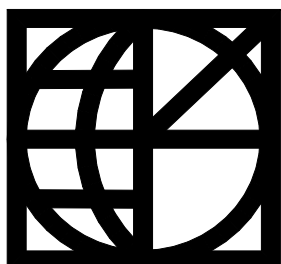


**ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ    NATIONAL TECHNICAL UNIVERSITY  
OF ATHENS**  
**ΣΧΟΛΗ ΑΓΡΟΝΟΜΩΝ ΚΑΙ                    SCHOOL OF RURAL AND SURVEYING  
ΤΟΠΟΓΡΑΦΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ               ENGINEERING**  
**ΚΕΝΤΡΟ ΔΟΡΥΦΟΡΩΝ ΔΙΟΝΥΣΟΥ       DIONYSOS SATELLITE OBSERVATORY**

**ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ  
ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΣΤΗ Ν. ΘΗΡΑ**

**ΜΕΛΙΣΣΙΝΟΣ ΠΑΡΑΣΚΕΥΑΣ**



**ΖΩΓΡΑΦΟΥ, ΙΟΥΛΙΟΣ 2013**

# ΕΙΣΑΓΩΓΗ

## Extended Summary

For the scientific community, Santorini had always been an area of world interest because of the active volcano. Dionysos Satellite Observatory of the School of Rural and Surveying Engineering at the National Technical University of Athens has kept files with gravity measurements data from two different time periods (1976 and 1982). Besides these measurements new measurements were assigned, with reference year 1999, by HGMA.

After having specified the theoretical frame of gravity data processing and maximization and also having accomplished the clear division between the term gravity anomaly and gravity disturbance, took place a unique settlement of gravity measurements, which have been recorded on a united data base. By this processing and after the adjustment emerged absolute gravity values, for every period. We came into the conclusion that, around the year of 1976, there was a very good spots distribution but there were not enough excessive measurements that could strengthen the adjustment of the values. On the contrary at the year of 1982 numerous of repeated measurements which managed to accomplish a good accuracy took place but the distribution and the number of the measurements do not allow the production of a very analytical gravity map for the area. Respectively, with the values that were given by the HGMA we can see that, their distribution, once again, is not very satisfactory and also that these values are referring mainly to coastal stations, which means that there is not enough information about the distribution of the volcano rocks throughout the island.

Despite de above problems, were planed enough gravity disturbances maps such as free air maps, simple and complete Bouger disturbances maps for every area. From these maps occur useful conclusions about the geological structure of the island, like the existence of high values of complete Brouge disturbance at the mountainous area of Prophet Iliia (something expected due to pro volcanic rocks existence) but also at the region of Athinio, for all three periods that we are referring to. Simultaneously were demonstrated areas of too low values at the Acrotiri and the Kolumbo, at the Island of Thira something that was not so much expected according to the so far data.

Further analysis of the maps includes the division between regional and residual gravity disturbances. In order to happen that, was located, after trials, the best regional surface of the area, using the second grade function called trend at the Arc

Map, which also appears the general direction, “Islands Christiana- Amorgos”, of the large magnitude of complete Bouger disturbance. The local anomalies were determined by studying the residual gravity for every period. The timeless comparison between the maps that was produced did not lead to any special conclusion relatively to the geodynamical value change of the area. On the contrary were developed many useful conclusions, from the gravity profiles on specific spots and also was accomplished a comparison between them by the topography of the area.

From these gravity profiles was located a fault around the region of Acrotiri with a direction to “Islands Christiana - Fira”, which was studied thoroughly and has been done an assumption about the structure of the volcano rocks of the area, that the fault was located.

Finally there was a simple implementation of Nettleton method and was determined the average density of the surface volcano rocks on the region of Athinio that equals to  $2232\text{kg/ m}^3$ .

## ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η Σαντορίνη ανέκαθεν αποτελούσε περιοχή παγκοσμίου ενδιαφέροντος για την επιστημονική κοινότητα εξαιτίας της ύπαρξης ενεργού ηφαιστείου. Το Εργαστήριο ανώτερης Γεωδαισίας της Σχολής Αγρονόμων Τοπογράφων Μηχανικών του ΕΜΠ ευτύχησε να έχει διατηρήσει στο αρχείο της μετρήσεις βαρύτητας από δύο διαφορετικές χρονικές περιόδους (1976 και 1982). Οι μετρήσεις αυτές συμπληρώθηκαν με τιμές απόλυτης Βαρύτητας της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού για τη περιοχή με έτος αναφοράς το 1999.

Μετά το καθορισμό του θεωρητικού πλαισίου επεξεργασίας και εκμετάλλευσης της βαρυτικής πληροφορίας αλλά και το σαφή διαχωρισμό μεταξύ των όρων ανωμαλία και διαταραχή βαρύτητας έγινε μία υποδειγματική επίλυση των βαρυτομετρικών μετρήσεων, οι οποίες πλέον έχουν καταγραφεί σε μία ενιαία βάση δεδομένων. Από την επεξεργασία αυτή προέκυψαν, έπειτα από συνόρθωση τιμές απόλυτης βαρύτητας για κάθε εποχή. Το συμπέρασμα από την επίλυση είναι ότι κατά το 1976 υπήρχε μία πάρα πολύ καλή κατανομή των σημείων αλλά δεν έγιναν πάρα πολλές πλεονάζουσες μετρήσεις για να ισχυροποιηθεί η συνόρθωσή τους. Αντίθετα για το 1982 έγιναν πολλές επαναλαμβανόμενες μετρήσεις οι οποίες επέτυχαν ισχυρή ακρίβεια αλλά η κατανομή και το πλήθος των μετρήσεων δεν επιτρέπουν την παραγωγή ενός πολύ αναλυτικού βαρυτικού χάρτη για τη περιοχή. Αντίστοιχα από τις τιμές που παραχωρήθηκαν από τη ΓΥΣ, βλέπουμε ότι και πάλι η κατανομή τους δεν είναι ικανοποιητική και επιπλέον οι τιμές αυτές αναφέρονται κυρίως σε παραθαλάσσιους σταθμούς με αποτέλεσμα να μην υπάρχει επαρκής πληροφορία για τη κατανομή των πετρωμάτων σε όλο το νησί.

Παρά τα παραπάνω προβλήματα δημιουργήθηκαν χάρτες διαταραχών βαρύτητας ελευθέρου αέρα, απλών και πλήρων διαταραχών Bouger για κάθε εποχή. Από τους χάρτες αυτούς προκύπτουν χρήσιμα συμπεράσματα για τη γεωλογική δομή του νησιού όπως η ύπαρξη υψηλών τιμών πλήρους διαταραχής Bouger στον Ορεινό όγκο του Προφήτη Ηλία (που αναμενόταν λόγω προ –ηφαιστειακών πετρωμάτων ) αλλά και πλησίον του Αθηνιού και στις τρεις εποχές που μελετήθηκαν. Παράλληλα

καταδείχθηκαν περιοχές με πολύ χαμηλές τιμές στο Ακρωτήρι αλλά και στο Κολούμπο της Ν. Θήρας γεγονός όχι και τόσο αναμενόμενο με τα μέχρι σήμερα δεδομένα.

Περαιτέρω ανάλυση των χαρτών περιλαμβάνει το διαχωρισμό regional και residual διαταραχών βαρύτητας. Για να γίνει αυτό βρέθηκε η καλύτερη regional επιφάνεια για τη περιοχή με τη συνάρτηση trend ArcMap δευτέρου βαθμού, έπειτα από δοκιμές, η οποία μάλιστα εμφανίζει και τη γενική διεύθυνση Νοι Χριστιανά – Αμοργός, της μεγάλης έκτασης πλήρους διαταραχής Bouger. Από τη μελέτη της υπολειπόμενης βαρύτητας προσδιορίστηκαν οι τοπικές ανωμαλίες για κάθε εποχή. Μάλιστα η διαχρονική σύγκρισή των χαρτών που προέκυψαν δεν οδήγησαν σε κάποιο ιδιαίτερα χρήσιμο συμπέρασμα σχετικά με τη γεωδυναμική μεταβολή της περιοχής. Αντίθετα πολύ χρήσιμα συμπεράσματα προέκυψαν από τη δημιουργία τομών σε επιλεγμένες θέσεις και σύγκριση του βαρυτικού προφίλ που προκύπτει με την τοπογραφία της περιοχής.

Από τα προφίλ αυτά εντοπίστηκε ένα ρήγμα στη περιοχή του Ακρωτηρίου με διεύθυνση Νοι Χριστιανά – Φυρά, το οποίο μελετήθηκε ενδελεχώς και για το οποίο έγινε μία υπόθεση για τη δομή των πετρωμάτων της περιοχής που εντοπίστηκε.

Τέλος έγινε μία απλή εφαρμογή της μεθόδου του Nettleton και προσδιορίστηκε η μέση πυκνότητα των επιφανειακών πετρωμάτων της περιοχής του Αθηνιού με τιμή  $2232\text{Kg/m}^3$ .

## ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου προς:

- Το καθηγητή μου Δρα Παραδείση Δημήτριο ο οποίος μου έδωσε την ευκαιρία να ασχοληθώ με τη συγκεκριμένη διπλωματική και με βοήθησε σε όλη τη διάρκεια εκπόνησής της και κυρίως γιατί είχε τη ιδέα της χρησιμοποίησης της βαρυτομετρικής πληροφορίας για τη γεωδυναμική μελέτη της Ν. Θήρας.
  - Τη Καθηγήτρια Ευαγγελία Παπαζήση η οποία διατήρησε και διέθεσε τις πρωτογενείς μετρήσεις βαρύτητας για τη περιοχή της Σαντορίνης.
  - Τη Λέκτορα Κα Παρασκευή Νομικού για τις χρήσιμες συμβουλές, παρατηρήσεις και υλικό που μου διέθεσε.
  - Τη ΓΥΣ που μου παραχώρησε ευγενικά τα δεδομένα βαρύτητας για την εποχή του 1999.
  - Την Στεφανία Τσινούλη που με βοήθησε στη μετάφραση ξένης βιβλιογραφίας
- Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένειά μου που με γέννησε και με μεγάλωσε, τους φίλους μου που με ανέχονται και τον ΠΑΟΚ που υπάρχει!

Ιούλιος 2013, Ζωγράφου  
Παρασκευάς Μελισσινός

# ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

<b>ΕΙΣΑΓΩΓΗ</b> .....	<b>II</b>
EXTENDED SUMMARY .....	II
ΠΕΡΙΛΗΨΗ .....	III
ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ .....	V
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ .....	VI
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ .....	VIII
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ .....	XI
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΥΝΤΟΜΟΓΡΑΦΙΩΝ .....	XI
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1</b> .....	<b>1</b>
<b>ΠΡΟΛΟΓΟΣ</b> .....	<b>1</b>
1.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....	1
1.2 ΣΤΟΧΟΙ ΕΡΓΑΣΙΑΣ .....	1
1.3 ΔΙΑΡΘΡΩΣΗ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ .....	2
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2</b> .....	<b>5</b>
<b>ΘΕΩΡΗΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ</b> .....	<b>5</b>
2.1 ΓΕΝΙΚΑ ΠΕΡΙ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ .....	5
2.1.1 Βαρυτική Έλξη-Πεδίο Βαρύτητας .....	5
2.2 ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ (ΤΡΟΠΟΣ ΣΥΛΛΟΓΗΣ ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ) .....	9
2.2.1 Γενικά περί βαρυτομετρικών δεδομένων .....	9
2.2.2 Μέθοδοι Μέτρησης της Βαρύτητας .....	9
2.2.3 Είδη Βαρυτόμετρων .....	11
2.2.4 Υλοποίηση μετρήσεων .....	12
2.2.5 Διορθώσεις Μετρήσεων Βαρύτητας .....	13
2.3 ΑΝΑΓΩΓΕΣ, ΕΠΕΚΤΑΣΕΙΣ ΚΑΙ ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ΚΑΙ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ .....	14
2.4 ΑΝΑΓΩΓΗ ΛΟΓΩ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΟΥ ΠΛΑΤΟΥΣ .....	16
2.5 ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΔΙΟΡΘΩΣΗ .....	18
2.6 ΑΝΑΓΩΓΗ ΥΨΟΜΕΤΡΟΥ .....	18
2.7 ΑΝΑΓΩΓΗ BOUGER .....	19
2.8 ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΚΗ ΔΙΟΡΘΩΣΗ (ΑΝΑΓΩΓΗ ΛΟΓΩ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ) .....	20
2.9 Άλλες ΑΝΑΓΩΓΕΣ ΚΑΙ ΔΙΟΡΘΩΣΕΙΣ .....	23
2.10 ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ΚΑΙ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ .....	25

2.11	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΤΙΣ ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ΚΑΙ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΜΕ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΟ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝ .....	30
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 .....</b>		<b>31</b>
<b>ΦΥΣΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΗΣ ΜΕ ΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΤΗ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ.....</b>		<b>31</b>
3.1	ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ .....	31
3.2	ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ .....	31
3.3	ΠΛΗΡΕΙΣ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ (ΚΑΙ ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ) ΒΟΥΓΕΡ ΣΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ .....	32
3.4	ΜΕΘΟΔΟΣ NETTLETON ΓΙΑ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟ ΤΗΣ ΜΕΣΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΠΥΚΝΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ .....	34
3.5	ΑΝΑΠΑΡΑΣΤΑΣΗ ΒΑΡΥΤΙΚΗΣ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΑΣ .....	35
3.6	REGIONAL ΚΑΙ RESIDUAL ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ΚΑΙ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ.....	36
3.7	ΠΡΟΤΥΠΟ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΩΝ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΩΝ ΠΟΥ ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΑΠΟ ΑΝΑΓΝΩΣΗ ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΟΥ ΠΡΟΦΙΛ ΚΑΙ ΧΑΡΤΗ. .	38
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 .....</b>		<b>45</b>
<b>ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ Ν. ΘΗΡΑΣ .....</b>		<b>45</b>
4.1	ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΑ- ΔΗΜΟΓΡΑΦΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	45
4.2	ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ .....	46
4.3	ΓΕΩΛΟΓΙΑ .....	48
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 .....</b>		<b>51</b>
<b>ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΣΤΗ Ν. ΘΗΡΑ.....</b>		<b>51</b>
5.1	ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΟΥΜΕΝΑ ΛΟΓΙΣΜΙΚΑ .....	51
5.2	ΓΕΝΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ .....	51
5.3	ΣΥΛΛΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ .....	52
5.3.1	<i>Ψηφιακό Μοντέλο Εδάφους- Βυθού .....</i>	<i>52</i>
5.4	ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΕΜΠ 1976 .....	55
5.5	ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΕΜΠ 1982 .....	64
5.6	ΣΤΑΘΜΟΙ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΓΥΣ ΕΤΟΥΣ 1999.....	70
5.7	ΣΥΓΡΙΤΙΚΗ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ.....	75
5.8	ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΣ REGIONAL ΜΕ RESIDUAL ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣΒΑΡΥΤΗΤΑΣ .....	76
5.9	ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΕΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ .....	83
5.10	ΤΟΜΕΣ –ΒΑΡΥΤΙΚΑ ΠΡΟΦΙΛ.....	86
5.11	ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑ ΕΦΑΡΜΟΓΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ NETTLETON.....	99
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 .....</b>		<b>101</b>
<b>ΕΠΙΛΟΓΟΣ .....</b>		<b>101</b>
6.1	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	101
6.	ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ.....	102
<b>ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ .....</b>		<b>103</b>

ΒΑΣΙΚΕΣ ΣΥΝΔΕΣΕΙΣ .....	106
-------------------------	-----

## ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

<b>ΕΙΚΟΝΑ 2. 1 : ΑΝΑΠΑΡΑΣΤΑΣΗ ΒΑΡΥΤΙΚΩΝ ΔΥΝΑΜΕΩΝ (ΠΗΓΗ:AGUIDETOHIGHPRECISION .....</b>	<b>6</b>
<b>ΕΙΚΟΝΑ 2. 2: ΑΚΤΙΝΩΤΟ ΒΑΡΥΤΙΚΟ ΠΕΔΙΟ (ΠΗΓΗ:A GUIDE TO HIGH PRECISION .....</b>	<b>7</b>
ΕΙΚΟΝΑ 2.3: ΜΕΤΡΗΣΗ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΜΕ ΕΛΕΥΘΕΡΗ ΠΤΩΣΗ (ΠΗΓΗ:HTTP://WWW2.UCY.AC.CY/~FOTIS/PHY114/LABS/LAB03.PDF) ...	9
ΕΙΚΟΝΑ 2.4 ΜΕΤΡΗΣΗ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΜΕ ΕΚΚΡΕΜΕΣ. (ΠΗΓΗ: ΕΚΦΕ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΑΤΤΙΚΗΣ.Υπ. Κ. ΠΑΠΑΜΙΧΑΛΗΣ) .....	10
ΕΙΚΟΝΑ 2.5 : ΜΕΤΡΗΣΗ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΜΕ ΕΛΑΤΗΡΙΟ. (ΠΗΓΗ: ENCYCLOPEDIA DICTONARY OF EXPLORATION GEOPHYSICS BY R. E. SHERIFF) .....	10
ΕΙΚΟΝΑ 2.6 : ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΟ SCINTREX CG5 .....	11
ΕΙΚΟΝΑ 2.7 : ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΟ LA COSTE & ROMBERG ΤΥΠΟΥ G .....	11
ΕΙΚΟΝΑ 2. 8: ΟΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΑΠΟ ΤΟ ΕΜΠ ΓΙΑ ΤΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ. ....	12
ΕΙΚΟΝΑ 2. 9: ΑΝΑΓΩΓΕΣ ΚΑΙ ΕΠΕΚΤΑΣΕΙΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ .....	15
ΕΙΚΟΝΑ 2. 10: Η ΕΠΙΡΡΟΗ ΤΟΥ ΣΧΗΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΓΗΣ ΑΛΛΑ ΚΑΙ ΤΗΣ ΦΥΓΟΚΕΝΤΡΗΣ ΔΥΝΑΜΗΣ ΣΤΗΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ ΤΗΣ, ΣΤΗΝ ΤΙΜΗ ΤΗΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΗΣ ΤΗΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ. (ΠΗΓΗ: ENCYCLOPEDIA DICTONARY OF EXPLORATION GEOPHYSICS BY R. E. SHERIFF) .....	16
ΕΙΚΟΝΑ 2. 11 : ΑΝΑΓΩΓΗ BOUGER .....	20
ΕΙΚΟΝΑ 2. 12: ΑΝΑΓΩΓΗ ΛΟΓΩ ΑΝΑΓΛΥΦΟΥ .....	21
<b>ΕΙΚΟΝΑ 2. 13: ΚΥΚΛΙΚΟΙ ΤΟΜΕΙΣ ΤΟΥ HAMMER (ΠΗΓΗ: A GUIDE TO HIGH PRECISION .....</b>	<b>22</b>
ΕΙΚΟΝΑ 2. 14: ΙΣΟΣΤΑΤΙΚΗ ΑΝΑΓΩΓΗ PRATT ΚΑΙ AIRY (ΠΗΓΗ:ICGEM) .....	24
ΕΙΚΟΝΑ 2. 15: ΔΙΟΡΘΩΣΗ ΕΟΤΝΟΣ- ΚΙΝΟΥΜΕΝΗΣ ΠΛΑΤΦΟΡΜΑΣ .....	24
<b>ΕΙΚΟΝΑ 2. 16: ΥΠΟΛΕΙΠΟΜΕΝΗΤΟΠΟΓΡΑΦΙΚΗΔΙΟΡΘΩΣΗ (ΠΗΓΗ: 'TERRAIN EFFECTS IN GEOID COMPUTATIONS' FORSBERG, R.) ....</b>	<b>25</b>
ΕΙΚΟΝΑ 2. 17: ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΔΙΑΤΑΡΑΧΩΝ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΑ ΥΨΟΜΕΤΡΑ .....	27
ΕΙΚΟΝΑ 2. 18: ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ ΕΛΕΥΘΕΡΟΥ ΑΕΡΑ .....	27
ΕΙΚΟΝΑ 2. 19: ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ΕΛΕΥΘΕΡΟΥ ΑΕΡΑ .....	28
ΕΙΚΟΝΑ 2. 20: ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ ΑΠΛΗΣ ΠΛΑΚΑΣ BOUGER .....	28
ΕΙΚΟΝΑ 2. 21: ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ΑΠΛΗΣ ΠΛΑΚΑΣ BOUGER .....	29
ΕΙΚΟΝΑ 2. 22: ΠΛΗΡΕΙΣ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ BOUGER .....	29
ΕΙΚΟΝΑ 2. 23: ΠΛΗΡΕΙΣ ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ BOUGER .....	29
ΕΙΚΟΝΑ 3. 1 ΓΡΑΦΙΚΟΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΠΥΚΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕΘΟΔΟΥ NETTLETON (ΠΗΓΗ: ΙΩΑΝΝΗΣ Φ. ΛΟΥΗΣ, ΑΘΗΝΑ 2004) .....	35
ΕΙΚΟΝΑ 3. 2 ΧΑΡΤΗΣ ΑΝΩΜΑΛΙΩΝ ΕΛΕΥΘΕΡΟΥ ΑΕΡΑ ΣΤΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΑΤΑΛΑΝΤΗΣ (ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ ΠΑΡΑΣΚΕΥΑ Μ, ΙΟΥΝΙΟΣ 2011). ....	35
ΕΙΚΟΝΑ 3. 3 ΒΑΡΥΤΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ ΚΑΙ ΒΑΡΥΤΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ Ν. ΘΗΡΑΣ .....	36
ΕΙΚΟΝΑ 3. 4 ΒΑΡΥΤΙΚΑ ΠΡΟΦΙΛ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΜΕ ΜΕΓΑΛΥΤΕΡΗ ΚΑΙ ΜΙΚΡΟΤΕΡΗ ΠΥΚΝΟΤΗΤΑ ΑΠΟ ΤΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΥΣΑ (ΠΗΓΗ: FOOTNOTE ON INTERPRETATION, CORINE PRIETO, AUGUST 1996) .....	38
ΕΙΚΟΝΑ 3. 5 ΒΑΡΥΤΙΚΑ ΠΡΟΦΙΛ ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΟΥ ΣΥΜΠΑΓΟΥΣ, ΜΕ ΠΟΡΟΥΣ 10% ΚΑΙ ΑΕΡΑ ΚΑΙ ΜΕ ΠΟΡΟΥΣ 10% ΚΑΙ ΠΕΤΡΕΛΑΙΟ (ΠΗΓΗ: FOOTNOTE ON INTERPRETATION, CORINE PRIETO, AUGUST 1996) .....	39



ΕΙΚΟΝΑ 3. 6 ΒΑΡΥΤΙΚΑ ΠΡΟΦΙΛ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΩΝ ΠΥΚΝΟΤΗΤΩΝ ΚΑΙ ΒΑΘΩΝ (ΠΗΓΗ: FOOTNOTEONINTERPRETATION, CORINEPRIETO, AUGUST 1996) .....	39
ΕΙΚΟΝΑ 3. 7 ΒΑΡΥΤΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΠΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΕΤΑΙ ΑΠΟ ΥΛΙΚΟ ΥΨΗΛΟΤΕΡΗΣ ΠΥΚΝΟΤΗΤΑΣ (ΠΗΓΗ: FOOTNOTEONINTERPRETATION, CORINEPRIETO, AUGUST 1996) .....	40
ΕΙΚΟΝΑ 3. 8 ΒΑΡΥΤΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ ΡΗΓΜΑΤΟΣ .....	40
ΕΙΚΟΝΑ 3. 9 ΒΑΡΥΤΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ ΒΥΘΙΖΟΜΕΝΩΝ ΔΟΜΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΜΕ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΓΩΝΙΕΣ ΒΥΘΙΣΗΣ (ΠΗΓΗ: FOOTNOTEONINTERPRETATION, CORINEPRIETO, AUGUST 1996) .....	41
ΕΙΚΟΝΑ 3. 10 ΒΑΡΥΤΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ ΣΥΓΚΛΙΝΟΥ ΠΟΥ ΒΡΙΣΚΕΤΑΙ ΚΑΤΩ ΑΠΟ ΜΑΖΑ ΜΙΚΡΟΤΕΡΗΣ ΠΥΚΝΟΤΗΤΑΣ (ΠΗΓΗ: FOOTNOTE ON INTERPRETATION, CORINE PRIETO, AUGUST 1996) .....	41
ΕΙΚΟΝΑ 3. 11 ΒΑΡΥΤΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ ΑΝΤΙΚΛΙΝΟΥ ΜΕ ΡΗΓΜΑ .(ΠΗΓΗ: FOOTNOTEONINTERPRETATION, PRIETO, AUGUST 1996) .....	42
ΕΙΚΟΝΑ 3. 12 ΊΔΙΟ ΒΑΡΥΤΙΚΟΥ ΠΡΟΦΙΛ ΑΠΟ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΔΟΜΕΣ. ....	42
ΕΙΚΟΝΑ 3. 13 ΒΑΡΥΤΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ ΑΠΟ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ.(ΠΗΓΗ: FOOTNOTEONINTERPRETATION, CORINEPRIETO, AUGUST 1996) .....	43
ΕΙΚΟΝΑ 3. 14 ΒΑΡΥΤΙΚΟ ΠΡΟΦΙΛ ΑΠΟ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ. (ΠΗΓΗ: USGS, 1999) .....	43
ΕΙΚΟΝΑ 4. 1 ΧΑΡΤΗΣ Ν. ΘΗΡΑΣ (ΠΗΓΗ:HTTP://WWW.MEGALOCHORIPALLAD.GR/PHOTOS/MAP.PNG ) .....	46
ΕΙΚΟΝΑ 4. 2 ΤΟ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟ ΤΟΞΟ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ (ΠΗΓΗ: FRIEDRICH, 1994.....	48
ΕΙΚΟΝΑ 4.3 ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ Ν. ΘΗΡΑΣ (ΠΗΓΗ: Τ.Η. DRUITT AND Μ.Α. DAVIW 1994-1995) .....	49
ΕΙΚΟΝΑ 4.4 ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ Ν. ΘΗΡΑΣ (ΠΗΓΗ: Τ.Η. DRUITT, 2013) .....	50
<b>ΕΙΚΟΝΑ 5. 1 ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΟΥΜΕΝΟ DTM ( ΔΙΑΚΡΙΤΙΚΗΣ ΙΚΑΝΟΤΗΤΑΣ ~10m) .....</b>	<b>53</b>
<b>ΕΙΚΟΝΑ 5.2 DTM ΣΕ ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗ ΜΟΡΦΗ .....</b>	<b>54</b>
<b>ΕΙΚΟΝΑ 5. 3 ΤΟ ΛΙΓΟΤΕΡΟ ΑΝΑΛΥΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ DTM ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ .....</b>	<b>54</b>
<b>ΕΙΚΟΝΑ 5.4 ΟΙ ΣΤΑΘΜΟΙ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΤΟΥ 1976 .....</b>	<b>55</b>
ΕΙΚΟΝΑ 5. 5 ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ ΕΛΕΥΘΕΡΟΥ ΑΕΡΑ 1976 .....	60
ΕΙΚΟΝΑ 5. 6 ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ΕΛΕΥΘΕΡΟΥ ΑΕΡΑ 1976.....	61
ΕΙΚΟΝΑ 5. 7 ΑΠΛΕΣ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ BOUGER 1976.....	63
ΕΙΚΟΝΑ 5. 8 ΠΛΗΡΕΙΣ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ BOUGER 1976 .....	64
ΕΙΚΟΝΑ 5. 9 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΗΜΕΙΩΝ 1982 .....	65
ΕΙΚΟΝΑ 5. 10 ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ ΕΛΕΥΘΕΡΟΥ ΑΕΡΑ 1982.....	68
ΕΙΚΟΝΑ 5. 11 ΑΠΛΕΣ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ BOUGER 1982 .....	69
ΕΙΚΟΝΑ 5. 12 ΠΛΗΡΕΙΣ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ BOUGER 1982.....	70
ΕΙΚΟΝΑ 5. 13 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΗΜΕΙΩΝ 1999 .....	71
ΕΙΚΟΝΑ 5. 14 ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ ΕΛΕΥΘΕΡΟΥ ΑΕΡΑ 1999 .....	73
ΕΙΚΟΝΑ 5. 15 ΑΠΛΕΣ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ BOUGER 1999 .....	74
ΕΙΚΟΝΑ 5. 16 ΠΛΗΡΕΙΣ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ BOUGER 1999.....	75
ΕΙΚΟΝΑ 5. 17 ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΠΛΗΡΩΝ ΔΙΑΤΑΡΑΧΩΝ BOUGER ΓΙΑ ΤΑ ΕΤΗ 1976, 1982 ΚΑΙ 1999 ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΑ. ....	76
ΕΙΚΟΝΑ 5. 18 REGIONAL ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΑΠΟ EGM2008 .....	77
ΕΙΚΟΝΑ 5. 19 RESIDUAL ΠΛΗΡΕΙΣ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ BOUGER ΑΠΟ EGM2008 ΕΤΟΥΣ 1976 .....	78
ΕΙΚΟΝΑ 5. 20 RESIDUAL ΠΛΗΡΕΙΣ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ BOUGER ΑΠΟ EGM2008 ΕΤΟΥΣ 1982 .....	78
ΕΙΚΟΝΑ 5. 21 RESIDUAL ΠΛΗΡΕΙΣ ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ BOUGER ΑΠΟ EGM2008 ΕΤΟΥΣ 1999 .....	79

ΕΙΚΟΝΑ 5. 22 ΟΙ REGIONAL ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΠΟΥ ΠΡΟΚΥΠΤΟΥΝ ΜΕ ΤΗ ΣΥΝΑΡΤΗΣΗ TREND 1 <sup>ο</sup> , 2 <sup>ο</sup> ΚΑΙ 3 <sup>ο</sup> ΒΑΘΜΟΥ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΑ .....	80
ΕΙΚΟΝΑ 5. 23 ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΩΝ REGIONAL ΔΙΑΤΑΡΑΧΩΝ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΟΝ ΑΞΟΝΑ ΝΟΙ ΧΡΙΣΤΙΑΝΑ - ΑΜΟΡΓΟΣ .....	80
ΕΙΚΟΝΑ 5. 24 ΥΠΟΛΕΙΠΟΜΕΝΕΣ ΠΛΗΡΕΙΣ ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ΒΟΥΓΕΡ 1976.....	81
ΕΙΚΟΝΑ 5. 25 ΥΠΟΛΕΙΠΟΜΕΝΕΣ ΠΛΗΡΕΙΣ ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ΒΟΥΓΕΡ 1982.....	82
ΕΙΚΟΝΑ 5. 26 ΥΠΟΛΕΙΠΟΜΕΝΕΣ ΠΛΗΡΕΙΣ ΑΝΩΜΑΛΙΕΣ ΒΟΥΓΕΡ 1999.....	83
ΕΙΚΟΝΑ 5. 27 ΔΙΑΦΟΡΕΣ ΥΠΟΛΕΙΠΟΜΕΝΩΝ ΠΛΗΡΩΝ ΔΙΑΤΑΡΑΧΩΝ ΒΟΥΓΕΡ ΜΕΤΑΞΥ 1976 -1982 .....	84
ΕΙΚΟΝΑ 5. 28 ΔΙΑΦΟΡΕΣ ΥΠΟΛΕΙΠΟΜΕΝΩΝ ΠΛΗΡΩΝ ΔΙΑΤΑΡΑΧΩΝ ΒΟΥΓΕΡ ΜΕΤΑΞΥ 1976 -1999 .....	85
ΕΙΚΟΝΑ 5. 29 ΟΙ ΣΧΕΔΙΑΣΜΕΝΕΣ ΤΟΜΕΣ ΕΠΙ ΤΟΥ DTM.....	86
ΕΙΚΟΝΑ 5. 30 ΤΟΜΗ 1.....	87
ΕΙΚΟΝΑ 5. 31 ΤΟΜΗ 2.....	87
ΕΙΚΟΝΑ 5. 32 ΤΟΜΗ 3.....	88
ΕΙΚΟΝΑ 5. 33 ΤΟΜΗ 4.....	88
ΕΙΚΟΝΑ 5. 34 ΤΟΜΗ 5.....	89
ΕΙΚΟΝΑ 5. 35 ΤΟΜΗ 6.....	89
ΕΙΚΟΝΑ 5. 36 ΟΙ ΘΕΣΕΙΣ ΤΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΔΙΑΤΑΡΑΧΩΝ ΤΗΣ ΥΠΟΛΕΙΠΟΜΕΝΗΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΕΠΙ ΤΟΥ ΧΑΡΤΗ ΥΠΟΛΕΙΠΟΜΕΝΩΝ ΠΛΗΡΩΝ ΔΙΑΤΑΡΑΧΩΝ ΒΟΥΓΕΡ.....	90
ΕΙΚΟΝΑ 5. 37 ΟΙ ΘΕΣΕΙΣ ΤΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΔΙΑΤΑΡΑΧΩΝ ΤΗΣ ΥΠΟΛΕΙΠΟΜΕΝΗΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΕΠΙ ΤΟΥ ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΥ ΧΑΡΤΗ. ....	91
ΕΙΚΟΝΑ 5. 38 ΟΙ ΘΕΣΕΙΣ ΤΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΔΙΑΤΑΡΑΧΩΝ ΤΗΣ ΥΠΟΛΕΙΠΟΜΕΝΗΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΕΠΙ ΤΟΥ ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΥ ΧΑΡΤΗ. ....	92
ΕΙΚΟΝΑ 5. 39 Η ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΕΠΙ ΤΟΥ ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΥ ΧΑΡΤΗ.....	93
ΕΙΚΟΝΑ 5. 40 Η ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ .....	94
ΕΙΚΟΝΑ 5. 41 ΟΙ ΘΕΣΕΙΣ ΤΩΝ ΤΟΜΩΝ .....	94
ΕΙΚΟΝΑ 5. 42 ΤΟΜΗ ΑΑ .....	95
ΕΙΚΟΝΑ 5. 43 ΤΟΜΗ ΒΒ.....	95
ΕΙΚΟΝΑ 5. 44 ΤΟΜΗ ΣΣ.....	95
ΕΙΚΟΝΑ 5. 45 ΤΟΜΗ ΔΔ .....	96
ΕΙΚΟΝΑ 5. 46 ΤΟΜΗ ΕΕ .....	96
ΕΙΚΟΝΑ 5. 47 ΤΟΜΗ ΦΦ .....	96
ΕΙΚΟΝΑ 5. 48 ΔΟΜΗ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΕΠΙ ΤΗΣ ΤΟΜΗΣ ΑΑ.....	97
ΕΙΚΟΝΑ 5. 49 Η ΘΕΣΗ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ.....	97
ΕΙΚΟΝΑ 5. 50 ΤΟΜΗ ΣΤΗ ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ ΤΟΥ ΡΗΓΜΑΤΟΣ .....	98
ΕΙΚΟΝΑ 5. 51 ΔΟΜΗ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΚΑΤΑ ΜΗΚΟΣ ΤΟΥΣ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΣΤΗ ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΗ Β-Ν. ....	98
ΕΙΚΟΝΑ 5. 52 ΘΕΣΗ ΤΗΣ ΤΟΜΗΣ .....	99
ΕΙΚΟΝΑ 5. 52 ΜΕΘΟΔΟΣ NETTLETON .....	99

## ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ

ΠΙΝΑΚΑΣ 2. 1: ΤΕΧΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΩΝ(ΠΗΓΗ:AGUIDETOHIGHPRECISION .....	11
ΠΙΝΑΚΑΣ 2. 2:ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΕΛΛΕΙΨΟΕΙΔΩΝ ΑΝΑΦΟΡΑΣ( ΠΗΓΗ:AGUIDETOHIGHPRECISION .....	17
ΠΙΝΑΚΑΣ 2. 3: ΓΡΑΜΜΙΚΟΙ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΕΣ ΤΩΝ ΕΛΛΕΙΨΟΕΙΔΩΝ ΑΝΑΦΟΡΑΣ.(ΠΗΓΗ: A GUIDE TO HIGH PRECISION LAND GRAVIMETER SURVEYS, BY H.O. SEIGEL).....	17
ΠΙΝΑΚΑΣ 5. 1 ΤΙΜΕΣ ΑΠΟΛΥΤΗΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΕΤΟΥΣ 1976.....	57
ΠΙΝΑΚΑΣ 5. 2 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΙ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ 1976 .....	59
ΠΙΝΑΚΑΣ 5. 3 ΠΙΝΑΚΑΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΩΝ ΔΙΑΤΑΡΑΧΩΝ BOUGER 1976.....	62
ΠΙΝΑΚΑΣ 5. 4 ΠΙΝΑΚΑΣ ΤΙΜΩΝ ΑΠΟΛΥΤΗΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ 1982.....	66
ΠΙΝΑΚΑΣ 5. 5 ΠΙΝΑΚΑΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΩΝ 1982 .....	67
ΠΙΝΑΚΑΣ 5. 6 ΠΙΝΑΚΑΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΩΝ ΕΤΟΥΣ 1999.....	72
ΠΙΝΑΚΑΣ 5. 7 ΠΙΝΑΚΑΣ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΜΕΘΟΔΟΥ NETTLETON .....	100

## ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΥΝΤΟΜΟΓΡΑΦΙΩΝ

DTM	Digital Terrain Model
EGM	Earth Garvitational Model
FFT	Fast Fourier Transform
GPS	Global Positioning System
HCMR	Hellenic Centre Marine Research
LSC	Least Squares Collocation
RTM	Residual Terrain Model
stdv	Standard Deviation
USGS	United States Geological Survey
WGS	World Geodetic System
Bg	Bouger
TC	Terrain Correction
FA	Free Air
NTUA	National Technical University of Athens
HGMA	Hellenic Geographical Military Afency
ΕΜΠ	Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο
ΦΓΕ	Φυσική Γήινη Επιφάνεια
ΓΥΣ	Γεωγραφική Υπηρεσία Στρατού

# Κεφάλαιο1

## Πρόλογος

### 1.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Έναν από τους λιγότερο γνωστούς και παράλληλα ιδιαίτερα ενδιαφέροντες τομείς της γεωδαισίας αποτελεί η Βαρυτομετρία. Η βαρυτομετρία βρίσκει εφαρμογή και σε άλλους επιστημονικούς κλάδους όπως γεωφυσική, σεισμολογία, μετεωρολογία, αρχαιολογία, γεωλογία κ.α. Εντούτοις το γεγονός ότι οι βαρυτικές μετρήσεις είναι ιδιαίτερα επίπονες και απαιτούν εξαιρετικά μεγάλη ακρίβεια, την καθιστά αντικείμενο τοπογράφων μηχανικών, οι οποίοι θα πρέπει να κάνουν τη κατάλληλη επεξεργασία ώστε τα αποτελέσματά τους να χρησιμοποιηθούν και από άλλες επιστημονικούς τομείς. Μάλιστα, όπως και σε όλους τους άλλους τομείς της γεωδαισίας, έχουν μεγάλη σημασία τα πρωτογενή δεδομένα καθώς και οι διαχρονικές μετρήσεις σε κάθε περιοχή. Η υιοθέτηση νέων μεθόδων επεξεργασίας των μετρήσεων αλλά και διαχρονικών συγκρίσεων μπορεί να μας οδηγήσει σε χρήσιμα συμπεράσματα για τις κινήσεις του φλοιού της γης, τις τεκτονικές μεταβολές σε μία περιοχή κ.α..

### 1.2 ΣΤΟΧΟΙ ΕΡΓΑΣΙΑΣ

Τελικός στόχος της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η διαχρονική σύγκριση των μεταβολών του βαρυτικού πεδίου στη Ν. Θήρα, ενώ ενδιάμεσοι στόχοι για να επιτευχθεί αυτό αποτελούν:

- Η περιγραφή του θεωρητικού υποβάθρου που απαιτείται για τη βέλτιστη αξιοποίηση των πρωτογενών βαρυτομετρικών δεδομένων.
- Η σύνδεση της βαρυτομετρικής πληροφορίας με γεωλογικά στοιχεία και το πώς το πεδίο βαρύτητας επηρεάζεται από την γεωλογία μιας περιοχής.
- Η δημιουργία μιας ενιαίας γεωβάσης δεδομένων με τους σταθμούς βαρύτητας όπου υπάρχουν διαχρονικά βαρυτικές μετρήσεις για τη Ν. Θήρα.

- Υποδειγματική επίλυση και επεξεργασία βαρυτομετρικών μετρήσεων σε τρεις διαφορετικές εποχές και η εξαγωγή αντίστοιχων χαρτών.
- Παραδείγματα χρησιμοποίησης της βαρυτικής πληροφορίας στη γεωλογία για εξαγωγή χρήσιμων συμπερασμάτων.

## 1.3 ΔΙΑΡΘΡΩΣΗ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

Η εργασία αυτή διαρθρώνεται σε **έξι** κεφάλαια.

Στο **πρώτο κεφάλαιο** συνοψίζονται οι στόχοι και περιγράφονται τα περιεχόμενα των επόμενων ενοτήτων.

Στο **δεύτερο κεφάλαιο** εκτίθεται το θεωρητικό υπόβαθρο της συγκεκριμένης μελέτης και μεταξύ άλλων περιλαμβάνονται εισαγωγικές έννοιες για τη βαρύτητα, περιγραφή του τρόπου συλλογής των βαρυτομετρικών στοιχείων, γενικά περί αναγωγών και διορθώσεων που πρέπει να επιβληθούν στις τελικές τιμές απόλυτης βαρύτητας, οι επιφάνειες αναφοράς που θα χρησιμοποιηθούν, θεωρητικά στοιχεία για τις μεθόδους υπολογισμού της βαρύτητας καθώς επίσης και τα εργαλεία και οι τεχνικές που χρησιμοποιούνται. Ιδιαίτερη έμφαση δίνεται στον αυστηρό ορισμό των αναγωγών, των διορθώσεων, των ανωμαλιών και των διαταραχών βαρύτητας.

Στο **τρίτο κεφάλαιο** γίνεται μία σύνδεση της βαρυτομετρίας με τη γεωλογία και τη γεωδυναμική, αναφέρεται ο τρόπος χρησιμοποίησής της και διάφορες μέθοδοι για εξαγωγή χρήσιμων συμπερασμάτων για αντίστοιχες μελέτες. Επίσης στο κεφάλαιο αυτό παρατίθενται και πρότυπα ερμηνείας των βαρυτομετρικών δεδομένων που ανευρέθησαν στη διεθνή βιβλιογραφία. Τέλος στα πλαίσια αυτού του κεφαλαίου αναφέρονται επακριβώς οι αναγωγές και οι διορθώσεις που πρόκειται να χρησιμοποιηθούν περαιτέρω στη παρούσα μελέτη.

Στο **τέταρτο κεφάλαιο** παρουσιάζεται συνοπτικά η περιοχή μελέτης για την οποία διαθέτουμε διαχρονικές μετρήσεις βαρύτητας. Η Ν. Θήρα παρουσιάζει έντονο γεωλογικό ενδιαφέρον λόγω κυρίως του ενεργού ηφαιστείου της. Γίνεται αναφορά σε γεωλογικά στοιχεία της περιοχής αλλά και σε ιστορικά στοιχεία για τη δραστηριότητα του ηφαιστείου.

Στο **πέμπτο κεφάλαιο**, το οποίο αποτελεί και το εκτενέστερο κεφάλαιο της παρούσας μελέτης παρουσιάζει αναλυτικά τους υπολογισμούς και τις επιλύσεις των μετρήσεων της βαρύτητας σε δύο διαφορετικές περιόδους (1976 και 1982) καθώς και τις αναγωγές και διορθώσεις στις τιμές απόλυτης βαρύτητας του 1999. Από τα στοιχεία αυτά προκύπτει η δημιουργία των χαρτών διαταραχών βαρύτητας ελευθέρου αέρα, απλών και πλήρων διαταραχών Bouger για κάθε περίοδο. Παρατίθεται η συγκριτική αξιολόγησή τους και στη συνέχεια δημιουργούνται οι αντίστοιχοι χάρτες υπολειπόμενης βαρύτητας για κάθε εποχή. Από τους χάρτες αυτούς δημιουργούνται τομές σε σημεία ενδιαφέροντος στα οποία μελετάται η υπολειπόμενη πλήρης διαταραχή Bouger του 1976 σε σχέση με το Ψηφιακό μοντέλο εδάφους. Από τα προφίλ που δημιουργούνται σε σύγκριση με τα πρότυπα ερμηνείας που αναπτύχθηκαν στο τρίτο κεφάλαιο γίνεται μία προσπάθεια ερμηνείας τους. Τέλος με σκοπό να αναδειχθούν οι δυνατότητες της βαρύτητας για την ενίσχυση

γεωδυναμικών και γεωλογικών μελετών, πιστοποιείται η ύπαρξη ενός συγκεκριμένου ρήγματος και προσδιορίζεται η μέση πυκνότητα των επιφανειακών πετρωμάτων σε μία περιοχή με τη μέθοδο του Nettleton.

Στο **έκτο κεφάλαιο** συνοψίζονται τα συμπεράσματα από την διπλωματική εργασία και γίνονται κάποιες προτάσεις για μελλοντική επέκταση και εξέλιξη της συγκεκριμένης έρευνας με τη συλλογή νέων μετρήσεων.



## Κεφάλαιο 2

### Θεωρητικά Στοιχεία

#### 2.1 ΓΕΝΙΚΑ ΠΕΡΙ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ

##### 2.1.1 Βαρυτική Έλξη-Πεδίο Βαρύτητας

Μία από τις δυνάμεις που παρατηρούνται στη φύση αποτελεί η έλξη μεταξύ των μαζών. Αυτή η έλξη ονομάζεται δύναμη της βαρύτητας και το μέτρο της μοντελοποιείται από το δεύτερο νόμο του Νεύτωνα:

$$F = G \frac{M_1 M_2}{r^2} \quad (2.1)$$

Όπου **G** (Διεθνής Βαρυτική Σταθερά) με τιμή  $6.6742(+/- 0.0001) \times 10^{-11} \text{m}^3 \text{Kg}^{-1} \text{s}^{-2}$   
**M<sub>1</sub>** και **M<sub>2</sub>** οι μάζες των 2 αλληλεπιδρώντων σωμάτων σε Kg.  
**r** η *κεντρική* απόσταση μεταξύ των 2 σωμάτων σε μέτρα.

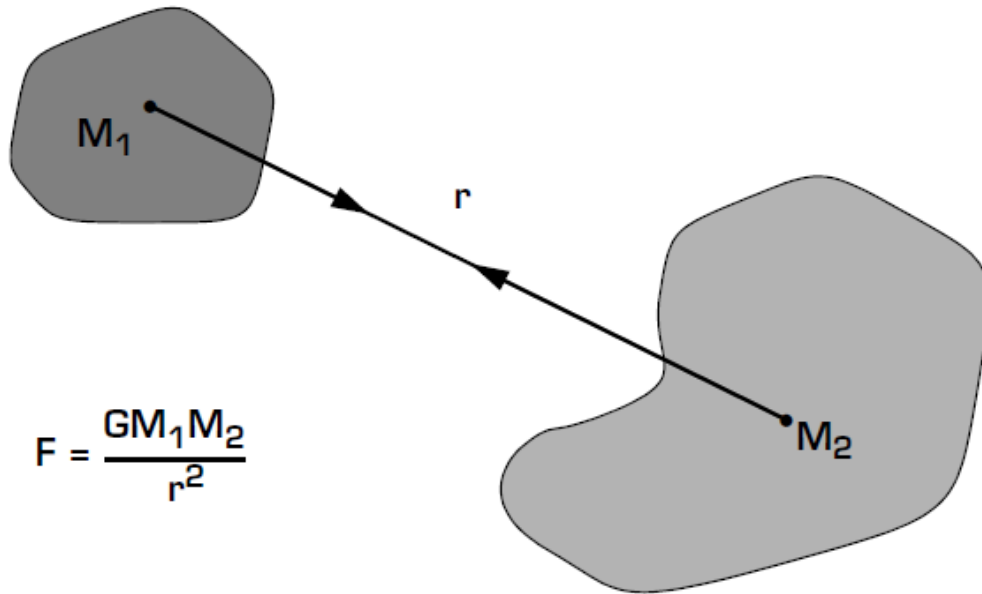
Η δύναμη αυτή έχει διεύθυνση επί του ευθύγραμμου τμήματος που συνδέει τα κέντρα των 2 μαζών (όπως φαίνεται και στην εικόνα 2.1).

Η επιτάχυνση **a** που αποκτά, για παράδειγμα, η **M<sub>1</sub>** (εικόνα 2.1) εξαιτίας αυτής της δύναμης υπολογίζεται:

$$\frac{F}{M_1} = a = \frac{GM_2}{r^2} \quad (2.2)$$

σε  $\text{m/s}^2$ .





**Εικόνα 2.1 : Αναπαράσταση Βαρυτικών Δυνάμεων (πηγή: A GUIDE TO HIGH PRECISION LAND GRAVIMETER SURVEYS, by H.O. Seigel)**  
**Figure 2.1 Gravity Forces (source: A GUIDE TO HIGH PRECISION LAND GRAVIMETER SURVEYS, by H.O. Seigel)**

Επιπλέον κάθε μάζα προκύπτει από το γινόμενο του όγκου της επί τη πυκνότητά της, δηλαδή:

$$M = dV \quad (2.3)$$

όπου η πυκνότητα μετράται σε  $\text{Kg/m}^3$ .

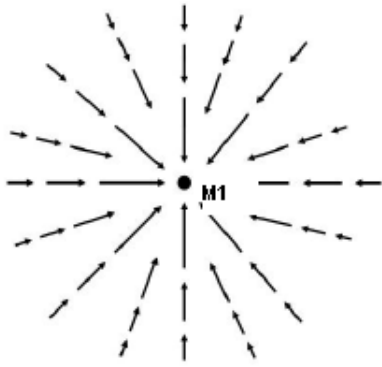
Μάλιστα αν η πυκνότητα αυτή δεν είναι σταθερή σε όλο τον όγκο της μάζας τότε ο υπολογισμός της επιτάχυνσης για ένα σώμα γίνεται μέσω του ολοκληρώματος του όγκου της μάζας:

$$\vec{a} = G \int \frac{d\vec{r}}{r^3} dv \quad (2.4)$$

Για το λόγο αυτό η επιτάχυνση που αποκτά κάθε σώμα λόγω της βαρυτικής δύναμης διαφέρει σε κάθε σημείο του. Αν θεωρήσουμε λοιπόν ως μάζα  $M_1$  τη γη τότε ακόμα και αν το σχήμα της ήταν πλήρως σφαιρικό θα είχαμε διαφορετική επιτάχυνση της βαρύτητας στην επιφάνειά της εξαιτίας της διαφοράς στη κατανομή των μαζών της.

Κάθε δύναμη δημιουργεί ένα πεδίο γύρω της, έτσι και οι βαρυτικές δυνάμεις δημιουργούν ένα βαρυτικό πεδίο. Το Βαρυτικό πεδίο της μάζας  $M_1$  είναι:

$$\vec{F} = -\frac{GM_1}{L^3} \vec{L} \quad (2.5)$$



**Εικόνα 2.1: Ακτινωτό Βαρυτικό Πεδίο** (πηγή: *A GUIDE TO HIGH PRECISION LAND GRAVIMETER SURVEYS*, by H.O. Seigel)

**Figure 2.2: Ciliary gravitational field** (πηγή: *A GUIDE TO HIGH PRECISION LAND GRAVIMETER SURVEYS*, by H.O. Seigel)

Όπως παρατηρούμε από την εικόνα 2.2 το πεδίο δυνάμεων δεν μπορεί να προσδιορίσει επακριβώς μια δύναμη καθώς σε κάθε σημείο του έχουμε διαφορετική δύναμη, έτσι εισήχθη ο όρος **δυναμικό** δύναμης, το οποίο διεθνώς συμβολίζεται με  $V$  και ισχύει:

$$F = \nabla V = \text{grad}V \quad (2.6)$$

με αντικαταστάσεις στο τύπο 2.6 και πράξεις οδηγούμαστε στο τύπο του δυναμικού:

$$\text{Δυναμικό Έλξης} \quad V = \frac{GM_2}{r} \quad (2.7)$$

### 2.1.2 Γήινη έλξη –Γήινο πεδίο βαρύτητας

Οι παραπάνω τύποι βρίσκουν εφαρμογή για τον υπολογισμό της δύναμης και επιτάχυνσης της βαρύτητας στην επιφάνεια της γης αν θεωρήσουμε ως μία από τις μάζες, τη μάζα της Γής και ως απόσταση μεταξύ των σωμάτων την ακτίνα της (θεωρώντας σε πρώτη προσέγγιση τη γη σφαιρική). Δηλαδή οι τύποι 2.1 και 2.2 γίνονται:

$$B = G \frac{M_E m}{R_E^2} = mg \quad (2.8)$$

$$\frac{B}{M_E} = g = \frac{GM_E}{R_E^2} \quad (2.9)$$

$$\vec{B} = -\frac{GM_E}{R_E^3} \vec{R}_E \quad (2.10)$$

$$V_E = \frac{Gm}{R_E} \quad (2.11)$$

Όπου  $B$  η δύναμη της βαρύτητας ( $m$  το βάρος του δοκιμίου) και  $g$  (=gravity=βαρύτητα) η επιτάχυνση της βαρύτητας. Βεβαίως οι τύποι αυτοί είναι ιδιαίτερα απλοποιημένοι καθώς δεν έχει συνυπολογιστεί ένα πλήθος παραγόντων που τους επηρεάζουν και θα τους αναλύσουμε παρακάτω.

Η μάζα της γης  $M_E$  δημιουργεί γύρω της ένα ακτινωτό (όπως είδαμε) βαρυτικό πεδίο  $B$ , αν θεωρήσουμε τη πυκνότητά της σταθερή και ίση με  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  και επιπλέον σφαιρική από τον τύπο 2.10 προκύπτει ότι η επιτάχυνση της βαρύτητας πάνω στην επιφάνειά της σε πρώτη προσέγγιση έχει μέτρο  $g=9.8422477 \text{ m/sec}^2$  και κατεύθυνση προς το κέντρο μάζας της.

Εντούτοις η γη δεν είναι πλήρως σφαιρική καθώς παρουσιάζει στους πόλους επιπλάτυνση ( $\sim 0.335\%$ ) ενώ τα υπόλοιπα μεγέθη που την αφορούν παίρνουν τιμές:

$$M_E=5.98 \times 10^{24} \text{ Kg} \quad (\text{Κατά προσέγγιση η μάζα της})$$

$$R_E=6368 \text{ Km} \quad (\text{Μέση ακτίνα κατά προσέγγιση})$$

Επομένως συμπεραίνουμε ότι η επιτάχυνση της βαρύτητας που αποκτά ένα σώμα στην επιφάνεια της γης μεταβάλλεται μεταξύ των τιμών  $9.78$  (στον Ισημερινό) και  $9.83 \text{ m/s}^2$  (στους πόλους) και είναι ανεξάρτητη του βάρους του.

Η μονάδα μέτρησης της επιτάχυνσης της βαρύτητας αντί του συνηθισμένου  $\text{m/s}^2$  που χρησιμοποιείται για όλες τις άλλες επιταχύνσεις στη φύση, έχει καθιερωθεί να είναι το  $\text{gal}$  (προς τιμήν του Γαλιλαίου που ασχολήθηκε εκτενώς με τη βαρύτητα). Δηλαδή οι μονάδες που χρησιμοποιούμε είναι:

$$1 \text{ gal} = 10^{-2} \text{ m/s}^2$$

$$1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ gal}$$

$$1 \text{ } \mu\text{gal} = 10^{-6} \text{ gal}$$

Ειδικότερα για το δυναμικό έλξης της γης μπορούμε να πούμε επιπλέον ότι θα πρέπει να συμφωνεί με τον τύπο του **Poisson** για το εσωτερικό της σφαίρας και με το τύπο του **Laplace** για το εξωτερικό της:

$$\Delta V = -4\pi G\rho \quad (2.12)$$

$$\nabla^2 V = 0 \quad (\text{Laplace}) \quad (2.13)$$

Η φυσική ερμηνεία του τύπου του Poisson είναι ότι το άθροισμα των στοιχειωδών μαζών στο εσωτερικό της σφαίρας (με τις πυκνότητές τους) δημιουργεί το γήινο δυναμικό, ενώ η ένταση της κάθε μάζας είναι ανάλογη της πυκνότητάς της.

Αντίστοιχα ο τύπος του Laplace υποδηλώνει ότι δεν προστίθεται επιπλέον δυναμικό στο γήινο, έξω από τη σφαίρα καθώς δεν υπάρχουν μάζες ( $\rho=0$ ).

Οι δύο αυτές εξισώσεις είναι οι βασικές διαφορικές εξισώσεις της φυσικής γεωδαισίας. Η επίλυση μάλιστα της εξίσωσης Laplace είναι μία αρμονική συνάρτηση του δυναμικού της γήινης βαρύτητας.

Επιπλέον η επιτάχυνση της βαρύτητας στην επιφάνεια της γης επηρεάζεται και από τη περιστροφή της γης καθώς και από πλήθος άλλους παράγοντες που θα εξετάσουμε παρακάτω.

## 2.2 Βαρυτομετρικές Μετρήσεις (Τρόπος Συλλογής Βαρυτομετρικών δεδομένων)

### 2.2.1 Γενικά περί βαρυτομετρικών δεδομένων.

Η συλλογή βαρυτομετρικών δεδομένων είναι μια ιδιαίτερα δύσκολη διαδικασία καθώς οι μετρήσεις επηρεάζονται από πολλούς παράγοντες και επιπλέον ως απόλυτα μεγέθη είναι ιδιαίτερα μικρά. Αυτό έχει ως συνέπεια να χρησιμοποιούνται ιδιαίτερα ευαίσθητα όργανα που έχουν πολύ υψηλό κόστος.

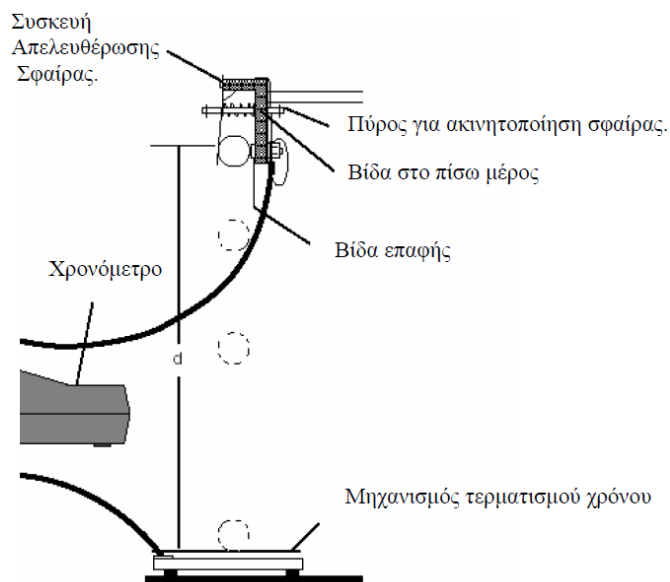
Η συλλογή των βαρυτομετρικών δεδομένων μπορεί να γίνει με διάφορους τρόπους είτε στη ξηρά (μεγαλύτερη ακρίβεια), είτε στη θάλασσα (μικρότερη ακρίβεια), είτε από αέρος (ακόμα πιο μικρή ακρίβεια), είτε, τα τελευταία χρόνια και με διάφορες διαστημικές τεχνικές και με δορυφόρους που αποστέλλονται ειδικά για αυτό το σκοπό (π.χ. GOCE και CHAMP).

Στη παρούσα διπλωματική εργασία θα αναφερθούμε μόνο σε **επίγειες μετρήσεις** βαρύτητας καθώς μόνο τέτοια δεδομένα θα χρησιμοποιήσουμε.

### 2.2.2 Μέθοδοι Μέτρησης της Βαρύτητας

Η βαρύτητα γενικά μπορεί να μετρηθεί με διάφορους τρόπους:

- πτώση σώματος στο κενό και απευθείας μέτρηση της επιτάχυνσής του (η οποία οφείλεται αποκλειστικά στη βαρύτητα). (εικόνα 2.3).



**Εικόνα 2.2: Μέτρηση βαρύτητας με ελεύθερη πτώση**  
(πηγή: <http://www2.ucy.ac.cy/~fotis/phy114/Labs/Lab03.pdf>)

**Figure 2.3: Free Fall**  
(source: <http://www2.ucy.ac.cy/~fotis/phy114/Labs/Lab03.pdf>)

- Από τη περίοδο κίνησης ιδανικού εκκρεμούς (εικόνα 2.4) σύμφωνα με τον τύπο :

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{K}{g}} \quad (2.14)$$

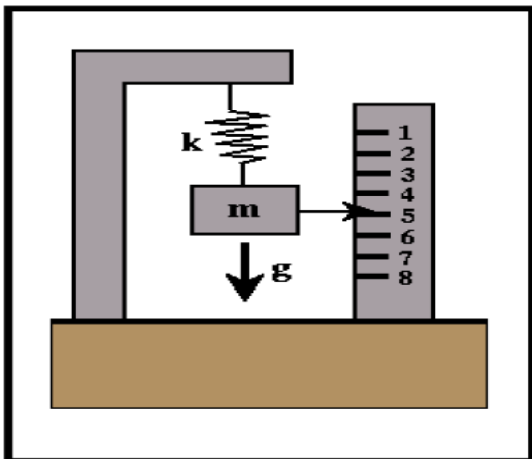


**Εικόνα 2.3: Μέτρηση Βαρύτητας με Εκκρεμές (πηγή: ΕΚΦΕ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΑΤΤΙΚΗΣ. Υπ. Κ. Παπαμιχάλη)**

**Figure 2.4: Pending measurements (source: ΕΚΦΕ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΑΤΤΙΚΗΣ. Υπ. Κ. Παπαμιχάλης)**

- Από τη κίνηση ελατηρίου στο οποίο προσαρμόζεται μία μάζα και όλο το σύστημα βρίσκεται σε κενό αέρα με συγκεκριμένη θερμοκρασία (εικόνα 2.8). Ο υπολογισμός γίνεται με τη βοήθεια του τύπου :

$$x = \frac{mg}{k} \quad (2.15)$$



**Εικόνα 2.4: Μέτρηση Βαρύτητας με Ελατήριο (πηγή: *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics* by R. E. Sheriff)**

**Figure 2.4: Spring measurements (source: *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics* by R. E. Sheriff)**

Η ελεύθερη πτώση βρίσκει εφαρμογή στα απόλυτα βαρυτήμετρα ενώ το ελατήριο στα σχετικά βαρυτήμετρα. Προφανώς για να μπορέσουμε να παρατηρήσουμε τις διαφορές βαρύτητας οι οποίες είναι πολύ μικρές σε κάθε τόπο, θα πρέπει τα όργανα που θα χρησιμοποιηθούν να παρέχουν σταθερές συνθήκες θερμοκρασίας ελατηρίου, κενό αέρος και ιδιαίτερα ευαίσθητους αισθητήρες. Στο εμπόριο δεν υπάρχουν πολλές εταιρείες που κατασκευάζουν τέτοια όργανα.

### 2.2.3 Είδη Βαρυτόμετρων

Τα βαρυτόμετρα χωρίζονται γενικά σε 2 κατηγορίες τα απόλυτα και τα σχετικά. Τα απόλυτα μπορούν να μετρήσουν απευθείας την απόλυτη τιμή της βαρύτητας σε έναν σταθμό, ενώ τα σχετικά μετρούν μόνο βαρυτικές μεταβολές μεταξύ 2 σταθμών. Τα όργανα που χρησιμοποιούνται κυρίως στη χώρα μας είναι τα LaCoste&Romberg τύπου G και D και λείαν προσφάτως το Scintrex CG5 τα τεχνικά χαρακτηριστικά των οποίων φαίνονται στο πίνακα 2.1. Η αρχή λειτουργίας τους βασίζεται σε ένα ιδιαίτερα ευαίσθητο ελατήριο το οποίο βρίσκεται σε κενό αέρος με σταθερή θερμοκρασία και υπολογίζει τις διαφορές τις βαρύτητας μεταξύ 2 ή περισσότερων σταθμών.

Model	Resolution mGal	Range (without reset) mGal	Accuracy <sup>a</sup> mGal
<b>L&amp;R - G</b>	0.01	7,000	0.015
<b>L&amp;R - D</b>	0.001	200	0.005
<b>Scintrex CG-3</b>	0.005	7,000	0.010
<b>Scintrex CG-5</b>	0.001	7,000	0.005

Πίνακας 2. 1: Τεχνικά στοιχεία Βαρυτομέτρων (πηγή: *AGUIDE TO HIGH PRECISION LAND GRAVIMETER SURVEYS, by H.O. Seigel*)

Table 2.1: Technical characteristics of gravimeter (source: *A GUIDE TO HIGH PRECISION LAND GRAVIMETER SURVEYS, by H.O. Seigel*)



**Εικόνα 2.6 :** Βαρυτόμετρο La Coste & Romberg τύπου G

**Figure 2.6:** La Coste & Romberg Gravimeter G type



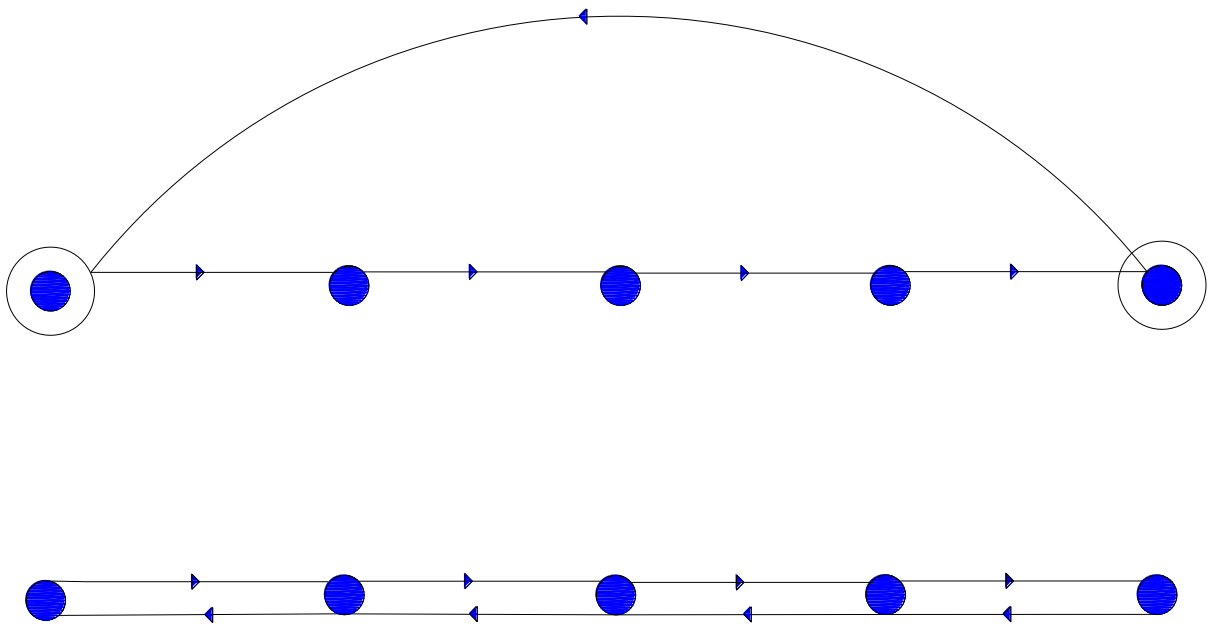
**Εικόνα 2.5:** Βαρυτόμετρο Scintrex CG5

**Figure 2. 5:** Scintrex CG5 Gravimeter

## 2.2.4 Υλοποίηση μετρήσεων

Υπάρχουν διάφοροι τρόποι υλοποίησης των μετρήσεων οι οποίοι είναι δυνατόν να εφαρμοστούν (κλειστό loop μετάβαση –επιστροφή, ανοιχτό loop κλπ) οι οποίοι αναλύονται εκτενώς στη βιβλιογραφία και δε θα ήταν σκόπιμο να επαναληφθούν εδώ. Αντίθετα κρίνεται σκόπιμο να περιγραφεί επακριβώς η μέθοδος μέτρησης των σημείων που χρησιμοποιήθηκαν παρακάτω σε αυτή τη διπλωματική εργασία.

Για τη παρούσα εργασία χρησιμοποιούμε δύο σετ πρωτογενών δεδομένων. Για τη συλλογή αυτών χρησιμοποιήθηκαν δύο μέθοδοι μετρήσεων, το κλειστό κυκλικό loop και το loop «μετάβαση-επιστροφή».



**Εικόνα 2.7:** Οι μέθοδοι μετρήσεων από το ΕΜΠ για τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν.

**Figure 2.8:** The measurements' methods from the NTU for the data that were used

Αναλυτικά η διαδικασία των μετρήσεων έχει ως εξής:

- Αρχικά γίνονται όλοι οι έλεγχοι και οι ρυθμίσεις των οργάνων που πρόκειται να χρησιμοποιηθούν.
- Επιλέγεται κάποιος σταθμός ως βάση ο οποίος συνδέεται με σταθμό του Εθνικού Βαρυτομετρικού δικτύου (ή άλλο σταθμό με γνωστή τιμή απόλυτης βαρύτητας)

- Στη συνέχεια μετρώνται τα ενδιάμεσα σημεία (κυρίως τριγωνομετρικά της ΓΥΣ), με 2 μετρήσεις ανά σταθμό σε διάστημα το πολύ 3 λεπτών μεταξύ τους και μέγιστη επιτρεπόμενη διαφορά μεταξύ των δύο μετρήσεων το πολύ 10 mgal.
- Επιστροφή στο βασικό σταθμό είτε από το ίδιο δρομολόγιο είτε και απευθείας.
- Στο τέλος της κάθε ημέρας ο κάθε παρατηρητής καθαρογράφει τις μετρήσεις οι οποίες περιλαμβάνουν το όνομα του σταθμού την ακριβή ώρα (σε UTC) και την ένδειξη του οργάνου.

Η καταγραφή των στοιχείων και η επανάληψη της μέτρησης δεν θα ήταν απαραίτητη αν χρησιμοποιούνταν το CG5 της SCINTREX, καθώς με αυτό γίνεται αυτόματα η καταγραφή των στοιχείων και επιπλέον δεν υπάρχει λάθος παρατηρητή.

## 2.2.5 Διορθώσεις Μετρήσεων Βαρύτητας

Στη συνέχεια το κάθε Loop ξεχωριστά επιλύεται στο γραφείο και προκύπτουν οι βαρυτικές διαφορές για το κάθε σταθμό σε σχέση με το σταθμό που χρησιμοποιήθηκε ως βάση. Η επεξεργασία των μετρήσεων περιλαμβάνει τα κάτωθι:

- **Διόρθωση** των ενδείξεων του οργάνου με το **συντελεστή** του εκάστοτε **παρατηρητή** (ο οποίος προσδιορίστηκε από την ελεγκτική βάση της Πάρνηθας). Ο συντελεστής αυτός είναι συνήθως από 0.99997 έως 1.00003. Σε παλαιότερες εργασίες αυτός ο συντελεστής δεν έχει προσδιοριστεί και θεωρείται 1.
- **Διόρθωση** των ενδείξεων που προκύπτουν με το **συντελεστή ανάγνωσης** του οργάνου. Ο συντελεστής ανάγνωσης για το κάθε όργανο δίδεται από τη κατασκευάστρια εταιρεία και είναι διαφορετικός για κάθε όργανο.
- **Διόρθωση** επίδρασης της **παλίρροιας** για το κάθε σταθμό ξεχωριστά η οποία υπολογιζόταν παλαιότερα από το τύπο του LONGMAN (1959), ενώ πλέον χρησιμοποιούνται πιο σύγχρονοι αλγόριθμοι.
- Διόρθωση λόγω της υστέρησης του ελατηρίου του οργάνου ή **διόρθωση drift**. Αφαιρείται το εναπομένον drift των μετρήσεων το οποίο υπολογίζεται από τη διαφορά κλεισίματος στο βασικό σταθμό. Για παράδειγμα αν  $\alpha_1$  και  $\alpha_2$  είναι οι διορθωμένες αναγνώσεις του οργάνου από όλα τα παραπάνω στο βασικό σταθμό τότε  $\Delta\alpha = \alpha_2 - \alpha_1$ . Αν η τιμή αυτή είναι κοντά στη τιμή 50 mgal τότε η διαφορά αυτή θεωρείται ως drift και διαμοιράζεται (συνήθως) γραμμικά με το χρόνο. Για να γίνει αυτό υπολογίζουμε το χρόνο (σε λεπτά) που μεσολάβησε μεταξύ των μετρήσεων στο βασικό σταθμό, έστω  $\Delta t = t_1 - t_2$ . Στη συνέχεια θεωρούμε ότι το drift μεταβάλλεται γραμμικά οπότε υπολογίζουμε τη κλίση του με τη διαίρεση  $\Delta\alpha / \Delta t$ . Έτσι έχουμε υπολογίσει τη μεταβολή του drift ανά λεπτό μετρήσεων οπότε πολλαπλασιάζοντας τα λεπτά τα οποία παρήλθαν από την αρχή των μετρήσεων μέχρι τη μέτρηση του κάθε σταθμού υπολογίζουμε το drift που είναι αναγκαίο να προσθέσουμε (ή αφαιρέσουμε) από τις μετρήσεις του κάθε σταθμού.
- Με τον τρόπο αυτό παίρνουμε τις τελικές σχετικές βαρυτικές διαφορές. Πέρα από τη παραπάνω διαδικασία θα μπορούσαμε να **διορθώσουμε** τις αρχικές μας μετρήσεις και λόγω **ατμοσφαιρικής πίεσης**. Η διόρθωση αυτή έχει υπολογιστεί από τον Merriam (1992) προσεγγιστικά και είναι:

$$\begin{aligned} \Delta g_p &= -0.36 \mu\text{Gal/millibar} \\ \Delta g_p &= -0.36 \mu\text{Gal/kPa} \end{aligned} \quad (2.16)$$



Δηλαδή θα πρέπει να έχει μετρηθεί η ατμοσφαιρική πίεση σε κάθε σταθμό. (Για παράδειγμα αν έχουμε σχετική διαφορά σε δύο σταθμούς ατμοσφαιρικής πίεσης 10 KPa τότε θα πρέπει να αφαιρέσουμε 36μGal, από τη σχετική διαφορά βαρύτητας που έχουν μεταξύ τους). Οι μετρήσεις που χρησιμοποιήθηκαν στη παρούσα εργασία δεν είχαν στοιχεία ατμοσφαιρικής πίεσης και έτσι δε χρησιμοποιήθηκε η συγκεκριμένη διόρθωση. Η εξαγωγή ατμοσφαιρικών πιέσεων λόγω υψόμετρου εκ των υστέρων δεν συνίσταται καθώς μπορεί να έχει αποκλίσεις έως και 200% από τη μετρημένη ατμοσφαιρική πίεση (λόγω καιρικών συνθηκών κλπ) και έτσι να αλλοιώνει τα αποτελέσματα.

Ομοίως δεν χρησιμοποιούμε **διόρθωση για την ανύψωση του υδροφόρου ορίζοντα**, η οποία επιβάλλεται σε ειδικές μελέτες χρησιμοποιώντας υδρολογικά στοιχεία της περιοχής και πληροφορίες για τη σύσταση του εδάφους (πορώδες - στεγανό). Η διόρθωση που επιβάλλεται είναι:

$$\Delta g_R = 0.04192 \text{ mGal/m} \quad (2.17)$$

Δηλαδή για 10 cm βροχής στην περιοχή θα πρέπει να αυξήσουμε την παρατηρούμενη τιμή κατά 4μGal. Στη παρούσα μελέτη δεν υπήρχαν τέτοια στοιχεία και η διόρθωση δεν χρησιμοποιήθηκε.

Τέλος υπάρχει η **διόρθωση λόγω αλλαγής της στάθμης της θάλασσας** η οποία εφαρμόζεται όταν μετράμε σε παραθαλάσσια περιοχή με μεγάλο βάθος (δηλαδή σε χείλος γκρεμού, η σε πολύ βαθιά παραλία, ή λιμάνι με πολύ βαθιά θάλασσα κλπ). Η διόρθωση είναι ανάλογη της παλιρροιακής διόρθωσης που ήδη χρησιμοποιήσαμε και έχει μέτρο:

$$\Delta g_T = 0.02 \text{ mGal/m} \quad (2.18)$$

Δηλαδή αν έχουμε παλιρροιακή ανύψωση 5 cm τη στιγμή της μέτρησης θα πρέπει να προσθέσουμε 1μGal στις μετρήσεις μας.

Χρησιμοποιώντας όλες ή κάποιες από τις παραπάνω διορθώσεις, με τη διαδικασία που περιγράφηκε και στη συνέχεια με κάποιου είδους συνόρθωση αν έχουν μετρηθεί παραπάνω από μία φορές κάποιοι σταθμοί, καταλήγουμε στις **τελικές τιμές βαρύτητας** για τη κάθε μέτρηση. Μάλιστα αν για κάποιον από τους σταθμούς αυτούς έχουμε τιμή απόλυτης βαρύτητας μπορούμε να πάρουμε **τελικές τιμές απόλυτες βαρύτητας** για κάθε σταθμό. Τις τιμές αυτές όμως δεν μπορούμε να τις χρησιμοποιήσουμε χωρίς επιπλέον μετατροπή για γεωδαιτικούς σκοπούς καθώς είναι συσχετισμένες με το υψόμετρο του σημείου τις τοπογραφικές μάζες που το περιβάλλουν τη θέση του σταθμού κλπ, έτσι θα πρέπει να τις επεξεργαστούμε περαιτέρω για να οδηγηθούμε σε χρησιμοποιήσιμα δεδομένα για γεωδαιτικούς ή γεωφυσικούς σκοπούς.

## 2.3 Αναγωγές, επεκτάσεις και ανωμαλίες και διαταραχές βαρύτητας.

Για την εκμετάλλευση των δεδομένων βαρύτητας πρέπει προηγουμένως να τις μετασχηματίσουμε ώστε να αναφέρονται όλες στην ίδια (η και σε διαφορετική)

επιφάνεια αναφοράς (γεωειδές, ελλειψοειδές, ΦΓΕ κλπ), απαλλαγμένες από ένα πλήθος άλλους παράγοντες που τις επηρεάζουν. Για αποσαφήνιση της ορολογίας που θα χρησιμοποιηθεί παρακάτω θα πρέπει να ορίσουμε **αυστηρά** τα παρακάτω:

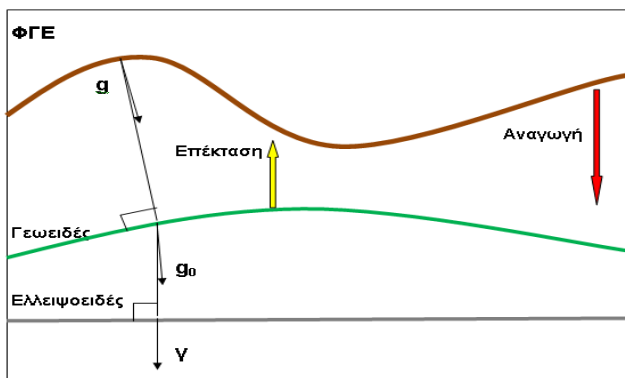
Με τον όρο **διόρθωση βαρύτητας (gravity correction)** εννοούμε τη ποσότητα που πρέπει να αφαιρέσουμε ή να προσθέσουμε στις μετρήσεις μας ώστε να εξαλείψουμε τους συστηματικούς παράγοντες που επηρεάζουν τις μετρήσεις μας. Οι διορθώσεις βαρύτητα που μπορούν να επιβληθούν αναπτύχθηκαν στη παραπάνω παράγραφο.

Με τον όρο **αναγωγή βαρύτητας (gravity reduction)** εννοούμε τη ποσότητα που πρέπει να προσθέσουμε ή να αφαιρέσουμε στις τιμές απόλυτης βαρύτητας που έχουμε προσδιορίσει ώστε να μεταβάλλουμε το επίπεδο αναφοράς των αρχικών τιμών. Οι πιο συνήθεις αναγωγές είναι οι αναγωγές βαρύτητας από τη ΦΓΕ στο γεωειδές ή στο ελλειψοειδές αναφοράς.

Με τον όρο **επέκταση βαρύτητας (gravity expansion)** εννοούμε την ποσότητα που πρέπει να αφαιρέσουμε ή προσθέσουμε στην υπολογισμένη τιμή της βαρύτητας για να βρούμε τη τιμή της κατά την έννοια της δυναμικής γραμμής σε μία άλλη επιφάνεια αναφοράς. Οι πιο συνήθεις επεκτάσεις βαρύτητας (οι οποίες είναι αντίθετες της αναγωγής) είναι οι επεκτάσεις της κανονικής βαρύτητας στο γεωειδές ή στη ΦΓΕ.

Με τον όρο **Ανωμαλία βαρύτητας (gravity anomaly)** ονομάζουμε τη διαφορά της τελικής μετρημένης τιμής βαρύτητας (μετά από διορθώσεις και αναγωγές) από τη κανονική τιμή βαρύτητας στη προβολή του αντίστοιχου σημείου σε μία άλλη επιφάνεια αναφοράς. Δηλαδή οι ανωμαλίες βαρύτητας αφορούν διαφορές μεγεθών που βρίσκονται σε διαφορετικές επιφάνειες αναφοράς. Μάλιστα ανάλογα με τις αναγωγές που θα χρησιμοποιηθούν για το προσδιορισμό της μετρημένης ποσότητας οι ανωμαλίες βαρύτητας παίρνουν και την αντίστοιχη ονομασία (Ελευθέρου αέρα, Ισοστατικές, Bouger κ.α.)

Τέλος ορίζεται η **διαταραχή της βαρύτητας (gravity disturbance)** η οποία είναι η διαφορά της τελικής μετρημένης τιμής βαρύτητας (μετά τις διορθώσεις και αναγωγές) από την κανονική τιμή βαρύτητας (μετά τις επεκτάσεις αν χρειαστούν) στην ίδια επιφάνεια αναφοράς. Δηλαδή οι διαταραχές βαρύτητας αναφέρονται σε σύγκριση μεγεθών στο ίδιο σημείο ενώ οι ανωμαλίες βαρύτητας όχι. Ομοίως με τις ανωμαλίες βαρύτητας και οι διαταραχές βαρύτητας παίρνουν την αντίστοιχη ονομασία ανάλογα με τις αναγωγές που θα χρησιμοποιηθούν.

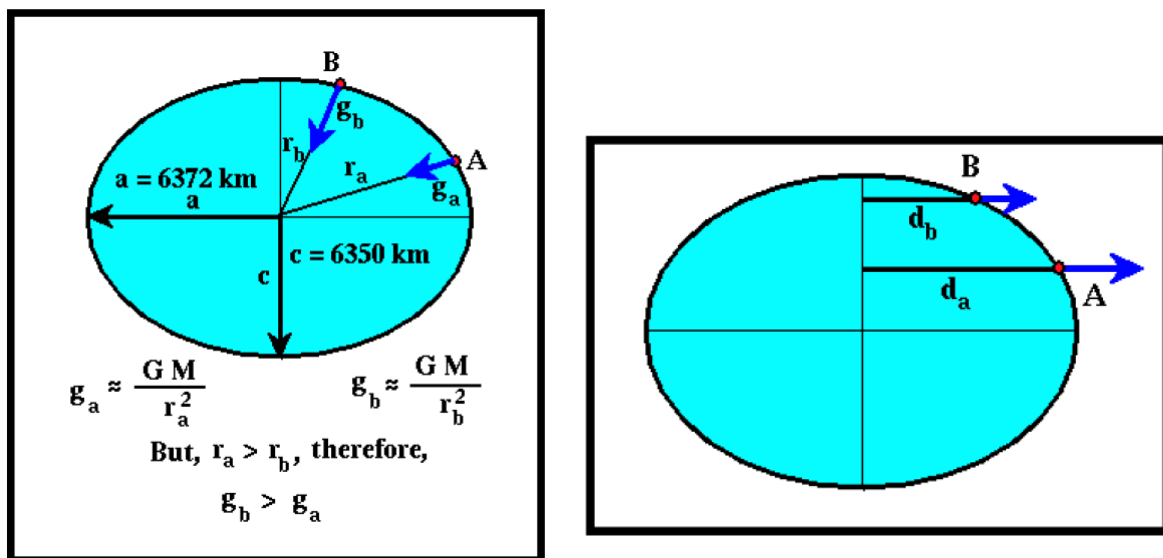


Εικόνα 2. 8: Αναγωγές και επεκτάσεις Βαρύτητας.

Figure 2. 7: Gravity reductions and extensions

## 2.4 Αναγωγή λόγω γεωγραφικού πλάτους

Το γεωγραφικό πλάτος  $\varphi$  του κάθε σταθμού επηρεάζει άμεσα τις μετρήσεις βαρύτητας. Η αναγωγή λόγω γεωγραφικού πλάτους η οποία πρέπει να επιβληθεί οφείλεται κυρίως στο γεγονός ότι το σχήμα της γης δεν είναι πλήρως σφαιρικό, ενώ η μαθηματική επιφάνεια που το προσεγγίζει είναι το ελλειψοειδές εκ περιστροφής. Έτσι παρατηρείται μία αύξηση της παρατηρούμενης τιμής της βαρύτητας όσο αυξάνεται το πλάτος. Αντίθετα, λόγω της περιστροφής της γης παρατηρείται σε κάθε σημείο της επιφάνειάς της μία φυγόκεντρη δύναμη η οποία επηρεάζει (ελαττώνει) την ένδειξη της βαρύτητας, μάλιστα η δύναμη αυτή είναι μεγαλύτερη στον Ισημερινό και ελαττώνεται όσο πλησιάζουμε στους Πόλους. Τα παραπάνω απεικονίζονται γραφικά στην εικόνα 2.10:



Εικόνα 2. 9: Η επιρροή του σχήματος της γης αλλά και της φυγόκεντρης δύναμης στην επιφάνειά της, στη τιμή της επιτάχυνσης της βαρύτητας. (πηγή: Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics by R. E. Sheriff)

Figure 2. 8 Geographic reduction to gravity acceleration (source: Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics by R. E. Sheriff)

Για να απαλείψουμε την επίδραση του γεωγραφικού πλάτους θα πρέπει να υπολογίσουμε τη τιμή της κανονικής βαρύτητας για κάθε σταθμό και να την αφαιρέσουμε από την τιμή απόλυτης βαρύτητας που υπολογίσαμε παραπάνω. Η κανονική τιμή της βαρύτητας για κάθε τόπο εξαρτάται από το ελλειψοειδές αναφοράς που χρησιμοποιούμε (και τις παραμέτρους του). Αυτή τη στιγμή το πλέον πρόσφατο datum που μπορεί να χρησιμοποιηθεί είναι το WGS84 (GRS80) .

Έχουν προταθεί διάφορα μαθηματικά μοντέλα που εξαρτώνται μόνο από το γεωγραφικό πλάτος. Το πλέον ακριβές είναι ο κλειστός τύπος του **Somigliana**:

$$g\varphi = ge * (1 + k\sin^2\varphi)/(\sqrt{1 - e^2\sin^2\varphi}) \quad (2.19)$$

του οποίου οι παράμετροι για το GRS80 και το GRS67 απουσιάζονται στο πίνακα 2.2:

	GRS67	GRS80
$\gamma_a$ (m sec <sup>-2</sup> )	9.780 318 455 8	9.780 326 771 5
$k$	0.001 931 663 383	0.001 931 851 353
$e^2$	0.006 694 605 328 56	0.006 694 380 022 90

**Πίνακας 2.2: Παράμετροι ελλειψοειδών αναφοράς (πηγή: *AGUID ETO HIGH PRECISION LAND GRAVIMETER SURVEYS, by H.O. Seigel*)**  
**Table 2.2: Parametes of GRS (source: *A GUIDE TO HIGH PRECISION LAND GRAVIMETER SURVEYS, by H.O. Seigel*)**

επιπλέον ο τύπος 2.19 μπορεί να προσεγγιστεί γραμμικά και να προκύψει:

$$\gamma = \gamma_a(1 + \alpha \sin^2 \varphi + \alpha_1 \sin^4 \varphi + \alpha_2 \sin^6 \varphi + \alpha_3 \sin^8 \varphi) \quad (2.20)$$

με αντίστοιχους συντελεστές για το GRS67 και GRS80 που φαίνονται στο πίνακα 2.3:

	GRS67	GRS80
$\gamma_a$ (m sec <sup>-2</sup> )	9.780 318 459	9.780 326 772
$\alpha$	0.005 278 966 0	0.005 279 041 4
$\alpha_1$	0.000 023 272 5	0.000 023 271 8
$\alpha_2$	0.000 000 126 2	0.000 000 126 2
$\alpha_3$	0.000 000 000 7	0.000 000 000 7

**Πίνακας 2. 3: Γραμμικοί συντελεστές των ελλειψοειδών αναφοράς (πηγή: *A GUIDE TO HIGH PRECISION LAND GRAVIMETER SURVEYS, by H.O. Seigel*)**  
**Table 2. 3: Linear coefficient of GRS (source: *A GUIDE TO HIGH PRECISION LAND GRAVIMETER SURVEYS, by H.O. Seigel*)**

και επομένως ο τύπος 2.20 γίνεται:

$$\gamma_{1980} = 9.7803267715(1 + 0.0052790414 \sin^2 \varphi + 0.0000232718 \sin^4 \varphi + 0.0000001262 \sin^6 \varphi + 0.0000000007 \sin^8 \varphi) \text{ σε m/sec}^2 \quad (2.21)$$

ενώ έχει γίνει αποδεκτή και η προσέγγιση του **Moritz(1984)** :

$$g = 978.0327 (1 + 0.0053024 \sin^2 \theta - 0.0000058 \sin^2 2\theta) \text{ in Gals} \quad (2.22)$$

Από τους παραπάνω τύπους μπορούμε να συμπεράνουμε ότι σε ένα μέσο πλάτος πχ 45° η τιμή της κανονικής βαρύτητας αυξάνεται κατά 0.81mgal/km και επομένως για να επιτύχουμε ακρίβεια της τάξης των 0.01mgal θα πρέπει να γνωρίζουμε το γεωγραφικό πλάτος φ με ακρίβεια 12 m.

Η αναγωγή γεωγραφικού πλάτους είναι ακριβώς ίδια είτε θέλουμε να υπολογίσουμε διαταραχές είτε ανωμαλίες βαρύτητας.

## 2.5 Ατμοσφαιρική διόρθωση

Είναι γνωστό ότι οι παράμετροι που καθορίζουν το GRS67 και GRS80 έχουν προκύψει κυρίως από γεωδαιτικά στοιχεία που έχουν συλλεχθεί με διαστημικές μεθόδους (δορυφόρους). Ως εκ τούτου τα στοιχεία αυτά περιλαμβάνουν και την επίδραση της μάζας της ατμόσφαιράς που περικλείει τη γη. Αντίθετα οι επίγειες μετρήσεις βαρύτητας οι οποίες γίνονται στην επιφάνεια της γης δεν συμπεριλαμβάνουν αυτή την επίδραση. Έτσι είναι αναγκαίο να επιβληθεί η ατμοσφαιρική διόρθωση στις μετρήσεις βαρύτητας η οποία προσεγγίζεται με τον τύπο:

$$\delta g_A = 8.71 - 1.03 \cdot 10^{-3} H \quad \mu\text{m}/\text{sec}^2 \quad (2.23)$$

ο οποίος έχει εφαρμογή κυρίως στις Ηνωμένες Πολιτείες Αμερικής. Η ποσότητα  $\delta g_A$  προστίθεται πάντα στις παρατηρήσεις της βαρύτητας.

Για το λόγο αυτό έχει προταθεί ένας πιο ακριβής τύπος από τον **Hildebrand (2002)**:

$$g_{\text{atm}} = 0.874 - 9.9 \cdot 10^{-5} h + 3.56 \cdot 10^{-9} h^2 \quad (2.24)$$

ο οποίος χρησιμοποιεί το γεωμετρικό υψόμετρο του σημείου μέτρησης.

Κατά τη διόρθωση αυτή αν χρησιμοποιήσουμε ως υψόμετρο το ορθομετρικό υψόμετρο της θέσης μέτρησης τότε οδηγούμαστε σε ανωμαλίες βαρύτητας ενώ αν χρησιμοποιήσουμε γεωμετρικά υψόμετρα οδηγούμαστε σε διαταραχές βαρύτητας.

## 2.6 Αναγωγή Υψομέτρου

Η αναγωγή υψομέτρου ή **αναγωγή ελευθέρου αέρα** όπως συνήθως λέγεται, λαμβάνει υπόψη της μόνο το υψόμετρο του σημείου και όχι τις παρεμβαλλόμενες μάζες μεταξύ του σημείου και του γεωειδούς. Στις γεωφυσικές εργασίες συνήθως είναι αρκετή η γραμμική προσέγγιση της σφαιρικής γης η οποία δίνεται από το τύπο:

$$\delta g_F = \frac{2\bar{g}}{R} H \quad (2.25)$$

όπου η ποσότητα  $\bar{g}$  εκφράζει τη μέση βαρύτητα της επιφάνειας μίας σφαιρικής γης. Με αυτή τη προσέγγιση σύμφωνα με τους **Telford, Geldart, Sheriff (1990)**, η παραπάνω ποσότητα γίνεται:

$$\delta g_F = 0.3086 H \text{ σε } \text{mgal} \text{ και } \text{μέτρα}. \quad (2.26)$$

Στη γεωδαισία όμως η προσέγγιση αυτή δεν είναι ικανοποιητική. Έστω ότι είναι γνωστή η τιμή της βαρύτητας σε ένα σημείο P της ΦΓΕ. Για να αναχθούμε από αυτή στο γεωειδές κατά τη διεύθυνση της κατακόρυφου χρησιμοποιούμε τον τύπο των **Heiskanen and Moritz (1967)** :

$$g_o = g - \frac{\partial g}{\partial H} H - \frac{\partial^2 g}{\partial^2 H} \frac{H^2}{2!} - \frac{\partial^3 g}{\partial^3 H} \frac{H^3}{3!} - \dots \quad (2.27)$$

όπως βλέπουμε παραπάνω είναι η ανάπτυξη κατά Taylor του κανονικού πεδίου βαρύτητας της γης.

Από το παραπάνω τύπο προήλθε ο τύπος από του **Featherstone (1995a)**:

$$\delta g_F = \frac{2\gamma}{\alpha} (1 + f + m - 2f \sin^2) H - \frac{3\gamma}{\alpha^2} H^2 \quad (2.28)$$

ο οποίος αποτελεί το πρώτο και δεύτερο όρο του αναπτύγματος κατά Taylor του κανονικού πεδίου βαρύτητας και οι παράμετροι του για το GRS67 και GRS 80 δίνονται στο πίνακα 2.2:

Τέλος προτάθηκε ένας ακόμα πιο ακριβής τύπος από τον **Hildebrand (2002)**:

$$g_h = -(0.3087691 - 0.0004398 \sin^2 \varphi) h + 7.2125 \cdot 10^{-8} h^2 \quad (2.29)$$

όπου και πάλι το h αναφέρεται στο γεωμετρικό υψόμετρο του σταθμού.

Η αναγωγή ελευθέρου αέρα έχει πάντα θετική επίδραση στη τιμή της βαρύτητας στην ΦΓΕ.

Κατά την αναγωγή ελευθέρου αέρα αν χρησιμοποιήσουμε ως υψόμετρο το ορθομετρικό υψόμετρο της θέσης μέτρησης τότε οδηγούμαστε σε ανωμαλίες βαρύτητας ενώ αν χρησιμοποιήσουμε γεωμετρικά υψόμετρα οδηγούμαστε σε διαταραχές βαρύτητας.

## 2.7 Αναγωγή Bouger

Με την αναγωγή ελευθέρου αέρα έχουμε «αφαιρέσει» τις ενδιάμεσες μάζες από το σημείο που έγινε η μέτρηση προς το γεωειδές. Στην ουσία έχει γίνει μία συμπύκνωση όλων των ενδιάμεσων μαζών στην επιφάνεια του γεωειδούς. Με την απλή αναγωγή Bouger επαναφέρουμε την επίδραση από τις μάζες που έχουν αφαιρεθεί. Δηλαδή στη πράξη εφαρμόζουμε τη «πλάκα» Bouger που δίνεται από το τύπο:

$$\delta g_B = 2\pi G \rho H \quad (2.30)$$

όπου με  $\rho$  συμβολίζουμε τη πυκνότητα των πετρωμάτων που θεωρούμε ότι παρεμβάλλουμε με τη «πλάκα». Με μία μέση πυκνότητα πετρωμάτων  $\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$  ο τύπος 2.30 γίνεται :

$$\delta g_B = 2\pi G \rho H = 0.1119 H \quad (2.31)$$

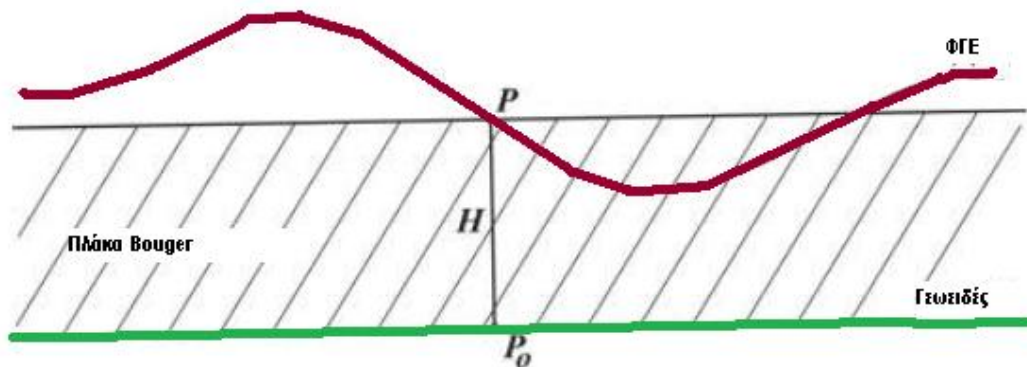
Αν δεν θέλουμε να δεχτούμε σταθερή πυκνότητα αλλά μεταβαλλόμενη ο τύπος 2.30 γίνεται:

$$\delta g_{BC} = 2\pi G\rho h = 4.193 \cdot 10^{-5} \rho h \quad (2.32)$$

Η παραπάνω διόρθωση υποθέτει επίπεδη γη. Μια νεότερη προσέγγιση η οποία πλέον λαμβάνει υπόψη της τη καμπυλότητα της γης δίνεται από το τύπο του **Hildebrand (2002)**:

$$g_{sc} = 2\pi G\rho(\mu h - \lambda R) \quad (2.33)$$

όπου  $\mu$  και  $\lambda$  σταθεροί συντελεστές (LaFehr, 1991), και  $h$  το γεωμετρικό υψόμετρο του σταθμού. Εντούτοις η νέα αυτή προσέγγιση χρησιμοποιείτε κυρίως για ειδικούς γεωφυσικούς σκοπούς.



Εικόνα 2. 10 : Αναγωγή Bouger

Figure 2. 9: Bouger Anomaly

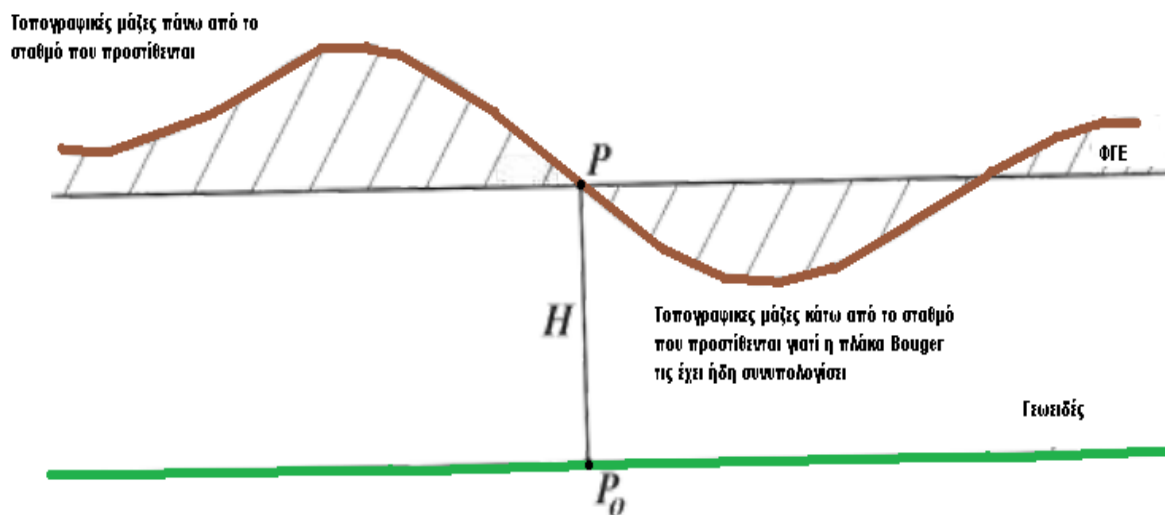
Η αναγωγή Bouger σε αντίθεση με την αναγωγή ελευθέρου αέρα έχει αρνητική επίδραση στην τιμή της βαρύτητας στη ΦΓΕ.

Ομοίως με παραπάνω στην αναγωγή αυτή αν χρησιμοποιήσουμε ως υψόμετρο το ορθομετρικό υψόμετρο της θέσης μέτρησης τότε οδηγούμαστε σε ανωμαλίες βαρύτητας ενώ αν χρησιμοποιήσουμε γεωμετρικά υψόμετρα οδηγούμαστε σε διαταραχές βαρύτητας.

## 2.8 Τοπογραφική διόρθωση (αναγωγή λόγω ανάγλυφου)

Αν η μέτρηση γινόταν σε μία πλήρως επίπεδη περιοχή τότε η αναγωγή Bouger θα διόρθωνε πλήρως την επίδραση της τοπογραφίας στη μέτρησή μας. Στη πράξη βεβαίως δεν υπάρχουν τέτοιες περιοχές και έτσι πρέπει να επιβληθεί η τοπογραφική διόρθωση στις μετρήσεις. Η τοπογραφική διόρθωση υπολογίζει τις μάζες που βρίσκονται ψηλότερα ή χαμηλότερα από το επίπεδο της μέτρησης και **προσθέτει** την επιρροή τους στις μετρήσεις. Με δεδομένο ότι θα έχει γίνει ήδη η απλή αναγωγή

Bouguer όλες οι μάζες είτε πάνω είτε κάτω από το επίπεδο της μέτρησης προστίθενται στις μετρήσεις, καθώς οι μάζες που υπέρκεινται της μέτρησης δημιουργούν ασθενές βαρυτικό πεδίο γύρω τους αντίθετης διεύθυνσης από το γήινο και ως εκ τούτου μειώνουν τη μέτρηση της βαρύτητας. Οι δε μάζες που υπόκεινται του επιπέδου μέτρησης προστίθενται διότι η θετική τους επίδραση στη μέτρηση έχει ήδη υπολογιστεί από τη πλάκα Bouguer. Τα παραπάνω γίνονται ευκολότερα κατανοητά με την εικόνα 2.12:



Εικόνα 2.11: Αναγωγή λόγω αναγλύφου

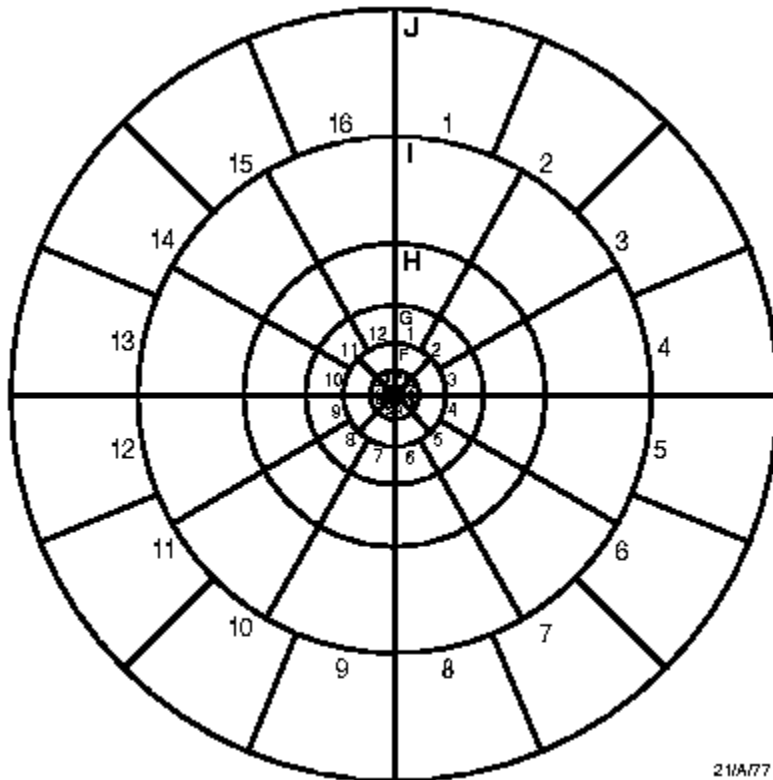
Figure 2.12 : Terrain Corrections

Για τον υπολογισμό των τοπογραφικών διορθώσεων χρησιμοποιούνταν για χρόνια η μέθοδος του Hammer. Σύμφωνα με αυτή δημιουργούνταν κυκλικοί τομείς επί τοπογραφικών χαρτών που για τον κάθε έναν υπολογιζόταν ξεχωριστά το μέσο υψόμετρό του καθώς και η μέση πυκνότητα των πετρωμάτων του (αν υπήρχε διαθέσιμος γεωλογικός χάρτης). Οι κυκλικοί αυτοί τομείς εκτείνονταν μέχρι μία μέγιστη ακτίνα 167 Km, ενώ για κάθε κυκλικό τομέα (πρίσμα) υπολογιζόταν η συνεισφορά του στη μέτρηση μέσω του τύπου:

$$\delta g_T(\rho r) = \theta G \rho r [(R_2 - R_1) + \sqrt{R_1^2 + H_m} - \sqrt{R_2^2 + H_m}] \quad (2.34)$$

όπου  $\rho$  η πυκνότητα,  $H_m$  το μέσο ύψος,  $\theta$  η γωνία με αρχή το Βορρά και  $R_1, R_2$  οι ακτίνες του κυκλικού τομέα. Το άθροισμα της επίδρασης όλων των κυκλικών τομέων έδινε τη τελική τοπογραφική διόρθωση στο σταθμό.





Εικόνα 2.12: Κυκλικοί Τομείς του Hamme (πηγή: *A GUIDE TO HIGH PRECISION LAND GRAVIMETER SURVEYS*, by H.O. Seigel)

Figure 2.10: Hammer Sectors (source: *A GUIDE TO HIGH PRECISION LAND GRAVIMETER SURVEYS*, by H.O. Seigel)

Τα τελευταία χρόνια με την ύπαρξη πλέον ψηφιακών μοντέλων εδάφους υψηλής ακρίβειας έχει μοντελοποιηθεί ο υπολογισμός της τοπογραφικής διόρθωσης και γίνεται πλέον υπολογιστικά μέσω του τύπου:

$$c_p = G_p \cdot \int_{-x}^x \int_{H_p}^{H(x,y)} \frac{z - H_p}{\left[ (x_Q - x_p)^2 + (y_Q - y_p)^2 + (z_Q - H_p)^2 \right]^{\frac{3}{2}}} dx_Q dy_Q dz_Q \quad (2.35)$$

ο οποίος προϋποθέτει ότι δεχόμαστε σταθερή πυκνότητα και ότι αγνοούμε τη καμπυλότητα της γης (μέχρι τα 167 Km δεν εισάγουμε μεγάλο σφάλμα ενώ απλοποιούμε πολύ τη σχέση υπολογισμού).

Στη παραπάνω σχέση  $\rho$  είναι η σταθερή πυκνότητα που επιλέγουμε για όλη τη περιοχή, P το σημείο μέτρησης, Q το σημείο από το οποίο θέλουμε να υπολογίσουμε την επίδραση x,y,z καρτεσιανές συντεταγμένες των σημείων και  $H_p$  το υψόμετρο του σταθμού.

Επιπλέον για πιο γρήγορα αποτελέσματα χρησιμοποιείται και ο μετασχηματισμός Fourier για τον υπολογισμό των τοπογραφικών διορθώσεων. Πιο συγκεκριμένα αν έχουμε ένα κάρναβο τριών διαστάσεων με διαστάσεις  $M, N$  και  $K$  στις διευθύνσεις  $x, y$  και  $z$  αντίστοιχα και  $\Delta v_{ijk}$  είναι η τιμή του κάθε στοιχείου αντίστοιχα ενώ  $\Delta x, \Delta y$  και  $\Delta z$  είναι το βήμα του κάρναβου σε κάθε διάσταση σε μορφή συνέλιξης η τοπογραφική διόρθωση γίνεται:

$$T_z(x_k, y_l, z_\mu) = Gp(x_k, y_l, z_\mu) * I_3(x_k, y_l, z_\mu) \quad (2.36)$$

και μετασχηματίζεται σε τριων διαστάσεων FFT :

$$T_z(x_k, y_l, z_\mu) = GF^{-1} \{ F \{ p(x_k, y_k, z_k) F \{ I_3(x_k, y_k, z_k) \} \} = GF^{-1} \{ P(u_m, v_n, w_\lambda) L_3(u_m, v_n, w_\lambda) \} \quad (2.37)$$

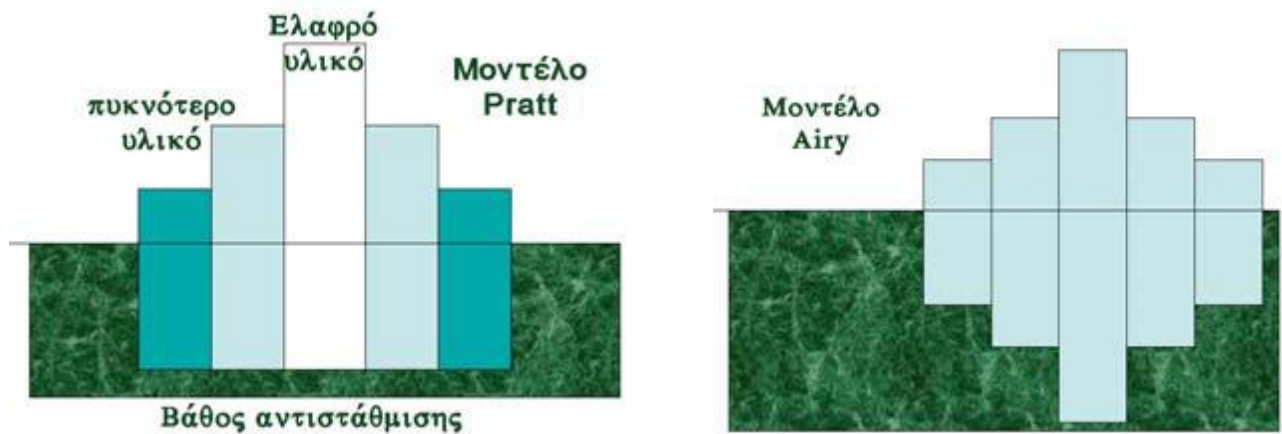
Υπάρχουν και οι αντίστοιχοι τύποι για μίας και δύο διαστάσεων FFT, που δεν κρίνεται σκόπιμο να παρουσιαστούν εδώ.

Από το τύπο υπολογισμού της τοπογραφικής διόρθωσης γίνεται σαφές ότι δεν επηρεάζεται από το τι υψόμετρα θα χρησιμοποιήσουμε αλλά μόνο από τις διαφορές των υψομέτρων. Ως εκ τούτου οι τοπογραφικές διορθώσεις είναι ίσες είτε θέλουμε να υπολογίσουμε ανωμαλίες είτε θέλουμε να υπολογίσουμε διαταραχές βαρύτητας.

## 2.9 Άλλες Αναγωγές και Διορθώσεις

Μπορούμε να αναφέρουμε για λόγους πληρότητας και άλλες αναγωγές που μπορούν να επιβληθούν στις αρχικές μας μετρήσεις αλλά δεν θα μας απασχολήσουν περαιτέρω στη παρούσα διπλωματική εργασία. Τέτοιες αναγωγές αποτελούν οι κάτωθι:

**-Ισοστατική αναγωγή** η οποία επιβάλλεται στις μετρήσεις όταν δεν θέλουμε να θεωρήσουμε ότι ο φλοιός της γης έχει μία συγκεκριμένη ενιαία πυκνότητα. Υπάρχουν δυο διεθνώς αποδεκτά ισοστατικά μοντέλα το μοντέλο του **Pratt** και του **Airy**, καθώς και ο συνδυασμός τους. Η μέθοδος υπολογισμού της ισοστατικής αναγωγής είναι παρόμοια με τη μέθοδο υπολογισμού των τοπογραφικών διορθώσεων με τη διαφορά ότι κάθε πρίσμα έχει ξεχωριστή τιμή βαρύτητας ανάλογα με τα πετρώματα που συμπεριλαμβάνει. Επομένως για τον υπολογισμό τους θα πρέπει να ληφθούν υπόψη διάφορα γεωλογικά στοιχεία για τη περιοχή, τα οποία συνήθως δεν είναι άμεσα διαθέσιμα. Οι τιμές της ισοστατικής αναγωγής είναι γενικά πολύ μικρές ενώ οι διαφορές τους τοπικά είναι ελάχιστες. Σε αυτή τη μελέτη δεν χρησιμοποιούνται.

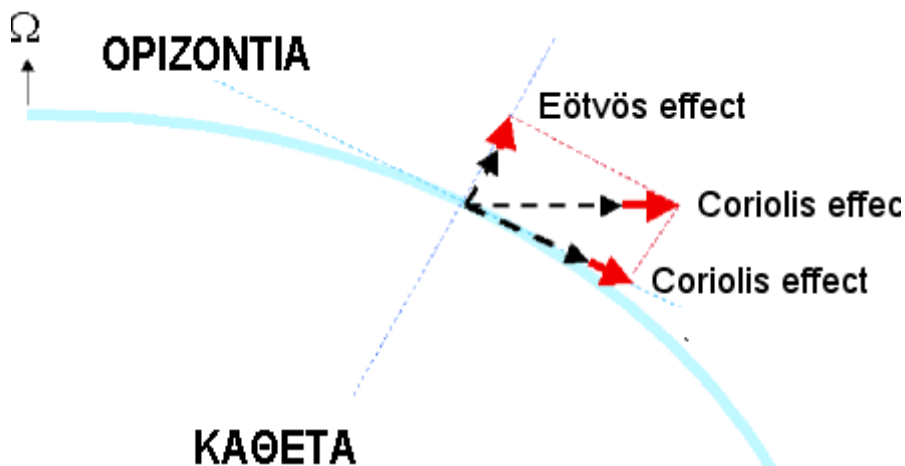


Εικόνα 2. 13: Ισοστατική αναγωγή Pratt και Airy (πηγή:icgem)

Figure 2.14 :

Pratt and Airy Isostatic reductions (source:icgem)

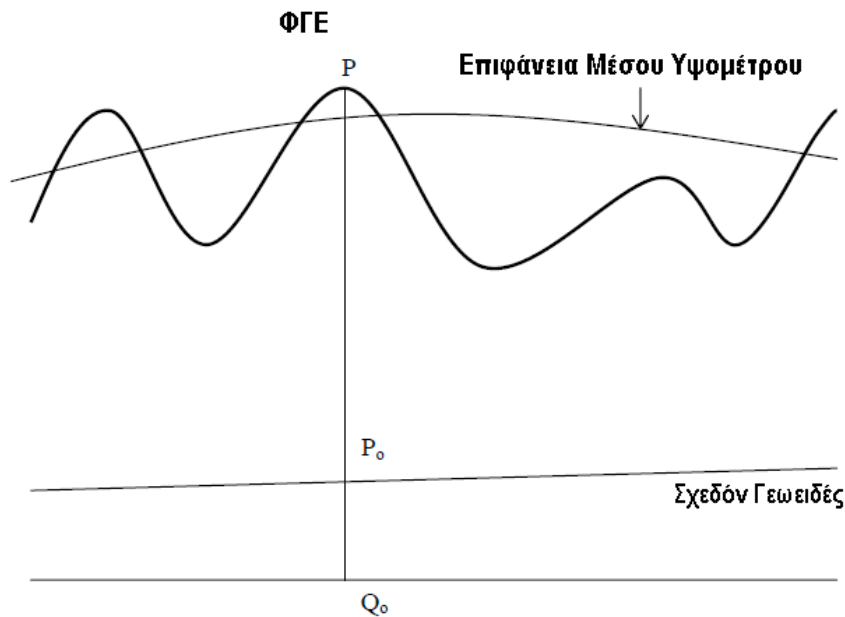
-**Eotvos:** Η διόρθωση αυτή χρησιμοποιείται όταν η συλλογή βαρυτομετρικών δεδομένων γίνεται με πλωτά ή εναέρια μέσα και εφαρμόζεται για να απαλείψει τις τυχόν ταχύτητές τους σε σχέση με τη ταχύτητα περιστροφής της γης. Στα πλαίσια αυτής της μελέτης δεν κρίνεται σκόπιμο να επεκταθούμε περαιτέρω από τη στιγμή που δεν θα χρησιμοποιηθούν καθόλου τέτοια δεδομένα.



Εικόνα 2.14: Διόρθωση Eotvos- κινούμενης πλατφόρμας

Figure 2.15: Eotvos Correction- moving platform

- **Υπολειπόμενη τοπογραφική Διόρθωση RTM (Residual Terrain Model):** Η αναγωγή αυτή είναι μία από τις πλέον χρησιμοποιούμενες αναγωγές για τον προσδιορισμό του γεωειδούς. Πρώτη φορά αναφέρθηκε από τον **Fosberg** (1984). Για την αναγωγή αυτή χρησιμοποιούμε μία επιφάνεια αναφοράς η οποία αποτελεί το μέσο όρο των υψομέτρων στην περιοχή του σταθμού. Οι τοπογραφικές μάζες που βρίσκονται πάνω από αυτή την επιφάνεια αφαιρούνται ενώ αυτές που βρίσκονται κάτω από την επιφάνεια αυτή προστίθενται. Με τη χρησιμοποίηση των RTM μπορούμε να προσδιορίσουμε το σχεδόν γεωειδές.



**Εικόνα 2.15:** Υπολειπόμενη τοπογραφική διόρθωση (πηγή: *'Terrain effects in geoid computations' Forsberg, R.*)

**Figure 2.11:** Residual Terrain Model ( πηγή: *'Terrain effects in geoid computations' Forsberg, R.*)

Ο υπολογισμός της RTM γίνεται με το τύπο του Fosberg (1984):

$$\delta A_{RTM} = G_P \int_E \int_{h_{Ref}}^h \frac{h_p - z}{s^3 \cdot (x_p - x, y_p - y, h_p - z)} dx dy dz \quad (2.38)$$

Μάλιστα όταν η υψομετρική επιφάνεια αναφοράς είναι ομαλή, χωρίς απότομες μεταβολές ο παραπάνω τύπος απλοποιείται και λαμβάνει τη μορφή της αναγωγής Bouger αλλά ως προς την υψομετρική επιφάνεια αναφοράς και όχι ως προς το γεωειδές:

$$\Delta g_{RTM} = 2\pi G\rho(H - H_{ref}) - c \quad (2.39)$$

όπου  $c$  η τοπογραφική διόρθωση που υπολογίζεται με το τύπο 2.35.

## 2.10 Ανωμαλίες και Διαταραχές Βαρύτητας

Ανάλογα με τις αναγωγές που χρησιμοποιούνται προκύπτουν και οι αντίστοιχες ανωμαλίες και διαταραχές βαρύτητας.

Η διαφορά της τιμής απόλυτης βαρύτητας σε ένα σταθμό με τη κανονική βαρύτητα του ίχνους του σταθμού στο ελλειψοειδές αποτελεί τη κλασική **αρχική ανωμαλία βαρύτητας** η οποία δεν έχει κανένα φυσικό νόημα ή εφαρμογή. Υπολογίζεται μέσω του τύπου:

$$\Delta g = g - \gamma \quad (2.40)$$

Όπου  $\gamma$  είναι η κανονική βαρύτητα που υπολογίζεται από τον τύπο (2.21) ή (2.22) και  $g$  η τιμή της απόλυτης βαρύτητας στη ΦΓΕ.

Αν για να φτάσουμε από την ΦΓΕ στο γεωειδές θεωρήσουμε ότι υπάρχει μόνο ελεύθερος αέρας τότε χρησιμοποιούμε την αναγωγή ελευθέρου αέρα και η αντίστοιχη **ανωμαλία ελευθέρου αέρα** δίνεται από τον τύπο:

$$\Delta g_{FA} = g - \gamma + \Delta g_{FA} \quad (2.41)$$

Αν χρησιμοποιήσουμε στον υπολογισμό της αναγωγής ελευθέρου αέρα αντί για ορθομετρικό, γεωμετρικό υψόμετρο τότε από τον παραπάνω τύπο υπολογίζουμε τις **διαταραχές ελευθέρου αέρα** στο ελλειψοειδές αναφοράς.

Οι ανωμαλίες και οι διαταραχές ελευθέρου αέρα είναι ιδιαίτερα χρήσιμες καθώς έχουν μεγάλη συσχέτιση με το υψόμετρο οπότε μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον υπολογισμό του γεωειδούς.

Αν θεωρήσουμε ότι για να κατεβούμε από τη ΦΓΕ στο γεωειδές θα πρέπει να εφαρμόσουμε επιπλέον την αναγωγή Bouguer τότε οδηγούμαστε στην **απλή ανωμαλία Bouguer** η οποία δίνεται από το τύπο:

$$\Delta g_B = g - \gamma + \Delta g_{FA} - \Delta g_B \quad (2.42)$$

Ομοίως με παραπάνω αν για τον υπολογισμό της αναγωγής Bouguer αντί για ορθομετρικό υψόμετρο χρησιμοποιήσουμε γεωμετρικό τότε από τον παραπάνω τύπο υπολογίζουμε τις **Απλές διαταραχές Bouguer** στο ελλειψοειδές αναφοράς.

Οι απλές ανωμαλίες ή διαταραχές Bouguer δεν είναι τόσο εύχρηστες για τον υπολογισμό του γεωειδούς καθώς οι τιμές τους είναι ιδιαίτερα μεγάλες και δεν είναι εύκολο να παρθούν αντιπροσωπευτικοί μέσοι όροι, επιπλέον με την επιβολή της απλής αναγωγής Bouguer αφαιρείται η επίδραση μέρους των τοπογραφικών μαζών, γεγονός που δεν επιτρέπεται για τον υπολογισμό του γεωειδούς. Παρόλα αυτά το γεγονός ότι υπολογίζονται εύκολα, τις κάνει πολύ χρήσιμο εργαλείο για γεωδυναμικές εφαρμογές και για γεωλογικές μελέτες όπως θα δούμε παρακάτω.

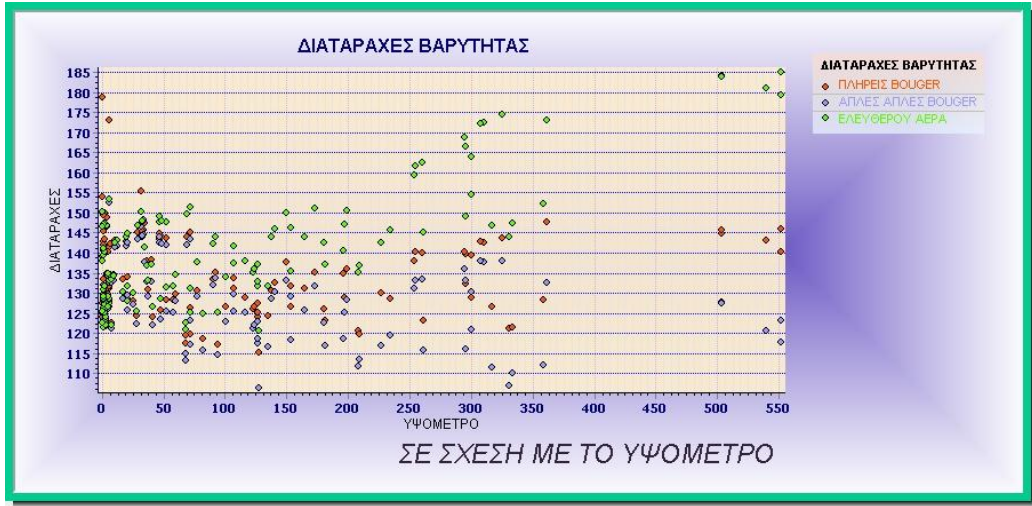
Η επόμενη ανωμαλία ονομάζεται **πλήρης ανωμαλία Bouguer** και προκύπτει αν στην απλή ανωμαλία προσθέσουμε και τη τοπογραφική διόρθωση.

$$\Delta g_{BF} = g - \gamma + \Delta g_{FA} - \Delta g_B + TC \quad (2.43)$$

Από το παραπάνω τύπο επίσης υπολογίζεται και η **πλήρης διαταραχή Bouguer** αν στη θέση της απλής ανωμαλίας βάλουμε την απλή διαταραχή Bouguer.

Το χαρακτηριστικό αυτής της ανωμαλίας η διαταραχής είναι ότι παρουσιάζεται σχεδόν ασυσχέτιστη με τα υψόμετρα και για το λόγο αυτό βρίσκει ιδιαίτερες εφαρμογές στη γεωλογία.

Η συσχέτιση της κάθε ανωμαλίας που περιγράφεται παραπάνω με τα υψόμετρα παρουσιάζεται γραφικά στην εικόνα 2.17.



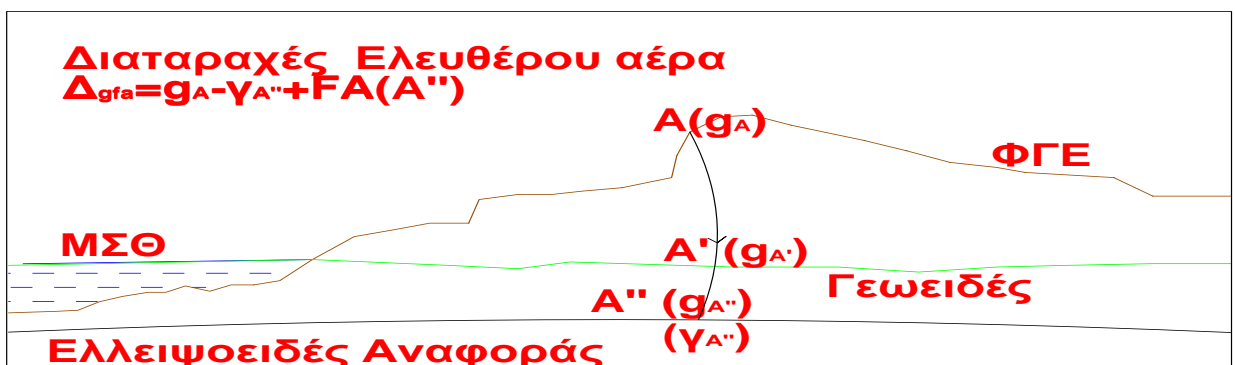
Εικόνα 2. 16: Συσχέτιση Διαταραχών Βαρύτητας με τα υψόμετρα

Figure 2. 12: Gravity Disturbance correlation with Height

Τέλος κάποιες φορές είναι χρήσιμες για τον υπολογισμό των συνοριακών προβλημάτων και των αποχών του γεωειδούς και οι λεγόμενες ανωμαλίες Faye οι οποίες είναι οι ανωμαλίες ελευθέρου αέρα συν την τοπογραφική διόρθωση:

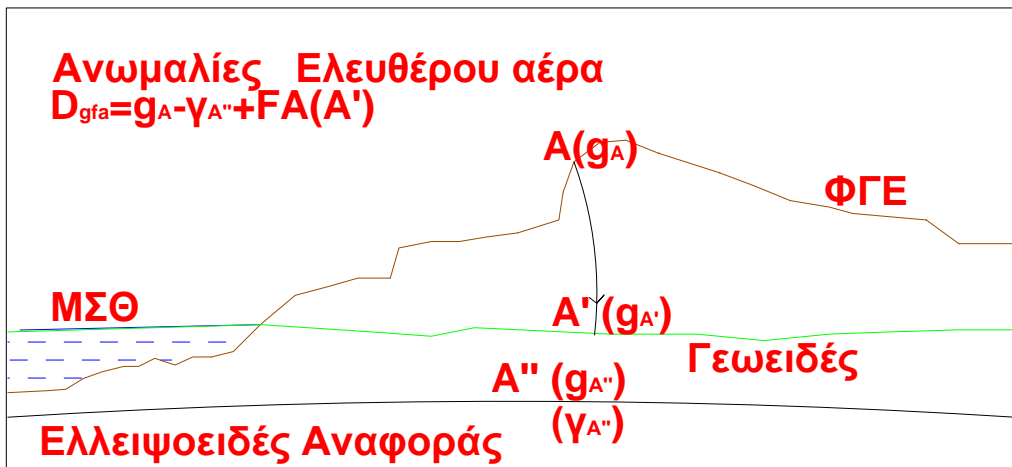
$$\Delta g_{\text{Faye}} = \Delta g_{\text{FA}} + \text{TC} \quad (2.44)$$

Τα παραπάνω γίνονται πιο σαφή με τις εικόνες 2.18, 2.19, 2.20, 2.21, 2.22 και 2.23:



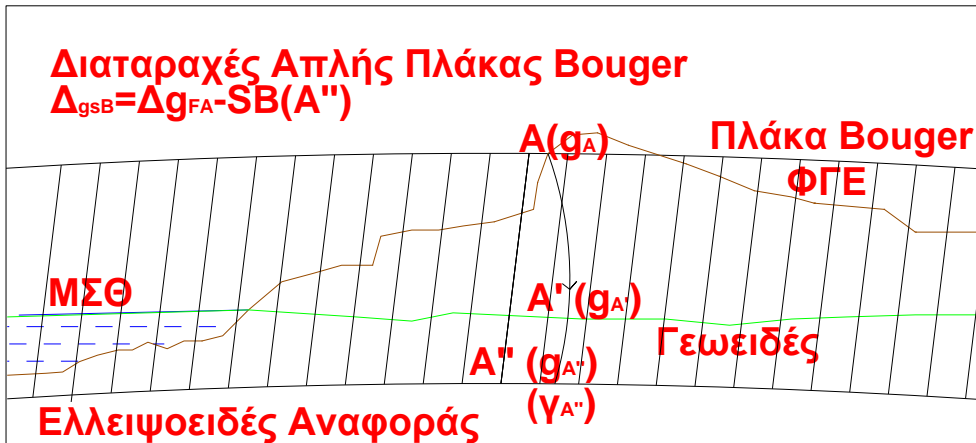
Εικόνα 2.17: Διαταραχές Ελευθέρου αέρα

Figure 2.18 : Free Air Gravity Disturbance



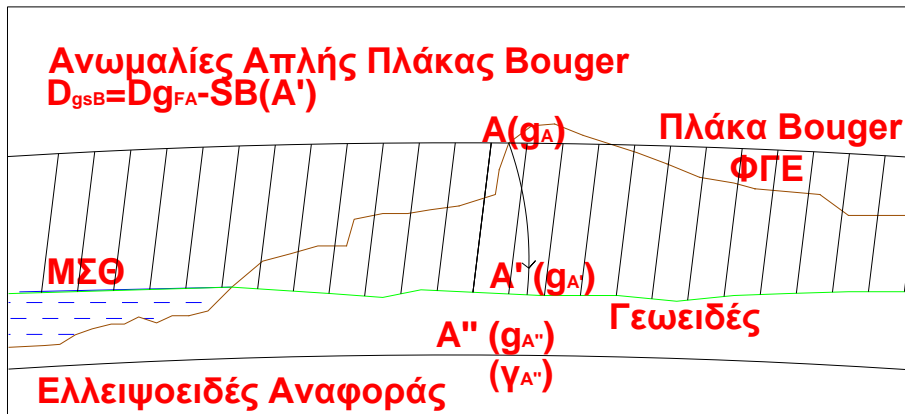
Εικόνα 2.18: Ανωμαλίες Ελευθέρου αέρα

Figure 2.19: Free Air Gravity Anomalies



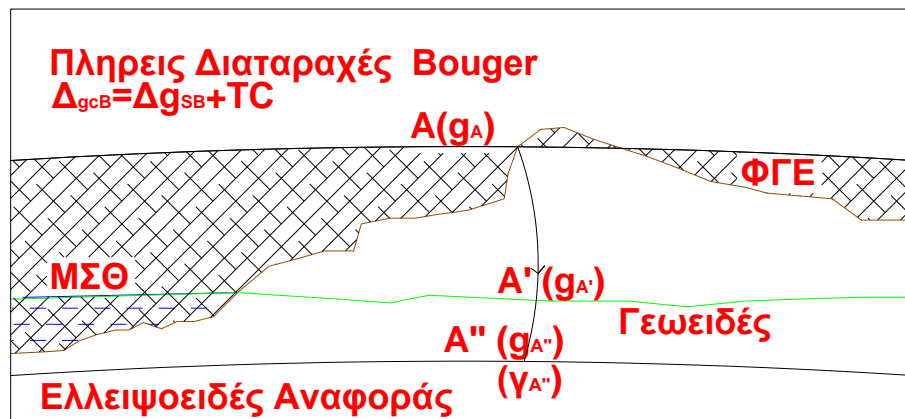
Εικόνα 2.19: Διαταραχές Απλής πλάκας Bouguer

Figure 2.20 : Simple Plate Bouguer Disturbancies



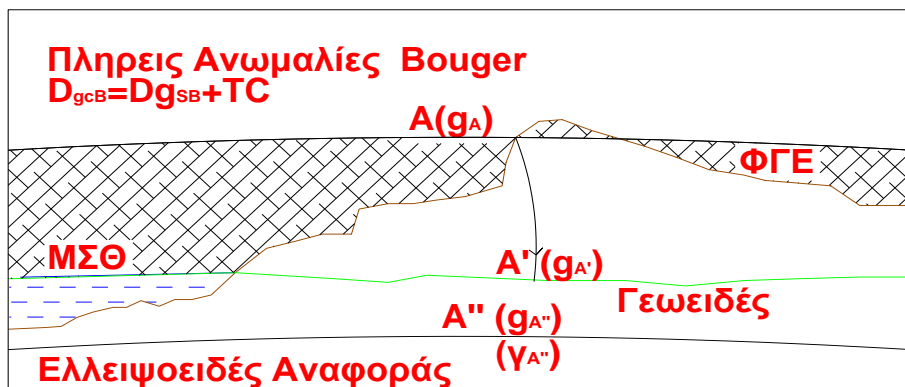
Εικόνα 220: Ανωμαλίες Απλής πλάκας Bouguer

Figure 2.21: Simple Plate Bouguer Anomalies



Εικόνα 2.21 : Πλήρεις Διαταραχές Bouguer

Figure 2.22 : Complete Bouguer Disturbancies



Εικόνα 2.23: Πλήρεις Ανωμαλίες Bouguer

Figure 2.23 : Complete Bouguer Anomalies



## 2.11 Συμπεράσματα για τις ανωμαλίες και διαταραχές βαρύτητας με γεωδαιτικό ενδιαφέρον

Γενικά οι τιμές βαρύτητας μετρούνται στην επιφάνεια της γης, για να είναι όμως αξιοποιήσιμες θα πρέπει να αναχθούν στο γεωειδές και επιπλέον να μην υπάρχουν τοπογραφικές μάζες πέρα από αυτό. Οι μέθοδοι αναγωγής που χρησιμοποιούνται για το λόγο αυτό θα πρέπει να οδηγούν σε ομαλοποιημένες τιμές ώστε να μπορούν να εξαχθούν εύκολα οι μέσες τιμές αλλά και να γίνει πρόγνωση γειτονικών τιμών και επιπλέον να μην επιφορτίζουν τους υπολογισμούς με μεγάλη έμμεση επίδραση στις αποχές γεωειδούς. Τις παραπάνω προϋποθέσεις πληρούν η μέθοδος της ισοστασίας( χωρίς πολύ καλά αποτελέσματα ), η συμπύκνωση των μαζών του Helmert και η υπολειπόμενη τοπογραφική διόρθωση RTM, οι οποίες χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του γεωειδούς. Από αυτές η πρώτη και η δεύτερη οδηγούν στον υπολογισμό του γεωειδούς ενώ η τρίτη, στον υπολογισμό του σχεδόν γεωειδούς. Αντίστοιχα οι πλήρεις και οι απλές ανωμαλίες Bouger χρησιμοποιούνται για τις γεωλογικές και γεωδυναμικές μελέτες.

## Κεφάλαιο 3

# Φυσική Ερμηνεία της Βαρύτητας και συσχέτιση της με τη γεωλογία και τη γεωδυναμική

### 3.1 Γενικά Στοιχεία

Όπως έχει ήδη αναφερθεί η Βαρυτομετρία αποτελεί βασικό κλάδο της γεωδαισίας. Αρχικά χρησιμοποιήθηκε για να προσεγγιστεί το σχήμα της γης και για τη δημιουργία ικανοποιητικών συστημάτων αναφοράς. Από τις διαφορές βαρύτητας μπορεί να υπολογιστεί η επιπλάτυνση του σχήματος της γης και με αυτό τον τρόπο έχουν υιοθετηθεί τα διάφορα χρησιμοποιούμενα ελλειψοειδή αναφοράς. Με τη πάροδο των χρόνων η βαρυτομετρία απέκτησε νέες εφαρμογές και ολοένα και περισσότεροι επιστημονικοί κλάδοι, συμπεριλαμβάνουν τα αποτελέσματα της για τη τεκμηρίωση των θεωριών τους. Μάλιστα τα τελευταία χρόνια η βαρυτομετρία αποτελεί βασικό εργαλείο για τη γεωδυναμική μελέτη μιας περιοχής καθώς από αυτή μπορούν να προκύψουν χρήσιμα γεωλογικά συμπεράσματα. Παρακάτω θα προσαρμόσουμε τα ήδη αναφερθέντα θεωρητικά στοιχεία του 2<sup>ου</sup> κεφαλαίου, σε στοιχεία γεωλογικού ενδιαφέροντος που μπορεί να προκύψουν από τη βαρυτομετρία.

### 3.2 Μεταβολή του Πεδίου Βαρύτητας

Κάθε μάζα προκαλεί γύρω της πεδίο βαρύτητας. Η δύναμη της βαρύτητας υπολογίζεται με τον τύπο (που αναφέρθηκε και στο κεφάλαιο 2)

$$\frac{B}{M_E} = g = \frac{GM_E}{(R_E + H)^2} \quad (3.1)$$

Από το τύπο αυτό συμπεραίνουμε ότι η παγκόσμια σταθερά  $G$  είναι ο μόνος σταθερός όρος για τον υπολογισμό της βαρύτητας.

Αντίθετα η  $M_E$  αν και θεωρείται σταθερή και σημειακή στο παραπάνω τύπο, στη πραγματικότητα είναι κάτι το οποίο μεταβάλλεται συνεχώς και επηρεάζει άμεσα τις βαρυτικές μετρήσεις. Πιο συγκεκριμένα η κατανομή των μαζών στην επιφάνεια της γης ποικίλει σε κάθε τόπο, αναλόγως με τα πετρώματα που βρίσκονται πλησίον της περιοχής των μετρήσεων. Μάλιστα με δεδομένο ότι οι μετρήσεις είναι αντιστρόφως ανάλογες του τετραγώνου της απόστασης γίνεται ιδιαίτερα κρίσιμος παράγοντας η πυκνότητα των μαζών **πλησίον** του σταθμού μέτρησης. Τις περισσότερες δε φορές η μέτρηση επηρεάζεται από τα **πρώτα 10 μέτρα** γύρω από τη θέση μέτρησης. Επομένως η μετρήσεις βαρύτητας μπορούν να δώσουν χρήσιμη πληροφορία για τη δομή των πετρωμάτων στο υπέδαφος.

Αντίστοιχα μεταβλητή μπορεί να θεωρηθεί και η ακτίνα της γης η οποία μεταβάλλεται ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος της περιοχής της μέτρησης. Μάλιστα όσο πλησιάζουμε προς τους πόλους μειώνεται η απόσταση από το κέντρο μάζας της γης με αποτέλεσμα να αυξάνεται η τιμή της βαρύτητας σε σύγκριση με τον Ισημερινό.

Αντίστοιχη μεταβολή προκαλείται στις μετρήσεις βαρύτητας από το υψόμετρο της περιοχής μετρήσεων. Όσο αυξάνεται το υψόμετρο μειώνεται η μετρημένη τιμή βαρύτητας.

Από τα παραπάνω γίνεται σαφές ότι η διαμόρφωση του βαρυτικού πεδίου σε οποιοδήποτε σημείο της ΦΓΕ επηρεάζεται από πολλούς παράγοντες και για το λόγο αυτό κατά τις βαρυτομετρικές διασκοπήσεις δεν μπορούμε να καταλήξουμε αποκλειστικά με μία και μόνη ερμηνεία, των αποτελεσμάτων. Το γεγονός αυτό δεν περιορίζει τη χρήση της βαρυτομετρίας σε τέτοιες μελέτες καθώς υπάρχει πλήθος εφαρμογών που μπορεί να πιστοποιήσει ή απορρίψει υποθέσεις αλλά και να οδηγήσει σε συμπεράσματα.

### 3.3 Πληρεις Διαταραχές (και ανωμαλίες ) Bouger στη Γεωλογία

Από τα παραπάνω καθίσταται σαφές ότι από τις διαφορές βαρύτητας μεταξύ των περιοχών μπορούν να προκύψουν χρήσιμα συμπεράσματα για τις δομές των πετρωμάτων στην επιφάνεια της.

Γενικά στη Γεωλογία αυτό που είναι αξιοποιήσιμο από την βαρυτομετρία είναι κυρίως οι **πλήρεις διαταραχές (ή και ανωμαλίες) βαρύτητας Bouger**, καθώς δημιουργώντας τα αντίστοιχα προφίλ των ανωμαλιών αυτών μπορεί να εμφανιστούν οι περιοχές όπου παρουσιάζονται αλλαγές στη πυκνότητα των πετρωμάτων.

Για να τις υπολογίσουμε αυτές θα πρέπει αρχικά από τις μετρήσεις μας να αφαιρέσουμε την επίδραση του γεωγραφικού πλάτους της περιοχής και της περιστροφής της γης, η διόρθωση αυτή είναι συστηματική και μπορεί πολύ εύκολα να

επιβληθεί σε οποιοδήποτε σετ μετρήσεων μέσω του τύπου 2.21 που αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο.

Στη συνέχεια θα πρέπει να διακρίνουμε αν η ανωμαλία βαρύτητας οφείλεται σε διαφορετικό επίπεδο αναφοράς σε κάθε μέτρηση. Όπως ξέρουμε όλες οι επίγειες μετρήσεις βαρύτητας γίνονται στη Φυσική Γήινη επιφάνεια, η οποία όμως δεν απέχει σε όλη την έκτασή της, την ίδια απόσταση από το κέντρο της γης με αποτέλεσμα να εισάγει μία ανωμαλία υψομέτρου. Για να τη διορθώσουμε επιβάλουμε την **αναγωγή ελευθέρου αέρα** με βάση το ορθομετρικό υψόμετρο του κάθε σταθμού μέτρησης (ώστε να υπολογίσουμε τη τιμή βαρύτητας με κοινή επιφάνεια αναφοράς τη μέση στάθμη της θάλασσας). Με τις **ανωμαλίες ελευθέρου αέρα** υιοθετούμε αυθαίρετα την υπόθεση ότι μεταξύ του σταθμού μέτρησης και του γεωειδούς δεν παρεμβάλλονται καθόλου μάζες παρά μόνο αέρας. Έτσι παρατηρούμε ότι οι ανωμαλίες που προκύπτουν έπειτα από τη διόρθωση αυτή είναι ισχυρά συσχετισμένες με το υψόμετρο του σταθμού. Μάλιστα η διόρθωση αυτή προστίθεται στις μετρήσεις μας ώστε να αναχθούμε στην επιφάνεια του γεωειδούς. Οι ανωμαλίες ελευθέρου αέρα γενικά είναι χρήσιμες για τον υπολογισμό του γεωειδούς καθώς δεν παρουσιάζουν έντονες διακυμάνσεις (παράγουν σχετικά ομαλές επιφάνειες που μας επιτρέπουν να εξάγουμε εύκολα μέσες τιμές), ενώ παράλληλα περιέχουν και την επίδραση των τοπογραφικών μαζών οι οποίες με τη σειρά τους προσδιορίζουν το γεωειδές της περιοχής. Εντούτοις συνήθως δεν ενδείκνυνται για γεωλογικούς σκοπούς καθώς δεν λαμβάνουν υπόψη τους τη μάζα των πετρωμάτων πάνω από το γεωειδές. Ομοίως χρήσιμες είναι και οι διαταραχές ελευθέρου αέρα στο ελλειψοειδές αναφοράς. Για να τις υπολογίσουμε αυτές θα πρέπει να χρησιμοποιήσουμε τα αντίστοιχα γεωμετρικά υψόμετρα κάθε σταθμού μέτρησης ώστε να αναχθούμε στο ελλειψοειδές αναφοράς. Οι τύποι υπολογισμού που χρησιμοποιούμε αναφέρθηκαν στο κεφάλαιο 2 και πιο συγκεκριμένα θα χρησιμοποιήσουμε το τύπο 2.29.

Παράλληλα με τις αναγωγές ελευθέρου αέρα είναι χρήσιμο να αφαιρέσουμε την επίδραση της μάζας της ατμόσφαιρας που περιβάλλει το σταθμό μέτρησης η οποία είναι διαφορετική αναλόγως με το υψόμετρο μέτρησης. Αυτό το πετυχαίνουμε μέσω της ατμοσφαιρικής διόρθωσης η οποία αν και είναι μικρή σχετικά σε κάθε σταθμό είναι απαραίτητη για γεωδυναμικές μελέτες ακριβείας. Ο τύπος που χρησιμοποιούμε είναι ο τύπος 2.24

Για να εκμεταλλευτούμε τις μετρήσεις μας και για γεωλογικούς σκοπούς θα πρέπει να τις διορθώσουμε από την «περίσσια μάζας» στη γειτονιά του σταθμού. Με την διόρθωση ελευθέρου αέρα υποθέσαμε ότι παρεμβάλλεται μόνο αέρας μεταξύ του σταθμού και του γεωειδούς. Κάτι τέτοιο βεβαίως δεν ισχύει και θα πρέπει να το διορθώσουμε. Μία απλή και εύκολη διόρθωση που μπορούμε να κάνουμε είναι η **αναγωγή της πλάκας Bouger**. Με αυτή την αναγωγή υποθέτουμε ότι μεταξύ του σταθμού μέτρησης και του γεωειδούς παρεμβάλλεται μία ομοιόμορφη μάζα (πλάκα) σταθερής πυκνότητας η επίδραση της οποίας θα πρέπει να αφαιρεθεί από τις μετρήσεις μας για να αναχθούμε στο γεωειδές ή το ελλειψοειδές αναφοράς. Κρίσιμη παράμετρο στον υπολογισμό της διόρθωσης αυτής αποτελεί τόσο το υψόμετρο (ορθομετρικό ή γεωμετρικό) όσο και η **σταθερή** πυκνότητα των πετρωμάτων τα οποία υποθέτουμε ότι παρεμβάλλονται μεταξύ του σταθμού μέτρησης και του γεωειδούς ή ελλειψοειδούς. Με την απλή αναγωγή Bouger συνυπολογίζουμε την ελκτική δύναμη που ασκούν τα πετρώματα πάνω από την επιφάνεια αναφοράς στο σημείο αναγωγής της μέτρησης στην επιφάνεια αυτή. Η ελκτική αυτή δύναμη είναι αντίρροπη από την αντίστοιχη που ασκείται στο σημείο από τη γη και για το λόγο

αυτό η διόρθωση αυτή αφαιρείται από την ανωμαλία ελευθέρου αέρα του σταθμού. Ο υπολογισμός θα γίνει μέσω του τύπου 2.32.

Οι απλές ανωμαλίες Bouger που προκύπτουν με τον τρόπο αυτό χρησιμοποιήθηκαν αρχικά γιατί υπολογίζονται πολύ εύκολα. Παρόλα αυτά με την απλή αναγωγή Bouger δεν λαμβάνουμε υπόψη μας πλήρως την επίδραση (ελκτική δύναμη) των μαζών πάνω από την επιφάνεια αναφοράς. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιούμε και τη τοπογραφική διόρθωση. Με την **τοπογραφική διόρθωση** λαμβάνουμε υπόψη μας το ανάγλυφο της φυσικής γήινης επιφάνειας. Για παράδειγμα αν ο σταθμός μέτρησης βρίσκεται σε μία κορυφή βουνού, έχουμε υπολογίσει με την απλή πλάκα Bouger ότι όλη η γη έχει ομοιόμορφο υψόμετρο ίσο με το υψόμετρο του σταθμού. Βεβαίως στη γειτονιά του σταθμού παρατηρούνται μικρότερα υψόμετρα τα οποία θα έχουν μικρότερη ελκτική δύναμη από αυτή που έχουμε υπολογίσει με την απλή αναγωγή Bouger, έτσι η επίδραση αυτή θα πρέπει να αφαιρεθεί από την απλή αναγωγή Bouger και επομένως να προστεθεί στην αρχική μέτρηση. Αντίστοιχα αν μετράμε σε μία κοιλάδα τότε στη γειτονιά του σταθμού παρατηρούνται υψόμετρα μεγαλύτερα από το υψόμετρο του σταθμού και επομένως αυτά δεν έχουν συνυπολογιστεί στην πλάκα Bouger. Μάλιστα επειδή βρίσκονται πιο ψηλά από τη πλάκα Bouger θα έχουν αντίρροπη ελκτική δύναμη από αυτήν και έτσι θα πρέπει να προστεθούν στις αρχικές μας μετρήσεις. Επομένως συμπεραίνουμε ότι η **τοπογραφική διόρθωση** είναι παντού **θετική**.

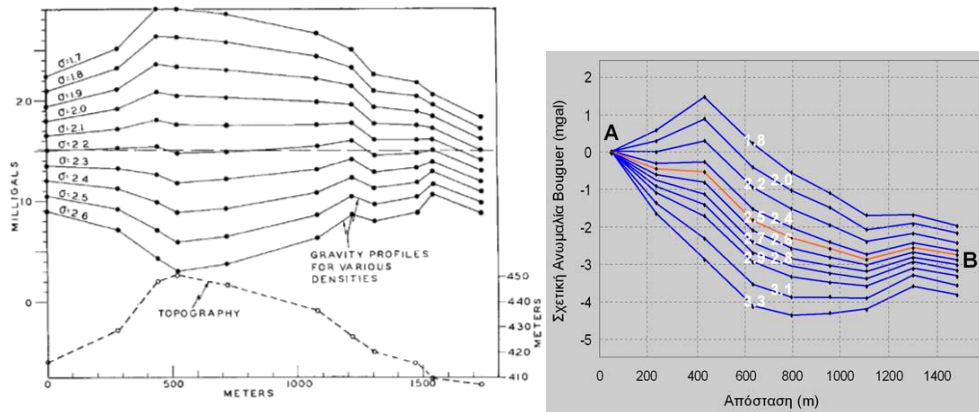
Οι ανωμαλίες και κυρίως οι διαταραχές Bouger στην απλή ή πλήρη τους μορφή μας δίνουν σημαντική γεωλογική πληροφορία καθώς είναι ανάλογες της πυκνότητας των πετρωμάτων με τις οποίες επιλέγουμε να κάνουμε τους υπολογισμούς μας. Γνωρίζουμε ότι η βαρύτητα επηρεάζεται κυρίως από τα **επιφανειακά** πετρώματα και τη **πυκνότητά** τους, καθώς υπολογίζεται ως αντιστρόφως ανάλογη του τετραγώνου της απόστασης. Την πυκνότητα των επιφανειακών πετρωμάτων μπορούμε να τη πάρουμε από παλαιότερους γεωλογικούς χάρτες ή να την υπολογίσουμε με πετρώματα που συλλέγουμε γύρω από τους σταθμούς μετρήσεων.

Μπορούμε επίσης να υπολογίσουμε με πολύ καλή ακρίβεια την πυκνότητα των επιφανειακών πετρωμάτων με βαρυτομετρικές μετρήσεις σε γεωτρήσεις στο εσωτερικό της γης. Οι μετρήσεις αυτές όμως έχουν ιδιαίτερα υψηλό κόστος και για το λόγο αυτό επιλέγουμε προσεγγιστικές μεθόδους. Η πιο διαδεδομένη προσεγγιστική μέθοδος που χρησιμοποιείται διεθνώς για να προσεγγίσει τη μέση πυκνότητα των επιφανειακών πετρωμάτων σε μία περιοχή είναι η **μέθοδος του Nettleton**.

### 3.4 Μέθοδος Nettleton για προσδιορισμό της μέσης επιφανειακής πυκνότητας των πετρωμάτων

Σύμφωνα με αυτή δοκιμάζονται διάφορες πυκνότητες πετρωμάτων σε μία περιοχή και με αυτές υπολογίζεται η **απλή ανωμαλία Bouger**. Μετά το υπολογισμό για τη κάθε πυκνότητα δημιουργούμε βαρυτικά προφίλ σε σχέση με το υψόμετρο. Μελετώντας τα προφίλ αυτά επιλέγουμε τη πυκνότητα με τη χρήση της οποίας η ανωμαλία Bouger που υπολογίζεται είναι σχετικά ασυσχέτιστη με τη τοπογραφία της περιοχής. Προφανώς η μέθοδος αυτή έχει μόνο τοπική εφαρμογή, όπως είναι λογικό, καθώς η πυκνότητα των πετρωμάτων ποικίλει. Για το λόγο αυτό και επειδή

απαιτούνται δεκάδες δοκιμές σε κάθε τοπογραφική έξαρση συνήθως η επίδραση της τοπογραφικής διόρθωσης παραλείπεται.

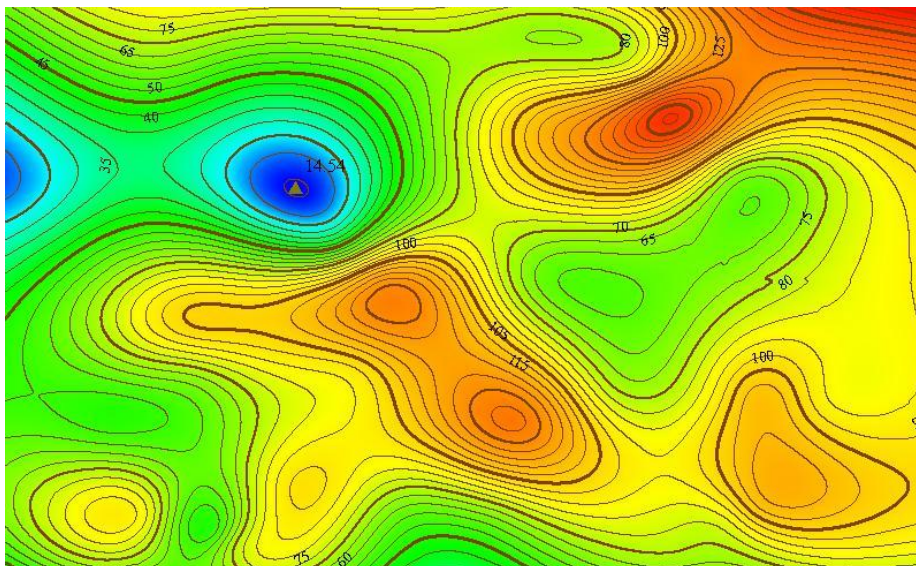


**Εικόνα 3.1: Γραφικός υπολογισμός πυκνότητας μεθόδου Nettleton (πηγή: Ιωάννης Φ. Λούης, Αθήνα 2004)**

**Figure 3.1: Graphic calculation of density with Nettleton's Method**

### 3.5 Αναπαράσταση Βαρυτικής Πληροφορίας

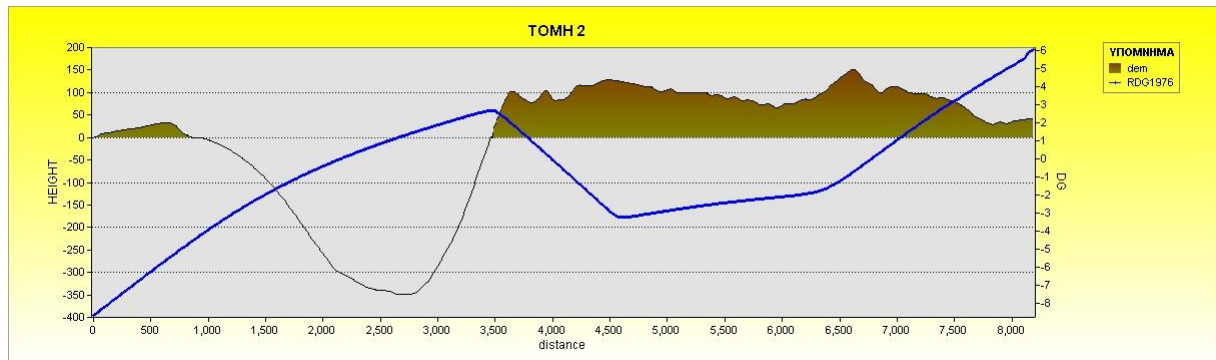
Γενικά τα αποτελέσματα από τις βαρυτικές μετρήσεις τα αναπαριστούμε με δύο τρόπους, με βαρυτικούς χάρτες και με βαρυτικά προφίλ. Ο πιο συνηθισμένος τρόπος είναι με βαρυτικούς χάρτες με τις αντίστοιχες βαρυτικές καμπύλες, η ισοδιάσταση των οποίων επιλέγεται αναλόγως της ακρίβειας των μετρήσεών μας και του σκοπού κατασκευής του χάρτη (π.χ. 5mgal).



**Εικόνα 3.2: Χάρτης ανωμαλιών ελευθέρου αέρα στη περιοχή της Αταλάντης (Διπλωματική εργασία Παρασκευά Μ, Ιούνιος 2011).**

**Figure 3.2: Free air gravity anomalies' map at the region of Atalanti (Thesis of M. Paraskevas, June 2011)**

Εναλλακτικό τρόπο αναπαράστασης της βαρυτικής πληροφορίας αποτελούν τα βαρυτικά προφίλ. Με την μέθοδο αυτή ξεκινάμε από ένα σταθμό και χρησιμοποιώντας μόνο την απόσταση περνάμε τη τιμή του επόμενου σταθμού στην απόσταση που έχει από το βασικό. Με αυτό τον τρόπο αναπαράστασης είναι ιδιαίτερα κρίσιμη η διαδρομή που θα επιλέξουμε μεταξύ των διαδοχικών σταθμών και για το λόγο αυτό χρησιμοποιείται περισσότερο για εξειδικευμένες μελέτες (για παράδειγμα έλεγχο ρηγμάτων). Σε κάθε περίπτωση πάντως επιλέγουμε τον τρόπο οπτικοποίησης των βαρυτομετρικών δεδομένων αναλόγως της μελέτης που θέλουμε να κάνουμε.



Εικόνα 3. 3 Βαρυτικό προφίλ και βαρυτικός χάρτης Ν. Θήρας

Figure 3. 1 Gravity profile and gravity map of Thira's Island.

### 3.6 Regional και Residual ανωμαλίες και διαταραχές βαρύτητας

Οι βαρυτικές ανωμαλίες δημιουργούνται κυρίως λόγω της διαφορετικής κατανομής της πυκνότητας των πετρωμάτων του φλοιού της γης. Τα πετρώματα αυτά κατανέμονται σε τεράστιες πλάκες που κινούνται πάνω στο μανδύα της γης, επηρεάζοντας το βαρυτικό πεδίο και κατ' επέκταση το σχήμα της γης. Πέρα όμως από αυτές τις ανωμαλίες μπορούν να δημιουργηθούν και κάποιες μικρότερης κλίμακας εξαιτίας πιο τοπικών φαινομένων στο φλοιό της γης -για παράδειγμα εγκλωβισμός νερού ή πετρελαίου στα πετρώματα μιας περιοχής τα οποία ΕΜΠ/ΣΑΤΜ

ελαττώνουν τη μέση πυκνότητά της. Είναι επομένως ιδιαίτερα σημαντικό να μπορούμε να διακρίνουμε την αιτία της κάθε ανωμαλίας στο βαρυτικό πεδίο της γης.

Για το λόγο αυτό σε μία πιο εις βάθος ανάλυση θα πρέπει να διαχωρίσουμε τις ανωμαλίες βαρύτητας που προκύπτουν από ένα σετ μετρήσεων σε δύο διαφορετικά ήδη ανωμαλιών. Τις **regional** ανωμαλίες (περιφερειακές) και τις **residual** (υπολειπόμενες) ανωμαλίες. Οι περιφερειακές (ή μεγάλης κλίμακας) ανωμαλίες βαρύτητας αποτυπώνουν τη γενική τάση που έχει η ευρύτερη περιοχή και οφείλονται στις δομές των πετρωμάτων σε μεγαλύτερα βάθη. Οι ανωμαλίες αυτές είναι πιο ομαλές σε μία ευρύτερη περιοχή χωρίς απότομες μεταβολές. Χρησιμοποιούνται για μελέτη του φλοιού της γης αλλά και για εντοπισμό γεωδυναμικών μεταβολών μεγάλης κλίμακας.

Αντίθετα οι υπολειπόμενες (ή τοπικές ή μικρής κλίμακας) ανωμαλίες βαρύτητας εμφανίζονται τοπικά και παρουσιάζουν έντονες διακυμάνσεις. Οφείλονται σε ανωμαλίες στις δομές των πετρωμάτων τοπικού χαρακτήρα και χρησιμοποιούνται σε έρευνες για πετρέλαιο ή διαμάντια αλλά και για να εντοπιστούν καταπακτές ή τάφους. Μπορούν επίσης να χρησιμοποιηθούν για να ανιχνεύσουν πρόσφατες τοπικές μεταβολές πετρωμάτων ή περιοχές όπου υπάρχει σεισμική δραστηριότητα, μικρά ρήγματα κ.α.

Ο διαχωρισμός των ανωμαλιών βαρύτητας σε τοπικές και ευρύτερες ανωμαλίες βαρύτητας γίνεται σχετικά δύσκολα και όλες οι μεθοδολογίες πρέπει να εφαρμόζονται τοπικά σε επιλεγμένες θέσεις. Ενδεικτικά τρεις από τις μεθόδους με τις οποίες γίνεται αυτός ο διαχωρισμός αναφέρονται παρακάτω:

- Ο πιο εύκολος αλλά όχι και τόσο ακριβής τρόπος είναι με ένα απλό 'smooth' στα αρχικά μας δεδομένα με το οποίο εξαφανίζονται οι ανωμαλίες τοπικού χαρακτήρα και παραμένουν μόνο οι ανωμαλίες ευρύτερης κλίμακας. Σε αυτή τη μέθοδο είναι ιδιαίτερα κρίσιμο το πόσο θα πρέπει να αραιώσουν τα δεδομένα καθώς ενδέχεται να ελαττωθεί η ακρίβεια των μετρήσεων ή και να μην αφαιρεθούν όλες οι τοπικές ανωμαλίες βαρύτητας.
- Μία επίσης όχι και τόσο ακριβής μεθοδολογία είναι η αφαίρεση από τις μετρήσεις τις αντίστοιχες ανωμαλίες κάποιου γεωδυναμικού μοντέλου ή τις αντίστοιχες ανωμαλίες που προκύπτουν εθνική βάση δεδομένων αν είναι διαθέσιμη. Σε αυτή τη περίπτωση δεν αφαιρείται πλήρως η επίδραση της μεγάλης κλίμακας ανωμαλίας καθώς δημιουργούνται προβλήματα διαφορετικών εποχών μετρήσεων ή διαφορετικής βάσης αναφοράς.
- Άλλη σχετικά εύκολη μεθοδολογία διαχωρισμού είναι η πολυωνυμική προσέγγιση της ανωμαλίας μέσω του τύπου :

$$g_r = a_0 + a_1x + a_2x^2 + \dots + a_nx^n \quad (3.2)$$

Όπου οι συντελεστές  $a_0, a_1, a_2, \dots$  Έχουν υπολογιστεί με ελάχιστα τετράγωνα και η είναι ο βαθμός του πολυωνύμου. Με αυτό το πολυώνυμο αν επιλέξουμε ένα βαθμό χαμηλό σχετικά  $n=2$  ή  $3$  τότε αυτό αναπαριστά τις περιφερειακές ανωμαλίες βαρύτητας και το υπόλοιπο είναι οι τοπικές ανωμαλίες. Η προσέγγιση αυτή γίνεται πλέον εύκολα με τη χρήση έτοιμων εργαλείων διαφόρων λογισμικών (όπως trend στο ArcMap ή στο Oasismontaj).

Κριτήριο για το αν έχει πετύχει ο διαχωρισμός των ανωμαλιών αποτελεί η δημιουργία ενός regional χάρτη με όσο το δυνατόν περισσότερες παράλληλες ισοβαρείς

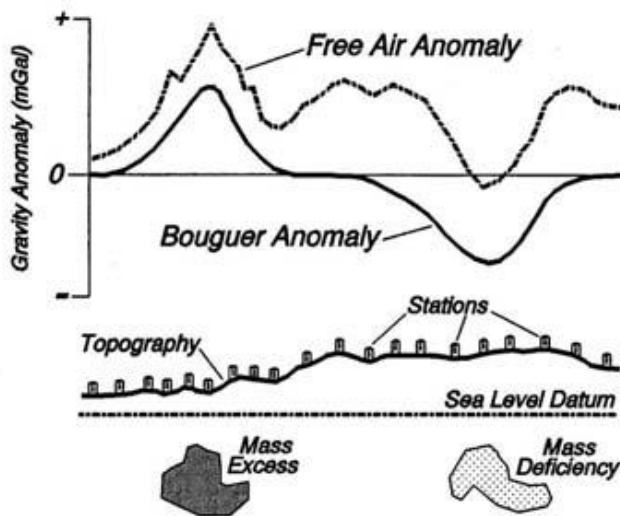


καμπύλες, αλλά και ενός residual χάρτη με αρνητικές αλλά και θετικές τιμές με όσο το δυνατόν μικρότερη τυπική απόκλιση από το μηδέν. Βεβαίως τα παραπάνω κριτήρια είναι ενδεικτικά και θα πρέπει πάντα να συνδυάζονται με την εμπειρία του μελετητή, καθώς σε κάθε περιοχή μπορεί να υπάρχουν ειδικά σύνθετα προβλήματα τα οποία θα πρέπει να αντιμετωπιστούν (π.χ. ύπαρξη υπόγειας σήραγγας).

### 3.7 Πρότυπο Γεωδυναμικών συμπερασμάτων που προκύπτουν από ανάγνωση βαρυτομετρικού προφίλ και χάρτη.

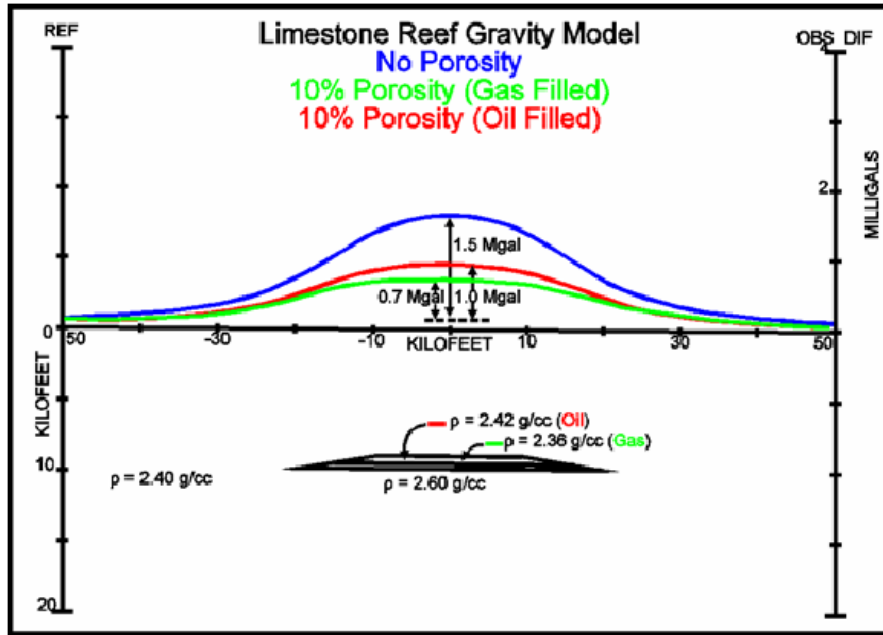
Για τη πληρέστερη κατανόηση των χαρτών βαρύτητας που θα παραχθούν στο πέμπτο κεφάλαιο της παρούσας εργασίας κρίνεται σκόπιμο να κατηγοριοποιήσουμε τα συμπεράσματα που μπορεί να προκύψουν από βαρυτομετρικά στοιχεία. Τα προφίλ που κυρίως είναι σκόπιμο να μελετηθούν είναι αυτά της υπολειπόμενης πλήρους διαταραχής Bouguer. Τα κυριότερα από τα συμπεράσματα που μπορούν να προκύψουν, σύμφωνα με τη διεθνή βιβλιογραφία συνοψίζονται παρακάτω:

➤ Οι θαμμένες μάζες υψηλότερης πυκνότητας από τα περιβάλλοντα πετρώματα καθώς και οι θαμμένες μάζες μικρότερης πυκνότητας δημιουργούν τοπικά ακρότατα το ύψος των οποίων επηρεάζεται από το βάθος που είναι θαμμένες οι μάζες.



Εικόνα 3. 4 Βαρυτικά προφίλ πετρωμάτων με μεγαλύτερη και μικρότερη πυκνότητα από τη περιβάλλουσα (πηγή: Footnote on interpretation, Corine Prieto, August 1996)

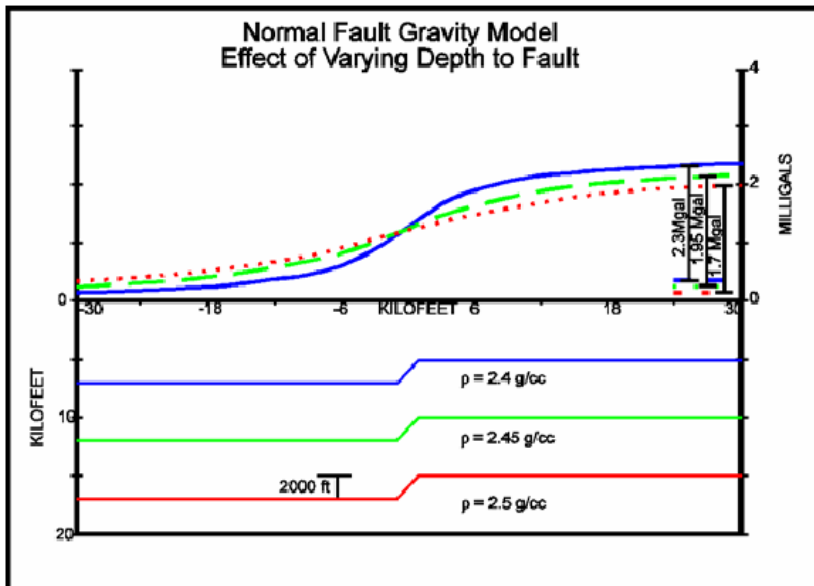
Figure 3. 2 Gravity profiles of volcano rocks with bigger and smaller density from the surrounding



Εικόνα 3.5 Βαρυτικά προφίλ σχιστόλιθου συμπαγούς, με πόρους 10% και αέρα και με πόρους 10% και πετρέλαιο (πηγή: Footnote on interpretation, Corine Prieto, August 1996)

Figure 3. 3 Gravity profile of solid slate with 10% pores and air and with 10% pores and oil

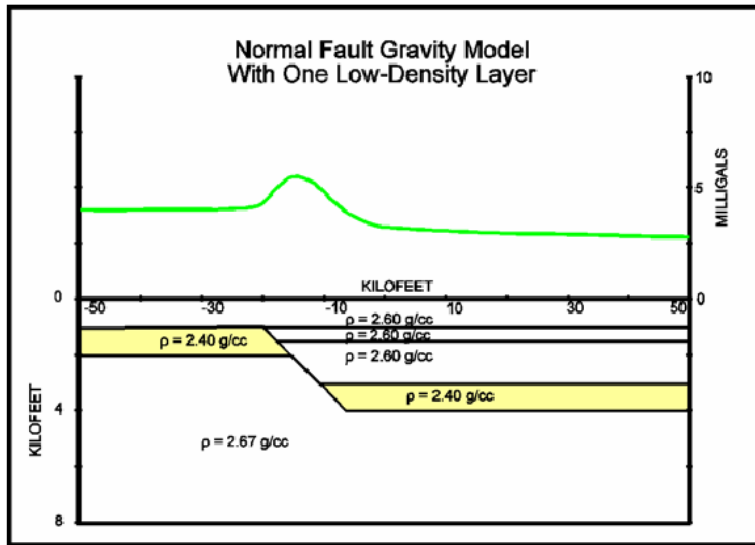
➤ Τα ρήγματα ανάλογα με το βάθος τους και τη πυκνότητα των πετρωμάτων τους δημιουργούν τοπικές ανωμαλίες οι οποίες έχουν τη μορφή «αναβαθμού».



Εικόνα 3.6 Βαρυτικά προφίλ ρηγμάτων διαφορετικών πυκνοτήτων και βαθών (πηγή: Footnote on interpretation, Corine Prieto, August 1996)

Figure 3. 4 Gravity profiles of faults of different density and depth

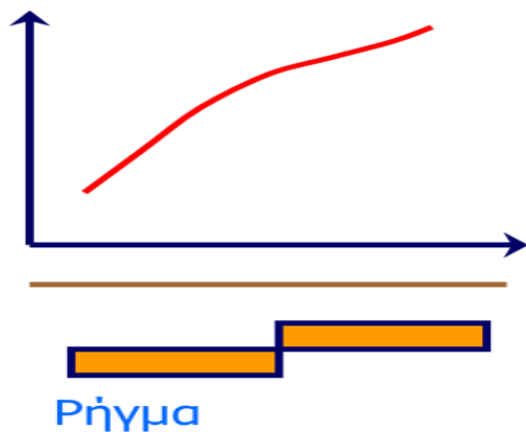
- Η ανωμαλία στο βαρυτικό προφίλ ενός ρήγματος μπορεί να είναι πιο έντονη στη περίπτωση που αυτό περιβάλλεται από πετρώματα υψηλότερης πυκνότητας.



Εικόνα 3. 7 Βαρυτικό προφίλ ρήγματος που περιβάλλεται από υλικό υψηλότερης πυκνότητας (πηγή: Footnote on interpretation, Corine Prieto, August 1996)

Figure 3. 5 Gravity profile of the fault that is surrounded by a material of higher density

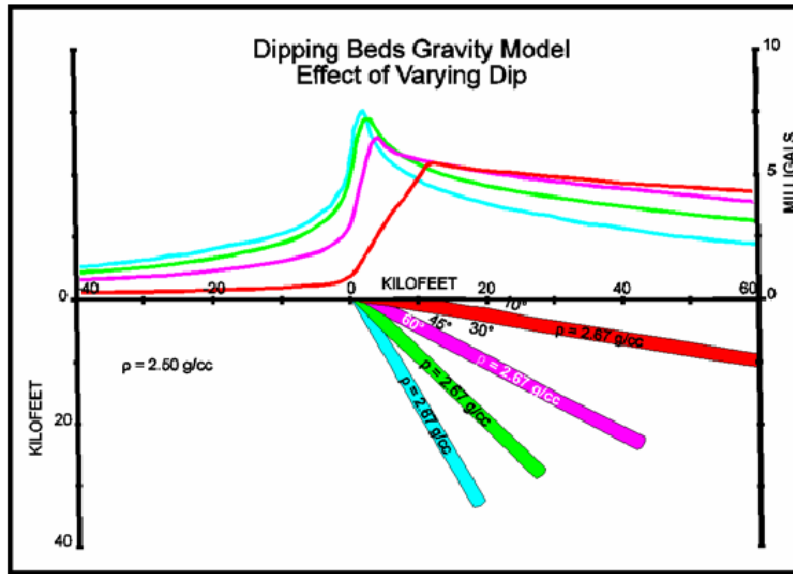
- Σε κάθε περίπτωση ένα ρήγμα δημιουργεί πάντα μία έστω και μικρή ή και κεκαλυμμένη τοπική ανωμαλία.



Εικόνα 3. 8 Βαρυτικό προφίλ ρήγματος

Figure 3.8 Gravity profile of the fault

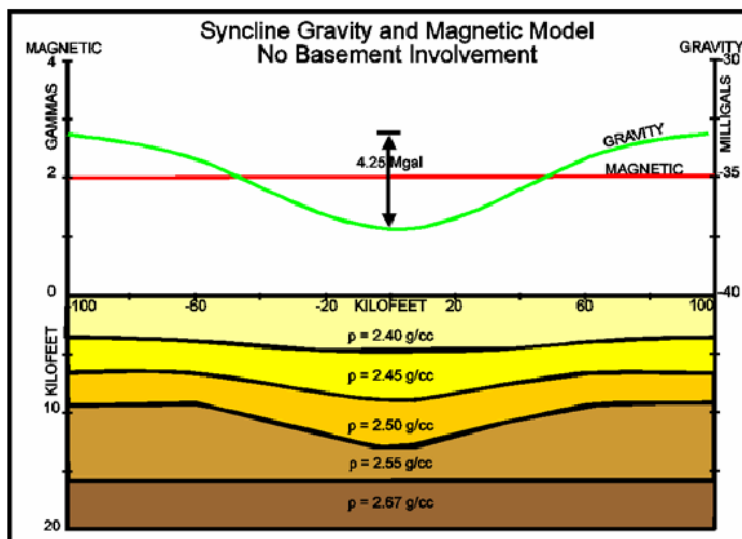
- Τα βυθιζόμενα πετρώματα παρουσιάζουν ένα ιδιαίτερα σχήμα στο βαρυτικό του προφίλ το οποίο επηρεάζεται τόσο από τη πυκνότητά τους όσο και από τη γωνία βύθισης τους



Εικόνα 3.9 Βαρυτικό προφίλ βυθιζόμενων δομών πετρωμάτων με διαφορετικές γωνίες βύθισης (πηγή: Footnote on interpretation, Corine Prieto, August 1996)

Figure 3. 6 Gravity profile of submerged fossils structures with different corners of immersion

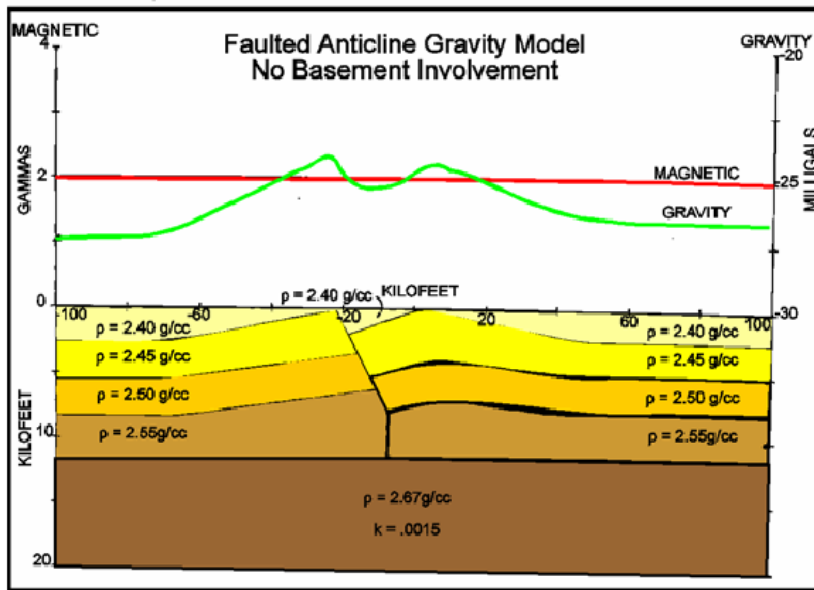
- Τα σύγκλινα παρουσιάζουν μία πιο ομαλή ανωμαλία στο βαρυτικό τους προφίλ.



Εικόνα 3.10 Βαρυτικό προφίλ σύγκλινου που βρίσκεται κάτω από μάζα μικρότερης πυκνότητας. (πηγή: Footnote on interpretation, Corine Prieto, August 1996)

Figure 3. 7 Gravity profile of converge that there is under a mass of smaller density

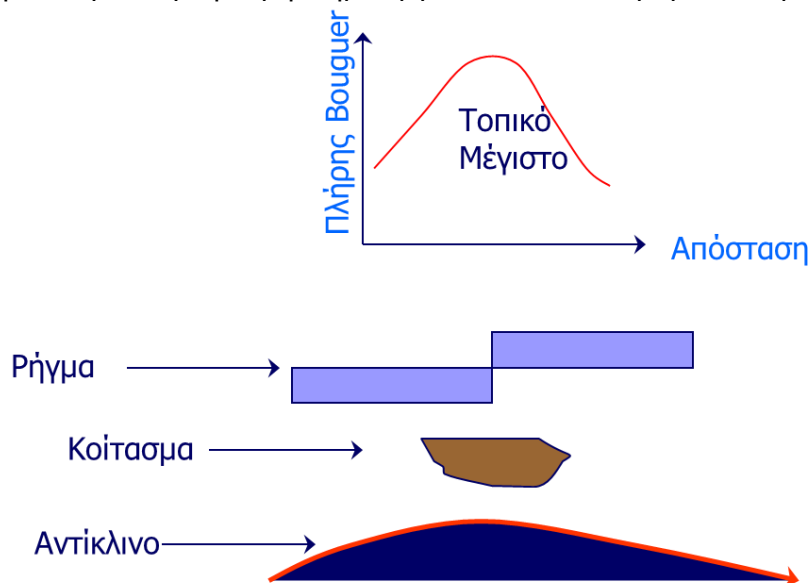
- Πιο περίπλοκες γεωλογικές δομές παράγουν περιπλοκότερα βαρυτικά προφίλ και θα πρέπει να είμαστε προσεκτικοί στην ερμηνεία τους.



Εικόνα 3.11 Βαρυτικό προφίλ αντίκλινου με ρήγμα. (πηγή: Footnote on interpretation, Corine Prieto, August 1996)

Figure 3. 8 Gravity profile of anticline with a fault

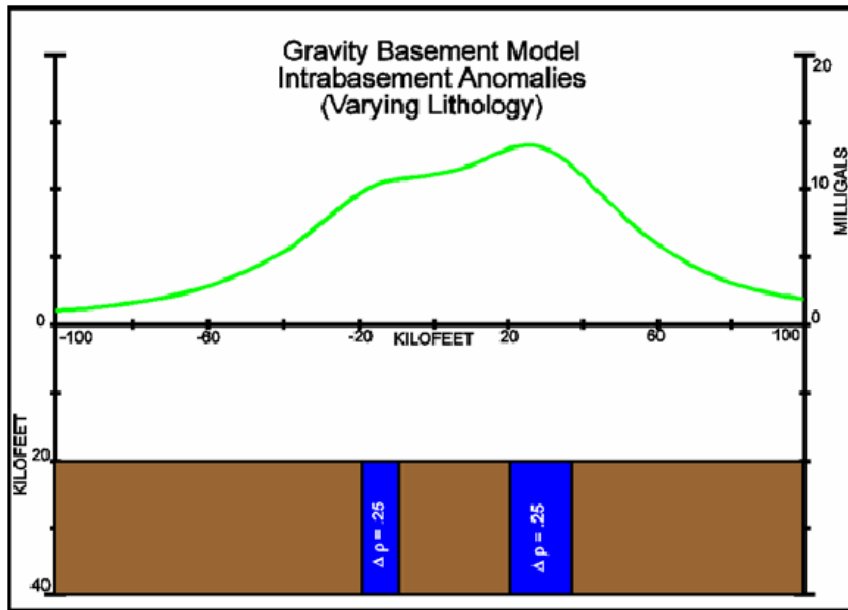
➤ Η κάθε τοπική ανωμαλία μπορεί να προέρχεται από διάφορες γεωλογικές δομές αλλά η κάθε γεωλογική δομή δημιουργεί πάντα το ίδιο βαρυτικό προφίλ.



Εικόνα 3. 12 Ίδιο Βαρυτικό προφίλ από διαφορετικές γεωλογικές δομές.

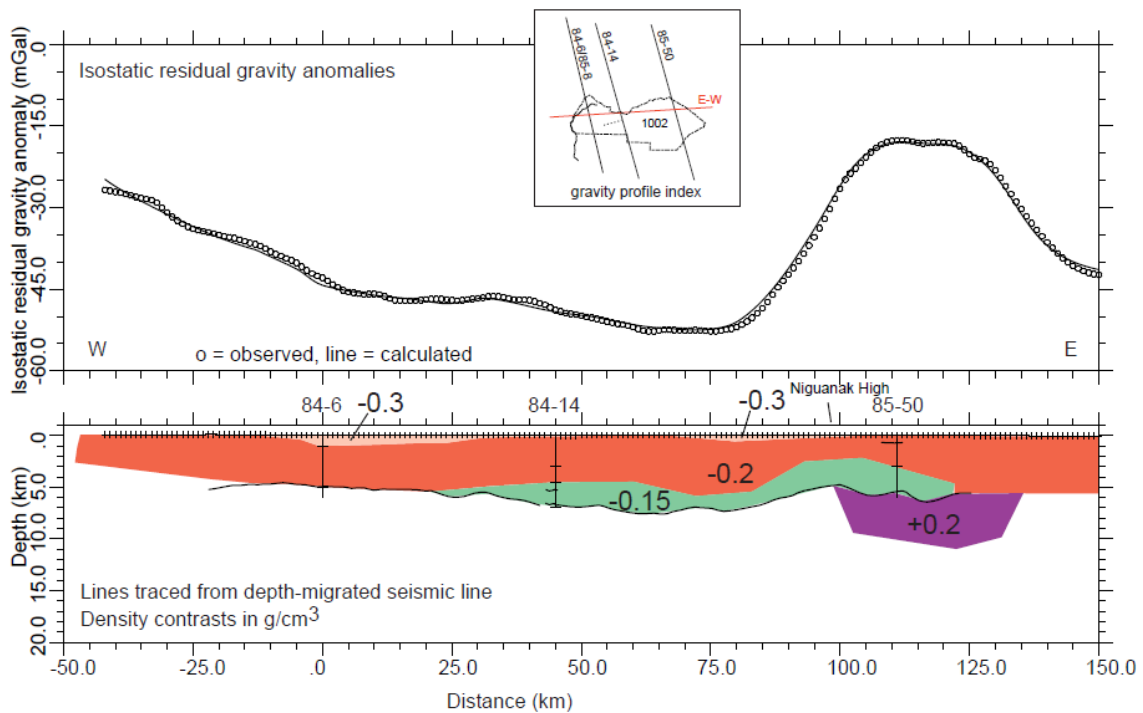
Figure 3. 9 Same gravity profile through different geological structures

➤ Όταν μία επιφάνεια περιλαμβάνει και διαφορετικά πετρώματα μεταξύ τους τότε δημιουργείται ένα βαρυτικό προφίλ που απεικονίζει τις διαφορές αυτές αναλόγως με τις διαφορές πυκνότητας των πετρωμάτων.



Εικόνα 3. 13 Βαρυτικό προφίλ από διαφορετικά πετρώματα. (πηγή: Footnote on interpretation, Corine Prieto, August 1996)

Figure 3. 10 Gravity profile from different volcanic rocks



Εικόνα 3. 14 Βαρυτικό προφίλ από διαφορετικά πετρώματα. (πηγή: USGS, 1999)

Figure 3.14 Gravity profile from different rocks

Από τα παραπάνω γίνεται σαφές ότι η ερμηνεία των βαρυτικών προφίλ είναι μία δύσκολη διαδικασία η οποία μπορεί να οδηγήσει σε διαφορετικά συμπεράσματα κάθε

μελετητή. Για το λόγο αυτό είναι απαραίτητος ο συνδυασμός της μελέτης του βαρυτικού πεδίου μιας περιοχής και με άλλες μεθόδους της γεωλογίας και από το συνδυασμό των δεδομένων των διαφόρων μεθόδων να προκύπτουν κάθε φορά τα συμπεράσματα για τη γεωλογική δομή που απεικονίζουν τα βαρυτικά προφίλ της κάθε περιοχής. Επιπλέον θα πρέπει να τονίσουμε ότι τα παραπάνω συμπεράσματα θα μπορούσαν να εξαχθούν και από προφίλ πλήρων ανωμαλιών Bouger (όχι μόνο από τις υπολειπόμενες τιμές τους), ώστε να μη χαθεί πληροφορία της τοπικής ανωμαλίας αν δεν γίνει σωστά ο διαχωρισμός residual και regional ανωμαλιών βαρύτητας. Τέλος από τα συμπεράσματα που εκτέθηκαν παραπάνω γίνεται σαφές για πιο λόγο είναι απαραίτητος ο υπολογισμός της διαταραχής βαρύτητας έναντι της ανωμαλίας, καθώς με τον τρόπο αυτό μπορούμε να μελετήσουμε με μεγαλύτερη ακρίβεια τις δομές των επιφανειακών πετρωμάτων μιας περιοχής. Σε άλλα συμπεράσματα θα οδηγηθούμε κατά τη μελέτη του πεδίου βαρύτητας της Σαντορίνης στο επόμενο κεφάλαιο.

## Κεφάλαιο 4

# Γεωλογικά στοιχεία της Ν. Θήρας

### 4.1 Γεωγραφικά- Δημογραφικά στοιχεία της περιοχής.

Η Θήρα βρίσκεται στο νοτιότερο άκρο των Κυκλάδων και σε απόσταση 70 ν.μ. από την Κρήτη. Έχει έκταση 76,19 τ.χμ. και μόνιμο πληθυσμό 13.402 κατοίκους. Όλοι οι οικισμοί υπάγονται στον δήμο Θήρας εκτός από την ανεξάρτητη κοινότητα Οίας. Στο νησί εδρεύει το Επαρχείο Θήρας και διοικητικά οργανώνεται σε ένα Δήμο (Θήρας) και μία Κοινότητα (Οίας). Απαρτίζεται από συνολικά 22 κατοικημένους οικισμούς. Η κύρια ασχολία των κατοίκων της περιοχής είναι ο τουρισμός καθώς αποτελεί κορυφαίο τουριστικό προορισμό παγκοσμίως. Δευτερευόντως, οι κάτοικοι ασχολούνται με το την αμπελουργία και λιγότερο με τη κτηνοτροφία. Η σημερινή πεταλοειδής μορφή της νήσου οφείλεται στις κατά καιρούς ηφαιστειακές εκρήξεις που μετέβαλαν το αρχικό στρογγυλό σχήμα της. Το γεγονός της ύπαρξης του ηφαιστείου καθιστά το νησί κέντρο παγκόσμιου επιστημονικού ενδιαφέροντος.

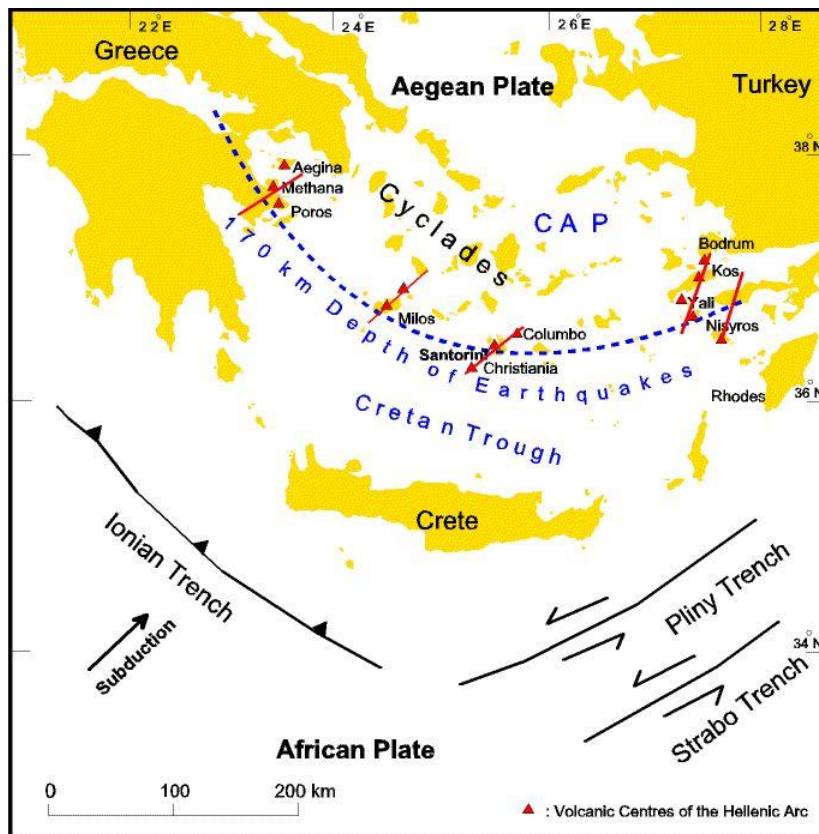




Σαντορίνης είναι ενεργό, με καταστρεπτική δραστηριότητα κατά το παρελθόν, αλλά και ηπιότερες εκρήξεις, μέχρι και το 1950. Πιο αναλυτικά οι νεότερες εκρήξεις που έχουν καταγραφεί και χρονολογηθεί είναι οι παρακάτω:

- **1570 ή 1573 μ.Χ.:** Ηφαιστειακή έκρηξη οδηγεί στο σχηματισμό μικρού νησιού βορειοανατολικά της Παλαιάς Καμένης, το οποίο ονομάζεται Μικρή Καμένη.
- **23 Μαΐου 1707 - 14 Σεπτεμβρίου 1711 μ.Χ.:** Έκχυση λάβας οδηγεί στον σχηματισμό δύο μικρών νησιών που σύντομα ενώνονται και σχηματίζουν την Νέα Καμένη.
- **26 Ιανουαρίου 1866 - 15 Οκτωβρίου 1870 μ.Χ.:** Έντονη ηφαιστειακή δράση που οδήγησε στον τριπλασιασμό της Νέας Καμένης.
- **11 Αυγούστου 1925 - 17 Μαρτίου 1928 μ.Χ.:** Ηφαιστειακή δραστηριότητα που οδήγησε στην δημιουργία μικρού νησιού, της Δάφνης, μεταξύ της Μικρής και της Νέας Καμένης. Τελικά η νησίδα αυτή ενώθηκε με την Μικρή και με την Νέα Καμένη και τα τρία νησιά δημιούργησαν ένα ενιαίο σχηματισμό.
- **20 Αυγούστου 1939 - Αρχές Ιουλίου 1941 μ.Χ.:** Από τον Αύγουστο και μετά δημιουργήθηκαν οι ηφαιστειακοί θόλοι: Τρίτωνας, Κτενάς, Φουκέ (Fouqué), Νίκη, Ρεκ (Reck) και οι θόλοι Σμιθ (Smith).
- **10 Ιανουαρίου 1950 - 2 Φεβρουαρίου 1950 μ.Χ.:** Έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα που οδήγησε στο σχηματισμό του ηφαιστειακού θόλου Λιάτσικας στα ανατολικά του κρατήρα του Γεωργίου. Ο θόλος πήρε το όνομα του από το όνομα του γεωλόγου Ν. Λιάτσικα που μελετούσε την δραστηριότητα.

Στη συνέχεια από τις αρχές του 2011 έως και το τέλος του 2012 . Σποραδικές μετρήσεις GPS και παρατηρήσεις δικτύου σειсмоγράφων της περιοχής (Newmanetal., 2012) έδειξαν ότι το ηφαιστειακό συγκρότημα έχει μπει σε μια νέα φάση ανησυχίας, ενώ αποδεικνύεται ευρεία παραμόρφωση της καλδέρας και αυξημένη σεισμική δραστηριότητα.



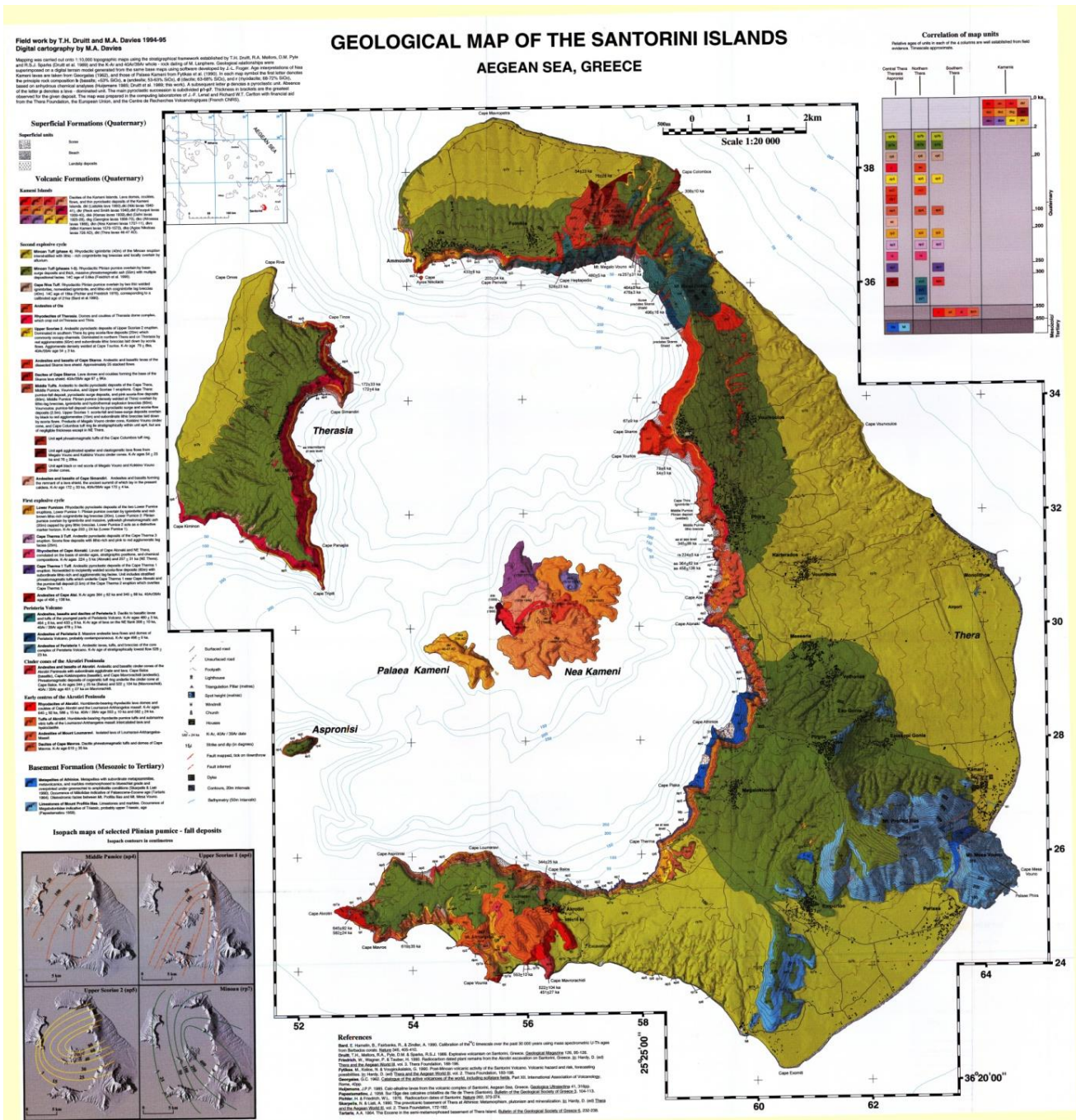
Εικόνα 4. 2 Το ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου (πηγή: Friedrich, 1994

Figure 4. 2 The South Aegean Volcanic Arc and the tectonic setting of Santorini. After Friedrich (1994).

### 4.3 Γεωλογία

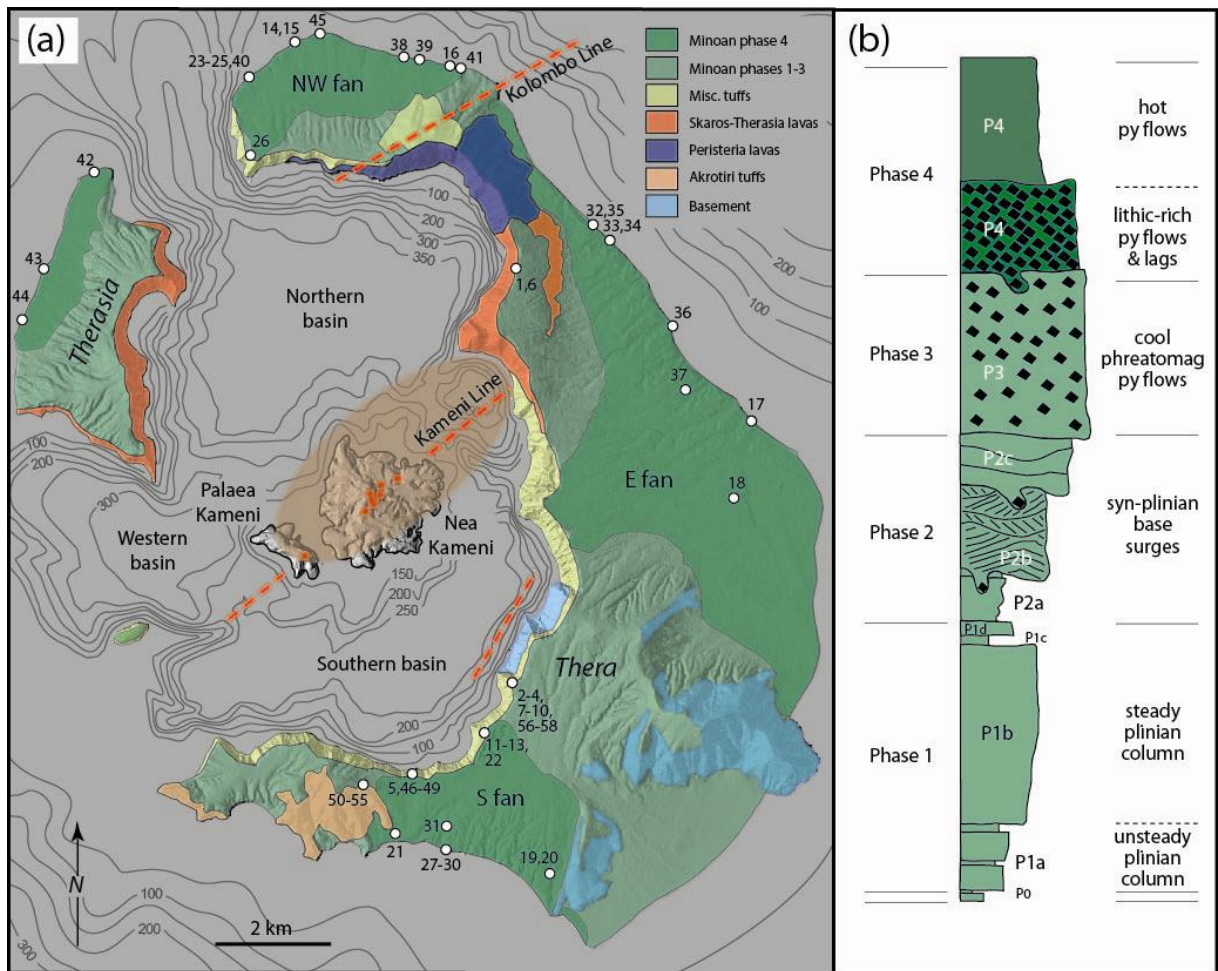
Οι πιο πρόσφατος και ενδεχομένως πιο ακριβής και ολοκληρωμένοι γεωλογικοί χάρτες της Ν. Θήρας είναι ο γεωλογικός χάρτης του T.H. Druitt and M.A. Daviw 1994-1995(εικόνα 4.3) και ο γεωλογικός χάρτης του Druitt -2013 (εικόνα 4.4). Από αυτούς αλλά και από όλες τις υπόλοιπες γεωλογικές μελέτες που έχουν γίνει στο νησί συμπεραίνουμε ότι η πλειονότητα των πετρωμάτων του νησιού είναι λάβες και κίσηρης διαφόρων εποχών και πυκνοτήτων. Σε ένα μικρό τμήμα του Νησιού παρατηρείται ένα προ-ηφαιστειακό υπόβαθρο το οποίο εντοπίζεται κυρίως στη περιοχή του προφήτη Ηλία και αποτελείται από μεταμορφωμένους ασβεστόλιθους και σχιστόλιθους. Η χρονολογία απόθεσης των λαβών έχει κατηγοριοποιηθεί σε τέσσερις διαφορετικές φάσεις οι οποίες χαρακτηρίζουν και την αντίστοιχη δομή των πετρωμάτων και παρουσιάζονται στην εικόνα 4.4.





Εικόνα 4.3 Γεωλογικός χάρτης Ν. Θήρας (πηγή: T.H. Druitt and M.A. Daviw 1994-1995)

Figure 4.3 Geological Map of the Island of Thira



Εικόνα 4.4 Γεωλογικός χάρτης Ν. Θήρας (πηγή: T.H. Druitt, 2013)

Figure 4.4 Geological Map of the Island of Thira

## Κεφάλαιο 5

# Διαχρονικές μετρήσεις στη Ν. Θήρα

## 5.1 ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΟΥΜΕΝΑ ΛΟΓΙΣΜΙΚΑ

Για την υλοποίηση της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκαν συνολικά τα παρακάτω λογισμικά:

- Για την επεξεργασία των μετρήσεων χρησιμοποιήθηκαν 3 λογισμικά (QCTOOLS, OASISMONTAJ και η εφαρμογή σε περιβάλλον Matlab του γράφοντα).
- Για τη παρουσίαση και παρεμβολή των δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν 4 λογισμικά ( ArcGIS, GlobalMapper, Surfer και OASISMONTAJ και GRAVSOFT).

## 5.2 ΓΕΝΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Η γενική μεθοδολογία που ακολουθήθηκε είναι η ακόλουθη:

(1) Καταγραφή των πρωτογενών δεδομένων σε κατάλληλο Format για τη περαιτέρω επεξεργασία τους.

(2) Γεωαναφορά κάθε μέτρησης και εντοπισμός των παλαιών σταθμών. Μετατροπή όλων των δεδομένων σε προβολικό σύστημα EGSA 87.

(3) Συλλογή άλλων δεδομένων για τη περιοχή τα οποία πιο συγκεκριμένα είναι:

(3.1) Ψηφιακό Μοντέλο Εδάφους και Βυθού, ένα με μεγάλη διακριτική ικανότητα και ένα με μικρότερη.

(3.2) Απόλυτες τιμές Βαρύτητας για σταθμούς στη περιοχή μελέτης

(3.3) Παγκόσμιο Γεωδυναμικό Μοντέλο EGM 2008

(4) Υπολογισμοί, που περιλαμβάνουν:

(4.1) Επίλυση όλων των μετρήσεων για κάθε 100p ξεχωριστά και ενιαία συνόρθωση για κάθε σετ δεδομένων για να προκύψουν οι απόλυτες τιμές της βαρύτητας για την περιοχή.

(4.2) Από τις απόλυτες τιμές βαρύτητας που υπολογίστηκαν υπολογίζονται οι ανωμαλίες ελευθέρου αέρα ( $\Delta g_{fa}$ ) και οι ανωμαλίες Bouger καθώς και οι τοπογραφικές διορθώσεις για κάθε σταθμό.

(4.3) Στη συνέχεια κατασκευάζουμε τους αντίστοιχους χάρτες ανωμαλιών και υπολογίζουμε την υπολειπόμενη βαρύτητα για τον καθένα.

(4.4) Συγκρίνουμε τις διαχρονικές μεταβολές από τα διάφορα σετ δεδομένων.

## 5.3 ΣΥΛΛΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

### 5.3.1 Ψηφιακό Μοντέλο Εδάφους- Βυθού

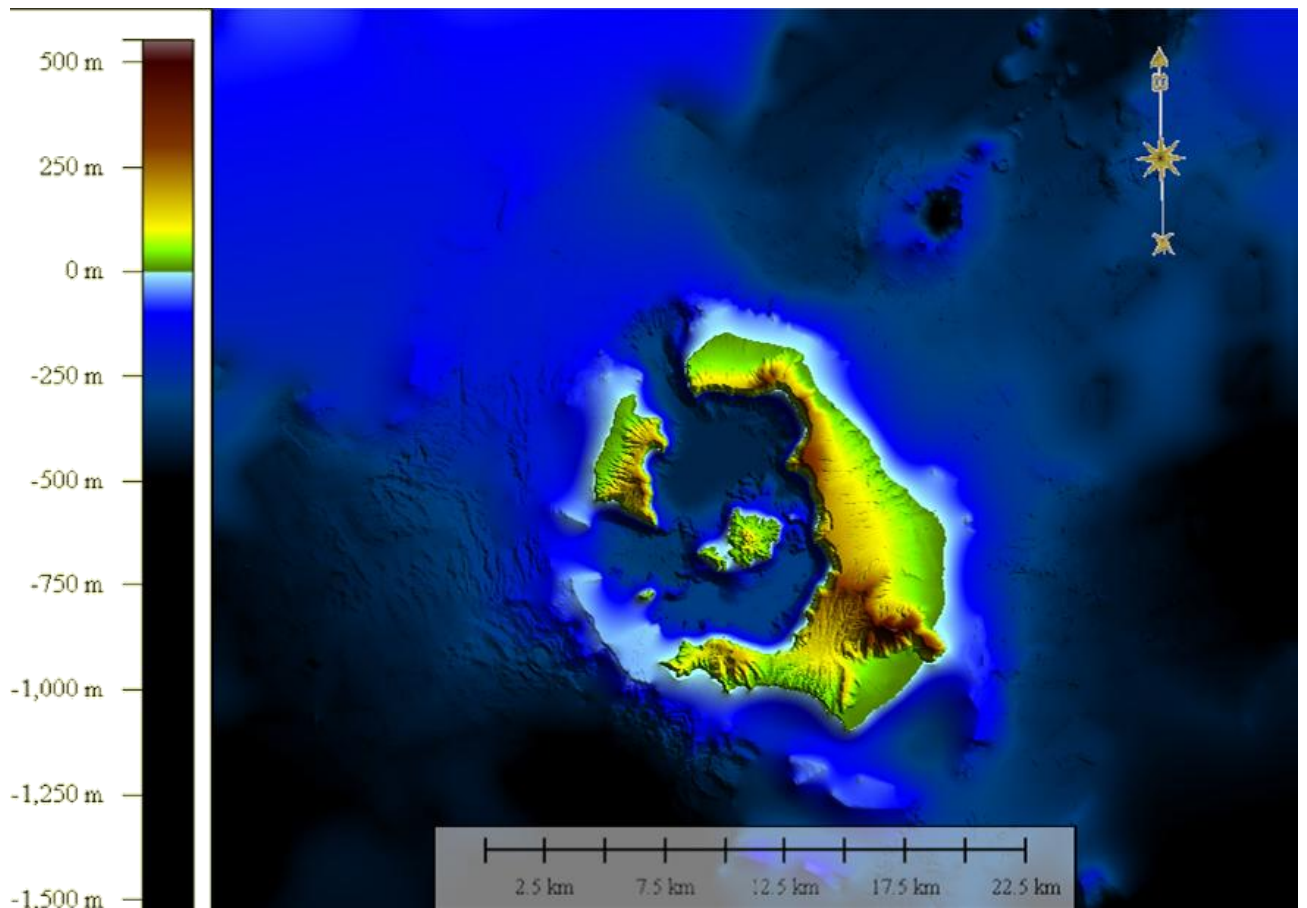
Για τους υπολογισμούς που θα ακολουθήσουν είναι απαραίτητο να υπάρχει ένα ακριβές ψηφιακό μοντέλο εδάφους για τη περιοχή. Στη περιοχή μελέτης επιπλέον υπάρχει και θαλάσσια περιοχή οπότε είναι επίσης απαραίτητο και ένα ψηφιακό μοντέλο βυθού.

Για να καταλήξουμε στο κατάλληλο ψηφιακό μοντέλο εδάφους και βυθού που θα χρησιμοποιήσουμε, αρχικά αναζητήσαμε τα καλύτερα διαθέσιμα δεδομένα για τη περιοχή ενδιαφέροντος. Τα δεδομένα που τελικώς χρησιμοποιήθηκαν είναι:

- Υψομετρικές καμπύλες της ΓΥΣ με ισοδιάσταση 4m.
- Τριγωνομετρικό Δίκτυο της ΓΥΣ με ακρίβεια 3cm.
- Ψηφιακό μοντέλο εδάφους ASTER διακριτικής ικανότητας 1.5 arcsec δηλαδή περίπου 40m ( 36 m διεύθυνση X και 46m στη διεύθυνση Y)
- Ισοβαθείς καμπύλες από την Υδρογραφική Υπηρεσία.
- Γεωμετρικά Υψόμετρα από το ΕΜΠ .
- Ακτογραμμή από τη ΓΥΣ.
- Δεδομένα Lidar και βυθομετρικά σημεία παραχωρημένα από την Κα Παρασκευή Νομικού (Nomikouetal., 2013) του Πανεπιστημίου Αθηνών.

Με τα παραπάνω δεδομένα παρήχθησαν ξεχωριστά ένα ψηφιακό μοντέλο επιφανείας μέχρι τα όρια της ακτογραμμής και ένα ψηφιακό μοντέλο βυθού. Στη συνέχεια από τη σύνθεση των δύο προέκυψε μία νέα επιφάνεια η οποία βελτιώθηκε περαιτέρω στα σημεία της ακτογραμμής όπου ενώνονται τα δύο ψηφιακά μοντέλα. Το τελικό ψηφιακό μοντέλο που προέκυψε από τη διαδικασία αυτή με διακριτική ικανότητα 10m παρουσιάζεται παρακάτω στην εικόνα 5.1 και 5.2:





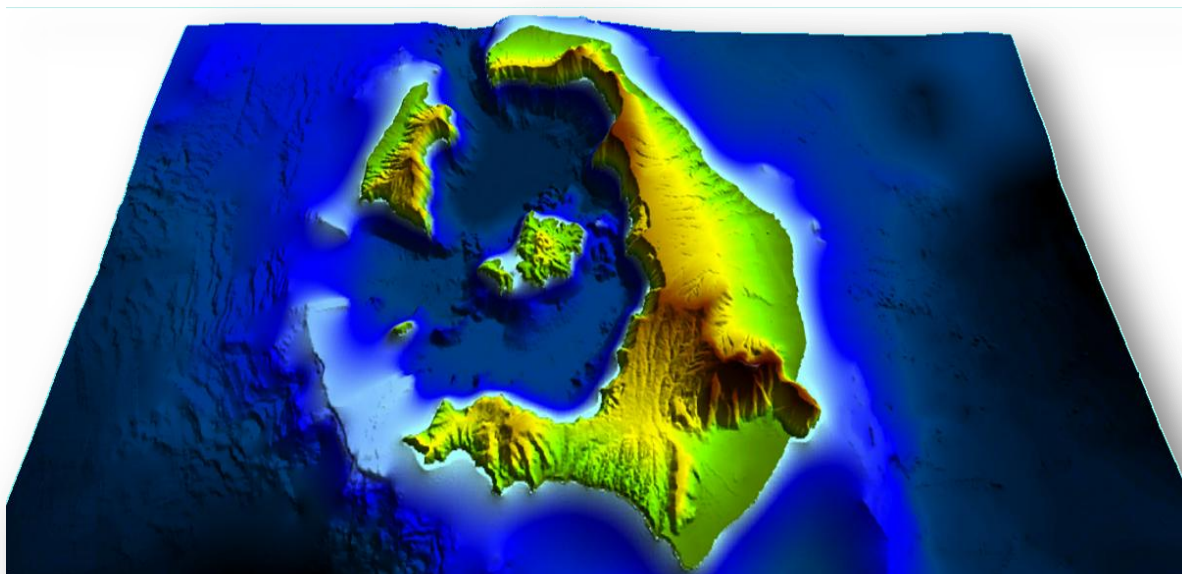
**Εικόνα 5. 1 Χρησιμοποιούμενο DTM ( διακριτικής ικανότητας ~10m)**

**Figure 5. 1 The final DTM (resolution ~10m)**

Η διακριτική ικανότητα των 10m, κρίνεται ικανοποιητική για τον υπολογισμό τοπογραφικών διορθώσεων και είναι η μέγιστη πραγματική που μπορεί να επιτευχθεί από το συγκεκριμένο σετ δεδομένων.

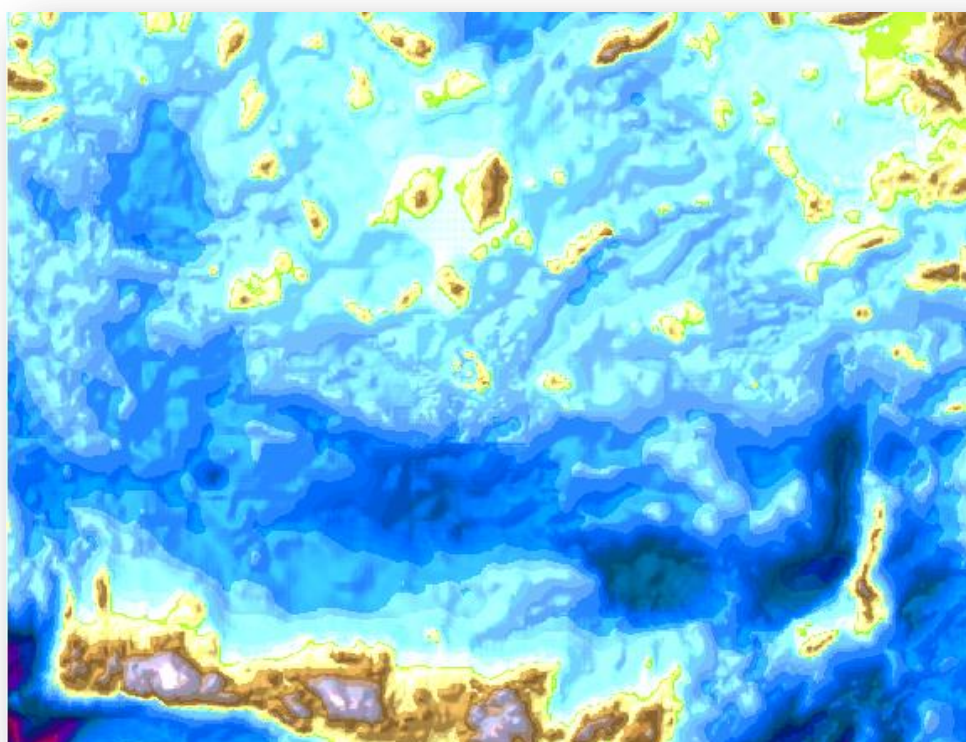
Επιπλέον είναι απαραίτητο, για τον υπολογισμό των τοπογραφικών διορθώσεων να χρησιμοποιήσουμε ένα επιπλέον DEM με μικρότερη διακριτική ικανότητα το οποίο θα εκτείνεται σε απόσταση τουλάχιστον 167 Km από τη περιοχή ενδιαφέροντος. Το νέο ψηφιακό μοντέλο εδάφους- βυθού που χρησιμοποιήθηκε επιλέχθηκε να έχει διακριτική ικανότητα 100m και παρουσιάζεται στην εικόνα 5.3.





Εικόνα 5.2 DTM σε τρισδιάστατη μορφή

Figure 5. DTM in 3DView

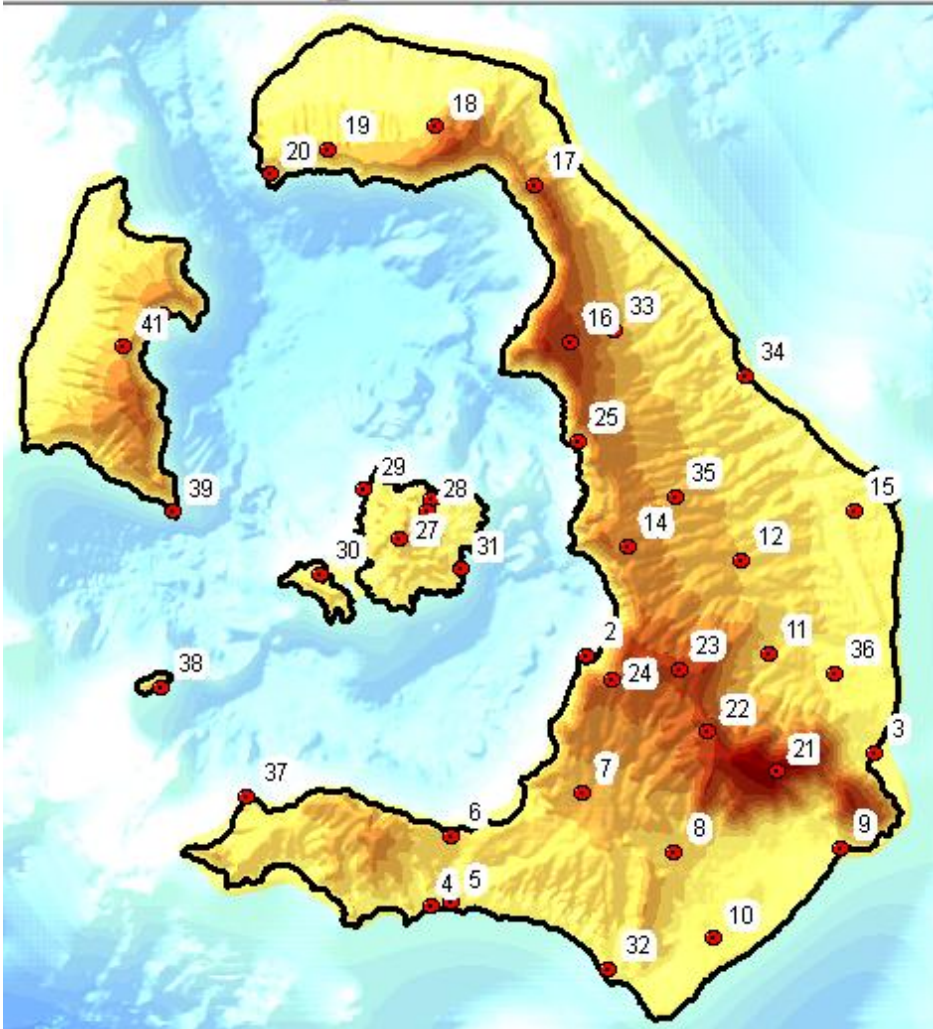


Εικόνα 5. 3 Το λιγότερο αναλυτικό μοντέλο DTM της ευρύτερης περιοχής

Figure 5. 2 The course reference DTM

## 5.4 ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΕΜΠ 1976

Το έτος 1976 το ΕΜΠ πραγματοποίησε μετρήσεις στη περιοχή της Σαντορίνης χρησιμοποιώντας τα βαρυτόμετρα LaCoste&Romberg G51 και G 63.



Εικόνα 5.4 Οι σταθμοί μέτρησης βαρύτητας του 1976

Figure 5. 3 The gravity stations of 1976

Οι μετρήσεις έγιναν σε 8 loop σε 40 επιλεγμένες θέσεις ενώ στην αρχή και στο τέλος των μετρήσεων έγινε σύνδεση με το λιμάνι του Πειραιά και από εκεί με το βάθρο του Πολυτεχνείου και της Αρχιτεκτονικής. Πριν από τις μετρήσεις έγιναν οι απαραίτητοι έλεγχοι καλής λειτουργίας που περιλαμβάνουν τους ελέγχους **ευαισθησίας, οριζοντίωσης, προσανατολισμού και ορθής γραμμής ανάγνωσης**. Από τους ελέγχους προέκυψε ότι τα δύο όργανα ήταν έτοιμα για μετρήσεις.

Τα επιμέρους loop ανά ημέρα και με το αντίστοιχο σφάλμα κλεισίματος είναι:

✓ **13/4/1976:** 80-79-1-79-80 με σφάλμα κλεισίματος 0.019 mgal, αλλά σφάλμα στην επιστροφή στο 79 σημείο 0.075 mgal.

- ✓ **19/4/1976:** 1-2 (Μετάβαση από Πειραιά –Σαντορίνη)
- ✓ **20/4/1976:** 3-2-4-5-3 με σφάλμα κλεισίματος 0.115 mgal.
- ✓ **22/4/1976:** 3-4-6-7-8-9-10-3-3-11-12-13-14-15-3 με επιμέρους σφάλμα κλεισίματος 0.041mgal και 0.006 mgal.
- ✓ **23/4/1976:** 3-16-17-18-19-20-21-22-23-24-3 με σφάλμα κλεισίματος 0.052 mgal και 0,031 mgal.
- ✓ **24/4/1976:** 3-2-25-26-27-28-29-30-31-2-3 με σφάλμα κλεισίματος στο σταθμό 3 0.006 mgal, και στο σταθμό 2 0.026 mgal.
- ✓ **26/4/1976:** 3-5-32-33-34-35-3 με σφάλμα κλεισίματος 0.016 mgal.
- ✓ **27/4/1976:** 3-36-5-3 με σφάλμα κλεισίματος 0.053 mgal.
- ✓ **28/4/1976:** 3-5-5-3 με σφάλμα κλεισίματος 0.095mgal.
- ✓ **01/5/1976:** 2-37-38-39-40-41-2-3 με σφάλμα κλεισίματος 1.265 mgal,
- ✓ **02/5/1976:** 2-1 (Επιστροφή Σαντορίνη-Πειραιάς)
- ✓ **28/6/1976:** 80-79-1-79-80 με σφάλμα κλεισίματος στο σταθμό 80 0.020 mgal, και σφάλμα κλεισίματος στο σταθμό 79 0.026 mgal.

Από τα παραπάνω loop προκύπτει ότι το σφάλμα κλεισίματος της 01/05/1976 είναι μη αποδεκτό και για το λόγω αυτό οι μετρήσεις αυτές λαμβάνονται με μηδαμινό σχεδόν βάρος στη τελική συνόρθωση που θα επακολουθήσει. Το μοντέλο της συνόρθωσης που εφαρμόστηκε βασίζεται στις παρακάτω παραδοχές:

- Υπολογίζονται οι βαρυτομετρικές διαφορές που έχουν προκύψει σε κάθε loop μεταξύ διαδοχικών σταθμών.
- Υπολογίζεται το βάρος της κάθε διαφοράς από το σφάλμα κλεισίματος στο κάθε loop και τους ενδιάμεσους σταθμούς ελέγχου.
- Δίδεται επιπλέον βάρος στις βαρυτομετρικές διαφορές που προήλθαν από παραπάνω από μία μέτρηση.
- Η εργασία εξαρτήθηκε από το βάθος της αρχιτεκτονικής με τιμή απόλυτης βαρύτητας 980038.900mgal. Η τιμή αυτή αναφέρεται στο σύστημα IGSN 71 ενώ η αντίστοιχη τιμή στο Εθνικό δίκτυο βαρύτητας της ΓΥΣ είναι 980053.900 mgal.

Το τελικό μοντέλο συνόρθωσης περιέχει 87 παρατηρήσεις σε 41 αγνώστους και τα αποτελέσματα από την ενιαία συνόρθωση με τις τελικές τιμές απόλυτης βαρύτητας και τα τυπικά τους σφάλματα παρουσιάζεται παρακάτω, από όπου παρατηρούμε ότι οι τυπικές αποκλίσεις των μετρήσεων είναι μικρότερες από 0,170 mgal. Επομένως μπορούμε να πούμε ότι από το συγκεκριμένο σετ μετρήσεων θα προκύψουν αποτελέσματα με ακρίβεια της τάξης των 0.2 mgal. Αυτό σημαίνει ότι θα πρέπει να χρησιμοποιήσουμε υψόμετρα με ακρίβεια 6-7 εκατοστών για να διατηρήσουμε την ακρίβεια των βαρυτομετρικών δεδομένων και στην υπόλοιπη επεξεργασία των μετρήσεων.

station	G(mgal)	sdv(mgal)	station	G(mgal)	sdv(mgal)
2	979992.4919	0.1106	22	979925.3092	0.1584
3	979996.5986	0.1237	23	979928.5768	0.1584
4	979970.3446	0.1279	24	979933.9743	0.1477
5	979966.0582	0.131	25	979986.4097	0.1392
6	979952.9473	0.1501	26	979980.2083	0.1564
7	979953.0654	0.1618	27	979951.4614	0.1659
8	979978.896	0.1651	28	979963.1251	0.1689
9	979996.2755	0.1607	29	979977.3547	0.1659
10	979987.7467	0.1478	30	979981.4986	0.1564
11	979980.5398	0.1487	31	979980.0011	0.1392
12	979968.9289	0.1618	32	979987.5554	0.1514
13	979942.3494	0.1659	33	979958.7648	0.1601
14	979939.9204	0.1618	34	979986.7249	0.1589
15	979991.8928	0.1487	35	979955.8502	0.1477
16	979917.9695	0.1487	36	979989.4947	0.1404
17	979931.4676	0.1618	37	979976.0044	0.1379
18	979940.1865	0.1659	38	979977.0643	0.152
19	979955.7759	0.1618	39	979986.61	0.1564
20	979984.7033	0.1487	40	979990.1916	0.152
21	979865.1016	0.1477	41	979949.6665	0.1379

**Πίνακας 5. 1 Τιμές απόλυτης βαρύτητας έτους 1976**

**Table 5.1 Complete gravity values 1976**

Για να εκμεταλλευτούμε κατάλληλα τις παραπάνω μετρήσεις θα πρέπει να κάνουμε τις αναγωγές που αναφέρονται στο κεφάλαιο 3.

Πιο συγκεκριμένα θα πρέπει αρχικά να υπολογίσουμε την κανονική τιμή βαρύτητας στη προβολή του κάθε σταθμού στο ελλειψοειδές αναφοράς. Μάλιστα επειδή έχουμε υπολογίσει τιμές απόλυτης βαρύτητας στο WGS 84, θα υπολογίσουμε κανονική τιμή βαρύτητας στο ελλειψοειδές αναφοράς WGS 84 σύμφωνα με το τύπο:

$$g_{\varphi} = 9780326.7715 * \frac{1+0.001931851353\sin^2\varphi}{\sqrt{1-0.0066943800229\sin^2\varphi}} \quad (5.1)$$

Τα αποτελέσματα για το κάθε σταθμό φαίνονται στο πίνακα 5.2

Η διαφορά της μετρημένης τιμής βαρύτητας από τη κανονική τιμή βαρύτητας που προκύπτει είναι η ανωμαλία βαρύτητας μεταξύ ελλειψοειδούς και φυσικής γήινης επιφάνειας. Η ανωμαλία αυτή της βαρύτητας δεν έχει κανένα φυσικό νόημα και ως εκ τούτου δεν παρουσιάζει κανένα γεωδαιτικό ή γεωλογικό ενδιαφέρον.

Η επόμενη αναγωγή που επιβάλλουμε στις μετρήσεις μας είναι η αναγωγή του ελευθέρου αέρα (ή υψόμετρου). Για να το κάνουμε αυτό χρησιμοποιούμε τα υψόμετρα που προσδιορίστηκαν στη συγκεκριμένη εργασία με τη χρησιμοποίηση 3

αλιμέτρων THOMSON και ενός ψυχρόμετρου ASSMAN. Αυτά τα υψόμετρα τα οποία είναι ορθομετρικά θα μας οδηγήσουν στην επιφάνεια του γεωειδούς. Για να αναχθούμε στο ελλειψοειδές θα πρέπει να προσθέσουμε την επίδραση του γεωειδούς στη θέση των μετρήσεων. Αυτό δεν είναι δυνατόν γιατί ακριβή γεωμετρικά υψόμετρα για τους σταθμούς βαρύτητας δεν είχαν προσδιοριστεί. Παρόλα αυτά μπορούμε να προσεγγίσουμε τα γεωμετρικά υψόμετρα χρησιμοποιώντας κάποιο παγκόσμιο μοντέλο γεωειδούς που υπάρχει για τη περιοχή εισάγοντας πολύ μικρό σφάλμα στον υπολογισμό. Στη παρούσα μελέτη χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο του EGM2008, με τη παραδοχή ότι το γεωειδές στη περιοχή παραμένει σχετικά αμετάβλητο στη πάροδο των χρόνων. Προσθέτοντας αυτήν την αποχή του γεωειδούς στα ήδη μετρημένα ορθομετρικά υψόμετρα υπολογίζουμε τα γεωμετρικά υψόμετρα για κάθε σταθμό σύμφωνα με το τύπο:

$$h = H + N \quad (5.2)$$

Η αναγωγή ελευθέρου αέρα για κάθε σταθμό υπολογίζεται με τον τύπο :

$$g_h = -(0.3087691 - 0.0004398 \sin^2 \varphi)h + 7.2125 \cdot 10^{-8} h^2 \quad (5.3)$$

και παράλληλα η ατμοσφαιρική διόρθωση με το τύπο:

$$g_{atm} = 0.874 - 9.9 \cdot 10^{-5} h + 3.56 \cdot 10^{-9} h^2 \quad (5.4)$$

Οι ποσότητες που θα προκύψουν από τη παραπάνω διαδικασία θα πρέπει να **προστεθούν** στην ανωμαλία βαρύτητας μεταξύ ΦΓΕ και ελλειψοειδούς και έτσι θα προκύψουν οι διαταραχές ελευθέρου αέρα της βαρύτητας. Αν αντί για τα γεωμετρικά υψόμετρα χρησιμοποιήσουμε τα ορθομετρικά υψόμετρα θα προκύψουν οι ανωμαλίες ελευθέρου αέρα. Οι τιμές αυτές παρουσιάζονται στον πίνακα 5.2 και γραφικά στις εικόνες 5.5 και 5.6.

Οι διαταραχές και οι ανωμαλίες ελευθέρου αέρα είναι ιδιαίτερα σημαντικές στη γεωδαισία καθώς χρησιμοποιούνται για τον ακριβή υπολογισμό των αποχών του γεωειδούς από το ελλειψοειδές. Θα πρέπει να σημειώσουμε ότι τα υψόμετρα τα οποία έχουν προκύψει με τη χρήση των αλιμέτρων έχουν ακρίβεια της τάξης του ενός μέτρου (έπειτα από διορθώσεις με βάση το ψηφιακό μοντέλο εδάφους και τα υψόμετρα γειτονικών σημείων μετρημένων με GPS- ελεγμένη σε τριγωνομετρικά σημεία της ΓΥΣ γνωστού υψόμετρου). Η ακρίβεια αυτή στα υψόμετρα ελαττώνει τη συνολική ακρίβεια της επεξεργασίας των μετρήσεων η οποία πλέον γίνεται της τάξης του mgal (καθώς υποθέτουμε συσχέτιση μεταξύ των σφαλμάτων που προκύπτουν στο προσδιορισμό των υψομέτρων με αλίμετρα).



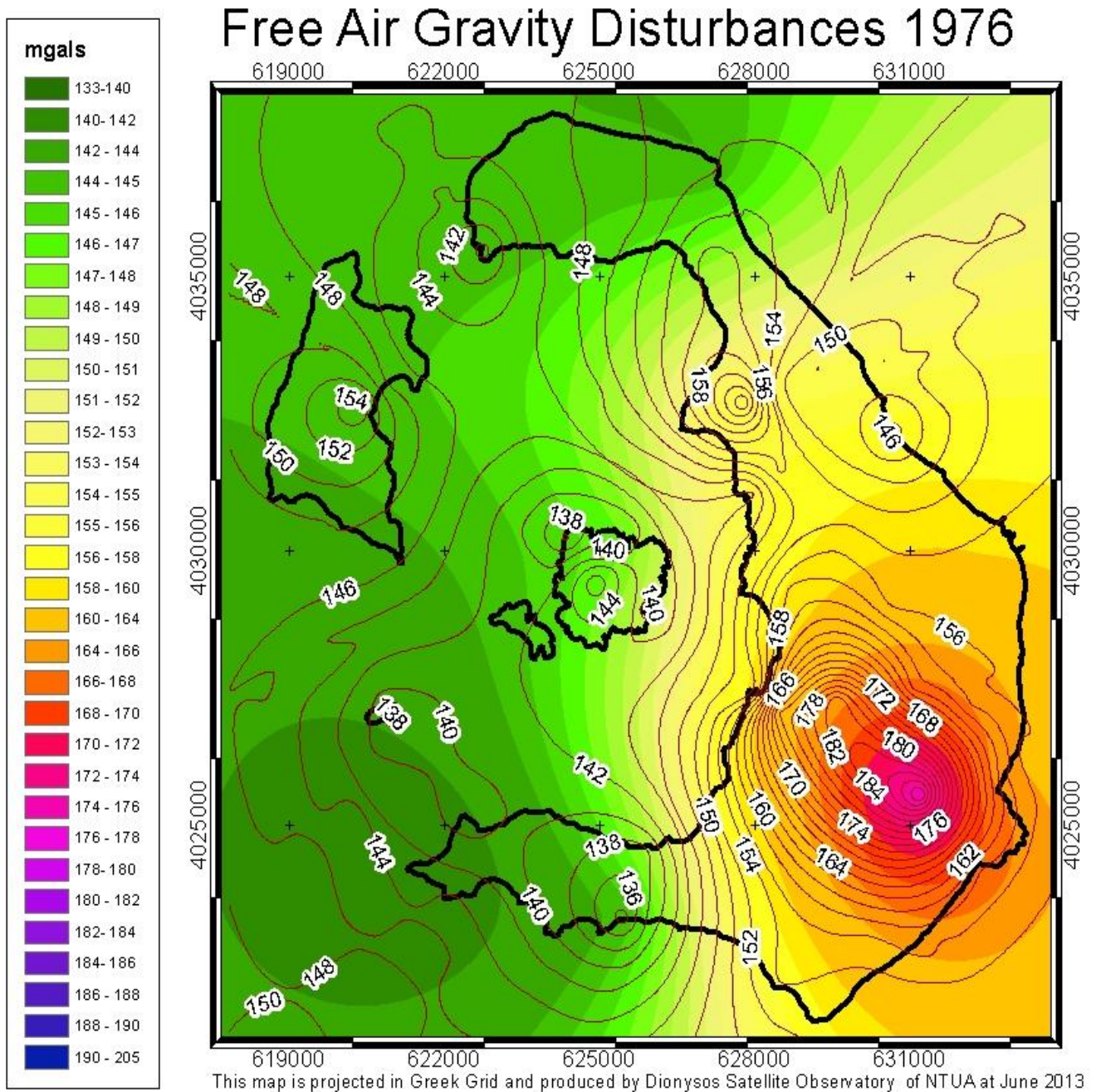
## Κεφάλαιο 5: Διαχρονικές Μετρήσεις Βαρύτητας

station	$\gamma(\text{WGS84})$	Fah	FaH	gatm	Dfa	$\delta\text{Fa}$	station	$\gamma(\text{WGS84})$	Fah	FaH	gatm	Dfa	$\delta\text{Fa}$
2	979852.269	11.355	0.399	0.870	141.492	152.448	22	979851.258	111.229	0.839	100.271	175.162	186.119
3	979850.955	12.105	1.149	0.870	147.663	158.619	23	979852.072	106.714	0.840	95.757	173.102	184.059
4	979849.048	11.235	0.280	0.870	122.447	133.403	24	979851.937	91.300	0.845	80.343	163.225	174.183
5	979849.086	19.600	8.644	0.868	126.484	137.440	25	979855.045	12.807	0.870	1.851	134.086	145.042
6	979849.946	33.027	22.071	0.863	125.936	136.892	26	979854.330	11.419	0.870	0.463	127.212	138.168
7	979850.499	54.309	43.352	0.857	146.776	157.732	27	979853.822	49.251	0.858	38.295	136.793	147.749
8	979849.707	33.052	22.096	0.863	152.149	163.105	28	979854.159	32.994	0.863	22.038	131.868	142.824
9	979849.718	11.663	0.707	0.870	148.135	159.091	29	979854.455	11.914	0.870	0.958	124.727	135.683
10	979848.574	14.857	3.901	0.869	143.943	154.899	30	979853.373	11.967	0.870	1.011	130.007	140.963
11	979852.261	32.335	21.378	0.864	150.521	161.478	31	979853.415	11.516	0.870	0.560	128.016	138.972
12	979853.471	39.518	28.561	0.861	144.880	155.837	32	979848.195	14.225	0.869	3.269	143.499	154.455
13	979855.356	66.529	55.572	0.853	143.418	154.375	33	979856.479	46.725	0.859	35.769	138.914	149.871
14	979853.670	71.802	60.845	0.851	147.947	158.904	34	979855.867	13.441	0.870	2.485	134.213	145.169
15	979854.091	17.017	6.061	0.869	144.731	155.687	35	979854.307	53.403	0.857	42.446	144.847	155.803
16	979856.341	103.548	92.591	0.841	155.060	166.017	36	979851.990	19.953	0.868	8.997	147.369	158.326
17	979858.376	83.240	72.283	0.848	146.222	157.179	37	979850.510	12.788	0.870	1.832	128.197	139.153
18	979859.158	66.971	56.014	0.853	137.895	148.852	38	979851.939	11.627	0.870	0.671	126.667	137.622
19	979858.885	48.978	38.022	0.858	135.771	146.728	39	979854.216	13.120	0.870	2.164	135.428	146.384
20	979858.566	12.260	1.304	0.870	128.311	139.267	40	979856.778	12.344	0.870	1.388	135.671	146.627
21	979850.732	177.555	166.596	0.818	181.785	192.743	41	979856.361	61.685	0.854	50.728	144.888	155.845

**Πίνακας 5. 2 Υπολογισμοί βαρύτητας 1976**

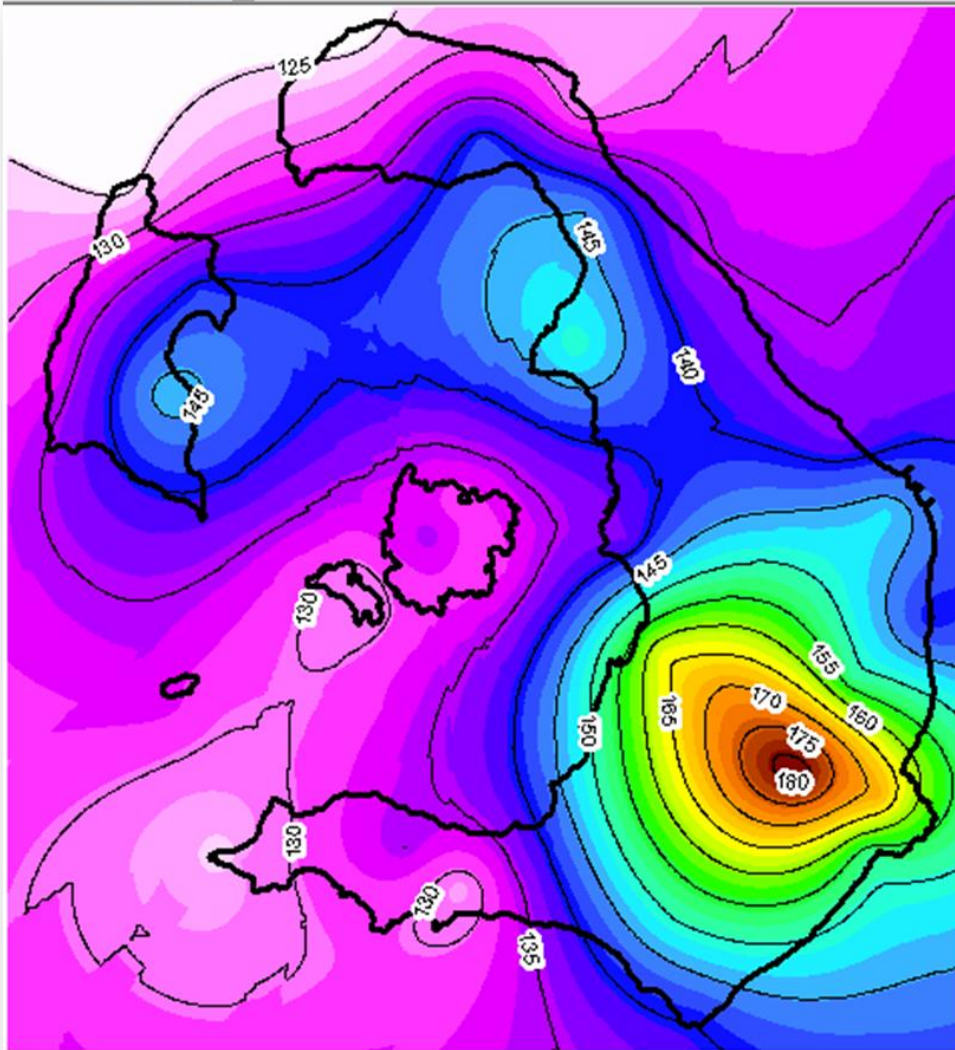
**Table 5.2 Gravity calculations 1976**

Παρακάτω παρατίθενται οι χάρτες τόσο ανωμαλίας όσο και διαταραχής βαρύτητας ελευθέρου αέρα για τη περιοχή. Αξίζει να σημειώσουμε ότι γενικά η μορφή του χάρτη στις ανωμαλίες και τις διαταραχές βαρύτητας ελευθέρου αέρα δεν αλλάζει πολύ και αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι σε μία μικρή περιοχή το γεωειδές παρουσιάζει μικρές μεταβολές και όχι τέτοιες ώστε να μεταβάλλει την μορφή των αποτελεσμάτων. Παρόλα αυτά Στα αποτελέσματα που θα ακολουθήσουν θα παρατίθενται μόνο οι εκάστοτε **διαταραχές βαρύτητας** καθώς η προσέγγιση αυτή κρίνεται πιο σωστή για γεωλογικούς σκοπούς.



Εικόνα 5. 5 Διαταραχές ελευθέρου αέρα 1976

Figure 5. 5 Free air disturbances 1976



Εικόνα 5. 6 Ανωμαλίες ελευθέρου αέρα 1976

Figure 5. 6 Free air disturbances 1976

Επόμενη διόρθωση που επιβάλουμε στις μετρήσεις μας αποτελεί η αναγωγή της πλάκας Bouger. Ομοίως με τις αναγωγές ελευθέρου αέρα μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε είτε ορθομετρικά υψόμετρα και να καταλήξουμε στις διαταραχές Bouger, είτε γεωμετρικά υψόμετρα και να καταλήξουμε στις απλές ανωμαλίες Bouger. Κρίσιμη επιλογή για τον υπολογισμό τους αποτελεί η μέση πυκνότητα των επιφανειακών πετρωμάτων που θα επιλέξουμε για τους υπολογισμούς. Οι αναγωγές αυτές πάντα αφαιρούνται από τις ανωμαλίες ή διαταραχές ελευθέρου αέρα. Στη παρούσα μελέτη επιλέχθηκε μέση πυκνότητα  $2.67 \text{ gr/cm}^3$ . Οι αντίστοιχοι τύποι που χρησιμοποιούμε είναι:

$$\delta g_B = 2\pi G \rho H = 0.1119 H \text{ για πυκνότητα } 2670 \text{ Kg/m}^3 \quad (5.5)$$

$$\delta g_{BC} = 2\pi G \rho h = 4.193 \cdot 10^{-5} \rho h \quad (5.6)$$



Τα αποτελέσματα των υπολογισμών παρουσιάζονται στον πίνακα 5.3 και στην εικόνα 5.7.

Οι ανωμαλίες ή διαταραχές Bouger είναι ιδιαίτερα χρήσιμες στη γεωλογία καθώς από αυτές μπορούμε να βγάλουμε συμπεράσματα για τη δομή των πετρωμάτων στο υπέδαφος.

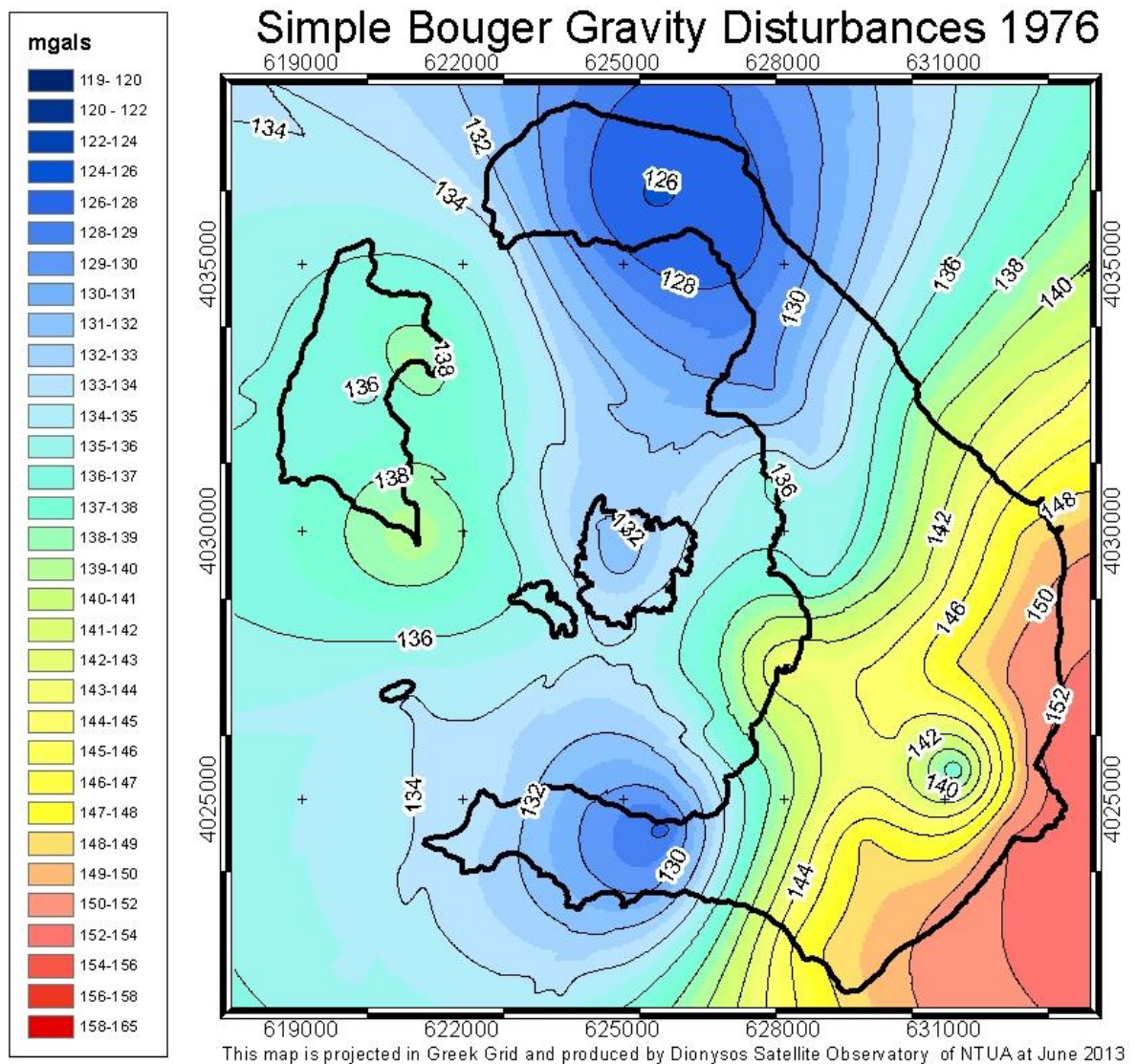
station	sbg	tc	cbg	station	sbg	tc	cbg
2	148.329	4.863	153.192	22	145.774	5.735	151.509
3	154.228	2.459	156.687	23	145.352	4.905	150.256
4	129.327	1.532	130.859	24	141.066	6.512	147.578
5	130.330	1.864	132.193	25	140.396	8.817	149.213
6	124.911	2.742	127.653	26	134.026	1.464	135.489
7	138.033	2.271	140.303	27	129.884	4.452	134.336
8	151.116	1.760	152.876	28	130.856	3.231	134.086
9	154.861	2.883	157.744	29	131.362	4.632	135.994
10	149.510	1.333	150.843	30	136.622	2.780	139.402
11	149.748	2.033	151.781	31	134.795	3.214	138.009
12	141.502	1.455	142.957	32	149.295	1.557	150.852
13	130.242	3.426	133.669	33	132.922	3.877	136.799
14	132.859	3.849	136.708	34	140.293	1.447	141.740
15	149.514	1.089	150.603	35	136.432	1.918	138.350
16	128.458	8.075	136.533	36	151.088	1.577	152.665
17	126.986	9.325	136.311	37	134.514	4.359	138.873
18	124.559	6.244	130.803	38	133.405	4.014	137.419
19	128.961	4.766	133.727	39	141.624	8.548	150.172
20	134.820	7.763	142.583	40	142.150	5.957	148.106
21	128.344	22.511	150.854	41	133.470	5.580	139.050

**Πίνακας 5. 3 Πίνακας υπολογισμών διαταραχών Bouger 1976**

**Table 5. 3 Calculations' Table of Bouger disturbances 1976**

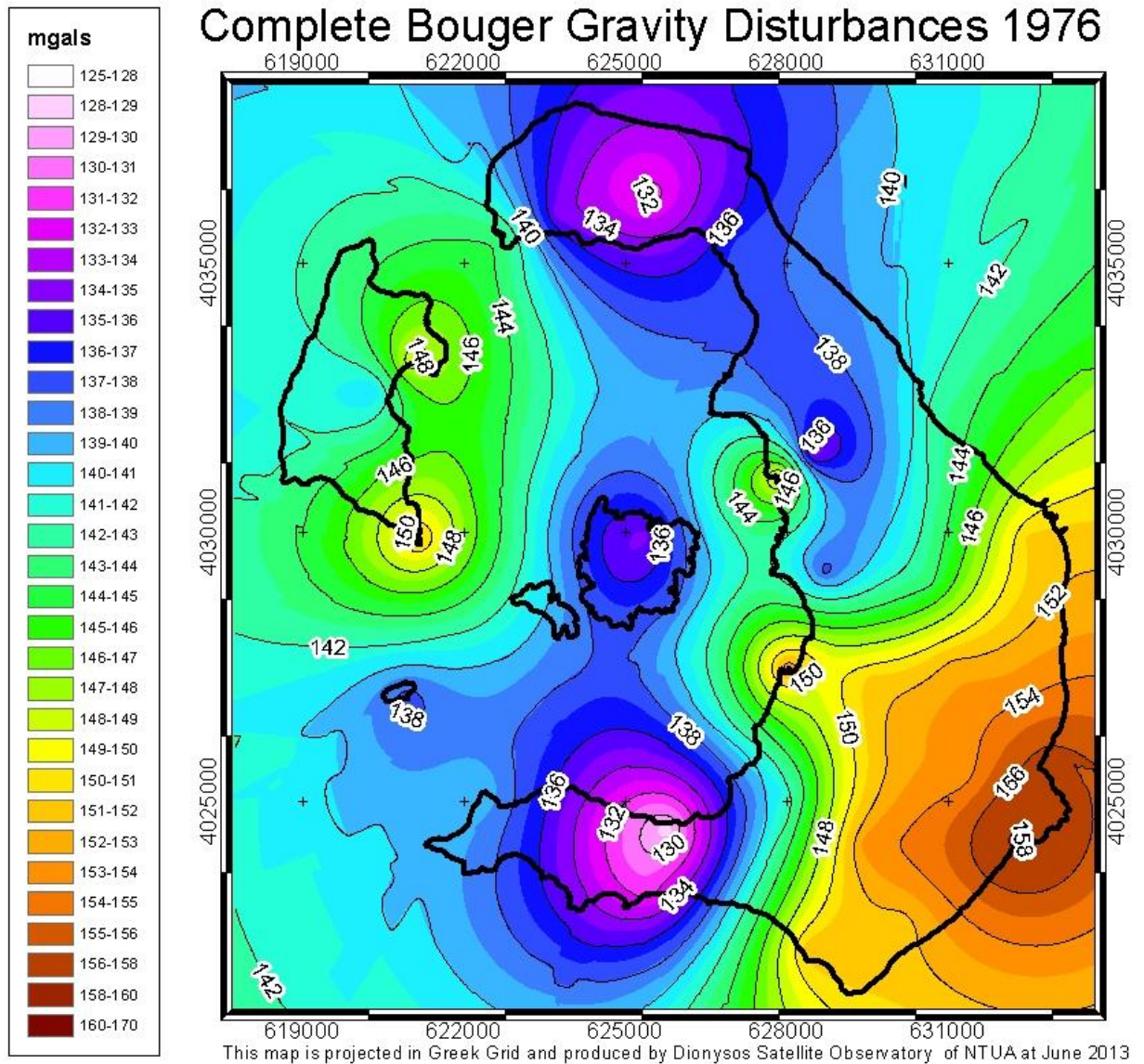
Τελευταία διόρθωση που επιβάλλουμε στα δεδομένα μας στα πλαίσια της παρούσας μελέτης είναι η τοπογραφική διόρθωση. Αυτή έχει το ίδιο αποτέλεσμα είτε αναφέρεται σε διαταραχή είτε σε ανωμαλία καθώς υπολογίζεται από διαφορά υψόμετρων και όχι από απόλυτα υψόμετρα. Για τον υπολογισμό τους χρησιμοποιήθηκαν τα DEM που παρήχθησαν καθώς και τα υψόμετρα του κάθε σταθμού. Η τοπογραφική διόρθωση πάντα προστίθεται στις απλές ανωμαλίες ή διαταραχές Bouger ώστε να προκύψουν οι αντίστοιχες πλήρεις ανωμαλίες ή διαταραχές. Τα τελικά αποτελέσματα της διόρθωσης παρουσιάζονται στο παρακάτω πίνακα και έχουν προκύψει από το λογισμικό OasisMontaj. Θα πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι θα έπρεπε κανονικά να χρησιμοποιήσουμε υψόμετρα και στη γειτονιά του σημείου μέτρησης σε ακτίνα τουλάχιστον 30 μέτρων ώστε να έχουμε πιο πλήρεις τοπογραφικές διορθώσεις. Τέτοια δεδομένα εντούτοις δεν ήταν διαθέσιμα και για το λόγο αυτό (και χωρίς μεγάλο σφάλμα, καθώς επιλέχθηκαν οι μετρήσεις να γίνουν κυρίως σε επίπεδες περιοχές)

χρησιμοποιήθηκαν οι τοπογραφικές διορθώσεις που προέκυψαν από το συγκεκριμένο λογισμικό. Τα αποτελέσματα του λογισμικού παρουσιάζονται στη στήλη TC στο πίνακα 5.3 και γραφικά στην εικόνα 5.8.



Εικόνα 5.7 Απλές διαταραχές Bouger 1976

Figure 5.7 Simple Bouguer disturbances 1976



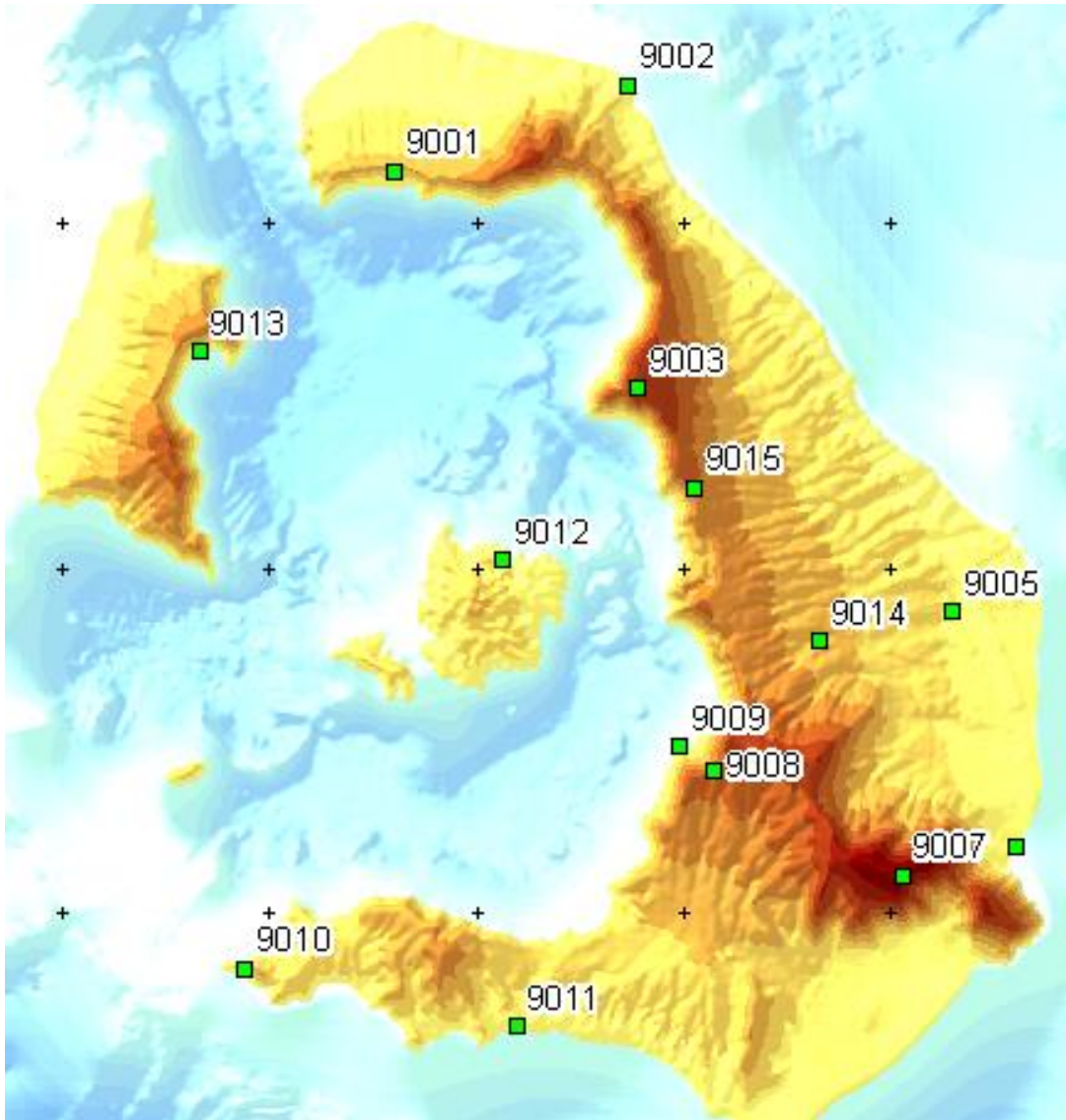
Εικόνα 5.8 Πλήρεις διαταραχές Bouger 1976

Figure 5.8 Complete Bouger disturbances 1976

## 5.5 ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΕΜΠ 1982

Το έτος 1982 το ΕΜΠ πραγματοποίησε μετρήσεις στη περιοχή της Σαντορίνης χρησιμοποιώντας τα βαροτόμετρα LaCoste&Romberg G61 και G53.





Εικόνα 5. 9 Κατανομή σημείων 1982

Figure 5. 9 Spots distribution 1982

Οι μετρήσεις έγιναν σε 6 loop σε 15 επιλεγμένες θέσεις από 11/7/1982 έως και 16/7/1982. Οι μετρήσεις δεν περιλάμβαναν κάποιο βασικό σταθμό γνώστης απόλυτης τιμής βαρύτητας, για να έχουμε όμως συγκρίσιμα δεδομένα με προηγούμενες ή επόμενες μετρήσεις θεωρήσαμε ως ίση απόλυτη τιμή βαρύτητας τη μέτρηση στο λιμάνι του Αθηνιού που έγινε το 1976 και σε αυτό το σετ δεδομένων και με αυτή τη τιμή προσδιορίσαμε τις τιμές απόλυτης βαρύτητας των υπολοίπων σταθμών.

Τα loop που μετρήθηκαν είναι:

- ✓ **11/7/1982:** 9001-9003-9004-9005-9001
- ✓ **12/7/1982:** 9001-9002-9014-9006-9007-9008-9014-9001

- ✓ **13/7/1982:** 9001-9014-9009-9008-9011-9010-9007-9014-9006-9005-9004-9009-9014-9001
- ✓ **13/7/1982:** 9001-9002-9005-9004-9003-9001
- ✓ **14/7/1982:** 9001-9014-9008-9010-9011-9007-9005-9014-9001
- ✓ **15/7/1982:** 9001-9015-9012-9013-9015-9001

Ομοίως με το σετ δεδομένων του 1976 έγινε η συνόρθωση των μετρήσεων και του 1982 με 28 παρατηρήσεις για 14 αγνώστους. Το τελικό τυπικό σφάλμα της συνόρθωσης ήταν 0.039mgal και οι τελικές τιμές απόλυτης βαρύτητας με τις τυπικές αποκλίσεις τους φαίνονται στο πίνακα:

station	G(mgal)	sdv
9001	979951.493	0.027
9002	979973.295	0.031
9003	979897.553	0.031
9004	979991.998	0.027
9005	979988.784	0.026
9006	979991.886	0.031
9007	979868.419	0.027
9008	979933.169	0.025
9009	979992.492	0.000
9010	979950.324	0.033
9011	979969.608	0.033
9012	979979.679	0.050
9013	979988.875	0.050
9014	979961.629	0.021
9015	979928.124	0.039

**Πίνακας 5.4 Πίνακας Τιμών απόλυτης Βαρύτητας 1982**

**Table 5.4 Complete gravity values table 1982**

Εργαζόμενοι με την ίδια μεθοδολογία όπως και στο σετ δεδομένων του 1976 προκύπτει ο πίνακας υπολογισμών 5.5 και οι εικόνες 5.10, 5.11 και 5.12

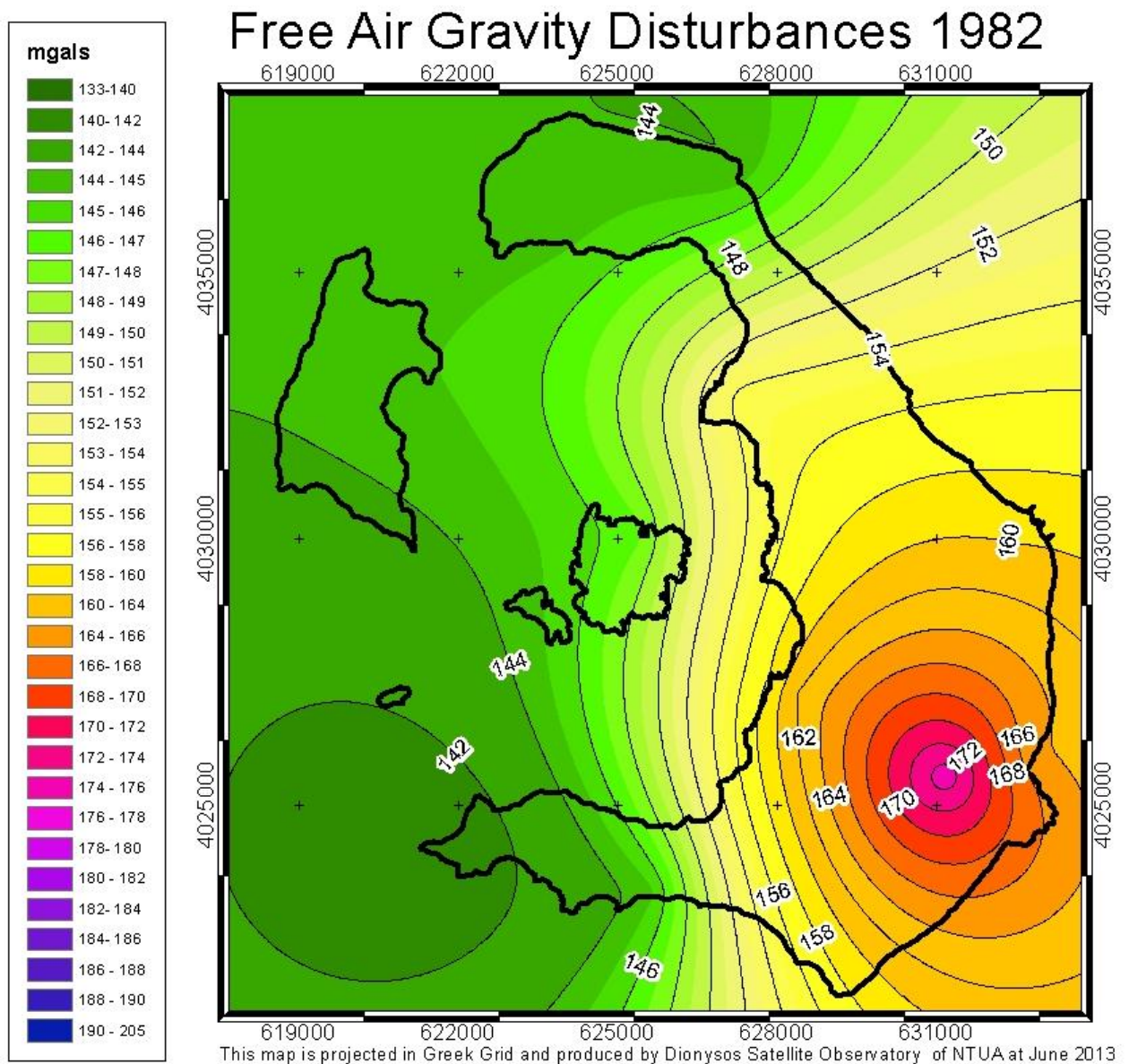
## Κεφάλαιο 5: Διαχρονικές Μετρήσεις Βαρύτητας

station	$\gamma$ (WGS84)	Fah	FaH	gatm	Dfa	$\delta Fa$	sbg	tc	cbg
9001	979859.009	50.007	39.05092	0.858052	143.3497	132.3932	125.2102	6.4829	131.6931
9002	979859.948	23.736	12.78023	0.866407	137.9503	126.9942	129.34	2.0744	131.4144
9003	979856.589	121.069	110.1109	0.835714	162.8682	151.9105	118.9544	11.4766	130.431
9004	979854.292	20.848	9.892393	0.867328	159.4218	148.4658	151.8592	1.1072	152.9664
9005	979853.937	25.421	14.46473	0.86587	161.1344	150.1783	151.9131	1.0939	153.007
9006	979851.250	11.344	0.387928	0.870366	152.8507	141.8947	148.7357	2.2602	150.9959
9007	979850.969	186.077	175.1184	0.815611	204.3426	193.3838	136.8525	22.6621	159.5146
9008	979852.222	89.954	78.99642	0.845448	171.7465	160.7893	139.118	7.0125	146.1305
9009	979852.219	11.604	0.64809	0.870283	152.7471	141.7912	148.5378	4.4877	153.0255
9010	979850.000	36.233	25.27694	0.862426	137.4191	126.4628	124.2759	4.3617	128.6376
9011	979848.568	13.137	2.180983	0.869792	135.0464	124.0904	130.281	1.7745	132.0555
9012	979854.631	13.314	2.358125	0.869736	139.232	128.2761	134.4024	2.1445	136.5469
9013	979857.128	13.572	2.616434	0.869653	146.1892	135.2333	141.2659	8.2255	149.4914
9014	979853.805	51.622	40.6658	0.85754	160.304	149.3474	141.5787	1.3716	142.9503
9015	979855.943	83.324	72.36655	0.847532	156.3524	145.3953	126.1286	7.5173	133.6459

**Πίνακας 5.5 Πίνακας υπολογισμών 1982**

**Table 5.5 Calculations table 1982**

Από το παραπάνω σετ δεδομένων και την επίλυσή του μπορούμε να συμπεράνουμε ότι οι μετρήσεις αυτές είναι πιο ακριβείς από τις αντίστοιχες του 1976, καθώς υπάρχουν πολλές επαναλήψεις σε ενδιάμεσους σταθμούς και έτσι η συνόρθωση έχει περισσότερους βαθμούς ελευθερίας. Εντούτοις το γεγονός ότι το πλήθος των σταθμών αυτών δεν είναι τόσο μεγάλο και επιπλέον η κατανομή των μετρήσεων δεν μπορεί να συμπεριλάβει όλες τις βαρυτικές ανωμαλίες του νησιού, μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι μπορούμε να εξάγουμε μόνο γενικά συμπεράσματα από αυτό το σετ δεδομένων. Τα αντίστοιχα υψόμετρα των σταθμών μέτρησης προέκυψαν είτε από σημεία τα οποία είχαν γνωστό υψόμετρο είτε από γειτονικά τους σημεία και το DTM για το λόγο αυτό η τελική ακρίβεια των υπολογισμών είναι επίσης της τάξης του mgal, όπως και στο σετ δεδομένων του 1976.

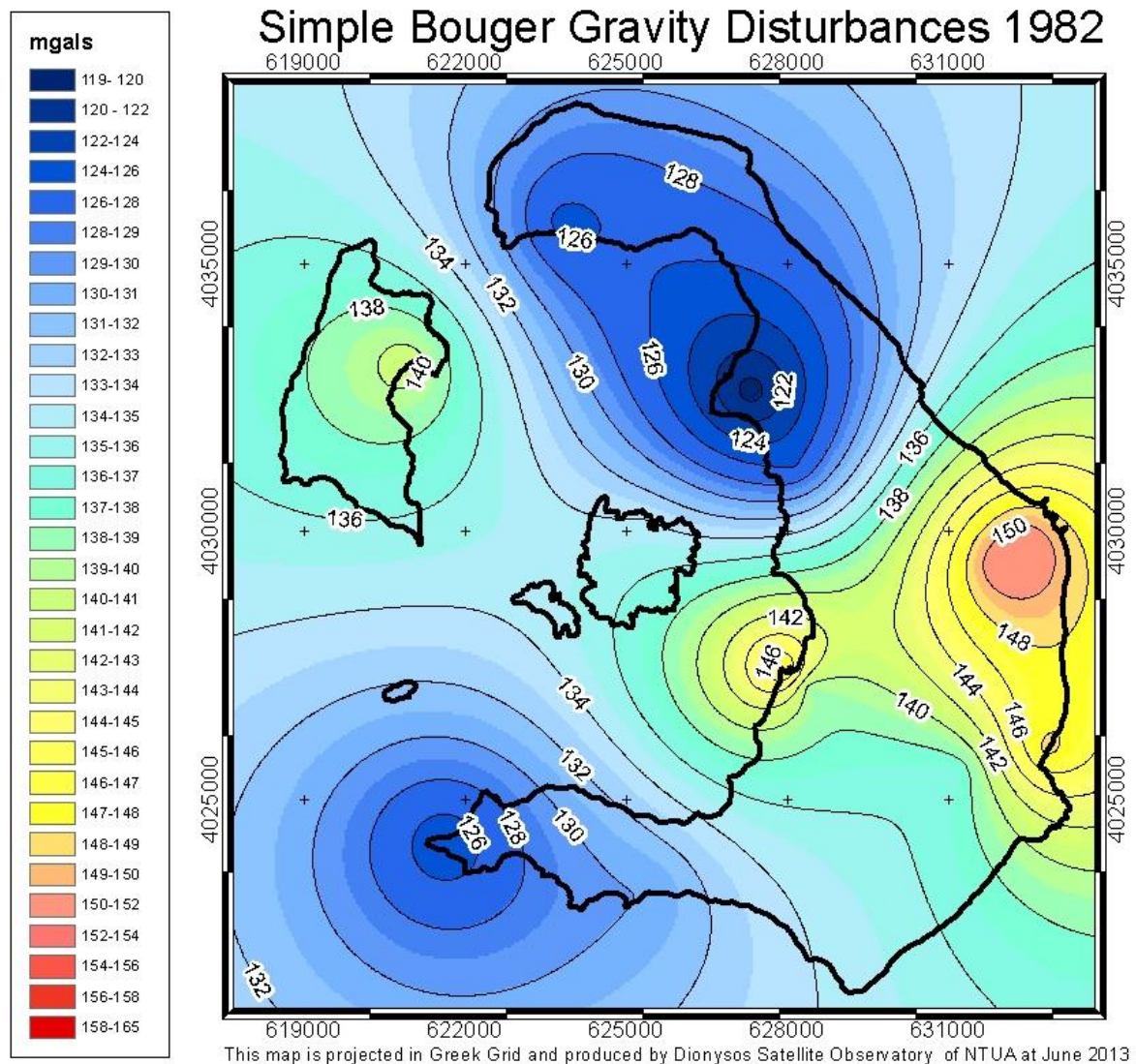


**Εικόνα 5. 10 Διαταραχές Ελευθέρου αέρα 1982**

**Figure 5. 10 Free air gravity disturbances 1982**

Σε σύγκριση με τις αντίστοιχες διαταραχές ελευθέρου αέρα του 1976 μπορούμε να πούμε ότι η γενική μορφή είναι παρόμοια αλλά στις μετρήσεις του 1982 δεν παρουσιάζονται μερικά τοπικά ακρότατα ελευθέρου αέρα με χαρακτηριστικότερο παράδειγμα το περιορισμένο τοπικό μέγιστο στη περιοχή των Φυρών. Αυτό οφείλεται στο ότι δεν μετρήθηκαν στη περιοχή αρκετοί σταθμοί ώστε να αναδείξουν αυτή την ανωμαλία.



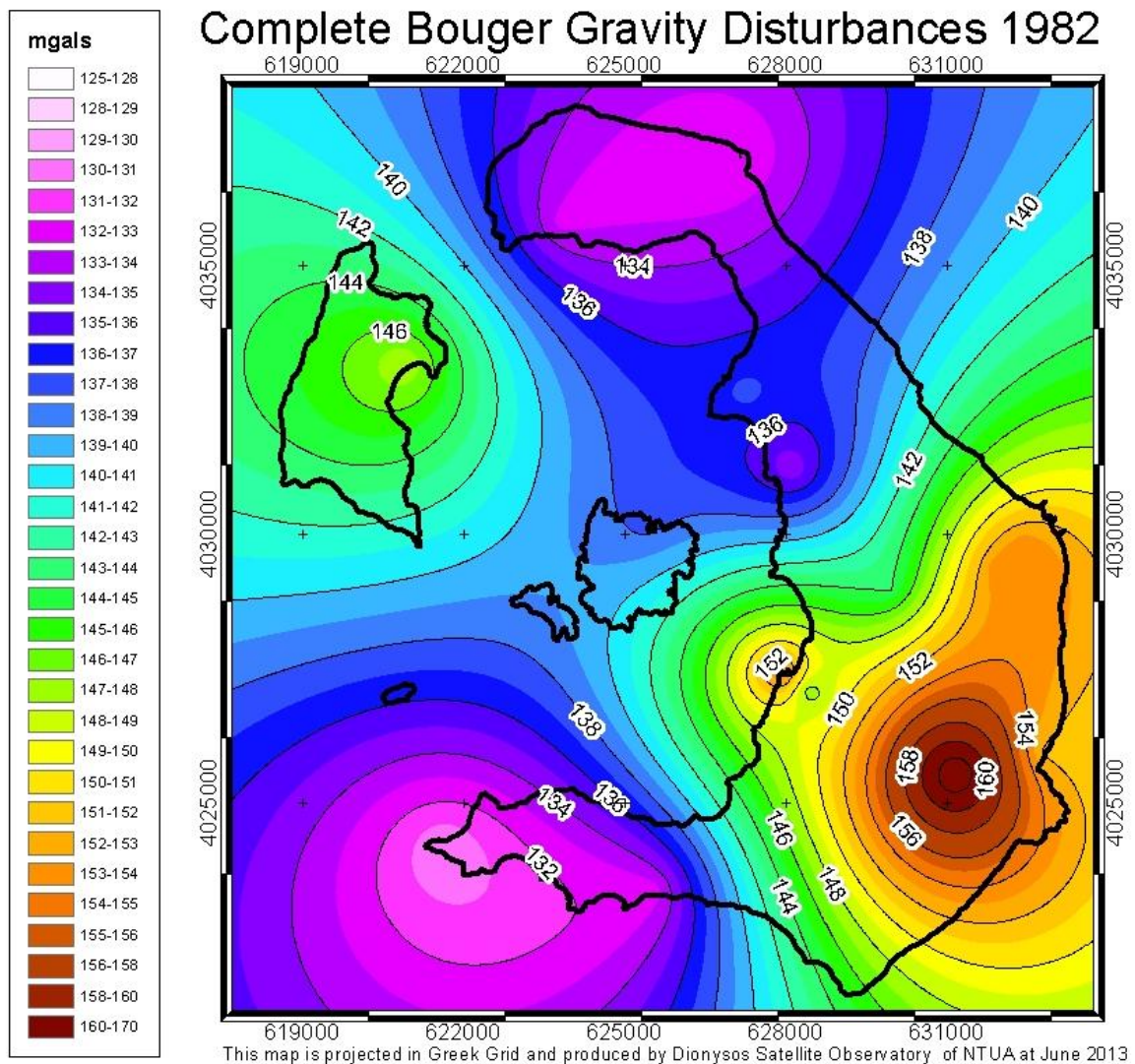


**Εικόνα 5. 11 Απλές διαταραχές Bouger 1982**

**Figure 5. 11 Simple Bouger disturbances 1982**

Ο χάρτης αντίθετα που αναπαριστά τις απλές διαταραχές Bouger έχει λιγότερες διαφορές στη μορφή με τον αντίστοιχο για τις μετρήσεις του 1976, κάτι το οποίο ήταν αναμενόμενο από τη στιγμή που οι χάρτες Bouger γενικότερα παρουσιάζονται πιο ομοιογενή δεδομένα(δεν έχουν συνήθως απότομες μεταβολές), λόγω του ότι έχουν χαμηλότερη συσχέτιση με τα υψόμετρα από τους αντίστοιχους ελευθέρου αέρα.





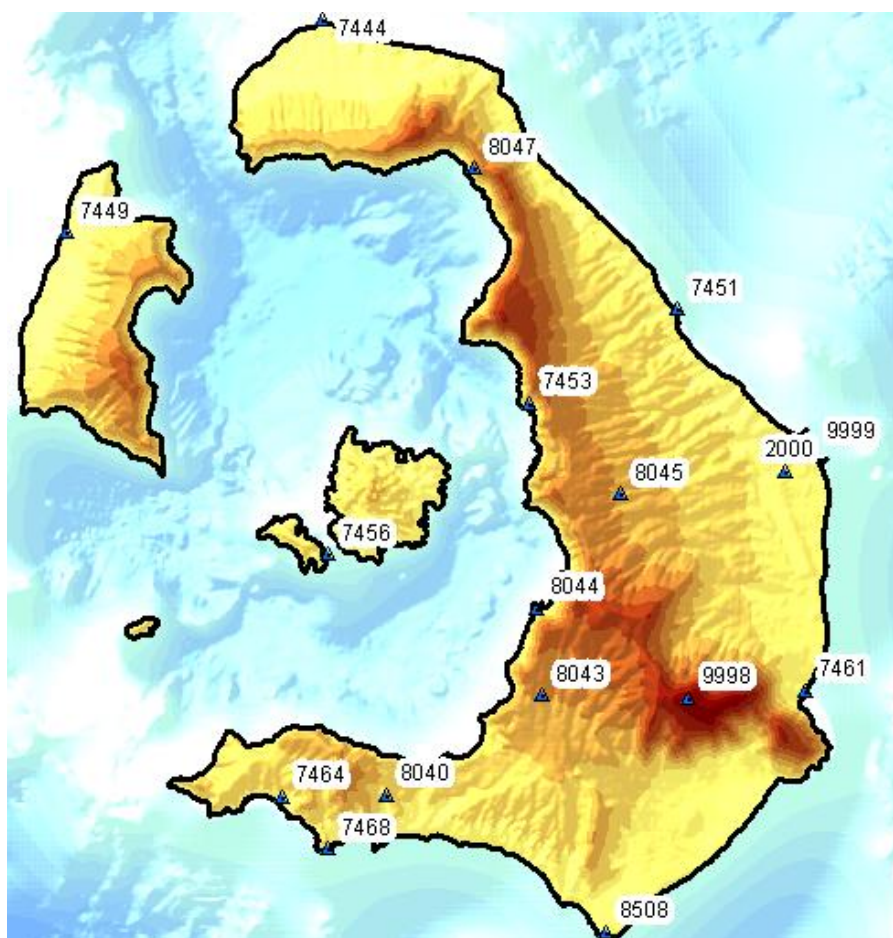
Εικόνα 5. 12 Πλήρεις διαταραχές Bouger 1982

Figure 5. 12 Complete Bouger disturbances 1982

Τέλος οι χάρτες πλήρους διαταραχής Bouger παρουσιάζουν με την ίδια μορφή με τους αντίστοιχους του 1976 αλλά έχουν και πάλι καταγράψει λιγότερα τοπικά ακρότατα καθώς η κατανομή των μετρήσεων δεν επέτρεπε κάτι τέτοιο.

## 5.6 ΣΤΑΘΜΟΙ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΓΥΣ ΕΤΟΥΣ 1999

Παραχωρήθηκαν από τη ΓΥΣ οι απόλυτες τιμές βαρύτητας για 15 σταθμούς με μετρήσεις που έγιναν από το 1989 έως το 1994 . Για τους σταθμούς αυτούς δεν υπάρχουν διαθέσιμα πρωτογενή δεδομένα και για τον λόγο αυτό θα χρησιμοποιήσουμε εξ αρχής τις τιμές απόλυτης βαρύτητας για τους δεδομένους σταθμούς.



**Εικόνα 5. 13 Κατανομή σημείων 1999**

**Figure 5. 13 Spots distribution 1999**

Στις τιμές αυτές επιβάλλουμε με την ίδια μεθοδολογία τις αναγωγές των προηγούμενων παραγράφων για τα σετ δεδομένων 1976 και 1982 και προκύπτουν ο πίνακας 5.6 και οι εικόνες 5.14, 5.15 και 5.16.

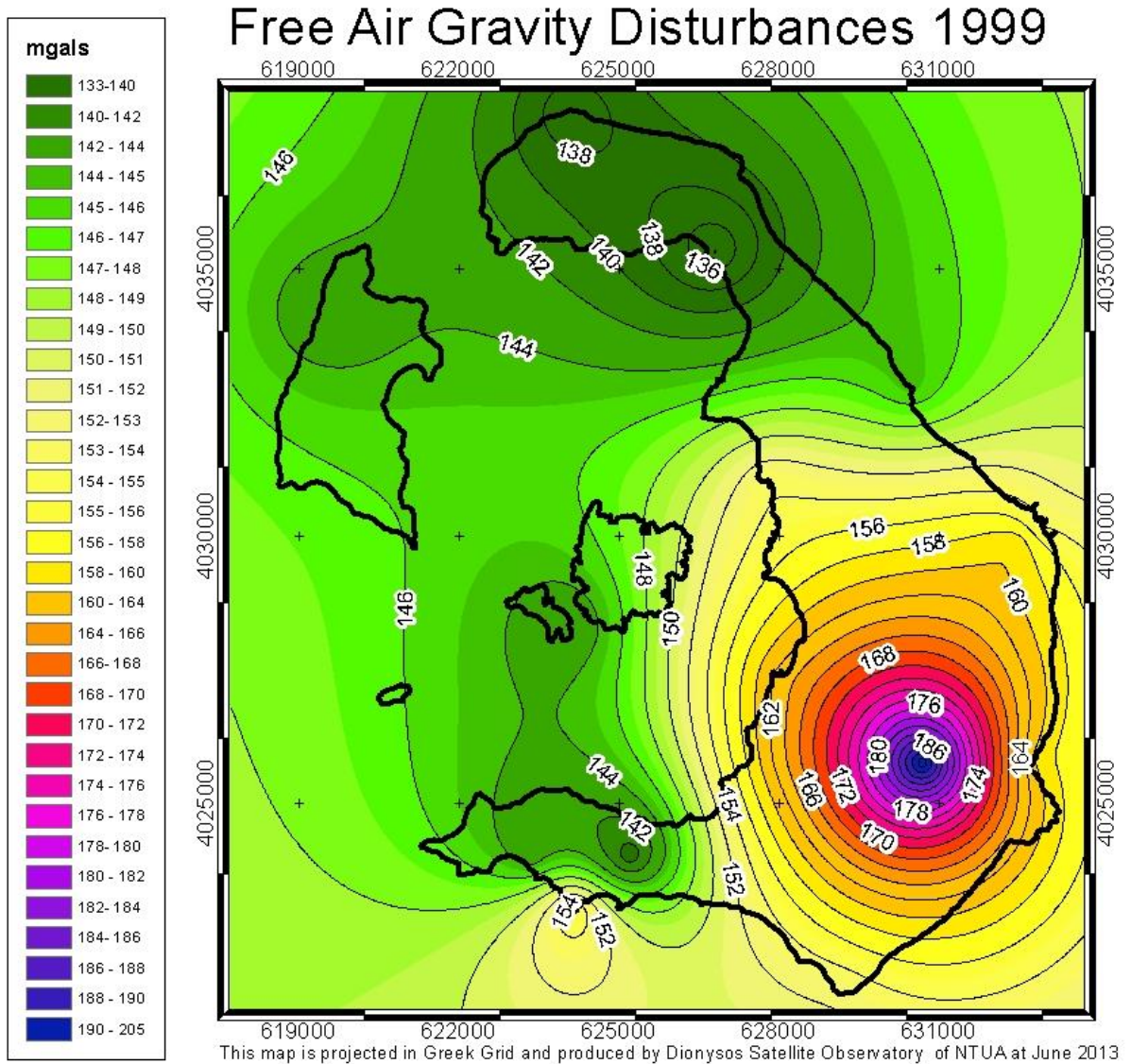
station	$\gamma$ (WGS84)	Fah	FaH	gatm	Dfa	$\delta Fa$	sbg	tc	cbg
2000_99	979854.287	20.905	10.13428	0.86731	160.3831	149.6122	152.7998	1.1119	153.9117
7444	979860.511	11.018	0.061723	0.87047	135.3154	124.3596	131.3188	1.191	132.5098
7449	979857.578	12.467	1.573298	0.870006	141.7415	130.8473	137.219	1.045	138.264
7451	979856.401	11.525	0.692858	0.870308	144.11	133.2776	139.9292	2.3272	142.2564
7453	979855.074	21.427	10.59465	0.867144	153.9293	143.0967	146.1567	9.6674	155.8241
7456	979852.999	10.987	0.21603	0.87048	141.6484	130.8776	137.6629	4.2449	141.9078
7461	979850.973	10.857	0.178664	0.870522	158.9022	148.224	154.9639	7.3518	162.3157
7464	979849.600	18.569	7.921394	0.868056	142.2191	131.5717	135.4834	0.879	136.3624
7468	979848.846	17.123	6.506242	0.868518	157.1295	146.5129	150.9183	2.2411	153.1594
8040	979849.866	39.766	29.08729	0.861303	137.4709	126.7922	123.0462	2.6578	125.704
8043	979850.945	64.166	53.4561	0.853571	163.2642	152.5543	139.9891	3.521	143.5101
8044	979852.192	20.632	9.892142	0.867397	162.6172	151.8771	155.133	8.7605	163.8935
8045	979854.063	58.118	47.31545	0.855484	158.6401	147.8377	137.5587	2.5667	140.1254
8047	979858.5742	50.32425	39.42944	0.857952	133.158	122.2632	114.9035	8.7283	123.6318
8508	979847.5891	11.25372	0.668141	0.870395	152.515	141.9294	148.4328	3.3771	151.8099
9999	979854.3751	11.14266	0.371927	0.87043	153.5479	142.7772	149.506	1.0777	150.5837
9998	979851.1173	165.9704	155.2588	0.821795	196.0768	185.3653	135.8786	18.2	154.0786

**Πίνακας 5. 6 Πίνακας υπολογισμών έτους 1999**

**Table 5. 6 Calculations table for the year 1999**

Για τους σταθμούς αυτούς θα πρέπει να αναφέρουμε ότι η θεωρητική ακρίβεια με την οποία τους χορηγεί η ΓΥΣ είναι της τάξης των 0,1 mgal. Επιπλέον για τα υψόμετρα των σταθμών μετρήσεων δεν έχει δοθεί κάποια πληροφορία για το πώς προέκυψαν με αποτέλεσμα να μη μπορεί να εκτιμηθεί η ακρίβεια της εργασίας. Επιπλέον από τη κατανομή των σημείων βλέπουμε αφενός ότι δεν είναι αρκετά για να καλύψουν όλες τις τοπικές ανωμαλίες βαρύτητας και αφετέρου τα περισσότερα από αυτά βρίσκονται σε παραθαλάσσιες περιοχές ή περιοχές χαμηλού υψομέτρου με αποτέλεσμα να μην είναι δυνατόν να προκύψει εύκολα πληροφορία για τη δομή των πετρωμάτων του νησιού. Για το λόγο αυτό θα χρησιμοποιήσουμε τις παραπάνω τιμές μόνο ενδεικτικά για σύγκριση με το σετ μετρήσεων του 1976.

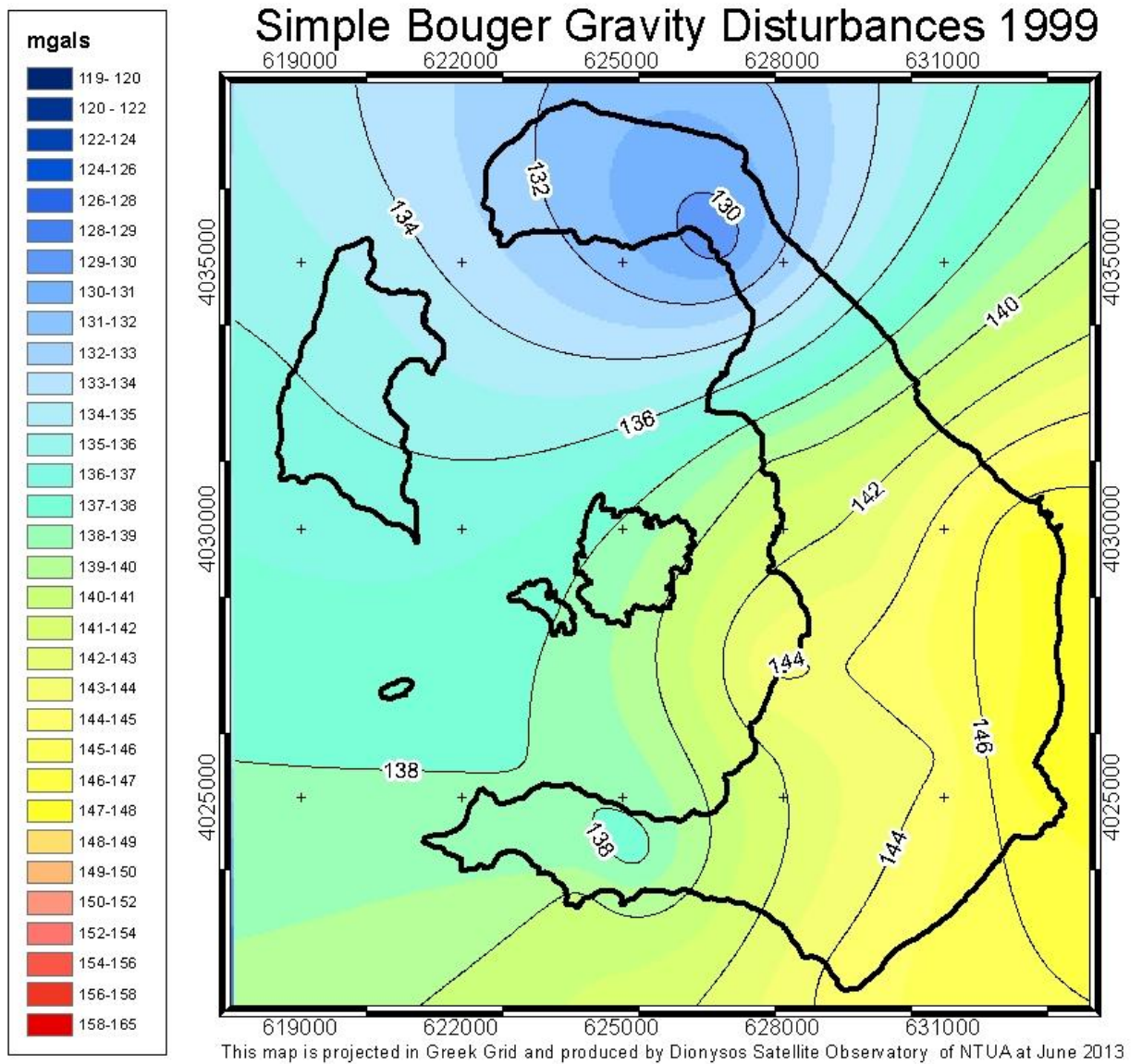




**Εικόνα 5. 14 Διαταραχές ελευθέρου αέρα 1999**

**Figure 5. 14 Free air disturbances 1999**

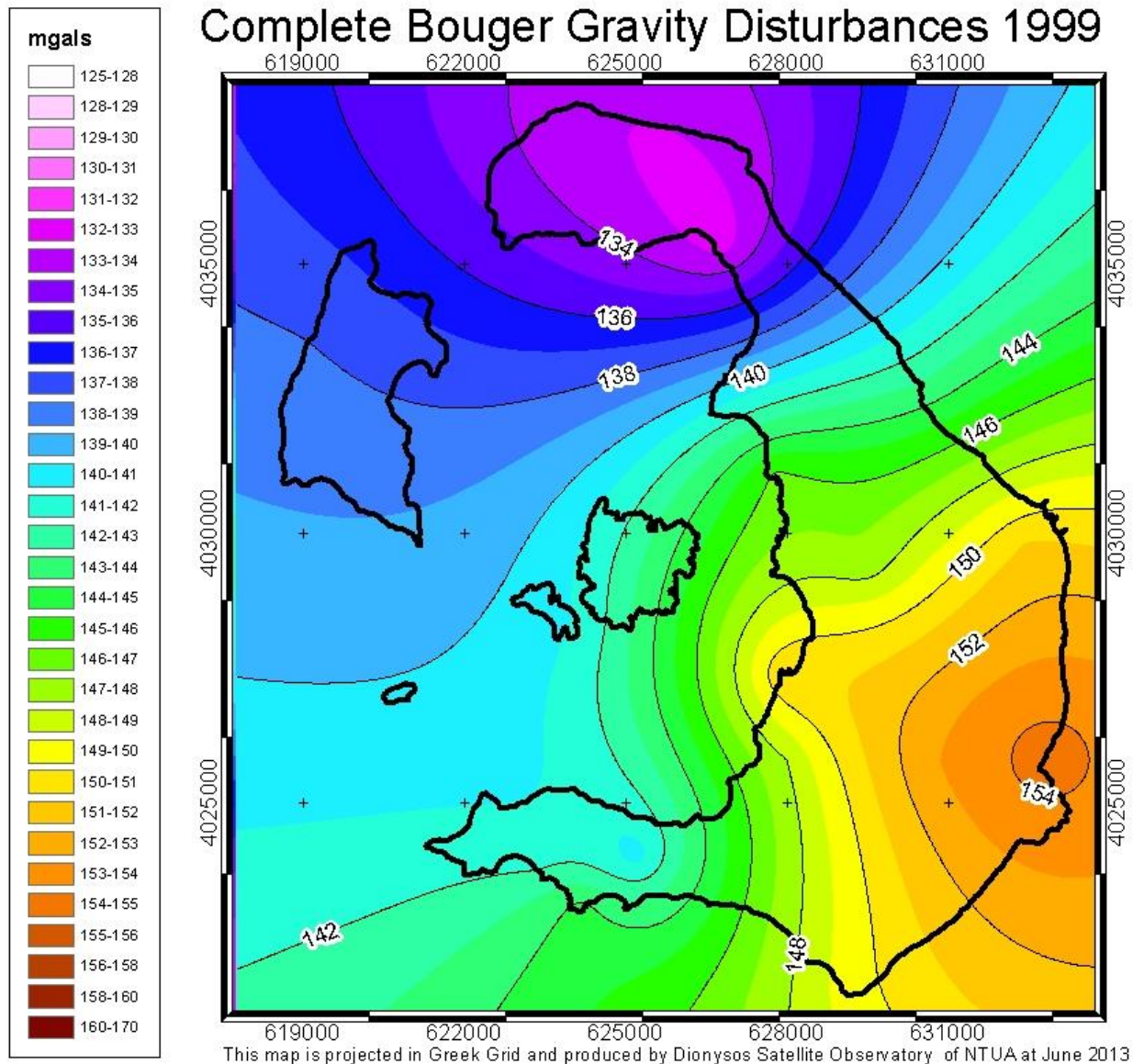
Από τα παραπάνω αποτελέσματα προκύπτει ότι πιθανόν θα έχει δοθεί λάθος υψόμετρο στο σταθμό 8047, καθώς το τοπικό ελάχιστο που προκύπτει στη συγκεκριμένη περιοχή δεν εμφανίζεται σε κάποιο από τα υπόλοιπα σετ μετρήσεων.



**Εικόνα 5. 15 Απλές διαταραχές Bouger 1999**

**Figure 5.15 Simple Bouger Disturbances 1999**

Η επίδραση του λάθους στο υψόμετρο του σταθμού 8047 έχει μερικώς απορροφηθεί και η μορφή των διαταραχών βαρύτητας είναι παρόμοια με τις αντίστοιχες των υπόλοιπων σειτ μετρήσεων.



Εικόνα 5. 16 Πλήρεις διαταραχές Bouger 1999

Figure 5. 16 Complete Bouger gravity disturbances, 1999

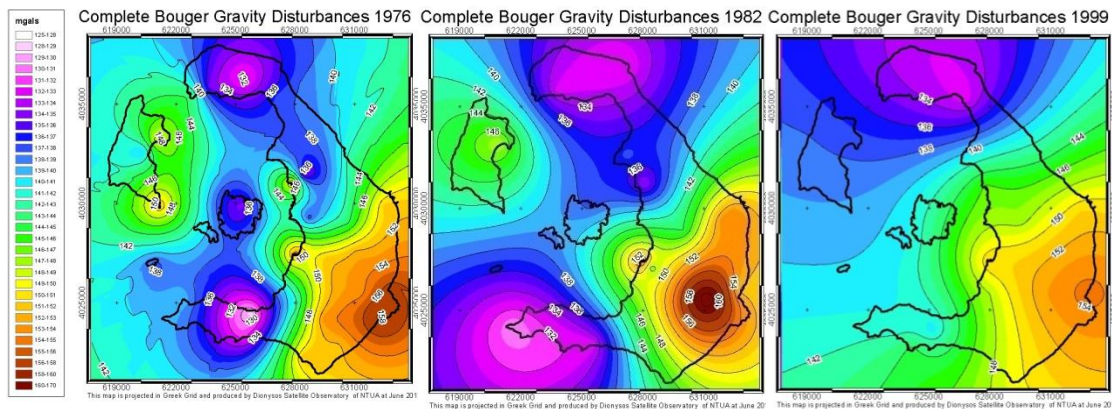
## 5.7 ΣΥΓΡΙΤΙΚΗ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Παρατηρώντας προσεκτικά τα αποτελέσματα κυρίως από τις πλήρεις διαταραχές Bouger για τη περιοχή που είναι και το τελικό αποτέλεσμα των μετρήσεων κάθε εποχής μπορούμε να συνοψίσουμε τα συμπεράσματα τα οποία έχουμε ήδη αναφέρει στα παρακάτω:

- Τα δεδομένα του 1976 τα οποία είναι πιο πυκνά μας παρουσιάζουν περισσότερες τοπικές ανωμαλίες οι οποίες στα δεδομένα των υπόλοιπων περιοχών δεν ανιχνεύονται.



- Τα δεδομένα του 1982 τα οποία εξαρτήθηκαν από βασικό σταθμό με τιμή του 1976 έχουν νόημα κυρίως ως σχετικές διαφορές και όχι τόσο ως διαχρονική σύγκριση.
- Τα δεδομένα του 1982 δεν παρουσιάζουν πολύ καλή κατανομή με αποτέλεσμα να προκύπτουν σφάλματα κατά τη παρεμβολή των σημείων.
- Τα δεδομένα του 1999 βρίσκονται στη πλειοψηφία τους σε παραθαλάσσιους σταθμούς με αποτέλεσμα να μην είναι αντιπροσωπευτικά της βαρύτητας σε όλη τη περιοχή (όλες οι αναγωγές που χρησιμοποιούνται γίνονται σε μικρό υψόμετρο και επομένως δεν είναι αντιπροσωπευτικές, έτσι δεν μπορεί να προκύψει πληροφορία για τη δομή των επιφανειακών πετρωμάτων).
- Στα δεδομένα του 1999 υπάρχει κάποιο λάθος στο υψόμετρο του σταθμού 8047 το οποίο οδηγεί σε λάθος υπολογισμούς και τελικώς λάθος απεικόνιση της διαταραχής της βαρύτητας, στη γειτονιά του σημείου.



**Εικόνα 5. 17 Συγκριτική αξιολόγηση πλήρων διαταραχών Bouger για τα έτη 1976, 1982 και 1999 αντίστοιχα.**

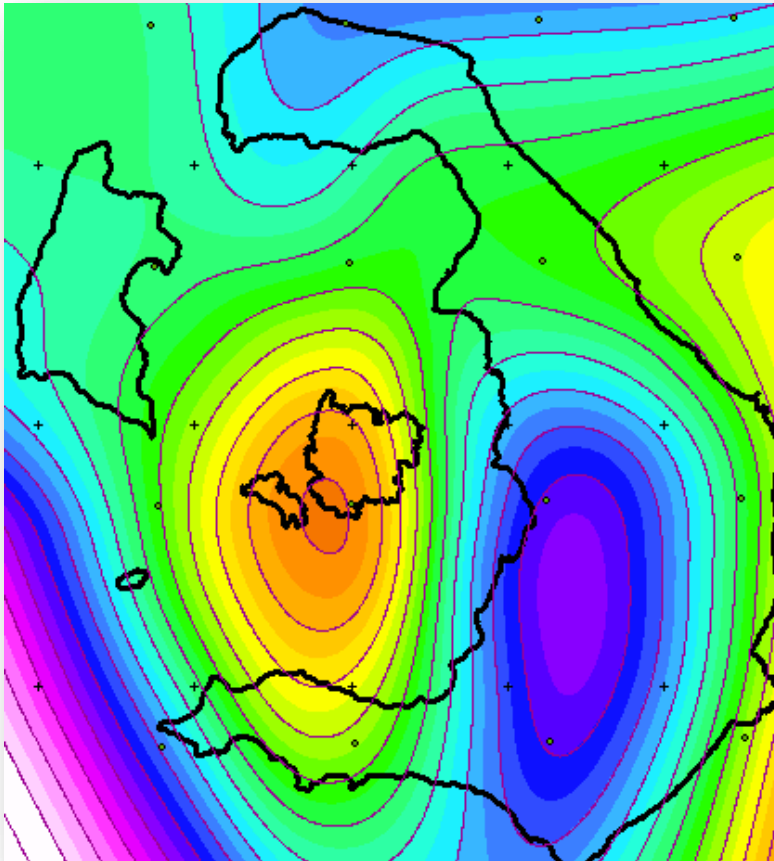
**Figure 5.17 Benchmarking of complete Bouger disturbances for the years 1976, 1982, 1999 respectively**

Για μία πληρέστερη αξιολόγηση των αποτελεσμάτων θα πρέπει να διαχωρίσουμε την υπολειπόμενη ανωμαλία βαρύτητας από την ανωμαλία μεγάλης κλίμακας.

## 5.8 ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΣ REGIONAL ΜΕ RESIDUAL ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ

Για τη γεωλογική εκμετάλλευση των δεδομένων θα πρέπει να διαχωρίσουμε τις ανωμαλίες μεγάλης κλίμακας από τις υπολειπόμενες ανωμαλίες βαρύτητας. Για το σκοπό αυτό θα χρησιμοποιήσουμε τις πλήρεις διαταραχές Bouger και θα εργαστούμε με δύο τρόπους.

Με δεδομένο ότι οι διαταραχές μεγάλης κλίμακας οφείλονται στη γενικότερη δομή των πετρωμάτων σε μεγαλύτερα βάθη του φλοιού της γης, η οποία δεν μεταβάλλεται πολύ στο χρόνο μπορούμε να τις αφαιρέσουμε χρησιμοποιώντας ένα παγκόσμιο γεωδυναμικό μοντέλο. Στη παρούσα μελέτη θα χρησιμοποιήσουμε το EGM2008, που είναι το ακριβέστερο παγκόσμιο γεωδυναμικό μοντέλο. Οι ανωμαλίες Bouguer που προκύπτουν μετασχηματισμένες για να ανταποκρίνονται στα μεγέθη της περιοχής έχουν τη παρακάτω μορφή :

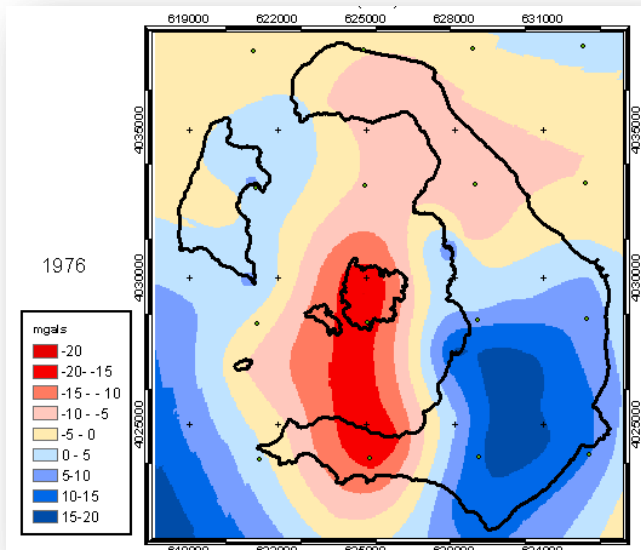


**Εικόνα 5. 18 Regional διαταραχές βαρύτητας από EGM 2008**

**Figure 5.18 Regional gravity disturbances from EGM 2008**

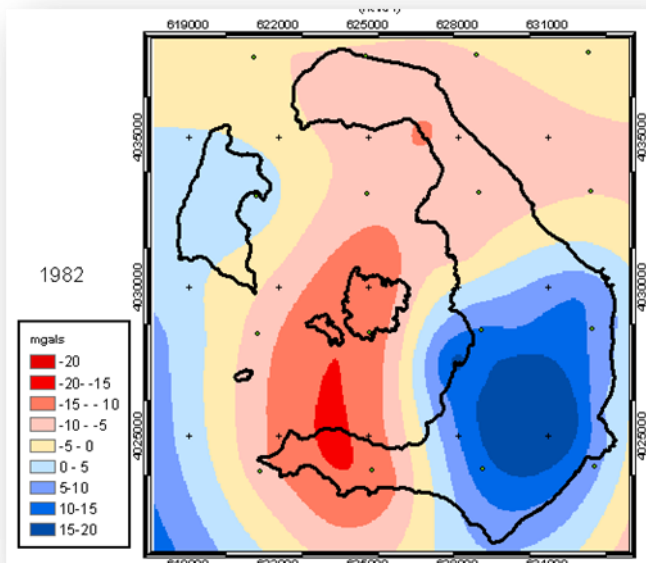
Θεωρώντας τις ανωμαλίες αυτές ως regional προκύπτουν οι παρακάτω residual ανωμαλίες βαρύτητας για κάθε σετ μετρήσεων με απλή αφαίρεση των δύο grid.





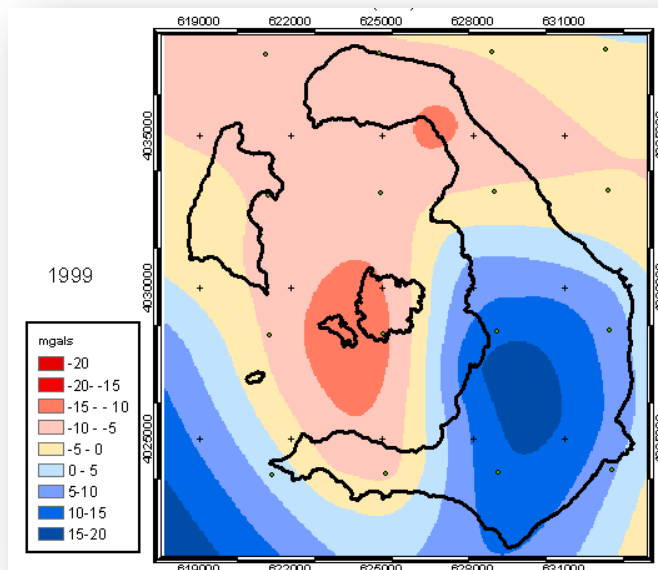
Εικόνα 5. 19 Residual πλήρεις διαταραχές Bouger από EGM 2008 έτους 1976

Figure 5. 4 Residual complete Bouger disturbances from EGM 2008 of the year 1976



Εικόνα 5. 20 Residual πλήρεις διαταραχές Bouger από EGM 2008 έτους 1982

Figure 5.5 Residual complete Bouger disturbances from EGM 2008 of the year 1982

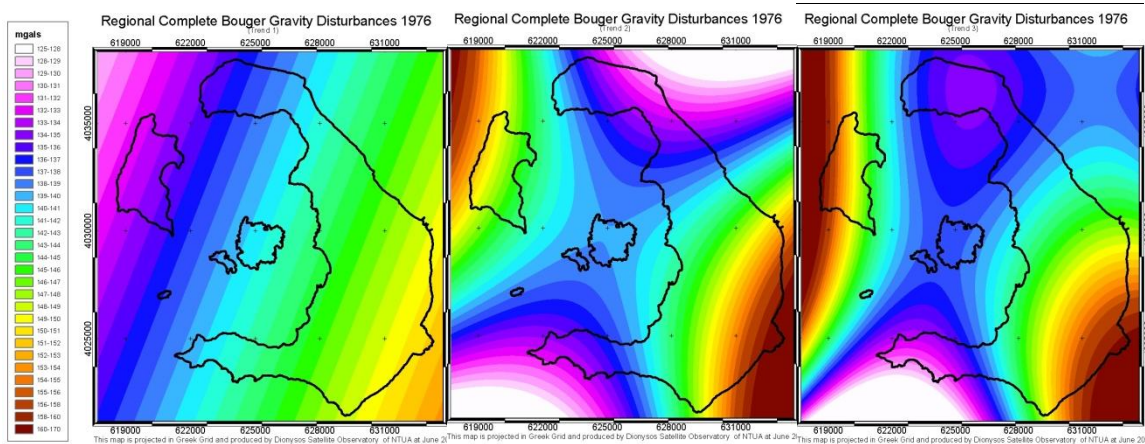


**Εικόνα 5. 21 Residual πλήρεις διαταραχές Bouger από EGM 2008 έτους 1999**

**Figure 5. 21 Residual complete Bouger disturbances from EGM 2008 of the year 1999**

Από τη μορφή των παραπάνω ανωμαλιών παρατηρούμε ότι δεν απομακρύνθηκαν όλες οι ανωμαλίες ανώτερης τάξης και το αποτέλεσμα δεν είναι ιδιαίτερα ικανοποιητικό. Κάτι τέτοιο βεβαίως ήταν αναμενόμενο καθώς η επιφάνεια που αναπαριστά τις διαταραχές μεγάλης κλίμακας δεν είχε σχεδόν παράλληλες ισοβαρείς καμπύλες.

Για το λόγο αυτό αφαιρούμε τις μεγάλης κλίμακας ανωμαλίες με τη δεύτερη μεθοδολογία. Σύμφωνα με αυτή χρησιμοποιούμε τη συνάρτηση trend από το λογισμικό ArcMap με την οποία εφαρμόζουμε μία επιφάνεια στο σετ δεδομένων που έχουμε. Η επιφάνεια αυτή μπορεί να είναι 1<sup>ου</sup>, 2<sup>ου</sup> ή 3<sup>ου</sup> βαθμού. Τα αντίστοιχα αποτελέσματα για το 1976 φαίνονται παρακάτω.

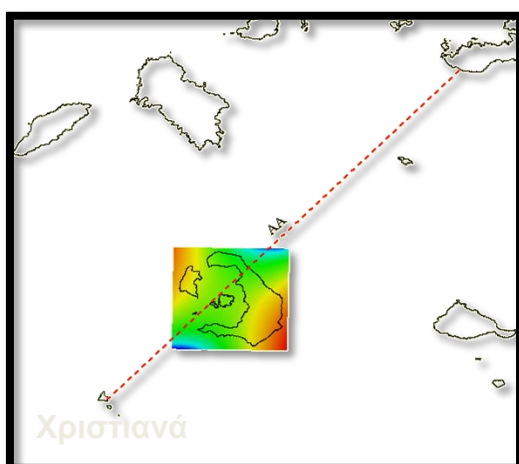


**Εικόνα 5.22** Οι regional ανωμαλίες βαρύτητας που προκύπτουν με τη συνάρτηση trend 1<sup>ου</sup>, 2<sup>ου</sup> και 3<sup>ου</sup> βαθμού αντίστοιχα

**Figure 5. 22** The regional gravity anomalies that arise from the function trend 1<sup>st</sup>, 2<sup>st</sup> and 3<sup>rd</sup> grade respectively

Από τις παρακάτω εικόνες γίνεται σαφές ότι η επιφάνεια που προσεγγίζει καλύτερα τις μεγάλης κλίμακας ανωμαλίες είναι η επιφάνεια 2<sup>ου</sup> βαθμού για τα δεδομένα μας καθώς το σχήμα των ισανώμαλων καμπυλών είναι περίπου παράλληλο και δεν έχει αφαιρεθεί μεγάλο εύρος πληροφορίας από τα δεδομένα μας, όπως συμβαίνει στην επιφάνεια 1ου βαθμού.

Μάλιστα αν συσχετίσουμε το χάρτη αυτό με έναν αντίστοιχο τοπογραφικό χάρτη βλέπουμε ότι regional διαταραχές βαρύτητας που προκύπτουν έχουν τη διεύθυνση Χριστιανά -Αμοργός στην οποία όπως ξέρουμε τοποθετείται το σύμπλεγμα των ενεργών ηφαιστείων της ν. Θήρας στη διεύθυνση Κολούμπο –Χριστιανά.

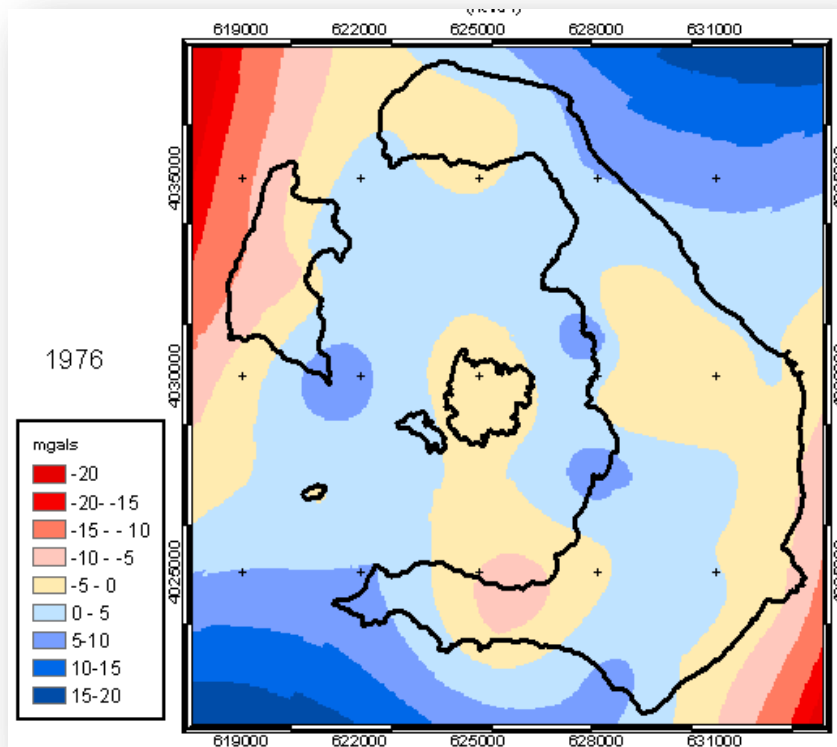


**Εικόνα 5. 23** Συσχέτιση των regional διαταραχών βαρύτητας με τον άξονα Νοι Χριστιανά – Αμοργός

**Figure 5. 23** Correlation of the regional gravity disturbances with the axis Islands Christiania- Amorgos

Επιλέγοντας λοιπόν ως μεγάλης κλίμακας διαταραχές Bouguer την επιφάνεια που προκύπτει με την εφαρμογή της επιφάνειας 2<sup>ου</sup> βαθμού από τα δεδομένα του 1976 οι υπολειπόμενες πλήρεις διαταραχές Bouguer για κάθε χρονιά θα είναι:

- Στις υπολειπόμενες διαταραχές βαρύτητας του 1976 διακρίνουμε τρία τοπικά μέγιστα και ένα τοπικό ελάχιστο. Αξίζει να τονίσουμε ότι η πληροφορία στα άκρα της εικόνας δεν είναι ακριβής καθώς δεν προέρχεται από δεδομένα γειτονικά αλλά έχει συμπεριληφθεί για την ομοιομορφία των αποτελεσμάτων. Έτσι τα τοπικά μέγιστα και ελάχιστα στη κάθε γωνία της εικόνας δεν έχουν κανένα απολύτως φυσικό νόημα. Αντίθετα ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα τοπικά μέγιστα στα Φυρά στο λιμάνι του Αθηνιού και στο Ακρωτήριο της Τρυπητής στη Θηρασία. Θα μπορούσαμε να έχουμε μία πιο πλήρη εικόνα των διαταραχών αυτών αν υπήρχαν διαθέσιμα ακριβή θαλάσσια βαρυτικά δεδομένα. Παράλληλα στη περιοχή ακρωτήρι της ν. θήρας βλέπουμε ένα τοπικό ελάχιστο το οποίο υποδηλώνει την ύπαρξη κάποιου πιθανού ρήγματος.

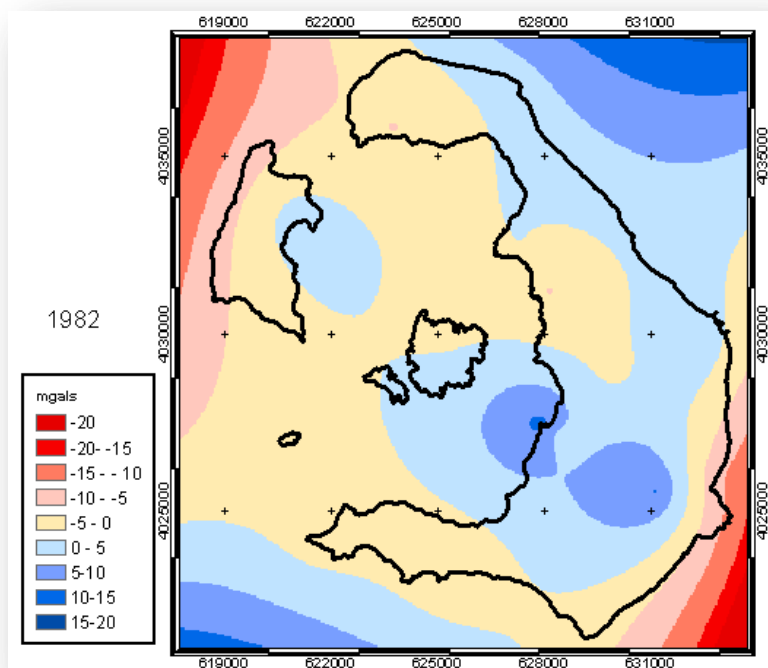


**Εικόνα 5. 24 Υπολειπόμενες πλήρεις ανωμαλίες Bouguer 1976.**

**Figure 5.24 Residual complete Bouguer anomalies 1976**

- Αντίστοιχα στα δεδομένα του 1982 βλέπουμε μόνο δύο τοπικά μέγιστα στη περιοχή του Προφήτη Ηλία έως τη περιοχή του Αθηνιού. Βλέπουμε ότι συμφωνεί το σετ αυτό των δεδομένων όσον αφορά το λιμάνι του Αθηνιού αλλά από εκεί και πέρα βλέπουμε ότι η υπολειπόμενη βαρύτητα στο Προφήτη Ηλία οφείλεται είτε σε ΕΜΠ/ΣΑΤΜ

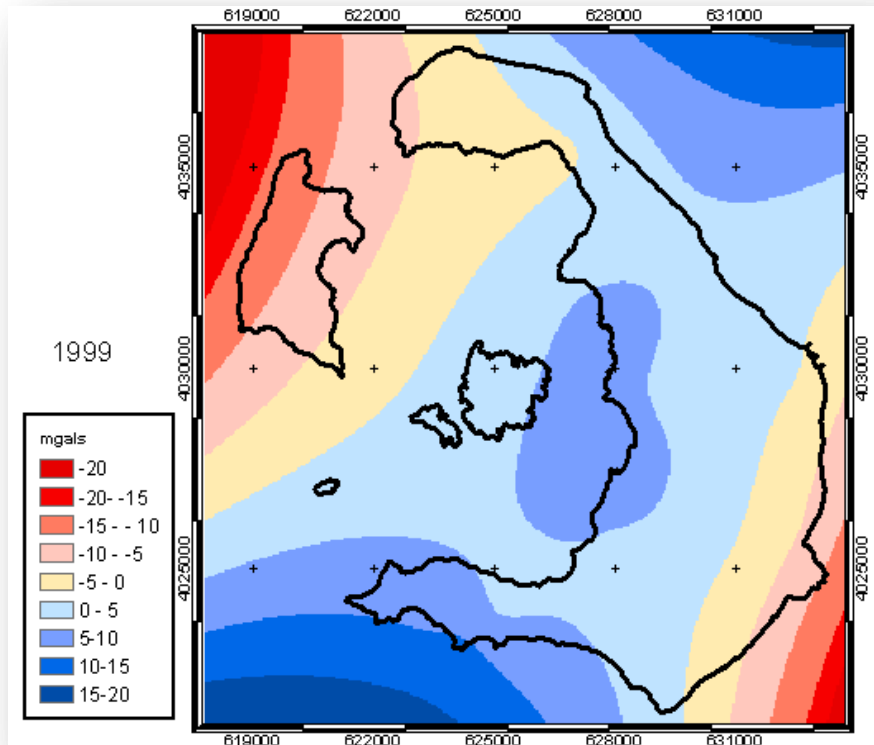
υποβάθμιση της επιφάνεια μέτρησης (πράγμα σχεδόν αδύνατο σε 6 χρόνια ), είτε στην μεγαλύτερη πυκνότητα των μαζών στη περιοχή (επίσης αδύνατον καθώς η περιοχή αποτελείται από προ- ηφαιστειακά πετρώματα και επομένως χωρίς ιδιαίτερες μεταβολές στη σύστασή τους. Πιο πιθανή αιτία της εμφάνισης του τοπικού μεγίστου είναι ίσως το γεγονός ότι χρησιμοποιήθηκε ως τιμή αναφοράς για τα δεδομένα η τιμή στο λιμάνι του Αθηνιού και από αυτό δόθηκαν τιμές στους υπόλοιπους σταθμούς μέτρησης. Έτσι με δεδομένο ότι στο σταθμό αυτό παρουσιάζεται ένα τοπικό μέγιστο της υπολειπόμενης βαρύτητας υποδεικνύει ότι υπάρχει ενδεχομένως ενέργεια στη περιοχή αυτή και ίσως κάποιο ενεργό ρήγμα. Για το λόγο αυτό η υπόθεση ότι η τιμή της απόλυτης βαρύτητας στο σταθμό αυτό παρέμεινε σταθερή για τα έτη 1976 και 1982 ήταν πιθανώς εσφαλμένη. Επιπλέον από το γεγονός ότι η υπολειπόμενη βαρύτητα στο σταθμό του Αθηνιού για το 1982 έχει τιμή μεγαλύτερη από 10 mgal δείχνει ότι προφανώς μεταξύ του 1976 και 1982 θα έπρεπε να υπάρχει μία μείωση στη τιμή της παρατηρηθείσας τιμής της απόλυτης βαρύτητας. Η μείωση αυτή μπορεί να οφείλεται είτε στην ανύψωση της επιφάνειας του εδάφους είτε σε πιο πυκνά πετρώματα που εισχώρησαν κάτω από τη περιοχή του σταθμού. Με την υπόθεση ότι η ορθή τιμή απόλυτης βαρύτητας στον Αθηνιό είναι χαμηλότερη τότε ενδεχομένως να αποκαλυπτόταν το τοπικό ελάχιστο στη περιοχή Ακρωτήρι της Θήρας το οποίο παρατηρείται και στα δεδομένα του 1976. Τα υπόλοιπα τοπικά ακρότατα που εμφανίζονται το 1976 δεν εμφανίζονται στις μετρήσεις του 1982 λόγω κακής κατανομής των σημείων.



Εικόνα 5. 25 Υπολειπόμενες πλήρεις ανωμαλίες Bouger 1982.

Figure 5. 25 Residual complete Bouger anomalies 19782

- Για τα δεδομένα της ΓΥΣ του έτους 1999 μπορούμε να διακρίνουμε μόνο ένα τοπικό μέγιστο το οποίο εντοπίζεται από το Αθηνιό έως τα Φυρά. Η κακή κατανομή των σημείων και το γεγονός ότι η πλειοψηφία τους βρίσκεται παραθαλάσσια δεν μας επιτρέπει να εντοπίσουμε άλλα τοπικά ακρότατα στη περιοχή μελέτης.



Εικόνα 5. 26 Υπολειπόμενες πλήρεις ανωμαλίες Bouguer 1999.

Figure 5. 26 Residual complete Bouguer anomalies 1999

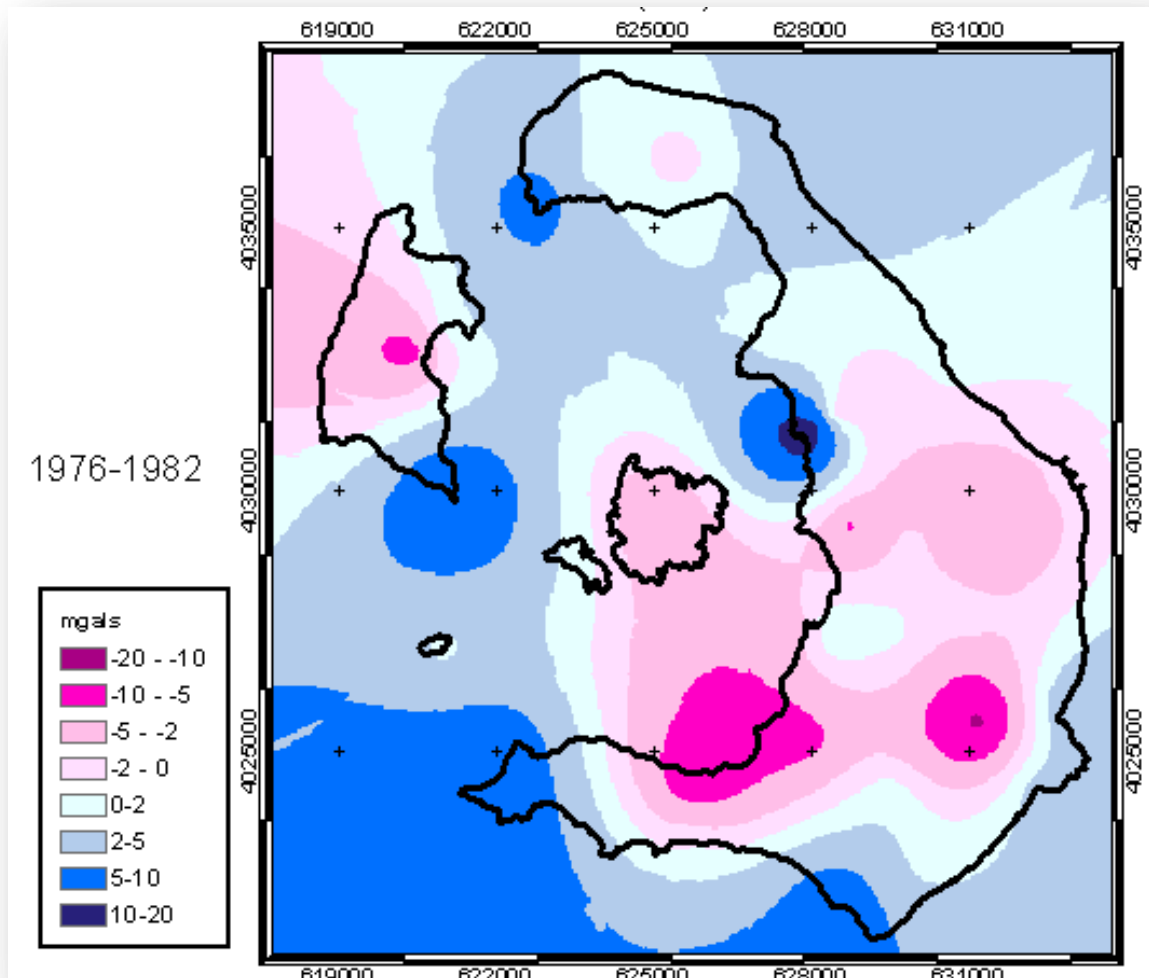
Για να έχουμε συγκρίσιμα αποτελέσματα αφαιρέσαμε την ίδια μεγάλης κλίμακας επιφάνεια και μάλιστα από το σετ δεδομένων με τη μεγαλύτερη πυκνότητα σημείων (1976).

## 5.9 ΔΙΑΧΡΟΝΙΚΕΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ

Εξετάζοντας γεωδυναμικά τις παραπάνω διαταραχές μπορούμε να πάρουμε τις διαχρονικές τους συγκρίσεις από το σετ δεδομένων του 1976.

- Από τη σύγκριση του 1976 με το 1982, στη πραγματικότητα μπορούμε να διακρίνουμε μόνο τα σημεία στα οποία η κατανομή των σημείων μέτρησης του 1982 δεν κατάφερε να εντοπίσει την υπάρχουσα ανωμαλία. Επιπλέον βλέπουμε σε αυτό

το χάρτη ότι η τιμή αναφοράς για το 1982 στο σταθμό του Αθηνιού θα έπρεπε να είναι μικρότερη καθώς όλοι οι γειτονικοί σταθμοί παρουσιάζουν ελαφρώς χαμηλότερη τιμή από τις αντίστοιχες τιμές του 1976. Μάλιστα θα πρέπει να σημειώσουμε ότι τόσο στα δεδομένα του 1976 όσο και σε αυτά του 1982 χρησιμοποιήσαμε το ψηφιακό μοντέλο εδάφους με δεδομένα του 2012, επομένως μπορούμε να διακρίνουμε μία μικρή ανύψωση όλου του φλοιού της Σαντορίνης κατά κάποια εκατοστά με αποτέλεσμα την ελάττωση της παρατηρούμενης τιμής απόλυτης βαρύτητας.



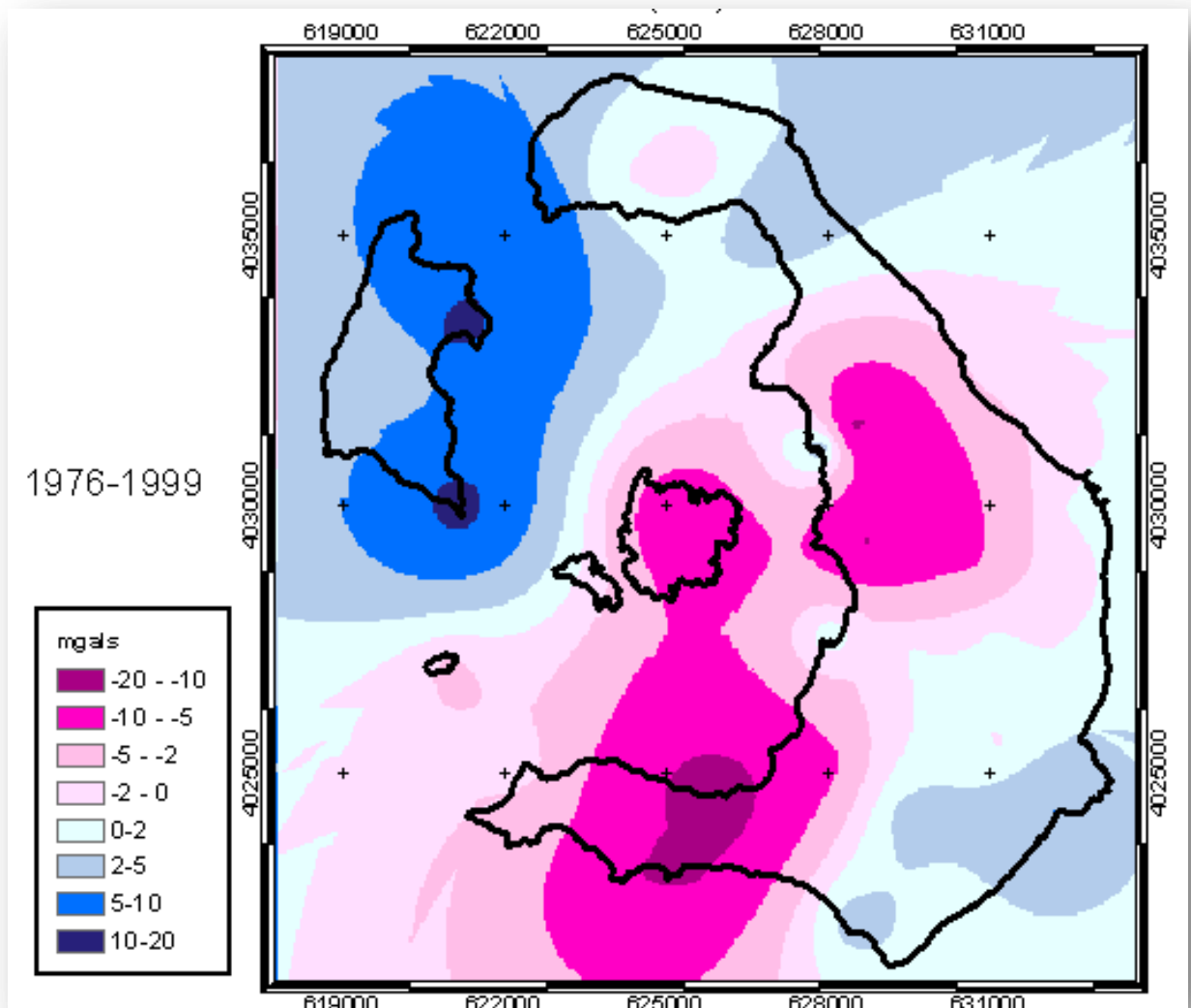
**Εικόνα 5. 27 Διαφορές υπολειπόμενων πλήρων διαταραχών Bouguer μεταξύ 1976 -1982**

**Figure 5. 27 Differences between residual complete Bouguer disturbances between 1976 and 1982**

- Αντίστοιχα συμπεράσματα μπορούμε να βγάλουμε και από τη μελέτη της σύγκρισης των δεδομένων του 1976 με το 1999. Παρατηρούμε ότι πολλά τοπικά



ακρότατα οφείλονται στη κακή κατανομή των σημείων του έτους 1999 και επιπλέον παρατηρούμε μια γενικότερη τάση μείωσης της υπολειπόμενης βαρύτητας σε όλο το νησί πλην της περιοχής του Προφήτη Ηλία με τα προ- ηφαιστειακά πετρώματα.



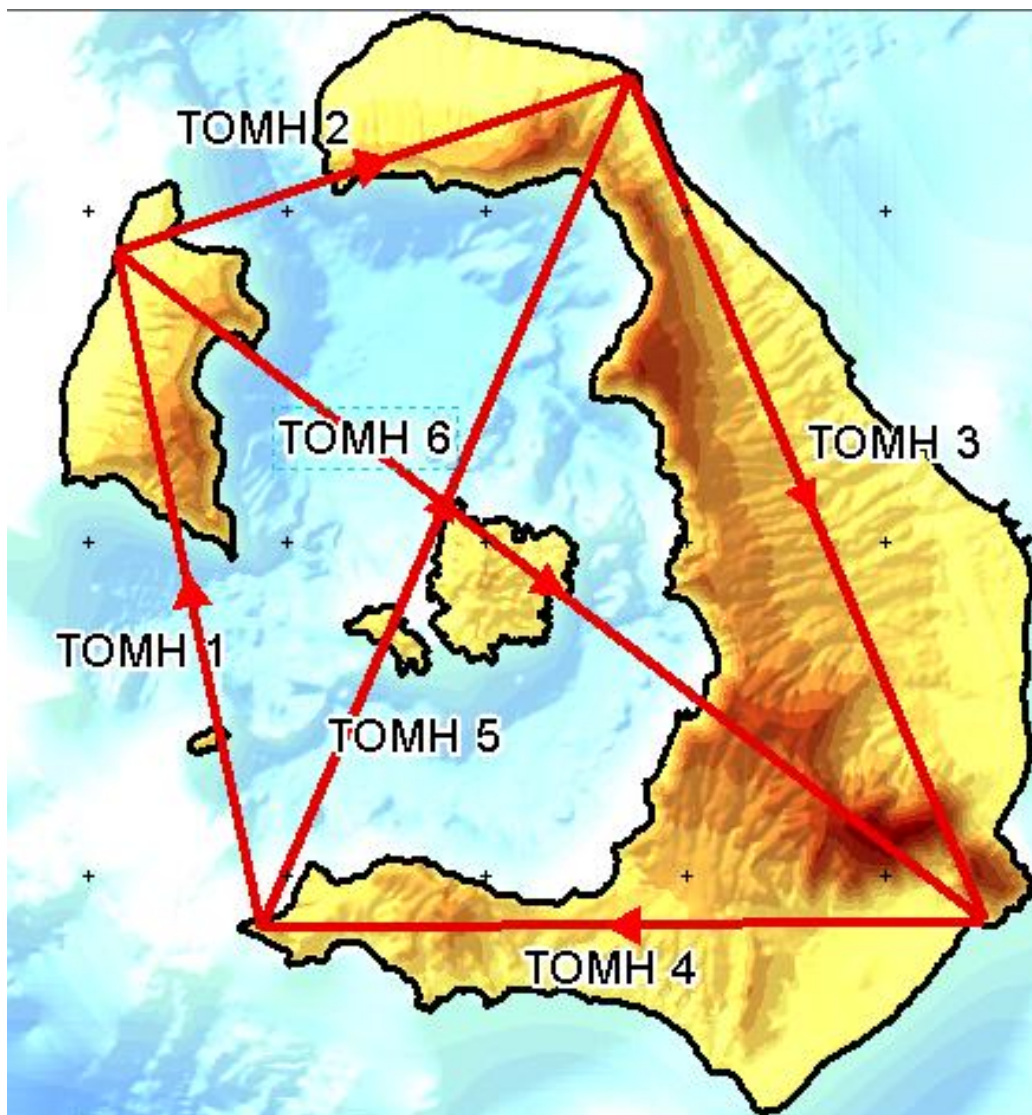
**Εικόνα 5. 28 Διαφορές υπολειπόμενων πλήρων διαταραχών Bouger μεταξύ 1976 -1999**

**Figure 5. 28 Differences between residual complete Bouger disturbances between 1976 and 1999**

Αν είχαμε σετ δεδομένων ίδιας ποιότητας και κατανομής θα μπορούσαμε να προσδιορίσουμε το άνυσμα της μεταβολής της βαρύτητας και τη προσδοκώμενη ετήσια μεταβολή της. Κάτι τέτοιο όμως από τα συγκεκριμένα δεδομένα δεν είναι δυνατόν να προκύψει καθώ λόγω κακής κατανομής να μας οδηγήσει σε εσφαλμένα συμπεράσματα.

## 5.10 ΤΟΜΕΣ –ΒΑΡΥΤΙΚΑ ΠΡΟΦΙΛ

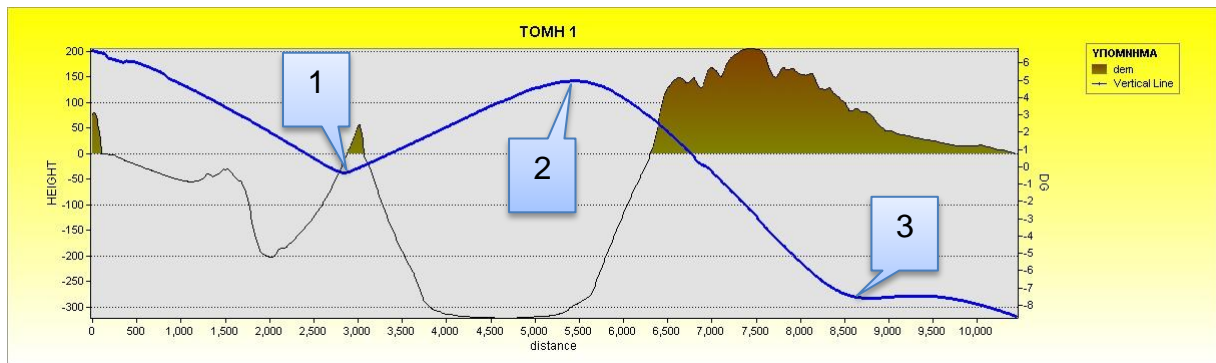
Η αναπαράσταση της βαρυτικής πληροφορίας σε τομές σε σχέση με το ψηφιακό μοντέλο εδάφους κάνει άμεσα αντιληπτή την ένταση και το είδος της ανωμαλίας βαρύτητας. Από την σύγκριση των αποτελεσμάτων με τα πρότυπα που παρουσιάστηκαν στην παράγραφο 3.7 προκύπτουν χρήσιμα συμπεράσματα για τη δομή των πετρωμάτων στην Ν. Θήρα. Για το λόγο αυτό θα χρησιμοποιήσουμε τις υπολειπόμενες πλήρεις διαταραχές Bouguer που προκύπτουν από τις μετρήσεις του 1976 καθώς σε αυτό το σετ δεδομένων η πληροφορία είναι πιο αντιπροσωπευτική. Οι τομές που θα δημιουργηθούν φαίνονται παρακάτω στην εικόνα 5.29:



Εικόνα 5. 29 Οι σχεδιασμένες τομές επί του DTM

Figure 5.29 Designed marks on the DTM

Στη συνέχεια κατασκευάζουμε τα βαρυτικά προφίλ κατά μήκος των τομών της εικόνας 5.29 αντιπαραβάλλοντάς τα με τα προφίλ του ψηφιακού μοντέλου εδάφους.

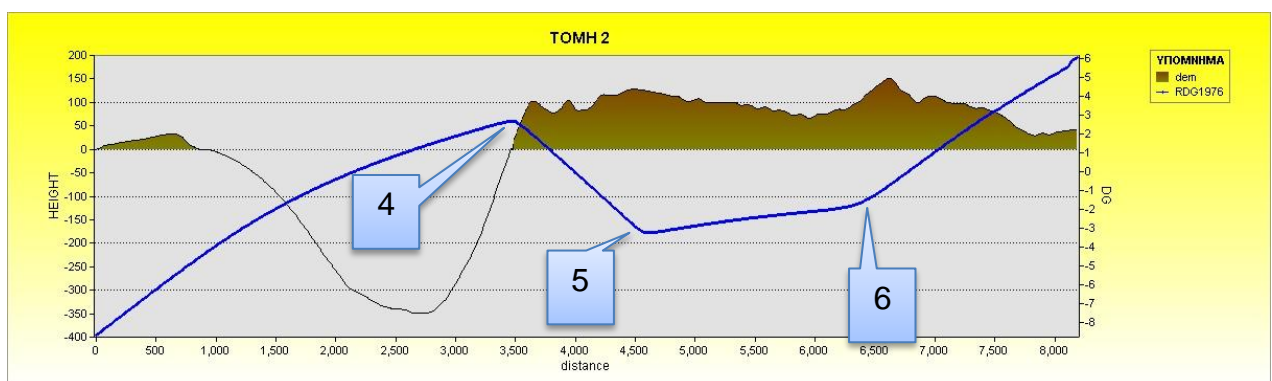


**Εικόνα 5. 30 Τομή 1**

**Figure 5. 30 Gravity profile 1**

Στη παραπάνω τομή μπορούμε να διακρίνουμε τρία ενδιαφέροντα στοιχεία:

- Στη θέση 1 πλησίον του Ασπρονησίου παρατηρούμε μία απότομη πτώση και άνοδο η οποία οφείλεται στη δημιουργία του νησιού που περιβάλλεται από βαθύ βυθό.
- Στη θέση 2 επίσης οι απότομες νότιες ακτές της Θηρασίας οφείλονται για τη τοπική ανωμαλία.
- Στη θέση 3 όμως η τοπική ανωμαλία που προκύπτει οφείλεται σε εναλλαγή του πετρώματος από πιο ελαφρύ σε κάποιο μεγαλύτερης πυκνότητας. Ενδεχομένως στο όριο της εναλλαγής αυτής να κρύβεται και κάποιο μικρό ρήγμα ή και κάποια βυθιζόμενη μάζα μεγαλύτερης πυκνότητας.



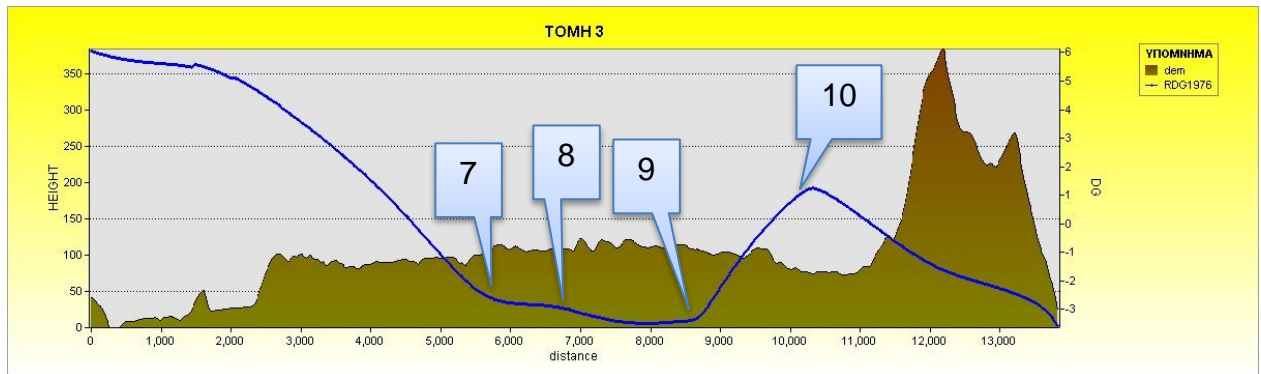
**Εικόνα 5. 31 Τομή 2**

**Figure 5. 31 Gravity profile 2**

Στη δεύτερη τομή μπορούμε επίσης να διακρίνουμε 3 ενδιαφέροντα σημεία.

- Το πρώτο (σημείο 4 ) οφείλεται στην απότομη ακτή της ν. Θήρας.

- Το σημείο 5 οφείλεται ενδεχομένως σε κάποιο σύγκλινο σε συνδυασμό με κάποιο ρήγμα ή ενδεχομένως μαζί με το το σημείο 6 να δείχνει κάποια λεκάνη με υψηλότερη πυκνότητα η οποία βρίσκεται επί πετρώματος με κλίση προς τα πάνω κατά μήκος της τομής.

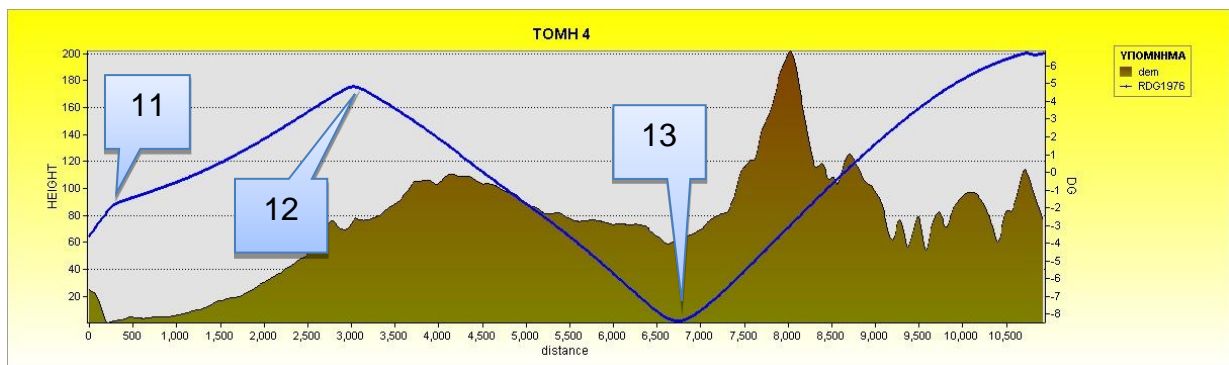


**Εικόνα 5. 32 Τομή 3**

**Figure 5. 32 Gravity profile 3**

Η τομή 3 η οποία διέρχεται εγκάρσια το νησί παρουσιάζει τέσσερα ενδιαφέροντα στοιχεία:

- Τα σημεία 7,8 και 9 αναπαριστούν πιθανόν λεκάνη με υψηλότερη πυκνότητα υπό κλίση προς τα νότια και ίσως στη θέση 8 να κρύβεται και κάποιο ρήγμα.
- Στη θέση 10 υπάρχει πιθανόν κάποιο ρήγμα αλλά και αλλαγή πυκνότητας πετρώματος.



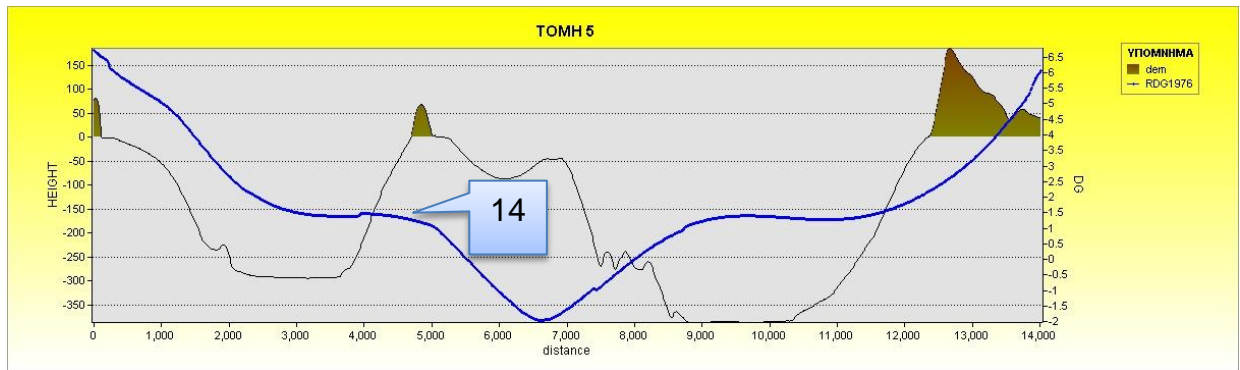
**Εικόνα 5. 33 Τομή 4**

**Figure 5. 33 Gravity profile 4**

Η τομή 4 παρουσιάζει τρία ενδιαφέροντα στοιχεία:

- Στο σημείο 11 πιθανόν να κρύβεται κάποιο βυθιζόμενο πέτρωμα ή και κάποιο ρήγμα.
- Στο σημείο 12 υπάρχει εναλλαγή πετρώματος, κάποιο πιθανό ρήγμα ή κάποιο θαμμένο πέτρωμα μικρότερης πυκνότητας από τη περιβάλλουσα.
- Το σημείο 13 υποδηλώνει πιθανό ρήγμα.

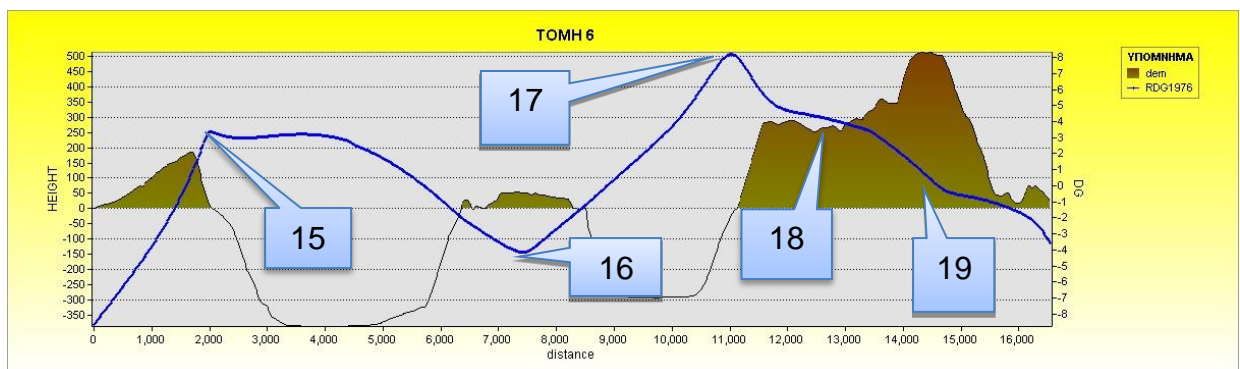




Εικόνα 5. 34 Τομή 5

Figure 5.34 Gravity profile 5

Η τομή 5 η οποία παρουσιάζει κυρίως θαλάσσιο χώρο στον οποίο δεν έχουμε βαρυτικές μετρήσεις παρά μόνο εκτίμηση από τη παρεμβολή των σημείων (άρα μειωμένης κατά πολύ ακρίβειας) παρουσιάζει ένα σημείο ενδιαφέροντος κάτω από τη Νέα Καμμένη, στην οποία βλέπουμε ότι υπάρχει μία εναλλαγή πετρώματος η οποία οδηγεί σε ανωμαλία. (σημείο 14).

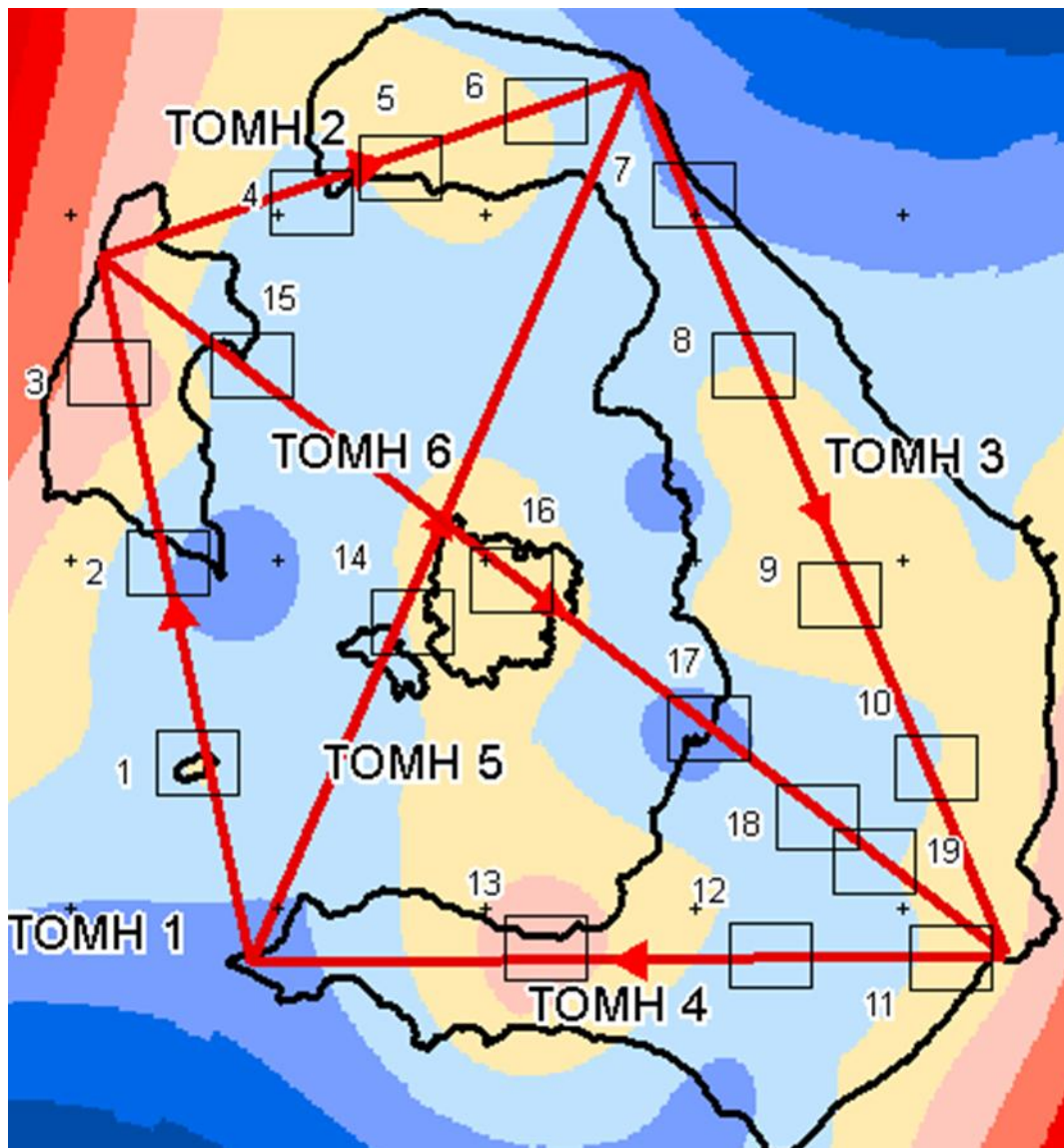


Εικόνα 5.35 Τομή 6

Figure 5.35 Gravity profile 6

Στην τομή 6 υπάρχουν 5 σημεία ενδιαφέροντος:

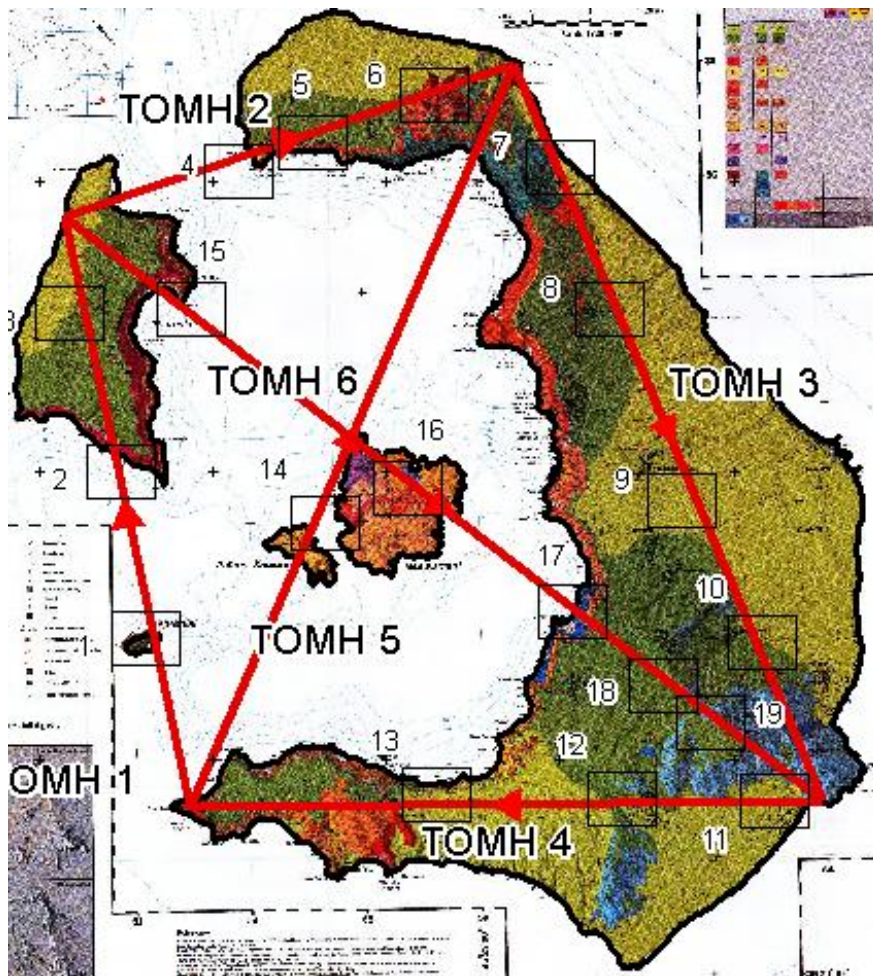
- Το σημείο 15 οφείλεται στην απότομη ακτή της Θηρασίας.
- Το σημείο 16 δείχνει ότι υποδηλώνει είτε πέτρωμα υψηλότερης πυκνότητας είτε κάποιο ρήγμα.
- Το σημείο 17 οφείλεται πιθανών στην απότομη κλίση των ακτών στο Αθηνίό σε συνδυασμό με κάποιο ρήγμα ή κάποια βυθιζόμενη μάζα.
- Αντίστοιχα το σημείο 18 υποδηλώνει αλλαγή πυκνότητας πετρωμάτων ή και κάποιο ρήγμα και η ίδια ακριβώς ερμηνεία μπορεί να δοθεί για το σημείο 19.



Εικόνα 5.36 Οι θέσεις των χαρακτηριστικών διαταραχών της υπολειπόμενης βαρύτητας επί του χάρτη υπολειπόμενων πλήρων διαταραχών Bouguer.

Figure 5. 36 The spots of the characteristic disturbances of the residual gravity on the residual complete Bouguer disturbances' map

Είναι ιδιαίτερα σημαντικό να τονίσουμε ότι η ερμηνεία των βαρυτομετρικών δεδομένων **δεν είναι μονοσήμαντη**. Δηλαδή ενώ μία δομή πετρωμάτων δημιουργεί πάντα την ίδια συγκεκριμένη μορφή ανωμαλίας βαρύτητας, η κάθε ανωμαλία βαρύτητας δεν εξηγεί μονοσήμαντα τη δομή των πετρωμάτων. Για το λόγο αυτό θα πρέπει πάντα να συνδυάζεται η βαρύτητα με άλλες γεωλογικές πληροφορίες ώστε να πιστοποιήσει ή απορρίψει υποθέσεις. Για το λόγο αυτό επιθέτουμε τις παραπάνω τομές στο γεωλογικό χάρτη του Druitt-1995:



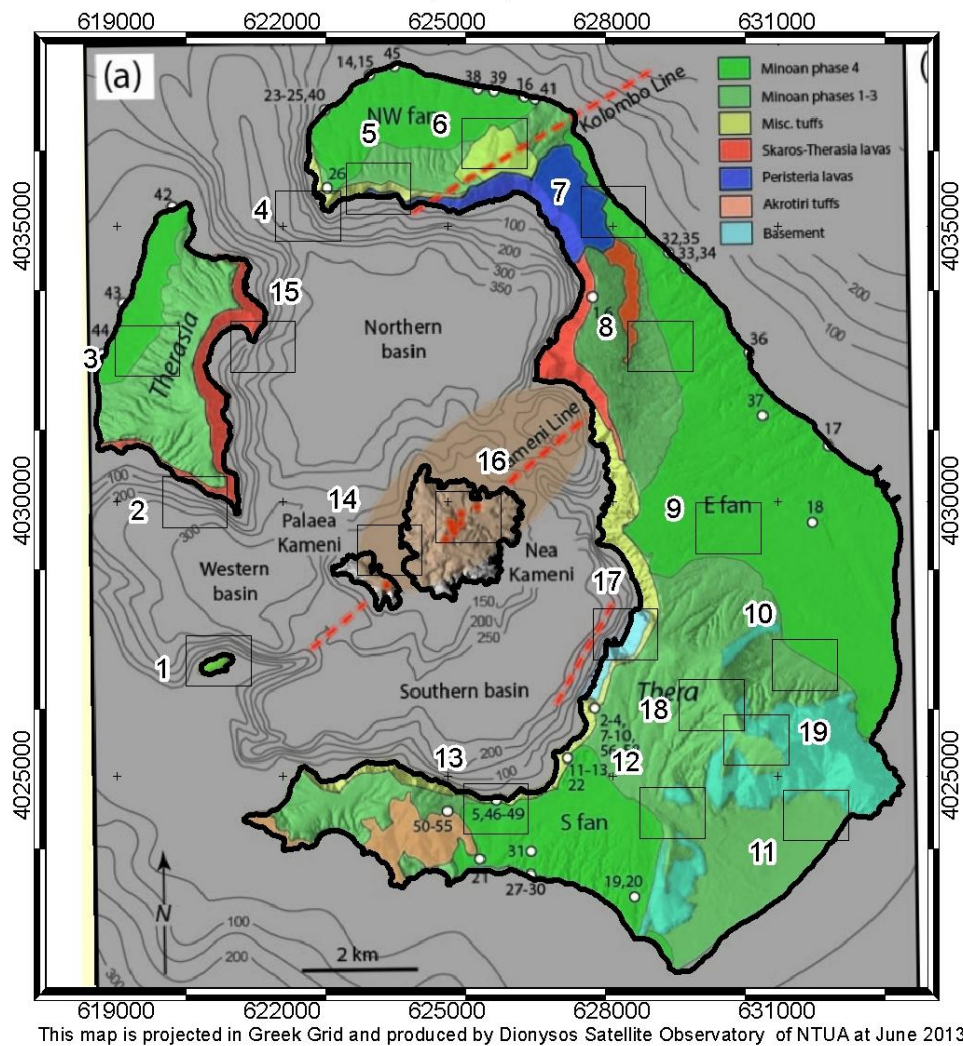
**Εικόνα 5.37** Οι θέσεις των χαρακτηριστικών διαταραχών της υπολειπόμενης βαρύτητας επί του γεωλογικού χάρτη.

**Figure 5. 37** The spots of the characteristic disturbances of the residual gravity on the geological map

Επιπλέον τοποθετούμε τις περιοχές με τα χαρακτηριστικές διαταραχές βαρύτητας στο γεωλογικό χάρτη του Druitt-2013:



Χαρακτηριστικές Διαταραχές βαρύτητας επι γεωλογικού χάρτη Druitt (2013)



**Εικόνα 5.38** Οι θέσεις των χαρακτηριστικών διαταραχών της υπολειπόμενης βαρύτητας επί του γεωλογικού χάρτη.

**Figure 5.38** The spots of the characteristic disturbances of the residual gravity on the geological map

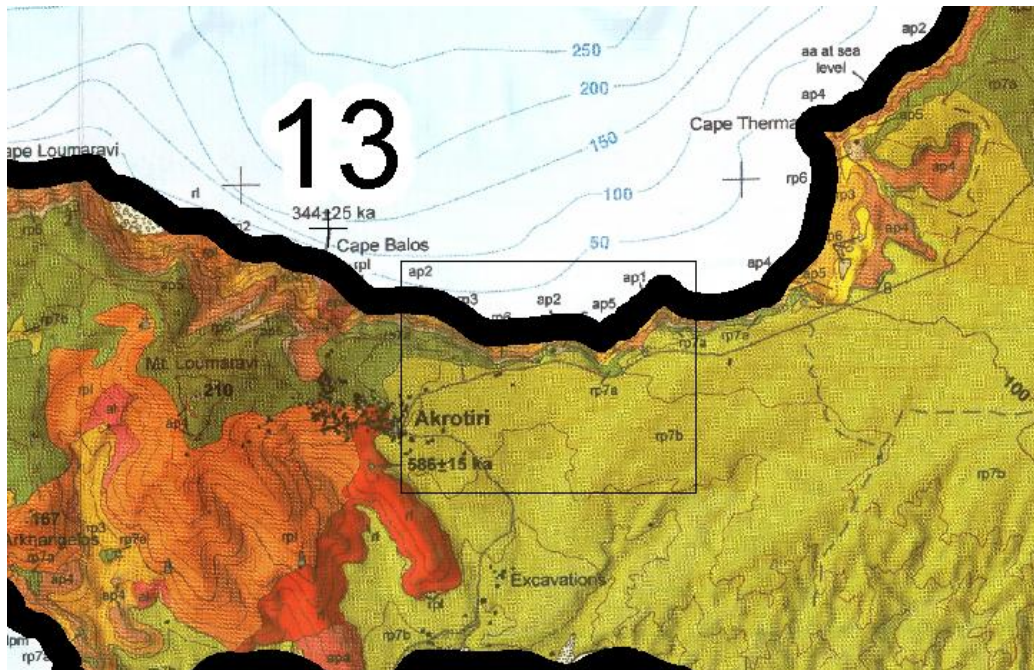
Από τη μελέτη των θέσεων των τομών στο χάρτη αυτό μπορούμε να πούμε τα παρακάτω:

- Τα περισσότερα σημεία ενδιαφέροντος εντοπίζονται στις θέσεις όπου έχουμε αλλαγή πετρώματος, ή στις θέσεις όπου εναλλάσσεται ξηρά με θάλασσα.
- Στο σημείο 13 δεν παρατηρείται κάποια μεταβολή του πετρώματος και από τη μορφή της ανωμαλίας μπορούμε να συμπεράνουμε ότι στη θέση αυτή υπάρχει κάποιο ενεργό ρήγμα. Μάλιστα από τις τιμές της ανωμαλίας μπορούμε να πούμε ότι το ρήγμα αυτό είναι σε αρκετά μικρό βάθος.
- Στη θέση 11 επίσης δεν βλέπουμε αλλαγή πετρώματος. Εντούτοις από τη μορφή της ανωμαλίας βλέπουμε ότι είναι πιο πιθανό να κρύβεται κάποιο βυθιζόμενο πέτρωμα (με μικρή κλίση) παρά κάποιο ρήγμα.

- Στη θέση 9 επίσης δεν παρατηρείται κάποια διαφορά στα πετρώματα αλλά από το συνδυασμό των σημείων 7, 8, 9 βλέπουμε ότι είναι πολύ πιθανό σε όλη αυτή τη περιοχή να υπάρχει κάποια λεκάνη με μικρότερη πυκνότητα από τα πετρώματα που τη περιβάλλουν.

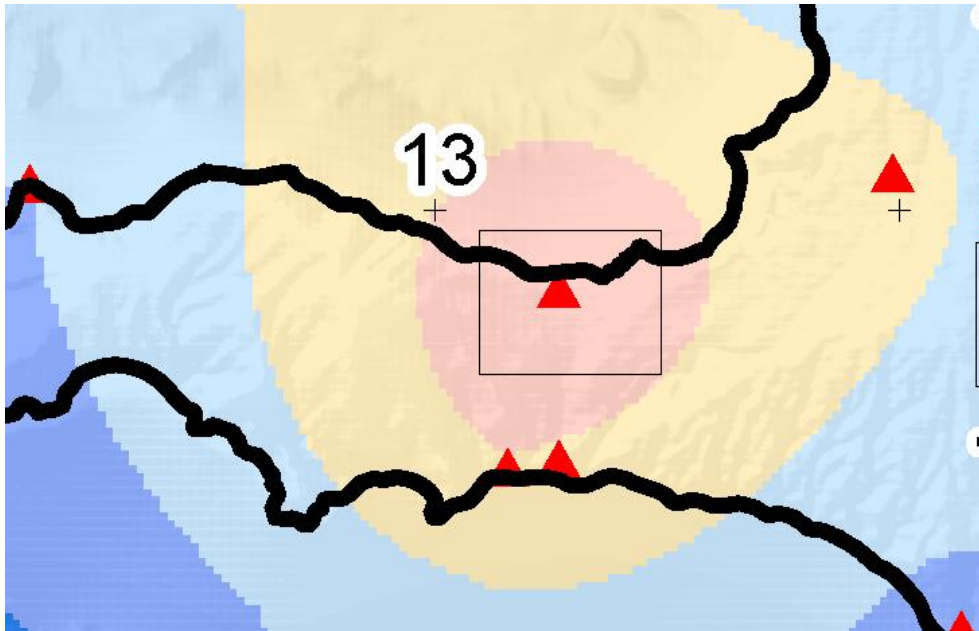
Με δεδομένο ότι στα πλαίσια της παρούσας μελέτης δεν είναι δυνατόν να αναλυθεί ολόκληρη η δομή των πετρωμάτων της Ν. Θήρας καθότι εκλείπει άλλη γεωλογική πληροφορία, θα επιδιώξουμε παρακάτω να ανιχνεύσουμε την ύπαρξη του ρήγματος που πιθανολογείται να κρύβει η τομή 4 στη θέση 13.

Βλέποντας το χάρτη πιο αναλυτικά μπορούμε να παρατηρήσουμε, ότι γεωλογικώς δεν φαίνεται κάτι στη περιοχή του σημείου 13 . Εντούτοις από τις υπολειπόμενες διαταραχές βαρύτητας βλέπουμε ότι σε όλη αυτή τη περιοχή εντοπίζεται μία ανωμαλία της τάξεως των 5 έως 10mgal. Μάλιστα η κατανομή των σημείων στη περιοχή είναι πολύ καλή καθώς η υπολειπόμενη ανωμαλία έχει προέλθει από 6 πολύ κοντινούς γειτονικούς σταθμούς.



Εικόνα 5. 39 Η περιοχή του ρήγματος επί του γεωλογικού χάρτη

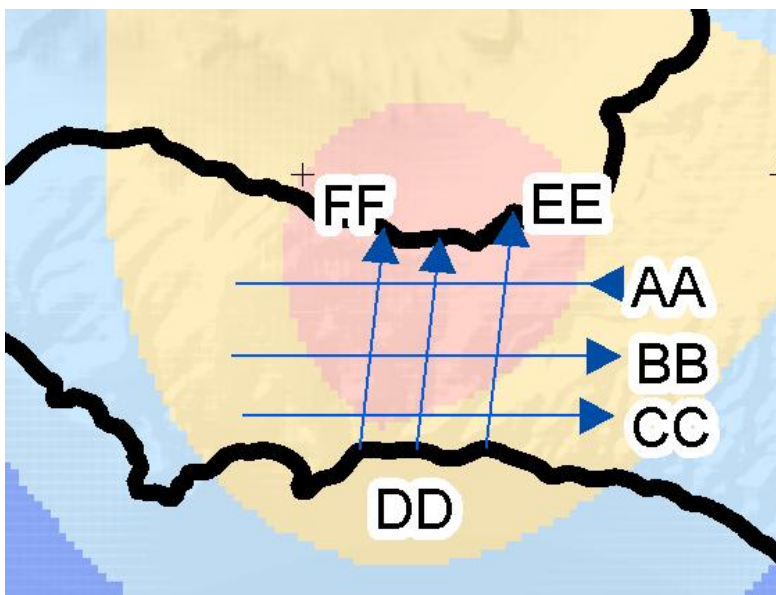
Figure 5. 39 The region of the fault on the geological map



Εικόνα 5. 40 Η κατανομή των σταθμών μέτρησης της Βαρύτητας

Figure 5. 40 Gravity measurement stations distribution

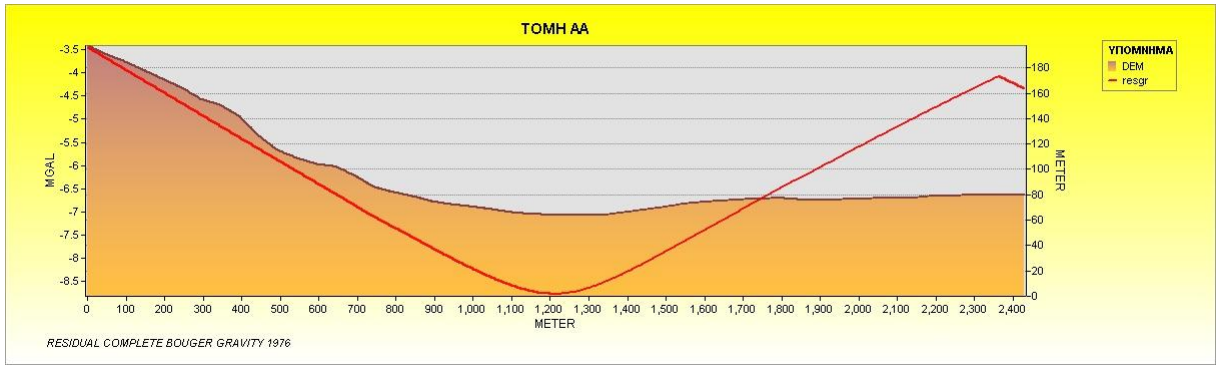
Για το λόγο αυτό δημιουργούμε 6 τομές για να μελετήσουμε καλύτερα τη περιοχή του εικαζόμενου ρήγματος, οι θέσεις των οποίων φαίνονται στην εικόνα 5.41.



Εικόνα 5. 41 Οι θέσεις των τομών

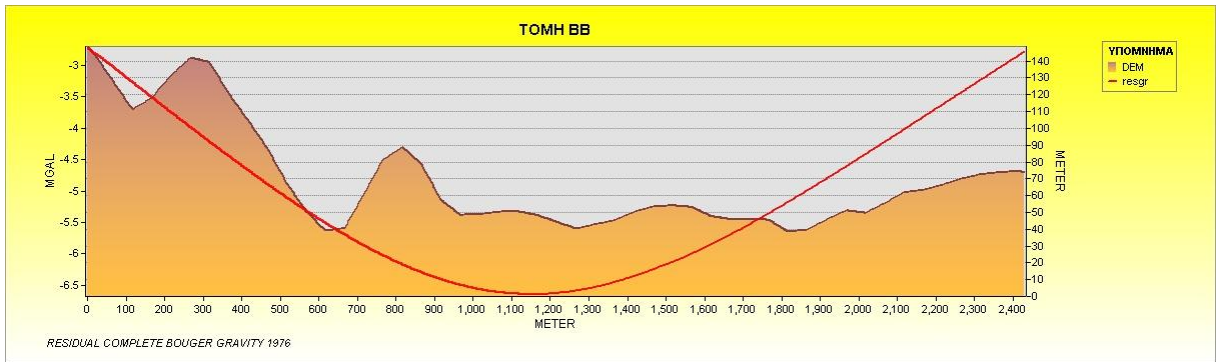
Figure 5. 41 Spots of Gravity profiles





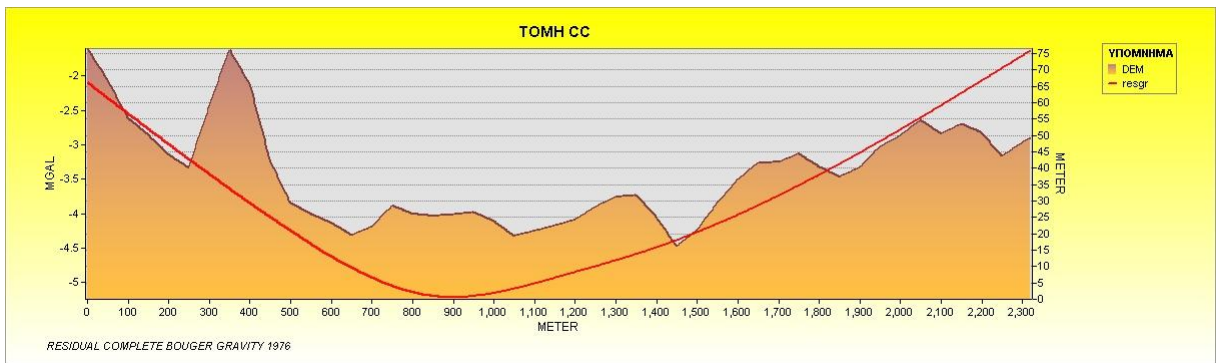
Εικόνα 5. 42 Τομή AA

Figure 5. 42 Gravity profile AA



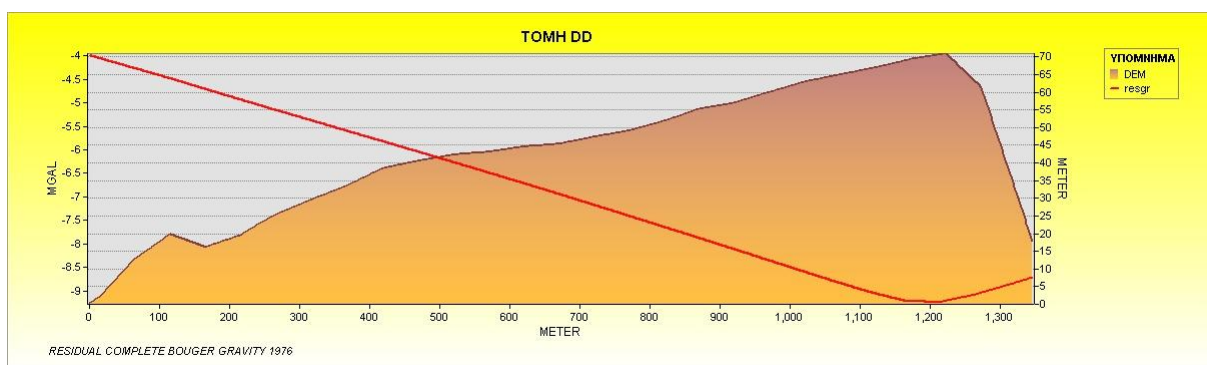
Εικόνα 5. 43 Τομή BB

Figure 5. 43 Gravity profile BB



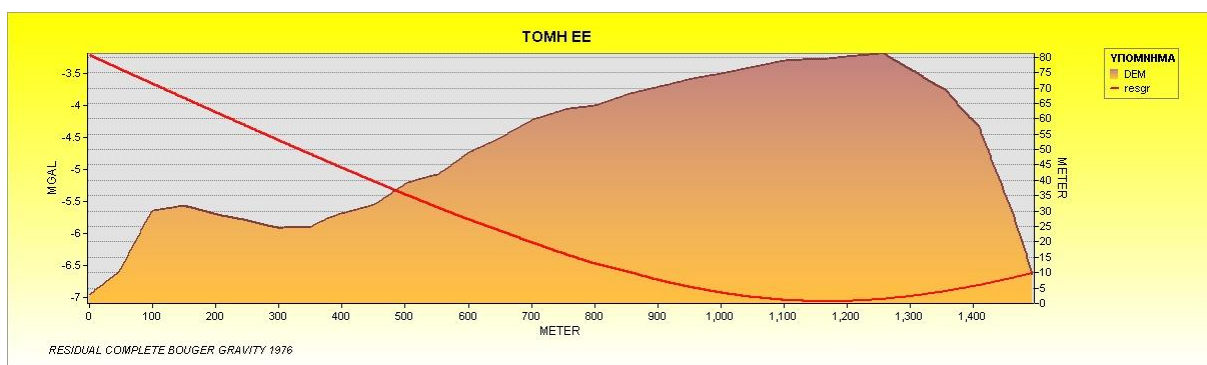
Εικόνα 5. 44 Τομή CC

Figure 5.44 Gravity profile CC



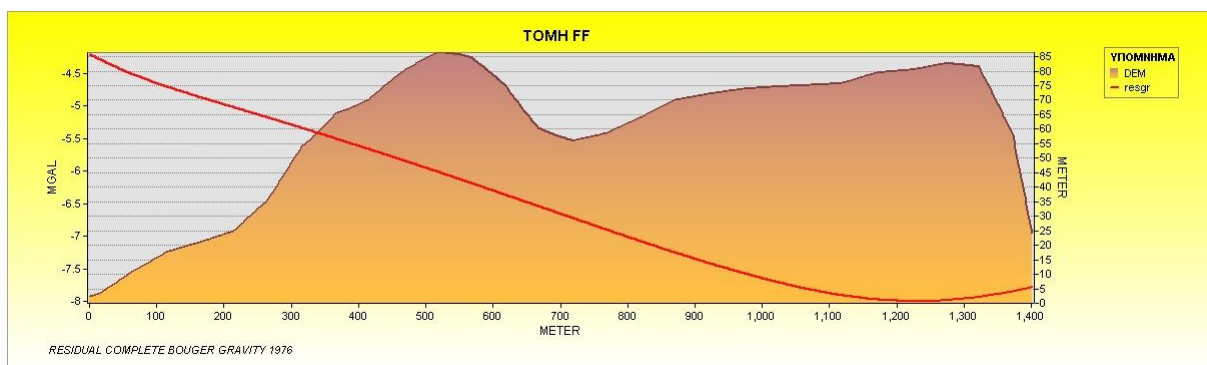
**Εικόνα 5. 45 Τομή DD**

**Figure 5. 45 Gravity profile DD**



**Εικόνα 5. 46 Τομή EE**

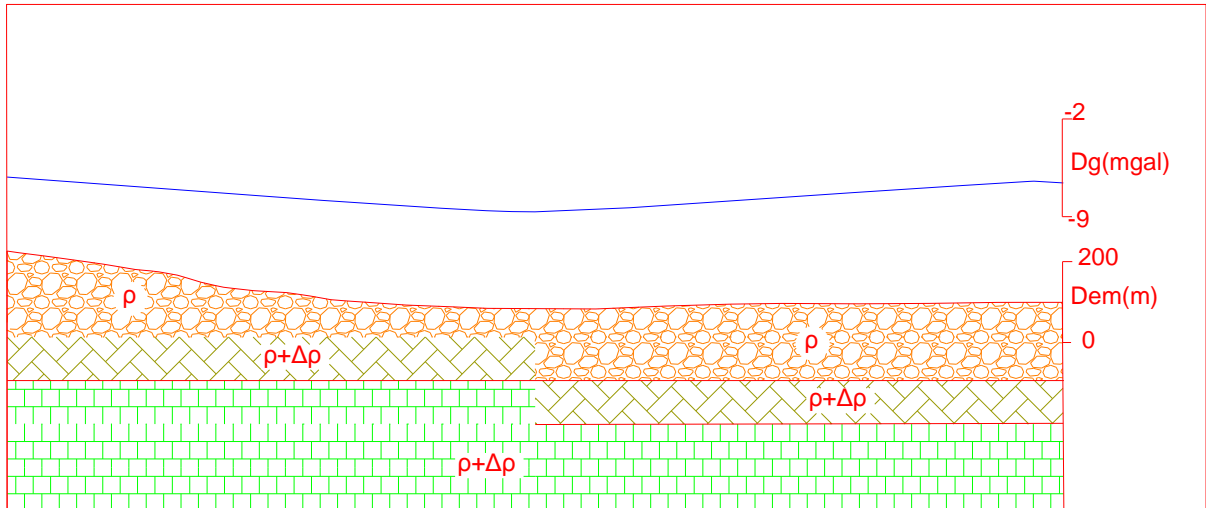
**Figure 5. 46 Gravity profile EE**



**Εικόνα 5. 47 Τομή FF**

**Figure 5. 47 Gravity profile FF**

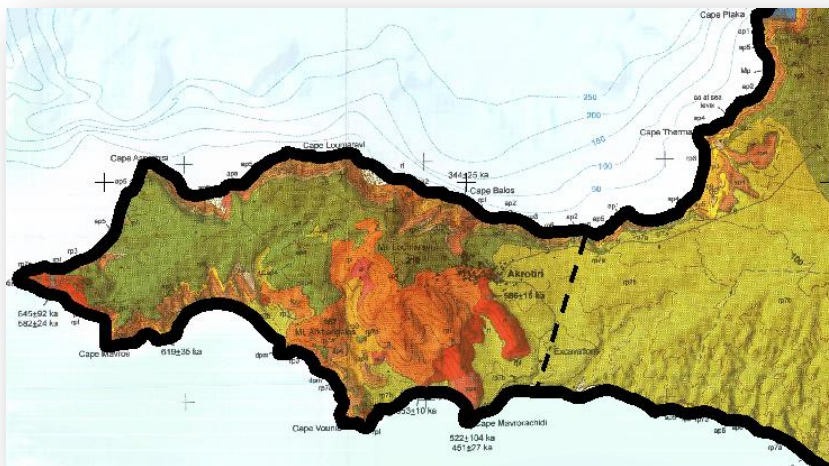
Από τις παραπάνω τομές μπορούμε να συμπεράνουμε ότι στη συγκεκριμένη περιοχή όντως παρουσιάζεται βαρυντικό προφίλ ρήγματος το οποίο έχει τη μορφή



Εικόνα 5. 48 Δομή των πετρωμάτων επί της τομής AA

Figure 5. 48 Structure of the volcano rocks on the Gravity profile AA

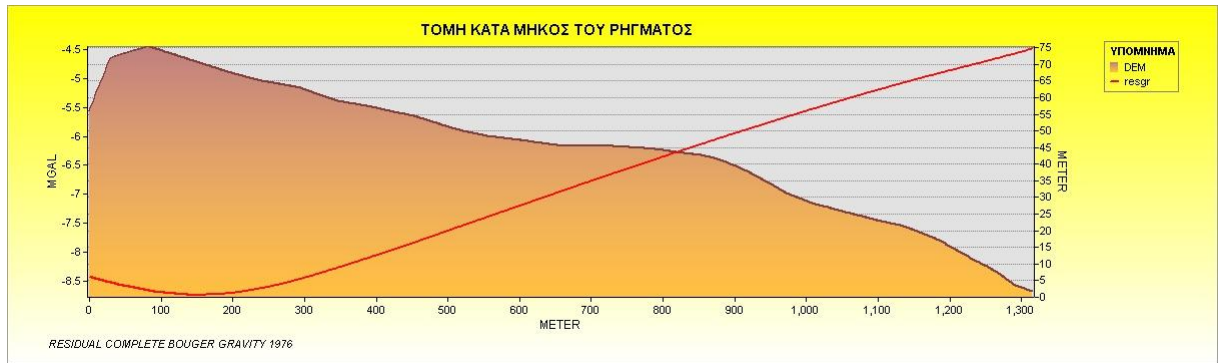
Και η τελική θέση του ρήγματος φαίνεται πάνω στο γεωλογικό χάρτη του Druitt



Εικόνα 5. 49 Η θέση του ρήγματος

Figure 5. 49 Spot of the fault

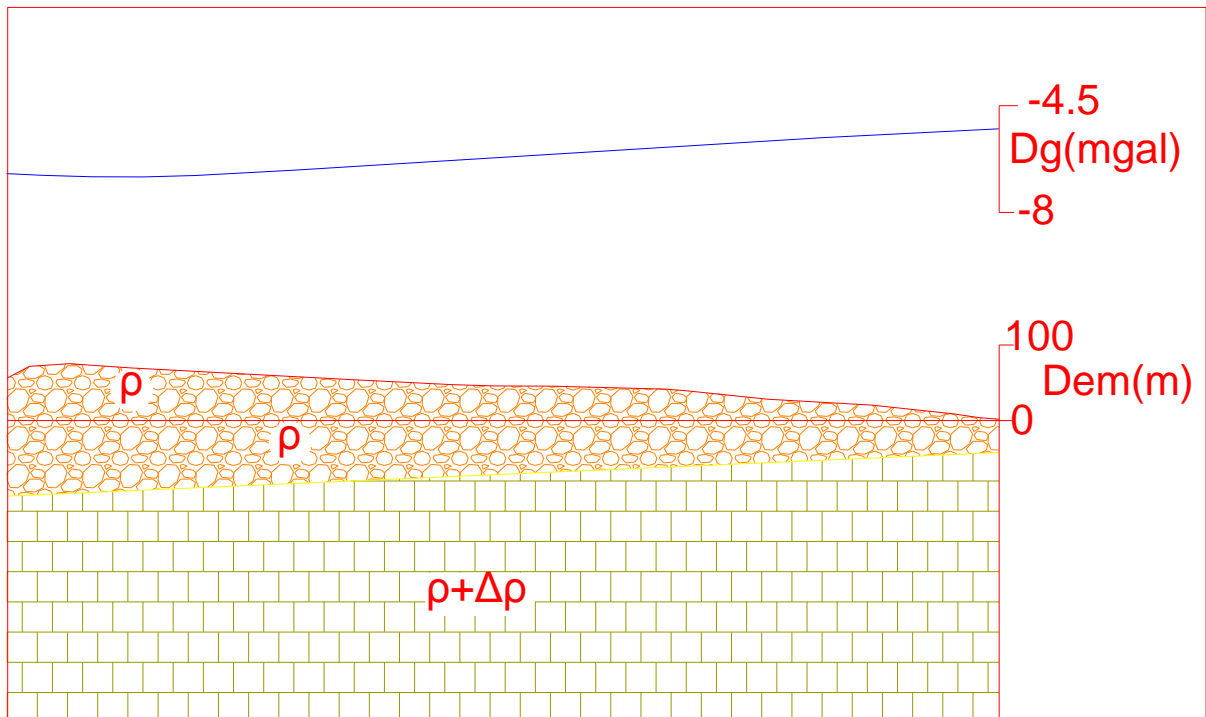
Και το τελικό προφίλ κατά μήκος του ρήγματος είναι:



**Εικόνα 5. 50 Τομή στη διεύθυνση του ρήγματος**

**Figure 5. 50 Gravity profile on the direction of the fault**

Από όπου συμπεραίνουμε ότι το ελαφρύτερο στρώμα πετρωμάτων αυξάνεται, όσο κινούμαστε προς τα νότια, ή αντίστοιχα ότι το βαρύτερο στρώμα πετρωμάτων όσο κινούμαστε νότια βρίσκεται σε μεγαλύτερο βάθος.



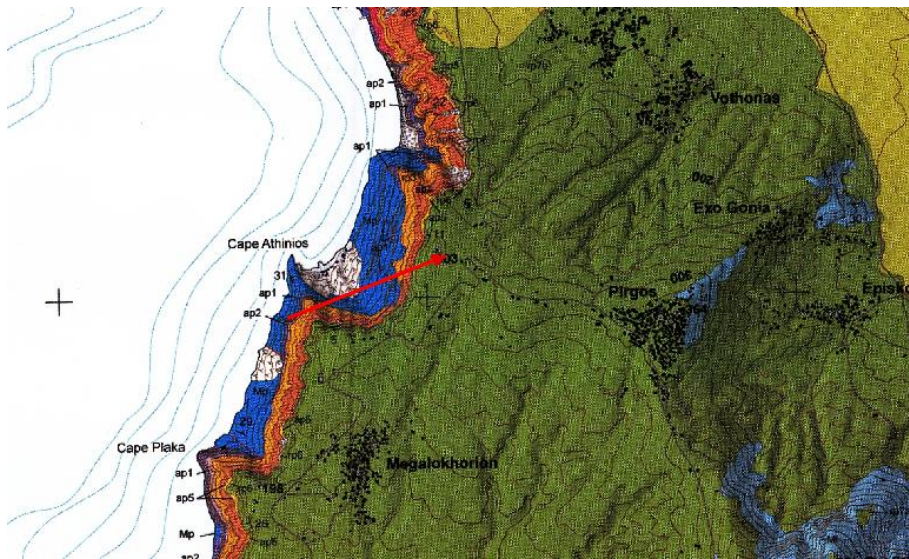
**Εικόνα 5.51 Δομή των πετρωμάτων κατά μήκος τους ρήγματος στη κατεύθυνση Β-Ν.**

**Figure 5.51 Structure of the volcano rocks along with the fault to a direction N-S**



## 5.11 ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑ ΕΦΑΡΜΟΓΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ NETTLETON

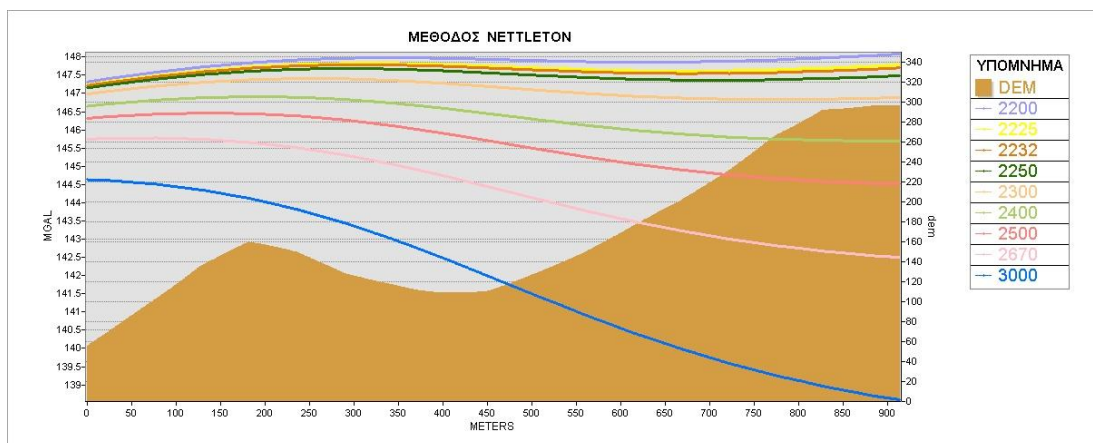
Στη παράγραφο 3.4 της παρούσας μελέτης αναφερθήκαμε στη μέθοδο υπολογισμού της επιφανειακής πυκνότητας των πετρωμάτων μιας περιοχής χρησιμοποιώντας ένα ψηφιακό μοντέλο εδάφους και ένα χάρτη απλών διαταραχών βαρύτητας για τη περιοχή. Μία απλή εφαρμογή της μεθόδου μπορεί να γίνει στη θέση που φαίνεται στην εικόνα 5.52.



Εικόνα 5. 51 Θέση της τομής

Figure 5. 52 Gravity profile's spot

Για να υπολογίσουμε τη μέση πυκνότητα των πετρωμάτων στη περιοχή αυτή δοκιμάζουμε τις παρακάτω πυκνότητες και παίρνουμε τα αντίστοιχα προφίλ.



Εικόνα 5. 52 Μέθοδος Nettleton

Figure 5. 53 Nettleton method

Από την εικόνα 5.53 γίνεται σαφές ότι η μέση πυκνότητα των πετρωμάτων για τη περιοχή αυτή είναι 2232 Kg/m<sup>3</sup> καθώς το προφίλ που υπολογίζεται με αυτή τη πυκνότητα είναι πρακτικώς ασυσχέτιστο με το προφίλ της τοπογραφίας της περιοχής με βαθμό συσχέτισης περίπου 0.05. ( Δεν θα είχε νόημα να αναζητήσουμε μεγαλύτερη ακρίβεια καθώς η ακρίβεια των δεδομένων δεν θα επέτρεπε κάτι τέτοιο)

Kg/m <sup>3</sup>	Δείκτης Συσχέτισης	Kg/m <sup>3</sup>	Δείκτης Συσχέτισης <sup>3</sup>
2200	0.520978472	2500	-0.843419851
2225	0.180339718	2670	-0.850247298
2232	0.052033233	2700	-0.850765657
2250	-0.277425469	2800	-0.851853311
2300	-0.708287834	2900	-0.852853457
2400	-0.826543328	3000	-0.852853457

**Πίνακας 5. 7 Πίνακας Αποτελεσμάτων Μεθόδου Nettleton**

**Table 5. 7 Table with the results of the Nettleton method**

## Κεφάλαιο 6

# Επίλογος

### 6.1 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Με τη παρούσα μελέτη καταδεικνύεται η σημαντικότητα της ύπαρξης διαχρονικών μετρήσεων για μία περιοχή. Είναι ιδιαίτερα σημαντική η διατήρηση των πρωτογενών δεδομένων με όλες τις σημειώσεις που έχουν κρατηθεί επί του πεδίου. Από τέτοια δεδομένα μπορούμε να βγάλουμε ιδιαίτερα χρήσιμα συμπεράσματα τα οποία μπορεί να παρουσιάζουν τόσο γεωλογικό όσο και γεωδαιτικό ενδιαφέρον. Στη συγκεκριμένη μελέτη επιλύθησαν όλα τα πρωτογενή δεδομένα που ήταν διαθέσιμα και αποδείχθηκε η σημαντικότητα της σωστής κατανομής των σημείων σε μία τέτοια εργασία και ταυτόχρονα η διατήρηση αρχείου με τις πρωτογενείς μετρήσεις κάθε εργασίας. Από την επεξεργασία των μετρήσεων προέκυψαν χρήσιμα συμπεράσματα όσον αφορά την δυνατότητα της εκμετάλλευσής τους. Η εκμετάλλευση των παλαιών πρωτογενών δεδομένων μπορεί να οδηγήσει στην επισταμένη μελέτη του βαρυτικού πεδίου μιας περιοχής. Μάλιστα με την εξέλιξη της επιστήμης αναπτύσσονται νέες μέθοδοι και αλγόριθμοι για την εκμετάλλευση της πρωτογενούς πληροφορίας οι οποίοι μπορούν να παράξουν καλύτερης ποιότητας δεδομένα από ότι την εποχής της μέτρησής τους.

Από την επεξεργασία των συγκεκριμένων δεδομένων που αφορούν την ευρύτερη περιοχή της Ν, Θήρας προκύπτουν διάφορα γεωδυναμικού ενδιαφέροντος συμπεράσματα.

Αρχικά δημιουργήθηκαν οι χάρτες διαταραχής της βαρύτητας (έστω και αν οι γεωλόγοι συνηθίζουν να τους ονομάζουν χάρτες ανωμαλιών βαρύτητας). Από την ερμηνεία και την περαιτέρω επεξεργασία των χαρτών αυτών, δημιουργήθηκαν οι χάρτες της υπολειπόμενης διαταραχής πλήρους Bouguer καθώς και οι διαχρονικές

μεταβολές τους. Στη συνέχεια χρησιμοποιώντας τους χάρτες αυτούς χαραχτηκαν 6 τομές στις οποίες μελετήθηκε η συμπεριφορά της υπολειπόμενης πλήρους διαταραχής Bouger σε σχέση με το ψηφιακό μοντέλο εδάφους. Από τη μελέτη των τομών αυτών και τη ταυτοποίηση τους με πρότυπα που ανευρέθησαν στη διεθνή βιβλιογραφία, έγινε η προσπάθεια ερμηνείας τους και η εξαγωγή συμπερασμάτων για τα σημεία όπου παρατηρήθηκαν «ενδιαφέρουσες ανωμαλίες». Επιπλέον έγινε μία προσπάθεια για πιο ενδελεχή έρευνα των συμπερασμάτων αυτών και σύγκριση τους με ένα σύγχρονο γεωλογικό χάρτη. Από τη σύγκριση αυτή εντοπίστηκε ένα πιθανό ενεργό ρήγμα το οποίο μελετήθηκε ενδελεχώς με επιπλέον τομές. Το ρήγμα αυτό βρίσκεται στη περιοχή ακρωτήρι και έχει τη γενική διεύθυνση Νήσοι Χριστιανιά-Φυρά, με συνεχώς βυθιζόμενες τις πυκνότερες μάζες όσο πλησιάζουμε προς τα Φυρά. Τέλος έγινε μία εφαρμογή της μεθόδου του Nettleton και προσδιορίστηκε η μέση πυκνότητα των επιφανειακών πετρωμάτων στη περιοχή του Αθηνιού σε  $2232\text{Kg/m}^3$ .

Με τα παραπάνω παραδείγματα γίνεται εμφανές ότι η χρήση της βαρυτομετρίας σε γεωλογικές ή γεωδυναμικές μελέτες μπορεί να δώσει πολύ μεγάλη ώθηση στην έρευνα και να οδηγήσει τους αντίστοιχους επιστήμονες σε νέα συμπεράσματα και υποθέσεις.

## 6. ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Η περαιτέρω ανάλυση των βαρυτομετρικών δεδομένων με τη χρησιμοποίηση επιπλέον γεωλογικής πληροφορίας θα μπορούσε να οδηγήσει σε επιπλέον τεκμηρίωση και συμπεράσματα για τη γεωδυναμική συμπεριφορά της Ν. Θήρας. Εντούτοις κάτι τέτοιο ξεφεύγει από τα όρια της συγκεκριμένης διπλωματικής μελέτης και ίσως θα πρέπει να συνεχιστεί σε επόμενη εργασία. Επιπλέον θα ήταν ωφέλιμο να επικαιροποιούνταν το αρχείο των μετρήσεων με επιπλέον μετρήσεις πεδίου οι οποίες να γίνουν αν είναι δυνατόν στους ίδιους ή πολύ κοντινούς σταθμούς με τους ήδη μετρημένους. Απαιτείται επίσης η πύκνωση των μετρήσεων στα σημεία στα οποία παρουσιάζεται ενδιαφέρον ή υπάρχει η υποψία κάποιου ρήγματος.

Τέλος θα ήταν ιδιαίτερα χρήσιμο για να γίνει μία ολοκληρωμένη μελέτη όπου θα γινόταν μετρήσεις με θαλάσσιο βαρυτήμετρο για τη συλλογή βαρυτομετρικής πληροφορία και στο θαλάσσιο χώρο του νησιού ο οποίος είναι άμεσα εξαρτημένος από την υπόλοιπη γεωλογική του νησιού.

# Βιβλιογραφία

***Different ways to handle topography in practical geoids determination*** Dahl, O. C., R. Forsberg:Phys. Chem. Earth (a), Vol.24, No. 1, pp. 41-46, 1999.

***An introduction to the Global Positioning System and some geological applications***, Dixon, T.H. Reviews of Geophysics, Vol. 29, No. 2, pp. 249-276, 1991.

***The use of height data in gravity field approximation by collocation***, Forsberg, R., C.C. Tscherning, Journal of Geophysical Research Vol. 86, No. B9,pp. 7843-7854, 1981.

***Geodetic Reference System 1980***, Moritz, H. Bulletin Geodesique, Vol. 58, No. 3, 1984.

***Computation and accuracy of global undulation models***, Rapp, R.Proceedings of the Sixth International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, U.S.A.,p.865-871, 1992.

***A study of terrain reductions, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modelling***, Rene Forsberg, Reports of department of geodetic science and surveying,Report No.355. Ohio 1984.

***Topographic Effects in Gravity Field Modelling for BVP***, Rene Forsberg-CC Tscherning, lecture notes in Earth Sciences, no 65.

***Optimum Resolution and Size of DTM during Modelling Topographic Effect***, Jelena GUΘEVIZ, Vukan OGRIZOVIZ, Siniša DELΘEV, Violeta VASILIZ – Belgrade

***ADVANCED GEOID MODELING FOR THE NATIONAL HEIGHT MODERNIZATION PROGRAM***, Dr. Dan Roman,Gregory A. Helmer, PLS

***LOCAL GEOID DETERMINATION USING VARIABLE SURFACE DENSITIES***, Szabolcs RÓZSA12002

***GEOPHYSICAL METHODS IN GEOLOGY***, Prof. G. R. Foulger& Prof. C. Peirce

***A GUIDE TO HIGH PRECISION LAND GRAVIMETER SURVEYS***, H.O. Seigel,1995

***New standards for reducing gravity data: The North American gravity database***, William J. Hinze, Carlos Aiken, John Brozena, Bernard Coakley, David Dater, Guy Flanagan, Rene´Forsberg, Thomas Hildenbrand, G. Randy Keller, James Kellogg,RobertKucks, Xiong Li, Andre Mainville, Robert Morin, Mark Pilkington,DonaldPlouff, DhananjayRavat, Daniel Roman, Jamie Urrutia-Fucugauchi,Marc V´eronneau, Michael Webring, and Daniel Winester

**Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics**, R. E. Sheriff

**High precision combined geoid determination in Switzerland** Urs Marti, Federal Office of Topography, Seftigenstrasse 264, CH-3084 Wabern, Switzerland, E-mail: [urs.marti@swisstopo.ch](mailto:urs.marti@swisstopo.ch)

**LOCAL GEOID DETERMINATION USING VARIABLE SURFACE DENSITIES**, Szabolcs RÓZSA<sup>1</sup>, Department of Geodesy and Surveying, Budapest University of Technology and Economics H-1521, Budapest, Műegyetemrkp. 1-3, Hungary, Tel.: +36-1-463-1222, e-mail: [szrozs@geo.fgt.bme.hu](mailto:szrozs@geo.fgt.bme.hu), Received: Jan. 25, 2002

**The Local Geoid Model of Cameroon: CGM05**, J. Kamguia<sup>1</sup>, C. T. Tabod<sup>2</sup>, R. Nouayou<sup>2</sup>, J. M. Tadjou<sup>1</sup>, E. Manguelle-Dicoum<sup>2</sup> and H. L. Kande<sup>1</sup>, <sup>1</sup> National Institute of Cartography (NIC) – Cameroon, P.O. Box 157, Yaounde, Cameroon, <sup>2</sup> Department of Physics, Faculty of Science, University of Yaounde I, P.O. Box 812 Yaounde, Cameroon, Corresponding author: Tabod Charles Tabod, [charlestabod@yahoo.co.uk](mailto:charlestabod@yahoo.co.uk)

**A Gravimetric Geoid Model for the United States: The Development and Evaluation of USGG2009**, Daniel R. Roman, Yan Ming Wang, Jarir Saleh, and Xiaopeng Li NOAA/National Geodetic Survey

**Final National Models for the United States: Development of GEOID09**, Daniel R. Roman, Yan Ming Wang, Jarir Saleh, and Xiaopeng Li, NOAA/National Geodetic Survey

**An overview manual for the gravsoft Geodetic Gravity Field Modelling programs**, Rene Forsberg-CC Tscherning, 2008

**Geoid determination by 3D least-squares collocation**, C.C. Tscherning, 2008

**An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008**, Nikolaos K. Pavlis, Simon A. Holmes, Steve C. Kenyon, and John K. Factor, 2008

**GRAVITY SURVEY OF THE LUCERNE VALLEY GROUNDWATER BASIN: IMPLICATIONS FOR BASIN STRUCTURE AND GEOMETRY**, Tammy L. Surko.

**GRAVITY DATA PROCESSING MODELLING, AND INTERPRETATION IN SUPPORT OF STRUCTURAL STUDIES IN THE NORTHERN PART OF ARCTIC NATIONAL WILDLIFE REFUGE, ALASKA**, R. Saultus, R. Morrin, J. Phillips and M. Webring, USGA, 1999.

**FOOTNOTES ON INTERPRETATION**, Corine Prieto, Integrated Geophysics Corporation, August 1996.



**Mapping Of Basement Faults With Gravity And Magnetic Data In Northern Alberta**, Henry Lyatsky, Dinu Pana, Reg Olson and Lorraine Godwin, 4827 Nipawin Cres. NW, Calgary, AB, T2K 2H8, lyatskyh@telus.net.

**1985-1999 gravity field variations across the Asal Rift: insights on vertical movements and mass transfer**, Valerie Ballu, Michel Diament, Pierre Briole, Jean-Claude Ruegg, EPSL, 2003

**GRAVITY ANOMALIES**, D. C. Mishra, GEOPHYSICS AND GEOCHEMISTRY- Vol III

**Εισαγωγικά Μαθήματα στη Διερευνητική Γεωφυσική**, Ιωάννης Φ. Λούης, Αθήνα 2004.

**New insights into the initiation and venting of the Bronze-Age eruption of Santorini, from component analysis**, Tim Druitt, Bulletin of Volcanology, Manuscript Draft, June 2013.

**Fundamentals of Geophysics**, Second Edition, WILLIAM LOWRIE, 2007.

**A new view of the concept of anomalous gravity in the context of the gravimetric inverse problem**, Vajda Peter, Petr Vaníček, Bruno Meurers, 22 Apr 2005.

**The Earth's gravity field components of the differences between gravity disturbances and gravity anomalies**, R. Tenzer, A. Ellmann, P. Novák, P. Vajda.

**High-precision gravity measurements using absolute and relative gravimeters at Mount Etna (Sicily, Italy)**, Antonio Pistorio, Filippo Greco, Gilda Currenti, Rosalba Napoli, Antonino Sicali, Ciro Del Negro, Luigi Fortuna. ANNALS OF GEOPHYSICS, July 26, 2011.

**ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΓΕΩΕΙΔΟΥΣ ΑΠΟ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΑΤΑΛΑΝΤΗΣ**, Παρασκευάς Μελισσινός, Αθήνα 2011.

## Βασικές Συνδέσεις

Ψηφιακό μοντέλο εδάφους ASTER, διακριτικής ικανότητας (~30m),  
InternetAddress: [http://asterweb.jpl.nasa.gov/content/03\\_data/01\\_Data\\_Products/release\\_DEM\\_relative.htm](http://asterweb.jpl.nasa.gov/content/03_data/01_Data_Products/release_DEM_relative.htm)

Marine Geographic Information Systems Hellenic Center for Marine Research (HCMR), Internet Address: <http://arch.her.hcmr.gr/downl.htm>

Digital Bathymetric Data Base, from the U.S. Naval Oceanographic Office,  
Internet Address: [http://neonet.nlr.nl/ceos-idn/datasets/NAVOCEANO\\_DBDBV.html](http://neonet.nlr.nl/ceos-idn/datasets/NAVOCEANO_DBDBV.html)

Υπολογισμοί και θεωρία βαρύτητας icgem, InternetAddress: <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>

<http://galitzin.mines.edu/INTROGP/index.jsp>

[http://www.geo.auth.gr/765/6\\_santorini/61\\_geology.htm#2](http://www.geo.auth.gr/765/6_santorini/61_geology.htm#2)