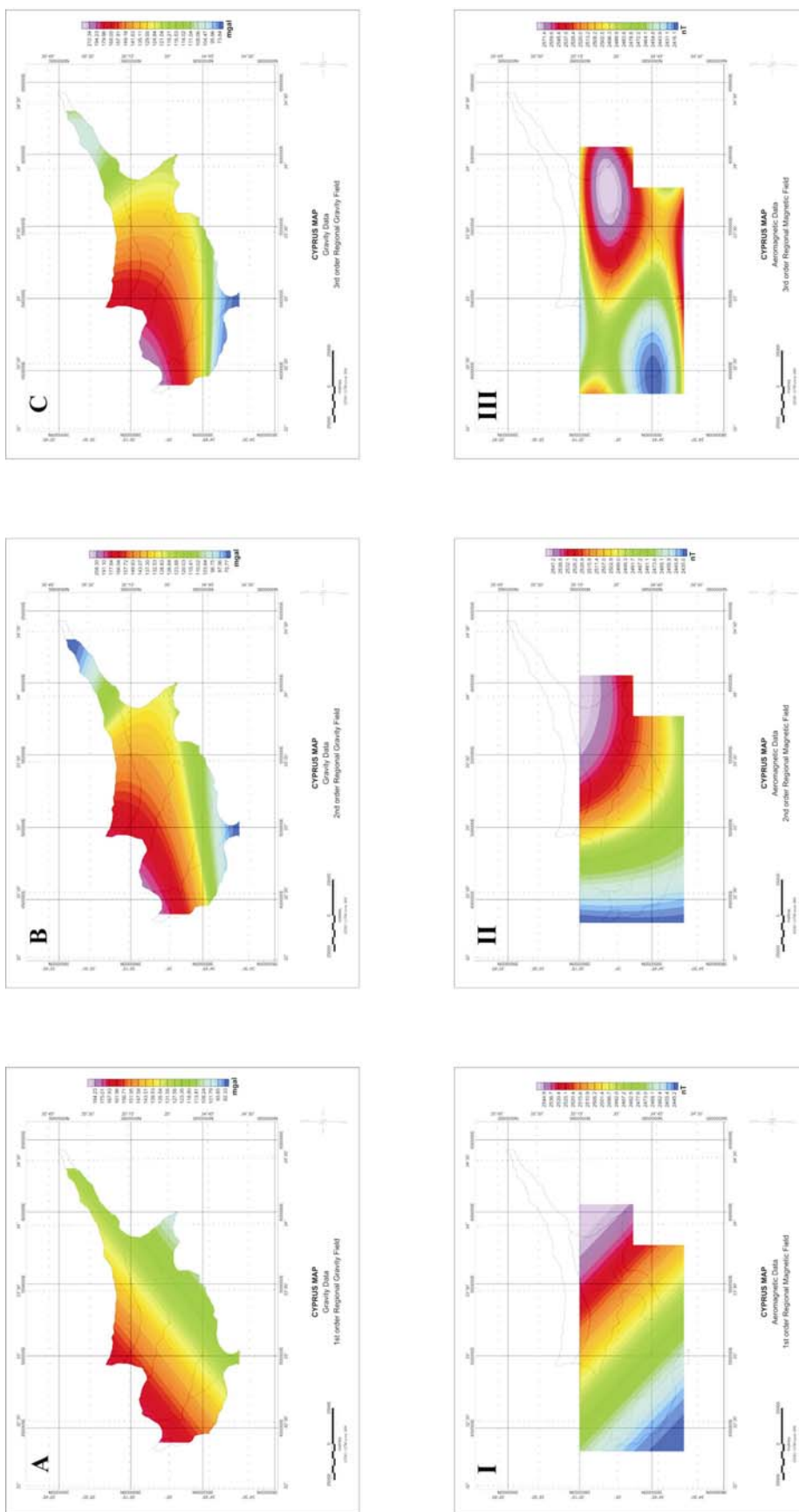
Έχουν προταθεί διάφορες μεθοδολογίες για τον διαχωρισμό τοπικού και περιφερειακού πεδίου όπως αυτές αναφέρθηκαν στο κεφάλαιο (4.1). Στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιήθηκε η προσαρμογή μιας μαθηματικής επιφάνειας στα δεδομένα με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Στο σχήμα (6.4) φαίνονται οι επιφάνειες 1^{ου}, 2^{ου} και 3^{ου} βαθμού που προσομοιάζουν το περιφερειακό πεδίο (regional field) για τα μαγνητικά και τα βαρυτικά δεδομένα.. Τελικά επιλέχθηκε η επιφάνεια 1^{ου} βαθμού για να γίνει η προσαρμογή του περιφερειακού πεδίου.



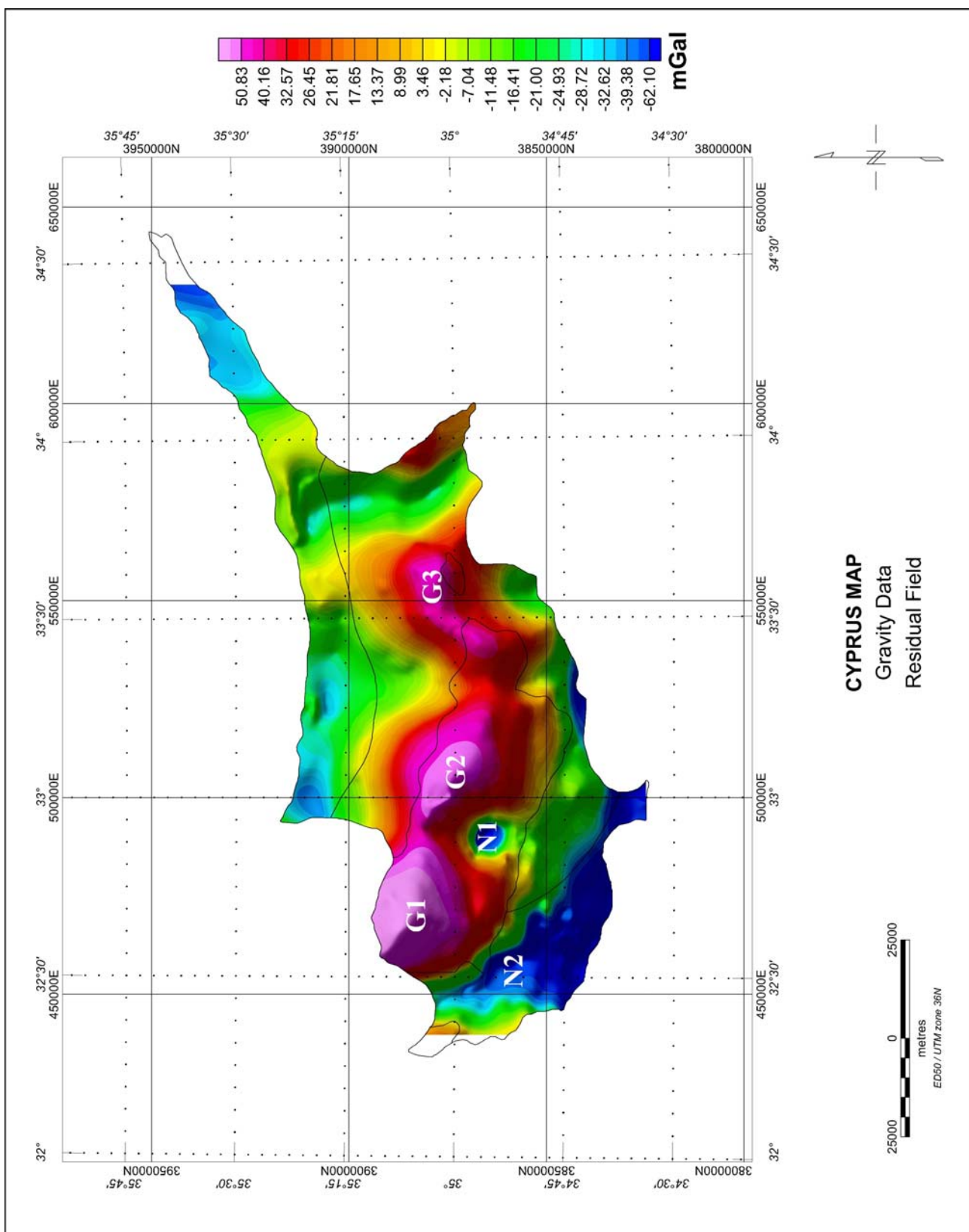
Σχήμα 6.2: Χάρτης της ανωμαλίας του ολικού μαγνητικού πεδίου της Κύπρου.



Σχήμα 6.3: Χάρτης της ανωμαλίας Bouguer της Κύπρου.



Σχήμα 6.4: Πολυωνυμικές επιφάνειες Ιον (A, I), 2ου (B, II), 3ου (C, III) βαθμού που προσαρμόζουν τα περιφερειακά πεδία των βαρυντικών και μαγνητικών δεδομένων της Κύπρου αντίστοιχα. Παρατηρείται ότι οι επιφάνειες που προσομοιάζουν τα βαρυντικά δεδομένα βυθίζονται προς τα ΝΑ ενώ αυτές που προσομοιάζουν τα μαγνητικά πεδία προς τα ΝΔ.



Σχήμα 6.5: Χάρτης της υπολειμματικής ανωμαλίας Bouguer της Κύπρου μετά την αφαίρεση ενός πολωνύμου 1^{ov} βαθμού από τα δεδομένα.

Ο υπολειμματικός χάρτης Bouguer (Σχ. 6.5), που προέκυψε με αφαίρεση από τα αρχικά βαρυτικά δεδομένα μιας επίπεδης επιφάνειας, δείχνει ότι η Κύπρος καλύπτεται από μία σημαντική σε μέγεθος θετική ανωμαλία στην οποία επικάθονται άλλες, μικρότερης κλίμακας. Η κύρια αυτή θετική ανωμαλία (ανωμαλίες G1, G2, G3) έχει γενική διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ, από τον Πομό στα δυτικά μέχρι την Αμμόχωστο στα ανατολικά (Σχ. 6.1). Ο κύριος άξονάς της, όπως εύκολα μπορεί να διαπιστωθεί, ακολουθεί τα πυριγενή πετρώματα που αποτελούν την οφιολιθική μάζα του Τροόδους ενώ ένα τμήμα της θετικής αυτής ανωμαλίας επεκτείνεται σ' ένα μικρό τμήμα της πεδιάδας της Μεσαορίας η οποία, όπως έχει αναφερθεί αποτελείται από ιζήματα μεγάλου πάχους.

Εκτός της θετικής αυτής ανωμαλίας που παρουσιάζεται στον υπολειμματικό βαρυτικό χάρτη, εμφανίζεται επίσης και μία κλειστή κυκλική αρνητική ανωμαλία (N1), διαμέτρου της τάξης των 7 Km, η οποία και σχετίζεται με τα υπερβασικά πετρώματα που βρίσκονται στην κορυφή του Τροόδους, τον Όλυμπο (Σχ. 6.1).

Η επιμήκης αρνητική ανωμαλία διεύθυνσης ΒΔ – ΝΑ (N2), όπως μπορεί να φανεί και από τον γεωλογικό χάρτη, σχετίζεται με τα πετρώματα και του λιθολογικούς τύπους που καταλαμβάνουν το χώρο του συμπλέγματος των Μαμωνιών (Σχ. 6.1).

6.3. ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΟΙ ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΣΤΑ ΒΑΡΥΤΙΚΑ ΚΑΙ ΜΑΓΝΗΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Μετασχηματισμός πεδίου μπορεί να θεωρηθεί το αποτέλεσμα της εφαρμογής ενός μαθηματικού τελεστή στις μετρούμενες τιμές μιας ποσότητας του πεδίου (Τσόκας 1985). Με την εφαρμογή των μαθηματικών αυτών τελεστών επιδιώκεται και πετυχαίνεται η μετατροπή των αρχικών δεδομένων σε άλλες μορφές που μπορούν να δώσουν μία πιο ευκρινή προσέγγιση των χαρακτηριστικών τους. Οι τεχνικές που περιγράφηκαν και αναλύθηκαν στο κεφάλαιο 4 χρησιμοποιήθηκαν για την όσο γίνεται καλύτερη και πιο αξιόπιστη εξαγωγή συμπερασμάτων που αφορούσαν τις πηγές που προκαλούν τις εντοπιζόμενες βαρυτικές και μαγνητικές ανωμαλίες στην Κύπρο.

Η ανάλυση Fourier είναι ένα βασικό εργαλείο στον μετασχηματισμό των δεδομένων καθώς οι πράξεις απλοποιούνται κατά πολύ στο χώρο των κυματαρίθμων. Τα δεδομένα πριν υποστούν μετασχηματισμό Fourier πρέπει να προετοιμαστούν κατάλληλα,

ώστε να αποφευχθούν οι ανεπιθύμητες επιδράσεις που προσδίδει ο μετασχηματισμός στα διακριτά δεδομένα. Αφού τα δεδομένα παραστήθηκαν σε μορφή καννάβου, η περαιτέρω προετοιμασία τους έγινε με το πρόγραμμα PREP του Cordell (Philips 1997). Ο αλγόριθμος αυτός αφαιρεί αρχικά μία γραμμική τάση από τα δεδομένα με τη μέθοδο της πολυωνυμικής προσαρμογής και στη συνέχεια προσδίδει γραμμικά κατάλληλη κλίση στον κάνναβο, ώστε η βορειοδυτική και νοτιοανατολική γωνία να είναι ίσες. Η εφαρμογή κλίσης χρησιμοποιείται για να αποφευχθούν φαινόμενα ανισοτροπίας στην επεξεργασία δεδομένων στην βορειοανατολική γωνία του καννάβου. Κατόπιν επεκτείνει τα δεδομένα βόρεια και ανατολικά του καννάβου, χρησιμοποιώντας ένα παράθυρο με συνημιτονοειδείς απολήξεις, έτσι ώστε η νέα ανατολικότερη στήλη του καννάβου να είναι περίπου ίση με την στήλη ένα και η νέα βορειότερη γραμμή να είναι ίση περίπου με την γραμμή ένα. Η επέκταση των δεδομένων, σε δεδομένα που είναι δύναμη του δύο, είναι απαραίτητη πριν την εφαρμογή του Διακριτού μετασχηματισμού Fourier, αλλά απαιτείται προσοχή, καθώς η προσθήκη πολλών άχρηστων δεδομένων μπορεί να μολύνει μετά το φάσμα. Συνήθως μία επέκταση του καννάβου μέχρι το 10% των αρχικών του διαστάσεων είναι αρκετή.

Οι αρχικές διαστάσεις του καννάβου των μαγνητικών δεδομένων ήταν 343 στήλες (nc), 145 γραμμές (nr) και μετά την εφαρμογή του PREP οι νέες διαστάσεις του έγιναν 352 στήλες (nc_{new}), 160 γραμμές (nr_{new}). Αντίστοιχα οι στήλες και οι γραμμές του καννάβου των βαρυτικών δεδομένων αυξήθηκαν από $nc = 381$ και $nr = 241$ σε $nc_{new} = 416$, $nr_{new} = 288$.

Για τον δισδιάστατο μετασχηματισμό Fourier των δυναμικών πεδίων χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα FFTFIL του Hildenbrand (1983) που βασίζεται στον ταχύ μετασχηματισμό Fourier των Cooley και Tukey (1965). Εκτός από τον ευθύ και τον αντίστροφο μετασχηματισμό το πρόγραμμα μπορεί να εκτελέσει μία σειρά από πράξεις, πολλαπλασιάζοντας το φάσμα στο χώρο των κυματαρίθμων με το κατάλληλο κάθε φορά φίλτρο, όπως είναι η αναγωγή στο βόρειο μαγνητικό πόλο, η άνω και κάτω συνέχεια του πεδίου, η εύρεση της πρώτης και δεύτερης κατακόρυφης παραγώγου, το φιλτράρισμα για την αποκοπή ανεπιθύμητων κυματαρίθμων, ο μετασχηματισμός ψευδοβαρύτητας και του ψευδομαγνητισμού.

Τέλος στα φιλτραρισμένα δεδομένα εφαρμόστηκε ακόμα μία επεξεργασία η οποία είχε να κάνει με την επιστροφή των διαστάσεων του καννάβου στις αρχικές του διαστάσεις. Έγινε χρήση του προγράμματος DE_PREP του Cordell (Phillips 1997) το

οποίο επαναφέρει τον κάνναβο στις αρχικές του διαστάσεις. Δίνει επίσης και την επιλογή της επιστροφής της γραμμικής τάσης που αρχικά αφαιρέθηκε από τα δεδομένα.

6.3.1. Αναγωγή στον βόρειο μαγνητικό πόλο

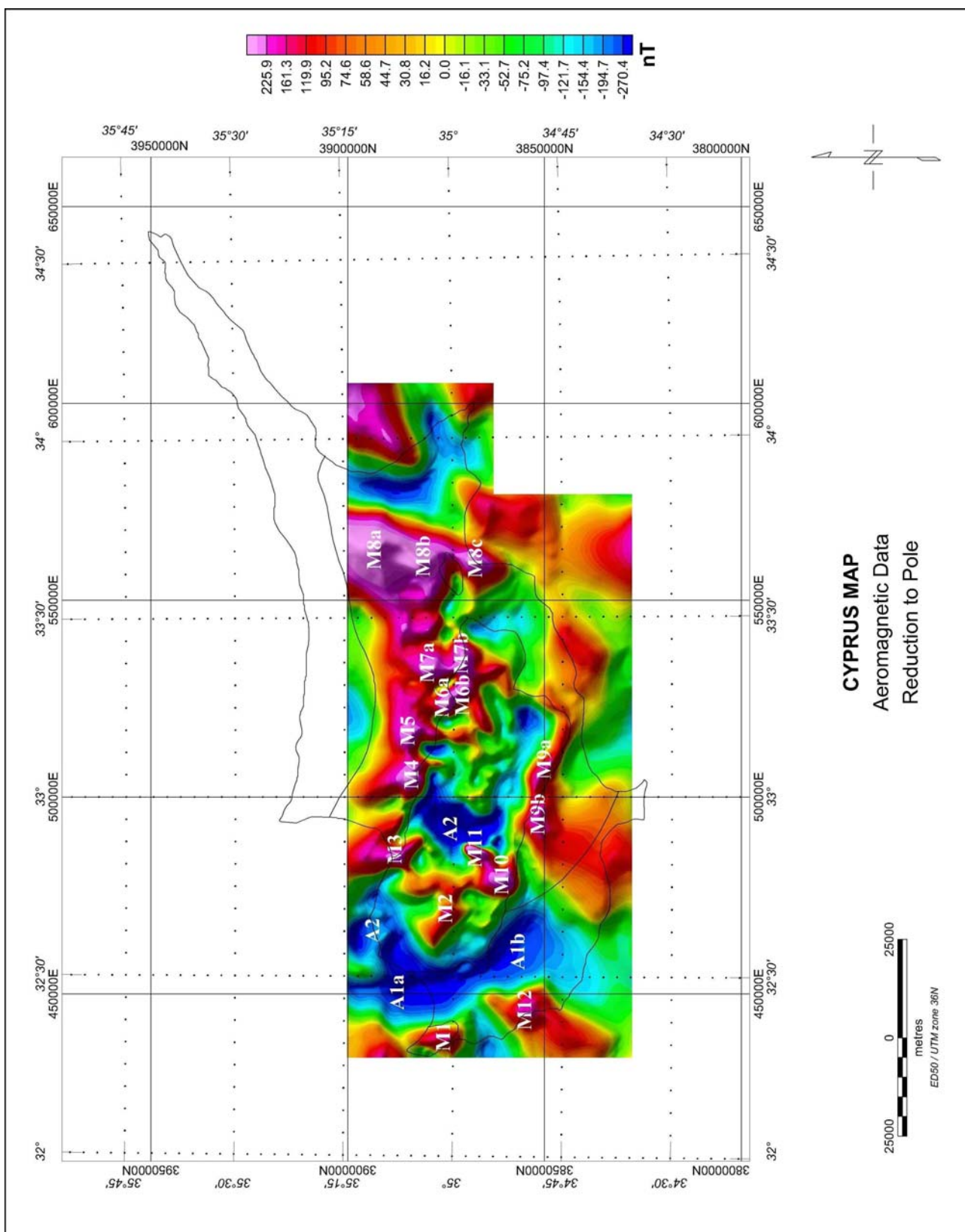
Η εφαρμογή του μαθηματικού τελεστή της αναγωγής στον πόλο στα δεδομένα μετασχηματίζει τις πολύπλοκες και διπολικές ανωμαλίες του ολικού μαγνητικού πεδίου, που οφείλονται στην μη κατακόρυφη διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου της Γης και της μαγνήτισης, σε μονοπολικές. Δηλαδή με τον τρόπο αυτό, επιτυγχάνεται η μεγιστοποίηση της τιμής της ανωμαλίας ακριβώς πάνω από το κέντρο του στόχου.

Για την αναγωγή στον βόρειο μαγνητικό πόλο των δεδομένων έγινε χρήση του λογισμικού FFTFIL (Hildenbrand 1983), που στηρίζεται στον δισδιάστατο μετασχηματισμό Fourier. Υποτέθηκε ότι τα πετρώματα στην περιοχή έρευνας είχαν μόνο επαγόμενη μαγνήτιση, που οφειλόταν στην διεύθυνση και στην ένταση του μαγνητικού πεδίου, τον χρόνο και τον χώρο που πραγματοποιήθηκαν οι αερομαγνητικές μετρήσεις. Αν και τα πετρώματα σε αρκετές θέσεις παρουσιάζουν παραμένονσα μαγνήτιση αυτή θεωρήθηκε αμελητέα.

Το κανονικό πεδίο (I.G.R.F.) την περίοδο των μετρήσεων (Νοέμβριος 1969 – ύψος πτήσης 8500 ft) υπολογίστηκε από το πρόγραμμα IGRFPT (J.Cain, J. Evendon, R. Sweeney & M. Webring.) το οποίο υπολογίζει τις συνιστώσες του μαγνητικού πεδίου, καθώς και την μαγνητική απόκλιση και έγκλιση σε ένα συγκεκριμένο χώρο και χρόνο. Οι τιμές που αντιστοιχούν στα στοιχεία του κύριου γεωμαγνητικού πεδίου της περιοχής της Κύπρου βρέθηκαν ότι είναι $F_e = 44686.57 \text{ nT}$ (ένταση του πεδίου), $I = 50.69^\circ$ (έγκλιση) και $D = 2.44^\circ$ (απόκλιση).

Ο υπολογισμός του ανοιγμένου στον βόρειο πόλο έγινε με την χρησιμοποίηση των τριών προγραμμάτων που αναφέρθηκαν παραπάνω και ο κάνναβος που προέκυψε χρησιμοποιήθηκε σαν αρχείο εισόδου σε μετέπειτα επεξεργασίες. Οι τιμές του ανοιγμένου στον πόλο πεδίου κυμαίνονται από -615.47 έως 524.80 nT με τυπική απόκλιση και μέση τιμή 140.45 nT και -0.94 nT αντίστοιχα.

Παρακάτω περιγράφονται οι κυριότερες μαγνητικές ανωμαλίες που παρουσιάζονται στον ανοιγμένο στο βόρειο μαγνητικό πόλο χάρτη (Σχ. 6.6). Οι θετικές ανωμαλίες συμβολίζονται με το γράμμα Μ και έναν αύξοντα αριθμό ενώ οι αρνητικές ανωμαλίες αντίστοιχα με το γράμμα Α.



Σχήμα 6.6: Κατανομή του ανηγμένου στο βόρειο μαγνητικού πόλο του ολικού μαγνητικού πεδίου της Κύπρου.

Ξεκινώντας από δυτικά προς τα ανατολικά η πρώτη θετική μαγνητική ανωμαλία που εντοπίζεται είναι αυτή στην περιοχή του Ακρωτηρίου Ακάμα (M1). Πρόκειται για μία ελλειψοειδή ανωμαλία της οποίας ο μεγάλος άξονάς της έχει διεύθυνση Β – Ν. Στη θέση αυτή εντοπίζονται οφιολιθικά πετρώματα της ακολουθίας του Τροόδους και ειδικότερα λάβες (ανώτερες και κατώτερες), βασάλτης, διαβάσης και σερπεντινίτης. Η ανωμαλία κλείνει στον θαλάσσιο χώρο, δυτικά και βόρεια αυτής, κάτι που οδηγεί στην υπόθεση ότι το οφιολιθικό σώμα που εντοπίζεται επιφανειακά και ευθύνεται για την τοπική αυτή ανωμαλία προεκτείνεται και κάτω από το επίπεδο της θάλασσας.

Η μέγιστη τιμή της ανωμαλίας M12 εντοπίζεται βόρεια της Πάφου κοντά στη ακτογραμμή (Σχ. 6.1). Η περιοχή συνίσταται κυρίως από Τεταρτογενή ιζήματα και σποραδικές επιφανειακές εκδηλώσεις λαβών, διαβασών και σερπεντινιτών. Το σύνολο της ανωμαλίας αυτής, στην ευρύτερη περιοχή βόρεια της Πάφου, χαρακτηρίζεται από μία ΒΑ – ΝΔ ανάπτυξη που συνεχίζεται και στον θαλάσσιο χώρο κάτι που υποδηλώνει την ύπαρξη μαγνητισμένου σώματος και κάτω από την θάλασσα.

Η επιμήκης αρνητική ανωμαλία (A1a – A1b) που εκτείνεται από τον θαλάσσιο χώρο του κόλπου της Χρυσοχούς στα ΒΔ και φτάνει μέχρι τον Άγιο Γεώργιο στα ΝΑ συσχετίζεται με τους λιθολογικούς τύπους που απαρτίζουν το σύμπλεγμα των Μαμωνιών (Σχ 6.1). Τα πετρώματα αυτά έχουν επιφανειακή εκδήλωση σε ορισμένες θέσεις της περιοχής και σε κάποιες άλλες υπόκεινται των ιζηματογενών πετρωμάτων της ακολουθίας του Τροόδους. Κάθετα στην προηγούμενη αρνητική ανωμαλία παρατηρείται μία επίσης αρνητική ανωμαλία (A1a – A2) που προέρχεται από τον διαβάση της ευρύτερης περιοχής ΝΑ του Πομού και των ηφαιστειακών πετρωμάτων (λάβες) νότια – νοτιοδυτικά της Πέτρας του Λιμνίτη.

Ένα τοπικό μέγιστο (M2) που εμφανίζεται μέσα στα διαβασικά πετρώματα του οφιολιθικού συμπλέγματος εντοπίζεται περίπου 6.7 Km νοτιοανατολικά του χωριού Φροδίσια (Σχ. 6.1).

Οι μαγνητικές ιδιότητες που εμφανίζουν ο πυροξενίτης, ο βερλίτης και ο δουνίτης στην κορυφή του όρους Τροόδους προκαλούν την μικρή γραμμική θετική ανωμαλία που καταγράφεται στον μαγνητικό χάρτη (M12) ενώ η κωνική ανωμαλία M11 οφείλεται στα ηφαιστειακά πετρώματα που βρίσκονται στις νότιες παρυφές του Τροόδους.

Στα όρια της πεδιάδας της Μεσαορίας και των πυριγενών πετρωμάτων στα βορειοδυτικά της Κύπρου (Σχ. 6.1), η προέκταση των οφιολιθικών πετρωμάτων κάτω

από τα Τεταρτογενή ιζήματα στις παράκτιες περιοχές του κόλπου της Μόρφου αλλά και στον θαλάσσιο χώρο προκαλούν την θετική ανωμαλία M3.

Η εκτεταμένη αρνητική ανωμαλία A2 σχετίζεται με τους γάββρους, τους χαρτσβουργίτες και τους σερπεντινίτες στη νότια πλευρά αυτής, ενώ στη βόρεια πλευρά της η δημιουργία της οφείλεται στα φλεβικά και στα ηφαιστειακά πετρώματα (Σχ. 6.1).

Οι ανωμαλίες M6b και M7b εμφανίζουν τις μέγιστες τιμές τους σε θέσεις όπου παρουσιάζεται έντονη επιφανειακή εκδήλωση ηφαιστειακών πετρωμάτων και ιδίως των ανώτερων και κατώτερων λαβών. Οι ανωμαλίες M6a, M7a αλλά και τα θετικά τοπικά μέγιστα M4 και M5 οριοθετούνται πάνω από τα ιζήματα της πεδιάδας της Μεσαορίας, στοιχείο που πιστοποιεί την συνέχεια των προηγούμενων οφιολιθικών σωμάτων κάτω από τα ιζηματογενή πετρώματα (Σχ. 6.1).

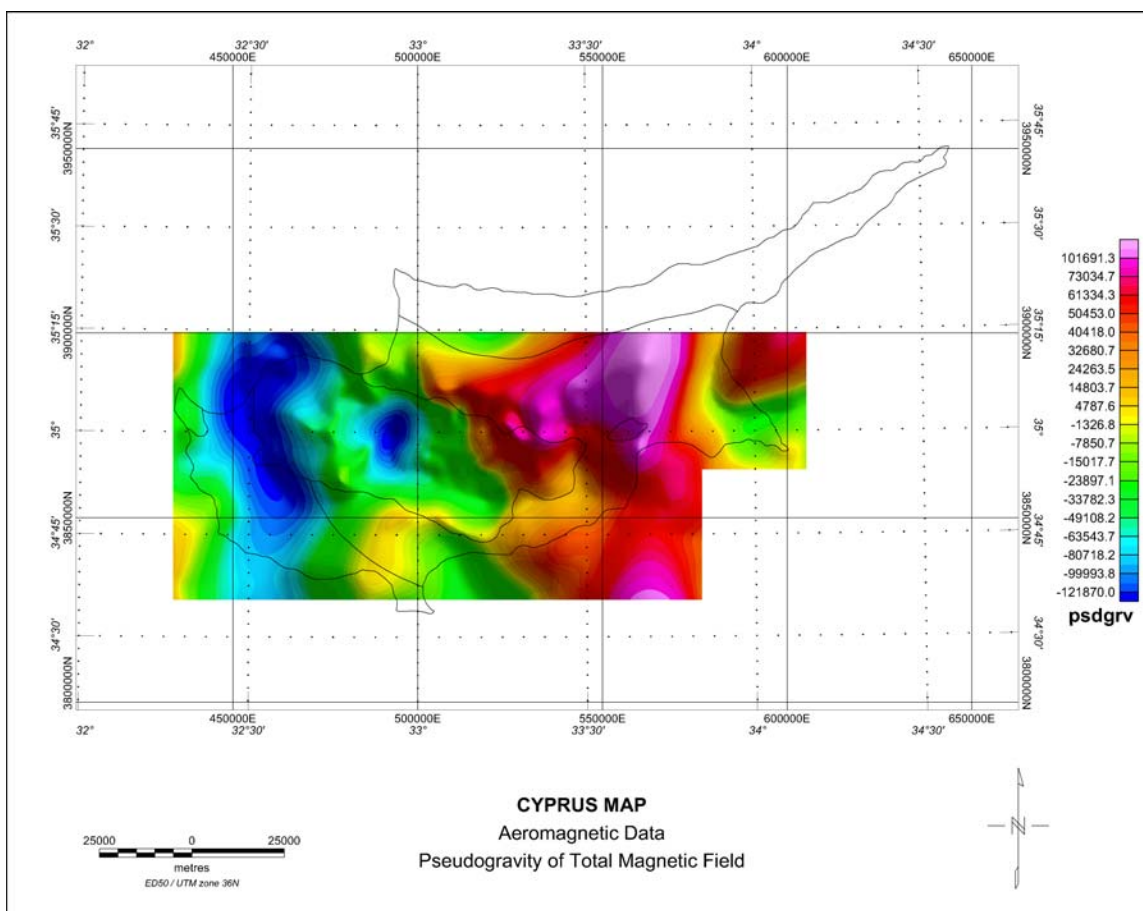
Η μεγάλου μήκους κύματος ευρεία ανωμαλία (M8a, M8b, M8c), με διεύθυνση BBA – NNΔ. που εντοπίζεται ανατολικά της Λευκωσίας (Σχ. 6.1), ακριβώς πάνω από την ιζηματογενή ακολουθία, έχει την γενεσιουργό της αιτία σε ένα μαγνητισμένο σώμα το οποίο ευρίσκεται κάτω από τα μεγάλου πάχους ιζήματα της πεδιάδας της Μεσαορίας. Η υπόθεση αυτή αποδεικνύεται και έμπρακτα από τα δεδομένα της βαθιάς γεώτρησης που πραγματοποιήθηκε στο Λευκόνειο (Σχ. 6.1) η οποία και συνάντησε τον σχηματισμό των ανώτερων προσκεφαλοειδών λαβών σε βάθος 2710 μέτρων. Είναι φανερό από τον μαγνητικό χάρτη ότι η ανωμαλία αυτή συνεχίζεται και προς βορρά, αλλά η ολοκλήρωση αυτής δεν είναι δυνατό να παρατηρηθεί λόγω έλλειψης δεδομένων στο χώρο αυτό.

Η επιμήκης γραμμική, ανατολής – δύσης, ανωμαλία (M9a), είναι άμεσα συνδεδεμένη με τα οφιολιθικά πετρώματα της περιοχής του δάσους της Λεμεσού νότια από την τοποθεσία του Αρακαπά. Οι οφιολιθικοί σχηματισμοί έχουν και μία συνέχεια προς τα δυτικά κάτω από τους σχηματισμούς των Λευκάρων και της Πάχνας όπως μαρτυράει και η ανωμαλία M9b (Σχ. 6.1).

6.3.2. Μετασχηματισμός Ψευδοβαρύτητας – Ψευδομαγνητισμού

Η μετάβαση από το βαρυτικό στο μαγνητικό πεδίο και αντίστροφα γίνεται με τη χρήση της σχέσης Poisson (Σχέση 4.38), η οποία συνδέει το βαρυτικό και μαγνητικό δυναμικό που προκαλεί ένα σώμα, αν θεωρηθεί ότι η πυκνότητα και η μαγνήτιση κατανέμονται ομοιόμορφα. Ο Baranov (1957) στηριζόμενος στη εξίσωση Poisson

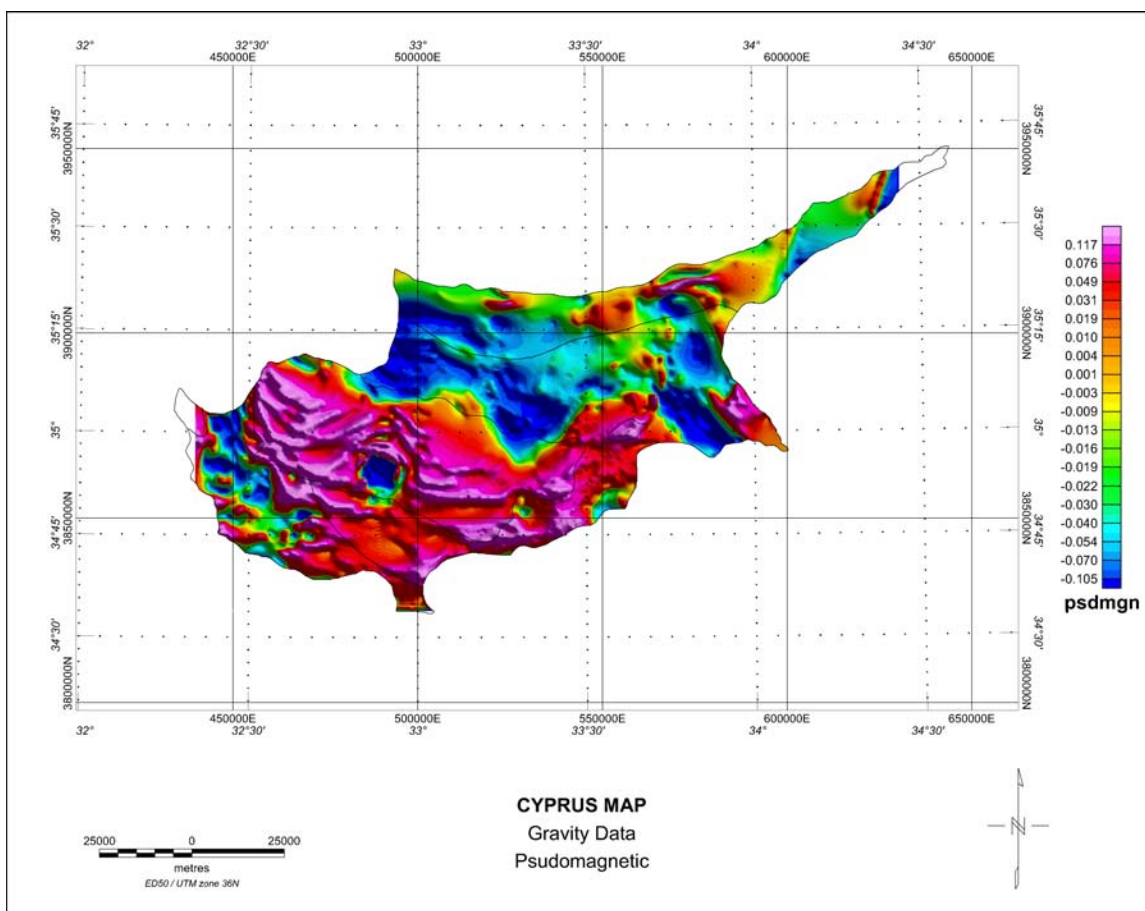
ανέπτυξε μία μεθοδολογία για την μετατροπή της ανωμαλίας του ολικού μαγνητικού πεδίου, στην βαρυτική ανωμαλία που θα προκαλούσε μία κατανομή μαγνήτισης, αν αυτή αντικαθίστατο από μία ισοδύναμη κατανομή πυκνότητας. Με τον τρόπο αυτό οι διπολικές ανωμαλίες του μαγνητικού πεδίου ανορθώνονται και καθίσταται δυνατή η άμεση σύγκριση μαγνητικών και βαρυτικών χαρτών, ενώ παράλληλα δρα και σαν ένα φίλτρο αποκοπής μικρών μήκους κύματος ανωμαλιών, δίνοντας έμφαση σε βαθύτερες δομές.



Σχήμα 6.7: Μετασχηματισμός ψευδοβαρύτητας των δεδομένων του ολικού μαγνητικού πεδίου της Κύπρου.

Οι μετασχηματισμοί της ψευδοβαρύτητας και του ψευδομαγνητισμού εφαρμόστηκαν στα δεδομένα του ολικού μαγνητικού πεδίου και της ανωμαλίας Bouguer αντίστοιχα, με τη χρήση του προγράμματος FFTFIL (Hildenbrand 1983), αφού αυτά έτυχαν την κατάλληλη προετοιμασία που αναπτύχθηκε στην παράγραφο (6.1). Η αντίθεση πυκνότητας μεταξύ των Τριτογενών και Τεταρτογενών ιζημάτων και των

οφιολίθων του Τροόδους τέθηκε ίση με 0.4 gr/cm^3 (Gass & Masson-Smith 1963) και η αντίθεση μαγνήτισης 70 gamma. Οι τιμές των γεωμαγνητικών στοιχείων (έγκλιση, απόκλιση, ένταση πεδίου) που θεωρήθηκαν για την αναγωγή στον πόλο, χρησιμοποιήθηκαν και για τον μετασχηματισμό ψευδοβαρύτητας και ψευδομαγνητισμού. Παράλληλα έγινε πάλι η υπόθεση μόνο επαγόμενης μαγνήτισης και όχι παραμένουσας. Στα σχήματα (6.7) και (6.8) παρουσιάζονται οι χάρτες των μετασχηματισμών ψευδοβαρύτητας και ψευδομαγνητισμού.



Σχήμα 6.8: Μετασχηματισμός ψευδομαγνητισμού των δεδομένων της υπολειμματικής ανωμαλίας Bouguer της Κύπρου.

Παρόλο που ο υπολειμματικός βαρυτικός χάρτης (Σχ. 6.5) και ο χάρτης της ψευδοβαρύτητας (Σχ. 6.7) δεν ταυτίζονται απόλυτα, από την σύγκρισή τους μπορούν να εξαχθούν ποιοτικά συμπεράσματα που αφορούν τα σώματα που προκαλούν τις ανωμαλίες. Η μεγάλου μήκους κύματος αρνητική ανωμαλία (N1) του βαρυτικού χάρτη, που συσχετίζεται με το σύμπλεγμα των Μαμωνιών (Σχ. 6.1), εμφανίζεται και στον

ψευδομαγνητικό επίσης με ΒΔ – ΝΑ διεύθυνση. Η κυκλική ανωμαλία (N2) που εντοπίζεται στην κορυφή του Τροόδους (Σχ. 6.1), στον ψευδοβαρυτικό είναι πιο διευρυμένη προς βορρά ενώ και η θετική ανωμαλία G3 στην πεδιάδα της Μεσαορίας (Σχ. 6.1) επίσης διαγράφεται αλλά μετατοπισμένη λίγο βορειότερα.

Η σχέση του χάρτη του ολικού μαγνητικού πεδίου με αυτόν του ψευδομαγνητισμού είναι ακόμα μικρότερη εκτός από την αρνητική μαγνητική ανωμαλία στην κορυφή του Τροόδους η οποία και παρουσιάζεται και σαν αρνητική ψευδομαγνητική ανωμαλία στον αντίστοιχο χάρτη.

6.3.3. Πρώτη και δεύτερη κατακόρυφη παράγωγος

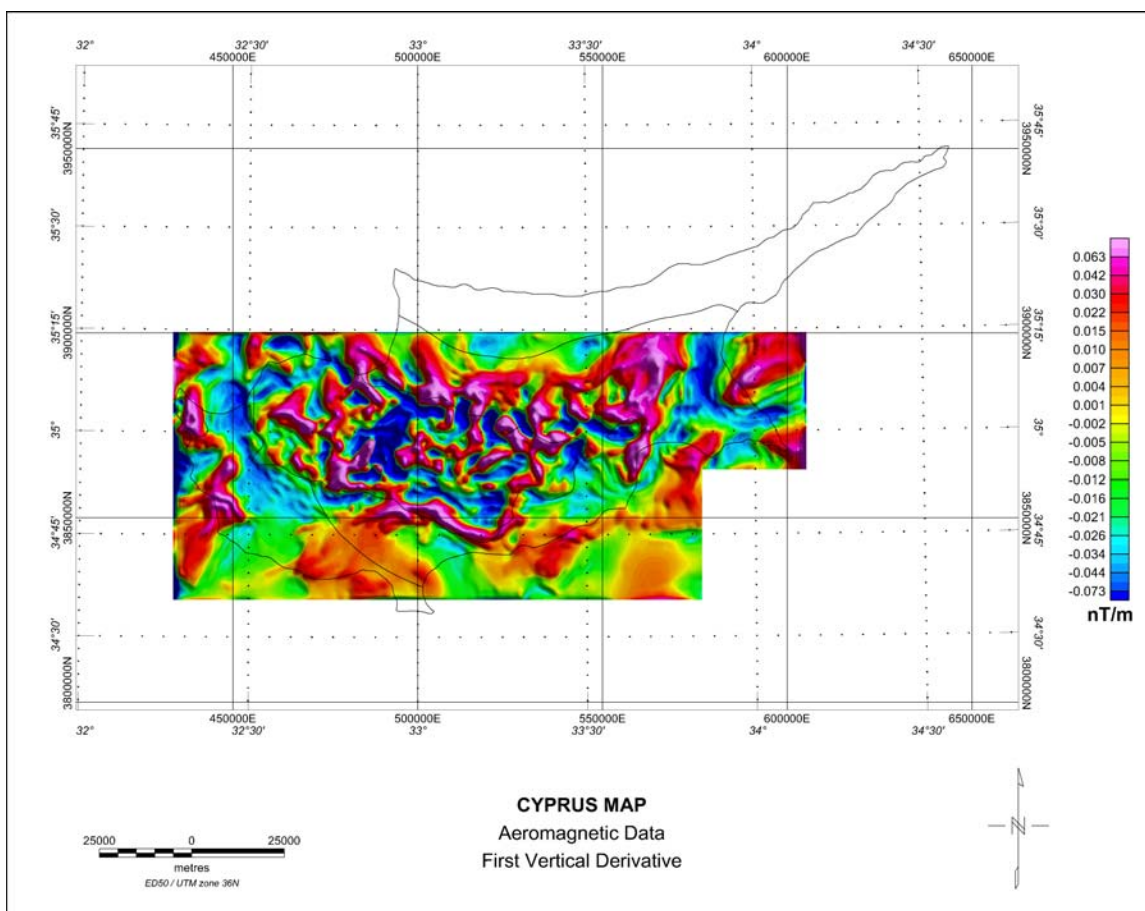
Η πρώτη κατακόρυφη παράγωγος του βαρυτικού, ή του μαγνητικού πεδίου, αποτελεί τον ρυθμό μεταβολής του πεδίου κατά την κατακόρυφη διεύθυνση. Η εφαρμογή αυτού του τελεστή στα δεδομένα ενισχύει τους μεγάλους κυματάριθμους (μικρά μήκη κύματος) και αναδεικνύει δομές που βρίσκονται σε μικρό βάθος ταφής.

Αντίστοιχα, η δεύτερη κατακόρυφη παράγωγος αποτελεί ένα μέτρο της καμπυλότητας του πεδίου. Χρησιμοποιείται ευρύτατα στην ποιοτική ερμηνεία βαρυτικών και μαγνητικών χαρτών, λόγω κυρίως της μεγάλης ευκρίνειας που παρουσιάζει στον εντοπισμό ρηχών δομών και ειδικότερα στον καθορισμό των πλευρικών ορίων των σωμάτων. Η ενίσχυση που προκαλεί η εφαρμογή της δεύτερης κατακόρυφης παραγώγου στις μικρού μήκους κύματος ανωμαλίες είναι αρκετά σημαντική, στοιχείο που σημαίνει ότι πολλές φορές ενδυναμώνεται παράλληλα και ο υψίσυχνος θόρυβος που ενδέχεται να περιέχουν τα δεδομένα. Για το λόγο αυτό πρέπει να αντιμετωπίζεται με προσοχή η κάθε προσπάθεια ερμηνείας του χάρτη της δεύτερης παραγώγου.

Για τον υπολογισμό των παραγώγων των πεδίου δυναμικού χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα FFTFIL (Hildenbrand 1983), με το οποίο, το δισδιάστατο φάσμα πολλαπλασιάζεται στην περιοχή των κυματαρίθμων με το κατάλληλο για κάθε περίπτωση φίλτρο και με τον αντίστροφο μετασχηματισμό Fourier λαμβάνονται οι χάρτες της πρώτης και της δεύτερης παραγώγου. Όπως αναφέρθηκε, επειδή οι παράγωγοι ενισχύουν και τον υψίσυχνο θόρυβο, πριν την παραγωγή των δεδομένων, εφαρμόστηκε σ' αυτά ένα φίλτρο διέλευσης χαμηλών κυματαρίθμων το οποίο απέκοψε τα μικρά μήκη κύματος κάτω από 2 Km, με σκοπό έτσι να εξαλειφθεί όσο είναι δυνατόν ο θόρυβος που περιείχαν τα δεδομένα και στη συνέχεια να παραχθούν πιο αξιόπιστοι

χάρτες. Τα ανοιγμένα στον βόρειο μαγνητικό πόλο δεδομένα και η υπολειμματική ανωμαλία Bouguer χρησιμοποιήθηκαν ως αρχεία είσοδο εισόδου στο FFTFIL και στα αρχεία που προέκυψαν δεν έγινε επαναφορά της τάσης που είχε αρχικά αφαιρεθεί.

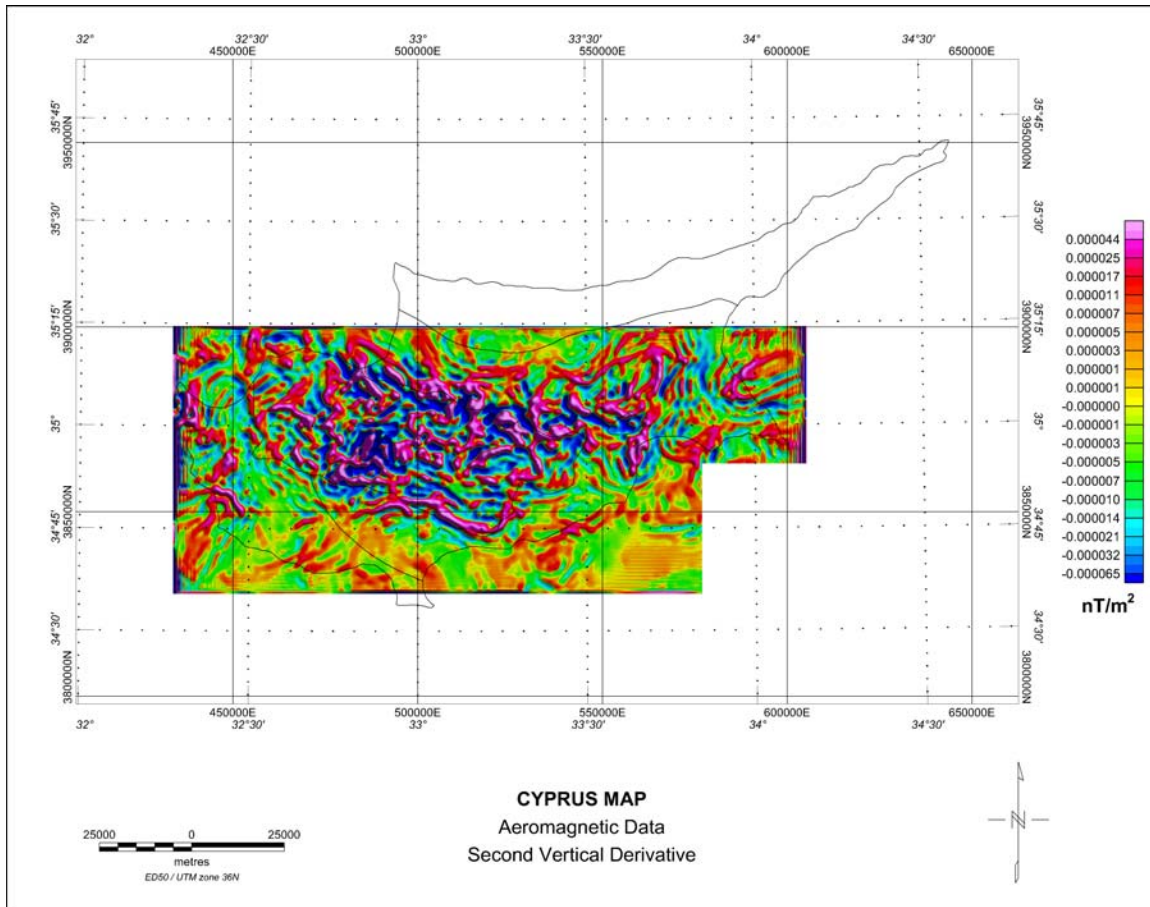
Στα σχήματα (6.9) και (6.10) απεικονίζονται οι χάρτες της πρώτης και της δεύτερης παραγώγου του ανηγμένου στον βόρειο πόλο μαγνητικού πεδίου. Μαγνητικά σώματα τα οποία έχουν επιφανειακή εκδήλωση ή βρίσκονται σε μικρό βάθος παρουσιάζουν έντονες ανωμαλίες της πρώτης παραγώγου.



Σχήμα 6.9: Πρώτη κατακόρυφη παράγωγος του ανηγμένου στον βόρειο μαγνητικό πόλο μαγνητικού πεδίου της Κύπρου.

Παρατηρώντας τον χάρτη της πρώτης κατακόρυφης παραγώγου (Σχ. 6.9) εντοπίζονται οι περισσότερες ανωμαλίες που περιγράφηκαν στον χάρτη της αναγωγής στον βόρειο μαγνητικό πόλο. Εμφανίζονται οι θετικές ανωμαλίες στο ακρωτήριο του Ακάμα (Σχ. 6.1) και βόρεια της Πάφου (Σχ. 6.1), η επιμήκης ανωμαλία στο δάσος της Λεμεσού καθώς

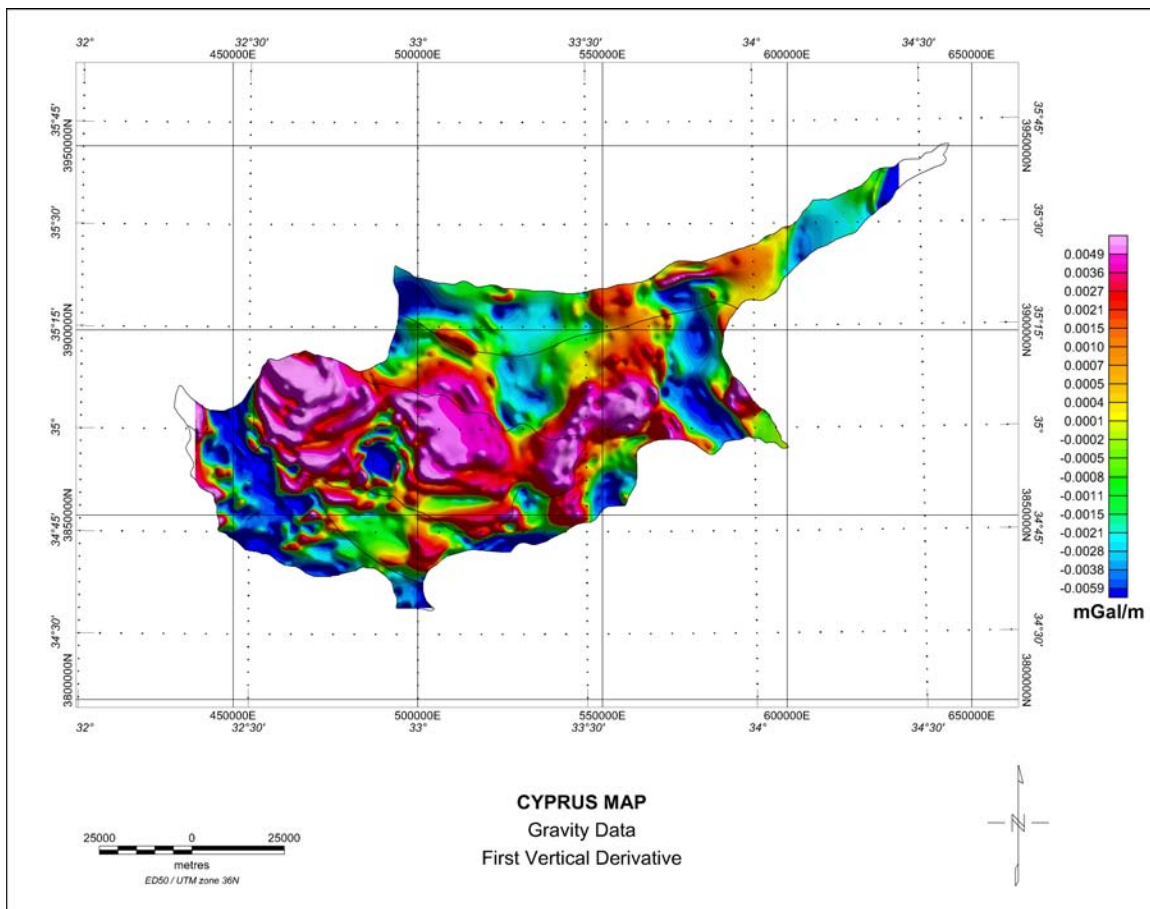
και οι ανωμαλίες κατά μήκος των βόρειων παρυφών του Τροόδους (Σχ. 6.1). Εντοπίζεται επίσης και η ευρεία ανωμαλία στην πεδιάδα της Μεσαορίας. Παράλληλα αναδείχτηκαν επιφανειακές ανωμαλίες που συνδέονται με το οφιολιθικό σύμπλεγμα, οι οποίες επισκιάζονταν από τις βαθύτερες δομές στον χάρτη της αναγωγής στον πόλο (Σχ. 6.1).



Σχήμα 6.10: Δεύτερη κατακόρυφη παράγωγος του ανηγμένου στον βόρειο μαγνητικό πόλο μαγνητικού πεδίου της Κύπρου.

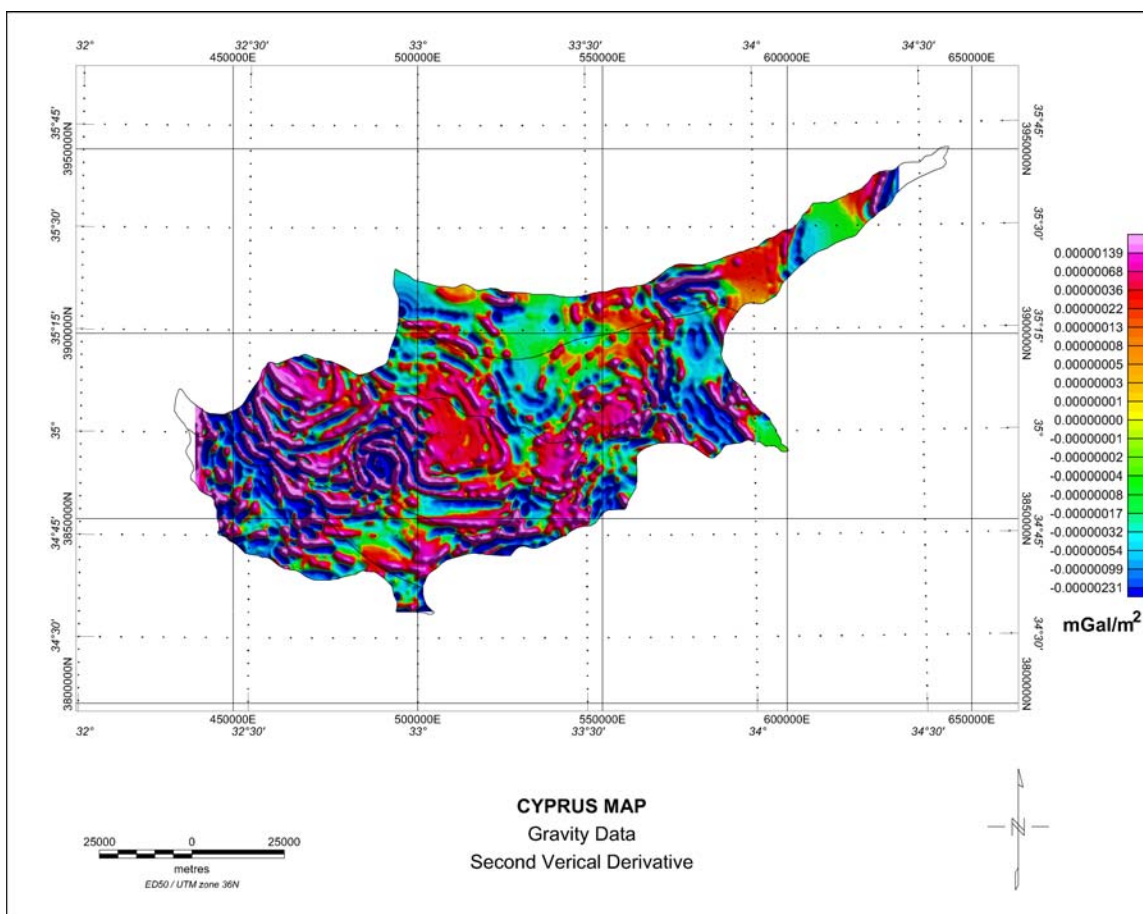
Οι ανωμαλίες που απεικονίζονται στον χάρτη της δεύτερης παραγώγου χαρακτηρίζονται από μικρά μήκη κύματος και πλάτη, όπως αναμενόταν, καθώς αυτές οι ανωμαλίες χαρακτηρίζουν τις πολύ επιφανειακές δομές και κυρίως τα πλευρικά όρια αυτών. Περιοχές οι οποίες δεν χαρακτηρίζονται από απότομες μεταβολές της δεύτερης παραγώγου, οφείλονται κυρίως στο γεγονός ύπαρξης ανωμαλιών μεγάλου μήκους κύματος σε αυτές.

Οι χάρτες των σχημάτων (6.11) και (6.12) απεικονίζουν την πρώτη και την δεύτερη κατακόρυφη παράγωγο του υπολειμματικού χάρτη Bouguer αντίστοιχα.



Σχήμα 6.11: Πρώτη κατακόρυφη παράγωγος της υπολειμματικής ανωμαλίας Bouguer της Κύπρου.

Είναι φανερή η ομοιότητα μεταξύ του υπολειμματικού βαρυντικού χάρτη (Σχ. 6.5) και της πρώτης παραγώγου αυτού (Σχ. 6.11). Παρατηρούνται οι ίδιες ανωμαλίες που περιγράφηκαν παραπάνω, ενώ παράλληλα έχουν ενισχυθεί κάποιες μικρού μήκους κύματος ανωμαλίες και κυρίως η αρνητική βαρυντική ανωμαλία που εντοπίζεται στα υπερβασικά πετρώματα της κορυφής του Τροόδους. Η ενίσχυση αυτή είναι ακόμα πιο έντονη στον χάρτη της δεύτερης παραγώγου (Σχ. 6.12), στον οποίο από τις απότομες μεταβολές αυτής μπορούν να εντοπιστούν και τα πλευρικά όρια του οφιολιθικού σώματος.



Σχήμα 6.12: Δεύτερη κατακόρυφη παράγωγος της υπολειμματικής ανωμαλίας Bouguer της Κύπρου.

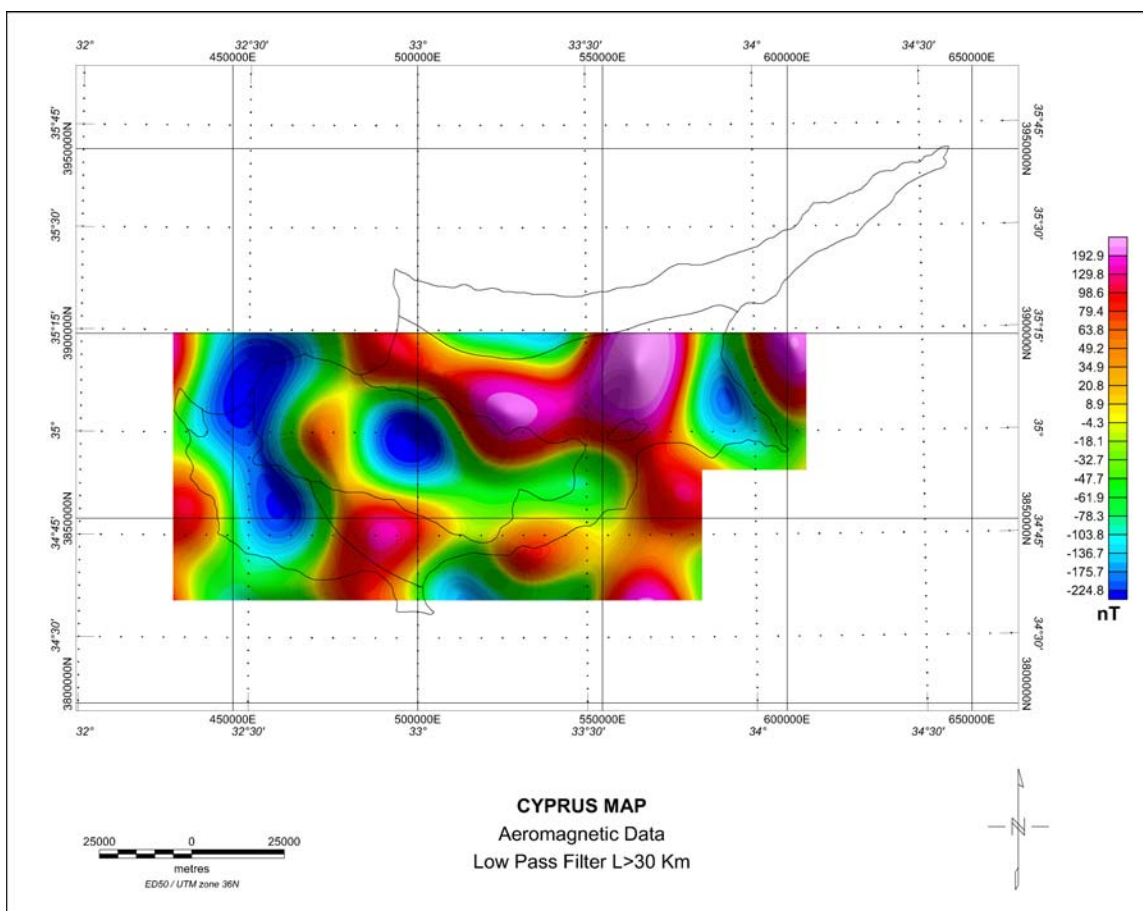
6.3.4. Φίλτρα αποκοπής κυματαρίθμων

Η εφαρμογή φίλτρων διέλευσης κυματαρίθμων και αποκοπής άλλων αποτελεί μία πολύ διαδεδομένη τεχνική στην ανάλυση των πεδίων δυναμικού που στόχο έχει την απομόνωση και τον διαχωρισμό των επιφανειακών και των βαθύτερων δομών. Πρέπει βέβαια να τονιστεί, ότι ο διαχωρισμός αυτός δεν είναι πάντοτε πλήρης καθώς υπάρχει περίπτωση κάποιες μεγάλου μήκους ανωμαλίες να οφείλονται σε εκτεταμένες επιφανειακές δομές.

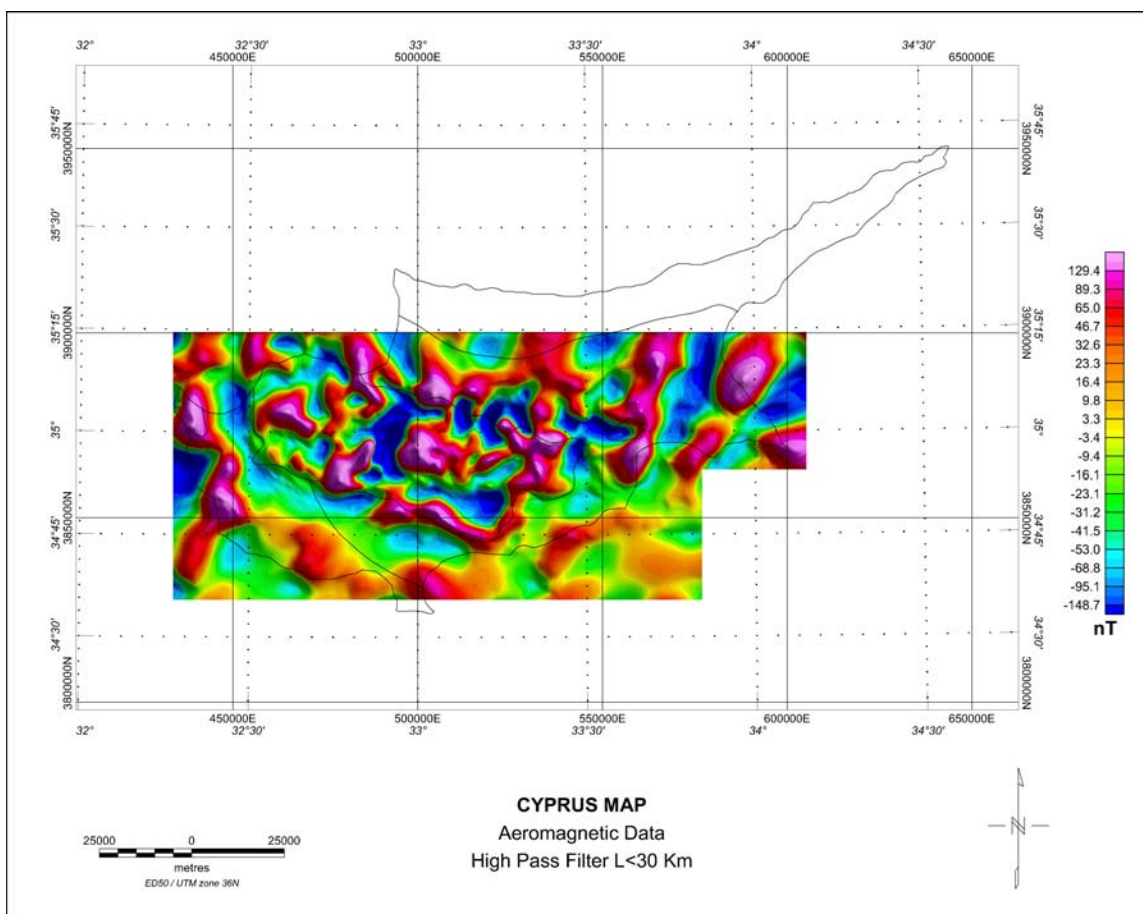
Η διαδικασία μπορεί να πραγματοποιηθεί με εύκολο τρόπο στην περιοχή των κυματαρίθμων, όπου το φάσμα πολλαπλασιάζεται με παράθυρα, που έχουν απολήξεις ώστε να μην παρατηρηθεί έντονη διαρροή ενέργειας. Στην συνέχεια με τον αντίστροφο μετασχηματισμό λαμβάνεται ο φιλτραρισμένος χάρτης από τον οποίο έχουν αποκοπεί τα ανεπιθύμητα μήκη κύματος

Για την ενίσχυση κάποιων ανωμαλιών με την παραπάνω μέθοδο, χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα FFTFIL (Hildenbrand 1983). Ως αρχεία εισόδου θεωρήθηκαν ο κάνναβος των μαγνητικών δεδομένων, που έχουν αναχθεί στον βόρειο μαγνητικό πόλο και των δεδομένων της υπολειμματικής ανωμαλίας Bouguer.

Εφαρμόστηκαν διάφορα φίλτρα αποκοπής κυματαρίθμων τόσο στα βαρυτικά όσο και στα μαγνητικά δεδομένα. Στο σχήμα (6.13) παρουσιάζεται ο φιλτραρισμένος χάρτης των μαγνητικών ανωμαλιών με μήκη κύματος μεγαλύτερα από 30 Km (Low pass filter). Είναι φανερή η αποκοπή των ανωμαλιών που προκαλούν οι επιφανειακές δομές αλλά και η ενίσχυση κυρίως της ανωμαλίας στην περιοχή της Μεσαορίας (Σχ. 6.1), η οποία όπως και αναφέρθηκε, οφείλεται σ' ένα οφιολιθικό σώμα, το οποίο από βαθιές γεωτρήσεις (Κάτω Λακατάμια, Λευκόνικο), έχει εντοπιστεί σε βάθος πάνω από 2 Km.



Σχήμα 6.13: Φιλτραρισμένος χάρτης του ανηγμένου στον βόρειο μαγνητικό πόλο μαγνητικού πεδίου της Κύπρου από τον οποίο έχουν αποκοπεί οι υψηλοί κυματαρίθμοι (μήκη κύματος κάτω από 30Km). Το εύρος των απολήξεων του παραθύρου που χρησιμοποιήθηκε ήταν 1 Km.



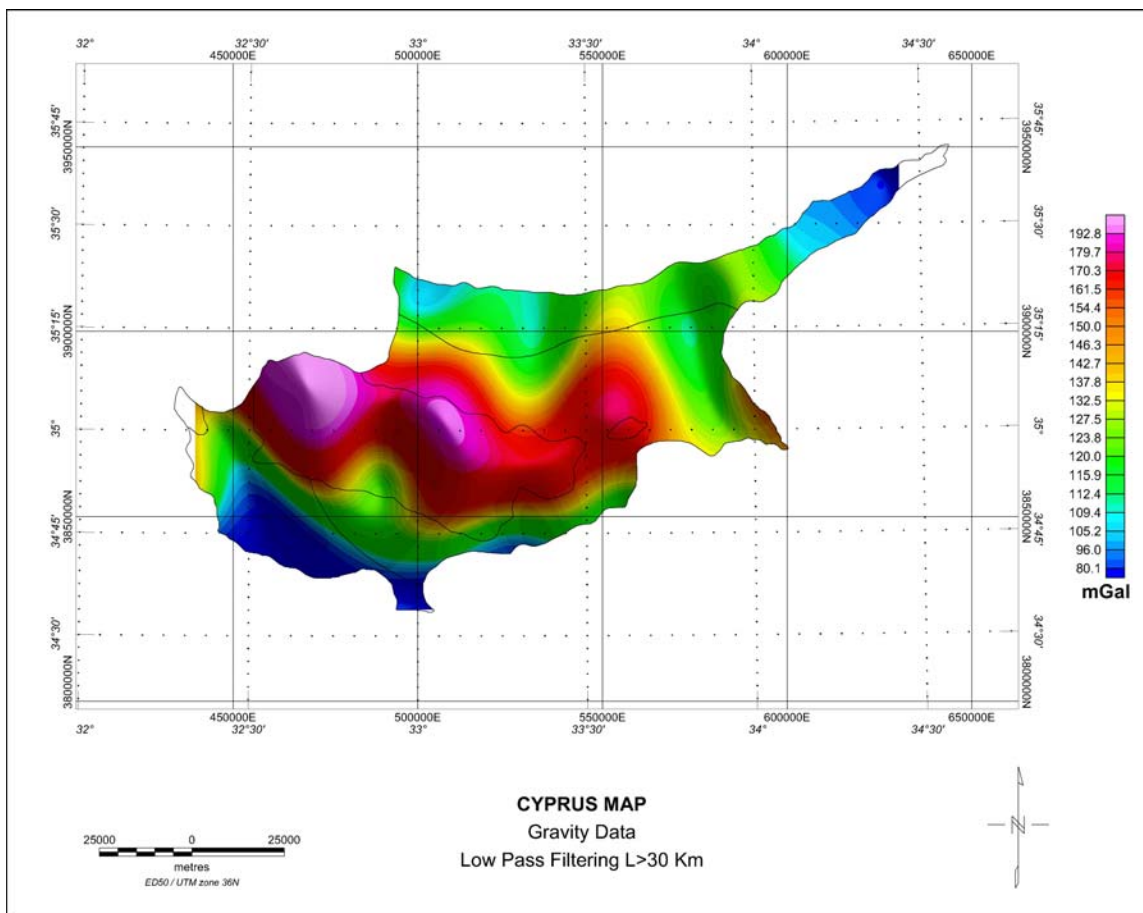
Σχήμα 6.14: Φιλτραρισμένος χάρτης του ανηγμένου στον βόρειο μαγνητικό πόλο μαγνητικού πεδίου της Κύπρου από τον οποίο έχουν αποκοπεί οι χαμηλοί κυματάριθμοι (μήκη κύματος πάνω από 30Km). Το εύρος των απολήξεων του παραθύρου που χρησιμοποιήθηκε ήταν 1 Km.

Ο χάρτης του σχήματος (6.14), που προήλθε από την αποκοπή των ανωμαλιών με μήκη κύματος πάνω από 30 Km (High Pass Filter), απομόνωσε και ανέδειξε αρκετές από τις ανωμαλίες που εμφανίζονται και στον ανηγμένο στον βόρειο μαγνητικό πόλο χάρτη, όπως για παράδειγμα στο ακρωτήριο του Ακάμα, στην περιοχή βόρεια της Πάφου, στην κορυφή του Τροόδους, στο δάσος της Λεμεσού αλλά και κατά μήκος των βόρειων παρυφών της οροσειράς του Τροόδους (Σχ. 6.1). Η κλειστή ελλειψοειδής ανωμαλία που σχηματοποιήθηκε στο βορειοανατολικό άκρο του χάρτη δεν θα πρέπει να ληφθεί υπόψιν καθώς η εμφάνισή της στα όρια του καννάβου εμπεριέχει σφαλματικούς παράγοντες.

Συγκρίνοντας τον χάρτη διέλευσης χαμηλών κυματαρίθμων (Σχ. 6.13) με τον χάρτη του μετασχηματισμού της ψευδοβαρύτητας (Σχ. 6.7), είναι έκδηλη η μεγάλη ομοιότητα που παρουσιάζουν, κυρίως ως προς την ανάδειξη της θετικής ανωμαλίας στην πεδιάδα της

Μεσαορίας. Όπως επίσης σημαντική είναι και η ομοιότητα, ως προς τις ανωμαλίες που αναδεικνύουν, οι χάρτες της πρώτης κατακόρυφης παραγώγου (Σχ. 6.9) με τον χάρτη διέλευσης υψηλών κυματαρίθμων (Σχ. 6.14)

Τα βαρυντικά δεδομένα επίσης φιλτραρίστηκαν με τον ίδιο τρόπο και παράχθηκαν δύο χάρτες, ένας που απεικονίζει τις μεγάλου μήκους κύματος ανωμαλίες και ένας τις μικρές.

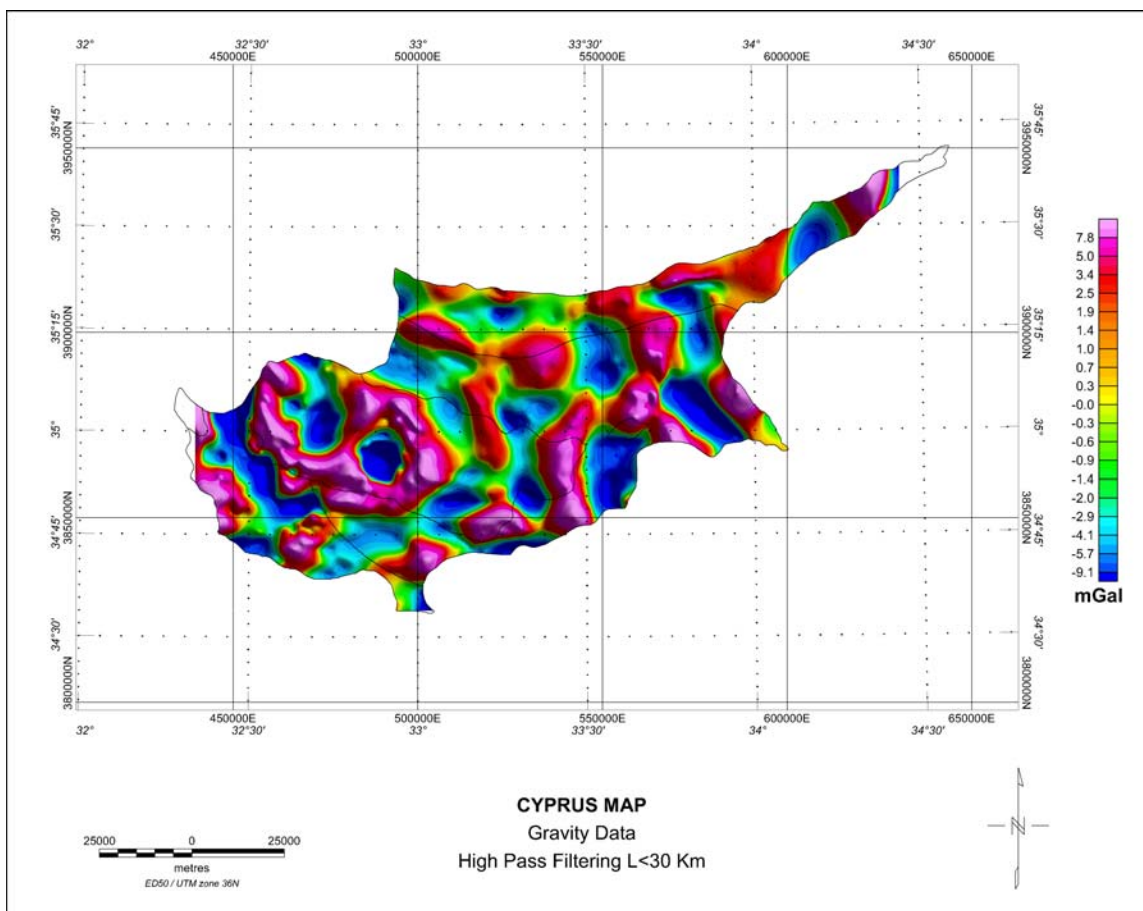


Σχήμα 6.15: Φιλτραρισμένος βαρυντικός χάρτης της Κύπρου από τον οποίο έχουν αποκοπεί οι υψηλοί κυματάριθμοι (μήκη κύματος κάτω από 30Km). Το εύρος των απολήξεων του παραθύρου που χρησιμοποιήθηκε ήταν 1 Km.

Στον χάρτη διέλευσης χαμηλών κυματαρίθμων (Σχ. 6.15) είναι εύκολο να παρατηρηθεί η ανάδειξη της κύριας βαρυντικής ανωμαλίας που έχει διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ, που εντοπιζόταν επίσης και στον υπολειμματικό χάρτη Bouguer. Η θετική αυτή

ανωμαλία καλύπτει ένα μεγάλο μέρος του νησιού και αναπτύσσεται παράλληλα με τον μεγάλο άξονα της οφιολιθικής ακολουθίας.

Αποκόπτοντας τα μεγάλα μήκη κύματος (Σχ. 6.16) αναδείχθηκαν θετικές ανωμαλίες, οι οποίες επικάθονταν στην μεγάλη θετική ανωμαλία του Τροόδους καθώς επίσης ενισχύθηκε και η κυκλική ανωμαλία στην κορυφή του Τροόδους.

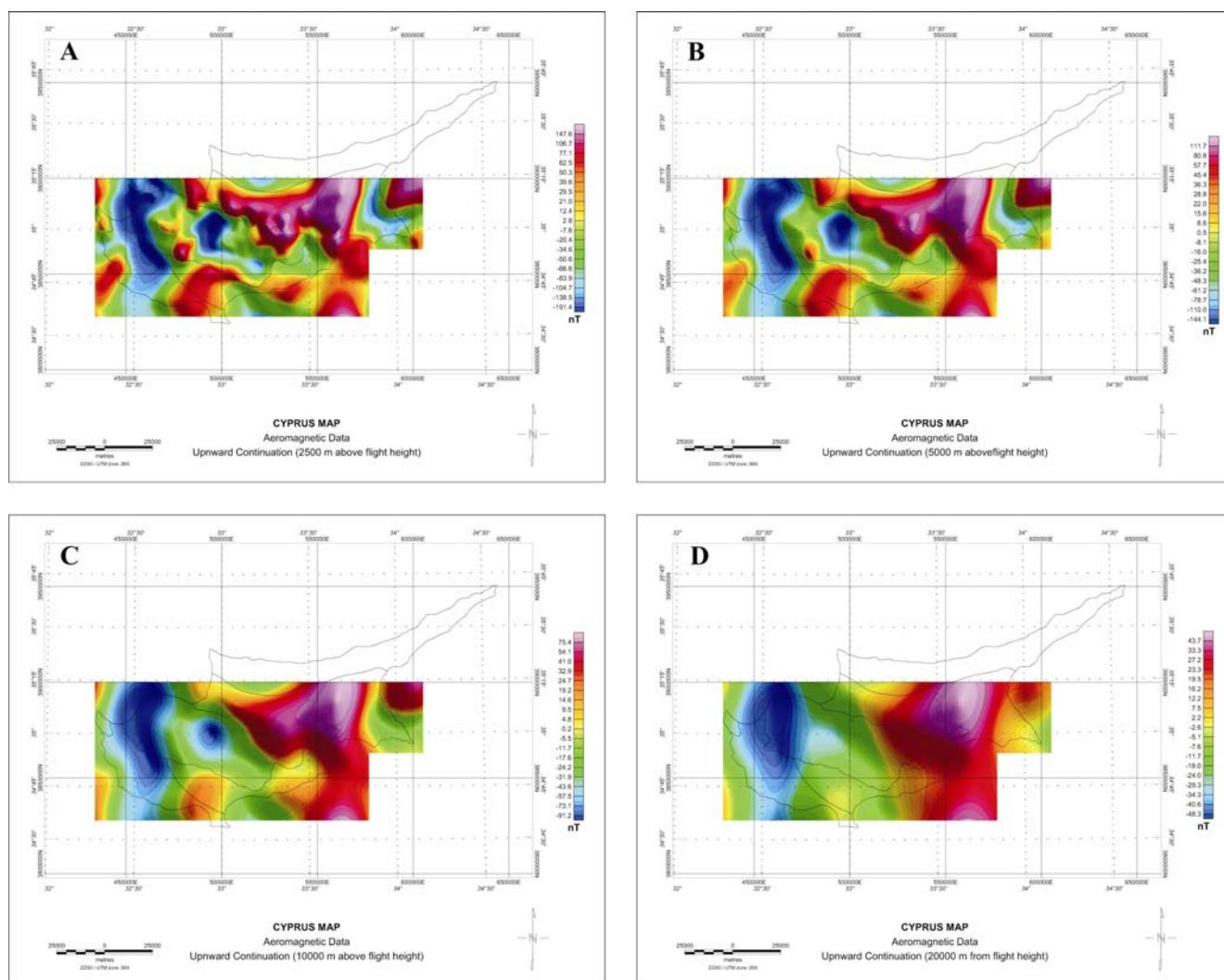


Σχήμα 6.16: Φιλτραρισμένος βαρυντικός χάρτης της Κύπρου από τον οποίο έχουν αποκοπεί οι χαμηλοί κυματάριθμοι (μήκη κύματος πάνω από 30Km). Το εύρος των απολήξεων του παραθύρου που χρησιμοποιήθηκε ήταν 1 Km.

6.3.5. Άνω συνέχεια πεδίου

Ο μετασχηματισμός της συνέχειας των πεδίων αποτελεί μία κοινή τακτική επεξεργασίας των πεδίων δυναμικού, καθώς δίνει τη δυνατότητα υπολογισμού του πεδίου σε ένα υψόμετρο διαφορετικό, πάνω ή κάτω, από την αρχική στάθμη

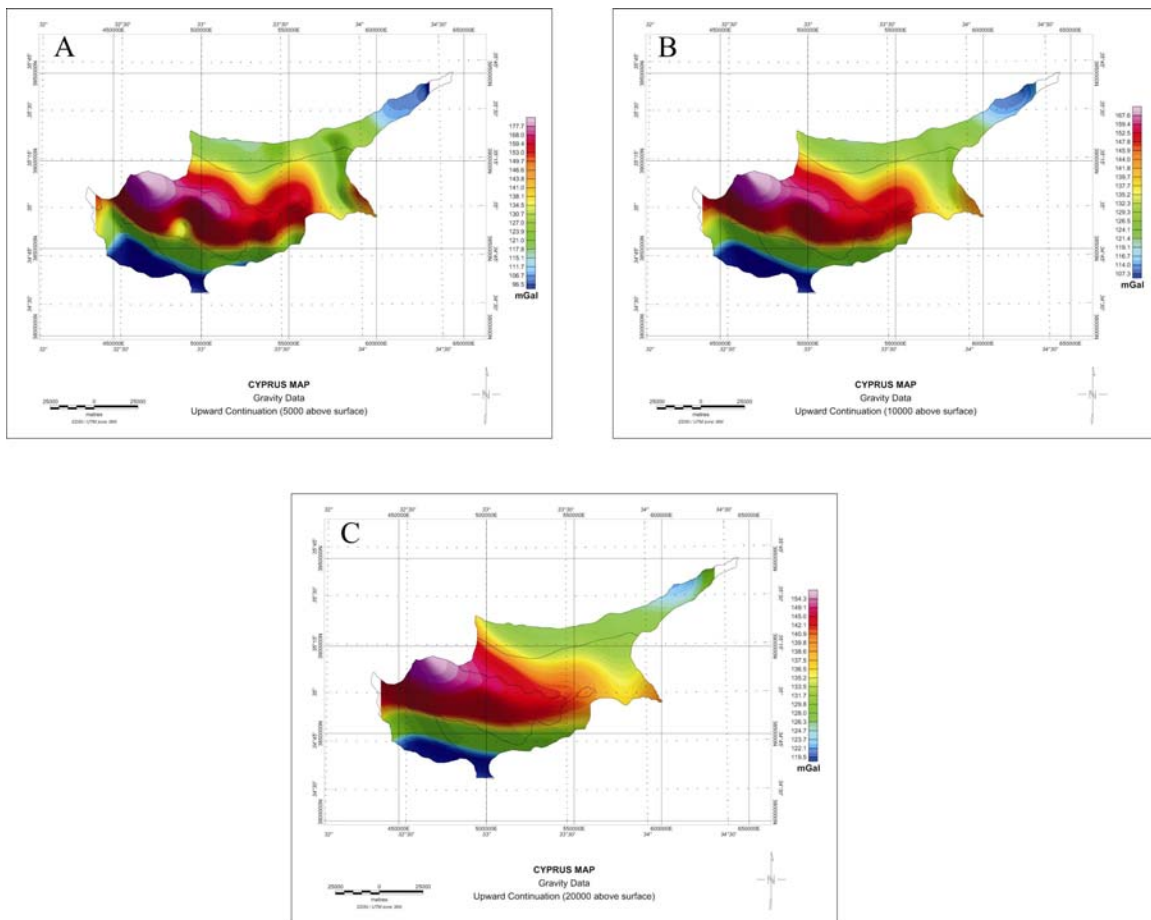
πραγματοποίησης των μετρήσεων. Το πρόβλημα μπορεί να χωριστεί σε δύο μέρη ανάλογα αν η αρχική επιφάνεια των μετρήσεων θεωρηθεί επίπεδη ή κυμαινόμενη.



Σχήμα 6.17: Άνω συνέχεια του μαγνητικού πεδίου της Κύπρου. Α) 2500 m πάνω από την στάθμη των μετρήσεων Β) 5000 m πάνω από την στάθμη των μετρήσεων Γ) 10000 m πάνω από την στάθμη των μετρήσεων Δ) 20000 m πάνω από την στάθμη των μετρήσεων. Στάθμη των μετρήσεων είναι το σταθερό ύψος πτήσης του αεροπλάνου (2591 m).

Η προς τα πάνω συνέχεια του πεδίου ουσιαστικά δρα σαν ένα φίλτρο διέλευσης χαμηλών κυματαρίθμων, ενισχύοντας τις μεγάλου μήκους ανωμαλίες. Αντίθετα η προς κάτω συνέχεια προκαλεί την ανάδειξη ανωμαλιών που οφείλονται σε επιφανειακές δομές καθώς ενισχύει τους μεγάλους κυματαρίθμους. Βέβαια η προς τα κάτω συνέχεια

υποφέρει από το μειονέκτημα όλων των φίλτρων ανάδειξης μεγάλων κυματαρίθμων, καθώς ενισχύει παράλληλα και τον υψίσυχο θόρυβο.



Σχήμα 6.18: Άνω συνέχεια του βαρυτικού πεδίου Bouguer της Κύπρου. Α) 5000 m πάνω από την στάθμη των μετρήσεων Β) 10000 m πάνω από την στάθμη των μετρήσεων Γ) 20000 m πάνω από την στάθμη των μετρήσεων. Στάθμη των μετρήσεων θεωρήθηκε η τοπογραφία.

Τα μαγνητικά δεδομένα προήλθαν από την αερομαγνητική διασκόπηση, η οποία πραγματοποιήθηκε στο σταθερό υψόμετρο των 2591 μέτρων. Για την άνω συνέχεια των μετρήσεων του μαγνητικού πεδίου θεωρήθηκε ότι η στάθμη των μετρήσεων και η επιφάνεια αναγωγής ήταν επίπεδες και έγινε χρήση του προγράμματος FFTFIL. Τα ανηγμένα στο βόρειο μαγνητικό πόλο δεδομένα χρησιμοποιήθηκαν ως αρχείο εισόδου στο πρόγραμμα. Στο σχήμα (6.17) απεικονίζεται το μαγνητικό πεδίο που θα μετριοίταν αν το ύψος παρατήρησης ήταν αντίστοιχα 2500m, 5000m, 10000m και 20000m αντίστοιχα πάνω από το ύψος πτήσης του αεροπλάνου. Παρατηρείται η ενίσχυση των ανωμαλιών

μεγάλου μήκους, όπου η ενίσχυση αυτή αυξάνεται όσο αυξάνεται το ύψος αναγωγής, καθώς επίσης και η ομοιότητα των χαρτών B, C και D του σχήματος (6.17) με τους χάρτες διέλευσης χαμηλών κυματαρίθμων (Σχ. 6.13) και ψευδοβαρύτητας αντίστοιχα (Σχ. 6.7).

Στο σχήμα (6.18) έχει απεικονιστεί η άνω συνέχεια του βαρυτικού πεδίου. Η υπολειμματική ανωμαλία Bouguer χρησιμοποιήθηκε σαν αρχείο εισόδου στο πρόγραμμα FFTFIL. Και στην περίπτωση αυτή, τόσο η επιφάνεια των μετρήσεων όσο και οι επιφάνειες αναγωγής, θεωρήθηκαν ως επίπεδες, ενώ φαίνεται η ενίσχυση των χαμηλών κυματαρίθμων.

6.3.6. Οριζόντια βαθμίδα

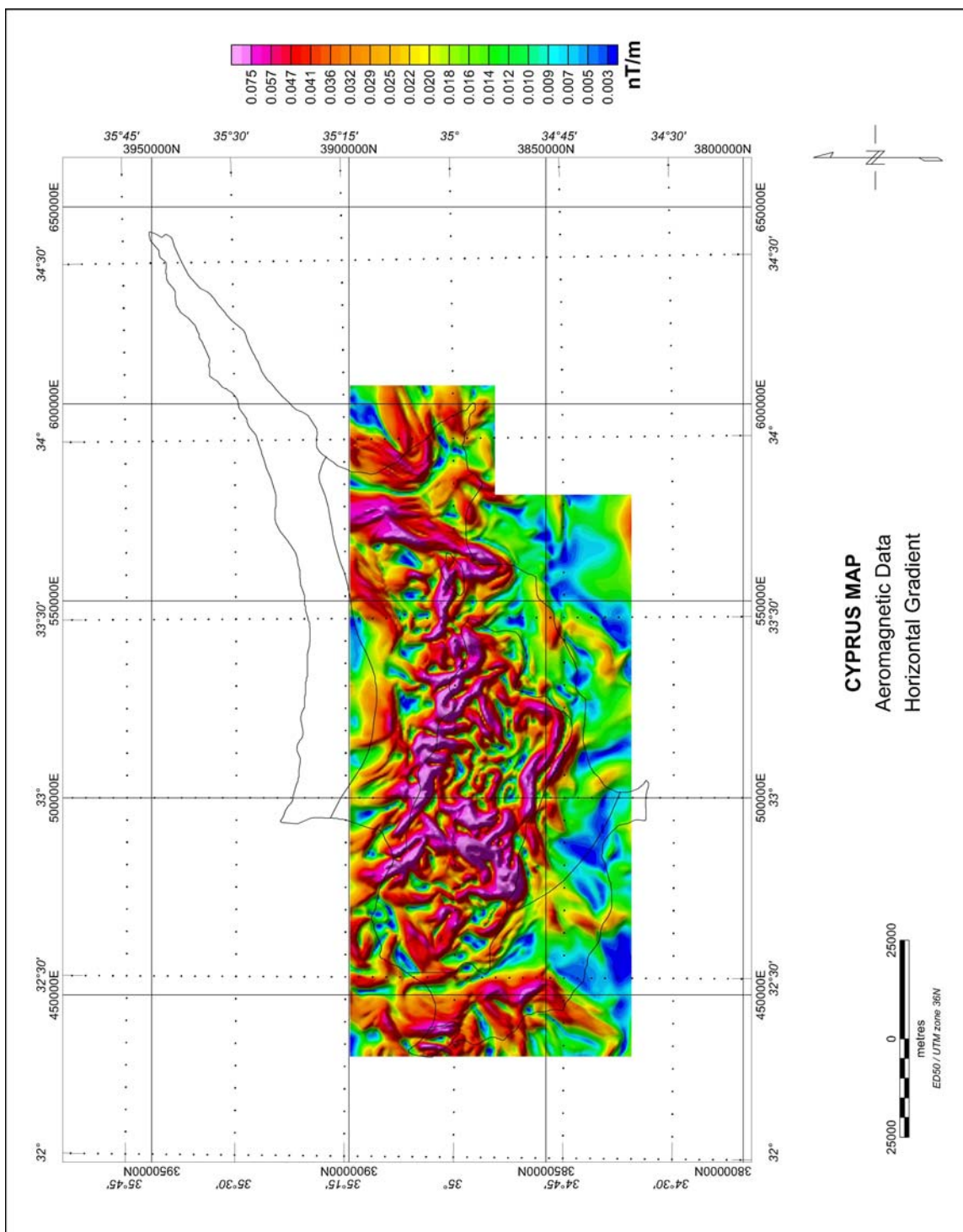
Η αναλυτική έκφραση της εξίσωσης της οριζόντιας βαθμίδας δίνεται από την σχέση (4.40), όπου φ είναι οι τιμές του βαρυτικού ή του μαγνητικού πεδίου και $grad(x, y)$ η τιμή του πλάτους της οριζόντιας βαθμίδας. Από τον χάρτη της οριζόντιας βαθμίδας μπορούν να εξαχθούν συμπεράσματα για τα πλευρικά όρια των πηγών που προκαλούν τις παρατηρούμενες ανωμαλίες. Η μεθοδολογία είναι άμεσα εφαρμόσιμη στα βαρυτικά δεδομένα αλλά τα μαγνητικά δεδομένα πρέπει πρώτα να υποστούν μετασχηματισμό ψευδοβαρύτητας (Cordell and Grauch 1985).

Αντί του χάρτη της οριζόντιας βαθμίδας, συνηθίζεται να αναπαρίστανται τα μέγιστα αυτής. Τα μέγιστα αυτά θα βρίσκονται ακριβώς πάνω από τα όρια των σωμάτων, εφόσον έχουν περίπου κατακόρυφες επαφές. Αν τα όρια δεν είναι κατακόρυφα, τότε η διακριτική ικανότητα της μεθόδου μειώνεται, με αποτέλεσμα τα όρια να μην αποτυπώνονται με μεγάλη ακρίβεια (Grauch and Cordell 1987).

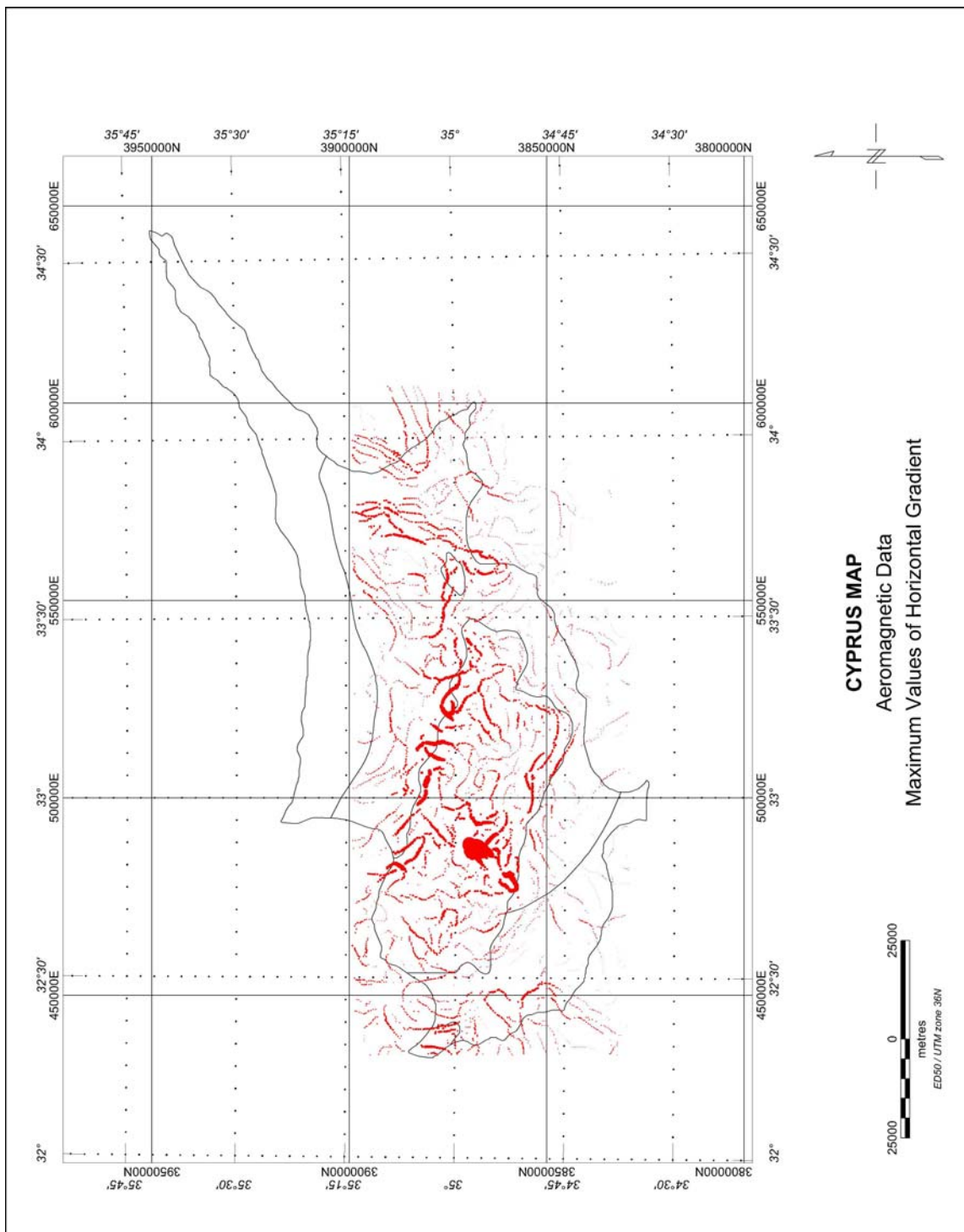
Η τιμή της οριζόντιας βαθμίδας εξαρτάται από την αντίθεση των φυσικών ιδιοτήτων εκατέρωθεν της επαφής και το βάθος ταφής αυτής. Για την ίδια αντίθεση φυσικών ιδιοτήτων και βάθους ταφής, οι κατακόρυφες επαφές δίνουν μεγαλύτερες τιμές της οριζόντιας βαθμίδας από λιγότερο κατακόρυφες επαφές.

Για την εύρεση της οριζόντιας βαθμίδας έγινε χρήση του προγράμματος BOUNDARY (Phillips 1997), το οποίο μπορεί να χρησιμοποιηθεί άμεσα στα βαρυτικά δεδομένα. Στα μαγνητικά δεδομένα πρώτα εφαρμόστηκε ο μετασχηματισμός της αναγωγής στον βόρειο μαγνητικό, που θεωρήθηκε σαν αρχείο εισόδου στο πρόγραμμα.

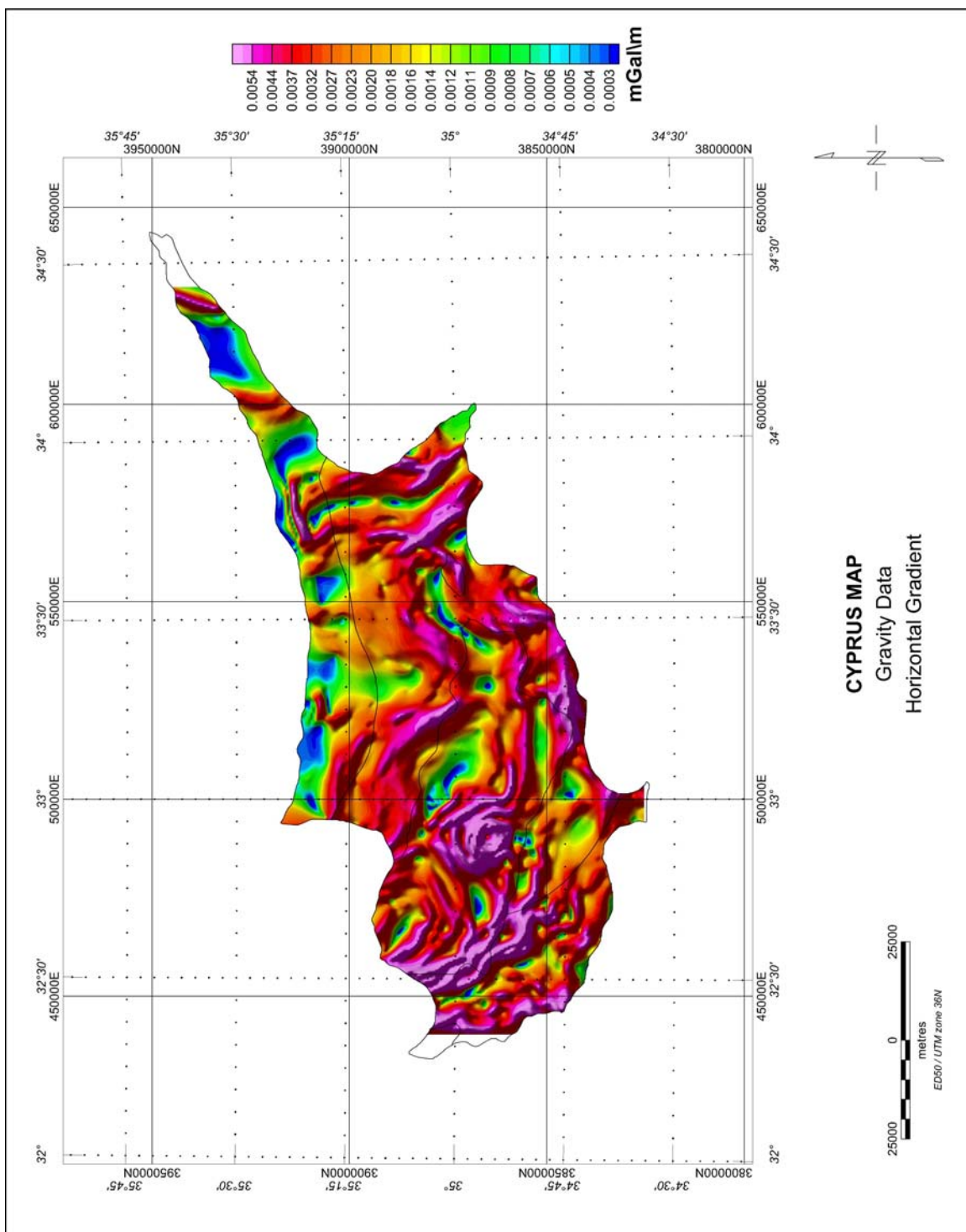
Το πρόγραμμα επίσης εφαρμόζει τον αλγόριθμο των Blakely και Simpson (1986) για τον υπολογισμό των μεγίστων της οριζόντιας βαθμίδας.



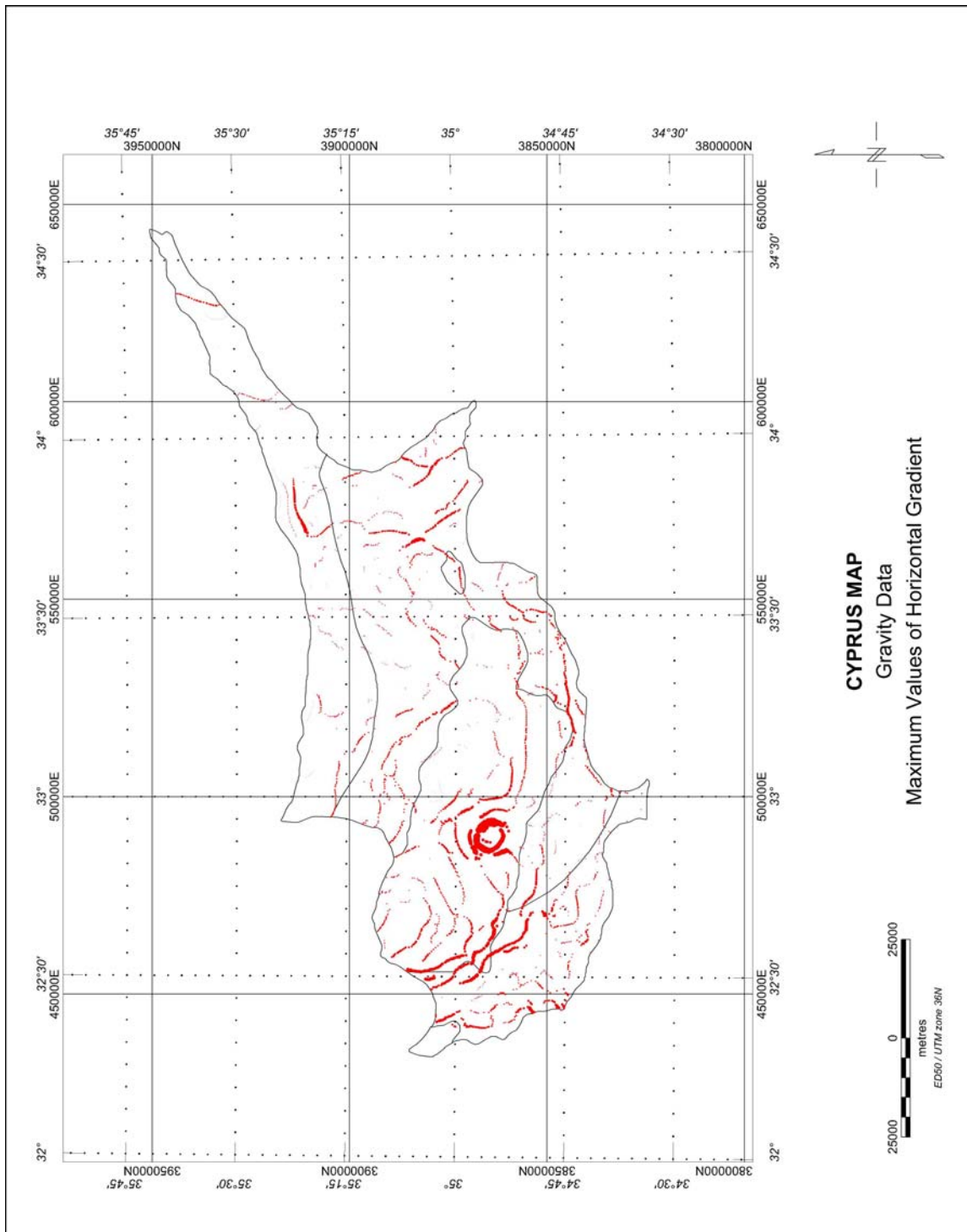
Σχήμα 6.19: Χάρτης της οριζόντιας βαθμίδας του ανηγμένου στον βόρειο μαγνητικό πόλο πεδίου της Κύπρου.



Σχήμα 6.20: Χάρτης των μεγίστων της οριζόντιας βαθμίδας του ανηγμένου στον βόρειο μαγνητικό πόλο πεδίου της Κύπρου. Το μέγεθος του κύκλου είναι ανάλογο της τιμής της οριζόντιας βαθμίδας στη θέση αυτή.



Σχήμα 6.21: Χάρτης της οριζόντιας βαθμίδας του βαρυντικού πεδίου της Κύπρου.



Σχήμα 6.22: Χάρτης των μεγίστων της οριζόντιας βαθμίδας του βαρυτικού πεδίου της Κύπρου. Το μέγεθος του κύκλου είναι ανάλογο της τιμής της οριζόντιας βαθμίδας στη θέση αυτή.

Στα σχήματα (6.19) και (6.20) φαίνονται οι χάρτες της οριζόντιας βαθμίδας και των μεγίστων αυτής αντίστοιχα για το μαγνητικό πεδίο της Κύπρου. Τα μέγιστα της οριζόντιας βαθμίδας παρουσιάζονται με κύκλους μεγέθους ανάλογα με την τιμή της. Οι

μεγαλύτερες τιμές της οριζόντιας βαθμίδας εμφανίζονται στα οφιολιθικά πετρώματα στην κορυφή του Τροόδους, κατά μήκος των βόρειων παρυφών της οροσειράς του Τροόδους, στα όρια με τα ιζήματα της πεδιάδας της Μεσαορίας, στην περιοχή του δάσους της Λεμεσού και ανατολικά της Λευκωσίας (Σχ. 6.1).

Αντίστοιχα τα σχήματα (6.21) και (6.22) απεικονίζουν την οριζόντια βαθμίδα και τα μέγιστα αυτής για την περίπτωση του βαρυτικού πεδίου. Οι μεγαλύτερες τιμές των μεγίστων εντοπίζονται στην κορυφή του Τροόδους, τα οποία σχηματίζουν μία κυκλική περιοχή και οριοθετούν την δομή που προκαλεί την κυκλική αρνητική βαρυτική ανωμαλία που περιγράφηκε παραπάνω.

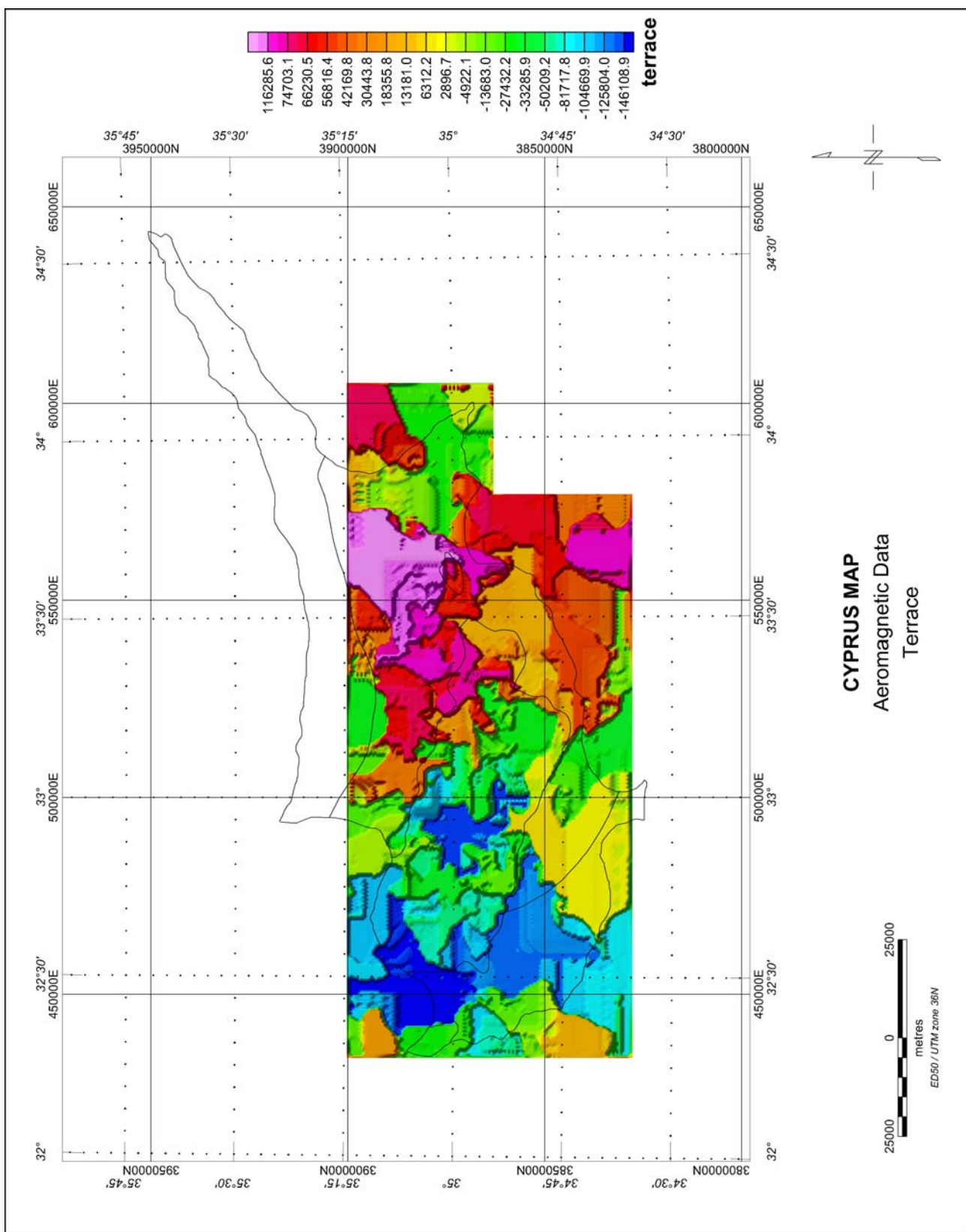
Παρατηρείται επίσης ότι στο δυτικό μέρος του χάρτη τα μέγιστα έχουν μεγάλες τιμές και παρουσιάζουν μία διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ παράλληλα με τα επιφανειακά ρήγματα, που είναι χαρτογραφημένα στον γεωλογικό χάρτη, ενώ στην ευρύτερη περιοχή βόρεια της Λεμεσού, στην περιοχή του Αρακαπά, τα μέγιστα έχουν μία ανάπτυξη Α – Δ και είναι φανερό ότι συνδέονται με το μεγάλο ρήγμα μετασχηματισμού του Αρακαπά (Σχ. 6.1).

6.3.7. Επιπεδοποίηση

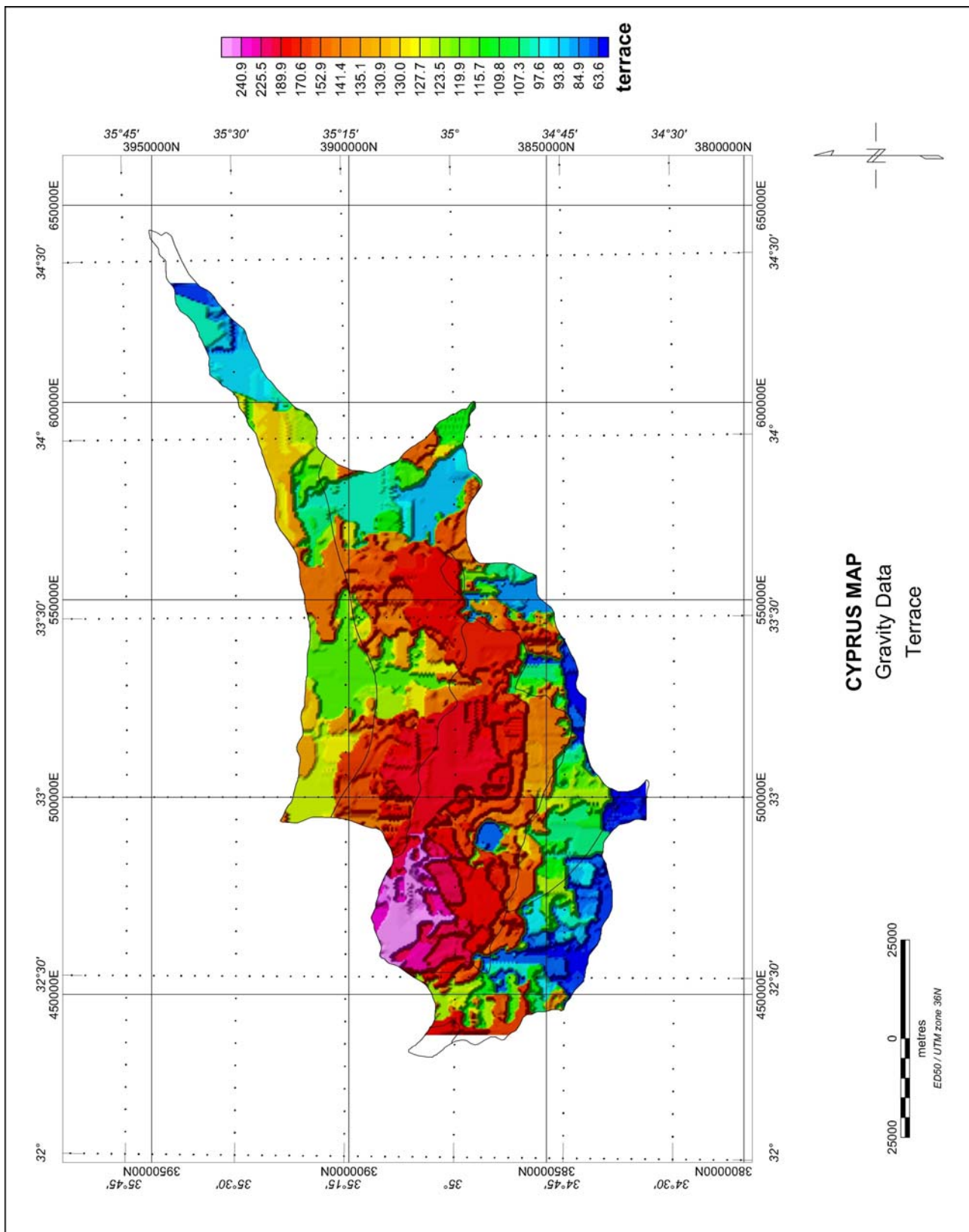
Η εφαρμογή του τελεστή της επιπεδοποίησης στα πεδία δυναμικού έχει ως αποτέλεσμα τον μετασχηματισμό αυτών, σε περιοχές που έχουν τις ίδιες φυσικές ιδιότητες και χωρίζονται μεταξύ τους με απότομα όρια. Ουσιαστικά αποτελεί μία μέθοδο αντιστροφής, παρόλο που δεν γίνεται κάποια αντιστροφή ενός πίνακα, καθώς κατευθείαν από τις μετρήσεις, είναι δυνατόν να εξαχθούν συμπεράσματα για τις πηγές που γεννούν το ανώμαλο πεδίο δυναμικού.

Ο μετασχηματισμός αυτός μπορεί να εφαρμοστεί κατευθείαν στα βαρυτικά δεδομένα. Τα μαγνητικά δεδομένα πρέπει πρώτα να υποστούν μετασχηματισμό ψευδοβαρύτητας. Χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα TERRACE του Phillips (1992), το οποίο στηρίζεται στον αλγόριθμο των Cordell και McCafferty (1989).

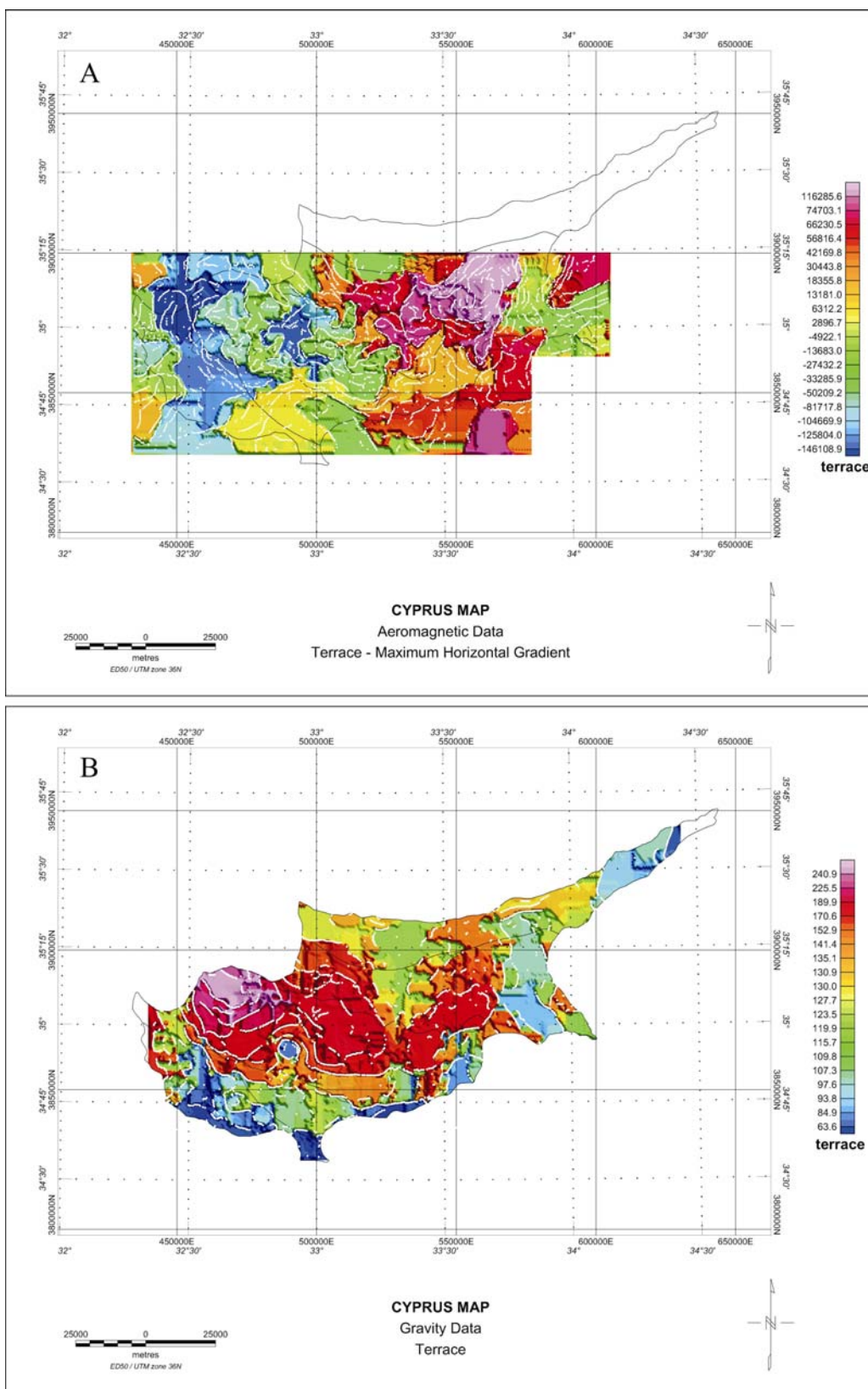
Στο σχήμα (6.23) απεικονίζεται ο χάρτης που προέκυψε μετά την εφαρμογή του φίλτρου της επιπεδοποίησης στα μαγνητικά δεδομένα, και στο σχήμα (6.24), αντίστοιχα, φαίνεται ο επιπεδοποιημένος χάρτης Bouguer. Για την καλύτερη απεικόνιση και πιο αξιόπιστη εύρεση των πλευρικών ορίων των πηγών, πάνω στους χάρτες της επιπεδοποίησης, αποτυπώθηκαν και τα μέγιστα της οριζόντιας βαθμίδας (Σχ. 6.25).



Σχήμα 6.23: Χάρτης του μετασχηματισμού επιπεδοποίησης του ανηγμένου στον βόρειο μαγνητικό πόλο του μαγνητικού πεδίου της Κύπρου.



Σχήμα 6.24: Χάρτης του μετασχηματισμού επιπεδοποίησης του υπολειμματικού βαρυντικού πεδίου.



Σχήμα 6.25: Χάρτες της επιπεδοποίησης του μαγνητικού (Α) και του βαρυτικού πεδίου (Β) στους οποίους έχουν υπερτεθεί τα αντίστοιχα μέγιστα της οριζόντιας βαθμίδας για την καλύτερη προσέγγιση των πλευρικών ορίων των πηγών.

Παρατηρώντας το σχήμα 6.25 διαπιστώνεται η σύμπτωση των δύο μεθόδων στον καθορισμό των πλευρικών ορίων των δομών, τόσο στα βαρυτικά όσο και στα μαγνητικά δεδομένα.

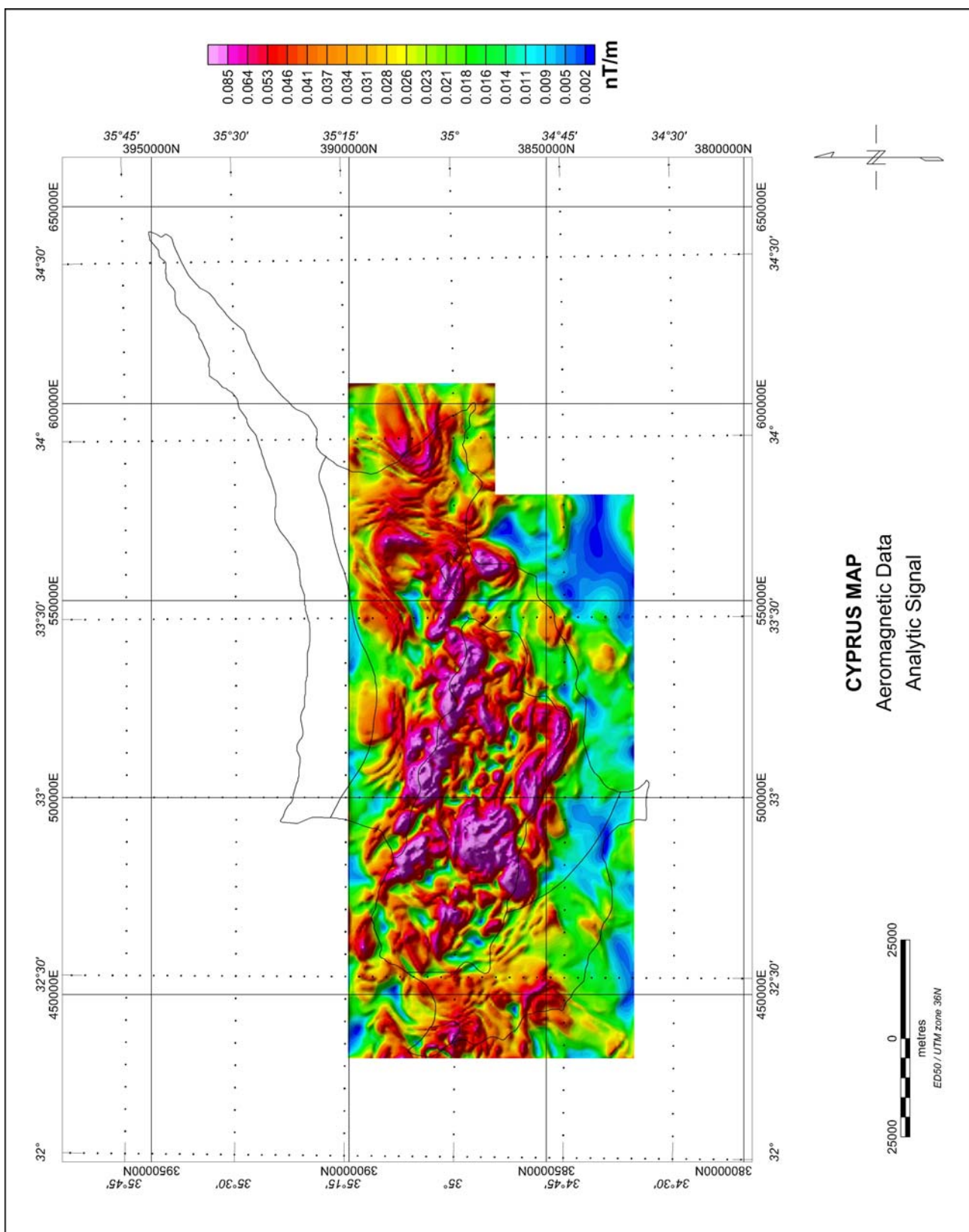
6.3.8. Μιγαδικά Χαρακτηριστικά (Complex Attributes)

Το αναλυτικό σήμα των πεδίων δυναμικού, στις δύο διαστάσεις (Nabighian 1972, 1974) αλλά και στις τρεις διαστάσεις, (Nabighian 1984, Roest et al 1992) δίνεται, όπως έχει αναφερθεί, από τις σχέσεις (4.50) και (4.52) αντίστοιχα. Γίνεται χρήση των οριζόντιων και των κατακόρυφων παραγώγων των αρχικών δεδομένων και το μεγάλο πλεονέκτημα της μεθόδου του αναλυτικού σήματος, αποτελεί η μεγιστοποίηση της τιμής του πλάτους αυτού, ακριβώς πάνω από την κορυφή της κεκλιμένης επιφάνειας (Σχ. 4.7 και 4.8). Η σημαντική αυτή ιδιότητα επιτρέπει τον καθορισμό των πλευρικών ορίων των πηγών που γεννούν το ανώμαλο πεδίου δυναμικού.

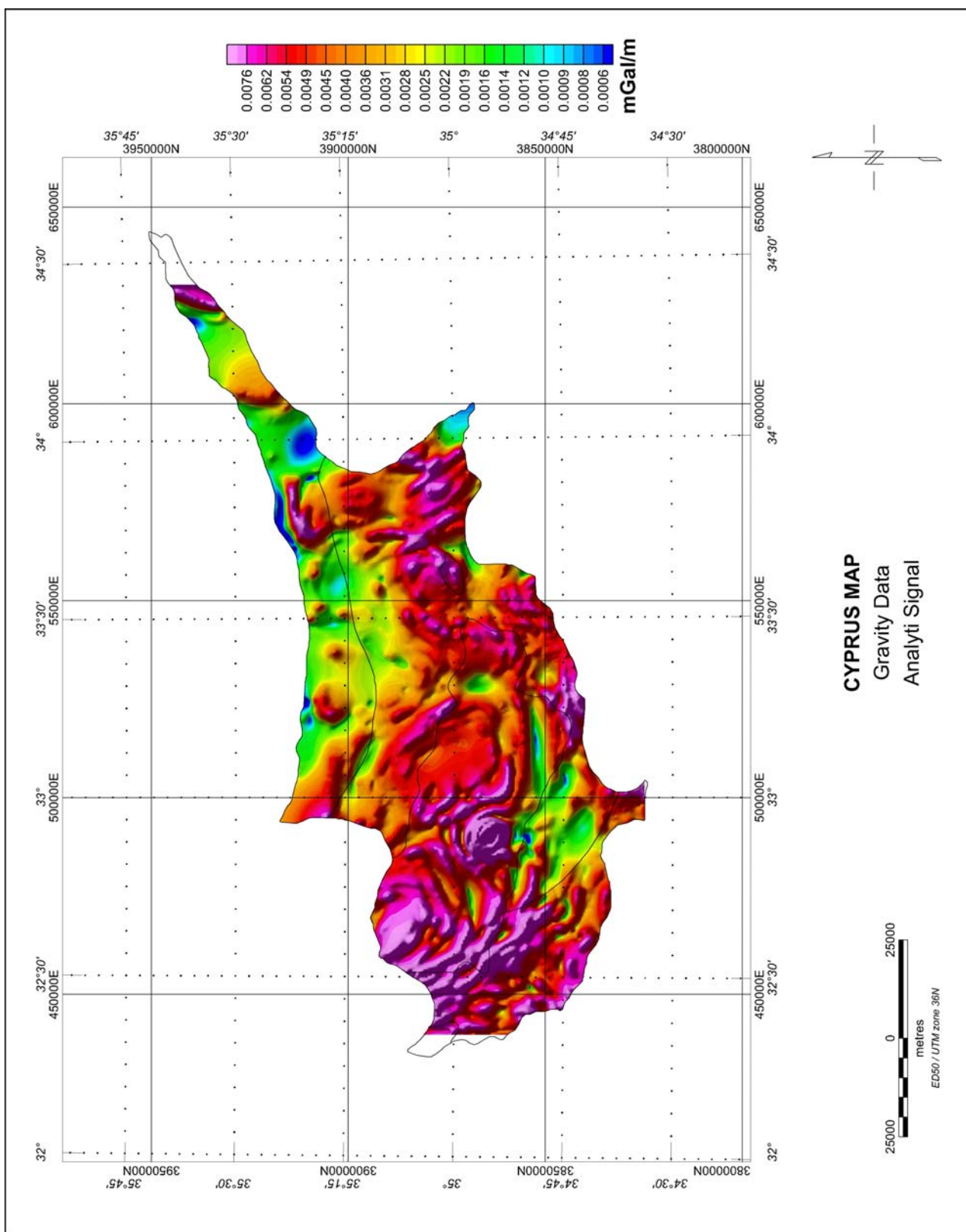
Οι Thurston και Smith (1997) βασιζόμενοι στο αναλυτικό σήμα όρισαν ακόμα δύο μιγαδικά χαρακτηριστικά, τον τοπικό κυματάριθμο και την τοπική φάση, εκτός του αναλυτικού σήματος, το οποίο ανέφεραν ως τοπικό πλάτος. Όπως το αναλυτικό σήμα έτσι και ο τοπικός κυματάριθμος λαμβάνει την μέγιστη τιμή του πάνω την κορυφή της υπεδάφιας δομής.

6.3.8.1. Αναλυτικό Σήμα

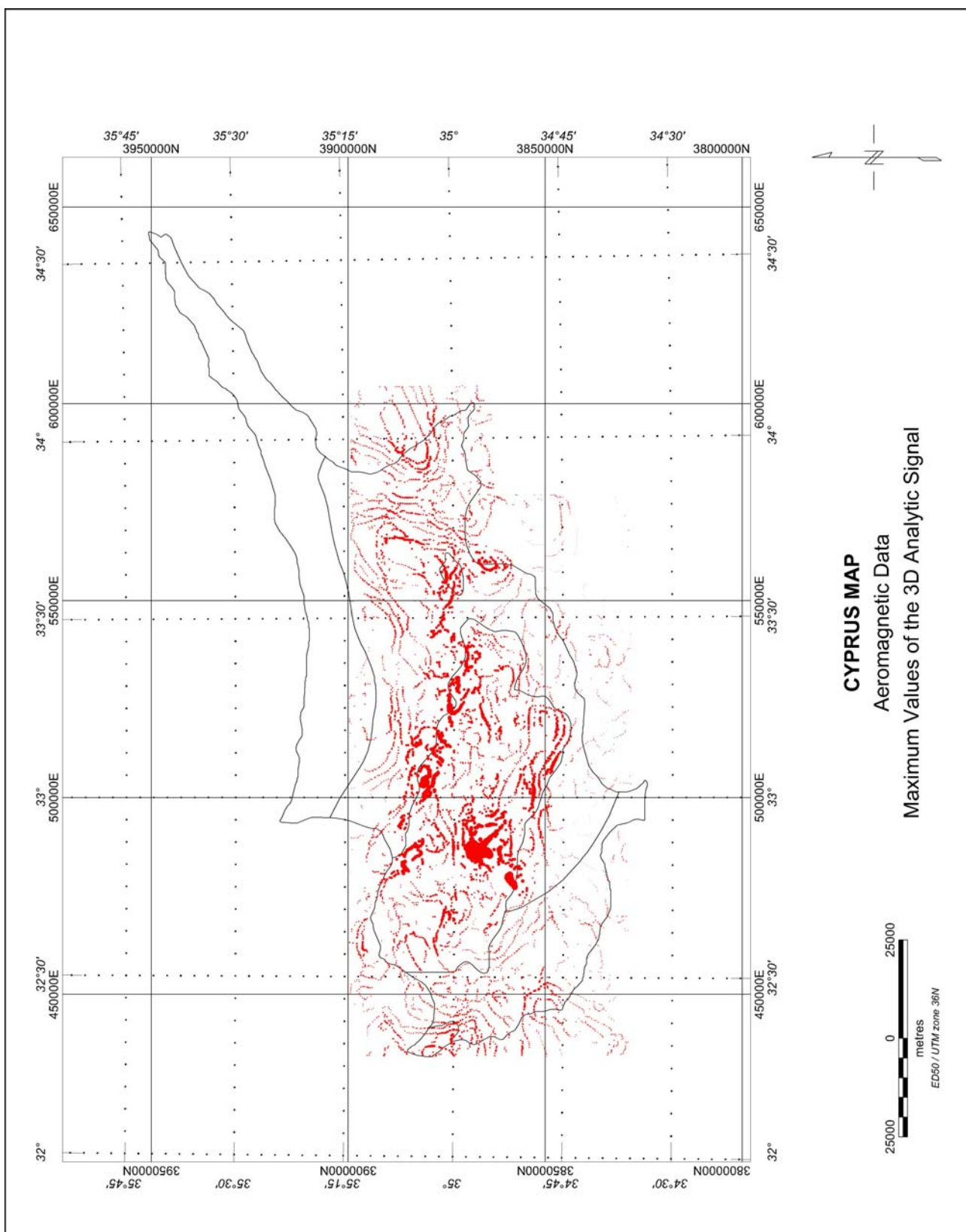
Για την εύρεση του αναλυτικού σήματος χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα ASPRP του Jeff Phillips (Phillips 1997). Το σήμα αυτό υπολογίζεται ως το άθροισμα $\left(\frac{\partial\phi}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial\phi}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial\phi}{\partial z}\right)^2$. Ως αρχείο εισόδου στο πρόγραμμα θεωρήθηκε ο κάνναβος των δεδομένων του ολικού μαγνητικού πεδίου για τα μαγνητικά δεδομένα και το υπολειμματικό πεδίο Bouguer για τα βαρυτικά, αντίστοιχα. Τα δεδομένα προετοιμάστηκαν αρχικά με το πρόγραμμα PREP του Cordell (Phillips 1997) και στο αρχείο του αναλυτικού σήματος που δημιουργήθηκε έγινε επαναφορά του καννάβου στις αρχικές του διαστάσεις με το πρόγραμμα DE_PREP του Cordell (Phillips 1997), χωρίς να γίνει επαναφορά της γραμμικής τάσης που αρχικά αφαιρέθηκε. Στα σχήματα (6.26) και (6.27) παριστάνονται οι χάρτες του αναλυτικού σήματος για τα μαγνητικά και τα βαρυτικά δεδομένα αντίστοιχα.



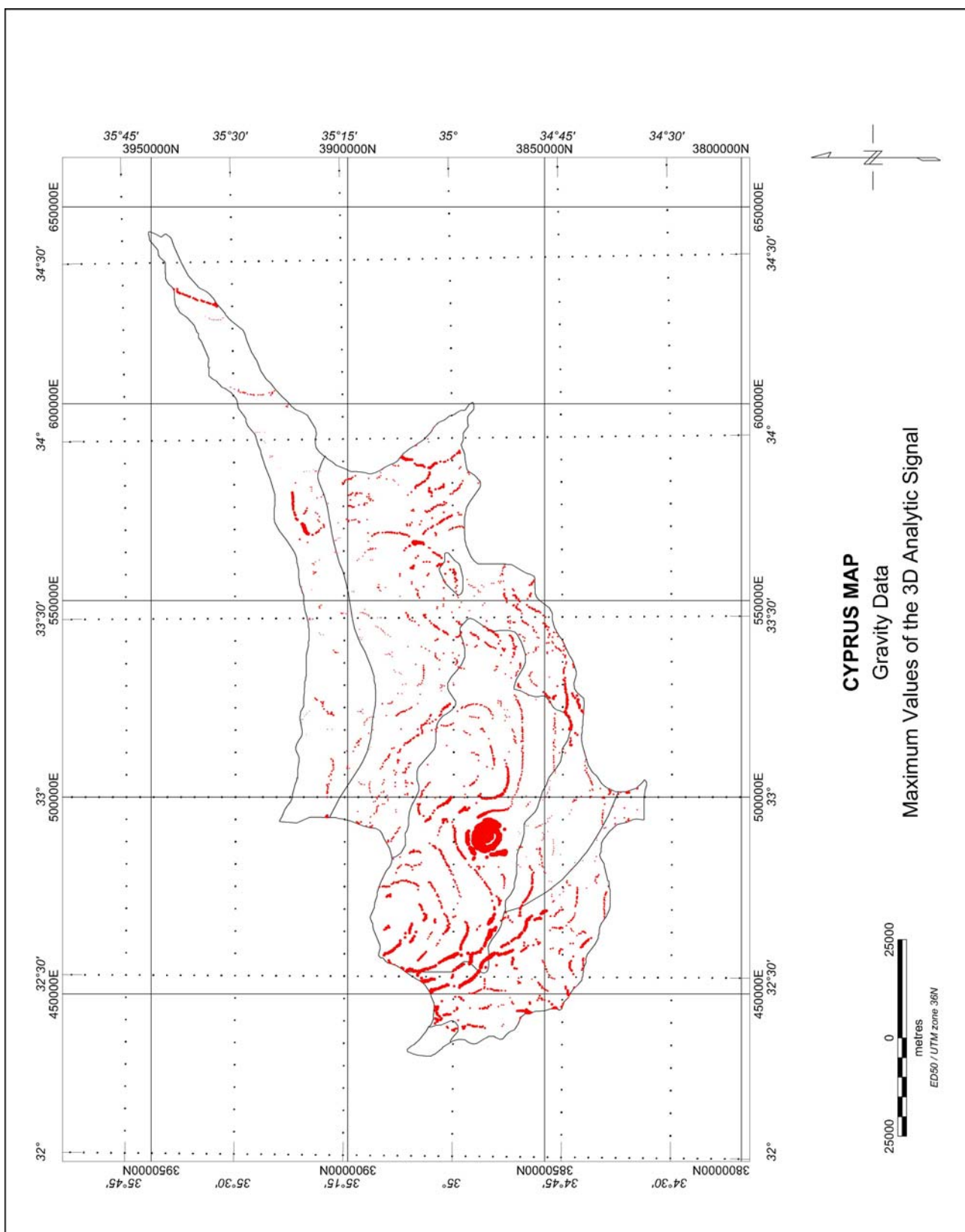
Σχήμα 6.26: Χάρτης του αναλυτικού σήματος των δεδομένων του ολικού μαγνητικού πεδίου της Κύπρου.



Σχήμα 6.27: Χάρτης του αναλυτικού σήματος της ανωμαλίας Bouguer της Κύπρου.



Σχήμα 6.28: Χάρτης της θέσης των μεγίστων του αναλυτικού σήματος του ολικού μαγνητικού πεδίου της Κύπρου. Το μέγεθος του κύκλου είναι ανάλογο της τιμής του αναλυτικού σήματος στη θέση αυτή.



Σχήμα 6.29: Χάρτης της θέσης των μεγίστων του αναλυτικού σήματος της υπολειμματικής ανωμαλίας Bouguer της Κύπρου. Το μέγεθος του κύκλου είναι ανάλογο της τιμής του αναλυτικού σήματος στη θέση αυτή.

Στα σχήματα (6.28) και (6.29) έχουν απεικονιστεί τα μέγιστα του αναλυτικού σήματος, τόσο των δεδομένων του ολικού μαγνητικού πεδίου όσο και της ανωμαλίας Bouguer, αντίστοιχα, τα οποία υπολογίστηκαν με την μέθοδο των Blakely και Simpson (1986). Οι θέσεις των μεγίστων αντιπροσωπεύουν τα πλευρικά όρια των πηγών που προκαλούν τις παρατηρούμενες ανωμαλίες. Συγκρίνοντας τους χάρτες των σχημάτων (6.28) και (6.29) με τους χάρτες των μεγίστων της οριζόντιας βαθμίδας των μαγνητικών δεδομένων (Σχ. 6.20) και βαρυτικών δεδομένων (Σχ. 6.22), αντίστοιχα, παρατηρείται μία πάρα πολύ ταύτιση, όσον αφορά τις θέσεις των μεγίστων που υπολογίστηκαν με τις δύο μεθόδους, κάτι το οποίο βοηθά στον καθορισμό των πλευρικών ορίων των υπεδάφινων δομών. Επίσης σημαίνει ότι οι δομές έχουν τόσο αντίθεση πυκνότητας μεταξύ τους όσο και διαφορετική μαγνήτιση.

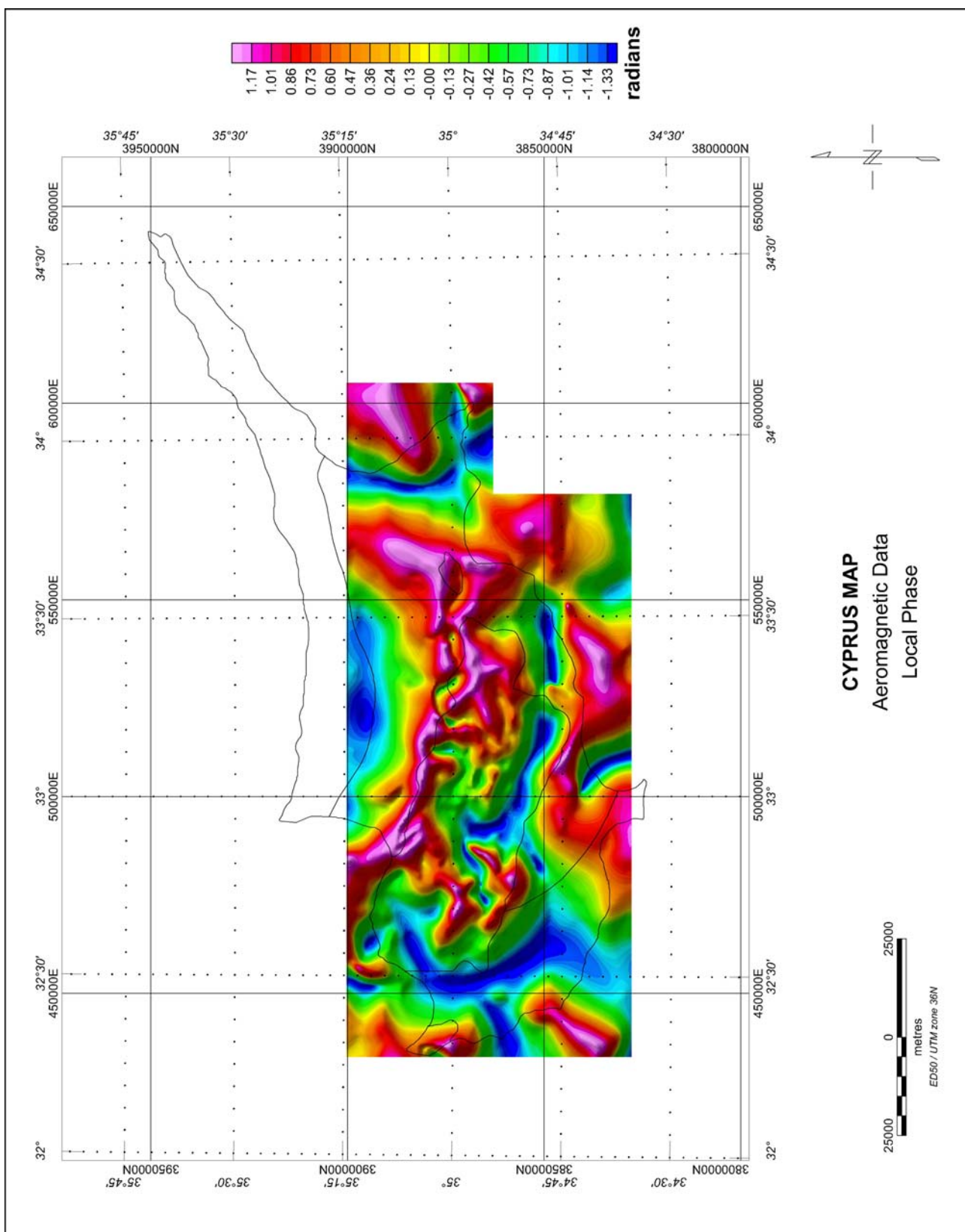
6.3.8.2. Τοπικός Κυματάριθος – Τοπική φάση

Εκτός του αναλυτικού σήματος (ή τοπικό πλάτος), ορίστηκαν ακόμα δύο μιγαδικά χαρακτηριστικά από τους Thurston και Smith (1997), ο τοπικός κυματάριθος και η τοπική φάση. Τα μιγαδικά αυτά χαρακτηριστικά επίσης στηρίζονται στην έκφραση του αναλυτικού σήματος που δόθηκε από τον Nabighian (1972, 1974).

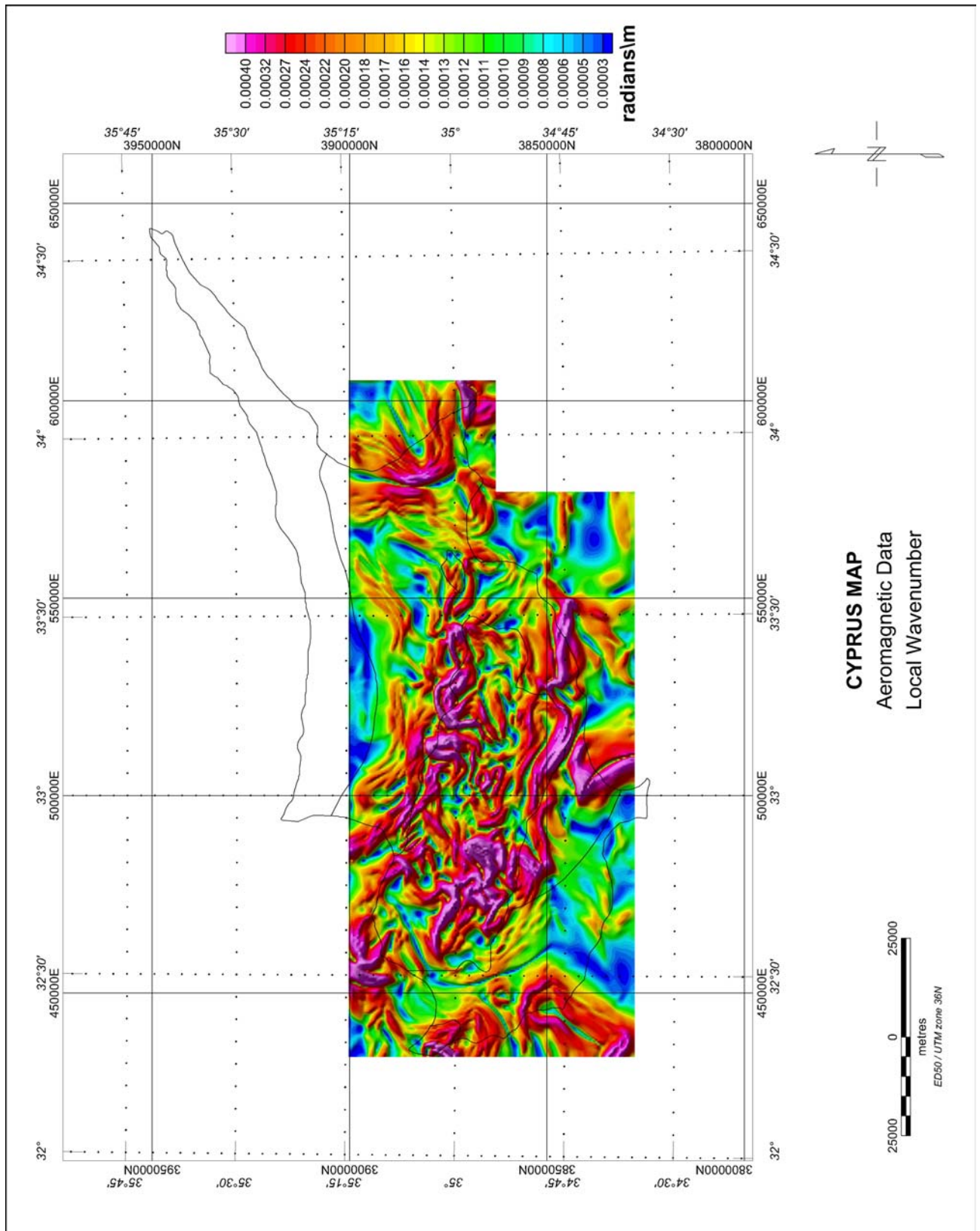
Για να υπολογιστούν αυτά τα μιγαδικά χαρακτηριστικά έγινε χρήση του προγράμματος LOCAL του Phillips (Phillips 1997). Έγινε υπολογισμός του τοπικού κυματάριθμου και της τοπικής φάσης του πρώτου κατακόρυφου ολοκληρώματος αντί της αρχικής ανωμαλίας του ολικού μαγνητικού πεδίου (Phillips 1997).

Ως αρχείο εισόδου στο πρόγραμμα θεωρήθηκε ο κάνναβος του ολικού μαγνητικού πεδίου, δηλαδή έγινε η υπόθεση του δισδιάστατου μοντέλου του κεκλιμένου ελάσματος (dipping sheet). Όσον αφορά τα βαρυτικά δεδομένα Bouguer, εφαρμόστηκε και σε αυτά η ανάλυση των μιγαδικών χαρακτηριστικών, αφού όμως πρώτα υπέστησαν τον μετασχηματισμό του ψευδομαγνητισμού, το οποίο αρχείο του ψευδομαγνητισμού, εισήχθη στο πρόγραμμα LOCAL.

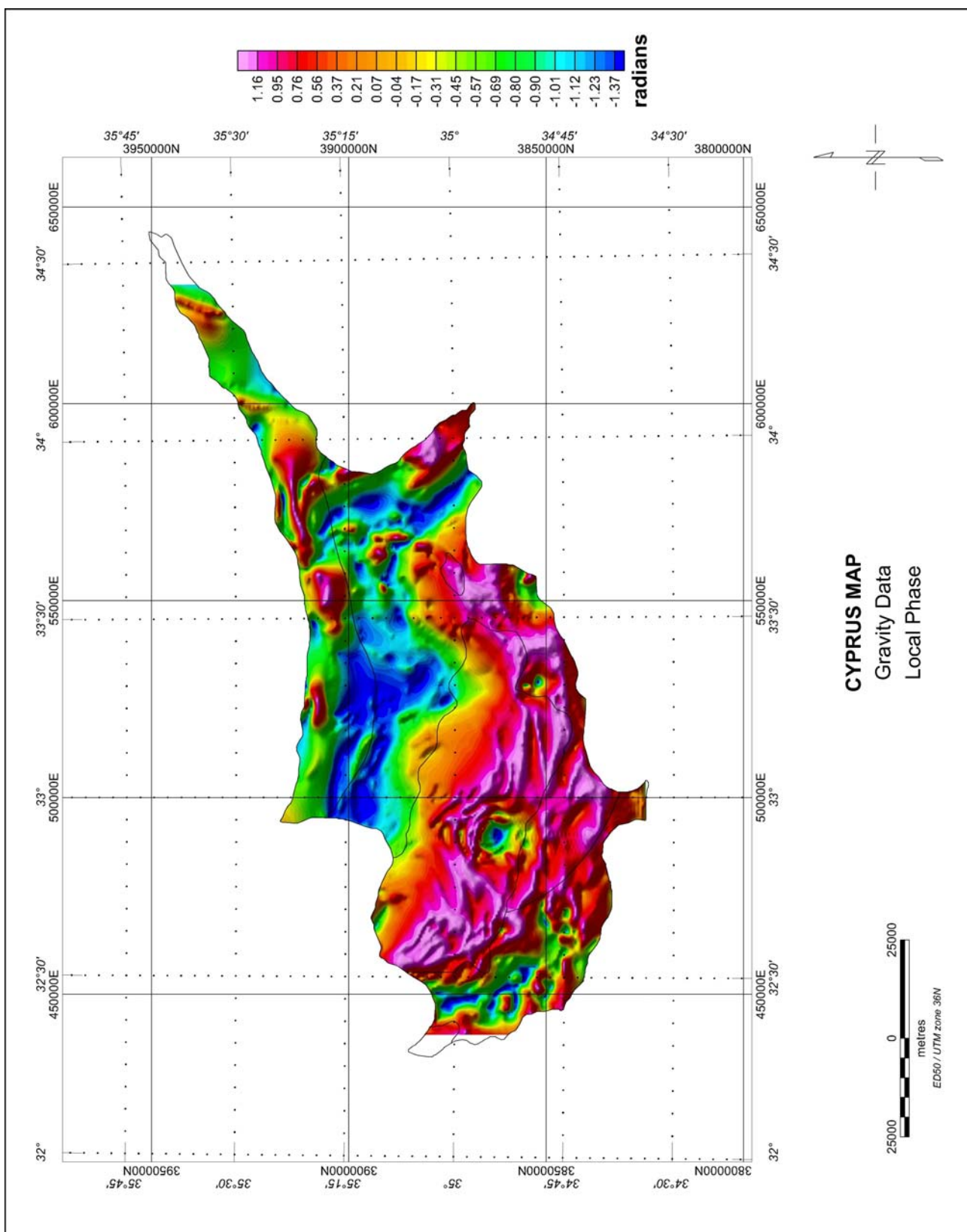
Το σημαντικό πλεονέκτημα του τοπικού κυματάριθμου αποτελεί το γεγονός, ότι τα μέγιστα αυτού, τοποθετούνται πάνω από τις κορυφές των υπεδάφινων δομών, όπως ακριβώς το ίδιο συμβαίνει και με την οριζόντια βαθμίδα αλλά και με το αναλυτικό σήμα. Άρα ο χάρτης του τοπικού κυματάριθμου και κυρίως οι θέσεις των μεγίστων του, βρίσκει μεγάλη εφαρμογή στον καθορισμό των πλευρικών ορίων των μαγνητικών πηγών.



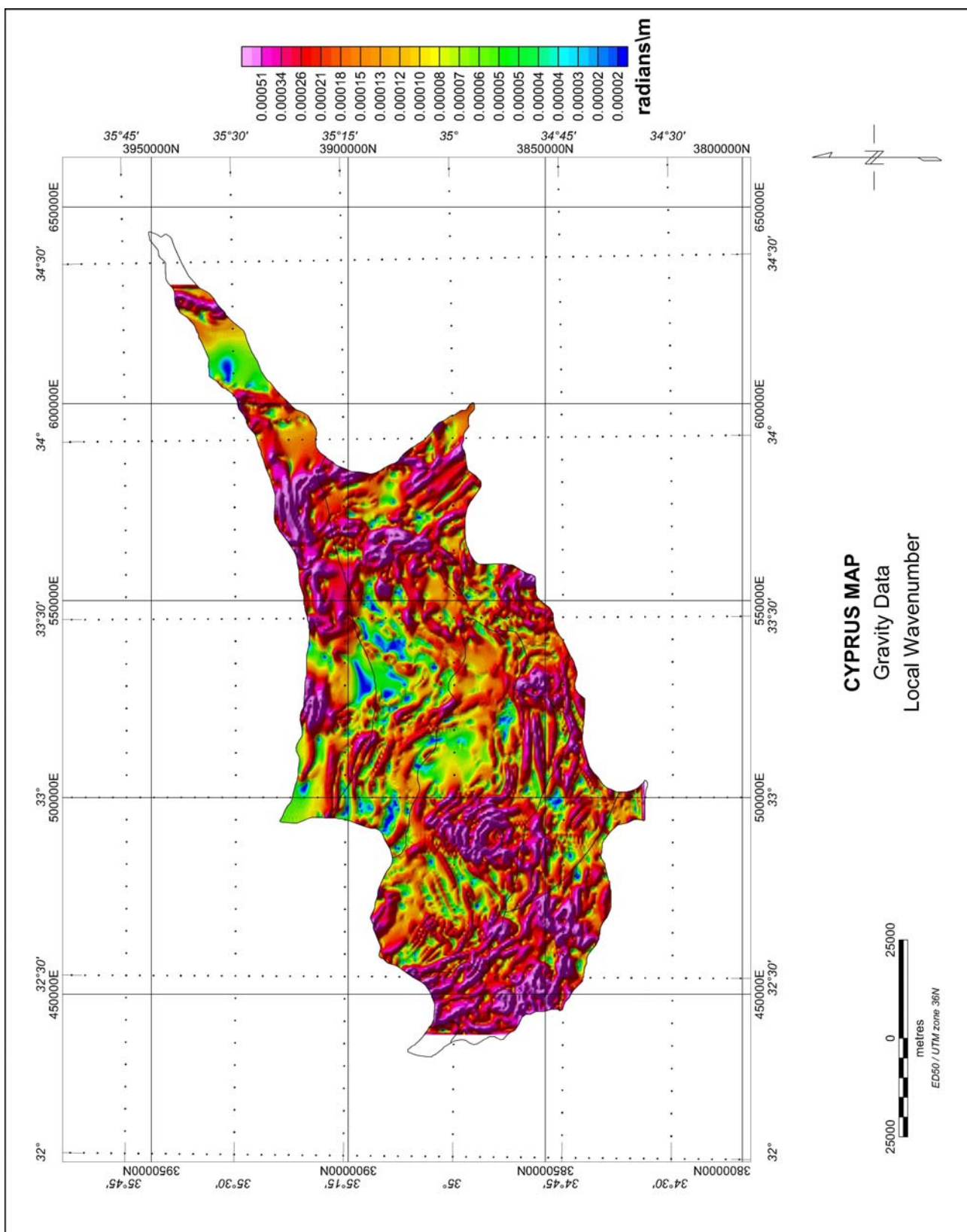
Σχήμα 6.30: Χάρτης της τοπικής φάσης του ολικού μαγνητικού πεδίου της Κύπρου.



Σχήμα 6.31: Χάρτης του τοπικού κυματάριθμου του ολικού μαγνητικού πεδίου της Κύπρου.



Σχήμα 6.32: Χάρτης της τοπικής φάσης της υπολειμματικής ανωμαλίας Bouguer της Κύπρου, αφού πρώτα έχει υποστεί τον μετασχηματισμό του ψευδομαγνητισμού.



Σχήμα 6.33: Χάρτης του τοπικού κυματαρίθμου της υπολειμματικής ανωμαλίας Bouguer της Κύπρου, αφού πρώτα έχει υποστεί τον μετασχηματισμό του ψευδομαγνητισμού.

Στα σχήματα (6.30), (6.31) και (6.32), (6.33) απεικονίζονται αντίστοιχα η τοπική φάση και ο τοπικός κυματάριθμος των δεδομένων του ολικού μαγνητικού πεδίου και των δεδομένων του ψευδομαγνητισμού του βαρυτικού πεδίου Bouguer της Κύπρου.

Συγκρίνοντας τον χάρτη της ανωμαλίας του ολικού μαγνητικού πεδίου της Κύπρου (Σχ. 6.2) με τον χάρτη της τοπικής φάσης του μαγνητικού πεδίου (Σχ. 6.30) φαίνεται η τεράστια ομοιότητα που παρουσιάζουν αυτοί οι δύο χάρτες. Αυτή η ομοιότητα εμφανίζεται και στην περίπτωση των χαρτών του υπολειμματικού πεδίου Bouguer (Σχ. 6.5) και της τοπικής φάσης των ψευδομαγνητικών τιμών (Σχ. 6.33) αλλά σε μικρότερο βαθμό.

Οι τρεις μέθοδοι καθορισμού των πλευρικών ορίων των υπεδάφινων δομών (οριζόντια βαθμίδα, αναλυτικό σήμα, τοπικός κυματάριθμος) δίνουν τόσο στα μαγνητικά όσο και στα βαρυτικά δεδομένα σχεδόν ταυτόσημες λύσεις. Αυτό σημαίνει ότι κάθε μέθοδος ξεχωριστά είναι ικανή να δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα, όσον αφορά την πλευρική συνέχεια των πηγών, αλλά ταυτόχρονα, η συνεργιακή χρήση των τριών αυτών μεθόδων, είναι ικανή να καθορίσει ακόμα καλύτερα τις θέσεις των ορίων των σωμάτων που προκαλούν τις παρατηρούμενες ανωμαλίες (Σχ. 6.19 – 6.26 – 6.31 και Σχ. 6.21 – 6.27 – 6.33).

6.3.8.3. Χαρτογράφηση Παραμέτρων Πηγής

Η μεθοδολογία που ανέπτυξαν και περιέγραψαν οι Thurston και Smith (1997), στηριζόμενοι στην έκφραση του αναλυτικού σήματος (Nabighian 1972, 1974), εκτός του υπολογισμού των μιγαδικών χαρακτηριστικών (τοπικός κυματάριθμος και τοπική φάση), κάνει και ένα βήμα παραπάνω, δίνοντας μία εκτίμηση των βασικών παραμέτρων της πηγής (βάθος ταφής, παράταξη, διεύθυνση κλίσης, γωνία κλίσης, αντίθεση επιδεκτικότητας). Τα εξαγόμενα αποτελέσματα είναι ανεξάρτητα της έγκλισης και της διπολικής μορφής του μαγνητικού πεδίου, αλλά για τον υπολογισμό της γωνίας κλίσης και της επιδεκτικότητας γίνεται η υπόθεση της ύπαρξης μόνο επαγόμενης μαγνήτισης (Thurston and Smith 1997).

Ο κάνναβος του τοπικού κυματάριθμου, μαζί με τις οριζόντιες και κατακόρυφους παραγώγους του μαγνητικού πεδίου και τα στοιχεία του γεωμαγνητικού πεδίου, είναι απαραίτητα στοιχεία εισόδου στο πρόγραμμα LOCDEP του Phillips (Phillips 1997), που υπολογίζει τις παραμέτρους των πηγών. Επειδή όμως οι επαφές θεωρούνται ότι

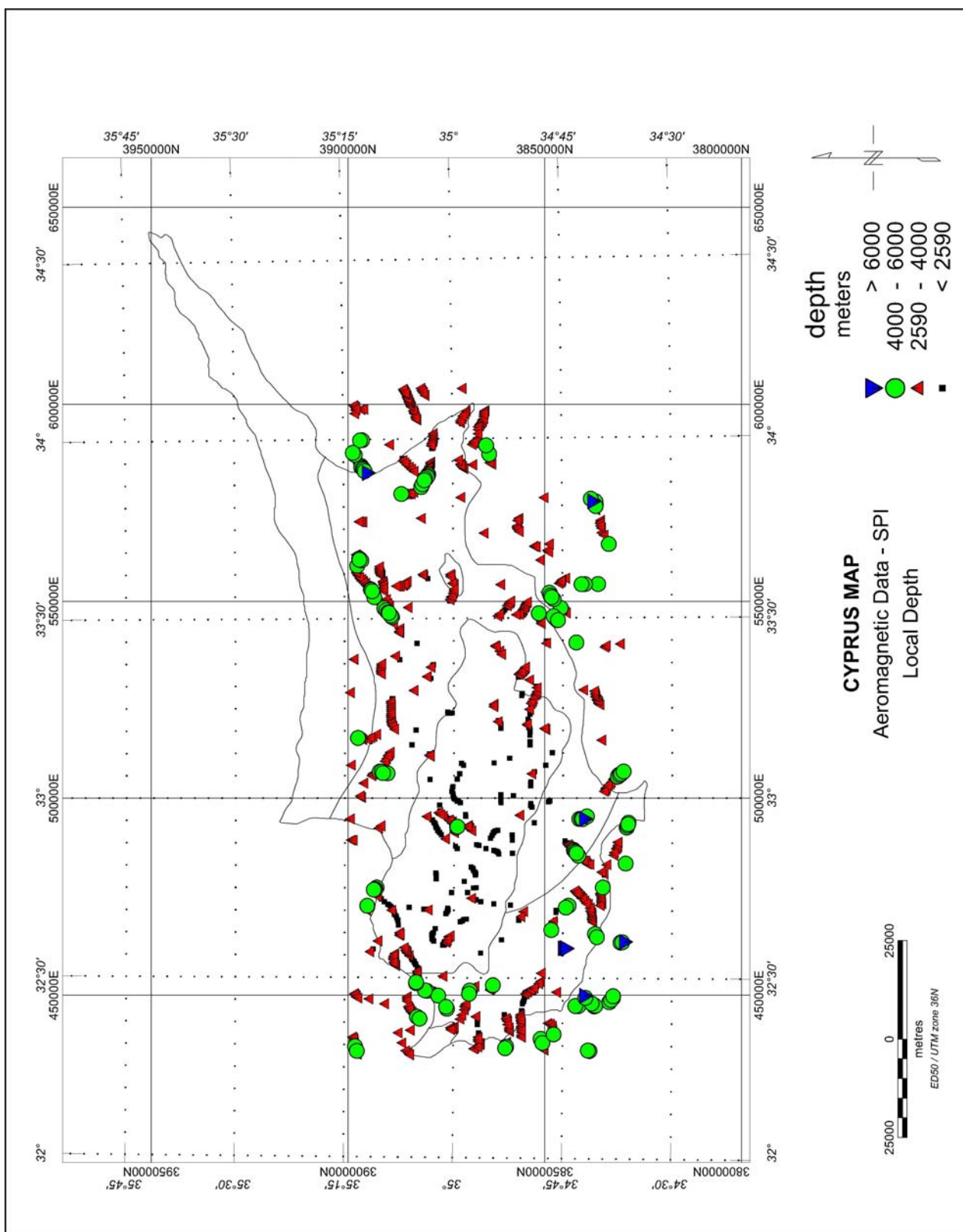
εκτείνονται σε άπειρο βάθος ο αλγόριθμος χρησιμοποιεί τον τοπικό κυματάρημο και τις παραγώγους, του πρώτου κατακόρυφου ολοκληρώματος του μαγνητικού πεδίου (Phillips 1997). Χρησιμοποιώντας τις τιμές του ψευδομαγνητισμού, που προήλθαν από τον αντίστοιχο μετασχηματισμό των βαρυτικών δεδομένων Bouguer, έγινε επίσης μία εκτίμηση των παραμέτρων των πηγών από τα βαρυτικά δεδομένα.

Ένα παράθυρο δεδομένων διαστάσεων 5×5 , εφαρμόζεται στον πίνακα τιμών του τοπικού κυματάρημου. Σε κάθε θέση του παραθύρου γίνεται μία προσπάθεια να βρεθούν μερικά μέγιστα και να καθοριστεί μία ευθυγράμμιση (strike) για αυτά τα μέγιστα. Αν αυτή η προσπάθεια είναι επιτυχής, τότε ένα τοπικό βάθος και μία απόκλιση αυτού (depth error) υπολογίζονται από τα δεδομένα σε μία ζώνη κάθετα στην ευθυγράμμιση. Οι οριζόντιες και η κατακόρυφη παράγωγος χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση της γωνίας κλίσης, της διεύθυνσης κλίσης και της αντίθεσης επιδεκτικότητας κατά μήκος της επαφής.

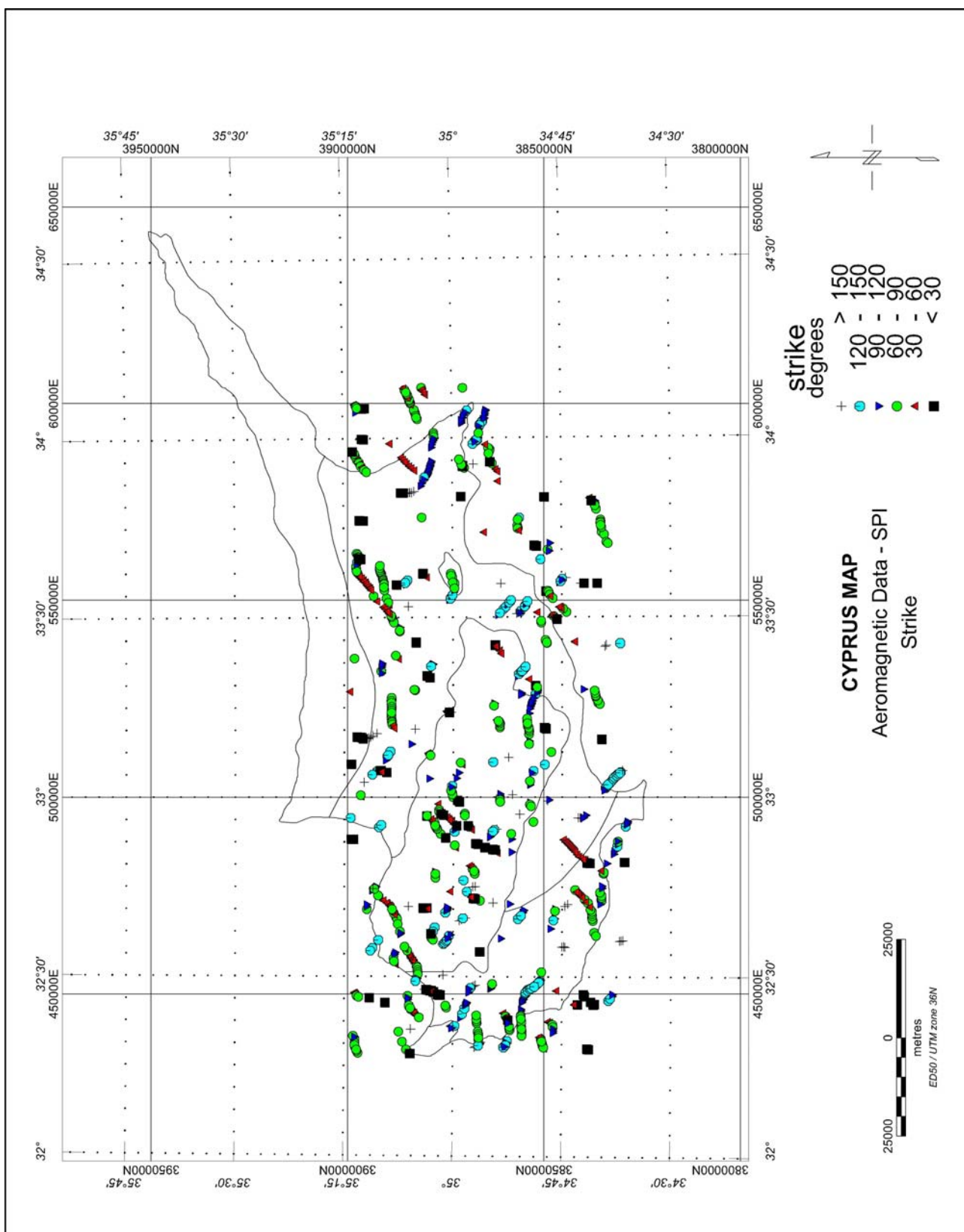
Στο χάρτη του σχήματος (6.34) έχουν παρασταθεί οι θέσεις των τοπικών βαθών των διάφορων πηγών, όπως αυτά προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου της Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στα μαγνητικά δεδομένα. Τα διάφορα βάθη ταξινομήθηκαν σε ομάδες και κάθε ομάδα παραστάθηκε με διαφορετικό σύμβολο και χρώμα. Η ίδια διαδικασία ακολουθήθηκε και στην περίπτωση παρουσίασης και των άλλων παραμέτρων (παράταξη, διεύθυνση κλίσης, γωνία κλίσης, αντίθεση επιδεκτικότητας). Ειδικά όμως στην περίπτωση των βαθών, το μέγεθος των εκάστοτε συμβόλων δίνει και μία αίσθηση του βάθους ταφής των υπεδάφινων δομών, δηλαδή όσο πιο μεγάλο το μέγεθος του συμβόλου τόσο πιο μεγάλο και το βάθος που αναπαριστά. Ως επίπεδο αναφοράς για τα τοπικά βάθη θεωρείται το ύψος πτήσης του αεροπλάνου, που ήταν 2591 μέτρα.

Στα σχήματα (6.35) και (6.36) φαίνονται, αντίστοιχα, η παράταξη και η διεύθυνση κλίσης των επαφών, ενώ οι χάρτες των σχημάτων (6.37) και (6.38) δίνουν την γωνία κλίσης και την αντίθεση της επιδεκτικότητας, αντίστοιχα για τις διάφορες επαφές που υπολογίστηκαν.

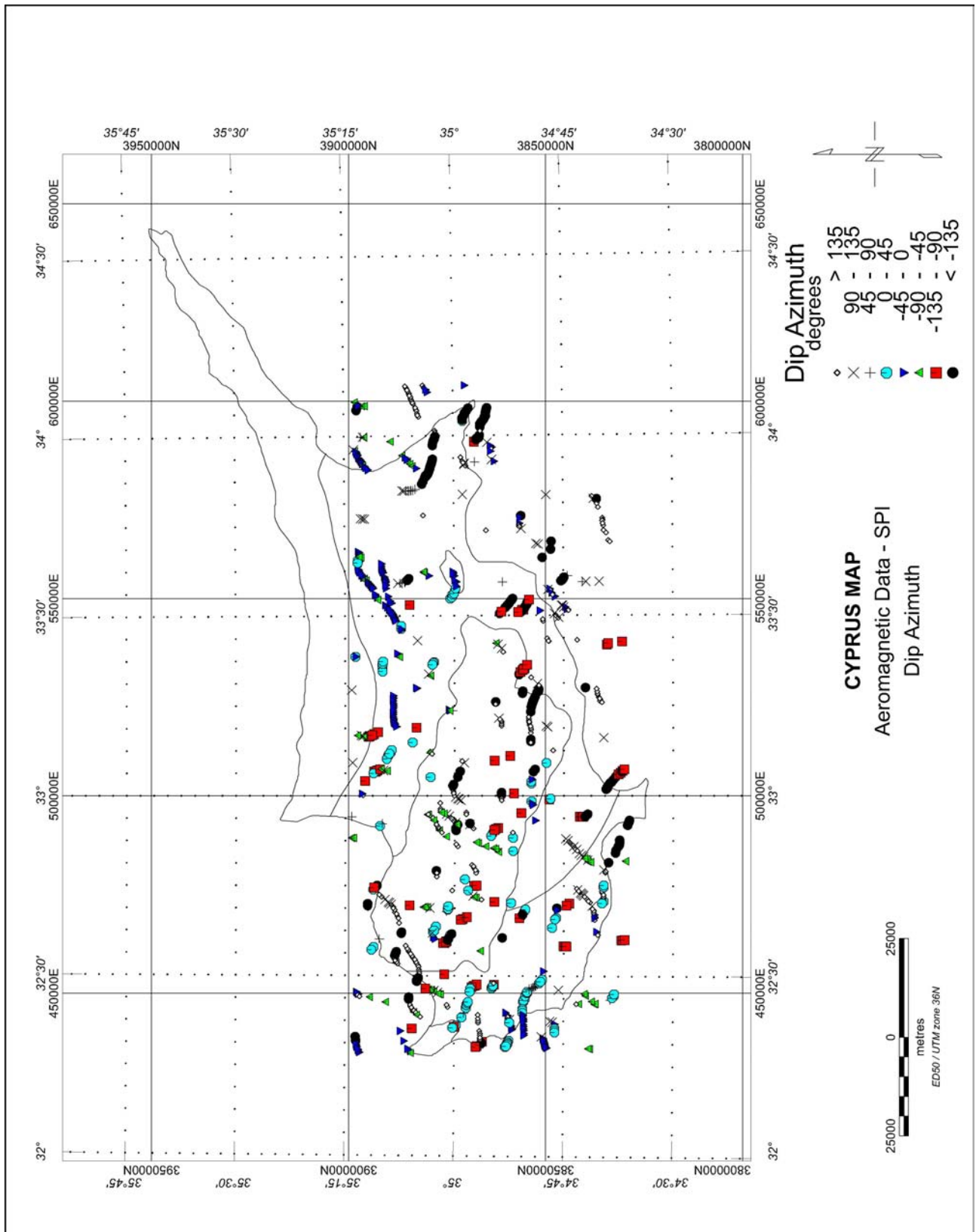
Από την μελέτη αυτών των χαρτών που προέκυψαν, μπορούν να εξαχθούν ποσοτικά συμπεράσματα για τις μαγνητικές πηγές που γεννούν το ανώμαλο μαγνητικό πεδίο. Από τον χάρτη της παράταξης (Σχ. 6.35) είναι δυνατόν να παρατηρηθούν δομές που παρουσιάζουν διάφορες διευθύνσεις



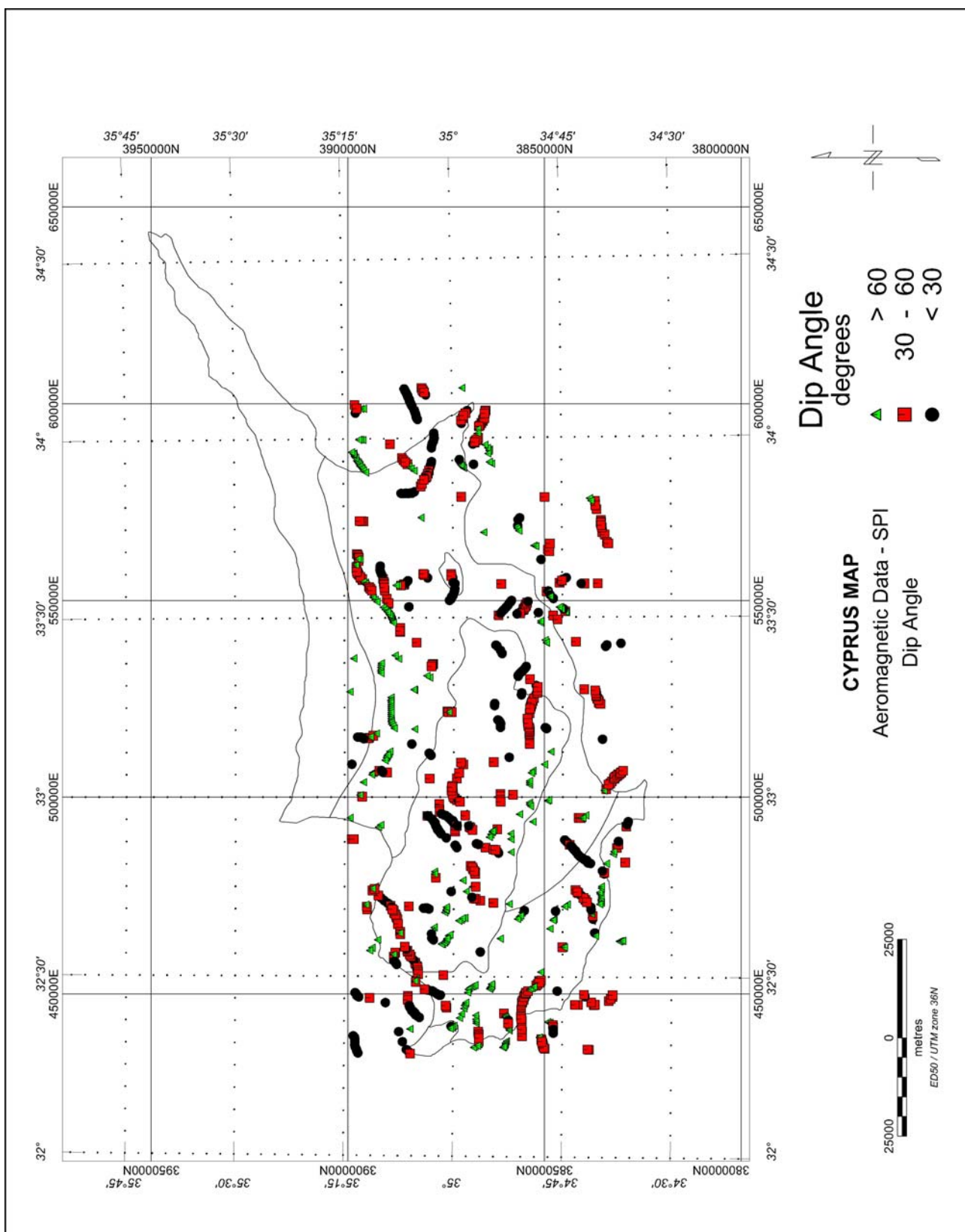
Σχήμα 6.34: Τοπικά βάθη των μαγνητικών πηγών όπως υπολογίστηκαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στα δεδομένα του ολικού μαγνητικού πεδίου της Κύπρου.



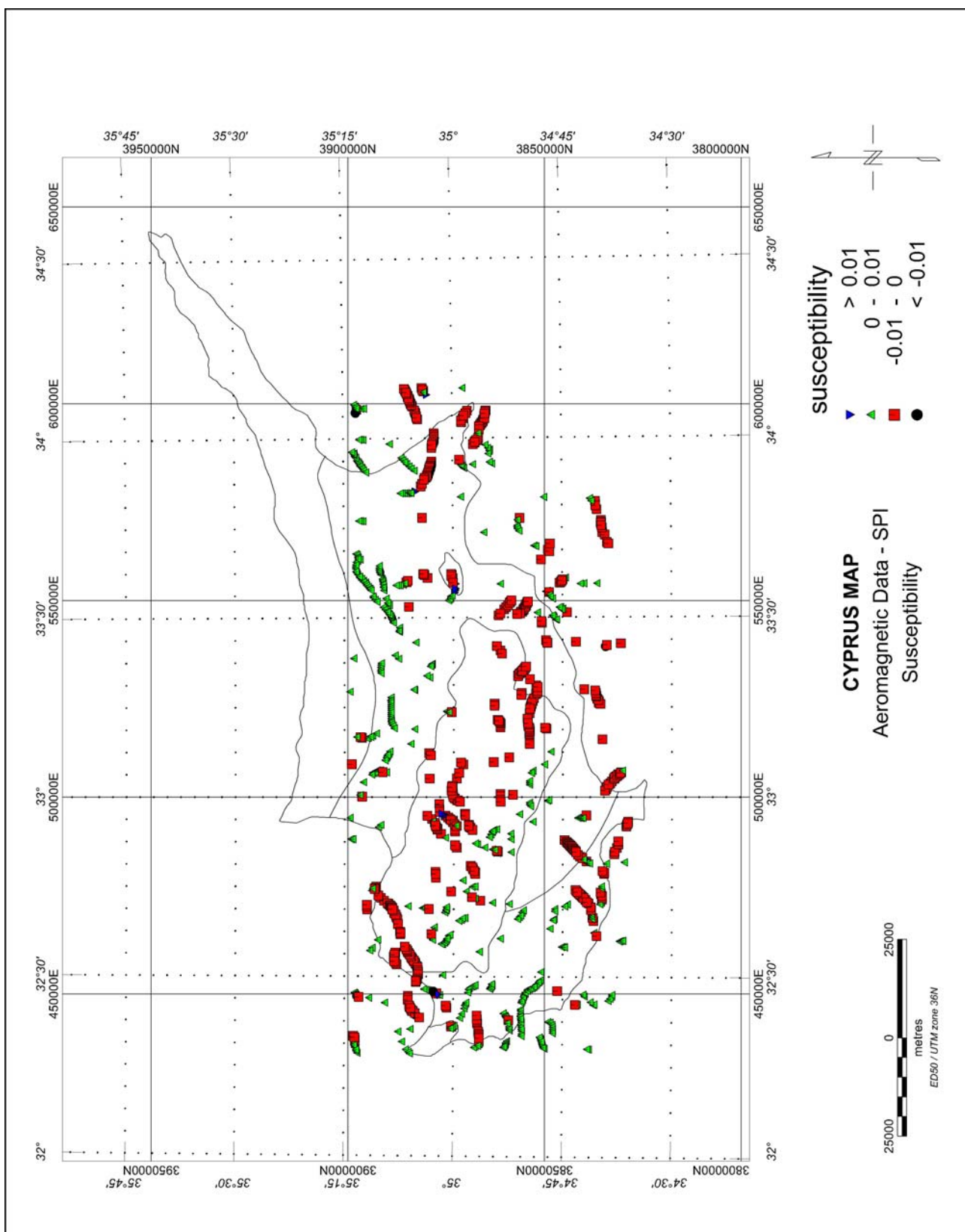
Σχήμα 6.35: Τοπικές παρατάξεις των μαγνητικών δομών όπως υπολογίστηκαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στα δεδομένα του ολικού μαγνητικού πεδίου της Κύπρου.



Σχήμα 6.36: Διευθύνσεις κλίσης των μαγνητικών πηγών όπως υπολογίστηκαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στα δεδομένα του ολικού μαγνητικού πεδίου της Κύπρου.



Σχήμα 6.37: Γωνίες κλίσης των μαγνητικών πηγών όπως υπολογίστηκαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στα δεδομένα του ολικού μαγνητικού πεδίου της Κύπρου.



Σχήμα 6.38: Αντίθεση μαγνητικής επιδεκτικότητας των μαγνητικών πηγών όπως υπολογίστηκαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στα δεδομένα του ολικού μαγνητικού πεδίου της Κύπρου.

Επικρατούν κυρίως δομές με παράταξη ABA – ΔΝΔ ($60^0 - 90^0$, πράσινοι κύκλοι) οι οποίες και εμφανίζονται σε όλη την περιοχή της Κύπρου, τόσο στο ηπειρωτικό όσο και στο θαλάσσιο μέρος αυτής. Μια τέτοια δομή εμφανίζεται στο χωριό Αρακαπός (Σχ. 6.1), το οποίο βρίσκεται περίπου 21 Km, σε οριζόντια απόσταση, ΒΑ της Λεμεσού. Στην περιοχή αυτή εντοπίζεται στο γεωλογικό χάρτη το ομώνυμο ρήγμα μετασχηματισμού, που είναι και το πιο ενεργό ρήγμα της Κύπρου. Οι χάρτες των παραμέτρων των πηγών έχουν οριοθετήσει με αρκετά καλή προσέγγιση την θέση αυτού του ρήγματος, το οποίο φαίνεται να εμφανίζεται αρκετά επιφανειακά (Σχ. 6.34).

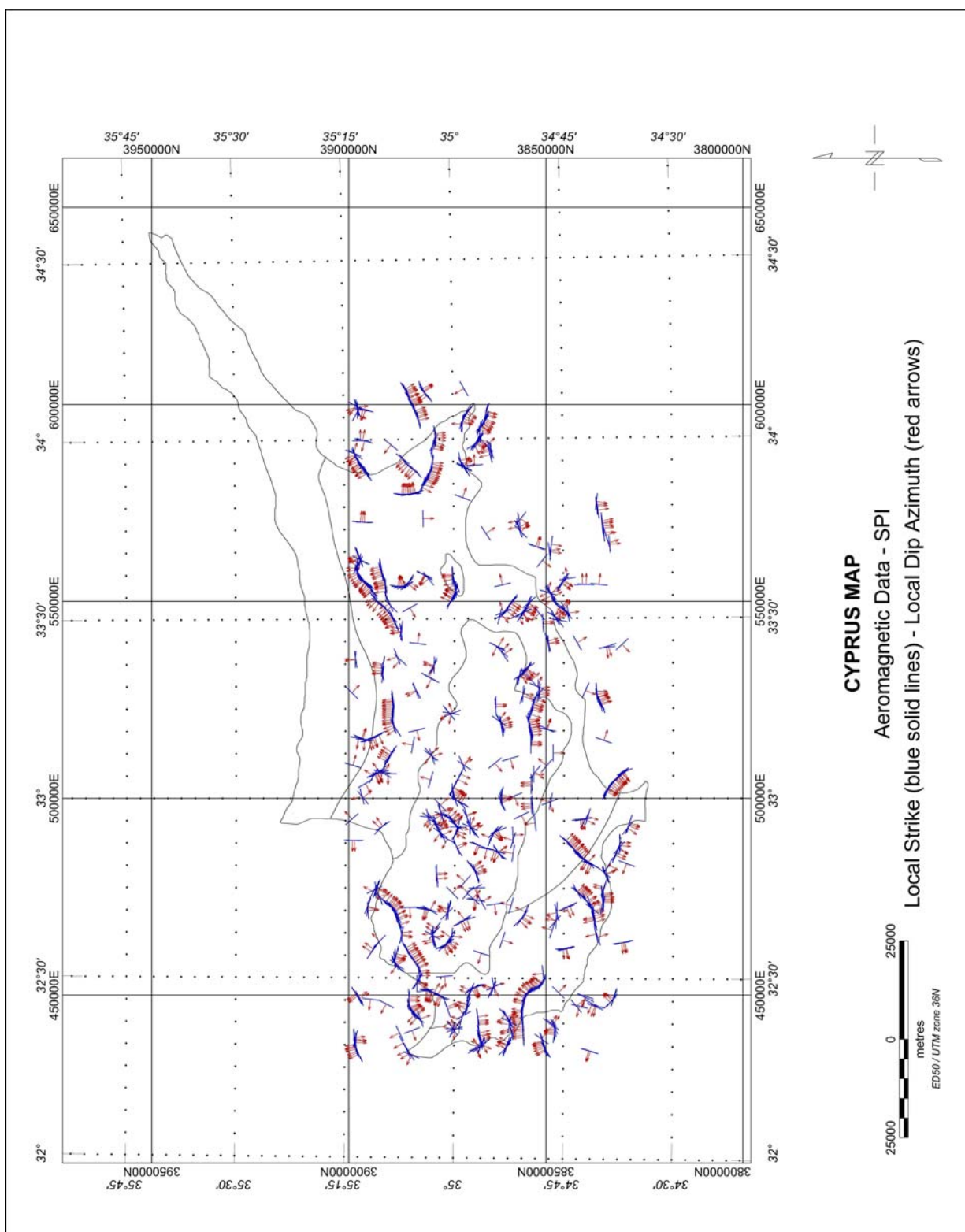
Από τον χάρτη της παράταξης (Σχ. 6.35) παρατηρείται μία δομή με διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ ($90^0 - 120^0$, μπλε ανάποδα τρίγωνα) σε συνέχεια της προηγούμενης δομής, που αποτελεί την επέκταση αυτού του ρήγματος προς τα ανατολικά, όπως μπορεί να πιστοποιηθεί και από τον γεωλογικό χάρτη.

Οι χάρτες της διεύθυνσης και γωνίας κλίσης και της επιδεκτικότητας (Σχ. 6.37, 6.38) μπορούν να δώσουν μία αίσθηση της διάταξης των δομών στο χώρο (διεύθυνση και γωνία κλίσης) αλλά και των φυσικών ιδιοτήτων αυτής (αντίθεση επιδεκτικότητας). Όμως τα εξαγόμενα αποτελέσματα πρέπει να αντιμετωπίζονται με προσοχή, επειδή περιέχουν όλα τα σφάλματα που έχουν εισαχθεί κατά την προηγούμενη μαθηματική επεξεργασία, εφόσον ο υπολογισμός αυτών των παραμέτρων έχει γίνει στα τελευταία στάδια επεξεργασίας των δεδομένων.

Σημαντική είναι επίσης και εμφάνιση δομών που παρουσιάζουν γενική διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ (Σχ. 6.35, $120^0 - 150^0$, γαλάζια οκτάγωνα). Βορειοανατολικά της πόλης της Πάφου κάνει την εμφάνισή της μία τέτοια δομή, η οποία όπως φαίνεται και από τον γεωλογικό χάρτη συμπίπτει ακριβώς με την επαφή των σχηματισμών Πάχνας και Λευκάρων στην περιοχή (Σχ. 6.1).

Τα κόκκινα τρίγωνα και τα μαύρα τετράγωνα, που εμφανίζονται στον χάρτη της παράταξης (Σχ. 6.35), αντιπροσωπεύουν δομές με ΒΑ – ΝΔ ($30^0 - 60^0$) και ΒΒΑ – ΝΝΔ προσανατολισμό ($< 30^0$) αντίστοιχα. Στην περιοχή της πεδιάδας της Μεσαορίας εντοπίζεται μία τέτοια ΒΑ – ΝΔ δομή, με εκτίμηση βάθους ταφής της τάξης των 2 Km, παίρνοντας έτσι μία εικόνα του πάχους των ιζημάτων σε αυτήν την ιζηματογενή λεκάνη (Σχ. 6.1).

Στον χάρτη του σχήματος (6.39) έχουν αποτυπωθεί οι παρατάξεις των επαφών με μπλε συνεχείς γραμμές και με κόκκινα βέλη οι διευθύνσεις κλίσης αυτών.



Σχήμα 6.39: Παρατάξεις (μπλε συνεχείς γραμμές) και διευθύνσεις κλίσης (κόκκινα βέλη) των δομών όπως αυτές προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στα δεδομένα του ολικού μαγνητικού πεδίου της Κύπρου.

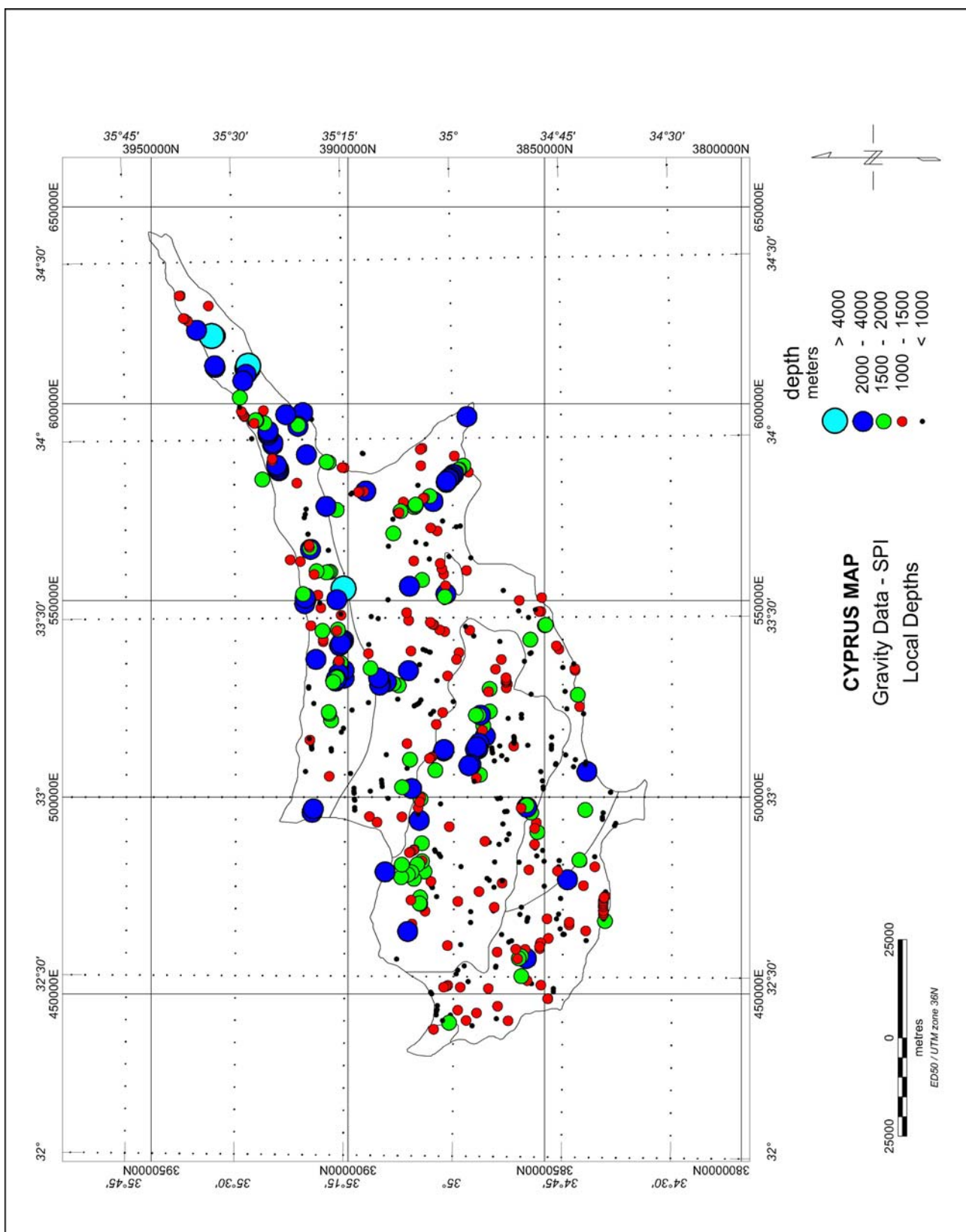
Πρέπει να σημειωθεί ότι τα κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά που εμφανίζονται στον γεωλογικό χάρτη, όπως ρήγματα και επαφές σχηματισμών έχουν μία ΒΔ – ΝΑ διεύθυνση. Οι δομές με ΒΑ – ΝΔ και ΒΒΑ – ΝΝΔ παράταξη είναι επίσης εμφανείς ενώ ρήγματα Α – Δ είναι χαρακτηριστικά (π.χ. ρήγμα Αρακαπά).

Σύμφωνα με τα προλεχθέντα, γίνεται κατανοητό ότι με την ανάλυση των μαγνητικών δεδομένων με την μέθοδο Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής, αναπαράχθηκαν όλες οι διευθύνσεις των κύριων τεκτονικών δομών που κάνουν την εμφάνισή τους στην Κύπρο, δίνοντας ταυτόχρονα μία αίσθηση για την γεωμετρική τοποθέτηση των δομών αυτών στον χώρο.

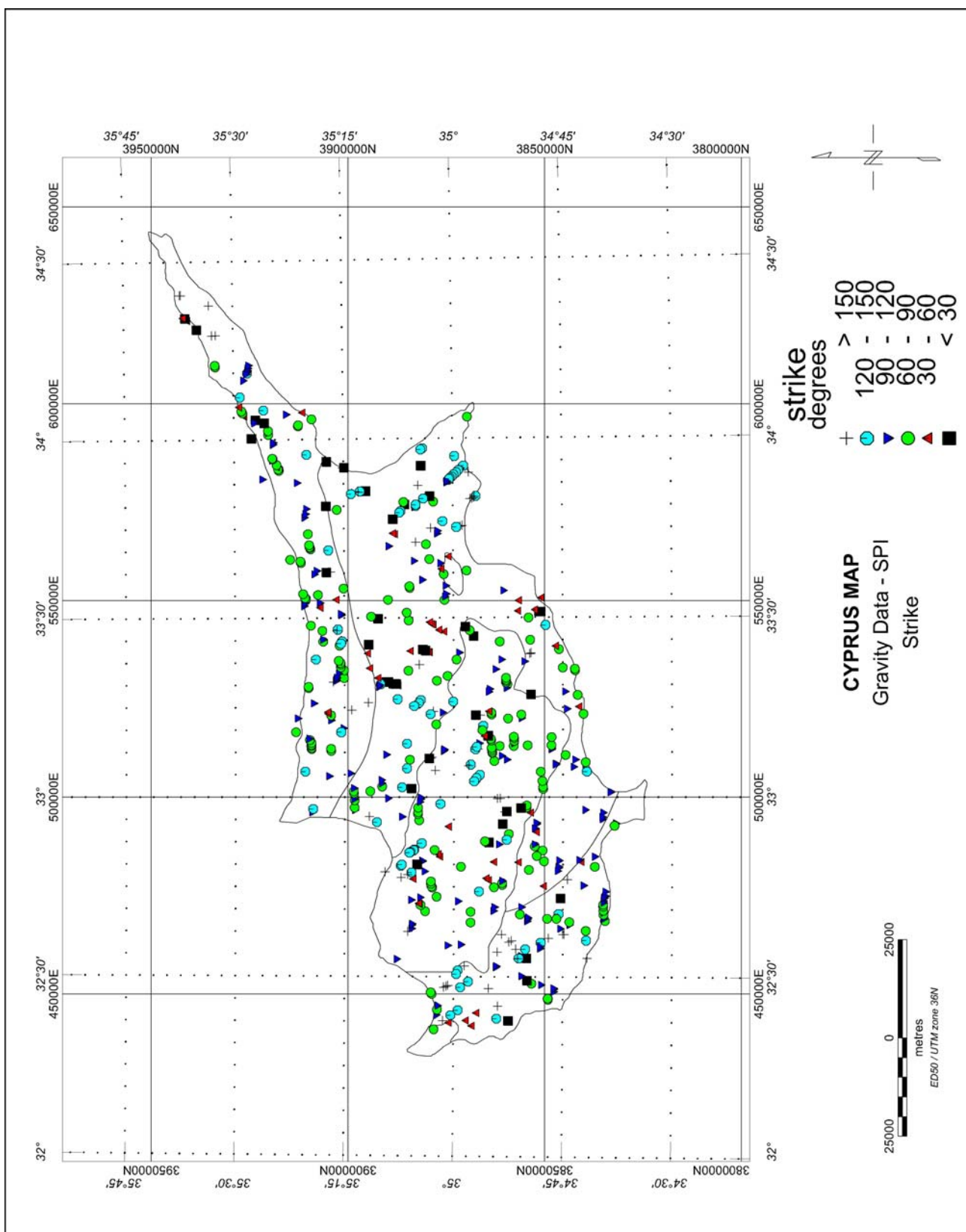
Η μέθοδος της Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής εφαρμόστηκε και στα βαρυτικά δεδομένα Bouguer της Κύπρου, αφού όμως πρώτα αυτά υπέστησαν τον μετασχηματισμό του ψευδομαγνητισμού. Οι χάρτες που παράχθηκαν εμφανίζονται στα σχήματα (6.40), (6.41), (6.42), (6.43) και (6.44). Πάλι τα αποτελέσματα, για κάθε περίπτωση (βάθος, παράταξη, διεύθυνση κλίσης, γωνία κλίσης, επιδεκτικότητα), ομαδοποιήθηκαν, και κάθε ομάδα αποδόθηκε με διαφορετικό σύμβολο και χρώμα. Τα τοπικά βάθη (Σχ. 6.40) παρουσιάζονται ως κύκλοι διαφορετικού χρώματος και αυξανόμενου μεγέθους ανάλογα με το υπολογιζόμενο βάθος σε κάθε θέση. Το σχήμα (6.45) δείχνει μαζί την παράταξη και την διεύθυνση κατά την οποία κλείνουν οι δομές.

Γενικά όμως από την παρατήρηση των χαρτών, προκύπτει ότι οι υπολογιζόμενοι παράμετροι δεν χαρακτηρίζονται από μία συγκεκριμένη διάταξη, καθώς εμφανίζονται διασκορπισμένοι και απομονωμένοι μεταξύ τους, κάτι το οποίο οφείλεται στον επιπλέον θόρυβο που εισέρχεται στα δεδομένα από την διαδικασία του μετασχηματισμού. Αυτό σημαίνει ότι οι τιμές των παραμέτρων που βρέθηκαν με την εφαρμογή της μεθόδου, θα πρέπει να αντιμετωπίζονται με επιφύλαξη, σε κάθε προσπάθεια ερμηνείας αυτών και συσχέτισής τους με το γεωλογικό και τεκτονικό περιβάλλον της Κύπρου.

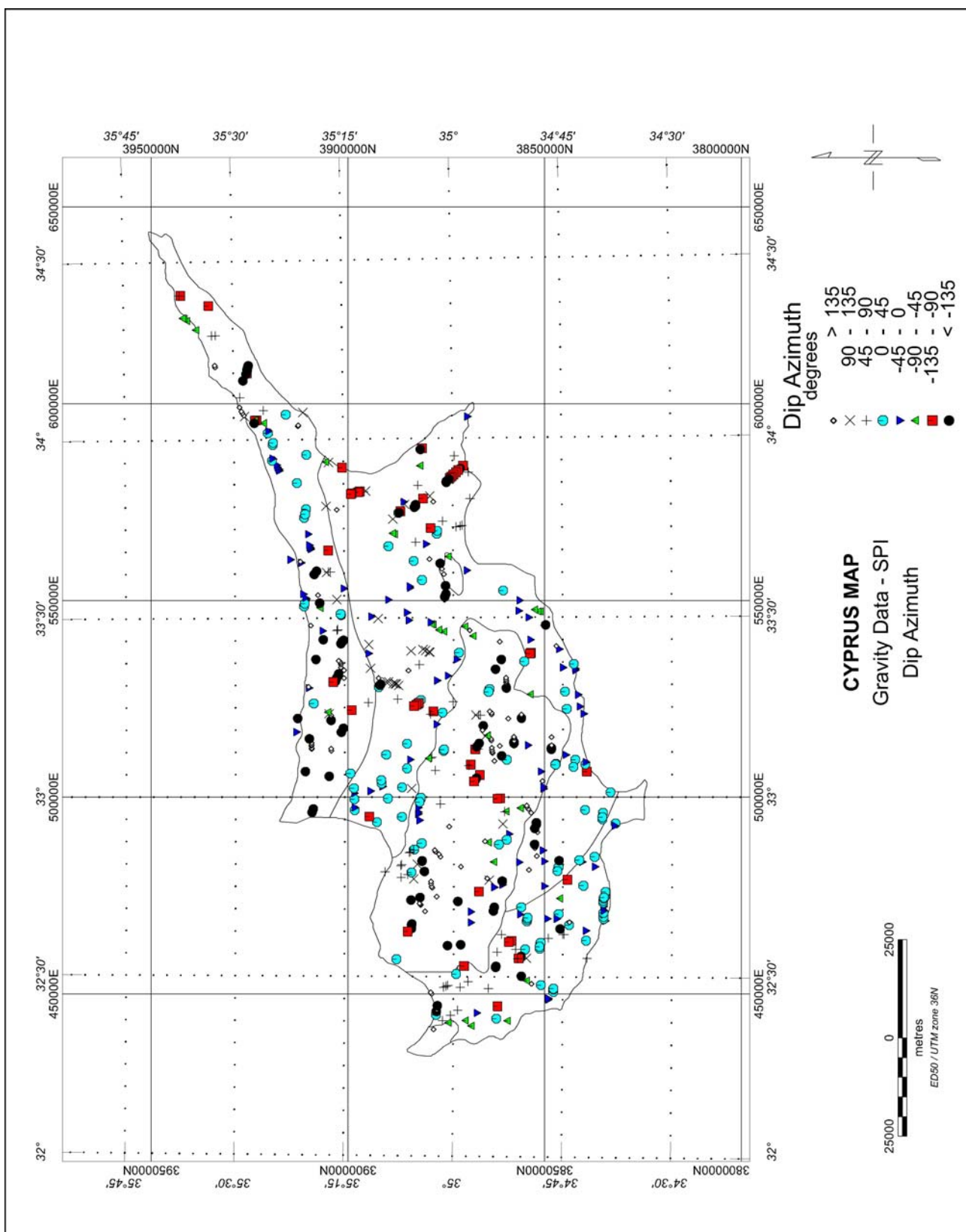
Αν θεωρηθεί ότι η υπολειμματική ανωμαλία Bouguer προσομοιάζεται με την ανηγμένη στον βόρειο μαγνητικό πόλο ανωμαλία του ολικού μαγνητικού πεδίου, τότε μπορεί να εφαρμοστεί και στα βαρυτικά δεδομένα κατ' ευθείαν η μέθοδος της Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής. Τα σχήματα (6.46), (6.47) και (6.48) φαίνονται οι χάρτες του τοπικού βάθους, της τοπικής παράταξης και της διεύθυνσης κλίσης. Στον χάρτη του σχήματος (6.49) έχουν απεικονιστεί η διεύθυνση κλίσης και η παράταξη με κόκκινα βέλη και μπλε συνεχείς γραμμές αντίστοιχα.



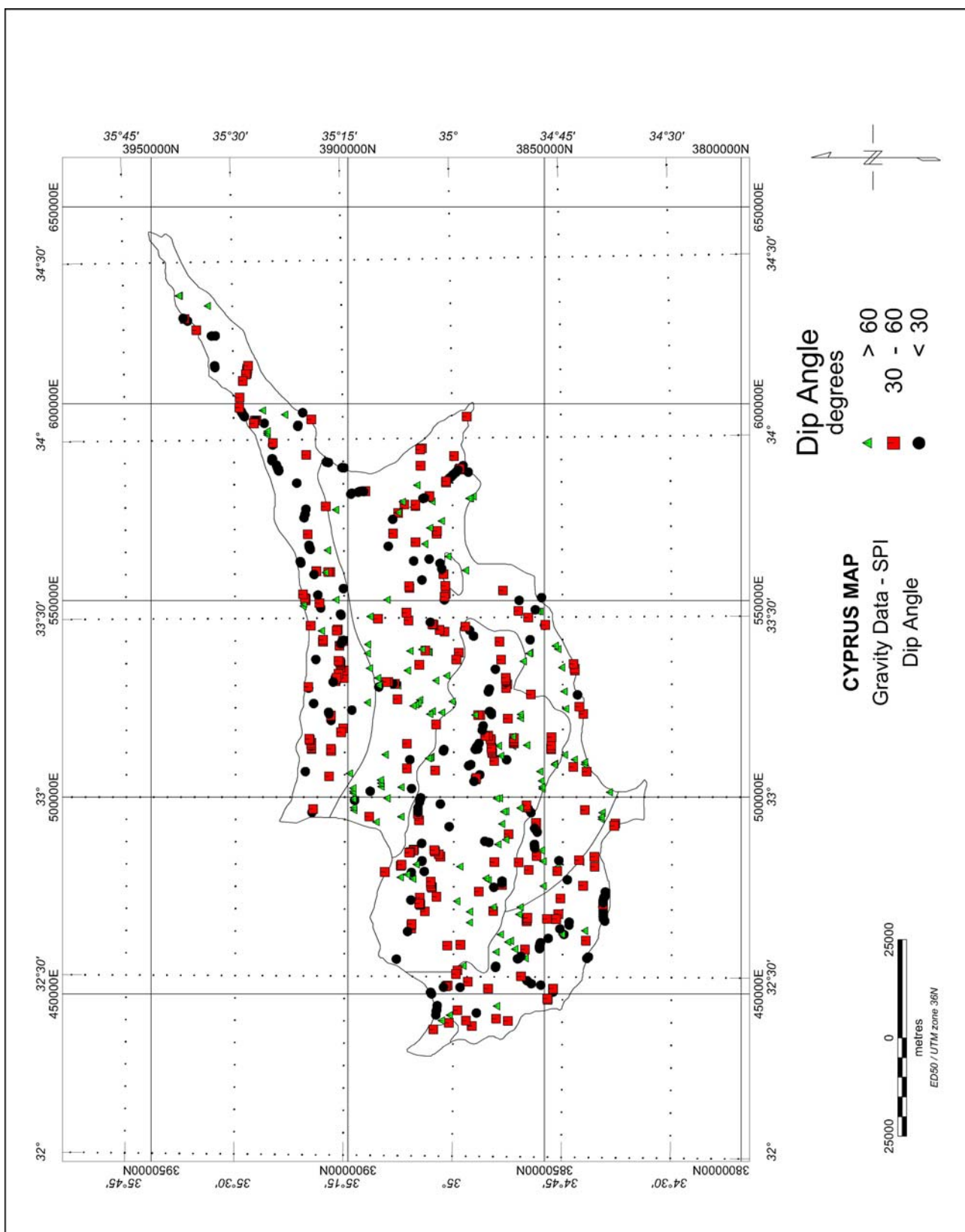
Σχήμα 6.40: Χάρτης των τοπικών βαθών των πηγών, όπως υπολογίστηκαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στην υπολειμματική ανωμαλία Bouguer της Κύπρου, αφού πρώτα υπέστη τον μετασχηματισμό του ψευδομαγνητισμού.



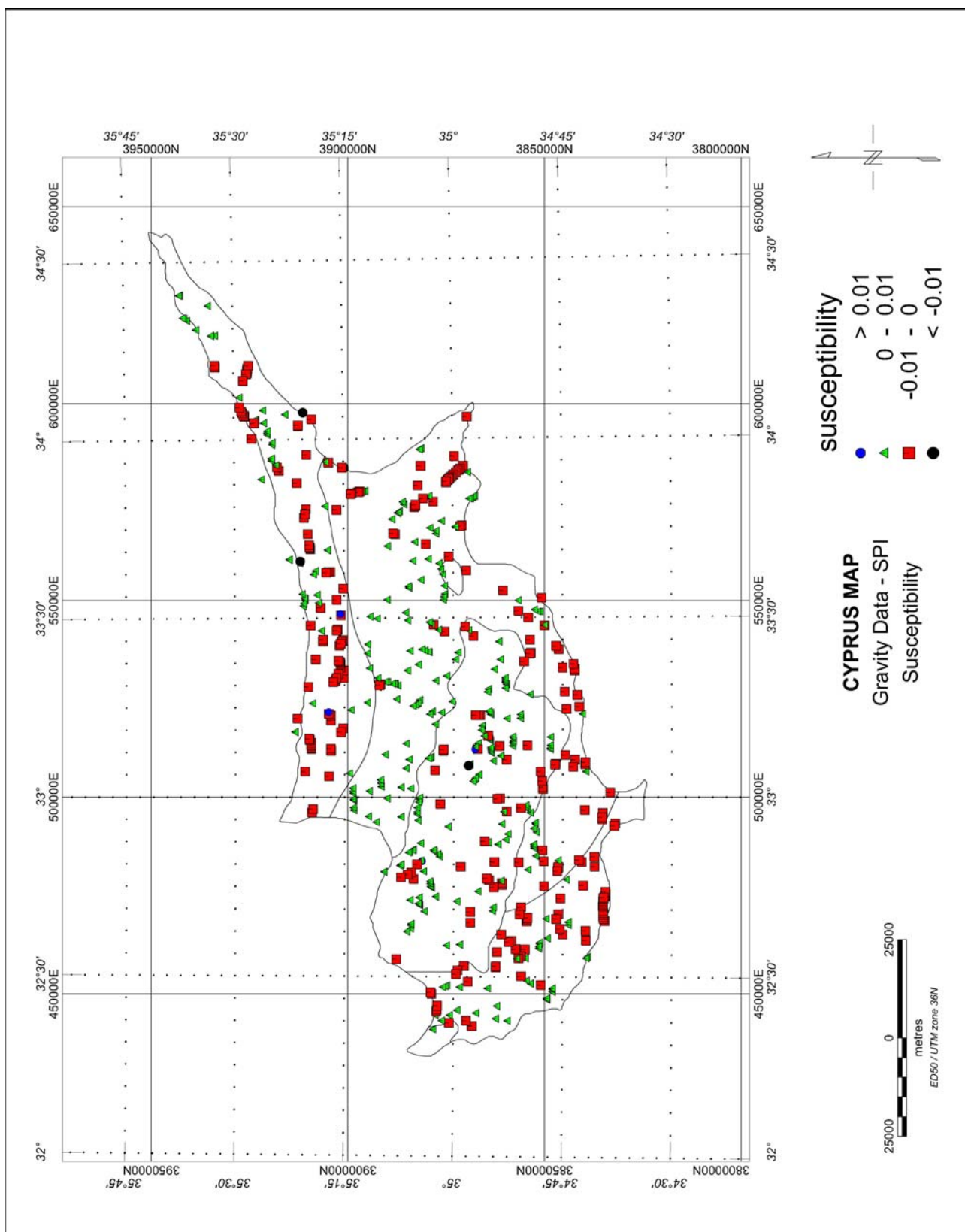
Σχήμα 6.41: Χάρτης των τοπικών παρατάξεων των πηγών, όπως υπολογίστηκαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στην υπολειμματική ανωμαλία Bouguer της Κύπρου, αφού πρώτα υπέστη τον μετασχηματισμό του ψευδομαγνητισμού.



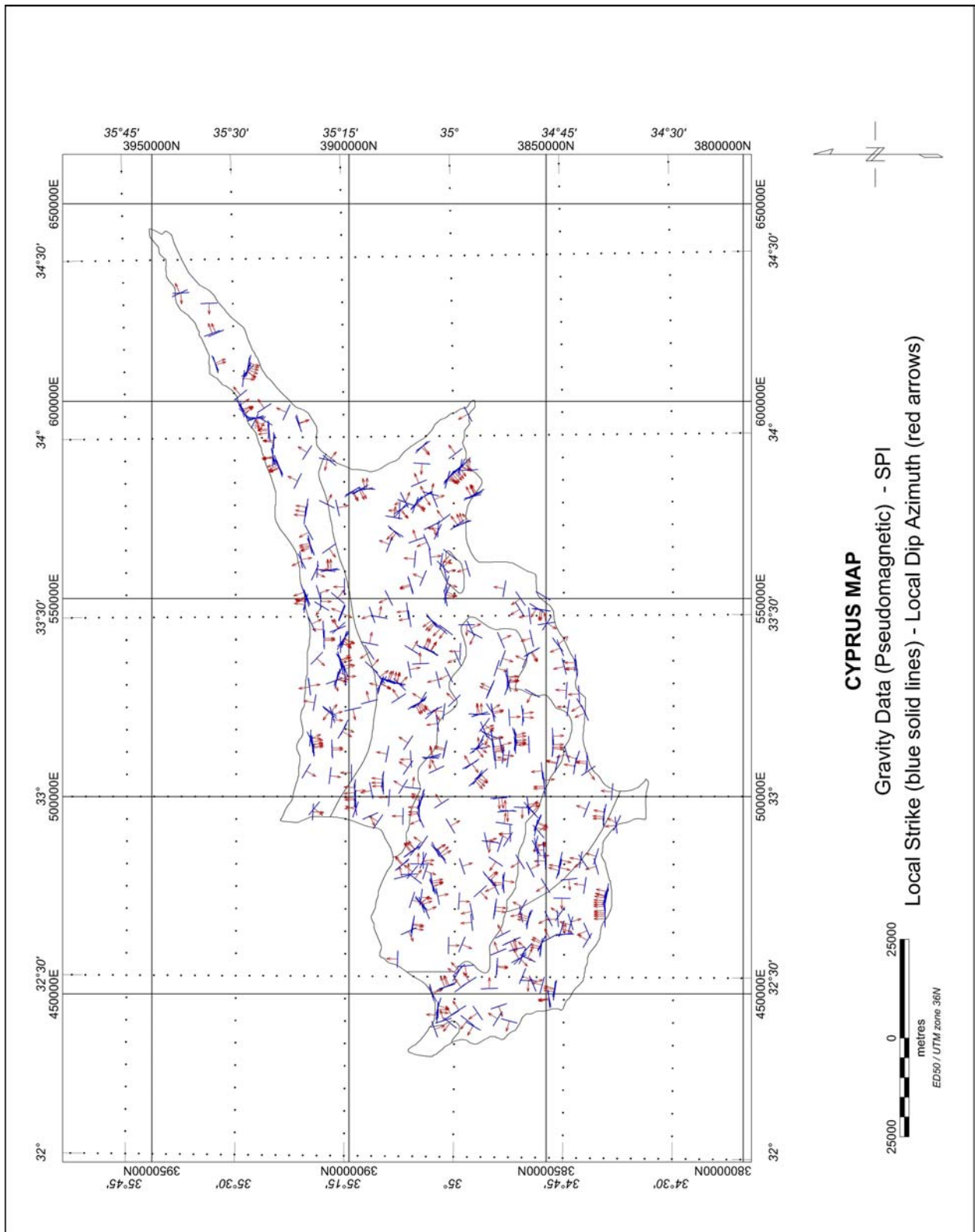
Σχήμα 6.42: Χάρτης των διευθύνσεων κλίσης των πηγών, όπως υπολογίστηκαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στην υπολειμματική ανωμαλία Bouguer της Κύπρου, αφού πρώτα υπέστη τον μετασχηματισμό του ψευδομαγνητισμού.



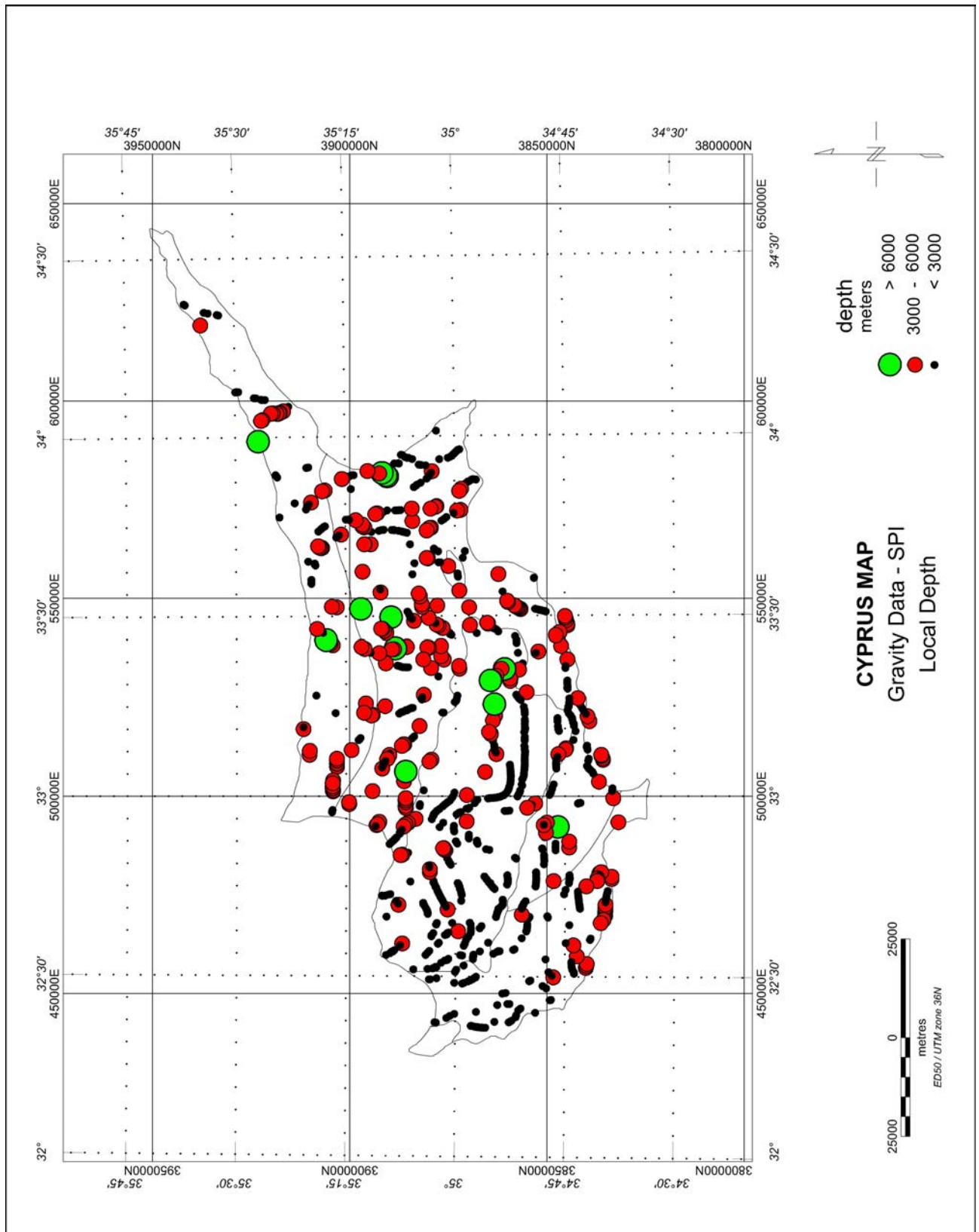
Σχήμα 6.43: Χάρτης των γωνιών κλίσης των πηγών, όπως υπολογίστηκαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στην υπολειμματική ανωμαλία Bouguer της Κύπρου, αφού πρώτα υπέστη τον μετασχηματισμό του ψευδομαγνητισμού.



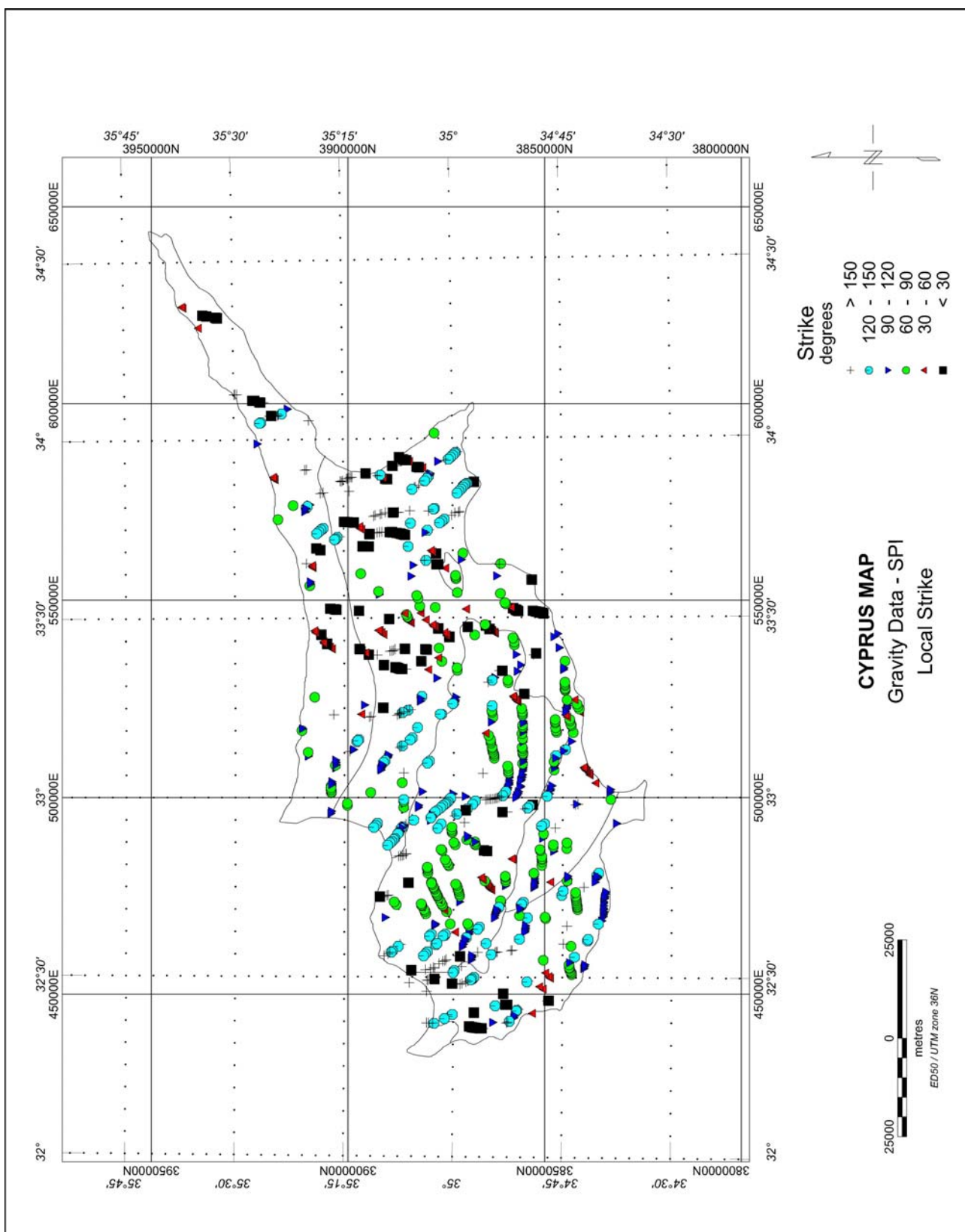
Σχήμα 6.44: Χάρτης της αντίθεσης επιδεικνυκότητας των πηγών, όπως υπολογίστηκαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στην υπολειμματική ανωμαλία Bouguer της Κύπρου, αφού πρώτα υπέστη τον μετασχηματισμό του ψευδομαγνητισμού.



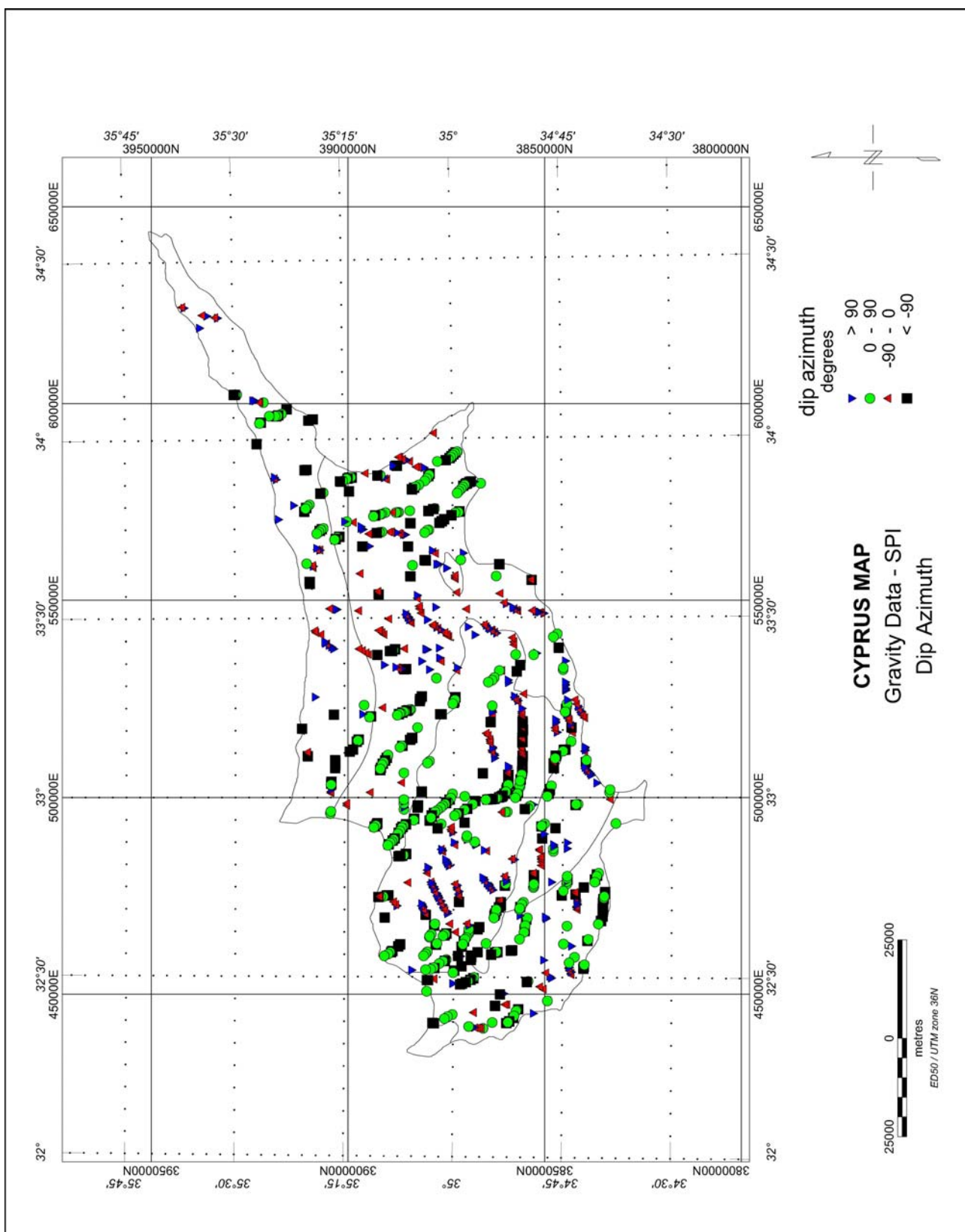
Σχήμα 6.45: Παρατάξεις (μπλε συνεχείς γραμμές) και διευθύνσεις κλίσης (κόκκινα βέλη) των δομών όπως αυτές προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στα βαρυτικά δεδομένα Bouguer της Κύπρου αφού πρώτα υπέστησαν τον μετασχηματισμό ψευδομαγνητισμού.



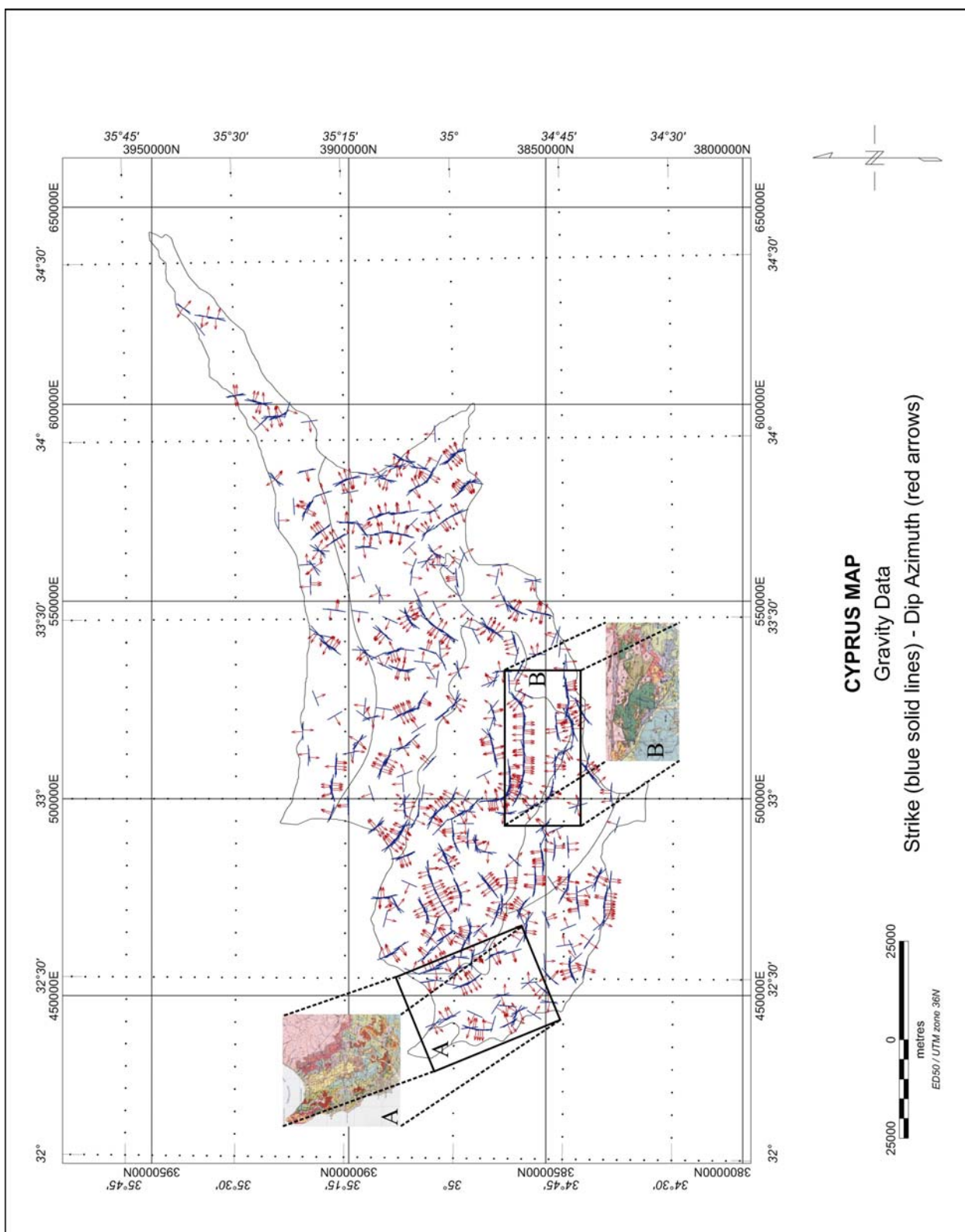
Σχήμα 6.46: Χάρτης των τοπικών βαθών των πηγών, όπως υπολογίστηκαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στην υπολειμματική ανωμαλία Bouguer της Κύπρου.



Σχήμα 6.47: Χάρτης των τοπικών παρατάξεων των πηγών, όπως υπολογίστηκαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στην υπολειμματική ανωμαλία Bouguer της Κύπρου.



Σχήμα 6.48: Χάρτης των διευθύνσεων κλίσης των πηγών, όπως υπολογίστηκαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στην υπολειμματική ανωμαλία Bouguer της Κύπρου.



Σχήμα 6.49: Παρατάξεις (μπλε συνεχείς γραμμές) και διευθύνσεις κλίσης (κόκκινα βέλη) των δομών όπως αυτές προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στα βαρυντικά δεδομένα Bouguer. Φαίνεται επίσης η γεωλογία των περιοχών A και B, που βρίσκονται μέσα στα ορθογώνια.

Ο χάρτης του σχήματος (6.49) παρουσιάζει πολλές ομοιότητες με τους χάρτες των μεγίστων της οριζόντιας βαθμίδας (Σχ. 6.22) και των μεγίστων του τρισδιάστατου αναλυτικού σήματος (Σχ. 6.29) των βαρυτικών δεδομένων Bouguer της Κύπρου. Οι δύο περιοχές που αναφέρονται στην προκειμένη περίπτωση, είναι εμφανείς και σε αυτούς τους χάρτες.

Μέσα στην περιοχή που ορίζει το ορθογώνιο Α, βρίσκονται οι σχηματισμοί που απαρτίζουν το Σύμπλεγμα των Μαμωνιών. Η γεωτεκτονική αυτή ζώνη οριοθετείται από δύο γραμμικές δομές με διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ και το όριο επαφής της με την ζώνη του Τροόδους, αποτελεί η εμφάνιση του σερπεντινίτη, κατά μήκος αυτών των δομών. Χαρακτηριστικές εμφανίσεις σερπεντινίτη στην περιοχή εντοπίζονται στο Στατό, στα βορειοανατολικά και στην Μαραθούντα – Αρχιμανδρίτα στα νοτιοδυτικά. Στα βόρεια, το δυτικό όριο εμφανίζεται στον Ακάμα ενώ το ανατολικό είναι η κύρια μάζα του Τροόδους. Οι δομές, που εμφανίζονται στο ορθογώνιο, έχουν σαφή παράταξη ΒΔ – ΝΑ, και καθορίζονται πολύ καλά το ανατολικό κυρίως, αλλά και το δυτικό όριο επαφής των ζωνών του Τροόδους και των Μαμωνιών.

Η ευρύτερη περιοχή του ρήγματος μετασχηματισμού του Αρακαπά απεικονίζεται στο ορθογώνιο Β. Η ανάλυση των μιγαδικών χαρακτηριστικών έδωσε μία γραμμική δομή με διεύθυνση Α – Δ, στα βόρεια της περιοχής, που αντιστοιχεί ακριβώς στη θέση του ρήγματος του Αρακαπά. Η δομή που έχει διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ, οριοθετεί προς τα νότια το όριο των ιζημάτων, με τα πυριγενή πετρώματα της ακολουθίας του Αρακαπά και μάλιστα η δομή αυτή συμπίπτει με την επώθηση, που είναι χαρτογραφημένη στον γεωλογικό χάρτη.

7.

ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΣΥΓΚΕΚΡΙΜΕΝΩΝ ΜΑΓΝΗΤΙΚΩΝ ΚΑΙ ΒΑΡΥΤΙΚΩΝ ΑΝΩΜΑΛΙΩΝ

Τελικός σκοπός της μελέτης των πεδίων δυναμικού της Κύπρου, στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης, αποτελεί η ερμηνεία συγκεκριμένων βαρυτικών και μαγνητικών ανωμαλιών, που εντοπίστηκαν στους χάρτες ποιοτικής ερμηνείας. Για τον σκοπό αυτό, έγινε προσπάθεια να κατασκευαστούν μοντέλα, που δίνουν παρόμοια απόκριση με την παρατηρούμενη ανωμαλία και ανταποκρίνονται στις πραγματικές γεωλογικές συνθήκες.

Οι ανωμαλίες που εντοπίστηκαν στον βαρυτικό και στον μαγνητικό χάρτη είναι κυρίως επιμήκεις. Για το λόγο αυτό τα μοντέλα που κατασκευάστηκαν είναι 2.5D διαστάσεων (Μεσαορία, Πάφος). Σε περιοχές που υπήρχαν αρκετές γεωλογικές πληροφορίες αλλά και στοιχεία που αφορούσαν τις τιμές των φυσικών ποσοτήτων των σχηματισμών, κατέστη δυνατό να κατασκευαστούν δισδιάστατα μοντέλα και να παρουσιαστούν με την μορφή γεωλογικών τομών (Ακάκι, Πόλις, Λεμεσός). Η αρνητική βαρυτική ανωμαλία στην κορυφή του Τροόδους παρουσίαζε όλα εκείνα τα στοιχεία, για να ερμηνευτεί με ένα τρισδιάστατο μοντέλο.

7.1. ΓΕΝΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΜΗΝΕΙΑΣ ΑΝΩΜΑΛΙΩΝ ΠΕΔΙΩΝ ΔΥΝΑΜΙΚΟΥ

Αντικειμενικός σκοπός της εφαρμογής των μεθόδων πεδίων δυναμικού, όπως και κάθε γεωφυσικής διασκόπησης, αποτελεί η τελική ερμηνεία των παρατηρούμενων ανωμαλιών, δηλαδή ο εντοπισμός των πηγών και η εύρεση των χαρακτηριστικών τους (βάθος ταφής, θέση, σχήμα, διαστάσεις).

Το πρώτο σκέλος είναι μία σχετικά εύκολη διαδικασία, καθώς η παρατήρηση και η μελέτη τοπικών ανωμαλιών από τους χάρτες ποιοτικής ερμηνείας, οριοθετεί χώρους της υπό μελέτης περιοχής, οι οποίοι λόγω της τοπικής ανομοιογένειας που παρουσιάζουν, δίνουν γένεση σε ανώμαλες τιμές του μαγνητικού ή του βαρυτικού πεδίου.

Η εύρεση όμως των χαρακτηριστικών των πηγών και η παράσταση αυτών με την μορφή μοντέλων, είναι γενικά μία επίπονη και δύσκολη διαδικασία. Έχουν προταθεί διάφορες τεχνικές και μεθοδολογίες από διάφορους ερευνητές, στις οποίες εμπλέκονται πολλές μαθηματικές πράξεις. Η μεγάλη όμως υπολογιστική ικανότητα των ηλεκτρονικών υπολογιστών σήμερα, αλλά και η αυτοματοποίηση της όλης διαδικασίας, συντελούν στην πιο εύκολη, γρήγορη και αποτελεσματική επίλυση του προβλήματος.

Η ποσοτική προσέγγιση του προβλήματος μπορεί να γίνει με δύο τρόπους, είτε επιλύοντας το ευθύ πρόβλημα, είτε το αντίστροφο. Στο ευθύ πρόβλημα κατασκευάζεται ένα αρχικό μοντέλο, που προσομοιάζει την πηγή της ανωμαλίας που παρατηρήθηκε, με βάση όλες τις διαθέσιμες πληροφορίες (γεωλογικές και γεωφυσικές). Υπολογίζεται η απόκριση αυτού του μοντέλου και συγκρίνεται με τις παρατηρούμενες τιμές. Στην συνέχεια, διορθώνοντας τις παραμέτρους του αρχικού μοντέλου, γίνεται προσπάθεια να ταυτιστούν οι συνθετικές με τις πραγματικές τιμές, μέσα από μία διαδικασία διαδοχικών προσεγγίσεων. Στην επίλυση του αντίστροφου προβλήματος, υπολογίζονται μία ή περισσότερες παράμετροι του μοντέλου κατ' ευθείαν από το παρατηρούμενο βαρυτικό ή μαγνητικό πεδίο.

Πρέπει όμως να σημειωθεί ότι τα πεδία δυναμικού παρουσιάζουν το εγγενές πρόβλημα της μη μοναδικότητας των μοντέλων που προσομοιάζουν τις ανωμαλίες. Δηλαδή άπειρες κατανομές μάζας ή μαγνήτισης προκαλούν την ίδια ανωμαλία σε κάποιο σημείο. Η ιδιαιτερότητα αυτή που παρουσιάζουν τα πεδία δυναμικού θέτουν εξαρχής κάποιους περιορισμούς. Για την επιλογή λοιπόν του πιο κατάλληλου μοντέλου, το οποίο

θα ανταποκρίνεται στις πραγματικές γεωλογικές συνθήκες, πρέπει αρχικά να λαμβάνεται υπόψιν η γεωλογία και η τεκτονική της περιοχής. Διαθέσιμες πληροφορίες από άλλες γεωφυσικές μεθόδους ή στοιχεία γεωτρήσεων μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την επιλογή των αρχικών παραμέτρων του μοντέλου.

Η γενική εξίσωση που ισχύει για τα πεδία δυναμικού δίνεται, όπως έχει αναφερθεί, από την σχέση (4.27)

$$f(P) = \int_R s(Q) \psi(P, Q) dV \quad (7.1)$$

όπου $s(Q)$ είναι η φυσική ποσότητα (πυκνότητα ή μαγνήτιση) και $\psi(P, Q)$ είναι μία συνάρτηση που εξαρτάται από την γεωμετρική θέση των σημείων P και Q (συνάρτηση Green) και R είναι ο όγκος που καταλαμβάνει η πηγή.

Κατά την διαδικασία επίλυσης του ευθέως είναι γνωστές ή γίνονται υποθέσεις για τις συναρτήσεις $s(Q)$, $\psi(P, Q)$ και τον όγκο R και υπολογίζεται το δυναμικό $f(P)$.

Στο αντίστροφο πρόβλημα, οι τιμές της $f(P)$ χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της $s(Q)$ ή του R. Η επίλυση της σχέσης (7.1) ως προς την κατανομή $s(Q)$ είναι γνωστή ως η επίλυση του γραμμικού αντίστροφου προβλήματος, ενώ ο υπολογισμός των ιδιοτήτων του όγκου R, ως το μη γραμμικό αντίστροφο πρόβλημα (Blakely 1995).

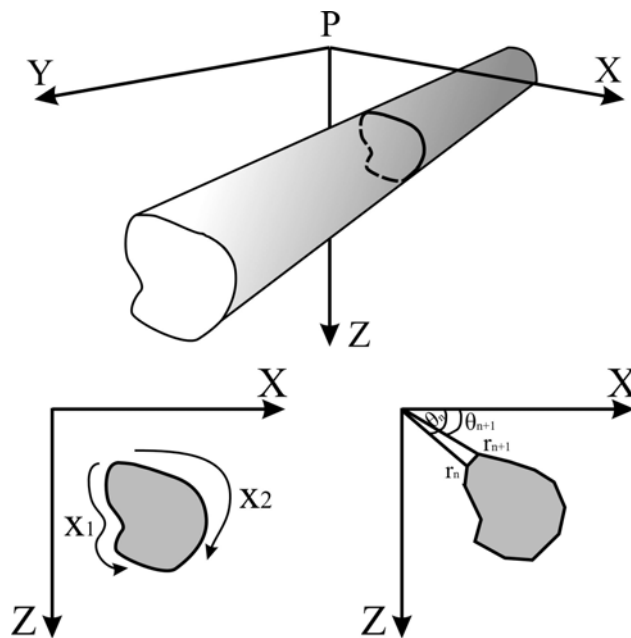
7.2. ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΔΟΜΩΝ ΣΕ 2D ΚΑΙ 2.5D ΔΙΑΣΤΑΣΕΙΣ

Κατά την διάρκεια του σταδίου της ποιοτικής ερμηνείας, είναι δυνατόν να εμφανιστούν στους αντίστοιχους χάρτες επιμηκυσμένες ανωμαλίες, οι οποίες παρουσιάζουν μεγάλη ανάπτυξη κατά μήκος της επιμήκυνσης. Ρήγματα, φλέβες και αντίκλινα, αποτελούν γεωλογικές δομές, που είναι συνδεδεμένες με αυτού του είδους τις ανωμαλίες.

Στην περίπτωση που οι ανωμαλίες αυτές είναι αρκετά 'γραμμικές', τότε μπορεί να υποτεθεί ότι η βαρυτική ή η μαγνητική απόκριση της πρισματικής δομής, είναι ανεξάρτητη της διεύθυνσης παράλληλα στον κύριο άξονα της ανωμαλίας. Σε ένα τρισσορθογώνιο σύστημα συντεταγμένων, αν ο άξονας y είναι παράλληλος με τον άξονα της επιμηκυσμένης ανωμαλίας, τότε το μοντέλο που θα προκύψει θα είναι δύο

διαστάσεων (2D), διότι οι παράμετροι αυτού θα μεταβάλλονται μόνο κατά την διεύθυνση του x και z άξονα.

Η προσομοίωση δομών, που προξενούν τις ανωμαλίες των πεδίων δυναμικού, με δισδιάστατα σώματα, αποτελεί μία από τις πιο ευρέα χρησιμοποιούμενες μεθόδους ποσοτικής ερμηνείας. Οι Talwani et al (1959) και οι Talwani και Heirtzler (1964) πρότειναν και αυτοματοποίησαν μία μέθοδο υπολογισμού της βαρυτικής και μαγνητικής ανωμαλίας, που προκαλούν δισδιάστατες δομές, κατά μήκος οδεύσεων, κάθετα στην διεύθυνση της επιμήκυνσης της ανωμαλίας. Η βασική θεώρηση της μεθοδολογίας αποτελεί η αντικατάσταση της τομής των σωμάτων, κατά το επίπεδο xz , από πολύγωνα (Σχ. 7.1).



Σχήμα 7.1: Επιμήκης δομή, η οποία εκτείνεται στο άπειρο κατά την διεύθυνση του άξονα y , που είναι παράλληλος στην κύρια διεύθυνση της δομής. Η κάθετη τομή αυτής της δομής αντικαθίσταται από ένα πολύγωνο με N πλευρές (Blakely 1995).

Η κατακόρυφη βαρυτική έλξη, g , ενός πολυγώνου, σαν αυτό του σχήματος (7.1), εξαρτάται από τις θέσεις των N κορυφών του πολυγώνου, και επακόλουθα από τα μήκη των πλευρών, που ενώνουν τις κορυφές και τις γωνίες που σχηματίζουν αυτές οι πλευρές με το οριζόντιο επίπεδο. Η αναλυτική έκφραση της σχέσης της έλξης της βαρύτητας είναι

$$g = 2G\rho \sum_{n=1}^N \frac{\beta_n}{1+a_n^2} \left[\log \frac{r_{n+1}}{r_n} - a_n (\theta_{n+1} - \theta_n) \right] \quad (7.2)$$

όπου $a_n = \frac{x_{n+1} - x_n}{z_{n+1} - z_n}$ και $\beta_n = x_n - a_n z_n$, ρ η πυκνότητα, G η Παγκόσμια Σταθερά της βαρύτητας και τα r_n , θ_n καθορίζονται με βάση το σχήμα (7.1) (Talwani et al 1959, Blakely 1995).

Αντίστοιχα για την περίπτωση του μαγνητικού πεδίου, η ανωμαλία του ολικού μαγνητικού πεδίου ενός δισδιάστατου πρίσματος, με N πλευρές, εκφράζεται με την σχέση

$$\Delta T = \sum_{l=1}^N (\hat{F}_x B_{lx} + \hat{F}_z B_{lz}), \quad (7.3)$$

όπου $\hat{F}_x$, $\hat{F}_z$ είναι οι συνιστώσες του περιβάλλοντος πεδίου κατά τις διευθύνσεις x και z αντίστοιχα. Η μαγνητική επαγωγή λόγω της πλευράς l ισούται με

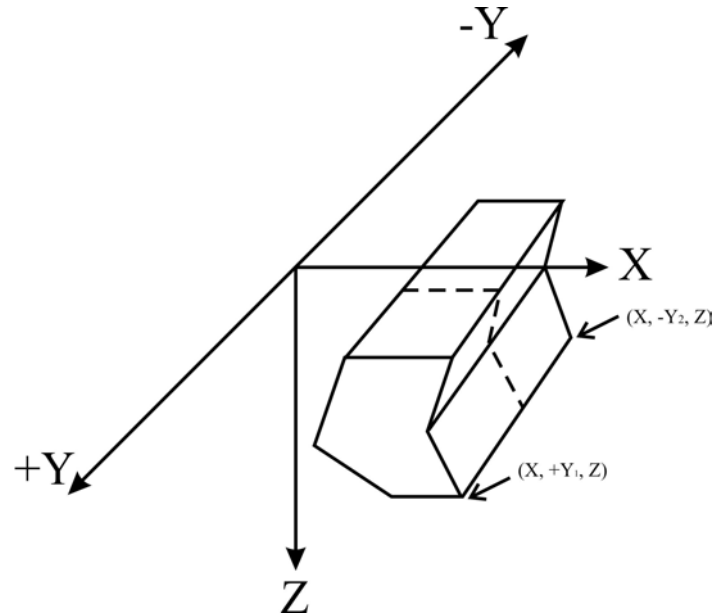
$$B = \sum_{l=1}^N (\hat{i} B_{lx} + \hat{k} B_{lz}), \quad (7.4)$$

όπου B_{lx} , B_{lz} είναι οι x και z συνιστώσες της έντασης της μαγνητικής επαγωγής (Blakely 1995).

Όταν η δομή δεν εκτείνεται στο άπειρο κατά τον άξονα επιμήκυνσης, αλλά περιορίζεται μεταξύ ορίων (Σχ. 7.2), κάνοντας κάποιες διορθώσεις (end corrections), τότε τα μοντέλα αυτά που προκύπτουν είναι γνωστά ως 2.5 διαστάσεων μοντέλα (2.5D). Ο όρος 2.5D προτάθηκε για πρώτη φορά από τους Shuey και Pasquale (1973). Οι Rasmussen και Pedersen (1979) και ο Cady (1980) ανέπτυξαν και πρότειναν αλγορίθμους που έχουν την δυνατότητα θεώρησης τέτοιων ορίων των δομών, κατά την διεύθυνση της επιμήκυνσης. Η προσέγγιση του προβλήματος με τα μοντέλα 2.5 διαστάσεων, παρουσιάζει τα πλεονεκτήματα της ταχύτητας και της ευκολίας της δισδιάστατης μοντελοποίησης, ενώ ταυτόχρονα αποτελεί και μία προσέγγιση των τρισδιάστατων δομών.

Για την ερμηνεία επιμηκυσμένων ανωμαλιών και την κατασκευή δισδιάστατων μοντέλων, χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα GM-SYS version 4.02 της Northwest Geophysical Associates, Inc. Το πρόγραμμα υπολογίζει την βαρυτική ή και μαγνητική απόκριση 2D και 2.5D δομών και την συγκρίνει με την παρατηρούμενη ανωμαλία.

Επιλύεται το ευθύ πρόβλημα χρησιμοποιώντας τις μεθόδους των Talwani et al (1959) και των Talwani και Heirtzler (1964), κάνοντας χρήση των αλγορίθμων που περιγράφηκαν από τους Won και Bevis (1987). Για την περίπτωση των δομών 2.5 διαστάσεων το πρόγραμμα βασίζεται στην θεώρηση των Rasmussen και Pedersen (1979). Για τις φυσικές ποσότητες (επιδεκτικότητα, παραμένουσα μαγνήτιση, ένταση του μαγνητικού πεδίου) μπορεί να χρησιμοποιηθεί το σύστημα μονάδων CGS και το SI.



Σχήμα 7.2: Πολυγωνικό πρίσμα 2.5D διαστάσεων. Το σώμα έχει περιορισμένη έκταση κατά την διεύθυνση του άξονα y και καθορίζεται μεταξύ των σημείων Y_1 και Y_2 (Shuey and Pasquale 1973, Cady 1980).

7.3. ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΔΟΜΩΝ ΣΕ 3D ΔΙΑΣΤΑΣΕΙΣ

Η ένταση του βαρυτικού πεδίου, g , που προκαλούν τρισδιάστατες κατανομές μάζας, τυχαίου σχήματος (Σχ. 7.3), σε ένα σημείο παρατήρησης, ισούται με

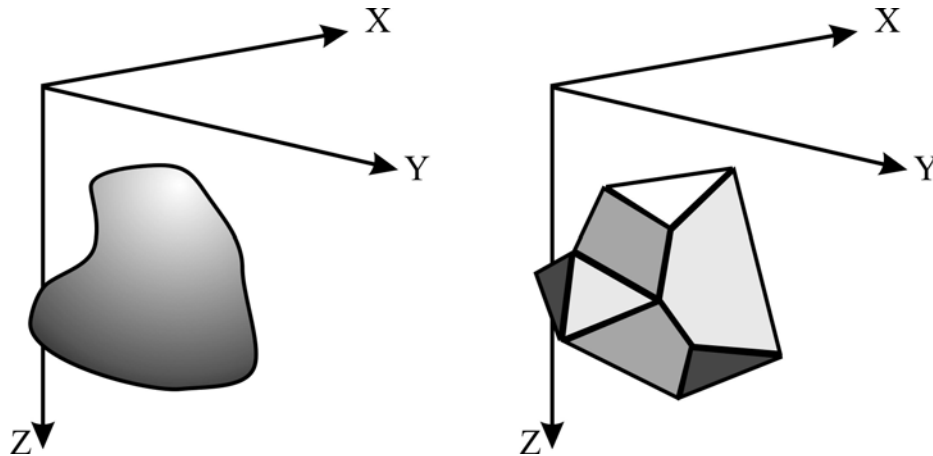
$$g(x, y, z) = G\rho \iiint_V \frac{z'}{(x'^2 + y'^2 + z'^2)^{3/2}} dx' dy' dz', \quad (7.5)$$

όπου ρ η πυκνότητα και G η Παγκόσμια Σταθερά της βαρύτητας.

Η ανωμαλία του ολικού μαγνητικού πεδίου για 3D σώματα (Σχ. 7.3) είναι

$$\Delta T = -C_m \vec{F} \cdot \nabla_p \int_R M \cdot \nabla_Q \frac{1}{r} dV, \quad (7.6)$$

όπου M είναι η μαγνήτιση, r η απόσταση του σημείου παρατήρησης P από το σημείο Q μέσα στο σώμα, C_m είναι μία σταθερά που εξαρτάται από το σύστημα μονάδων και $\vec{F}$ και το μοναδιαίο διάνυσμα στην διεύθυνση του περιβάλλοντος πεδίου.



Σχήμα 7.3: Τρισδιάστατο σώμα αυθαίρετου σχήματος και προσέγγισή του με ένα πολυγωνικό πολύεδρο (Blakely 1995).

Η δυσκολία στην κατασκευή αλγορίθμων που επιλύουν το ευθύ πρόβλημα, υπολογίζοντας την βαρυτική και την μαγνητική απόκριση ενός τρισδιάστατου σώματος, έγκειται στην εύρεση τρόπου λύσης των τριπλών ολοκληρωμάτων των σχέσεων (7.5) και (7.6) αντίστοιχα. Στην πράξη γίνεται χρήση της αρχής της υπέρθεσης που ισχύει στα πεδία δυναμικού. Το σώμα χωρίζεται σε στοιχειώδεις όγκους και γίνεται υπολογισμός του βαρυτικού ή του μαγνητικού πεδίου για κάθε ένα στοιχειώδη όγκο. Πραγματοποιείται ολοκλήρωση για όλο τον όγκο του σώματος.

Τα προγράμματα που χρησιμοποιήθηκαν για την τρισδιάστατη προσομοίωση των βαρυτικών και μαγνητικών ανωμαλιών ήταν το GRAVPOLY και MAGPOLY του Plouff (1976) αντίστοιχα. Τα δύο προγράμματα υπολογίζουν την βαρυτική και την μαγνητική απόκριση, αντίστοιχα, τρισδιάστατων μοντέλων, που συντελούνται από πολυγωνικά πρίσματα, με οριζόντιες τις πάνω και κάτω επιφάνειες. Η μέθοδος του Plouff (1976) στηρίζεται στο μοντέλο των πολυγωνικών ελασμάτων των Talwani και Ewing (1960) και του Talwani (1965). Αντικαθιστά όμως τα ελάσματα από πολυγωνικά πρίσματα συγκεκριμένου πάχους. Οι σχέσεις που προκύπτουν είναι πιο ακριβείς και δίνουν

καλύτερα αποτελέσματα από τις αντίστοιχες των Talwani και Ewing (1960) και του Talwani (1965), επιτρέποντας τον υπολογισμό του πεδίου πάνω ή μέσα στο μοντέλο. Υπάρχει επίσης η δυνατότητα σύγκρισης των συνθετικών δεδομένων του μοντέλου με τις παρατηρούμενες τιμές, με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, για τον προσδιορισμό της καλύτερης αντίθεσης πυκνότητας των πολυγωνικών πρισμάτων (GRAVPOLY), αλλά και της καλύτερης μαγνητικής επιδεκτικότητας και του καλύτερου διανύσματος ολικής μαγνήτισης (MAGPOLY).

7.4. ΜΟΝΤΕΛΟ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΑΝΩΜΑΛΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΚΑΚΙ

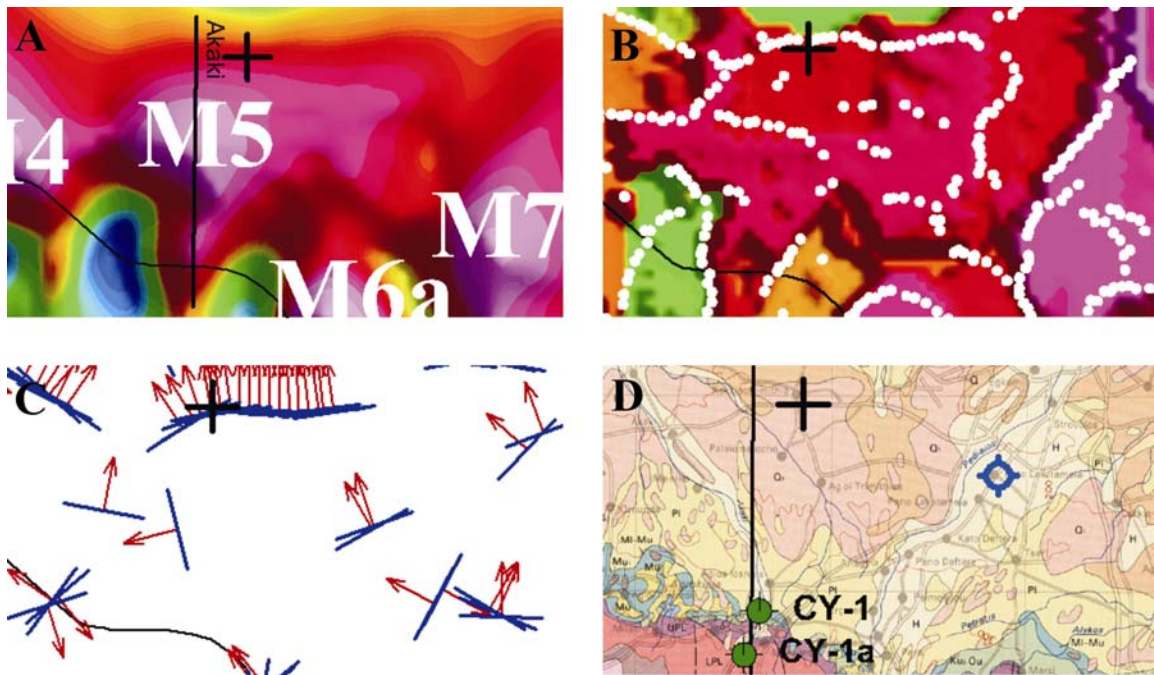
Η θετική μαγνητική ανωμαλία με το κωδικό όνομα M5, που εντοπίζεται στον ανηγμένο στον βόρειο μαγνητικό πόλο χάρτη, βρίσκεται στο κεντροδυτικό τμήμα της πεδιάδας της Μεσαορίας, στα όρια των Πλειο – Τεταρτογενών ιζημάτων με τις λάβες του Τροόδους. Για την ερμηνεία αυτής της ανωμαλίας, αποκόπηκε από τον ανηγμένο στον βόρειο μαγνητικό πόλο χάρτη η συγκεκριμένη ανωμαλία και χαράχτηκε μία τομή (Akaki), με διεύθυνση N – B (Σχ. 7.4).

Το βήμα δειγματοληψίας κατά μήκος της τομής Akaki είναι 300 μέτρα. Αρχικά αφαιρέθηκε από τα δεδομένα μία γραμμική τάση, με κλίση προς τον βορρά, που προσομοιάζει τις βαθύτερες δομές, στην περιοχή της ανωμαλίας με κωδικό όνομα M5. Στην συνέχεια η υπολειμματική ανωμαλία (residual) χρησιμοποιήθηκε για περαιτέρω επεξεργασία (Σχ. 7.5).

Ο χάρτης της επιπεδοποίησης και τα μέγιστα της οριζόντιας βαθμίδας καθόρισαν πολύ καλά το όριο μεταξύ των οφιολίθων του Τροόδους και της ζώνης της Κερύνειας, κάτω από τα ιζήματα της πεδιάδας της Μεσαορίας. Το όριο αυτό φαίνεται στα βόρεια της τομής, ακριβώς στην θέση του σταυρονήματος και μπορεί επίσης να παρατηρηθεί και στον χάρτη της παράταξης και της διεύθυνσης κλίσης των πηγών, που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων.

Σημαντικά στοιχεία που αφορούσαν τις μαγνητικές ιδιότητες και το πάχος των οφιολιθικών σχηματισμών, ελήφθησαν από τις γεωτρήσεις CY1, CY1a και CY4. Οι τρεις αυτές γεωτρήσεις δίνουν στο σύνολό τους, μία στρωματογραφική στήλη των οφιολίθων του Τροόδους, πάχους 3.56 Km, με μόνο ένα τμήμα ίσο με 100 μέτρα, μεταξύ CY1a και

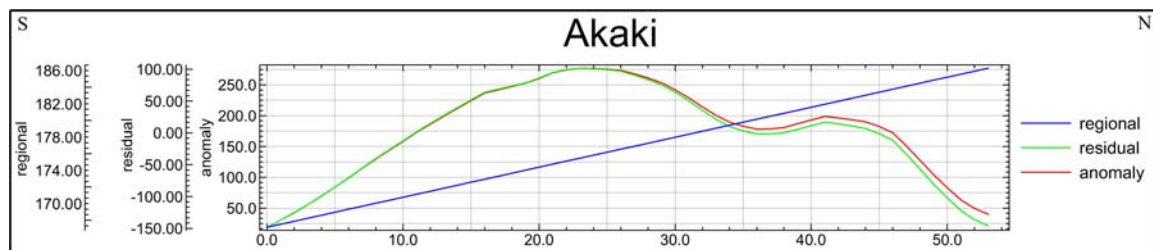
CY4, να λείπει. Οι γεωτρήσεις CY1, CY1a και CY4 έφτασαν σε βάθος 485, 700 και 2263 μέτρα αντίστοιχα. Η γεώτρηση CY1 ξεκίνησε από τις λάβες, στην περιοχή της κοιλάδας του ποταμού Ακάκι. Η γεώτρηση CY1a τοποθετήθηκε 1.2 Km νότια της CY1, στην γειτονική περιοχή της κοιλάδας του Ακάκι και έφτασε μέχρι το σύστημα των φλεβών. Η CY4 πραγματοποιήθηκε 15 Km νοτιοδυτικά της CY1a, ξεκινώντας από τον διαβάση και φτάνοντας μέχρι τον πυροξενίτη. Στο σχήμα (7.6) φαίνεται μία απλοποιημένη λιθοστρωματογραφική στήλη των γεωτρήσεων (Vine and Smith 1990).



Σχήμα 7.4: Χάρτες ποιοτικής ερμηνείας για την περιοχή Ακάκι. Α) Ανωμαλία του ολικού μαγνητικού πεδίου, που έχει αναχθεί στον βόρειο μαγνητικό πόλο. Β) Χάρτης επιπεδοποίησης των δεδομένων ολικού μαγνητικού πεδίου, που έχουν αναχθεί στον βόρειο μαγνητικό πόλο. Φαίνονται και τα μέγιστα της οριζόντιας βαθμίδας, τα οποία έχουν υπερτεθεί σ' αυτόν. Γ) Παράταξη (μπλε συνεχείς γραμμές) και διεύθυνση κλίσης (κόκκινα βέλη) των πηγών, που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής δεδομένα του ολικού μαγνητικού πεδίου. Δ) Γεωλογικός χάρτης της περιοχής. Απεικονίζονται οι θέσεις των γεωτρήσεων CY1 και CY1a, με πράσινους κύκλους. Ο μπλε κύκλος δείχνει την θέση της γεώτρησης στο χωριό Κάτω Λακατάμια, που συνάντησε τις λάβες του Τροόδους σε βάθος 2050 μέτρα κάτω από τα ιζήματα. Οι θέσεις των σταυρονημάτων ταυτίζονται σε όλους τους χάρτες. Η τομή Ακακί, που χαρακτήριζε για την ερμηνεία της ανωμαλίας, φαίνεται επίσης στα σχήματα Α και Δ.

Η μαγνητική επιδεκτικότητα αυξάνεται στα ηφαιστειακά πετρώματα από 10^{-2} (SI) στην κορυφή σε 10^{-1} (SI) στην βάση. Στην βάση του διαβάση (1800 – 1900 μέτρα) οι τιμές κυμαίνονται πάνω από 3×10^{-1} (SI). Από το βάθος των 1800 μέτρων μέχρι το τέλος, η μέση τιμή της επιδεκτικότητας είναι της τάξης των 10^{-2} (SI), ακολουθώντας μία φθίνουσα πορεία με το βάθος (Vine and Smith 1990).

Στα ηφαιστειακά πετρώματα, η ένταση του διανύσματος της παραμένουσας μαγνήτισης είναι υψηλή, ξεπερνώντας πολλές φορές την τιμή των 10 Am^{-1} (SI). Από το βάθος των 750 μέτρων και κάτω, παρατηρείται μία απότομη πτώση στην τιμή της, φτάνοντας την τιμή 1 Am^{-1} (SI). Αυτή παρουσιάζει αυξητική τάση με το βάθος στον διαβάση και φθίνουσα τάση στους γάβρους (Vine and Smith 1990).



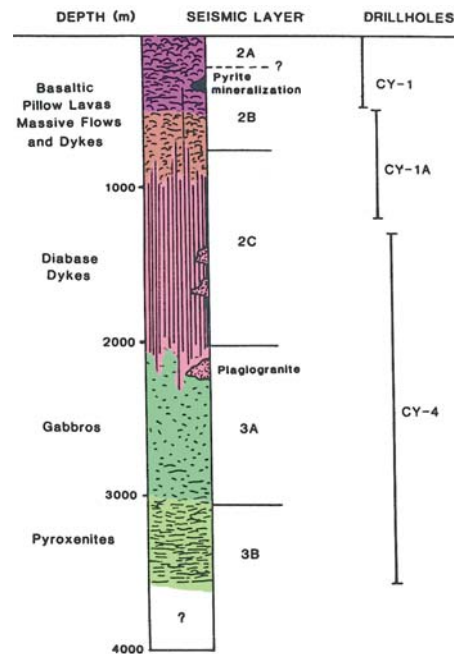
Σχήμα 7.5: Η τομή Akaki, που χρησιμοποιήθηκε για την ερμηνεία της ανωμαλίας με κωδικό όνομα M5. Με κόκκινο χρώμα είναι η ανωμαλία του ολικού μαγνητικού πεδίου, ανηγμένη στον βόρειο μαγνητικό πόλο. Με πράσινο χρώμα είναι η υπολειμματική ανωμαλία (residual) και με μπλε το περιφερειακό πεδίο, με κλίση προς τον βορρά (regional). Ο κατακόρυφος άξονας έχει διαφορετική κλίμακα, ανάλογα με την καμπύλη στην οποία αναφέρεται.

Στα καρότα των γεωτρήσεων πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις του διανύσματος της έγκλισης της παραμένουσας μαγνήτισης αλλά όχι της απόκλισης. Στα πλουτωνικά πετρώματα και στο πάνω τμήμα των ηφαιστειακών πετρωμάτων οι τιμές της έγκλισης παρουσιάζουν μία σταθερότητα και κυμαίνονται από 15° – 30° . Αντίθετα στο κάτω μέρος των ηφαιστειακών πετρωμάτων και σε όλη τη μάζα του διαβάση οι τιμές παρουσιάζονται διασκορπισμένες (Vine and Smith 1990).

Στον πίνακα (7.1) φαίνονται οι μέσες τιμές της μαγνητικής επιδεκτικότητας (s) και της έντασης της παραμένουσας μαγνήτισης (M) στις προσκεφαλοειδείς λάβες, στον ορίζοντα βάσης και στον διαβάση, σύμφωνα με τις μετρήσεις στις γεωτρήσεις CY1 και CY1a (Smith and Vine 1984).

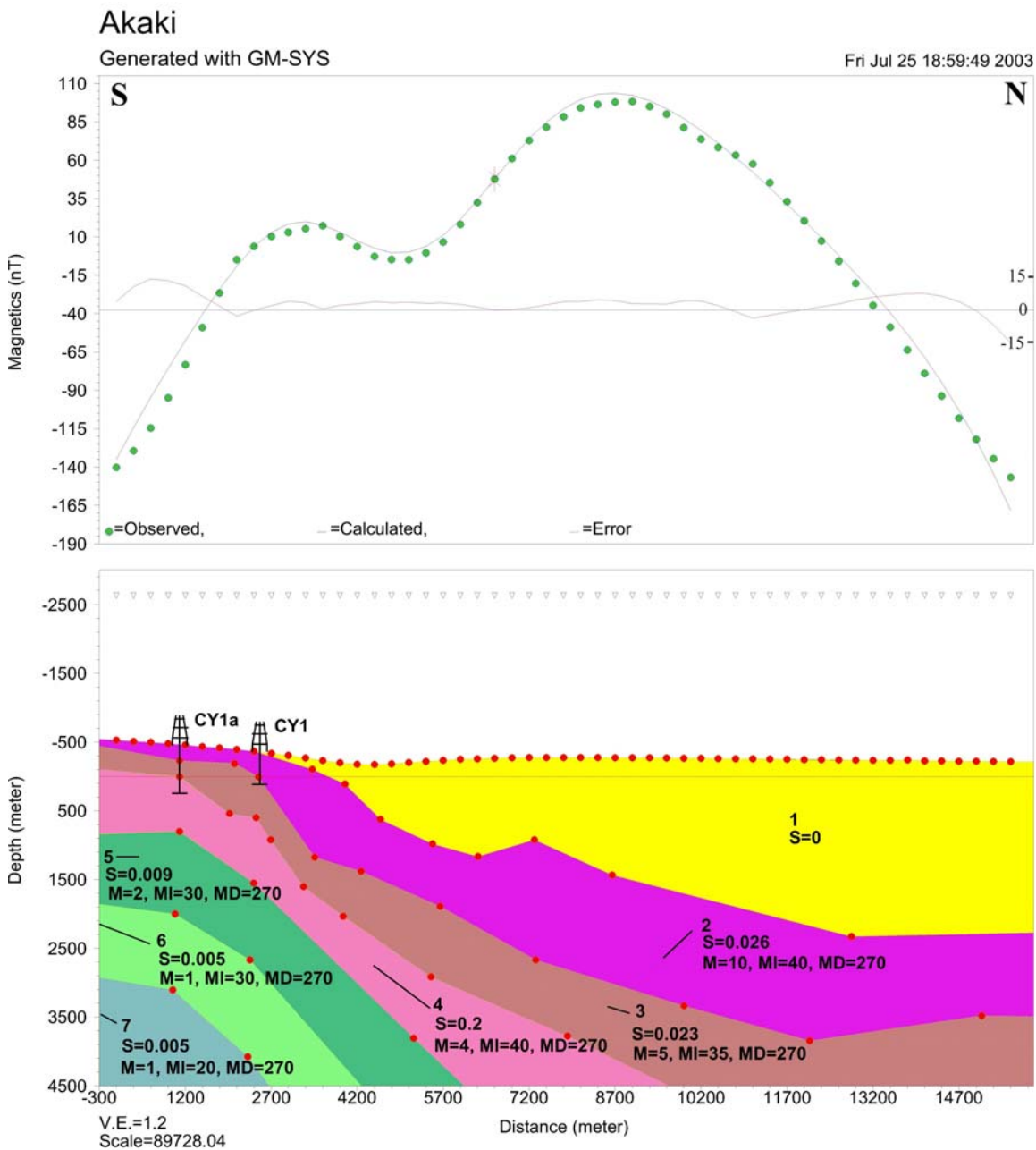
Πέτρωμα	$s (10^{-3} SI)$	$M (Am^{-1})$
Λάβες	25.9	7.74
Ορίζοντας βάσης	23.2	4.69
Σύστημα φλεβών	32.5	1.01

Πίνακας 7.1: Μέσες τιμές της μαγνητικής επιδεκτικότητας (s) και της έντασης της παραμένουσας μαγνήτισης (M) στις προσκεφαλοειδείς λάβες, στον ορίζοντα βάσης και στον διαβάση, σύμφωνα με τις μετρήσεις στις γεωτρήσεις CY1 και CY1a.



Σχήμα 7.6: Απλοποιημένη λιθοστρωματογραφική στήλη των οφιολίθων του Τροόδους, όπως προέκυψε από τις γεωτρήσεις CY1, CY1a και CY4. Από πάνω προς τα κάτω φαίνονται τα ηφαιστειακά πετρώματα (λάβες, ορίζοντας βάσης), τα φλεβικά (διαβάσης) και τα plutωνικά (γάβρος, πυροξενίτης) (Vine and Smith 1990).

Για την κατασκευή του μοντέλου χρησιμοποιήθηκαν όλες οι παραπάνω πληροφορίες που αναφέρθηκαν. Για το πάχος των ιζημάτων στην πεδιάδα της Μεσαορίας χρησιμοποιήθηκε η γεώτρηση στο χωριό Κάτω Λακατάμια, η οποία δίνει μία πλήρη στρωματογραφική ακολουθία των ιζημάτων και συνάντησε τις λάβες του Τροόδους σε βάθος 2050 μέτρα. Θεωρήθηκε ότι οι σχηματισμοί είχαν τόσο επαγόμενη όσο και παραμένουσα μαγνήτιση.



Σχήμα 7.7: Γεωλογικό μοντέλο κατά μήκος της τομής Akaki. Στο πάνω τμήμα του σχήματος, φαίνονται με την μαύρη γραμμή η μαγνητική ανωμαλία, που προκαλεί το μοντέλο, με τους πράσινους κύκλους η παρατηρούμενη μαγνητική ανωμαλία και με την κόκκινη γραμμή το σφάλμα ταύτισης μεταξύ της συνθετικής και της παρατηρούμενης ανωμαλίας. Στο κάτω τμήμα, φαίνεται η γεωλογική τομή. Τα μπλε τρίγωνα αντιπροσωπεύουν το ύψος λήψης των αερομαγνητικών μετρήσεων (2591 μέτρα) και η κόκκινη γραμμή το επίπεδο της θάλασσας. Φαίνονται οι θέσεις των γεωτρήσεων CY1 και CY1a. Οι μονάδες των φυσικών ποσοτήτων είναι στο SI. 1: ιζήματα, 2: λάβες, 3: οριζοντίας βάσης, 4: διαβάσης, 5: γάβρος, 6: πυροξενίτης, 7: υπερβασικά πλουτωνικά πετρώματα.

Το σχήμα (7.7) δείχνει την γεωλογική τομή κατά μήκος της γραμμής Akaki. Φαίνονται από πάνω προς τα κάτω, τα ιζήματα της πεδιάδας της Μεσαορίας, των οποίων το πάχος αυξάνεται από νότο προς βορρά, με μέγιστο πάχος ίσο με 2.2 Km στο κέντρο της λεκάνης, οι λάβες, ο ορίζοντας βάσης, ο διαβάσης, ο γάβρος, ο πυροξενίτης και τα υπερβασικά πλουτωνικά πετρώματα της οφιολιθικής ακολουθίας. Τα πάχη των σχηματισμών κυμαίνονται στα 1000 μέτρα, λαμβάνοντας υπ' όψιν την λιθοστρωματογραφική στήλη των γεωτρήσεων CY1, CY1a και CY4. Έχουν επίσης αποτυπωθεί οι τιμές των φυσικών ιδιοτήτων κάθε σχηματισμού ξεχωριστά. Το μοντέλο είναι 2.5 διαστάσεων καθώς εκτείνεται 30 Km προς τα ανατολικά και τα δυτικά.

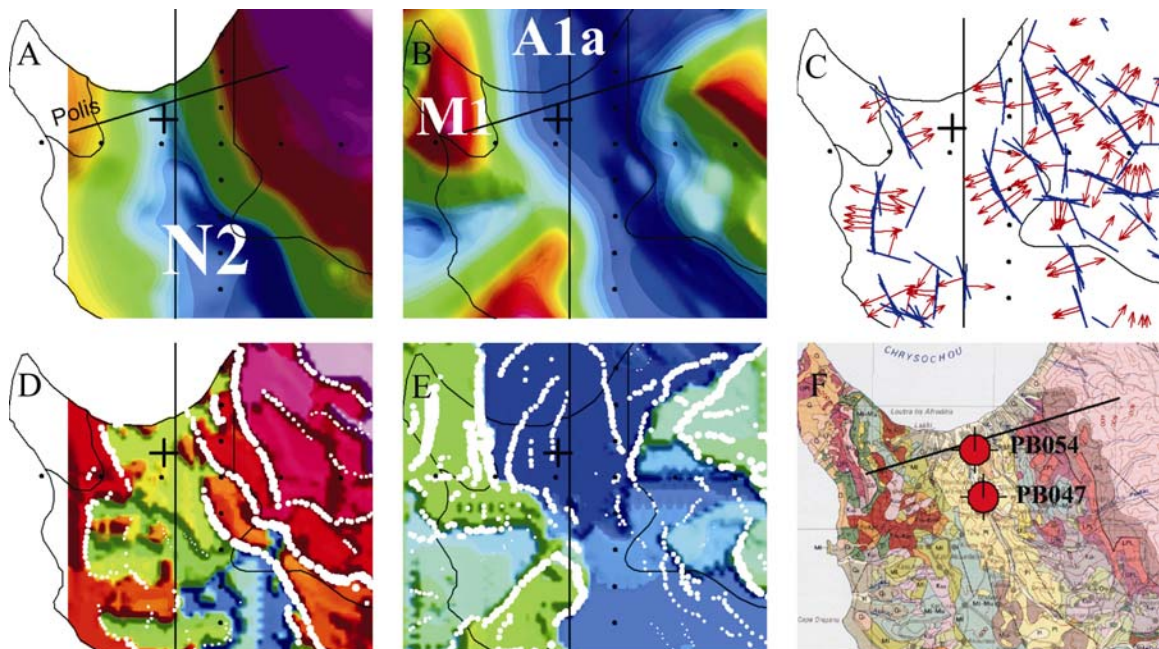
7.5. MONTELO ΤΗΣ ΑΡΝΗΤΙΚΗΣ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΚΑΙ ΒΑΡΥΤΙΚΗΣ ΑΝΩΜΑΛΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΠΟΛΙΣ

Στην δυτική πλευρά της Κύπρου, στον κόλπο της Χρυσοχούς, βρίσκεται κοντά στην ακτή, η περιοχή Πόλις. Σ' αυτόν τον χώρο εντοπίζεται μία επιμήκης αρνητική ανωμαλία στον υπολειμματικό χάρτη Bouguer, με κωδικό όνομα N2 (Σχ. 6.5). Στην ίδια περιοχή εμφανίζεται επίσης μία αρνητική ανωμαλία, στον ανηγμένο στο βόρειο μαγνητικό πόλο χάρτη της Κύπρου. Ο κωδικός της ανωμαλία αυτής είναι A1a (Σχ. 6.6). Οι ανωμαλίες αυτές έχουν διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ και εντοπίζονται στον χώρο που καταλαμβάνουν οι λιθολογικοί τύποι του Συμπλέγματος των Μαμωνίων (Σχ. 7.8 F).

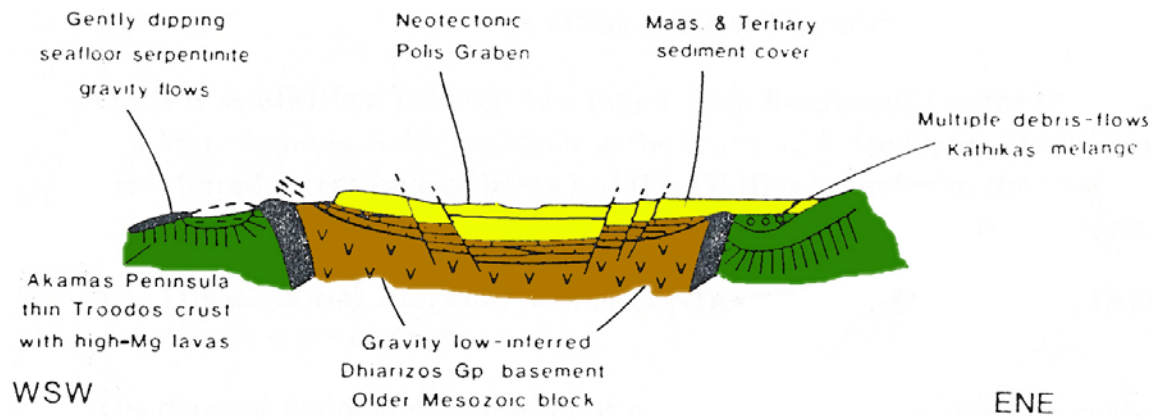
Η γεωτεκτονική ζώνη των Μαμωνίων αποτελείται από την ομάδα του Αγίου Φωτίου και την ομάδα του Διαρίζου. Η ομάδα του Αγίου Φωτίου αποτελείται από ιζηματογενή πετρώματα και βρίσκεται επωθημένη, υπό μικρή γωνία, στα ηφαιστειο-ιζηματογενή πετρώματα της ομάδας του Διαρίζου. Η ζώνη των Μαμωνίων είναι και γνωστή και ως Παλιότερος Μεσοζωϊκός Σχηματισμός (*Older Mesozoic Block – OMB*) σε αντίθεση με τα οφιολιθικά πετρώματα του Τροόδους, που αναφέρονται ως Νεότερος Μεσοζωϊκός Σχηματισμός (*Younger Mesozoic Block – YMB*) (Swarbrick 1979, 1980).

Οι σχηματισμοί του Συμπλέγματος των Μαμωνίων υπόκεινται των Πλειοκαινικών και Τεταρτογενών ιζημάτων, του νεοτεκτονικού βυθίσματος της περιοχής Πόλις. Στα δυτικά, η επαφή τους με την οφιολιθική εμφάνιση του ακρωτηρίου του Ακάμα, αποτελεί μία ζώνη σερπεντινίτη, που κλίνει προς τα ανατολικά. Η επιφανειακή αυτή εκδήλωση της επαφής των οφιολίθων του Τροόδους (YMB), με την ζώνη των Μαμωνίων (OMB),

μπορεί να παρατηρηθεί στα Λουτρά της Αφροδίτης. Μία ανάλογη επαφή, με κλίση όμως προς τα δυτικά, καθορίζει το διαχωριστικό όριο, μεταξύ του Παλιότερου Μεσοζωϊκού Σχηματισμού και του Νεότερου Μεσοζωϊκού Σχηματισμού, στα ανατολικά. Σε αντίθεση με το δυτικό όριο, το οποίο εμφανίζεται επιφανειακά, το ανατολικό όριο του σερπεντινίτη δεν φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους, αλλά βρίσκεται κάτω από τα Τριτογενή ιζήματα (Σχ. 7.9). Δυτικά της γραμμικής εμφάνισης του σερπεντινίτη δεν έχει παρατηρηθεί συνέχεια της ζώνης των Μαμωνίων, αλλά η περιοχή καλύπτεται από οφιολιθικά πετρώματα του Νεότερου Μεσοζωϊκού Σχηματισμού (Swarbrick 1979, 1980, Clube and Robertson 1986).



Σχήμα 7.8: Χάρτες ποιοτικής ερμηνείας για την περιοχή Πόλις. Α) Υπολειμματική βαρυντική ανωμαλία Bouguer. Β) Ανηγμένη στον βόρειο μαγνητικό πόλο μαγνητική ανωμαλία. Γ) Παράταξη (μπλε συνεχείς γραμμές) και διεύθυνση κλίσης (κόκκινα βέλη) των πηγών, που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής κατ' ευθείαν στα δεδομένα Bouguer. Δ) Χάρτης επιπεδοποίησης των βαρυντικών δεδομένων Bouguer, στον οποίο έχουν υπερτεθεί τα μέγιστα της οριζόντιας βαθμίδας. Ε) Χάρτης επιπεδοποίησης των δεδομένων ολικού μαγνητικού πεδίου, που έχουν αναχθεί στον βόρειο μαγνητικό πόλο. Φαίνονται και τα μέγιστα της οριζόντιας βαθμίδας, τα οποία έχουν υπερτεθεί σ' αυτόν. F) Γεωλογικός χάρτης της περιοχής. Απεικονίζονται οι θέσεις των γεωτρήσεων PB047 και PB054. Οι θέσεις των σταυρονημάτων ταυτίζονται σε όλους τους χάρτες. Η τομή Polis, που χαράχτηκε για την ερμηνεία της ανωμαλίας φαίνεται επίσης.



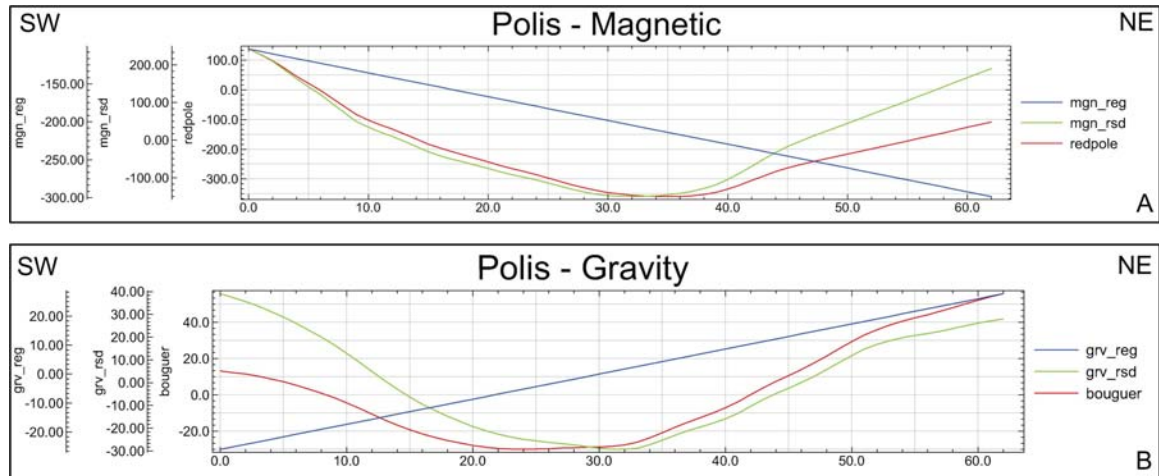
Σχήμα 7.9: Σχηματική γεωλογική τομή της νοτιοδυτικής Κύπρου, στην περιοχή Πόλις. Μπορεί να παρατηρηθεί η ανατολική και η δυτική επαφή του παλιότερου (Μαμώνια, με καφέ χρώμα) και του νεότερου (Τρόδος, με πράσινο χρώμα) Μεσοζωϊκού Σχηματισμού, κατά μήκος της γραμμικής εμφάνισης του σερπεντινίτη (μαύρο χρώμα). Η ζώνη των Μαμωνίων αποτελείται από τα ηφαιστειο-ιζηματογενή πετρώματα της ομάδας του Διαρίζου, στην οποία είναι επωθημένη η ομάδα του Αγίου Φωτίου, που αποτελείται εξ' ολοκλήρου από ιζηματογενή πετρώματα. Φαίνεται επίσης το νεοτεκτονικό βύθισμα της περιοχής Πόλις, με τα Τριτογενή ιζήματα με κίτρινο (Swarbrick 1979).

Κατά μήκος της τομής Polis, ελήφθη το βαρυτικό και μαγνητικό πεδίο ανά 300 m. Τα βαρυτικά δεδομένα ελήφθησαν από την υπολειμματική ανωμαλία Bouguer, ενώ τα μαγνητικά από τον ανηγμένο στον βόρειο μαγνητικό πόλο χάρτη. Προέκυψαν έτσι δύο τομές. Από κάθε μία τομή αφαιρέθηκε μία περιφερειακή τάση, η οποία κλίνει προς τα ΝΔ για τα βαρυτικά δεδομένα και προς ΒΑ για τα μαγνητικά (Σχ. 7.10).

Στοιχεία για την πυκνότητα των σχηματισμών ελήφθησαν από τον πίνακα 5.1 (Gass and Masson – Smith 1963). Για την παραμένουσα μαγνήτιση θεωρήθηκε ότι οι οφιόλιθοι του Τροόδους έχουν τιμή έγκλισης, $MI = 36^{\circ}$, και απόκλισης, $MD = 274^{\circ}$ (Troodos Magnetization Vector, Clube and Robertson 1986)

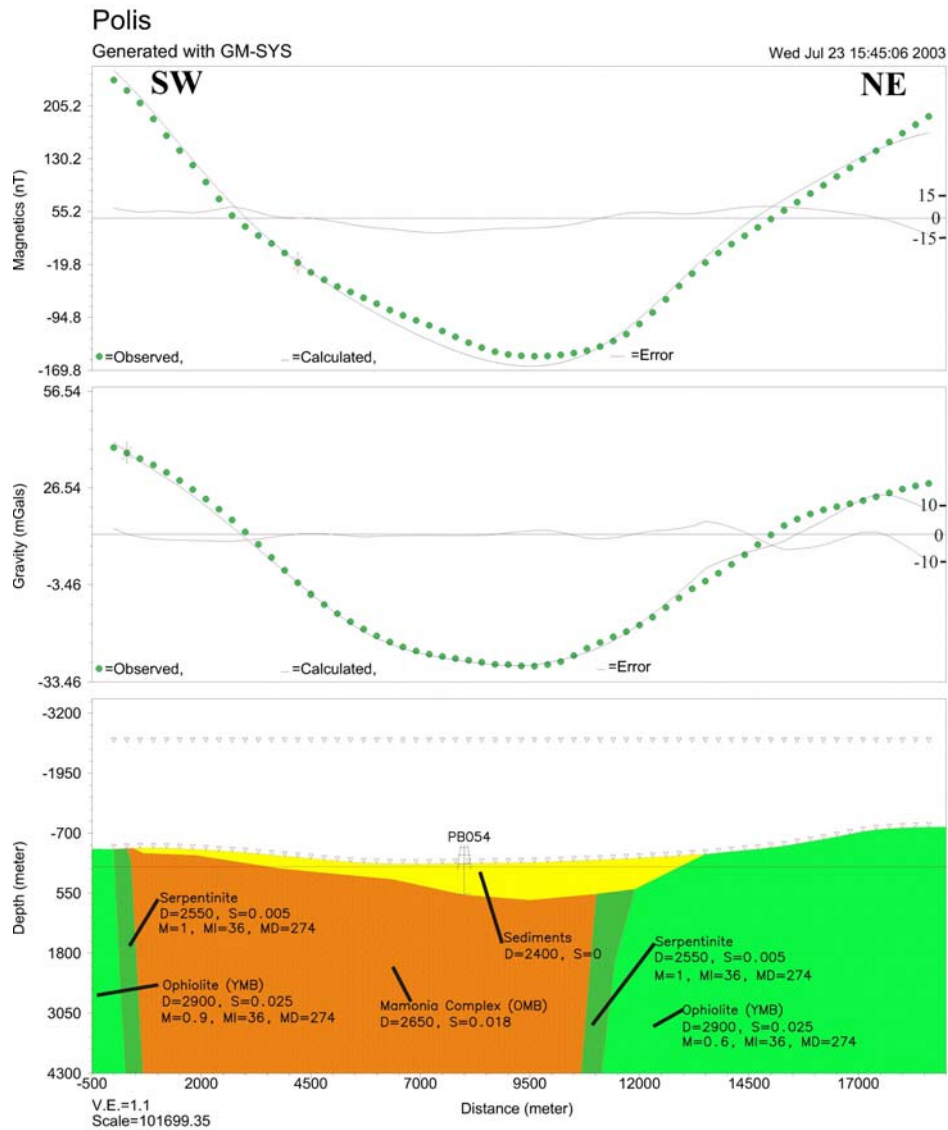
Για την ερμηνεία της βαρυτικής και μαγνητικής ανωμαλίας χρησιμοποιήθηκαν οι χάρτες ποιοτικής ερμηνείας (Σχ. 7.8). Οι επιπεδοποιημένοι χάρτες του βαρυτικού πεδίου Bouguer και του ανηγμένου στον βόρειο μαγνητικό πόλο πεδίου, καθόρισαν πολύ καλά το δυτικό όριο μεταξύ του OMB και του YMB, το οποίο φαίνεται και στην επιφάνεια του εδάφους. Τα μέγιστα της οριζόντιας βαθμίδας και στις δύο περιπτώσεις πιστοποίησαν αυτή την επαφή. Η ανατολική επαφή, που δεν παρουσιάζει επιφανειακή εκδήλωση, καθορίστηκε από τον επιπεδοποιημένο χάρτη Bouguer, τα μέγιστα της οριζόντιας βαθμίδας και τον χάρτη με τις τοπικές παρατάξεις και διευθύνσεις κλίσης. Το πάχος των

ιζημάτων στη νεοτεκτονική λεκάνη, στην περιοχή Πόλις, υπερβαίνει τα 400 μέτρα από την επιφάνεια του εδάφους, όπως προκύπτει από τις γεωτρήσεις PB047 και PB054, οι οποίες έφτασαν μέχρι το βάθος των 432.8 μέτρων και 445 μέτρων αντίστοιχα.



Σχήμα 7.10: Μαγνητική (A) και βαρυτική (B) ανωμαλία για την τομή Polis. A) Με κόκκινο χρώμα είναι η ανωμαλία του ολικού μαγνητικού πεδίου, ανηγμένη στον βόρειο μαγνητικό πόλο (redpole), με πράσινο χρώμα είναι η υπολειμματική ανωμαλία (mgn_rsd) και με μπλε το περιφερειακό πεδίο (mgn_reg) B) Με κόκκινο χρώμα είναι η ανωμαλία Bouguer του βαρυτικού πεδίου (bouguer), με πράσινο χρώμα είναι η υπολειμματική ανωμαλία (grv_rsd) και με μπλε το περιφερειακό πεδίο (grv_reg). Ο κατακόρυφος άξονας έχει διαφορετική κλίμακα, ανάλογα με την καμπύλη στην οποία αναφέρεται.

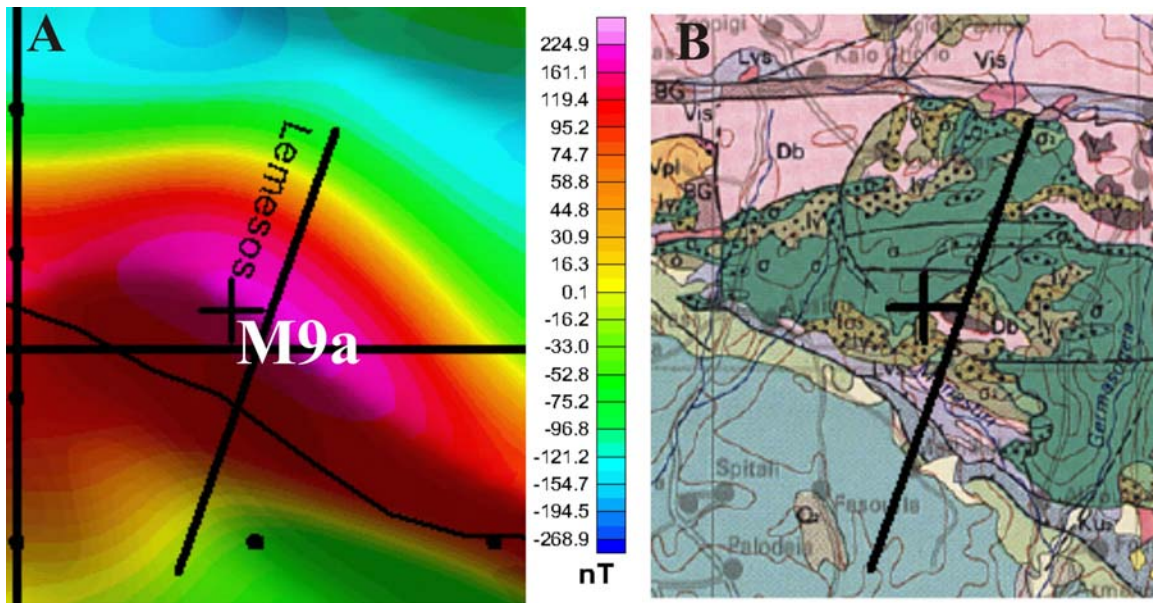
Στο σχήμα (7.11) φαίνεται το γεωλογικό μοντέλο που προέκυψε. Η αρνητική βαρυτική και μαγνητική ανωμαλία οφείλεται στα πετρώματα της ζώνης των Μαμωνίων, η οποία οριοθετείται και χωρίζεται από τα οφιολιθικά πετρώματα του Τροόδους, στα ανατολικά και στα δυτικά, από μία γραμμική εμφάνιση σερπεντινίτη. Το ανατολικό όριο του σερπεντινίτη, που δεν φτάνει στην επιφάνεια, βρίσκεται κάτω από τα ιζήματα της λεκάνης, περίπου 500 μέτρα κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας. Παρατηρείται η ομοιότητα του προτεινόμενου γεωλογικού μοντέλου (Σχ. 7.11) με την αντίστοιχη γεωλογική τομή (Σχ. 7.9). Φαίνονται οι τιμές της πυκνότητας των σχηματισμών, της μαγνητικής επιδεκτικότητας, της έντασης της παραμένουσας μαγνήτισης, της έγκλισης και της απόκλισης του διανύσματος της παραμένουσας μαγνήτισης σε μονάδες SI. Πραγματοποιήθηκαν επίσης διορθώσεις ορίων, ώστε το μοντέλο να εκτείνεται 10 Km προς τα ΒΔ και προς τα ΝΑ.



Σχήμα 7.11: Γεωλογικό μοντέλο κατά μήκος της τομής Polis. Στο πάνω και μεσαίο τμήμα του σχήματος, φαίνονται με την μαύρη γραμμή η μαγνητική και βαρυτική ανωμαλία, αντίστοιχα, που προκαλεί το μοντέλο, με τους πράσινους κύκλους η παρατηρούμενη μαγνητική και βαρυτική ανωμαλία και με την κόκκινη γραμμή το σφάλμα ταύτισης μεταξύ της ανωμαλίας του μοντέλου και της παρατηρούμενης ανωμαλίας. Στο κάτω τμήμα, φαίνεται η γεωλογική τομή. Τα μπλε τρίγωνα αντιπροσωπεύουν το ύψος λήψης των αερομαγνητικών μετρήσεων (2591 μέτρα), η κόκκινη γραμμή το επίπεδο της θάλασσας και τα κόκκινα τρίγωνα τη θέση των βαρυμετρικών σταθμών, οι οποίοι ακολουθούν το τοπογραφικό ανάγλυφο. Φαίνεται και η θέση της γεώτρησης Pb054. Οι μονάδες των φυσικών ποσοτήτων είναι στο SI.

7.6. ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΗΣ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΑΝΩΜΑΛΙΑΣ ΣΤΟ ΔΑΣΟΣ ΤΗΣ ΛΕΜΕΣΟΥ

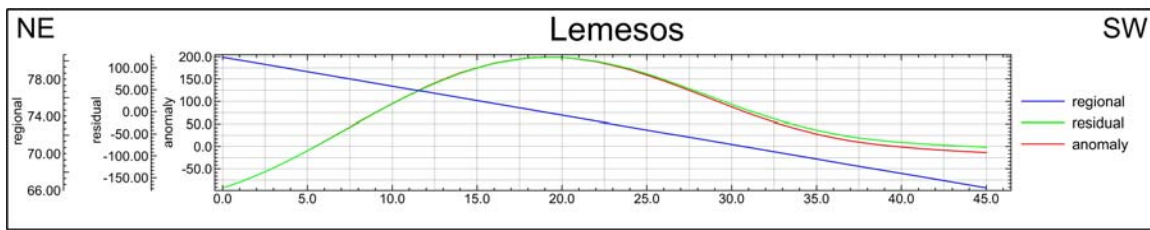
Η περιοχή του δάσους της Λεμεσού βρίσκεται στη νότια πλευρά της Κύπρου, περίπου 16 Km από την πόλη της Λεμεσού, κατά μήκος του αυτοκινητόδρομου, που ενώνει την Λευκωσία με την Λεμεσό. Στη θέση αυτή εντοπίζεται η επιμήκης θετική μαγνητική ανωμαλία, με το κωδικό όνομα M9a, η οποία έχει διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ. Στο σχήμα (7.12) παρουσιάζεται ο γεωλογικός χάρτης για την ενδιαφερόμενη περιοχή και η μαγνητική ανωμαλία. Αυτή αποκόπηκε από τον ανηγμένο στον βόρειο μαγνητικό πόλο του ολικού μαγνητικού πεδίου χάρτη, στον οποίο εφαρμόστηκε ένα φίλτρο διέλευσης χαμηλών κυματαρίθμων, για την αποκοπή των μήκων κύματος μικρότερα των 5 Km.



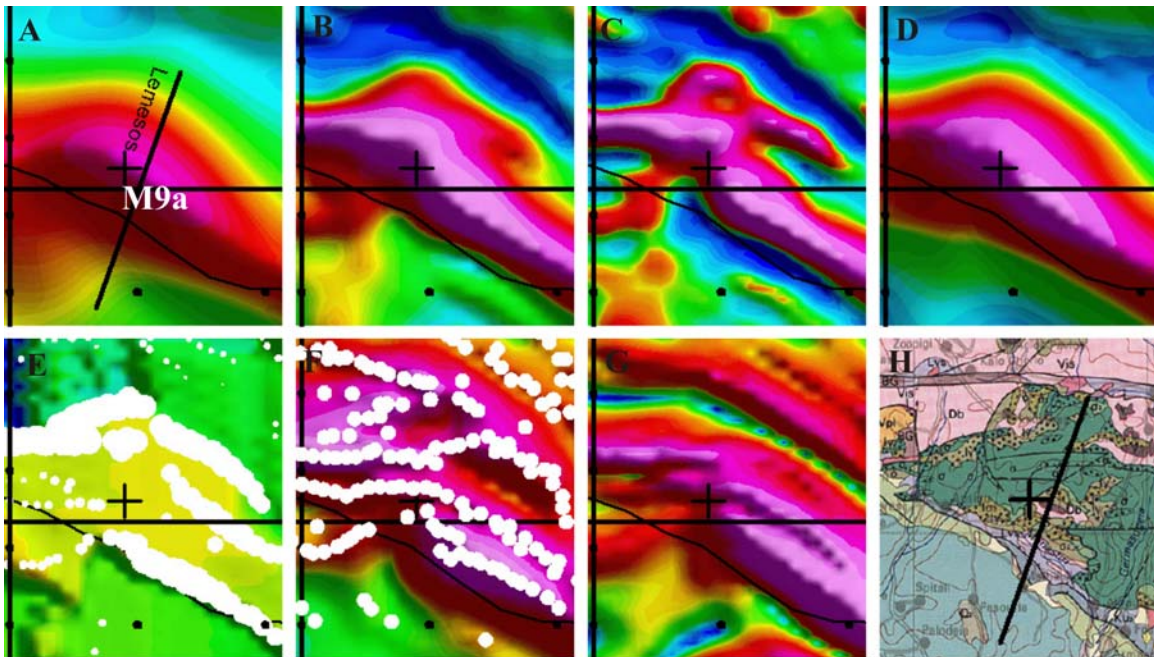
Σχήμα 7.12: A) Φιλτραρισμένη (Lowpass filter, $L > 5$ Km), ανηγμένη στον βόρειο μαγνητικό πόλο ανωμαλία για την περιοχή του δάσους της Λεμεσού. Η θέση του σταυρονήματος συμπίπτει με τον αντίστοιχο κωδικό M9a του χάρτη του σχήματος (6.6). B) Γεωλογικός χάρτης κλίμακας 1:250.000 της περιοχής. Οι θέσεις των σταυρονημάτων συμπίπτουν και στους δύο χάρτες. Έχει επίσης απεικονιστεί η τομή Lemesos, που χαρακτήκε για την ερμηνεία της ανωμαλίας.

Κάθετα στην μαγνητική ανωμαλία χαρακτήκε μία τομή, με διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ, κατά μήκος της οποίας θα επιχειρηθεί κατασκευή μοντέλου. Τα δεδομένα ελήφθησαν με βήμα δειγματοληψίας 250 μέτρα. Από τα δεδομένα αφαιρέθηκε αρχικά μία επίπεδη επιφάνεια, με κλίση προς τα ΝΔ, η οποία προσομοιάζει τις βαθύτερες δομές της περιοχής

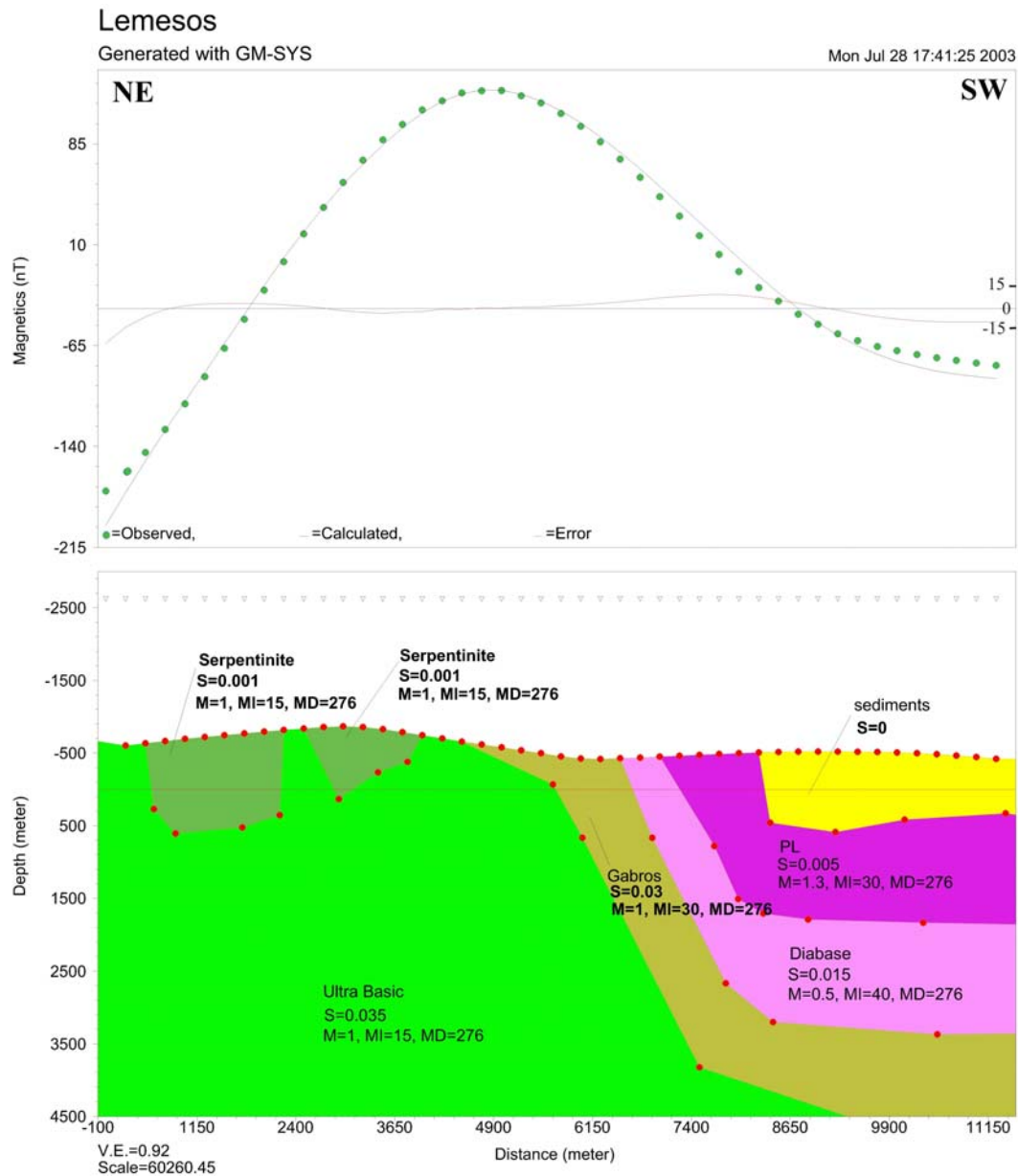
(Σχ. 7.13). Στην τελική ερμηνεία της ανωμαλίας έγινε χρήση και των χαρτών ποιοτικής ερμηνείας (Σχ.7.14).



Σχήμα 7.13: Η τομή *Lemosos*, που χρησιμοποιήθηκε για την ερμηνεία της ανωμαλίας με κωδικό όνομα *M9a*. Με κόκκινο χρώμα είναι η ανωμαλία του ολικού μαγνητικού πεδίου, ανηγμένη στον βόρειο μαγνητικό πόλο, η οποία φιλτραρίστηκε για να αποκοπούν τα μήκη κύματος κάτω από 5 Km. Με πράσινο χρώμα είναι η υπολειμματική ανωμαλία (*residual*) και με μπλε το περιφερειακό πεδίο (*regional*). Ο κατακόρυφος άξονας έχει διαφορετική κλίμακα, ανάλογα με την καμπύλη στην οποία αναφέρεται.



Σχήμα 7.14: Χάρτες ποιοτικής ερμηνείας για την μαγνητική ανωμαλία με κωδικό όνομα *M9a*, στην περιοχή του δάσους της Λεμεσού. Α) Ανηγμένος στον βόρειο μαγνητικό πόλο χάρτης, από τον οποίο έχουν αποκοπεί τα μήκη κύματος τα μικρότερα από 5 Km. Β) Πρώτη κατακόρυφη παράγωγος. Γ) Δεύτερη κατακόρυφη παράγωγος. Δ) Χάρτης διέλευσης υψηλών κυματαριθμών. Ε) Χάρτης επιπεδοποίησης, στον οποίο έχουν υπερτεθεί τα μέγιστα της οριζόντιας βαθμίδας. F) Χάρτης του αναλυτικού σήματος, στον έχουν υπερτεθεί τα μέγιστα αυτού. G) Χάρτης τοπικού κυματαριθμού. Η) Γεωλογικός χάρτης της περιοχής. Η θέση των σταυρονημάτων συμπίπτει σε όλους τους χάρτες.



Σχήμα 7.15: Γεωλογικό μοντέλο κατά μήκος της τομής Lemesos. Στο πάνω τμήμα του σχήματος, φαίνεται με την μαύρη γραμμή η ανωμαλία που προκαλεί το μοντέλο, με τους πράσινους κύκλους η παρατηρούμενη ανωμαλία και με την κόκκινη γραμμή το σφάλμα ταύτισης μεταξύ της ανωμαλίας του μοντέλου και της παρατηρούμενης ανωμαλίας. Στο κάτω τμήμα, φαίνεται η γεωλογική τομή. Με σκούρο πράσινο χρώμα συμβολίζεται ο σερπεντινίτης, με ανοιχτό πράσινο τα υπερβασικά πλουτωνικά πετρώματα, με λαδί τα ο γάβρος, με ροζ ο διαβάσης, με μωβ οι λάβες και με κίτρινο τα ιζήματα. Τα μπλε τρίγωνα αντιπροσωπεύουν το ύψος λήψης των μετρήσεων (2591 μέτρα), η κόκκινη γραμμή το επίπεδο της θάλασσας και οι κόκκινοι κύκλοι πάνω από αυτήν το τοπογραφικό ανάγλυφο. Έχουν επίσης αποτυπωθεί οι τιμές της μαγνητικής επιδεκτικότητας (S), της έντασης της παραμένουσας μαγνήτισης (M), της έγκλισης (MI) και της απόκλισης (MD) αυτής για κάθε ένα σχηματισμό. Οι μονάδες είναι στο SI.

Κατά μήκος της τομής στην υπό μελέτη περιοχή, εμφανίζονται στην επιφάνεια οφιολιθικά πετρώματα. Αυτά είναι σερπεντινίτης, που καταλαμβάνει το μισό περίπου της τομής, διαβάσης, ηφαιστειακά πετρώματα (λάβες) και πλουτώνια πετρώματα (κυρίως γάβρος). Το γεγονός αυτό χρησιμοποιήθηκε ως αρχική πληροφορία στην κατασκευή του μοντέλου, καθώς η πάνω επιφάνεια αυτού ταυτίζεται με την τοπογραφία και επομένως είναι σταθερή. Το τελευταίο τέταρτο της τομής βρίσκεται πάνω από ιζήματα των σχηματισμών Πάχνας και Λευκάρων. Το ΒΑ άκρο της τομής ξεκινά από την επιφανειακή εκδήλωση του ρήγματος του Αρακαπά, όπως μπορεί να φανεί από τον γεωλογικό χάρτη (Σχ. 7.14 Β).

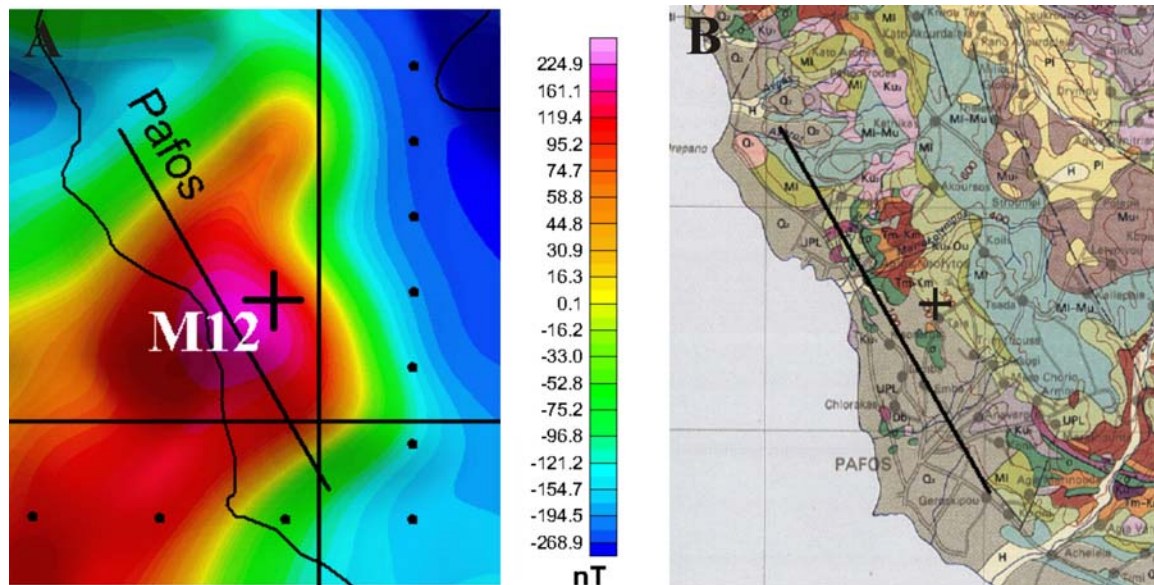
Η μαγνητική επιδεκτικότητα των επιφανειακών εκδηλώσεων των οφιολιθικών σωμάτων, κατά μήκος του δάσους της Λεμεσού, μετρήθηκε στο πεδίο, με την χρησιμοποίηση του οργάνου Susceptibility Meter JH-8 και οι τιμές φαίνονται στον πίνακα (5.2). Για τις δομές που βρίσκονται σε βάθος, ελήφθησαν υπ' όψιν οι μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν στις γεωτρήσεις CY1, CY1a και CY4 (Vine and Smith 1987). Περιμετρικά του δάσους της Λεμεσού, στα ηφαιστειακά πετρώματα, πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις της παραμένουσας μαγνήτισης (Morris et al 1990). Η μέση τιμή του διανύσματος της παραμένουσας μαγνήτισης, που μετρήθηκε σε 92 δείγματα των λαβών, βρέθηκε ότι ισούται με $1.3 A \cdot m^{-1} (SI)$. Η τιμή της απόκλισης και της έγκλισης είναι $MD = 276^{\circ} \pm 49^{\circ}$ και $MI = 32^{\circ} \pm 25^{\circ}$ αντίστοιχα (Morris et al 1990). Στην κατασκευή του γεωλογικού μοντέλου λοιπόν χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές της παραμένουσας μαγνήτισης, εκτός από αυτές της επαγόμενης.

Το σχήμα (7.15) δείχνει το γεωλογικό μοντέλο που προέκυψε και προκαλεί την μαγνητική ανωμαλία στο δάσος της Λεμεσού. Πραγματοποιήθηκαν διορθώσεις ορίων, έτσι ώστε αυτό να εκτείνεται 5 Km προς τα ΒΔ και στα ΝΑ. Μία οφιολιθική μάζα, η οποία, από κάτω προς τα πάνω, συνίσταται από τα υπερβασικά πετρώματα (δουνίτης), το γάβρο, τα φλεβικά (διαβάσης) και τα ηφαιστειακά πετρώματα (λάβες), δημιουργεί το παρατηρούμενο ανώμαλο μαγνητικό πεδίο. Φαίνεται επίσης και η ζώνη του σερπεντινίτη, ο οποίος έχει προέλθει από την υδροθερμική αλλοίωση των υπερβασικών πετρωμάτων (δουνίτης). Στρωματογραφικά ανώτερο στρώμα είναι τα ηφαιστειακά πετρώματα (λάβες), τα οποία εμφανίζονται επιφανειακά και συνεχίζονται κάτω από τα ιζήματα, σε ένα μέσο βάθος, κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, ίσο με 410 μέτρα. Αν ληφθεί υπ' όψιν ότι το μέσο υψόμετρο που επικρατεί στο νοτιοδυτικό τμήμα της

τομής είναι 495 μέτρα, συμπεραίνεται ότι το μέσο πάχος των ιζημάτων, που βρίσκονται κατά μήκος της τομής είναι περίπου 900 μέτρα.

7.7. MONTELO ΤΗΣ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΑΝΩΜΑΛΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΠΑΦΟΥ

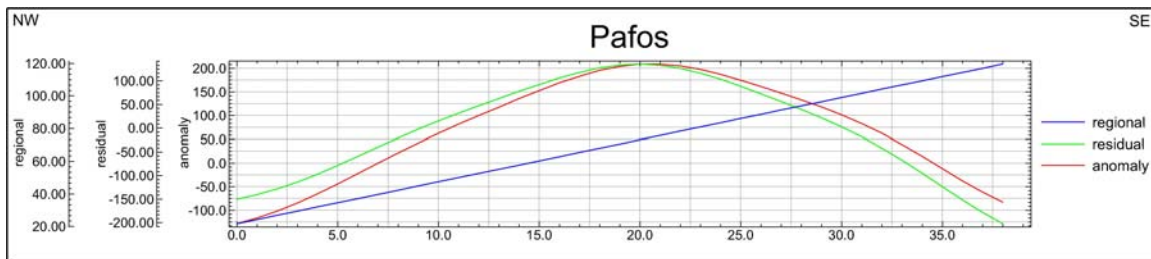
Η θετική μαγνητική ανωμαλία, που φαίνεται στον ανηγμένο στο βόρειο μαγνητικό πόλο χάρτη, με το κωδικό όνομα M12, εμφανίζεται 6.5 Km βόρεια της πόλης της Πάφου, στα νοτιοδυτικά της Κύπρου. Η ανωμαλία αυτή έχει μία ΒΑ – ΝΔ κατεύθυνση, όπως και αυτή που εντοπίστηκε στην περιοχή της Μεσαορίας και αναλύθηκε σε προηγούμενη παράγραφο. Το ένα τρίτο της ανωμαλίας αυτής βρίσκεται μέσα στο ηπειρωτικό μέρος της Κύπρου, και το υπόλοιπο εντοπίζεται στο θαλάσσιο χώρο, όπου φαίνεται ότι η ανωμαλία συνεχίζεται προς τα ΝΔ. Η συνέχεια όμως αυτή δεν είναι πραγματική, καθώς το σχήμα (7.16 Α) δίνει ψευδή εικόνα, λόγω των μαθηματικών παρενεργειών στα άκρα της περιοχής που καλύπτεται με δεδομένα



Σχήμα 7.16: Α) Φιλτραρισμένη (Lowpass filter, $L > 5$ Km), ανηγμένη στον βόρειο μαγνητικό πόλο ανωμαλία της περιοχής της Πάφου. Β) Γεωλογικός χάρτης κλίμακας 1:250.000 της περιοχής. Οι θέσεις των σταυρονημάτων συμπίπτουν και στους δύο χάρτες. Έχει επίσης απεικονιστεί η τομή Pafos, που χαραχτηκε για την ερμηνεία της ανωμαλίας.

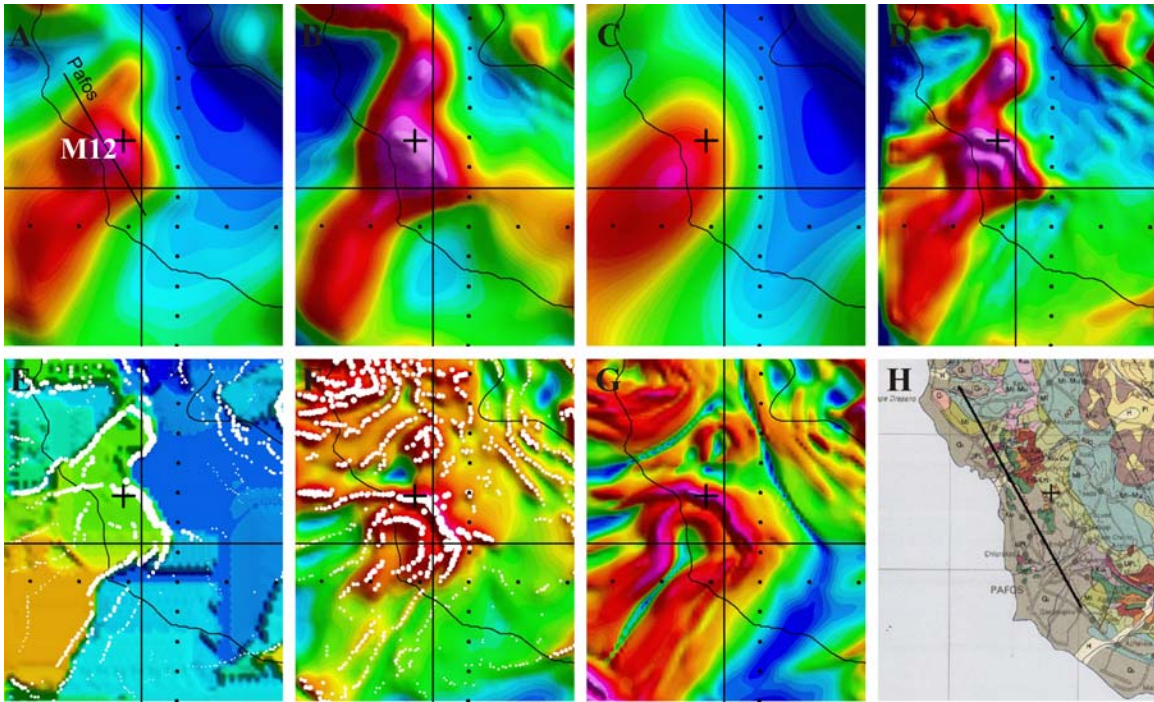
Στο σχήμα (7.16 Α) φαίνεται η θετική μαγνητική ανωμαλία στην περιοχή της Πάφου, η οποία αποκόπηκε από τον φιλτραρισμένο ανηγμένο στον πόλο μαγνητικό χάρτη. Από αυτόν τον χάρτη έχουν αποκοπεί τα μήκη κύματος, τα μικρότερα από 5 Km, για να εξαλειφθεί ο τυχαίος θόρυβος. Έχει επίσης αποτυπωθεί η τομή Pafos, που χαράχτηκε για την ερμηνεία της ανωμαλίας.

Για την ερμηνεία της ανωμαλίας και την κατασκευή του μοντέλου έγινε χρήση των χαρτών ποιοτικής ερμηνείας, που αναφέρονται στο κεφάλαιο 6 (Σχ. 7.18). Χαράχτηκε μία τομή με διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ και αφαιρέθηκε αρχικά μία γραμμική τάση με κλίση προς τα ΒΔ, που οφείλεται στις βαθύτερες δομές της περιοχής (Σχ. 7.17). Το βήμα δειγματοληψίας είναι 500 m. Για το βάθος ταφής της δομής χρησιμοποιήθηκαν τα τοπικά βάθη που υπολογίστηκαν με την μέθοδο Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής.



Σχήμα 7.17: Η τομή Pafos, που χρησιμοποιήθηκε για την ερμηνεία της ανωμαλίας με κωδικό όνομα M12. Με κόκκινο χρώμα είναι η ανωμαλία του ολικού μαγνητικού πεδίου, ανηγμένη στον βόρειο μαγνητικό πόλο, η οποία φιλτραρίστηκε για να αποκοπούν τα μήκη κύματος κάτω από 5 Km. Με πράσινο χρώμα είναι η υπολειμματική ανωμαλία (residual) και με μπλε το περιφερειακό πεδίο (regional). Ο κατακόρυφος άξονας έχει διαφορετική κλίμακα, ανάλογα με την καμπύλη στην οποία αναφέρεται.

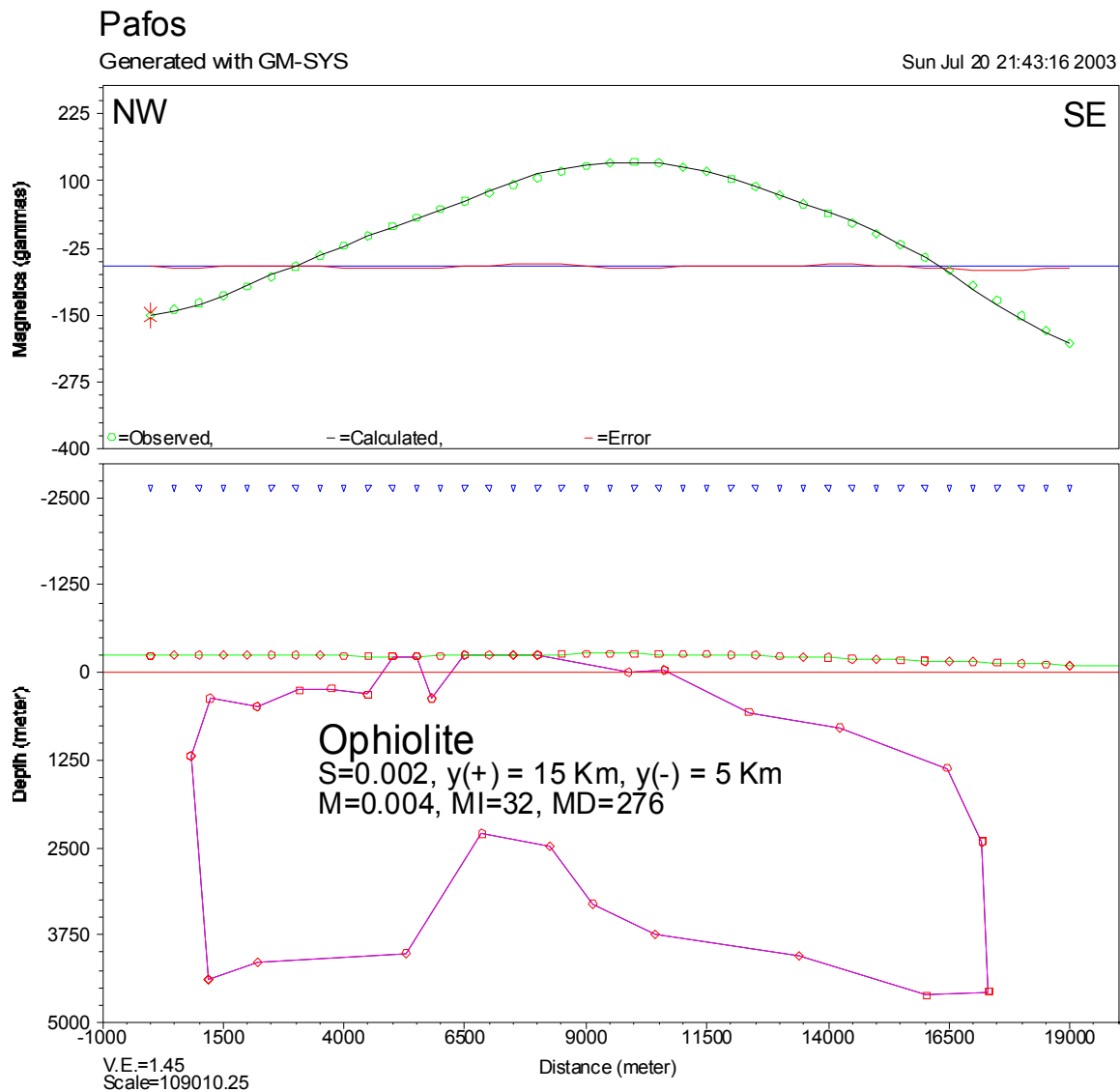
Κατά μήκος της τομής, στα ΒΔ, εμφανίζονται κατά σειρά Πλειστοκαινικά ιζήματα, ιζήματα του σχηματισμού της Πάχνας και των Λευκάρων. Η τομή διέρχεται από μία επιφανειακή εκδήλωση οφιολίθου, που συνίσταται από ανώτερες προσκεφαλοειδείς λάβες και σερπεντινίτη. Η οφιολιθική αυτή εμφάνιση χρησιμοποιήθηκε ως περιορισμός στην κατασκευή του μοντέλου. Στα νότια και στα ανατολικά του κέντρου της τομής, υπάρχουν επίσης επιφανειακές οφιολιθικές εμφανίσεις, που αποτελούνται από λάβες, διαβάση και σερπεντινίτη.



Σχήμα 7.18: Χάρτες ποιοτικής ερμηνείας για την μαγνητική ανωμαλία με κωδικό όνομα M12, στη νοτιοδυτική περιοχή της Κύπρου, στην Πάφο. Α) Ανηγμένος στον βόρειο μαγνητικό πόλο χάρτης, από τον οποίο έχουν αποκοπεί τα μήκη κύματος, τα μικρότερα από 5 Km. Β) Χάρτης διέλευσης υψηλών κυματαρίθμων. Γ) Χάρτης διέλευσης χαμηλών κυματαρίθμων. Δ) Πρώτη κατακόρυφη παράγωγος. Ε) Χάρτης επιπεδοποίησης, στον οποίο έχουν υπερτεθεί τα μέγιστα της οριζόντιας βαθμίδας. ΣΤ) Χάρτης του αναλυτικού σήματος, στον έχουν υπερτεθεί τα μέγιστα αυτού. Ζ) Χάρτης τοπικού κυματαρίθμου. Η) Γεωλογικός χάρτης της περιοχής. Η θέση των σταυρονημάτων συμπίπτει σε όλους τους χάρτες.

Θεωρήθηκε ότι το οφιολιθικό μοντέλο που κατασκευάστηκε και προσομοιάζει την ανωμαλία με κωδικό όνομα M12, παρουσιάζει εκτός από επαγόμενη μαγνήτιση και παραμένουσα. Στην περιοχή δεν υπήρχαν στοιχεία που να αφορούσαν την τιμή της επιδεκτικότητας και του διανύσματος της παραμένουσας μαγνήτισης, των επιφανειακών οφιολιθικών εμφανίσεων κατά μήκος της τομής. Για το λόγο αυτό ως τιμές, ελήφθησαν αυτές που μετρήθηκαν στα καρότα των γεωτρήσεων CY1, CY1a και CY4 (Smith and Vine 1984, Vine and Smith 1990). Η επιδεκτικότητα τέθηκε ίση με $1.59 \times 10^{-3} (emu)$, η ένταση της παραμένουσας μαγνήτισης $4.44 \times 10^{-3} (emu/cm^3)$, η έγκλιση και η απόκλιση του διανύσματος της παραμένουσας μαγνήτισης 32° και 276° αντίστοιχα (Clube and Robertson 1986). Οι τιμές της έγκλισης και της απόκλισης της παραμένουσας

μαγνήτισης αντιστοιχούν στο Διάνυσμα Μαγνήτισης Τροόδους, όπως προτάθηκε από του Allerton και Vine (1987) (Troodos Magnetization Vector – TMV)



Σχήμα 7.19: Μοντέλο του οφιολίθου για την τομή Pafos. Στο πάνω τμήμα του σχήματος, φαίνεται με την μαύρη γραμμή η ανωμαλία που προκαλεί το μοντέλο, με τους πράσινους κύκλους η παρατηρούμενη ανωμαλία και με την κόκκινη γραμμή το σφάλμα ταύτισης μεταξύ της ανωμαλίας του μοντέλου και της παρατηρούμενης ανωμαλίας. Στο κάτω τμήμα, φαίνεται το μοντέλο του οφιολίθου με τη μωβ γραμμή, μαζί με τις κορυφές του πολυγώνου (κόκκινοι κύκλοι). Η πράσινη συνεχής γραμμή αντιπροσωπεύει το τοπογραφικό ανάγλυφο κατά μήκος της τομής, ενώ τα μπλε τρίγωνα αντιπροσωπεύουν το ύψος λήψης των μετρήσεων (2591 μέτρα) και η κόκκινη γραμμή το επίπεδο της θάλασσας.

Η θετική μαγνητική ανωμαλία της Πάφου θεωρείται ότι οφείλεται στο μοντέλο που φαίνεται στο σχήμα (7.19). Το μέσο υψόμετρο κατά μήκος της τομής είναι 225 μέτρα με μία τυπική απόκλιση ίση με 45 περίπου μέτρα. Το μοντέλο παρουσιάζει επιφανειακή εμφάνιση, όπως φαίνεται και από τον γεωλογικό χάρτη. Το απόλυτο βάθος της πάνω επιφάνειας του μοντέλου δεν είναι μεγάλο καθώς αυτό κυμαίνεται γύρω στα 300 με 400 μέτρα κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας στα δυτικά της τομής. Στα ανατολικά, το απόλυτο βάθος αυξάνεται και φτάνει τα 1350 μέτρα. Η οριζόντια απόσταση του μοντέλου είναι 16.4 Km και το πάχος του περίπου 3.5 Km. Το μέγιστο απόλυτο βάθος του φτάνει μέχρι τα 4.55 Km. Πραγματοποιήθηκε διόρθωση ορίων της δομής, ώστε αυτή να είναι 2.5 διαστάσεων. Έτσι το σώμα εκτείνεται 15 Km προς τα ΝΔ και 5 Km προς τα ΒΑ.

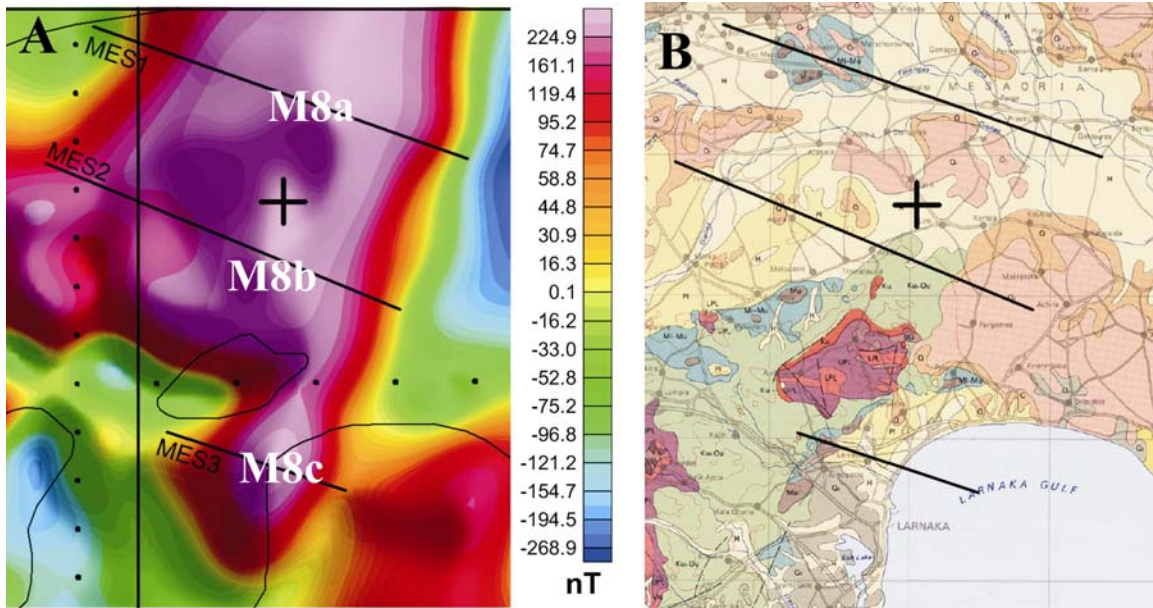
7.8. MONTELO ΤΗΣ ΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΑΝΩΜΑΛΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΔΙΑΔΑ ΤΗΣ ΜΕΣΑΟΡΙΑΣ

Στον χάρτη της κατανομής του ανηγμένου στο βόρειο μαγνητικό πόλο ολικού μαγνητικού πεδίου της Κύπρου (Σχ. 6.6) εντοπίζεται μία ευρεία, μεγάλου μήκους κύματος ανωμαλία (M8a, M8b, M8c). Παρουσιάζει μία γενική διεύθυνση BBA – NNΔ. Το νότιο όριο αυτής φτάνει μέχρι την Αλυκή λίμνη, νοτιοδυτικά της πόλης της Λάρνακας. Από τον ανηγμένο στον βόρειο μαγνητικό πόλο χάρτη (Σχ. 6.6), είναι προφανές ότι το βόρειο άκρο αυτής, συνεχίζεται και προς τα ΒΑ, αλλά αυτό το όριο δεν είναι δυνατό να καθοριστεί, λόγω έλλειψης δεδομένων στην συγκεκριμένη περιοχή.

Πριν την κατασκευή του μοντέλου για την συγκεκριμένη ανωμαλία, στον κάρναβο του ανηγμένου στον βόρειο μαγνητικό πόλο πεδίου, εφαρμόστηκε ένα φίλτρο διέλευσης χαμηλών κυματαρίθμων, αποκόποντας με τον τρόπο αυτό τις ανωμαλίες με μήκη κύματος μικρότερα των 5 Km. Το εύρος των απολήξεων του παραθύρου που χρησιμοποιήθηκε ήταν 1 Km. Με τον τρόπο αυτό επιδιώκεται η απομόνωση του τυχαίου και υψίσυχνου θορύβου, από την ανωμαλία που ενδιαφέρει. Η μορφή του φιλτραρισμένου χάρτη που θα προκύψει θα είναι ακριβώς η ίδια με αυτήν του σχήματος (6.6), μόνο που θα φαίνεται λίγο πιο εξομαλυσμένος.

Στο σχήμα (7.20 Α) φαίνεται η ανωμαλία αυτή, που αποκόπηκε από τον ανηγμένο στον βόρειο μαγνητικό πόλο χάρτη, αφού πρώτα εφαρμόστηκε σ' αυτόν το φίλτρο που

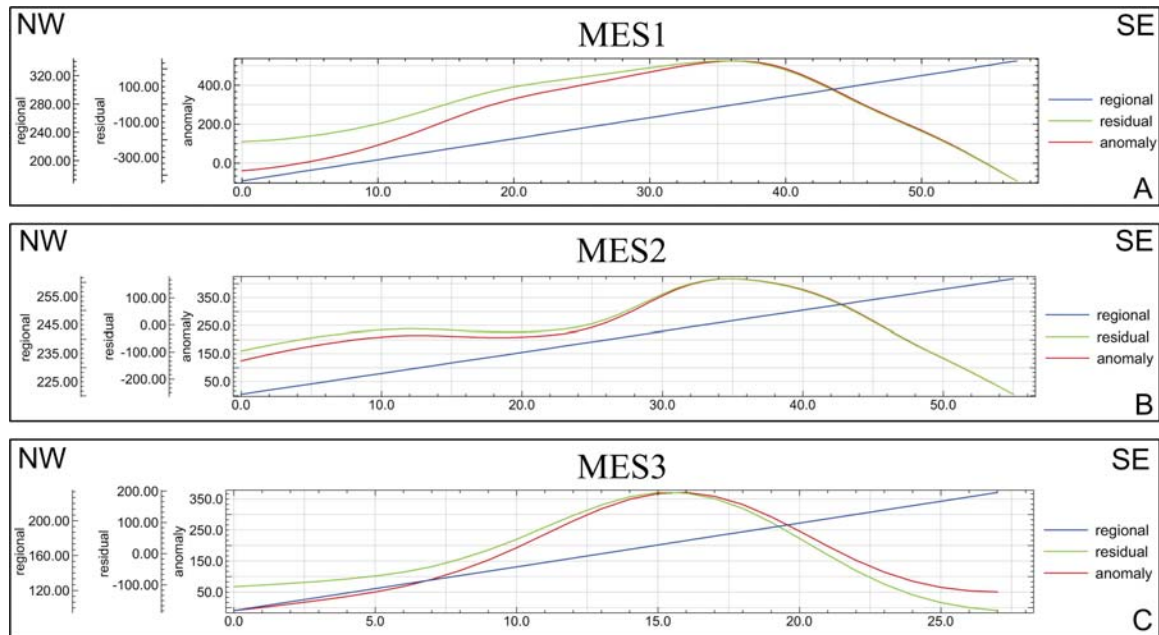
προαναφέρθηκε. Στο σχήμα (7.20 Β) φαίνεται γεωλογικός χάρτης της περιοχής. Είναι επίσης αποτυπωμένες οι τρεις τομές, MES1, MES2 και MES3, που χαράχτηκαν, με βήμα δειγματοληψίας 500 μέτρα, για την ερμηνεία της συγκεκριμένης ανωμαλίας και είναι κάθετες στις ανωμαλίες M8a, M8b και M8c αντίστοιχα. Αυτές έχουν διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ και από κάθε μία από τις τομές, αφαιρέθηκε μία επίπεδη περιφερειακή τάση, με κλίση προς τα ΒΔ (Σχ. 7.21), που οφείλεται στις βαθύτερες δομές, στην περιοχή της ανωμαλίας με κωδικό M8 (a, b, c).



Σχήμα 7.20: Α) Φιλτραρισμένη (Lowpass filter, $L > 5$ Km), ανηγμένη στον βόρειο μαγνητικό πόλο ανωμαλία της περιοχής της Μεσαορίας. Οι θέσεις των σταυρονημάτων συμπίπτουν και στους δύο χάρτες. Β) Γεωλογικός χάρτης κλίμακας 1:250.000 της περιοχής. Οι θέσεις των σταυρονημάτων συμπίπτουν και στους δύο χάρτες. Έχουν απεικονιστεί οι τρεις τομές MES1, MES2, MES3 που χαράχτηκαν για την ερμηνεία της ανωμαλίας.

Στην ανατολική περιοχή της πεδιάδας της Μεσαορίας εμφανίζεται η ανωμαλία με κωδικό όνομα M8. Κατά μήκος της τομής MES1 εμφανίζονται επιφανειακά τα Ολοκαινικά ιζήματα και στο αριστερό άκρο αυτής, υπάρχει επιφανειακή εκδήλωση του σχηματισμού της Πάχνας και του Καλαβασού. Η τομή MES2 διέρχεται από τα Πλειο – Πλειστοκαινικά ιζήματα της ιζηματογενής ακολουθίας, ενώ στο μέσο της εμφανίζονται και πετρώματα του σχηματισμού των Λευκάρων. Πηγαίνοντας από τα ΒΔ προς τα ΝΑ, κατά μήκος της τομής MES3, εμφανίζονται διαδοχικά οι σχηματισμοί των Λευκάρων,

της Πάχνας, του Καλαβασού και τα Τεταρτογενή ιζήματα. Το ήμισυ της τομής αυτής, προς τα ΝΑ, βρίσκεται μέσα στον θαλάσσιο χώρο του κόλπου της Λάρνακας. Ανάμεσα στις τομές MES2 και MES3 βρίσκεται μία ελλειψοειδή οφιολιθική εμφάνιση, που αποτελείται από βασικά ηφαιστειακά πετρώματα, και συγκεκριμένα από τις Ανώτερες και τις Κατώτερες προσκεφαλοειδείς λάβες της οφιολιθικής ακολουθίας του Τροόδους.

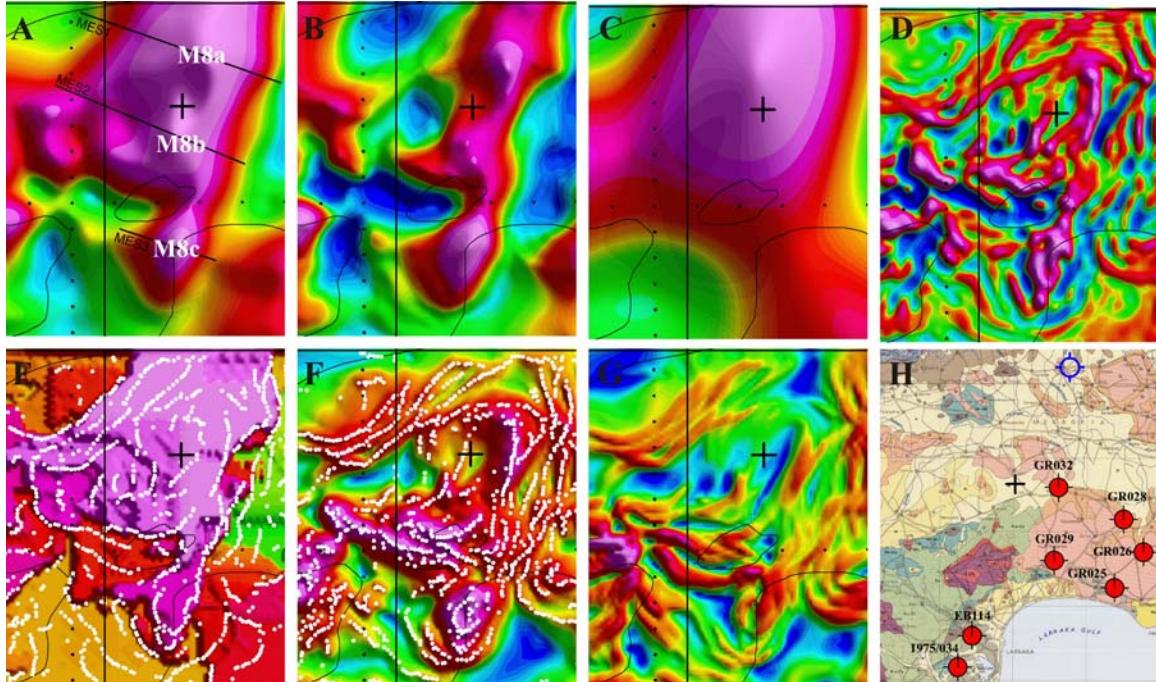


Σχήμα 7.21: Οι τρεις τομές MES1 (A), MES2 (B), MES3 (C) που χρησιμοποιήθηκαν για την ερμηνεία της ανωμαλίας με κωδικό όνομα M8 (a, b, c). Με κόκκινο χρώμα είναι η ανωμαλία του ολικού μαγνητικού πεδίου, ανηγμένη στον βόρειο μαγνητικό πόλο, η οποία φιλτραρίστηκε για να αποκοπούν τα μήκη κύματος κάτω από 5 Km. Με πράσινο χρώμα είναι η υπολειμματική ανωμαλία (residual) και με μπλε το περιφερειακό πεδίο (regional). Ο κατακόρυφος άξονας έχει διαφορετική κλίμακα, ανάλογα με την καμπύλη στην οποία αναφέρεται.

Οι χάρτες ποιοτικής ερμηνείας που παράχθηκαν (Σχ. 7.22) χρησιμοποιήθηκαν για την ερμηνεία της ανωμαλίας ενώ οι χάρτες των Παραμέτρων Χαρτογράφησης Πηγής έδωσαν πληροφορίες για το βάθος και την γεωμετρία των πηγών. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι στην περιοχή μεταξύ των τομών MES1 και MES2, το μέγιστο βάθος που υπολογίστηκε είναι 5737 μέτρα κάτω από το επίπεδο πτήσης του αεροπλάνου, που αντιστοιχεί σε ένα βάθος ίσο με 3146 μέτρα κάτω από το επίπεδο της θάλασσας.

Επιπρόσθετα στοιχεία για το πάχος των ιζημάτων στην πεδιάδα της Μεσαορίας ελήφθησαν από γεωτρήσεις που έχουν πραγματοποιηθεί στις γειτονικές περιοχές. Οι

θέσεις και οι κωδικοί των γεωτρήσεων, όπως έχουν καταγραφεί από το Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης Κύπρου, φαίνονται στον χάρτη (H) του σχήματος (7.22). Οι γεωτρήσεις που έχουν απεικονιστεί με τους κόκκινους κύκλους έχουν ένα μέσο βάθος της τάξης των 400 μέτρων και όλες έχουν διατηρήσει την ιζηματογενή ακολουθία της Μεσαορίας. Οι γεωτρήσεις αυτές μία ένδειξη του πάχους των ιζημάτων στις αντίστοιχες περιοχές.



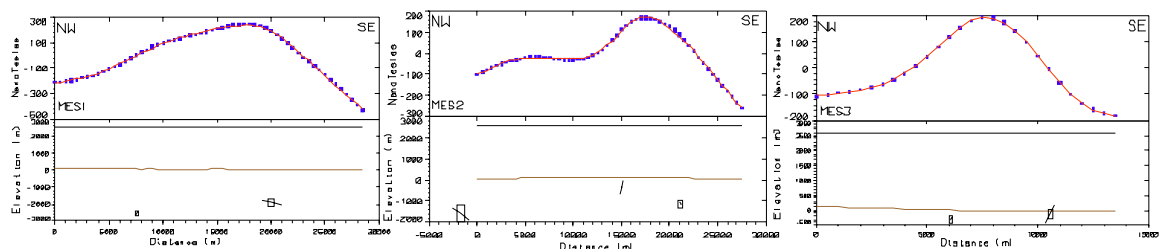
Σχήμα 7.22: Χάρτες ποιοτικής ερμηνείας για την μαγνητική ανωμαλία με κωδικό όνομα M8, στην ανατολική περιοχή της πεδιάδας της Μεσαορίας. A) Ανωμαλία ολικού μαγνητικού πεδίου ανηγμένη στον βόρειο μαγνητικό πόλο, από την οποία έχουν αποκοπεί τα μήκη κύματος μικρότερα των 5 Km. B) Χάρτης διέλευσης υψηλών κυματαρίθμων. C) Χάρτης διέλευσης χαμηλών κυματαρίθμων. D) Δεύτερη κατακόρυφη παράγωγος. E) Χάρτης επιπεδοποίησης, στον οποίο έχουν υπερτεθεί τα μέγιστα της οριζόντιας βαθμίδας. F) Χάρτης του αναλυτικού σήματος, στον έχουν υπερτεθεί τα μέγιστα αυτού. G) Χάρτης τοπικού κυματαρίθμων. H) Γεωλογικός χάρτης της περιοχής στον οποίο φαίνονται οι θέσεις των γεωτρήσεων. Η θέση των σταυρονημάτων συμπίπτει σε όλους τους χάρτες.

Από όλες τις γεωτρήσεις, αυτή που δίνει το πιο αντιπροσωπευτικό αποτέλεσμα για το πάχος της ιζηματογενούς ακολουθίας, είναι αυτή που πραγματοποιήθηκε στο χωριό Λευκόνικο ($\lambda = 33^{\circ} 44' 40''$, $\phi = 35^{\circ} 14' 40''$) και συμβολίζεται με τον μπλε κύκλο στον

γεωλογικό χάρτη. Η γεώτρηση αυτή έφτασε σε βάθος 3295 μέτρα και συνάντησε τις λάβες του Τροόδους σε βάθος 2710 m.

Βόρεια της τομής MES1, στο χωριό Μαραθόβουνος, υπολογίστηκε το βάθος των μαγνητικών πηγών σε 6000 *ft* (1829 m) περίπου, ενώ μία εκτίμηση βάθους της τάξης των 5000 *ft* (1524 m) έγινε για την περιοχή μεταξύ των τομών MES1 και MES2, κοντά στο χωριό Άσκεια (Bulletin No. 3 of the Geological Survey Department 1969).

Στην τομή MES1 εφαρμόστηκε η μέθοδος της αποσυνέλιξης Werner πολλαπλών πηγών. Από την ανάλυση που πραγματοποιήθηκε, προέκυψαν δύο πηγές, η μία σε απόλυτο βάθος 2519 μέτρων και η άλλη σε βάθος 1893 μέτρων, κάτω από το επίπεδο της θάλασσας (Σχ. 7.23). Οι τιμές αυτές βρίσκονται σε καλή συμφωνία με το βάθος των 1829 μέτρων που υπολογίστηκε από παλιότερη ανάλυση (Bulletin No. 3 of the Geological Survey Department 1969). Σε σχέση με την μέγιστη τιμή που υπολογίστηκε με την μέθοδο της Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής, εμφανίζονται υποτιμημένες, αλλά η μέση τιμή των βαθών των υπόλοιπων πηγών, κοντά στη θέση της τομής στην περιοχή, παρουσιάζει μία πολύ καλή σύμπτωση με αυτές.



Σχήμα 7.23: Εκτίμηση της θέσης και του βάθους ταφής των επαφών για τις τομές MES1, MES2, MES3 με την μέθοδο της αποσυνέλιξης Werner πολλαπλών πηγών (MSWD). Με τα μπλε τετράγωνα απεικονίζεται η ανηγμένη στο βόρειο μαγνητικό πόλο ανωμαλία του ολικού μαγνητικού πεδίου, από την οποία έχουν αποκοπεί τα μήκη κύματος μικρότερα των 5 Km. Η θέση και το βάθος της επαφής βρίσκεται στο κέντρο των ορθογωνίων, των οποίων οι διαστάσεις δείχνουν το υπολογιζόμενο σφάλμα για αυτές τις τιμές. Το μήκος των γραμμών, που είναι τοποθετημένες στο κέντρο των ορθογωνίων, δείχνει την αντίθεση μαγνητικής επιδεκτικότητας και ο προσανατολισμός αυτών, την γωνία κλίσης κατά μήκος των επαφών. Η επιδεκτικότητα και η γωνία κλίσης δεν θεωρούνται τόσο αξιόπιστες όσο το βάθος και η θέση των επαφών. Με την μαύρη και καφέ συνεχή γραμμή συμβολίζονται το ύψος πτήσης του αεροπλάνου (2591 μέτρα) και το τοπογραφικό ανάγλυφο αντίστοιχα κατά μήκος των τομών. Η κόκκινη γραμμή δείχνει την απόκριση των επαφών όπως αυτή υπολογίζεται με την μέθοδο επίλυσης του ευθέως προβλήματος των *Taiwani et al* (1959).

Η εφαρμογή της αποσυνέλιξης Werner στην τομή MES2 έδωσε τρεις πηγές σε βάθη 1577, 340 και 1120 μέτρα, κάτω από τη μέση στάθμη της θάλασσας, από τα ΒΔ προ τα ΝΑ (Σχ. 7.23). Οι τιμές αυτές βρίσκονται επίσης σε μία σχετική συμφωνία με τα τοπικά βάθη που υπολογίστηκαν με την μέθοδο Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής.

Οι πηγές που βρέθηκαν για την τομή MES3 είναι αρκετά επιφανειακές, καθώς εμφανίζονται στα απόλυτα βάθη των 287 και 126 μέτρων αντίστοιχα. Πρέπει να σημειωθεί ότι βόρεια από την τομή MES3, πολύ κοντά σ' αυτήν, η εμφάνιση των ηφαιστειακών πετρωμάτων μπορεί να ερμηνεύσει το μικρό βάθος ταφής αυτών δομών.

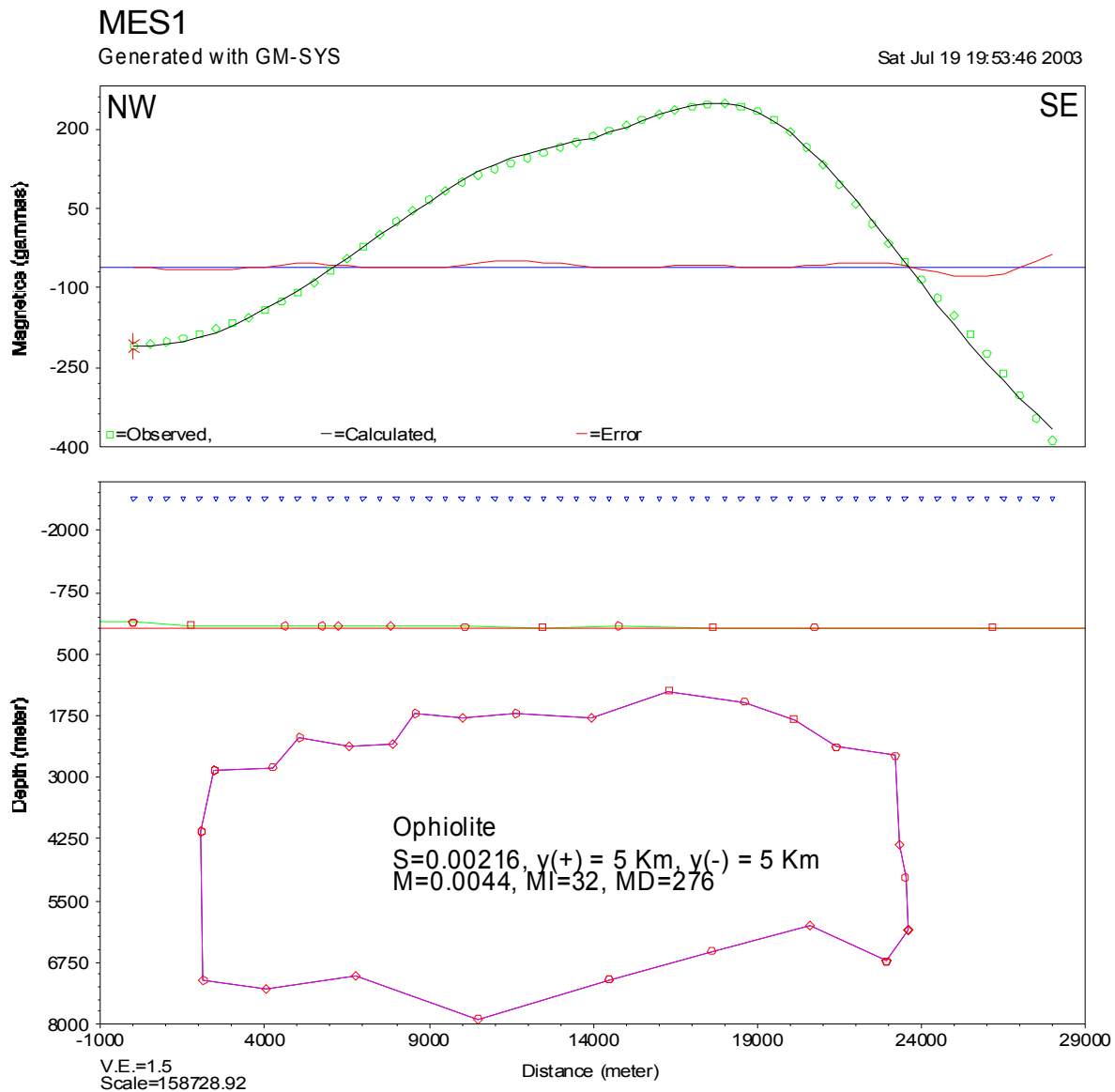
Μετρήσεις της μαγνητικής επιδεκτικότητας στα οφιολιθικά πετρώματα, για την περιοχή που χαράχτηκαν οι τρεις αυτές τομές, δεν έχουν πραγματοποιηθεί. Για την κατασκευή των μοντέλων χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές που μετρήθηκαν στο πεδίο (Πίν. 5.2).

Λήφθηκαν επίσης υπ' όψιν οι μέσες τιμές που υπολογίστηκαν εργαστηριακά, στα καρότα των γεωτρήσεων CY1 και CY1a. Η μέση τιμή της μαγνητικής επιδεκτικότητας που υπολογίστηκε από τα καρότα αυτών γεωτρήσεων, κυμαίνεται από $25.9 \times 10^{-3} (SI)$ ή $2.06 \times 10^{-3} (emu)$ σε $32.5 \times 10^{-3} (SI)$ ή $2.59 \times 10^{-3} (emu)$ και παρουσιάζει μία αυξητική τάση με το βάθος. Αντίστοιχα οι μέσες τιμές της παραμένουσας μαγνήτισης φαίνονται να ελαττώνονται με το βάθος, με τιμές από $7.74 \times 10^{-3} (emu/cm^3)$ μέχρι $1.01 \times 10^{-3} (emu/cm^3)$, με την έγκλιση του διανύσματος της παραμένουσα μαγνήτισης, να παρουσιάζει ένα εύρος τιμών από 15° έως 30° . Μετρήσεις του διανύσματος της απόκλισης της παραμένουσας μαγνήτισης δεν έγιναν στα καρότα των γεωτρήσεων (Smith and Vine 1984).

Για την οφιολιθική ακολουθία του Τροόδους έχει καθοριστεί μία μέση τιμή αναφοράς για την έγκλιση και την απόκλιση του διανύσματος της παραμένουσας μαγνήτισης. Η τιμή αυτή είναι γνωστή ως Διάνυσμα Μαγνήτισης Τροόδους, όπως προτάθηκε από του Allerton και Vine (1987) (Troodos Magnetization Vector – TMV). Αυτή είναι $\text{έγκλιση} = 32^{\circ}$, $\text{απόκλιση} = 276^{\circ}$ (Vine and Moores 1969) ή $\text{έγκλιση} = 36^{\circ}$, $\text{απόκλιση} = 274^{\circ}$ (Clube and Robertson 1986).

Η τιμή της μαγνητικής επιδεκτικότητας μετρήθηκε στα ιζήματα της ακολουθίας του Τροόδους. Η πλειοψηφία των δειγμάτων που μελετήθηκαν παρουσιάζουν τιμή της επιδεκτικότητας κάτω από $100 \times 10^{-6} (SI)$, ενώ στο διάστημα από $10 \times 10^{-6} - 20 \times 10^{-6}$

(SI) συγκεντρώνονται οι τιμές της μαγνητικής επιδεκτικότητας για τα περισσότερα δείγματα (Lagroix 1999).

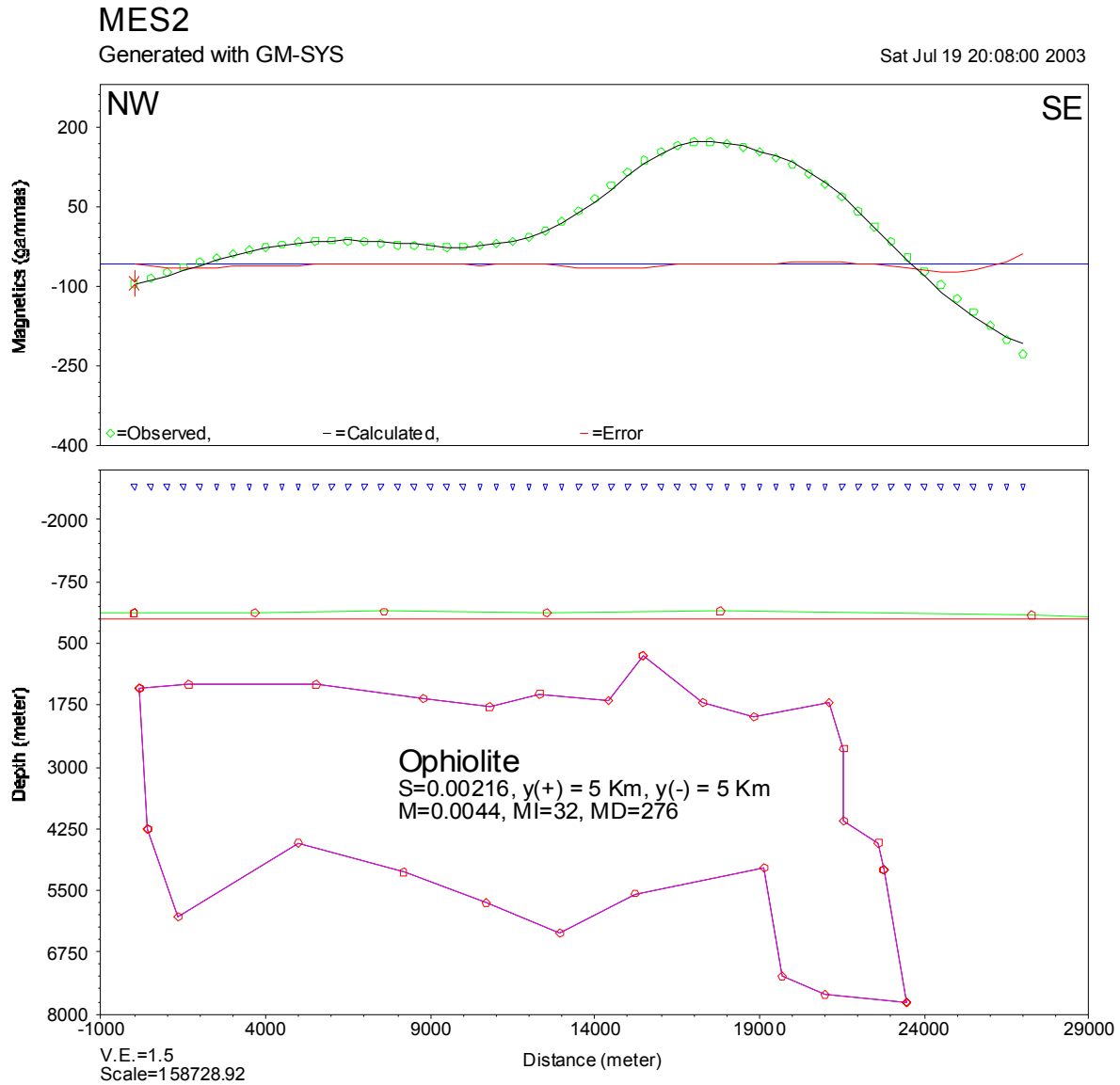


Σχήμα 7.24: Μοντέλο του οφιολίθου για την τομή MES1. Στο πάνω τμήμα του σχήματος, φαίνεται με την μαύρη γραμμή η ανωμαλία που προκαλεί το μοντέλο, με τους πράσινους κύκλους η παρατηρούμενη ανωμαλία και με την κόκκινη γραμμή το σφάλμα ταύτισης μεταξύ της ανωμαλίας του μοντέλου και της παρατηρούμενης ανωμαλίας. Στο κάτω τμήμα, φαίνεται το μοντέλο του οφιολίθου με τη μωβ γραμμή, μαζί με τις κορυφές του πολυγώνου (κόκκινοι κύκλοι). Η πράσινη συνεχής γραμμή αντιπροσωπεύει το τοπογραφικό ανάγλυφο κατά μήκος της τομής, ενώ τα μπλε τρίγωνα αντιπροσωπεύουν το ύψος λήψης των μετρήσεων (2591 μέτρα) και η κόκκινη γραμμή το επίπεδο της θάλασσας.

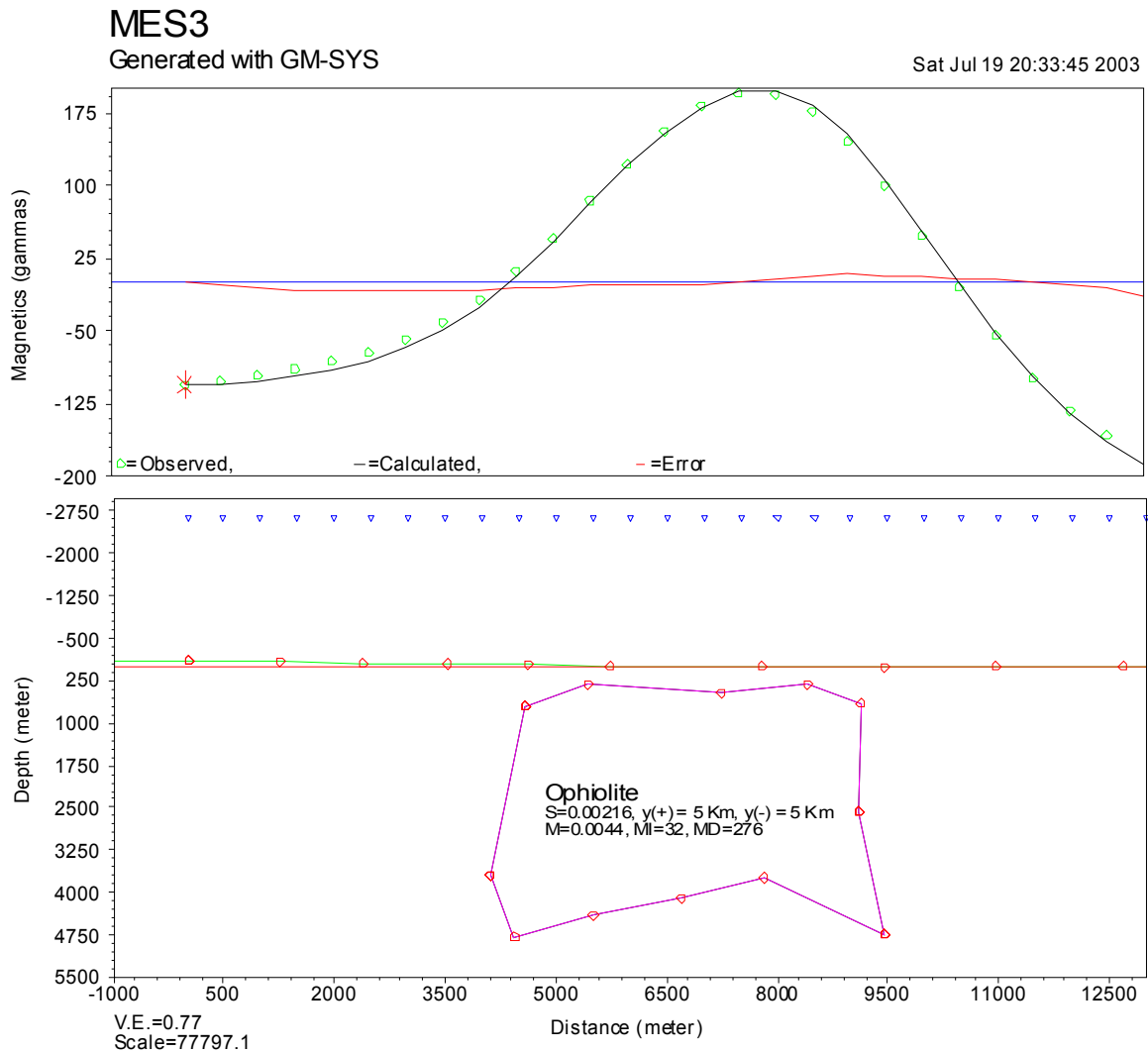
Η δομή που προκαλεί την επιμήκη ανωμαλία M8 (a, b, c) θεωρείται ότι οφείλεται σε ένα οφιολιθικό σώμα, που αποτελεί συνέχεια της οφιολιθικής ακολουθίας του Τροόδους, κάτω από τα ιζηματογενή πετρώματα της πεδιάδας της Μεσαορίας. Για την κατασκευή των μοντέλων, κατά μήκος των τομών MES1, MES2 και MES3 έγινε τόσο η υπόθεση επαγόμενης όσο και παραμένουσας μαγνήτισης. Η μαγνητική επιδεκτικότητα τέθηκε ίση με $2.16 \times 10^{-3} (emu)$. Για την ένταση της παραμένουσας μαγνήτισης λήφθηκε μία μέση τιμή ίση με $4.44 \times 10^{-3} (emu/cm^3)$, με βάση τις τιμές που μετρήθηκαν στις γεωτρήσεις CY1, CY1a. Η έγκλιση και η απόκλιση του διανύσματος της παραμένουσας μαγνήτισης τέθηκαν 32^0 και 276^0 αντίστοιχα.

Το μοντέλο του οφιολίθου κατά μήκος της τομής MES1 φαίνεται στο σχήμα (7.24). Η μέγιστη οριζόντια απόσταση του μοντέλου είναι 21.4 Km, ενώ το πάχος του είναι περίπου 5.8 Km. Το μέσο υψόμετρο κατά μήκος της τομής είναι 50 μέτρα. Το βάθος ταφής της πάνω επιφάνειας του σώματος δεν είναι σταθερό, αλλά παρουσιάζει μία ελάττωση, από το απόλυτο βάθος των 2.2 Km, στα δυτικά της τομής, στο απόλυτο βάθος των 1.3 Km προς τα ανατολικά αυτής, ενώ το μέγιστο απόλυτο βάθος του σώματος φτάνει μέχρι τα 7.9 Km. Το ανατολικό πλευρικό όριο του σώματος είναι σχεδόν κατακόρυφο, όπως μπορεί να διαπιστωθεί από τα πλάτη των μεγίστων της οριζόντιας βαθμίδας του ανηγμένου στον βόρειο μαγνητικό πόλο μαγνητικού πεδίου της Κύπρου (Σχ. 6.19, 7.22 E). Πραγματοποιήθηκαν επίσης διορθώσεις των ορίων του σώματος έτσι ώστε αυτό να είναι 2.5 διαστάσεων και εκτείνεται 5 Km προς τα BA και τα ΝΔ.

Το τοπογραφικό ανάγλυφο κατά μήκος της τομής MES2 κυμαίνεται γύρω από τα 116 μέτρα. Το μοντέλο εμφανίζεται σε ένα μέσο βάθος ίσο με 1.5 Km κάτω από το ιζηματογενές κάλυμμα, λαμβάνοντας υπ' όψιν την τοπογραφία της περιοχής. Στην οριζόντια απόσταση των 16 Km, από την αρχή της τομής, το πάχος των ιζημάτων μικραίνει, σε σχέση με ότι συμβαίνει κατά μήκος της υπόλοιπης τομής, καθώς το απόλυτο βάθος του μοντέλου στην περιοχή αυτή, είναι 750 μέτρα. Το μέγιστο απόλυτο βάθος του μοντέλου φτάνει μέχρι τα 7.8 Km και το πάχος του είναι περίπου ίσο με 4.7 Km, ενώ η οριζόντια απόστασή του είναι 22.2 Km. Το ανατολικό πλευρικό όριο και του μοντέλου αυτού είναι σχεδόν κατακόρυφο (Σχ. 6.19). Έγιναν και σε αυτό το μοντέλο διορθώσεις ορίων, έτσι ώστε να είναι μοντέλο 2.5 διαστάσεων, με αποτέλεσμα να εκτείνεται και αυτό 5 Km προς τα BA και τα ΝΔ. Το τελικό μοντέλο που δημιουργήθηκε εμφανίζεται στο σχήμα (7.25).



Σχήμα 7.25: Μοντέλο του οφιολίθου για την τομή MES2. Στο πάνω τμήμα του σχήματος, φαίνεται με την μαύρη γραμμή η ανωμαλία που προκαλεί το μοντέλο, με τους πράσινους κύκλους η παρατηρούμενη ανωμαλία και με την κόκκινη γραμμή το σφάλμα ταύτισης μεταξύ της ανωμαλίας του μοντέλου και της παρατηρούμενης ανωμαλίας. Στο κάτω τμήμα, φαίνεται το μοντέλο του οφιολίθου με τη μωβ γραμμή, μαζί με τις κορυφές του πολυγώνου (κόκκινοι κύκλοι). Η πράσινη συνεχής γραμμή αντιπροσωπεύει το τοπογραφικό ανάγλυφο κατά μήκος της τομής, ενώ τα μπλε τρίγωνα αντιπροσωπεύουν το ύψος λήψης των μετρήσεων (2591 μέτρα) και η κόκκινη γραμμή το επίπεδο της θάλασσας.



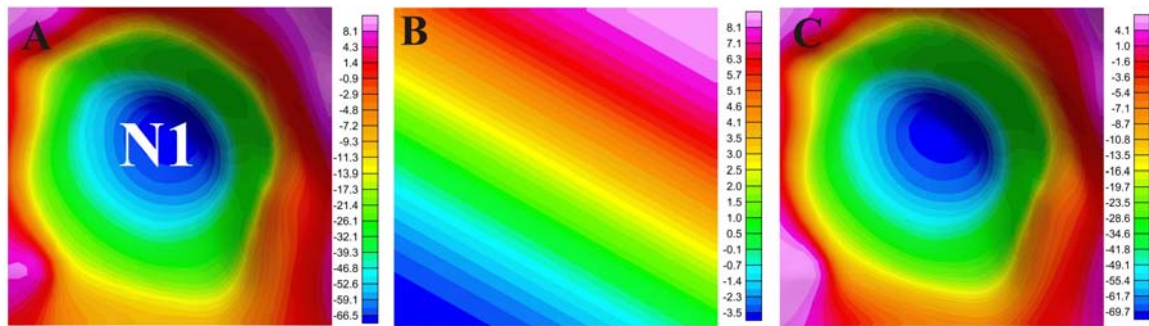
Σχήμα 7.26: Μοντέλο του οφιολίθου για την τομή MES3. Στο πάνω τμήμα του σχήματος, φαίνεται με την μαύρη γραμμή η ανωμαλία που προκαλεί το μοντέλο, με τους πράσινους κύκλους η παρατηρούμενη ανωμαλία και με την κόκκινη γραμμή το σφάλμα ταύτισης μεταξύ της ανωμαλίας του μοντέλου και της παρατηρούμενης ανωμαλίας. Στο κάτω τμήμα, φαίνεται το μοντέλο του οφιολίθου με τη μωβ γραμμή, μαζί με τις κορυφές του πολυγώνου (κόκκινοι κύκλοι). Η πράσινη συνεχής γραμμή αντιπροσωπεύει το τοπογραφικό ανάγλυφο κατά μήκος της τομής, ενώ τα μπλε τρίγωνα αντιπροσωπεύουν το ύψος λήψης των μετρήσεων (2591 μέτρα) και η κόκκινη γραμμή το επίπεδο της θάλασσας.

Το μοντέλο της τομής MES3 είναι το πιο μικρό σε οριζόντια διάσταση από τα άλλα δύο και εμφανίζεται σε πολύ μικρότερο βάθος σε σχέση με τα προηγούμενα. Τα πλευρικά όρια του οφιολιθικού σώματος είναι σχεδόν τελείως κατακόρυφα, κάτι το οποίο αποδεικνύεται και από τις μεγάλες τιμές της οριζόντιας βαθμίδας, στο ανατολικό και στο δυτικό μέρος της τομής (Σχ. 6.19). Το μοντέλο είναι και αυτό 2.5 διαστάσεων,

καθώς εκτείνεται 5 Km προς τα ΒΑ και τα ΝΔ. Η πάνω επιφάνεια του σώματος εμφανίζεται σε βάθος από 321 έως 467 μέτρα, κάτω την επιφάνεια του εδάφους, που στην συγκεκριμένη περιοχή παρουσιάζει σχεδόν μηδενικό υψόμετρο. Η οριζόντια διάσταση του σώματος είναι 5 Km και το πάχος του 3.6 Km, ενώ φτάνει μέχρι το απόλυτο βάθος των 4.7 Km (Σχ. 7.26).

7.9. ΜΟΝΤΕΛΟ ΑΡΝΗΤΙΚΗΣ ΒΑΡΥΤΙΚΗΣ ΑΝΩΜΑΛΙΑΣ ΣΤΟΝ ΟΛΥΜΠΟ

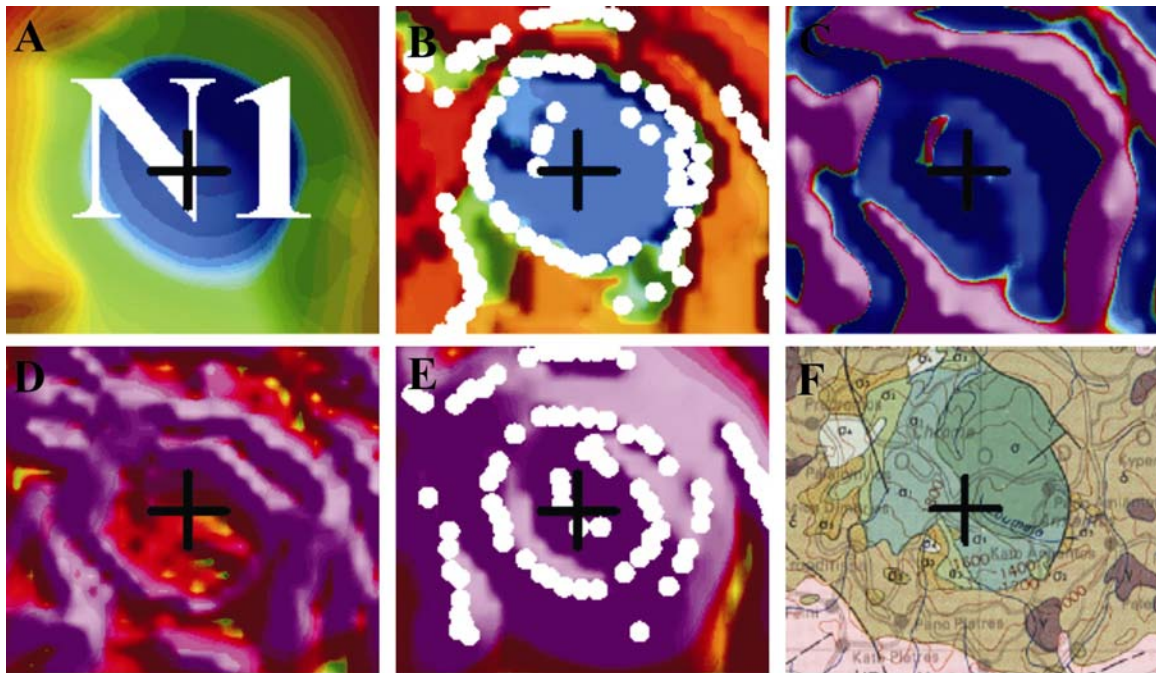
Η κλειστή αρνητική βαρυτική ανωμαλία N1, που εντοπίζεται στον υπολειμματικό βαρυτικό χάρτη Bouguer της Κύπρου, αποτελεί ένα πολύ χαρακτηριστικό γνώρισμα αυτού, καθώς επικάθεται πάνω στην κύρια επιμήκη θετική ανωμαλία, που καλύπτει το κεντρικό μέρος του νησιού, από τα δυτικά προς τα ανατολικά, με μία γενική ΔΒΔ – ΑΝΑ διεύθυνση (Σχ. 6.4).



Σχήμα 7.27: Α) Χάρτης βαρυτικής ανωμαλίας Bouguer με κωδικό όνομα N1, που αποκόπηκε από τον υπολειμματικό βαρυτικό χάρτη Bouguer της Κύπρου. Β) Επίπεδο πρώτου βαθμού, με κλίση προς ΝΔ, που προσομοιάζει την περιφερειακή ανωμαλία, που οφείλεται στις βαθύτερες δομές στην περιοχή της ανωμαλίας με κωδικό όνομα N1. Γ) Υπολειμματική βαρυτική ανωμαλία στον Όλυμπο, μετά την αφαίρεση του επιπέδου πρώτου βαθμού.

Η ανωμαλία αυτή είναι πολύ καλά καθορισμένη, καθώς υπάρχουν αρκετοί βαρυτομετρικοί σταθμοί, τόσο κατά την διεύθυνση Α – Δ όσο και την Β – Ν, που ορίζουν τον κλειστό και κυκλικό χαρακτήρα της (Σχ.5.2). Το εύρος της ανωμαλίας είναι σχετικά μικρό, με μία μέση διάμετρο της τάξης των 7 Km. Στο σχήμα (7.27) φαίνεται αυτή η αρνητική βαρυτική ανωμαλία, η οποία αποκόπηκε από τον υπολειμματικό χάρτη

Bouguer. Από αυτήν αφαιρέθηκε μία επίπεδη τάση, η οποία προσομοιάζει τις βαθύτερες δομές της περιοχής (Σχ. 7.27 Β).



Σχήμα 7.28: Χάρτες ποιοτικής ερμηνείας για την αρνητική βαρυτική ανωμαλία Bouguer που παρουσιάζεται στην κορυφή του Τροόδους, στον Όλυμπο. Α) Υπολειμματική βαρυτική ανωμαλία Bouguer, με κωδικό όνομα N₁, Β) Χάρτης επιπεδοποίησης στον οποίο έχουν υπερτεθεί οι θέσεις των μεγίστων της οριζόντιας βαθμίδας, Γ) Δεύτερη κατακόρυφη παράγωγος, Δ) Τοπικός κυματάριθμος, Ε) Αναλυτικό σήμα μαζί με τα μέγιστα αυτού, Σ) Γεωλογικός χάρτης κλίμακας 1:250.000.

Η ανωμαλία συσχετίζεται απόλυτα με την επιφανειακή εκδήλωση των υπερβασικών πλουτωνικών πετρωμάτων, που συνιστούν το κορυφαίο τμήμα του Τροόδους και παρουσιάζουν επίσης μία κυκλική διάταξη. Το μισό περίπου μέρος της ανωμαλίας, προς τα βορειοανατολικά αυτής, συμπίπτει με την επιφανειακή εκδήλωση του σερπεντινίτη, ενώ το δυτικό και νότιο μέρος της σχετίζεται με τις επιφανειακές εμφανίσεις του χαρτσβουργίτη, του δουνίτη, του βερλίτη και του πυροξενίτη (Σχ. 7.28 Σ).

Η επιφανειακή πυκνότητα στην περιοχή είναι 2.9 gr/cm^3 , που είναι μία τυπική τιμή της πυκνότητας για τα επιφανειακά υπερβασικά πετρώματα.. Οι μετρήσεις πυκνότητας σε δείγματα σερπεντινίτη, έδειξαν ότι αυτή κυμαίνεται γύρω από την τιμή

των 2.55 gr/cm^3 . Τα υπερβασικά πετρώματα σε βάθος έχουν υψηλές τιμές πυκνότητας, της τάξης των 3.30 gr/cm^3 (Gass and Smith 1963).

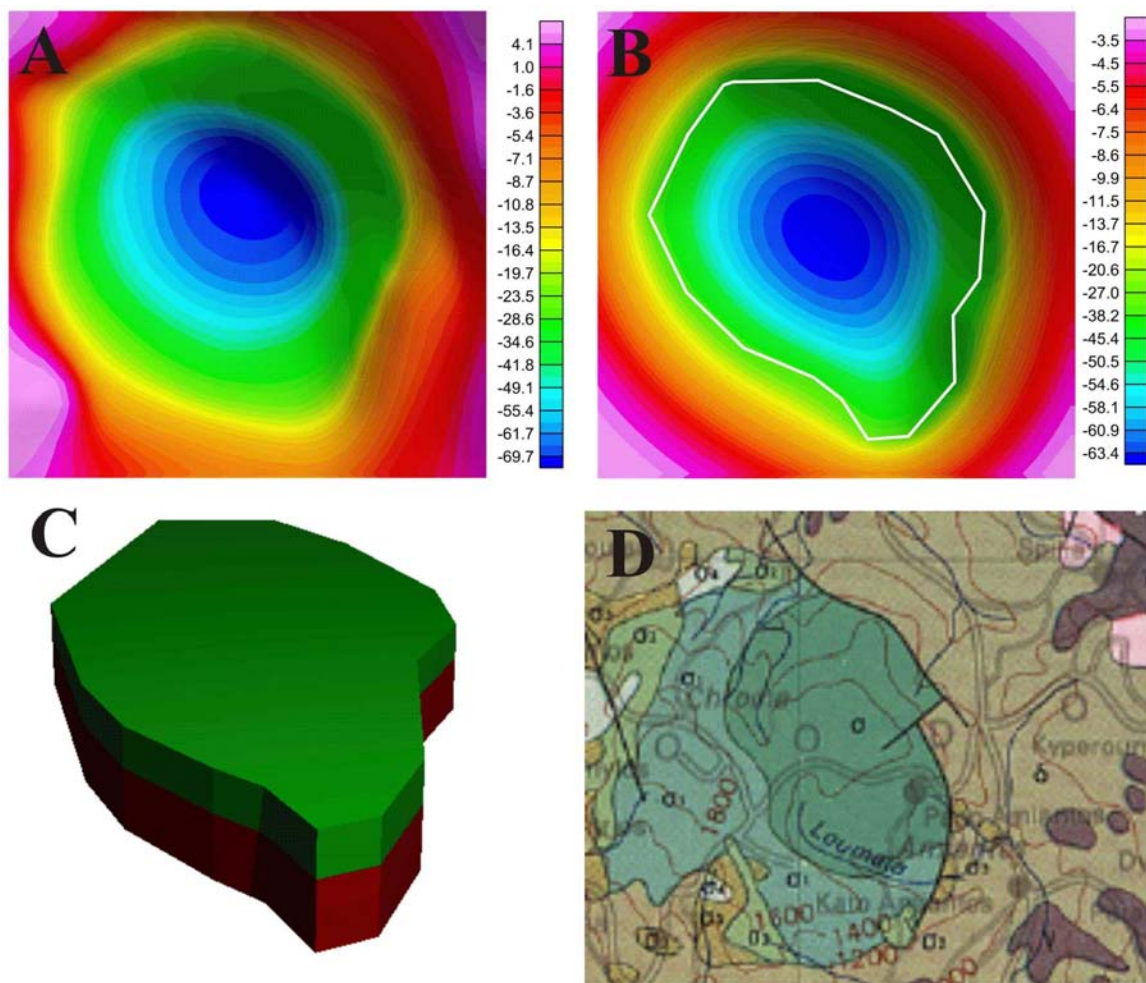
Οι εμφανίσεις σερπεντινίτη έχουν προέλθει από την διαδικασία της επιτόπου σερπεντινίωσης του δουνίτη, ο οποίος αποτελείται σχεδόν αποκλειστικά από το ορυκτό ολιβίνη. Σερπεντινίωση η διαδικασία αλλοίωσης, κυρίως υπερβασικών πετρωμάτων, από την δράση υδροθερμικών διαλυμάτων (Wilson 1959).

Η μορφή της ανωμαλίας είναι τέτοια που παρουσιάζει όλα τα χαρακτηριστικά εκείνα γνωρίσματα για την προσομοίωσή της με ένα τρισδιάστατο μοντέλο. Το τμήμα του χάρτη που περιέχει την αρνητική βαρυτική ανωμαλία, αποκόπηκε από αυτόν και εν συνεχεία αφαιρέθηκε μία επίπεδη επιφάνεια, που προσομοιώνει τις βαθύτερες δομές στην περιοχή (Σχ. 7.27). Για την κατασκευή του μοντέλου χρησιμοποιήθηκαν οι χάρτες ποιοτικής ερμηνείας της οριζόντιας βαθμίδας, της επιπεδοποίησης, του αναλυτικού σήματος, της δεύτερης κατακόρυφης παραγώγου και του τοπικού κυματάριθμου (Σχ. 7.28). Συλλέχθηκαν επίσης πληροφορίες που αφορούσαν την γεωλογία της περιοχής (Wilson 1959) και λήφθηκαν υπόψιν προγενέστερες γεωφυσικές εργασίες και ερμηνείες (Gass and Smith 1963). Όλα αυτά τα στοιχεία χρησιμοποιήθηκαν για να καθοριστούν οι αρχικές παράμετροι του μοντέλου, που στη συνέχεια βελτιώθηκαν μέσω διαδοχικών προσεγγίσεων.

Η αρνητική βαρυτική ανωμαλία, που εντοπίζεται στην κορυφή του Τροόδους, οφείλεται σε μία αρνητική αντίθεση πυκνότητας, ανάμεσα στην δομή που την προκαλεί και των περιβαλλόντων πετρωμάτων. Τα πλευρικά όρια της δομής καθορίστηκαν από τους χάρτες της επιπεδοποίησης και των μεγίστων της οριζόντιας βαθμίδας (Σχ. 7.28 B). Το μεγάλο πλάτος που παρουσιάζουν οι τιμές των μεγίστων της οριζόντιας βαθμίδας στην συγκεκριμένη περιοχή (Σχ. 6.21), υποδεικνύουν την σχεδόν κατακόρυφη ανάπτυξη των πλευρικών ορίων του σώματος. Το μοντέλο καταλαμβάνει μία έκταση $8 \times 7 \text{ Km}^2$ και όπως φαίνεται από τον γεωλογικό χάρτη, το ανατολικό όριο του σώματος συμπίπτει με το κανονικό ρήγμα, που οριοθετεί την επαφή μεταξύ του σερπεντινίτη και του γάβρου.

Το μέσο απόλυτο υψόμετρο στην περιοχή είναι 1400 μέτρα. Το μοντέλο συνίσταται από δύο πρίσματα. Το πρώτο πρίσμα ξεκινά από την επιφάνεια του εδάφους, όπου εντοπίζονται οι εμφανίσεις του σερπεντινίτη, και φτάνει μέχρι το απόλυτο υψόμετρο των 400 μέτρων. Η αντίθεση πυκνότητας του πρίσματος αυτού με το περιβάλλον είναι -0.85 gr/cm^3 και έχει ένα μέσο πάχος της τάξης των 1000 μέτρων. Το πρίσμα αυτό

θεωρείται ότι συμπίπτει με την ζώνη του σερπεντινίτη, ο οποίος έχει προέλθει από την υδροθερμική αλλοίωση του δουνίτη της περιοχής. Η ζώνη χαμηλής πυκνότητας συνεχίζεται προς τα κάτω, μέχρι το απόλυτο βάθος των 1300 μέτρων. Το πάχος αυτής της εξαλλοιωμένης ζώνης είναι 1700 μέτρα και η αντίθεση πυκνότητας αυτής -0.8 gr/cm^3 (Σχ. 7.29). Παρατηρείται ότι η ανωμαλία που προκαλεί το προτεινόμενο μοντέλο παρουσιάζει μία αρκετά καλή ταύτιση, τόσο στη μορφή όσο και στο πλάτος με την υπολειμματική βαρυτική ανωμαλία Bouguer, που εντοπίζεται στην κορυφή του Τροόδους.



Σχήμα 7.29: Μοντέλο της ανωμαλίας της αρνητικής βαρυτικής ανωμαλίας στον Όλυμπο. Α) Υπολειμματική βαρυτική ανωμαλία Bouguer, από την οποία έχει αφαιρεθεί μία επίπεδη επιφάνεια. Β) Ανωμαλία που προκαλεί το μοντέλο μαζί με τα όριά του. Γ) Τρισδιάστατο μοντέλο. Δ) Γεωλογικός χάρτης.

8.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η παρούσα Διατριβή Ειδίκευσης πραγματεύεται την γεωφυσική και γεωλογική δομή της Κύπρου, με την χρήση και μελέτη των πεδίων δυναμικού. Το μαγνητικό και το βαρυτικό πεδίο αποτελούν δύο πεδία δυναμικού, τα οποία έχουν στενή σχέση μεταξύ τους. Η μετάβαση από το ένα πεδίο στο άλλο, εφόσον θεωρηθεί ότι η πηγή παρουσιάζει ομοιόμορφη πυκνότητα και μαγνήτιση, γίνεται με την εξίσωση Poisson (Σχέση 4.38). Η εξίσωση αυτή επιτρέπει την ταυτόχρονη μελέτη των δύο αυτών πεδίων, καθώς οι μεθοδολογίες επεξεργασίας των δεδομένων που εφαρμόζονται, είναι ταυτόσημες και στις δύο περιπτώσεις.

Η Κύπρος βρίσκεται στο ανατολικό άκρο της Μεσογείου ($\varphi = 34^{\circ} 34' \text{B} - 35^{\circ} 42' \text{B}$, $\lambda = 32^{\circ} 17' \text{A} - 34^{\circ} 35' \text{A}$). Τοπογραφικά αποτελείται από την οροσειρά του Τροόδους στο κεντρικό τμήμα του νησιού, την οροσειρά της Κερύνειας κατά μήκος των βόρειων ακτών της και την κοιλάδα της Μεσαορίας που χωρίζει αυτές τις δύο οροσειρές.

Κυρίαρχο στοιχείο στη γεωλογία της Κύπρου αποτελεί η οφιολιθική ακολουθία του Τροόδους, η οποία είναι από τις καλύτερα διατηρημένες στον κόσμο. Αποτελείται από μία πλήρη σειρά βασικών και υπερβασικών πετρωμάτων, τα οποία από πάνω προς τα κάτω είναι τα ηφαιστειακά, τα φλεβικά, τα πλουτώνια και τα πετρώματα της ακολουθίας του μανδύα. Άμεσα συνδεδεμένες με το οφιολιθικό σύμπλεγμα του Τροόδους είναι και οι πλούσιες μεταλλοφορίες χαλκού και χρωμίτη, που εντοπίζονται στην Κύπρο.

Στην παρούσα έρευνα χρησιμοποιήθηκαν ο μαγνητικός και ο βαρυτικός χάρτης της Κύπρου, που είναι σε κλίμακα 1:250.000. Ο βαρυτικός χάρτης ήταν αποτέλεσμα των βαρυτικών διασκοπήσεων, που πραγματοποίησαν οι εταιρείες Iraq Petroleum Company (I.P.C.) το 1946 και Overseas Geological Survey (O.G.S) το 1958. Ο μαγνητικός χάρτης

συντάχθηκε από την βρετανική εταιρεία Hunting Geology and Geophysics Ltd, το Νοέμβριο του 1969. Το ύψος πτήσης του αεροπλάνου ήταν σταθερό και ίσο με 2591 *m* (8500 *ft*). Οι χάρτες αυτοί ψηφιοποιήθηκαν και ελήφθησαν τα δεδομένα σε ψηφιακή μορφή.

Τα μαγνητικά και τα βαρυτικά δεδομένα καταχωρήθηκαν σε πίνακα ο οποίος απεικονίζει κάρναβο, για την περαιτέρω επεξεργασία. Κατασκευάστηκε ο χάρτης της ανωμαλίας του ολικού μαγνητικού πεδίου και ο χάρτης της βαρυτικής ανωμαλίας Bouguer. Από αυτούς αφαιρέθηκε μία επιφάνεια πρώτου βαθμού, που προσομοιάζει τις βαθύτερες δομές. Αυτή η επιφάνεια κλίνει προς τα ΝΑ για τα βαρυτικά δεδομένα και προς τα ΝΔ για τα μαγνητικά. Έτσι λήφθηκαν οι αντίστοιχοι υπολειμματικοί χάρτες.

Τα μαγνητικά δεδομένα υπέστησαν τον μετασχηματισμό της αναγωγής στον βόρειο μαγνητικό πόλο. Με τον τρόπο αυτό εξαφανίζονται οι διπολικότητες, που οφείλονται στη μη κατακόρυφη διεύθυνση της μαγνήτισης ή του επάγοντος πεδίου. Δηλαδή τα μέγιστα των ανωμαλιών βρίσκονται τοποθετημένα πάνω από το κέντρο των μαγνητικών σωμάτων, που προκάλεσαν τη διατάραξη του μαγνητικού πεδίου. Οι μαγνητικές ανωμαλίες, που εντοπίζονται στον χάρτη της Κύπρου είναι κυρίως επιμήκεις και πηγή αυτών είναι τα οφιολιθικά πετρώματα της ακολουθίας του Τροόδους. Ένα οφιολιθικό σώμα το οποίο βρίσκεται κάτω από τα ιζήματα της πεδιάδας της Μεσαορίας, προκαλεί την επιμήκη θετική μαγνητική ανωμαλία στην περιοχή.

Η Κύπρος καλύπτεται από μία θετική βαρυτική ανωμαλία, που καλύπτει το κεντρικό μέρος του νησιού, από τα δυτικά μέχρι τα ανατολικά, με διεύθυνση ΔΒΔ – ΑΝΑ. Αυτή η ανωμαλία οφείλεται στα οφιολιθικά πετρώματα του Τροόδους. Η κλειστή βαρυτική ανωμαλία στην κορυφή του Τροόδους, οφείλεται σε μία αρνητική αντίθεση πυκνότητας, που παρουσιάζεται στα υπερβασικά πετρώματα. Οι σχηματισμοί του Συμπλέγματος των Μαμωνιών δίνουν γένεση σε μία επιμήκη αρνητική βαρυτική ανωμαλία με διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ.

Οι διάφοροι μετασχηματισμοί πεδίου, που εφαρμόστηκαν στα βαρυτικά και στα μαγνητικά δεδομένα ενίσχυσαν και ανέδειξαν τα χαρακτηριστικά των πηγών, που προκαλούν τις ανωμαλίες. Ο χάρτης του μετασχηματισμού της ψευδοβαρύτητας ανέδειξε τις αρνητικές ανωμαλίες στην κορυφή του Τροόδους και στην περιοχή των Μαμωνιών. Οι χάρτες της επιπεδοποίησης, της οριζόντιας βαθμίδας, του αναλυτικού σήματος και του τοπικού κυματάριθμου καθόρισαν τα πλευρικά όρια των δομών που προκαλούν το ανώμαλο πεδίο στην πεδιάδα της Μεσαορίας, στην Πάφο, στο δάσος της Λεμεσού και

στην κορυφή του Τροόδους. Το ανατολικό και το δυτικό όριο της επαφής των γεωτεκτονικών ζωνών του Τροόδους και των Μαμωνιών, στη νοτιοδυτική Κύπρο, όπως και η επαφή των οφιολιθικών πετρωμάτων με την ζώνη της Κερύνειας, κάτω από τα ιζήματα της Μεσαορίας, μπορούν να παρατηρηθούν στους αντίστοιχους χάρτες. Πολύ σημαντική είναι επίσης και η ακριβής αποτύπωση του ρήγματος μετασχηματισμού του Αρακαπά, στην περιοχή του δάσους της Λεμεσού.

Η εφαρμογή της μεθόδου Χαρτογράφησης Παραμέτρων Πηγής στα πεδία δυναμικού, έδωσε πληροφορίες για το βάθος ταφής και την γεωμετρία (παράταξη, διεύθυνση κλίσης) των δομών. Η μεθοδολογία, που αρχικά προτάθηκε για την ερμηνεία δεδομένων του ολικού μαγνητικού πεδίου, εφαρμόστηκε κατ' ευθείαν και στα βαρυτικά δεδομένα Bouguer, κάνοντας απλά την θεώρηση ότι αυτά έχουν αναχθεί στον βόρειο μαγνητικό πόλο. Πάλι το ρήγμα του Αρακαπά και οι επαφές των ζωνών έχουν αποτυπωθεί και σε αυτούς τους χάρτες. Εφαρμόστηκε η μεθοδολογία και στα ψευδομαγνητικά δεδομένα, αλλά τα αποτελέσματα δεν ήταν απόλυτα αξιολογήσιμα, καθώς οι δομές που προέκυψαν, δε χαρακτηρίζονταν από μία συγκεκριμένη διάταξη, αλλά εμφανίζονταν διασκορπισμένες και απομονωμένες μεταξύ τους.

Η μαγνητική ανωμαλία στην περιοχή Ακάκι προσομοιώθηκε από ένα μοντέλο 2.5 διαστάσεων. Η γεωλογική τομή αποτελείται από πετρώματα της οφιολιθικής ακολουθίας του Τροόδους, τα οποία από πάνω προς τα κάτω είναι οι λάβες, ο ορίζοντας βάσης, ο διαβάσης, ο γάβρος, ο πυροξενίτης και τα βασικά και υπερβασικά πλουτωνικά πετρώματα. Οι γεωτρήσεις CY1, CY1a και CY4 έδωσαν πληροφορίες για το στρωματογραφική ακολουθία και το πάχος των σχηματισμών (περίπου 1 Km κάθε σχηματισμός). Η ακολουθία εντοπίζεται κάτω από τα ιζήματα της Μεσαορίας, των οποίων το μέγιστο πάχος υπολογίστηκε σε 2.2 Km, που είναι σε καλή συμφωνία με το πάχος που υπολογίστηκε από την γεώτρηση στο χωριό Κάτω Λακατάμια (μοντέλο Akaki).

Η αρνητική βαρυτική ανωμαλία Bouguer και η αρνητική ανηγμένη στον πόλο μαγνητική ανωμαλία στην περιοχή Πόλις, οφείλεται στα πετρώματα του συμπλέγματος των Μαμωνιών. Κατασκευάστηκε ένα γεωλογικό μοντέλο 2.5 διαστάσεων, το οποίο δείχνει το δυτικό και το ανατολικό όριο επαφής του Νεότερου Μεσοζωϊκού Σχηματισμού (Τρόοδος) με τον Παλιότερο Μεσοζωϊκό Σχηματισμό (Μαμώνια), που είναι μία ζώνη σερπεντινίτη. Το ανατολικό όριο του σερπεντινίτη δεν φτάνει στην

επιφάνεια του εδάφους, αλλά βρίσκεται κάτω από τα Πλειο – Τεταρτογενή ιζήματα, περίπου 500 *m* κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας (μοντέλο Polis).

Μία οφιολιθική μάζα, η οποία, από κάτω προς τα πάνω, συνίσταται από τα υπερβασικά πετρώματα (δουνίτης), το γάβρο, τα φλεβικά (διαβάσης) και τα ηφαιστειακά πετρώματα (λάβες), δημιουργεί το παρατηρούμενο ανώμαλο μαγνητικό πεδίο στην παροχή του δάσους της Λεμεσού. Η ζώνη του σερπεντινίτη που εμφανίζεται, έχει προέλθει από την υδροθερμική αλλοίωση των υπερβασικών πετρωμάτων (δουνίτης). Η ακολουθία συνεχίζεται κάτω από τα ιζήματα, των οποίων το πάχος υπολογίστηκε περίπου 900 *m*. Το μοντέλο είναι επίσης 2.5 διαστάσεων (μοντέλο Lemesos).

Ένα οφιολιθικό σώμα 2.5 διαστάσεων, που παρουσιάζει επιφανειακή εκδήλωση, προκαλεί την θετική ανωμαλία, που εντοπίζεται στον ανηγμένο στον βόρειο μαγνητικό πόλο χάρτη, στην περιοχή της Πάφου. Το μέγιστο απόλυτο βάθος του είναι 1350 *m* και το μέσο πάχος 3.5 *Km*. Η οριζόντια απόσταση του μοντέλου είναι 16.4 *Km* και φτάνει μέχρι το απόλυτο βάθος των 4.55 *Km* (μοντέλο Pafos).

Η θετική μαγνητική ανωμαλία στην περιοχή της ανατολικής Μεσαορίας, προκαλείται από μία οφιολιθική δομή, που βρίσκεται κάτω από τα ιζήματα της λεκάνης. Για την ερμηνεία της κατασκευάστηκαν τρία μοντέλα 2.5 διαστάσεων. Το πρώτο από αυτά παρουσιάζει οριζόντια διάσταση ίση με 21.4 *Km* και πάχος περίπου 5.8 *Km*. Το απόλυτο βάθος ταφής του κυμαίνεται από 1.3 *Km* μέχρι 2.2 *Km* (μοντέλο MES1). Το πάχος του δεύτερου σώματος είναι περίπου 4.7 *Km*, ενώ η οριζόντια απόστασή του είναι 22.2 *Km* και εμφανίζεται σε ένα μέσο βάθος ίσο με 1.5 *Km* κάτω από το ιζηματογενές κάλυμμα (μοντέλο MES2). Το πιο μικρό από τα τρία μοντέλα παρουσιάζει πάχος ίσο με 3.6 *Km* ενώ η οριζόντια διάσταση του σώματος είναι 5 *Km*. Το βάθος του είναι μικρότερο σε σχέση με τα δύο άλλα σώματα καθώς αυτό κυμαίνεται από 321 έως 467 *m* (μοντέλο MES3).

Η κλειστή αρνητική βαρυτική ανωμαλία στην κορυφή του Τροόδους προσομοιώθηκε από ένα τρισδιάστατο μοντέλο, το οποίο αποτελείται από δύο πρίσματα. Το πρώτο πρίσμα ξεκινάει από την επιφάνεια του εδάφους, παρουσιάζει αντίθεση πυκνότητας -0.85 gr/cm^3 , έχει ένα μέσο πάχος 1000 μέτρα και θεωρείται ότι συμπίπτει με την ζώνη του σερπεντινίτη. Το δεύτερο πρίσμα, με αντίθεση πυκνότητας -0.8 gr/cm^3 , έχει πάχος 1700 μέτρα και αποτελεί μία εξαλλοιωμένη ζώνη συνέχεια της

ζώνης του σερπεντινίτη. Το υψόμετρο στη περιοχή είναι περίπου 1400 μέτρα και το μοντέλο φτάνει μέχρι το απόλυτο βάθος των 1300 μέτρων.

Το μεγάλο ύψος πτήσης (2591 *m*) του αεροπλάνου κατά την διεξαγωγή της αερομαγνητικής διασκόπησης, είχε ως αποτέλεσμα οι καταγραφόμενες ανωμαλίες να χαρακτηρίζονται από μεγάλη μήκη κύματος που οφείλονται σε μεγάλες δομές, οι οποίες και ερμηνεύτηκαν στην παρούσα διατριβή ειδικεύσης.

Ανωμαλίες μικρού κύματος που ενδεχομένως να σχετίζονται με περιοχές πιθανής μεταλλοφορίας, δεν ήταν δυνατό να καταγραφούν. Η ψηφιοποίηση και επεξεργασία των αερομαγνητικών χαρτών κλίμακας 1:50.000, που καλύπτουν το μεγαλύτερο μέρος της Κύπρου και διεξήχθησαν με μικρό ύψος πτήσης (122 *m* από την τοπογραφία), θα συντελέσει στον εντοπισμό πιθανών θέσεων μεταλλοφορίας αλλά και στην κατασκευή λεπτομερέστερων γεωλογικών μοντέλων. Σε αυτό θα βοηθήσει και η διεξαγωγή περισσότερων μετρήσεων της μαγνητικής επιδεκτικότητας και της παραμένουσας μαγνήτισης των πετρωμάτων. Η συνέχεια των αερομαγνητικών μετρήσεων βόρεια της πεδιάδας της Μεσαορίας, θα βοηθήσει στον καθορισμό του βόρειου ορίου του οφιολιθικού σώματος, που εντοπίζεται κάτω από τα ιζήματα της πεδιάδας της Μεσαορίας.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Abrahamsen, N., Schönharling, G.,** Paleomagnetic timing of the rotation and translation of Cyprus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 81, 409 – 418, 1987.
- Agocs, W.B.,** Least squares residual anomaly determination. *Geophysics*, 16, 686 – 696, 1951.
- Allerton, S. and Vine, F.J.,** Spreading structure of the Troodos ophiolite, Cyprus: Some paleomagnetic constraints. *Geology*, 15, 593 – 597, 1987.
- Atchuta Rao, D., Ram Babu, H.V. and Sanker Narayan, P.V.,** Interpretation of magnetic anomalies due to dykes: The complex gradient method. *Geophysics*, 46, 1572 – 1578, 1981.
- Bagnall, P.S.,** The geology and mineral resources of Pano Lefkara – Larnaca area. Memoir No 5, 1960.
- Baranov, V.,** A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359 – 383, 1957.
- Baranov, V. Naudy, H.,** Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 24, 67 – 79, 1964.
- Baroz, F.** Volcanism and continent – island arc collision in the Pentadaktylos Range, Cyprus. In: Panayiotou, A. (ed.), *Ophiolites, Proc. Inter. Oph. Symp. Cyprus*. Cyprus Geol. Surv. Dept., 73 – 85, 1980.
- Bell, R.E and Hansen, R.O.,** The Rise and Fall of Early Oil Field Technology: The Torsion Balance Gradiometer. *The Leading Edge, Special Section: Gravity and Magnetism*, v17, No. 1, 81 – 83, 1998.
- Bear, L.M.,** The geology and mineral resources of Akaki – Lythrodondha area. Memoir No 3, 1960.
- Bear, L.M.,** The Mineral Resources and Mining Industry of Cyprus. Bulletin No. 1, 1963.
- Bear, L.M. and Morel, S.W.,** The geology and mineral resources of Agros – Akrotiri area. Memoir No 7, 1960.
- Blakely, J.R.,** Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, New York, 441p. 1995.
- Blome, C.D. and Irwin, W.P.,** Equivalent Radiolarian Ages from Ophiolite Terranes of Cyprus and Oman. *Geology*, 13, 401 – 404, 1985.
- Blakely, J.R., Simpson, W.,** Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51, 1494 – 1498, 1986.

- Bracewell, R.N.**, The Fourier Transform and its applications. McGraw Hill Book Co., 1965.
- Briggs, I.C.**, Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39, 39 – 48, 1974.
- Cady, J.W.**, Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite – length right polygonal prisms. *Geophysics*, 45, 1507 – 1512, 1980.
- Carr, J.M. and Bear, L.M.**, The geology and mineral resources of Peristerona – Lagoudhera area. Memoir No. 2, 1960.
- Clube, T.M.M., Creer, K.M., Robertson, A.H.F.**, The paleorotation of the Troodos microplate. *Nature*, 317, 522 – 525, 1985.
- Clube, T.M.M., Robertson, A.H.F.**, The paleorotation of the Troodos microplate, Cyprus, in the Late Mesozoic – Early Cenozoic plate tectonic framework of the Eastern Mediterranean. *Surv. Geophys.*, 8, 375 – 434, 1986.
- Constantinou, G.**, Metallogenesis associated with the Troodos ophiolite: in Panayiotou, A., ed., *Ophiolites: Proceedings of the International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979*, Cyprus Geological Survey Department, p. 663 – 673, 1980.
- Cooley, J.W., and Tukey, J.W.**, An algorithm for the machine computation of complex Fourier series. *Math. Comput.* 19, 297 – 301, 1965.
- Cooper, R.I.B., Harrison, J.C., Willmore, P.L.**, Gravity measurements in the eastern Mediterranean. *Phil. Trans. A*, 244, 533, 1952.
- Cordell, L.**, A scattered equivalent – source method for interpolation and gridding of potential – field data in three dimensions. *Geophysics*, 57, 2381 – 2399, 1967.
- Cordell, L. and Grauch, V.J.S.**, Reconciliation of the discrete and integral Fourier transforms. *Geophysics*, 47, 237 – 243, 1982.
- Cordell, L. and Grauch, V.J.S.**, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico. In the *Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps*, William J. Hinze (ed.), 181 – 97, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, 1985.
- Cordell, L., McCafferty, A.E.**, A terracing operator for physical property mapping with potential field. *Geophysics*, 54, 621 – 634, 1989.
- Cordell L.**, A scattered equivalent – source method for interpolation and gridding of potential field data in three dimensions. *Geophysics*, 57, 629 – 636, 1992.
- Dean, W.C.**, Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. *Geophysics*, 23, 97 – 127, 1958.

- Delaloye, M., Desmet, A., Desmons, J., Gogny, Cl., and Rocci, G.,** Geochronological Interpretation of the Troodos Sheeted Dyke Complex. *Ofioliti* 5, 27 – 34, 1980.
- Dorbin, M.B. and Savit, C.H.,** Introduction to Geophysical Prospecting. 4th ed., McGraw – Hill, Inc. Singapore, 1998.
- Evjen, H.M.,** The place of the vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics* 1, 127 – 136, 1936.
- Φλόκας, Α.Α. και Σχοινάς, Ι.Χ.,** Ειδικά κεφάλαια Εφαρμοσμένων Μαθηματικών. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 1986.
- Fuller, B.D.,** Two dimensional frequency analysis and design of grid operators. In *Mining Geophysics* 2, SEG, Tulsa, 658 – 708, 1967.
- Gass, I.G.,** The geology and mineral resources of Dhali area. *Memoir No. 5*, 1960
- Gass, I.G.,** Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? *Nature*, 220, 39 – 42, 1968.
- Gass, I.G.,** The Troodos Massif: Its Role in the Unravelling of the Ophiolite Problem and Its Significance in the Understanding of Constructive Plate Margin Processes. in Panayiotou, A. (ed.), *Ophiolites, Proc. Int. Ophiolite Symp., Cyprus, 1979, Nicosia, Cyprus*, pp. 23 – 35, 1980.
- Gass, I.G. and Masson – Smith, D.** The geology and gravity anomalies of the Troodos massif, Cyprus. *Phil. Trans. of Royal Soc. Lond.*, 255, 417 – 467, 1963.
- Gass, I.G., MacLeod, C.J., Murton, B.J., Panayiotou, A., Simonian K.O. and Xenophontos, C.,** The geology of the Southern Troodos Transform Fault Zone. *Memoir No 9*, 1994.
- Geosoft,** OASIS Montaj, Data Processing and Analysis (DPA) System for Earth science Applications. Version 4.1 user Guide, Geosoft Inc., pp. 290, 1997.
- GM –SYS Gravity /Magnetic Modeling Software.,** User's Guide, Northwest Geophysical Associates, Inc., Version 4.7, 2001.
- Grant, S.F.,** A theory for the regional correction of potential field data. *Geophysics*, 19, 23 – 45, 1954.
- Grant, S.F.,** A problem in the analysis of geophysical data. *Geophysics*, 22, 309 – 344, 1957.
- Grauch, V.J.S., Cordell, L.,** Limitations of determining density or magnetic boundaries from horizontal gradient of gravity or pseudogravity data. *Geophysics*, 52, 118 – 121, 1987.
- Griffin, W.R.,** Residual gravity theory and practice. *Geophysics*, 14, 39 – 56, 1949.

- Gunn, P.J.**, Linear Transformations of Gravity and Magnetic Fields. *Geophysical Prospecting*, 23, 300 – 312, 1975.
- Η Γεωλογία της Κύπρου.**, Τμήμα Γεωλογικής Επισκόπησης, Υπουργείο Γεωργίας Φυσικών Πόρων και Περιβάλλοντος, Δελτίο Αρ. 10, Λευκωσία, 1997.
- Hanna, W.F.**, Some historical notes on early magnetic surveying in the U.S. Geological Survey. In *Geologic Application of Modern Aeromagnetic Surveys*, W.F. Hanna (ed.), 63 – 73, U.S. Geological Survey Bulletin 1924, Denver, CO, 1990.
- Hansen, R.O. and Pawlowski, R.S.**, Reduction to the pole at low latitudes by Wiener filtering. *Geophysics*, 54, 1607 – 16013, 1989.
- Hansen, R.O. and Simmonds, M.**, Multiple-source Werner deconvolution. *Geophysics*, 58, 1792-1800, 1993.
- Harland, W.B., Cox, A.V., Lewllyn, P.G., Pickton, C.A.G., Smith, A.G., and Walters, R.**, A Geologic Time Scale. Cambridge University Press, 1982.
- Heiland, C.A.**, Geophysical mapping from the air: its possibilities and advantages. *Engineering and Mining Journal*, 136, 609 – 610, 1963.
- Henderson, R.G. and Zietz, I.**, The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields. *Geophysics*, 14, 508 – 516, 1949.
- Henderson, R.G. and Zietz, I.**, The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity fields. *Geophysics*, 14, 517 – 534, 1949b.
- Hildenbrand, T. G.**, FFTFIL: A filtering program based on two-dimensional Fourier Analysis. U.S.G.S. Open File Report 83 – 237, 1983.
- Hsu, H.P.**, Fourier Analysis, Simon and Schuster. New York, 1970.
- Hubbert, M.K.**, A line integral method of computing the gravimetric effects of two-dimensional masses. *Geophysics*, 13, 215 – 225, 1948.
- Hunting Geology and Geophysics Ltd.**, An airborne magnetic and electromagnetic survey in Cyprus. Bulletin No. 3, 1969.
- Kanasewitch, E.R.**, Time sequence analysis in geophysics. Univ. of Alberta press. 1975.
- Kellog, O. D.**, Foundation of Potential Theory. Dover, New York, 1953.
- Khair, K and Tsokas, G.N.**, Nature of the Levantine (eastern Mediterranean) crust from multiple sources Werner deconvolution of Bouguer gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 104,B11, 25469 – 25478, 1999.
- Lagroix, F.**, Neo – Tectonic and rock magnetic study of the circum Troodos sedimentary succession. Cyprus. MSc Thesis, University of Lakehead, Ontario, Canada, 1999.

- Lagroix, F., Borradaile, J.G.,** Tectonics of the circum – Troodos sedimentary cover of Cyprus, from rock magnetic and structural observations. *Journal of Structural Geology*, 22, 453 – 469, 2000.
- Mace, C.,** Gravity measurements in Cyprus. *Mon. Not. R. Astr. Soc. Geophys. Suppl.*, 4, 473, 1939.
- MacLeod, C.J.,** The tectonic evolution of the Eastern Limassol Forest Complex, Cyprus. 231 pp., PhD Thesis, Open Univ., 1990.
- MacLeod, C.J.,** Role of The Southern Troodos Transform Fault in the rotation of Cyprus microplate: evidence from the Eastern Limassol Forest. In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C., (eds.), *Ophiolites: Oceanic Crystal Analogues*, Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, pp., 75 – 85, 1990.
- Mantis, M.,** Upper Cretaceous – Tertiary Foraminiferal Zones in Cyprus. *Cyprus Res. Centre, Epithris* 3, 227 – 241, 1970.
- McCallum, J.E. and Robertson, A.H.F.,** Pulsed uplift of the Troodos Massif – evidence from the Plio – Pleistocene Mesaoria basin. In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C., (eds.), *Ophiolites: Oceanic Crystal Analogues*, Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, pp. 217 – 229, 1990.
- Merrill, R.T. and McElhinny, M.W.,** The Earth's Magnetic Field, Its Origin and Planetary Perspective. Academic Press, London, 1983.
- Moore, T.A.,** The geology and mineral resources of Astromeritis – Kormakiti area. *Memoir* No 6, 1960.
- Moores, E.M. and Vine, F.J.,** The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. *Phil. Trans. Roy. Lond.* A268, 443 – 466, 1971.
- Morris, A., Creer, K.M. and Robertson, A.H.F.,** Palaeomagnetic evidence for clockwise rotations related to dextral shear along the Southern Troodos Transform Fault, Cyprus. *Earth and Planetary Science Letters*, 99, 250 – 262, 1990.
- Morris, A., Anderson, M.W., Robertson, A.H.F.,** Multiple tectonic rotations and transform tectonism in an intraoceanic suture zone, SW Cyprus. *Tectonophysics*, 299, 229 – 253, 1998.
- Morse, P.M. and Feshbach, H.,** *Methods of Theoretical Physics*. McGraw – Hill, New York, 1953.
- Mukasa, S.B. and Ludden, J.N.,** Uranium – lead ages of plagiogranite from Troodos ophiolite, Cyprus, and their tectonic significance. *Geology*, 15, 825 – 828, 1987.

- Nabighian, M. N.**, The analytic signal of two-dimensional bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37, 507 – 517, 1972.
- Nabighian, M. N.**, Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section. *Geophysics*, 39, 507 – 517, 1974.
- Nabighian, M. N.**, Toward a three dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics*, 49, 780 – 786, 1984.
- Needham, J.**, Science and Civilization in China. Vol. 4, Physics and Physical Technology, Part 1, Physics, Cambridge University Press, Cambridge, 1962.
- Nettleton, L.L.**, Regional, residuals and structures. *Geophysics*, 14, 1 – 22, 1954.
- Oldham, C.H. G., Sutherland, D.B.**, Orthogonal polynomials: their use in estimating the regional effect. *Geophysics*, 19, 295 – 306, 1955.
- Ophiolites Oceanic Crustal Analogues.**, Proceedings of the Symposium “TROODOS“, 1987, 1990.
- Παπαζάχος, B.K.**, Εισαγωγή στη Γεωφυσική. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 1991.
- Παπαζάχος, B.K.**, Εισαγωγή στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 1996.
- Pantazis, T.M.** The geology and mineral resources of the Pharmakas – Kalavasos area. Memoir No 8, 1967.
- Parasnis, D.S.**, Principles of Applied Geophysics. Chapman and Hall, London, 1996.
- Pearce, J.A.**, Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments in Cyprus. *Tectonophysics*, 25, 41 – 67, 1975.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. and Roberts, S.**, Characteristics and tectonic significance of supra – subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B.P. and Howells, M.F. (eds), Marginal Basin Geology. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 16, 77 – 94, 1984.
- Pedersen, L.B.**, Wavenumber domain expressions for potential fields from arbitrary 2-, 2.5- and 3- dimensional bodies. *Geophysics*, 43, 626 – 630, 1978.
- Plouff, D.**, Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections. *Geophysics*, 41, 727 – 741, 1976.
- Plouff, D.**, Preliminary documentation for a FORTRAN program to compute gravity terrain corrections based on topography digitized on a geographic grid. U.S. Geological Survey, Open-File Report 77 – 535, 1977.

- Phillips, J. D.**, Potential – field geophysical software for PC. version 2.2, U.S.G.S, Denver, Colorado, 1997.
- Phillips, J. D.**, TERRACE – a terracing procedure for gridded data with FORTRAN programs and VAX command procedure, UNIX C – shell and DOS batch file implementations, U.S. Geological Survey Open – File Report, 92 – 5 A – B, 20 p., 1 diskette, 1992.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., Flannery, B.P.**, Numerical Recipes in Fortran: The art of Scientific Computing. Second Edition, Cambridge University Press, 1992.
- Rasmussen, R. and Pedersen, L.B.**, End corrections in potential field modeling. Geophysical Prospecting, 27, 749 – 760, 1979.
- Robertson, A.H.F.**, Tectonic evolution of Cyprus. *In*: Malpas, L., Moores, E.M., Panayiotou, A., Xenophontos, C., (Eds) Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues, Cyprus Geological Survey Department, Nicosia, pp. 235 – 252, 1990.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., Brown, S., Collins, A., Morris, A., Picket, E., Sharp, I., Ustaomer, T.**, Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic – Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *In*: Morris, A., Tarling, D.H. (Eds), Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region. Geol. Soc. London Spec. Publ., 105, 239 – 263, 1996.
- Robertson, A.H.F. and Woodcock. N.H.**, Mamonia Complex, southwest Cyprus: evolution and emplacement of a Mesozoic continental margin. Geol. Soc. Amer. Bull., 90, 651 – 665, 1979.
- Robertson, A.H.F. and Woodcock. N.H.**, The Geological Evolution of the Kyrenia Range: A Critical Lineament in the Eastern Mediterranean. Phil. Trans. Roy. Soc., Series A, Special volume on crustal lineaments (details unavailable), 1986.
- Robinson, P.T., Melson, W.G., O' Hearn, T., Schmincke, H.U.**, Volcanic glass composition of the Troodos ophiolite, Cyprus. Geology, 11, 400 – 404, 1983.
- Roest, W. R., Verhoef, J. and Pilkington, M.**, Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. Geophysics, 57, 116 – 125, 1992.
- Schmincke, H.U., Rautenschlein, M., Robinson, P.T., Megehan, J.M.**, Troodos extrusive series of Cyprus: a comparison with oceanic crust. Geology, 11, 405 – 409, 1983.
- Shelton, A.W. and Gass, I.G.**, Rotation of Cyprus Microplate. *in* Panayiotou, A. (ed.) Ophiolites. Proc. Int. Ophiolite Symp. Nicosia, Cyprus, 1979, pp. 61 – 66, 1980.
- Shuey, R.T. and Pasquale, A.S.**, End corrections in magnetic profile interpretation. Geophysics. 38, 507 – 512, 1973.

- Silva, B.C.J.**, Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low latitude anomalies. *Geophysics*, 51, 369 – 382, 1986.
- Simonian, K.A. and Gass, I.G.**, Arakapas Fault Belt Cyprus: A fossil Transform Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1220 – 1230, 1978.
- Smith, R.S., Thurston, J B., Dai, T.F. and McLeod, I.N.**, ISPITM - the improved source parameter imaging method. *Geophysical Prospecting*, 46, 141 – 152, 1998.
- Smith, G.C. and Vine, F.J.**, Physical property sections through the Troodos ophiolite, Cyprus; a geophysical analogue of oceanic crust? in *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*, Proc. Int. Conf., Nicosia, Cyprus, 1990.
- Smith, G.C. and Vine, F.J.**, Physical Property Data from ICRDG Drill Hole CY-1, Akaki Canyon. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77 (1), 298 – 298, 1984.
- Simonian, K.O., Gass, I.G.**, Arakapas fault belt, Cyprus: a fossil transform belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1220 – 1230, 1978.
- Smewing, J.D., Simonian, K.O., Gass, I.G.**, Metabasalts from Troodos Massif, Cyprus: genetic implications deduced from petrology and trace element compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51, 49 – 64, 1975.
- Σταμπολίδης, Α.Α.**, Γεωφυσική μελέτη της Θάσου με την χρήση δυναμικών πεδίων. Διατριβή Ειδίκευσης, Εργαστήριο Γεωφυσικής, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 1997.
- Σταμπολίδης, Α.Α.** Το γεωμαγνητικό πεδίο της Μακεδονίας και της Θράκης και η σχέση του με τη γεωφυσική και γεωλογική δομή της περιοχής. Διδακτορική διατριβή, Εργαστήριο Γεωφυσικής, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 1999.
- Swarbrick, R.E.**, The sedimentology and structure of SW Cyprus and its relationship to Troodos Complex. PhD Thesis, University of Cambridge, 1979.
- Swarbrick, R.E.**, The Mamonia Complex of SW Cyprus: A Mesozoic continental Margin and its relationship with Troodos Complex. in Panayiotou, A. (ed.) *Ophiolites*. Proc. Int. Ophiolite Symp., Nicosia, Cyprus. 1979, pp. 86 – 92, 1980.
- Swarbrick, R.E. and Robertson, A.H.F.**, Revised stratigraphy of the Mesozoic rocks of southern Cyprus. *Geol. Mag.*, 117, 547 – 563, 1980.
- Talwani, M.**, Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 30(5), 797-817, 1965.
- Talwani, M. and Ewing, M.**, Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 25(1), 203-225, 1960.

- Talwani, M., Worzel, J.L., and Landisman, M.,** Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 64(1), 49-59, 1959.
- Talwani, M., and Heirtzler, J.R.,** Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of arbitrary shape. *Computers in the Mineral Industries*, George A. Parks (ed.), School of Earth Sciences, Stanford University (Publ.), 464-480, 1964.
- Thurston, J. B. and Smith, R. S.,** Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI™ method. *Geophysics*, 62, 807 – 813, 1997.
- Τσόκας, Γ.Ν.,** Γεωφυσική διασκόπηση των νησιών Μήλος και Κίμωλος. Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 1985.
- Τσόκας, Γ.Ν.,** Εισαγωγή στις μεθόδους ανάλυσης και ερμηνείας γεωλογικών παρατηρήσεων. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 1991.
- Τσόκας, Γ.Ν.,** Γεωφυσική διασκόπηση με τις μεθόδους των δυναμικών πεδίων. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Τομέας Γεωφυσικής, Θεσσαλονίκη, 1999.
- Tsokas, G.N.,** The Milos Island Bouguer anomaly revisited by means of a complex attribute analysis and inferred source parameter estimates. *JOURNAL OF THE BALKAN GEOPHYSICAL SOCIETY*, Vol. 3, No 4, 77 – 86, 2000.
- Tsokas, G.N. and Hansel, R.O.,** On the use of complex attributes and the inferred source parameter estimates in the exploration of archaeological sites. *Archaeological Prospection*, 7, 1, 17 – 30, 2000.
- Vine, F.J. and Moores, E.M.,** Palaeomagnetic study of the Troodos igneous massif. *EOS* 50, p. 131, 1969.
- Vine, F.J., Poster, C.K. and Gass, I.G.,** Aeromagnetic survey of the Troodos Igneous Massif. Cyprus. *Nature, (Phys. Sci.)*, 244, 34 – 38, 1973.
- Webring, M.,** MINC: A gridding program based on minimum curvature: U.S.G.S. open-file report 81 – 1224, 41p.
- Werner, S.,** Interpretation of magnetic anomalies at sheet – like bodies. *Sveriges Geologiska Undersock, Arsbok* 43, no. 6, series C, no. 508, 1953.
- Wilson, R.A.M. and Ingham, F.T.,** The geology of Xeros – Troodos area with account to mineral resources. *Memoir* No 1, 1959.
- Won, I.J. and Bevis, M.,** Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52, 232 – 238, 1987.

