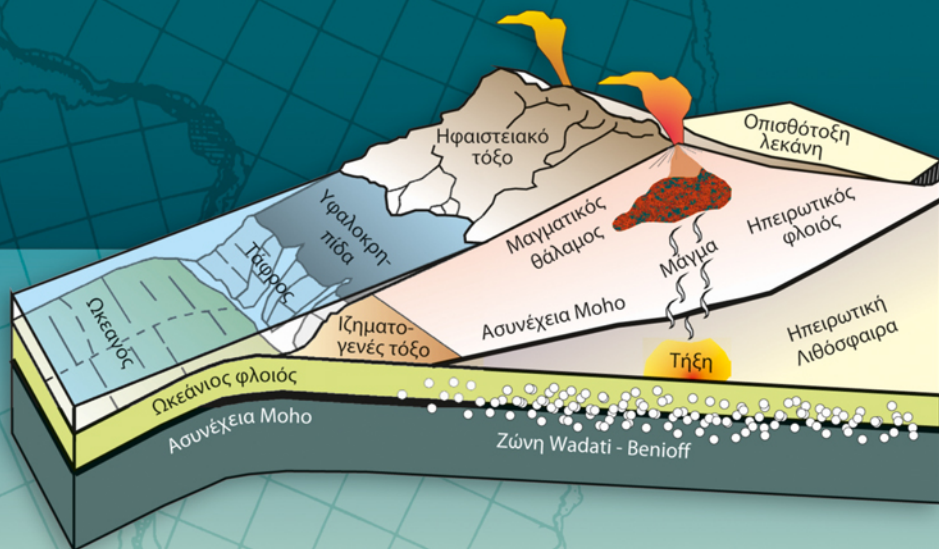


Κωνσταντίνος Παπαζάχος

Βασίλειος Παπαζάχος

Εισαγωγή στη Γεωφυσική



2η έκδοση

Κάθε γνήσιο αντίτυπο φέρει την υπογραφή του συγγραφέα

Επικοινωνία με το συγγραφέα
Παπαζάχο Κώστα
Τηλ: 2310 998510
E-mail: kparaza@auth.gr

ISBN 978-960-456-386-9

© Copyright: Παπαζάχος Β., Παπαζάχος Κ., Εκδόσεις Ζήτη, Νοέμβριος 2008
2η έκδοση Δεκέμβριος 2013

Το παρόν έργο πνευματικής ιδιοκτησίας προστατεύεται κατά τις διατάξεις του Ελληνικού νόμου (Ν.2121/1993 όπως έχει τροποποιηθεί και ισχύει σήμερα) και τις διεθνείς συμβάσεις περί πνευματικής ιδιοκτησίας. Απαγορεύεται απολύτως η άνευ γραπτής άδειας του εκδότη και συγγραφέα κατά οποιοδήποτε τρόπο ή μέσο αντιγραφή, φωτοανατύπωση και εν γένει αναπαραγωγή, εκμίσθωση ή δανεισμός, μετάφραση, διασκευή, αναμετάδοση στο κοινό σε οποιαδήποτε μορφή (ηλεκτρονική, μηχανική ή άλλη) και η εν γένει εκμετάλλευση του συνόλου ή μέρους του έργου.

Φωτοστοιχειοθεσία
Εκτύπωση
Βιβλιοδεσία

Π. ΖΗΤΗ & Σια ΟΕ

18° χλμ Θεσσαλονίκης - Περαιάς
Τ.Θ. 4171 • Περαιά Θεσσαλονίκης • Τ.Κ. 570 19
Τηλ.: 2392.072.222 - Fax: 2392.072.229 • e-mail: info@ziti.gr



www.ziti.gr

ΒΙΒΛΙΟΠΩΛΕΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ - ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΔΙΑΘΕΣΗ:

Αρμενοπούλου 27 - 546 35 Θεσσαλονίκη • Τηλ.: 2310-203.720 • Fax 2310-211.305
e-mail: sales@ziti.gr

ΒΙΒΛΙΟΠΩΛΕΙΟ ΑΘΗΝΩΝ - ΕΝΩΣΗ ΕΚΔΟΤΩΝ ΒΙΒΛΙΟΥ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ:

Στοά του Βιβλίου (Πεσμαζόγλου 5) - 105 64 ΑΘΗΝΑ • Τηλ.-Fax: 210-3211.097

ΒΙΒΛΙΟΠΩΛΕΙΟ - ΑΠΟΘΗΚΗ ΑΘΗΝΩΝ:

Χαριλάου Τρικούπη 22 - Τ.Κ. 106 79, Αθήνα • Τηλ.-Fax: 210-3816.650
e-mail: athina@ziti.gr

ΗΛΕΚΤΡΟΝΙΚΟ ΒΙΒΛΙΟΠΩΛΕΙΟ: www.ziti.gr

Πρόλογος

Το προηγούμενο βιβλίο Γεωφυσικής, που διδάχθηκε σε φοιτητές του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και άλλων Πανεπιστημίων της Ελλάδας, είχε δημοσιευθεί το 1991 από τον δεύτερο συγγραφέα του παρόντος βιβλίου. Όμως, από τότε έχει πραγματοποιηθεί σημαντική πρόοδος πάνω σχεδόν σε όλα τα γνωστικά αντικείμενα της Γεωφυσικής. Νέες πληροφορίες έχουν εμπλουτίσει την υπάρχουσα γεωφυσική γνώση κατά την τελευταία εικοσαετία σε θέματα δομής, σύστασης και φυσικών μεταβολών του εσωτερικού της Γης, που αποτελούν τα βασικά θέματα τα οποία πραγματεύεται το παρόν σύγγραμμα. Η ανάπτυξη αυτή αφορά όχι μόνο τον εμπλουτισμό της γνώσης σε σχέση με κλασσικά γεωφυσικά αντικείμενα αλλά και την παραγωγή γνώσης σε νέα γεωφυσικά θέματα. Για παράδειγμα, η κλασσική γεωφυσική αντίληψη για τα γεωδυναμικά φαινόμενα που παρατηρούνται στην επιφάνεια της Γης (σεισμικότητα, ηφαιστειότητα, μετάθεση ηπείρων, κλπ) ήταν ότι αυτά οφείλονται σε αίτια που βρίσκονται κυρίως στο σύστημα λιθόσφαιρας - ασθενόσφαιρας, μέχρι και τον πάνω μανδύα (περίπου μέχρι το βάθος των 700 km), ενώ σήμερα είναι γνωστό ότι τέτοια αίτια βρίσκονται μέχρι το όριο μανδύα - πυρήνα (βάθος περίπου 2900 km). Διαπιστώθηκε μάλιστα ότι στα αίτια αυτά, που έχουν την πηγή τους σε τόσο μεγάλα βάθη μέσα στη Γη, οφείλεται η διάσπαση των λιθοσφαιρικών πλακών και η μετάθεση των σημερινών ηπείρων. Υπήρξε, συνεπώς, ανάγκη συγγραφής ενός νέου βιβλίου, το οποίο να βασίζεται στο παλαιότερο βιβλίο, αλλά να περιλαμβάνει τις βασικές αρχές της σύγχρονης γεωφυσικής γνώσης που είναι δημοσιευμένη σε πρόσφατες εκδόσεις (διεθνή περιοδικά, πρακτικά συνεδρίων, διαδίκτυο, κλπ).

Πέραν από την παραπάνω αναγκαιότητα επικαιροποίησης του βιβλίου, κατά την προηγούμενη εικοσαετία το περιεχόμενο του βιβλίου Γεωφυσικής, αλλά και πρόσθετη ύλη, διδάχθηκε σε φοιτητές διαφόρων τμημάτων του Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και άλλων Πανεπιστημίων της χώρας και αποκτήθηκε σημαντική πρόσθετη εμπειρία σχετικά με τον τρόπο που η Γεωφυσική γνώση προσλαμβάνεται από τους φοιτητές των τριτοβάθμιων ακαδημαϊκών ιδρυμάτων. Επιπλέον, ανταλλάχθηκαν απόψεις για διάφορα γεωφυσικά θέματα με συναδέλφους γεωφυσικούς, οι οποίοι έχουν σχετική εκπαιδευτική και ερευνητική εμπειρία και λάβαμε σοβαρά υπόψη μας τις προτάσεις τους. Έτσι, το περιεχόμενο του παρόντος βιβλίου είναι αποτέλεσμα της κοινής προσπάθειας των δύο συγγραφέων του για

την αναπαραγωγή της βασικής γεωφυσικής γνώσης που ισχύει σήμερα σε παγκόσμιο επίπεδο και την αξιοποίηση της σχετικής διδακτικής εμπειρίας.

Το περιεχόμενο ενός πανεπιστημιακού συγγράμματος καθορίζεται συχνά από τις ανάγκες και το επιστημονικό υπόβαθρο των αναγνωστών του. Τα βιβλία Γεωφυσικής μπορούν να χρησιμοποιηθούν από δύο κατηγορίες αναγνωστών: Η πρώτη κατηγορία περιλαμβάνει αυτούς που έχουν γεωλογικό επιστημονικό υπόβαθρο και είναι κατά κύριο λόγο φοιτητές των Τμημάτων Γεωλογίας, Γεωπεριβάλλοντος, Ορυκτών Πόρων κλπ. αλλά και επιστήμονες ή επαγγελματίες γεωλόγους, οι οποίοι ενδιαφέρονται για τον τρόπο με τον οποίο η Γεωφυσική συνεισφέρει στην επίλυση θεμελιωδών γεωλογικών προβλημάτων. Η δεύτερη κατηγορία περιλαμβάνει αυτούς που έχουν κυρίως μαθηματικό υπόβαθρο (μαθηματικοί, φυσικοί, μηχανικοί, κλπ) και ενδιαφέρονται για θέματα Γεωφυσικής. Η βασική γνώση που δίνεται στα κεφάλαια του παρόντος βιβλίου έχει ως στόχο την ανάδειξη της γεωφυσικής-γεωλογικής σημασίας των σχετικών θεμάτων και παρουσιάζεται με τρόπο που μπορεί να προσεγγιστεί και από τις δύο κατηγορίες αναγνωστών. Παράλληλα, στο κείμενο παρέχονται οι βασικές μαθηματικές σχέσεις που είναι χρήσιμες για υπολογισμούς πρακτικής σημασίας και απαραίτητες για τη λύση των ασκήσεων Α' κατηγορίας. Ορισμένες από τις ασκήσεις Β' κατηγορίας αφορούν αποδείξεις των πιο βασικών από τις σχέσεις που παρουσιάζονται στο κείμενο, ενώ οι υπόλοιπες αναφέρονται σε γεωφυσικά προβλήματα υψηλότερου επιπέδου δυσκολίας. Στο τέλος του βιβλίου παρέχονται, σε ξεχωριστό κεφάλαιο, αναλυτικές πληροφορίες και σχήματα για τη διαδικασία λύσης των ασκήσεων.

Αν και η σεισμική δραστηριότητα είναι ένα από τα σημαντικότερα γεωδυναμικά φαινόμενα στη Γη, τα καθαρά τεχνικά σεισμολογικά θέματα δεν εξετάζονται στο παρόν βιβλίο, γιατί παραδοσιακά παρουσιάζονται σε ειδικά βιβλία Σεισμολογίας, όπως το πρόσφατα δημοσιευμένο βιβλίο Σεισμολογίας (Παπαζάχος, Β., Καρακαϊσης, Γ. και Χατζηδημητρίου, Π., 2005). Είναι όμως γνωστό ότι οι σεισμολογικές τεχνικές είναι ιστορικά οι πιο σημαντικές, αλλά και πρακτικά από τις πιο αποτελεσματικές μεθόδους για τη λύση γεωφυσικών προβλημάτων που αφορούν το εσωτερικό της Γης. Για το λόγο αυτό σεισμολογικές μέθοδοι αναπτύσσονται και χρησιμοποιούνται στο παρόν βιβλίο για τη λύση διαφόρων γεωφυσικών προβλημάτων (κεφάλαια 2, 3, 8, 9). Για τους ίδιους λόγους δεν εξετάζονται στο παρόν βιβλίο ειδικές εφαρμογές της Γεωφυσικής στην επίλυση προβλημάτων επιφανειακής γεωλογίας, εντοπισμού κοιτασμάτων και γεωτεχνικών-γεωπεριβαλλοντικών προβλημάτων, οι οποίες επίσης εξετάζονται παραδοσιακά από ειδικά βιβλία Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής. Όμως στο παρόν βιβλίο παρουσιάζονται οι βασικές αρχές πολλών γεωφυσικών μεθόδων (σεισμικές, βαρυτικές,

μαγνητικές, ραδιομετρικές, κλπ.) και τα γενικά χαρακτηριστικά των κύριων δυναμικών πεδίων της Γης (βαρυτικό και μαγνητικό), που αποτελούν τη γνώση πάνω στην οποία θεμελιώνονται οι κυριότερες τεχνικές της Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής.

Το βιβλίο αυτό αποτελείται από εννέα κεφάλαια. Το **πρώτο** κεφάλαιο είναι εισαγωγικό και παρέχει γενικές πληροφορίες για τη Γεωφυσική, τη Γη και τη σχέση της με το ηλιακό σύστημα. Το **δεύτερο** κεφάλαιο αφορά τη δομή και σύσταση του εσωτερικού της Γης ενώ το **τρίτο** κεφάλαιο περιλαμβάνει τη Γεωδυναμική. Το **τέταρτο** έχει ως αντικείμενο τη θερμότητα του εσωτερικού της Γης και το **πέμπτο** τη φυσική ραδιενέργεια και τον τρόπο που αυτή χρησιμοποιείται από τις μεθόδους ραδιοχρονολόγησης. Τα δύο βασικά δυναμικά πεδία της Γης, το πεδίο βαρύτητας και το μαγνητικό πεδίο, παρουσιάζονται στο **έκτο** και **έβδομο** κεφαλαίο, αντίστοιχα. Στο **όγδοο** κεφάλαιο παρουσιάζονται οι βασικές σεισμικές μέθοδοι μελέτης της δομής του εσωτερικού της Γης, που είναι από τις κυριότερες γεωφυσικές μεθόδους που εφαρμόζονται για το σκοπό αυτό. Τέλος, στο **ένατο** κεφάλαιο αναπτύσσονται διάφορα σημαντικά θέματα γεωφυσικών τεχνικών και εφαρμογής ειδικών γεωφυσικών μεθόδων.

Το βιβλίο εκδίδεται με βασικό στόχο να χρησιμοποιηθεί ως διδακτικό σύγγραμμα πανεπιστημιακού επιπέδου, καλύπτοντας την ύλη που διδάσκεται σε προπτυχιακούς και μεταπτυχιακούς φοιτητές του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και άλλων Πανεπιστημίων της χώρας. Έγινε, όμως, προσπάθεια ώστε το περιεχόμενό του να περιλαμβάνει και θέματα ευρύτερου θεωρητικού και πρακτικού ενδιαφέροντος, ώστε να είναι αξιοποιήσιμο και από επιστήμονες που ασχολούνται επαγγελματικά με γενικότερα γεωφυσικά θέματα (γεωφυσικοί, γεωλόγοι, γεωδαίτες, μηχανικοί, κλπ.). Στο τέλος κάθε κεφαλαίου περιλαμβάνονται αναφορές πρόσφατων δημοσιεύσεων σε διεθνή περιοδικά και βιβλία, ώστε να διευκολύνονται οι αναγνώστες που ενδιαφέρονται για ειδικότερη μελέτη γεωφυσικών θεμάτων.

Αποφασιστική υπήρξε η συμβολή των Π. Χατζηδημητρίου και Γ. Καρακαϊση στη βελτίωση του περιεχομένου του βιβλίου, αφού οι παρατηρήσεις τις οποίες έκαναν σε όλα τα κεφάλαια και οι προτεινόμενες αλλαγές συνέβαλαν σημαντικά στην αναβάθμιση του αρχικού κειμένου. Σημαντική υπήρξε και η συμβολή της Ε. Αηδονά στη βελτίωση του περιεχομένου, αλλά και της μορφής του βιβλίου, λύνοντας τις ασκήσεις και συμβάλλοντας ουσιαστικά στη συγγραφή των αναλυτικών οδηγιών για τη λύση των ασκήσεων, καθώς και σε θέματα που αφορούν το 7^ο Κεφάλαιο της 2^{ης} Έκδοσης.

Οι Δ. Κοντοπούλου, Ε. Παπαδημητρίου, Α. Κυρατζή, Γ. Τσόκας, Θ. Τσάπας, Δ. Παναγιωτόπουλος, Ε. Σκορδύλης, Β. Καρακώστας, Α. Κορωνάιος, Τ.

Σολδάτος και Η. Τζιαβός, οι οποίοι διδάσκουν σχετικά γεωφυσικά, γεωλογικά και γεωδαιτικά μαθήματα, συνέβαλαν καθοριστικά στη βελτίωση των κεφαλαίων που σχετίζονται με το ερευνητικό τους έργο και υπέδειξαν αλλαγές που βασίζονται και στην εκπαιδευτική εμπειρία τους από την τριτοβάθμια εκπαίδευση. Οι απόψεις τους συνέβαλαν, μεταξύ άλλων, στη διαμόρφωση απλούστερων αλλά συνεκτικότερων ασκήσεων. Τμήμα του Κεφαλαίου 7 (παράγραφος 7.14.5) το οποίο αναφέρεται στην παλαιομαγνητική έρευνα που έχει πραγματοποιηθεί στον Ελλαδικό χώρο βασίζεται σε κείμενο της Δ. Κοντοπούλου, η οποία είναι και η συγγραφέας του σημαντικότερου τμήματος της άσκησης που παρουσιάζεται στην παράγραφο 9.3 Η Α. Κυρατζή είναι συν-συγγραφέας της εφαρμογής που αναφέρεται στον τρόπο υπολογισμού της ενεργού παραμόρφωσης από σεισμολογικά στοιχεία και παρουσιάζεται στην παράγραφο 9.2.

Ευχαριστούμε θερμά όλους τους προαναφερόμενους ακαδημαϊκούς συνάδελφους για τη σημαντική τους συμβολή στη διαμόρφωση της ύλης και τη βελτίωση του περιεχομένου του βιβλίου. Ευχαριστούμε, επίσης, ιδιαίτερα τις κ. Δ. Βλάχου και Ε. Κωνσταντινίδου για τη βοήθειά τους σε τεχνικά θέματα που αφορούν το παρόν βιβλίο, αλλά και τη γενικότερή τους συνεχή τεχνική αρωγή και υποστήριξη στις ερευνητικές και εκπαιδευτικές μας δραστηριότητες. Τέλος, θα θέλαμε να εκφράσουμε τις ευχαριστίες μας στις εκδόσεις Ζήτη για την άρτια έκδοση του βιβλίου.

Σημαντικός παράγοντας για τη δυνατότητα ενασχόλησής μας με τη γεωφυσική γνώση και παιδεία υπήρξε η σταθερή παρουσία της Κατερίνας Παπαζάχου και της Ελίνας Αηδονά, χωρίς τη βοήθεια και υποστήριξη των οποίων δε θα ήταν δυνατή η συγγραφή του παρόντος βιβλίου.

Στη 2^η Έκδοση του βιβλίου έχουν επικαιροποιηθεί και συμπληρωθεί πληροφορίες που αφορούν κυρίως το 1^ο Κεφάλαιο (γένεση και εξέλιξη του πλανητικού συστήματος, εξέλιξη του εσωτερικού της Γης), το 3^ο Κεφάλαιο (αίτια κίνησης λιθοσφαιρικών πλακών), το 4^ο Κεφάλαιο (τεχνικές μέτρησης της ροής θερμότητας σε ηπείρους και ωκεανούς), το 5^ο Κεφάλαιο (ανάλυση του προβλήματος προσδιορισμού της ηλικίας της Γης), το 6^ο Κεφάλαιο (διαδικασία απόλυτων και σχετικών μετρήσεων του βαρυτικού πεδίου, βαρυτικές ανωμαλίες μετεωρικών συγκρούσεων), και το 7^ο Κεφάλαιο (αιώνια μεταβολή μαγνητικού πεδίου και διαγράμματα παλαιομαγνητικών μετρήσεων). Παράλληλα ενσωματώθηκαν όλες οι απαραίτητες τεχνικές διορθώσεις και παροράματα της 1^{ης} Έκδοσης.

Θεσσαλονίκη, Σεπτέμβριος 2008 (1^η Έκδοση)

Νοέμβριος 2013 (2^η Έκδοση)

Κ. Παπαζάχος - Β. Παπαζάχος

Περιεχόμενα

Κεφάλαιο 1: Εισαγωγή

1.1	Αντικείμενο της Γεωφυσικής	1
1.2	Σημασία της Γεωφυσικής	2
1.3	Τρόποι Έρευνας στη Γεωφυσική	3
1.4	Σύντομη Ιστορία της Γεωφυσικής	5
1.5	Η Γη, το Ηλιακό Σύστημα και το Σύμπαν	9
1.5.1	Οι γεώδεις πλανήτες και η Σελήνη	15
1.5.2	Μετεωρίτες και κομήτες	18
1.5.3	Η γένεση του σύμπαντος	24
1.5.4	Η γένεση του ηλιακού συστήματος	26
1.5.5	Η γένεση και εξέλιξη του εσωτερικού της Γης	35
	Βιβλιογραφία	36

Κεφάλαιο 2: Δομή και Σύσταση του Εσωτερικού της Γης

2.1	Εισαγωγή	39
2.2	Μεταβολή των Ταχυτήτων των Σεισμικών Κυμάτων Χώρου με το Βάθος και Βασικές Ενότητες του Εσωτερικού της Γης	43
2.3	Πυκνότητα του Εσωτερικού της Γης	49
2.4	Πίεση στο Εσωτερικό της Γης	57
2.5	Τιμές των Ελαστικών Σταθερών στο Εσωτερικό της Γης	58
2.6	Μεταβολή της Ανελαστικότητας και του Ιξώδους στο Εσωτερικό της Γης	59
2.7	Η Σύσταση του Εσωτερικού της Γης	63
2.7.1	Καθορισμός της σύστασης της Γης με απ' ευθείας παρατηρήσεις	64
2.7.2	Καθορισμός της σύστασης του εσωτερικού της Γης με γεωφυσικά δεδομένα	66
2.7.3	Δομή και σύσταση του φλοιού της Γης	69
2.7.4	Δομή και σύσταση του μανδύα της Γης	75
2.7.5	Δομή και σύσταση του πυρήνα της Γης	80
2.8	Ανισοτροπία στο Εσωτερικό της Γης	82
2.9	Τρισδιάστατη Δομή του Εσωτερικού της Γης	86

2.10 Δομή Βάθους στο Χώρο του Αιγαίου	94
Βιβλιογραφία	103
Ασκήσεις	110

Κεφάλαιο 3: Γεωδυναμική

3.1 Εισαγωγή	111
3.2 Τα Τρία Παγκόσμια Συστήματα Διάρρηξης.....	115
3.3 Η Μετάθεση των Ηπείρων	125
3.4 Η Θεωρία των Λιθοσφαιρικών Πλακών.....	134
3.5 Ιδιότητες των Ορίων των Λιθοσφαιρικών Πλακών και η Σχέση τους με το Σύστημα των Θερμών Κηλίδων.....	143
3.6 Σχετικές Κινήσεις των Λιθοσφαιρικών Πλακών.....	152
3.7 Δυνάμεις που Ασκούνται στις Κινούμενες Λιθοσφαιρικές Πλάκες	162
3.8 Απόλυτες Κινήσεις των Λιθοσφαιρικών Πλακών	164
3.9 Ορογένεση και Λιθοσφαιρικές Πλάκες.....	169
3.10 Τα Αίτια Κίνησης των Λιθοσφαιρικών Πλακών	171
3.11 Ενεργός Τεκτονική του Ελληνικού Χώρου	177
Βιβλιογραφία	180
Ασκήσεις.....	184

Κεφάλαιο 4: Θερμότητα του Εσωτερικού της Γης

4.1 Εισαγωγή	187
4.2 Η Ροή Θερμότητας από το Εσωτερικό της Γης.....	191
4.2.1 Η θερμική αγωγιμότητα στο εσωτερικό της Γης	191
4.2.2 Η θερμοβαθμίδα στο εσωτερικό της Γης.....	193
4.2.3 Η ροή θερμότητας στους ωκεανούς.....	194
4.2.4 Η ροή θερμότητας στις ηπείρους	197
4.2.5 Μετρήσεις της ροής θερμότητας στις ηπείρους και στους ωκεανούς.....	201
4.2.6 Χωρική κατανομή της ολικής ροής θερμότητας	204
4.3 Πηγές Θερμότητας στο Εσωτερικό της Γης.....	206
4.4 Η Θερμοκρασία στο Εσωτερικό της Γης	210
4.4.1 Προσδιορισμός της θερμοκρασίας στο μανδύα της Γης	211
4.4.2 Προσδιορισμός της θερμοκρασίας στον πυρήνα της Γης	214
4.4.3 Το σημείο τήξης στο μανδύα και στον πυρήνα	214
4.4.4 Πρόσφατα αποτελέσματα για τη θερμοκρασία του εσωτερικού της Γης.....	215

4.5	Η Εξίσωση της Θερμικής Αγωγιμότητας και οι Εφαρμογές της	217
4.5.1	Το θερμικό μοντέλο ημιχώρου της ωκεάνιας λιθόσφαιρας.....	221
4.5.2	Γεώθερμες.....	224
4.5.3	Η θερμική ιστορία της Γης	227
4.6	Διάδοση Θερμότητας με Μεταφορά στο Εσωτερικό της Γης	231
	Βιβλιογραφία	234
	Ασκήσεις	236

Κεφάλαιο 5: Φυσική Ραδιενέργεια και Μέθοδοι Ραδιοχρονολόγησης

5.1	Εισαγωγή.....	239
5.2	Νόμος των Ραδιενεργών Διασπάσεων	241
5.3	Αρχή των Μεθόδων Ραδιοχρονολόγησης.....	242
5.4	Μέθοδοι Ραδιοχρονολόγησης.....	245
5.4.1	Απλά ρολόγια διάσπασης: Κοσμική ακτινοβολία και χρονολόγηση με τον ^{14}C και ^{36}Cl	246
5.4.2	Αθροιστικά ρολόγια διάσπασης: Η μέθοδος Καλίου-Αργού (K-Ar).....	252
5.4.3	Χρήση ισόχρονων: Η μέθοδος Ρουβιδίου-Στροντίου (Rb-Sr).....	255
5.4.4	Μέθοδοι Ουρανίου-Μολύβδου (U-Pb)	260
5.4.5	Μέθοδος Μολύβδου-Μολύβδου (Pb-Pb)	263
5.4.6	Μέθοδος Θωρίου-Μολύβδου (Th-Pb)	264
5.4.7	Σπάνιες γαίες και γεωδυναμική εξέλιξη της Γης: Το ραδιενεργό ζεύγος Σαμάριο - Νεοδύμιο (Sm-Nd)	265
5.5	Η Ηλικία της Γης και η Γεωλογική Κλίμακα Χρόνου	269
5.5.1	Το πρόβλημα του προσδιορισμού της ηλικίας της Γης.....	269
5.5.2	Προσδιορισμός της ηλικίας της Γης με τη μέθοδος Μολύβδου-Μολύβδου (Pb-Pb)	273
	Βιβλιογραφία	277
	Ασκήσεις	279

Κεφάλαιο 6: Το Πεδίο Βαρύτητας, οι Παλίρροιες και οι Γεωφυσικές Σημασίες Κινήσεις της Γης

6.1	Εισαγωγή.....	281
6.2	Η Ένταση και το Δυναμικό του Πεδίου Βαρύτητας της Γης	283
6.3	Ισοδυναμικές Επιφάνειες	285
6.4	Το Εξωτερικό Πεδίο Βαρύτητας της Γης	290

6.5	Η Εξίσωση του Σφαιροειδούς και του Ελλειψοειδούς της Γης.....	295
6.6	Προσδιορισμός του Πεδίου Βαρύτητας με Επίλυση της Σχέσης του Laplace.....	298
6.7	Μετρήσεις του Πεδίου Βαρύτητας της Γης	301
6.7.1	Απόλυτες και σχετικές μετρήσεις του πεδίου βαρύτητας	301
6.7.2	Σχέσεις υπολογισμού του πεδίου βαρύτητας και το ελλειπτικό σχήμα της Γης.....	306
6.8	Το Γεωειδές και η Σχέση του με το Ελλειψοειδές της Γης	309
6.9	Μεταβολές και Διορθώσεις της Έντασης της Βαρύτητας της Γης	315
6.10	Ισοστασία	321
6.11	Ισοστατικό Αποτέλεσμα.....	326
6.12	Ισοστατική Ανωμαλία	329
6.13	Ο Αληθινός Μηχανισμός Βαρυτικής Αντιστάθμισης.....	330
6.14	Κατανομή των Ανωμαλιών Βαρύτητας στην Επιφάνεια της Γης και Ερμηνεία τους.....	331
6.15	Παλίρροιες της Γης.....	338
6.15.1	Οι παλίρροιες της Γης και οι πληροφορίες που παρέχουν για τη δομή της	338
6.15.2	Παλιρροιακή Τριβή	346
6.16	Γεωφυσικής Σημασίας Κινήσεις της Γης.....	348
	Βιβλιογραφία	353
	Ασκήσεις.....	356

Κεφάλαιο 7: Το Μαγνητικό Πεδίο της Γης

7.1	Εισαγωγή.....	359
7.2	Θεμελιώδη Μαγνητικά Μεγέθη	360
7.3	Στοιχεία του Μαγνητικού Πεδίου της Γης	362
7.4	Γεωγραφική Μεταβολή του Μαγνητικού Πεδίου της Γης	365
7.5	Μαγνητικό Πεδίο Διπόλου και Ομοιόμορφα Μαγνητισμένης Σφαίρας.....	370
7.6	Το Κύριο Μαγνητικό Πεδίο της Γης.....	373
7.7	Κανονικό και μη Κανονικό Μαγνητικό Πεδίο της Γης	380
7.8	Τα Αίτια του Κυρίου Μαγνητικού Πεδίου της Γης.....	382
7.9	Θεωρία της Αυτοδιεγείρομενης Ηλεκτρικής Γεννήτριας	385
7.10	Χρονικές Μεταβολές του Κυρίου Μαγνητικού Πεδίου	391
7.11	Παροδικές Μεταβολές του Μαγνητικού Πεδίου της Γης.....	395
7.12	Τελλουρικά Ρεύματα.....	398

7.13 Μεταβολή της Ηλεκτρικής Αγωγιμότητας στο Εσωτερικό της Γης.....	399
7.14 Παλαιομαγνητισμός	401
7.14.1 Είδη παραμένουσας μαγνήτισης.....	403
7.14.2 Παλαιομαγνητικές μετρήσεις.....	407
7.14.3 Υπολογισμός του παλαιομαγνητικού πλάτους και των γεωγραφικών συντεταγμένων του παλαιομαγνητικού πόλου.....	410
7.14.4 Γεωφυσική σημασία του Παλαιομαγνητισμού.....	412
7.14.5 Παλαιομαγνητική έρευνα στον Ελληνικό χώρο.....	424
<i>Βιβλιογραφία</i>	426
<i>Ασκήσεις</i>	429

Κεφάλαιο 8: Σεισμικές Μέθοδοι Καθορισμού της Δομής του Εσωτερικού της Γης

8.1 Εισαγωγή.....	431
8.2 Γενικά Στοιχεία για τη Διάδοση των Σεισμικών Κυμάτων στη Γη	433
8.3 Αξιοποίηση των Χρόνων Διαδρομής των Κυμάτων Χώρου για τον Προσδιορισμό των Ταχυτήτων στο Εσωτερικό τη Γης.....	438
8.4 Κανονική Μεταβολή της Ταχύτητας με το Βάθος για Σφαιρική Γη	441
8.5 Καθορισμός της Ταχύτητας σε Συνάρτηση με το Βάθος.....	444
8.6 Καθορισμός της Δομής του Φλοιού από τους Χρόνους Διαδρομής των Κυμάτων Χώρου	450
8.6.1 Φλοιός ενός στρώματος.....	450
8.6.2 Φλοιός η οριζοντίων στρωμάτων	454
8.6.3 Αξιοποίηση αναγραφών ανάκλασης για τη μελέτη της δομής του φλοιού με τη μέθοδο σώρευσης κοινού μέσου σημείου.....	462
8.7 Μέθοδος των Πλατών	465
8.8 Καθορισμός της Δομής με τη Μέθοδο των Επιφανειακών Κυμάτων.....	476
8.9 Καθορισμός της Δομής με τη Χρήση των Ελεύθερων Ταλαντώσεων της Γης	487
8.10 Αντιστροφή Σεισμικών Δεδομένων για τον Προσδιορισμό της Δομής της Γης	492
8.11 Σεισμική Τομογραφία και Τρισδιάστατη Δομή της Γης.....	498
<i>Βιβλιογραφία</i>	507
<i>Ασκήσεις</i>	509

Κεφάλαιο 9: Εφαρμογές Γεωφυσικών Μεθόδων

9.1	Εισαγωγή.....	511
9.2	Καθορισμός της Ενεργού Παραμόρφωσης του Φλοιού.....	512
9.3	Χρήση Παλαιομαγνητικών Δεδομένων για τον Υπολογισμό της Κίνησης Λιθοσφαιρικών Πλακών.....	517
9.4	Σχέσεις Ελαστικών Σταθερών, Ταχύτητας Κυμάτων, Πυκνότητας και Πίεσης στο Εσωτερικό της Γης.....	526
9.5	Η Ροπή Αδράνειας και η Δομή Πυκνότητας της Γης.....	530
9.6	Μεθοδολογία Καθορισμού της Χημικής Σύστασης του Εσωτερικού της Γης με Γεωφυσικά Στοιχεία.....	534
9.7	Εφαρμογή της Μεθόδου Herglotz - Wiechert για τον Καθορισμό της Δομής Ταχύτητας της Σελήνης.....	538
9.8	Καθορισμός της Δομής της Γης με τη Μέθοδο της Σκέδασης των Κυμάτων Rayleigh.....	543
9.9	Η Συνάρτηση Σφάλματος $\text{erf}(x)$ και το Θερμικό Μοντέλο Ημιχώρου της Ωκεάνιας Λιθόσφαιρας.....	547
9.10	Το Σύστημα Σφαιρικών Συντεταγμένων και το Σχήμα της Γης.....	551
9.11	Σφαιρικές Αρμονικές Συναρτήσεις.....	559
	Βιβλιογραφία.....	566

Λύσεις των Ασκήσεων

Λύσεις 2 ^{ου} Κεφαλαίου.....	567
Λύσεις 3 ^{ου} Κεφαλαίου.....	571
Λύσεις 4 ^{ου} Κεφαλαίου.....	577
Λύσεις 5 ^{ου} Κεφαλαίου.....	580
Λύσεις 6 ^{ου} Κεφαλαίου.....	583
Λύσεις 7 ^{ου} Κεφαλαίου.....	589
Λύσεις 8 ^{ου} Κεφαλαίου.....	591

Ευρετήριο Όρων.....	599
---------------------	-----



Κεφάλαιο

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Αντικείμενο της Γεωφυσικής

Γεωφυσική, με την ευρύτερη έννοια του όρου, είναι η επιστήμη που εφαρμόζει νόμους της Φυσικής για να μελετήσει τη Γη. Με την έννοια αυτή η Γεωφυσική μελετάει τις φυσικές ιδιότητες της Γης από το κέντρο της μέχρι την εξωτερική ατμόσφαιρα, περιλαμβάνοντας κλάδους όπως είναι οι Ατμοσφαιρικές Επιστήμες, οι Βιογεωεπιστήμες, η Γεωμορφολογία, η Ωκεανογραφία, η Φυσική του Εσωτερικού της Στερεάς Γης, κλπ.

Αν και το παραπάνω περιεχόμενο είναι αποδεκτό σε ορισμένες χώρες και επιστημονικές ενώσεις (π.χ. American Geophysical Union στις Η.Π.Α., κλπ.), έχει επικρατήσει ιστορικά η Γεωφυσική να ταυτίζεται σχεδόν με τη Φυσική της 'Στερεάς' Γης (Solid Earth Geophysics), δηλαδή με τη Φυσική του Εσωτερικού της Γης, ενώ για τις άλλες επιστήμες που μελετούν τις φυσικές ιδιότητες των ωκεανών, της ατμόσφαιρας, κλπ. χρησιμοποιούνται ειδικά ονόματα, όπως Ωκεανογραφία, Μετεωρολογία, Φυσική της Ατμόσφαιρας, κλπ. Με αυτή τη στενότερη έννοια χρησιμοποιείται εδώ η λέξη Γεωφυσική.

Από άποψης μεθόδων έρευνας η Γεωφυσική ανήκει στους εφαρμοσμένους κλάδους της Φυσικής ενώ από άποψης αντικειμένου αποτελεί κλάδο των Γεωεπιστημών, όπου ανήκουν η Γεωλογία, η Γεωχημεία, η Γεωδαισία και η Γεωγραφία.

Αντικείμενο της Φυσικής του Εσωτερικού της Γης είναι η δομή του εσωτερικού της Γης, το πεδίο βαρύτητας της Γης, το γεωμαγνητικό και το γεωηλεκτρικό πεδίο, οι γεωθερμικές μεταβολές, οι μέθοδοι ραδιοχρονολόγησης και η Γεωδυναμική. Κλάδο επίσης της Γεωφυσικής αποτελεί η Σεισμολογία, αλλά λόγω της ευρύτητάς της συνήθως αντιμετωπίζεται ως ανεξάρτητο μάθημα και επιστημονικό αντικείμενο και συνήθως εκδίδονται ιδιαίτερα βιβλία Σεισμολογίας. Αντίστοιχα, κλάδο της Γεωφυσικής αποτελεί και η Εφαρμοσμένη Γεωφυσική που α-

σχολείται με τη μελέτη των επιφανειακότερων στρωμάτων της Γης, με έμφαση σε στόχους οικονομικού, γεωτεχνικού, πολιτισμικού και περιβαλλοντικού ενδιαφέροντος και η οποία επίσης συνήθως εξετάζεται ως ανεξάρτητο επιστημονικό αντικείμενο. Θα πρέπει βέβαια να επισημανθεί ότι τα όρια Σεισμολογίας-Φυσικής Εσωτερικού της Γης-Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής είναι συχνά δυσδιάκριτα ή και μή υφιστάμενα, αφού στοιχεία και τεχνικές του ενός κλάδου χρησιμοποιούνται είτε αυτούσια είτε με παραλλαγές από τους άλλους.

Σήμερα η Γεωφυσική ασχολείται και με τη μελέτη των φυσικών ιδιοτήτων και άλλων ουράνιων σωμάτων όπως είναι η Σελήνη και οι γεώδεις κυρίως πλανήτες (Άρης, Αφροδίτη, Ερμής) και δορυφόροι, αλλά και ο Ήλιος (π.χ. ελεύθερες τριαντάψεις Ήλιου, κλπ.). Με γεωφυσικές μεθόδους έχουν ήδη αποκτηθεί οι πρώτες βασικές γνώσεις που αφορούν τη δομή του εσωτερικού της Σελήνης και άλλες ιδιότητες αυτής.

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι ο μελετητής του εσωτερικού της Γης πρέπει απαραίτητα να έχει αρκετές γνώσεις Φυσικής και Μαθηματικών. Πέρα από αυτές, απαραίτητες είναι οι βασικές γνώσεις Γεωλογίας. Πολύ χρήσιμες είναι επίσης γνώσεις που αφορούν άλλες γεωεπιστήμες, όπως είναι η Γεωχημεία, η Γεωδαισία, κλπ.

1.2 Σημασία της Γεωφυσικής

Η Γεωφυσική είναι εφαρμοσμένη επιστήμη και συνεπώς η γεωφυσική έρευνα έχει βασικά ως άμεσο (εφαρμοσμένη γεωφυσική έρευνα) ή έμμεσο (βασική γεωφυσική έρευνα) στόχο την αξιοποίηση των γεωφυσικών γνώσεων για πρακτικούς σκοπούς. Παρόλα αυτά, πολλά από τα συμπεράσματα της βασικής γεωφυσικής έρευνας παρουσιάζουν μεγάλο θεωρητικό ενδιαφέρον και απαντούν σε θεμελιώδη ερωτήματα του ανθρώπου σχετικά με τον πλανήτη όπου ζει, αλλά και σχετικά με το σύμπαν.

Η μεγάλη πρακτική σημασία της Γεωφυσικής οφείλεται, βασικά, στο ότι με γεωφυσικές μεθόδους:

- α) εντοπίζονται στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης γεωλογικές δομές οικονομικής σημασίας, δηλαδή, δομές που σχετίζονται με κοιτάσματα πετρελαίου, φυσικών αερίων, μεταλλευμάτων, ορυκτού άλατος, ορυκτών ανθράκων, ουρανίου και πηγών γεωθερμικής ενέργειας και,
- β) μελετώνται η δομή και οι γεωδυναμικές διαδικασίες στο φλοιό και στον άνω μανδύα της Γης, οι οποίες καθορίζουν τις θέσεις πολλών δομών οικονομικής σημασίας.

Από το άλλο μέρος, συμπεράσματα που προκύπτουν από τη μελέτη της δομής και σύστασης του πυρήνα και του μανδύα της Γης, της πηγής και του μηχανισμού γένεσης του γεωμαγνητικού πεδίου, των γεωθερμικών μεταβολών κλπ., καθώς και ανάλογες ιδιότητες τόσο της Σελήνης (που μελετήθηκαν πρόσφατα) όσο και των γεωδών πλανητών (που θα μελετηθούν προσεχώς) είναι αποφασιστικής σημασίας για τη κατανόηση του τρόπου γένεσης και εξέλιξης των σωματών αυτών.

1.3 Τρόποι Έρευνας στη Γεωφυσική

Η μελέτη των φυσικών ιδιοτήτων της στερεάς Γης πραγματοποιείται με τρεις βασικούς τρόπους που, κατά σειρά σπουδαιότητας, είναι η συλλογή και ερμηνεία επιστημονικών παρατηρήσεων που γίνονται απευθείας στη φύση, η θεωρητική (φυσικομαθηματική) έρευνα και η πραγματοποίηση πειραμάτων στο εργαστήριο. Σπάνια καθένας απ' αυτούς τους γενικούς τρόπους έρευνας εφαρμόζεται μόνος του ενώ συνήθως εφαρμόζονται δύο ή και οι τρεις μαζί.

Η γεωφυσική έρευνα βασίζεται, κατά κύριο λόγο, στη συλλογή, επεξεργασία και ερμηνεία γεωφυσικών παρατηρήσεων που γίνονται **απευθείας στη φύση με γεωφυσικά όργανα**. Κατά τη διαδικασία αυτή πραγματοποιείται μέτρηση διαφόρων φυσικών ποσοτήτων και η ερμηνεία αυτών σε συνάρτηση με άλλες φυσικές ποσότητες που περιγράφουν αμεσότερα τις ιδιότητες της Γης και τις φυσικές διαδικασίες στο εσωτερικό της.

Οι φυσικές ποσότητες που συνήθως μετράμε είναι οι χρόνοι διαδρομής, οι περίοδοι και τα πλάτη των σεισμικών κυμάτων, η ένταση του πεδίου βαρύτητας και του γεωμαγνητικού πεδίου, η ροή θερμότητας από το εσωτερικό της Γης, η ραδιενέργεια των πετρωμάτων της Γης κλπ., τα δε όργανα που χρησιμοποιούνται είναι τα σεισμόμετρα, βαρυτόμετρα, μαγνητόμετρα, θερμόμετρα, μετρητές ραδιενέργειας, κλπ.

Τα φυσικά μεγέθη που επιδιώκουμε συνήθως να καθορίσουμε είναι οι ελαστικές σταθερές, η πυκνότητα, η πίεση, η θερμοκρασία, κλπ. στο εσωτερικό της Γης, γιατί τα μεγέθη αυτά μας δίνουν πληροφορίες για τη φυσική κατάσταση και σύσταση του υλικού, τις κινήσεις και γενικά τις συνθήκες που επικρατούν στο εσωτερικό της Γης.

Η Γεωφυσική παίρνει σοβαρά υπόψη και τις παρατηρήσεις που γίνονται **απευθείας στη φύση χωρίς γεωφυσικά όργανα**, γιατί οι παρατηρήσεις αυτές είναι άμεσες και συνεπώς περισσότερο ασφαλείς. Τέτοιες παρατηρήσεις αφορούν, βασικά, διάφορα γεωδυναμικά φαινόμενα που παρατηρούνται στην επιφάνεια της

Γης, όπως είναι οι παραμορφώσεις και διαρρήξεις της επιφάνειας της Γης (πτωχώσεις, ωκεάνιες τάφροι, μεσωκεάνιες ράχες, μεγάλα ρήγματα, κλπ.), οι ηφαιστειακές και γεωθερμικές εκδηλώσεις, τα μακροσεισμικά αποτελέσματα των σεισμών κλπ. Οποιαδήποτε γενική υπόθεση ή θεωρία που αφορά τη Γη πρέπει να ερμηνεύει τις αντικειμενικές αυτές παρατηρήσεις που αποτελούν οριακές συνθήκες για πολλά σημαντικά γεωφυσικά προβλήματα.

Για τον καθορισμό των ιδιοτήτων και των φυσικών διαδικασιών στο εσωτερικό της Γης από παρατηρήσεις στην επιφάνεια της Γης χρησιμοποιούνται θεωρητικές **εξισώσεις** που εκφράζουν φυσικούς νόμους. Πολλές φορές όμως πρέπει να γίνει θεωρητική διερεύνηση των εξισώσεων, γιατί αυτές πρέπει να εφαρμοσθούν σε περιοχές συνθηκών (π.χ. πίεσης) πολύ πέρα από τη περιοχή για την οποία αρχικά διατυπώθηκαν.

Από το άλλο μέρος, υπάρχουν πολλές περιπτώσεις που δεν είναι δυνατός ο απευθείας υπολογισμός ενός μεγέθους στο εσωτερικό της Γης (π.χ. της πυκνότητας) από μετρήσεις στην επιφάνειά της. Στις περιπτώσεις αυτές εκπονούνται διάφορα θεωρητικά **μοντέλα** και εκείνο από αυτά που ικανοποιεί τις γεωφυσικές παρατηρήσεις θεωρείται ότι παριστάνει καλύτερα την πραγματικότητα.

Η **εργαστηριακή έρευνα** δεν έχει τόσο μεγάλη σημασία για τη Γεωφυσική όσο για άλλες επιστήμες, όπως είναι η Φυσική, η Χημεία κλπ., συνέβαλε όμως σημαντικά στη λύση ορισμένων γεωφυσικών προβλημάτων και γι' αυτό αποτελεί σήμερα απαραίτητο συμπλήρωμα των άλλων τρόπων έρευνας. Εργαστηριακά πειράματα πραγματοποιούνται για την ποσοτική μελέτη του συνδυασμένου αποτελέσματος πάνω σε δείγματα πετρωμάτων της πίεσης και της θερμοκρασίας που αντιστοιχούν στις συνθήκες οι οποίες επικρατούν στο εσωτερικό της Γης. Τα αποτελέσματα των πειραμάτων αυτών εκφράζουν τόσο καλύτερα τις συνθήκες στα διάφορα βάθη του εσωτερικού της Γης όσο μικρότερα είναι τα βάθη αυτά.

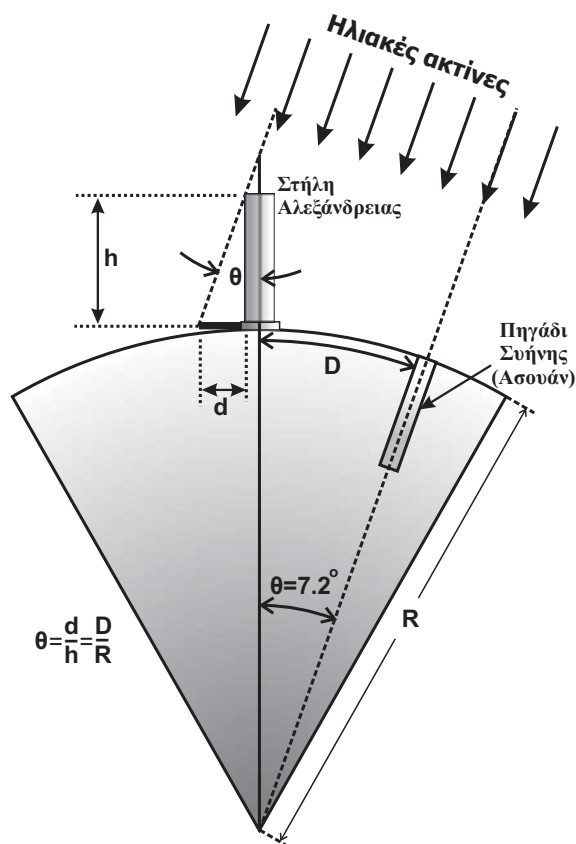
Οι αριθμητικές τιμές ορισμένων φυσικών σταθερών στο εσωτερικό της Γης βρίσκονται πολύ πέρα από τις γνωστές τιμές αυτών που καθορίζονται κάτω από συνηθισμένες εργαστηριακές συνθήκες. Γι' αυτό, επιδιώκεται η δημιουργία ειδικών εργαστηριακών συνθηκών. Ως παράδειγμα αναφέρουμε την εργαστηριακή παραγωγή βραχύχρονων ελαστικών κυμάτων (shock waves), κατά τη γένεση των οποίων δημιουργείται πίεση της ίδιας τάξης με αυτή που επικρατεί στο εσωτερικό της Γης και η οποία δε μπορεί να δημιουργηθεί με τις συνηθισμένες εργαστηριακές μεθόδους. Πολλές φορές πραγματοποιούνται εργαστηριακά πειράματα πάνω σε μοντέλα ολόκληρης της Γης ή τμημάτων αυτής για την εξαγωγή γεωφυσικών συμπερασμάτων που αφορούν φυσικές καταστάσεις και διαδικασίες, γιατί εμφανίζονται σημαντικές δυσκολίες κατά τη θεωρητική αντιμετώπιση των

σχετικών προβλημάτων.

Τα περισσότερα γεωφυσικά προβλήματα είναι δύσκολα αφού η ‘ανατομία’ και η ‘φυσιολογία’ του εσωτερικού της Γης είναι πολύπλοκες και απρόσιτες στην άμεση παρατήρηση. Από το άλλο μέρος, ο ακριβής υπολογισμός πολλών γεωφυσικών μεγεθών είναι σχεδόν αδύνατος και το γεωφυσικό υλικό παρατήρησης σπάνια είναι ομογενές ή ακόμα και επαρκές, γι’ αυτό, η ακριβής ανάλυση των παρατηρήσεων είναι αδύνατη. Αυτοί είναι οι λόγοι για τους οποίους στη Γεωφυσική, όπως και σε άλλους κλάδους των Γεωεπιστημών, απλές προτάσεις λύσης επιστημονικών προβλημάτων θεωρούνται ως «επιστημονικές υποθέσεις» και πολλές φορές αναφέρονται και ως «θεωρίες». Ο τρόπος αυτός χρησιμοποίησης επιστημονικών όρων και εννοιών είναι γνωστός και γίνεται δεκτός από τους γεωλόγους, προκαλεί όμως συχνά αντιδράσεις στους φυσικούς ή άλλους θετικούς επιστήμονες που δεν έχουν εξοικειωθεί με τη γεωφυσική έρευνα.

1.4 Σύντομη Ιστορία της Γεωφυσικής

Οι προσπάθειες κατανόησης του πλανήτη μας άρχισαν πριν από χιλιάδες χρόνια (στην αρχαία Αίγυπτο, Βαβυλώνα, Κίνα, κλπ.). Όμως, είναι οι αρχαίοι Έλληνες εκείνοι που πρώτοι πραγματοποίησαν σχετικές μετρήσεις. Έτσι, ο πρώτος υπολογισμός της περιφέρειας της Γης έγινε από τον Ερατοσθένη (275-194 π.Χ.) με μία μέθοδο που βασίζεται σε μέτρηση της απόστασης μεταξύ δύο σημείων της και είναι παρόμοια με τις μεθόδους που εφαρμόζονται σήμερα για το σκοπό αυτό. Ο Ερατοσθένης μέτρησε την απόσταση μεταξύ της Σύνης (Ασουάν) και της Αλεξάνδρειας (με βάση το χρόνο στον οποίο καμήλες διέτρεχαν την απόσταση αυτή των μερικών χιλιομέτρων κατά μήκος του Νείλου ποταμού). Προσδιόρισε, επίσης, τις διευθύνσεις της κατακόρυφου στις δύο πόλεις με βάση την παρατήρηση ότι οι ηλιακές ακτίνες που φωτίζουν κάθετα το πυθμένα ενός πηγαδιού στη Σύνη ορίζουν την κατακόρυφο στον τόπο αυτό, ενώ κατά τον ίδιο χρόνο μία στήλη στην Αλεξάνδρεια δημιουργούσε μία σκιά συγκεκριμένου μήκους. Με τον τρόπο αυτό βρήκε ότι η γωνία που σχηματίζεται μεταξύ των κατακόρυφων στις δύο πόλεις ήταν περίπου 7.2° (σχ. 1.1), δηλαδή ίση με το $1/50$ περίπου της περιφέρειας κύκλου ($=360^\circ$). Κατά συνέπεια, η περίμετρος της Γης θα πρέπει να είναι 50 φορές μεγαλύτερη από την απόσταση μεταξύ των δύο πόλεων (5000 στάδια). Η τιμή που προσδιόρισε ο Ερατοσθένης ήταν περίπου 250000 στάδια, η οποία με βάση το Αττικό στάδιο (~ 185 m) οδηγεί σε μία τιμή (~ 46000 km) που είναι κοντά στη γνωστή σήμερα τιμή της περιφέρειας της Γης (~ 40000 km).



Σχήμα 1.1. Σχήμα στο οποίο βασίστηκε ο Ερατοσθένης για να υπολογίσει το μήκος της περιφέρειας της Γης, με βάση την απόσταση D μεταξύ της Συήνης (Ασουάν) και της Αλεξάνδρειας και τη γωνία ($\sim 7.2^\circ$) μεταξύ των κατακόρυφων στις δύο πόλεις.

Από την αρχαία Κινεζική βιβλιογραφία προκύπτει ότι η ιδιότητα μιας μαγνητισμένης ράβδου να προσανατολίζεται κατά τη διεύθυνση βορρά – νότου ήταν γνωστή στη χώρα αυτή από το 150 π.Χ. περίπου, οπότε κατασκευάστηκε και χρησιμοποιήθηκε η πρώτη μαγνητική πυξίδα. Ο P. Peregrinus πραγματοποίησε σειρά πειραμάτων με φυσικούς μαγνήτες τα οποία περιγράφει το 1269 στο έργο του 'Epistola de Magnete', από όπου προκύπτει ότι κατέληξε στο συμπέρασμα ότι ο μαγνήτης έχει δύο πόλους και ότι τότε ήταν γνωστό ότι η βελόνα της πυξίδας δείχνει τον πολικό αστέρα. Ο Mercator ήταν ο πρώτος που συμπέρανε το 1546 οριστικά ότι ο μαγνητικός πόλος που δείχνει η πυξίδα είναι στη Γη. Το 1600 ο W. Gilbert δημοσίευσε το περίφημο βιβλίο του με τίτλο 'De Magnete' το οποίο περιλαμβάνει τα αποτελέσματα πειραμάτων του στο μαγνητισμό. Στο βιβλίο

αυτό διατυπώνεται για πρώτη φορά η άποψη ότι η Γη μπορεί να θεωρηθεί ως πελώριος μαγνήτης, δηλαδή ότι ο γεωμαγνητισμός οφείλεται σε όλη τη Γη. Οι πρώτες ακριβείς μετρήσεις των στοιχείων του γεωμαγνητικού πεδίου έγιναν από τον Gauss το 1834.

Η μεταβολή της έντασης του πεδίου βαρύτητας από τόπο σε τόπο στην επιφάνεια της Γης ανακαλύφθηκε το 1672 από τον J. Richer ο οποίος παρατήρησε ότι ένα ρολόι που το εκκρεμές του ρυθμίστηκε να χτυπάει τα δευτερόλεπτα στο Παρίσι έχανε 2.5 λεπτά περίπου στην Cayenne της Γαλλικής Γουιάνας. Η πρώτη σοβαρή προσπάθεια να μελετηθεί το σχήμα της Γης με βαρυτομετρικές μεθόδους έγινε από μια αποστολή στο Περού από το Γάλλο Bouguer κατά την οκταετία 1735-1743. Η διατύπωση από τον Airy (1855) και τον Pratt (1854) των αντίστοιχων δύο υποθέσεων για την υδροστατική ισορροπία των τεμαχίων του φλοιού αποτέλεσαν τη βάση της θεωρίας της Ισοστασίας. Από αυτές τις έρευνες ανακαλύφθηκε η ύπαρξη της λιθόσφαιρας, που αποτέλεσε, μετά από έναν αιώνα περίπου, τη βάση της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών.

Οι πρώτες προσπάθειες για τη μελέτη της δομής του εσωτερικού της Γης έγιναν περί το τέλος του 19^{ου} αιώνα, όταν τέθηκαν σε συστηματική λειτουργία οι πρώτοι αξιόπιστοι σειсмоγράφοι ενώ οι πρώτες γενικές γνώσεις για τη δομή αποκτήθηκαν γύρω στο τέλος της πρώτης δεκαετίας του 20^{ου} αιώνα. Έτσι, ο φλοιός της Γης αναγνωρίστηκε από τον J. Milne το 1906 και η ασυνέχεια μεταξύ του φλοιού και του μανδύα προσδιορίστηκε από τον A. Mohorovicic το 1909 και γι' αυτό αυτή είναι σήμερα γνωστή ως «ασυνέχεια Mohorovicic» (ή Moho). Ο πυρήνας της Γης ανακαλύφθηκε το 1906 από τον D. Oldham και το 1913 ο B. Gutenberg καθόρισε με ακρίβεια την ασυνέχεια μεταξύ μανδύα και πυρήνα, η οποία φέρει το όνομα του. Το 1936 η σεισμολόγος Inge Lehmann (πέθανε το 1993 σε ηλικία 104 ετών) ανακάλυψε την ασυνέχεια μεταξύ του εξωτερικού υγρού πυρήνα και του εσωτερικού στερεού πυρήνα, η οποία επίσης φέρει το όνομά της.

Το 1915 ο Γερμανός μετεωρολόγος A. Wegener (1915, 1924) δημοσίευσε βιβλίο όπου παρουσίασε στοιχεία για την μετάθεση των ηπείρων. Το 1962 ο Αμερικανός γεωλόγος H. Hess υποστήριξε ότι η μετάθεση των ηπείρων πραγματοποιείται με 'επέκταση του θαλάσσιου πυθμένα' και κατά τη διάρκεια της επόμενης δεκαετίας αναπτύχθηκε η 'θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών'.

Τεράστια επίπτωση στις γεωεπιστήμες είχε η ανακάλυψη της ραδιενέργειας από τον H. Becquerel το 1896. Ένας από τους βασικούς λόγους της σημασίας αυτής της ανακάλυψης είναι το γεγονός ότι με μεθόδους ραδιοχρονολόγησης προσδιορίστηκε η ηλικία της Γης σε 4.6 δισεκατομμύρια έτη (4.6×10^9 yrs) ενώ οι προηγούμενες εκτιμήσεις που βασιζόνταν σε διάφορες φυσικές και γεωλογικές μεθόδους έδιναν τιμές μέχρι 25 εκατομμύρια έτη (25×10^6 yrs) μόνο. Οι πρώτες

προσπάθειες εφαρμογής της ραδιοχρονολόγησης έγιναν από τον Rutherford (1907) και ο Boltwood πραγματοποίησε τις πρώτες ραδιοχρονολογήσεις με τη μέθοδο ουρανίου-μολύβδου.

Σημαντικά συνέβαλαν στην ανάπτυξη της Γεωφυσικής τα 'Διεθνή Γεωφυσικά Έτη' που είναι χρονικά διαστήματα κατά τα οποία με κοινή συμφωνία επιστήμονες διαφόρων χωρών συνεργάστηκαν για την πραγματοποίηση γεωφυσικής έρευνας, με την ευρύτερη σημασία του όρου 'Γεωφυσική'. Το πρώτο διεθνές γεωφυσικό έτος ήταν το 1882-1883, κατά το οποίο έγιναν μεταξύ άλλων και παρατηρήσεις που αφορούσαν το βόρειο σέλας και το μαγνητικό πόλο της Γης. Το δεύτερο διεθνές γεωφυσικό έτος ήταν το 1932-1933 κατά το οποίο έγιναν κυρίως έρευνες για την ασύρματη τηλεπικοινωνία. Το τρίτο γεωφυσικό έτος ήταν το 18μηνο από 1-7-1957 μέχρι 31-12-1958, κατά το οποίο συγκεντρώθηκε σημαντικό γεωφυσικό υλικό και τέθηκαν οι βάσεις για τη λύση πολλών σύγχρονων γεωφυσικών προβλημάτων. Το σημαντικότερο, ίσως, σταθμό στην ιστορία της Φυσικής του Εσωτερικού της Γης αποτέλεσε το 'πρόγραμμα του πάνω μανδύα'. Αυτό προτάθηκε το 1960 ως ένα πρόγραμμα διεθνούς συνεργασίας για την έρευνα της στερεάς Γης. Το διάστημα 1960-1964 ήταν μία περίοδος σχεδιασμού του προγράμματος αυτού, το οποίο εκπονήθηκε κατά το διάστημα 1965-1970 οπότε πραγματοποιήθηκαν και τα μεγαλύτερα επιτεύγματά του. Με βάση το πρόγραμμα αυτό μελετήθηκαν οι μηχανικές ιδιότητες του πάνω μανδύα, όπου βρίσκονται τα αίτια όλων σχεδόν των γεωδυναμικών φαινομένων που παρατηρούνται στην επιφάνεια της Γης.

Η συλλογή τεράστιου υλικού γεωφυσικών παρατηρήσεων με σύγχρονα γεωφυσικά όργανα μεγάλης ακρίβειας κατά τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες και η γρήγορη επεξεργασία του υλικού αυτού με ηλεκτρονικούς υπολογιστές μεγάλης ταχύτητας και μνήμης, η θεωρητική έρευνα που αφορά τη μελέτη των εξισώσεων της κατάστασης της ύλης και η εργαστηριακή έρευνα που αφορά την ανάπτυξη μεγάλων πιέσεων με κύματα στιγμιαίας διάρκειας συνέβαλαν στην αλματώδη ανάπτυξη της Γεωφυσικής.

Έτσι, κατά το διάστημα αυτό, ανακαλύφθηκαν οι αναστροφές του γεωμαγνητικού πεδίου και εντοπίστηκε οριστικά η πηγή του πεδίου αυτού στον πυρήνα της Γης, επαληθεύτηκε η μετάθεση των ηπείρων και η θεωρία της Ισοστασίας, διερευνήθηκαν οι πηγές της γεωθερμότητας, επινοήθηκαν και εφαρμόστηκαν νέες γεωφυσικές μέθοδοι, όπως είναι η μέθοδος μελέτης της Γης με βάση την ελεύθερη ταλάντωση αυτής, υποδείχθηκαν νέες θεωρίες, όπως είναι η θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών που θεωρείται για τις γεωεπιστήμες ως επιστημονικό 'Παράδειγμα' (όπως θεωρείται η θεωρία του Κέπλερ για την Αστρονομία, οι θεωρίες του Νεύτωνα και του Αϊνστάιν για τη Φυσική, η θεωρία της εξέλιξης για τη

Βιολογία, κλπ.) και επεκτάθηκε η γεωφυσική έρευνα στη Σελήνη για την οποία αποκτήθηκαν σε λίγους μήνες γνώσεις που είχαν αποκτηθεί για τη Γη σε διάστημα αρκετών δεκαετιών.

1.5 Η Γη, το Ηλιακό Σύστημα και το Σύμπαν

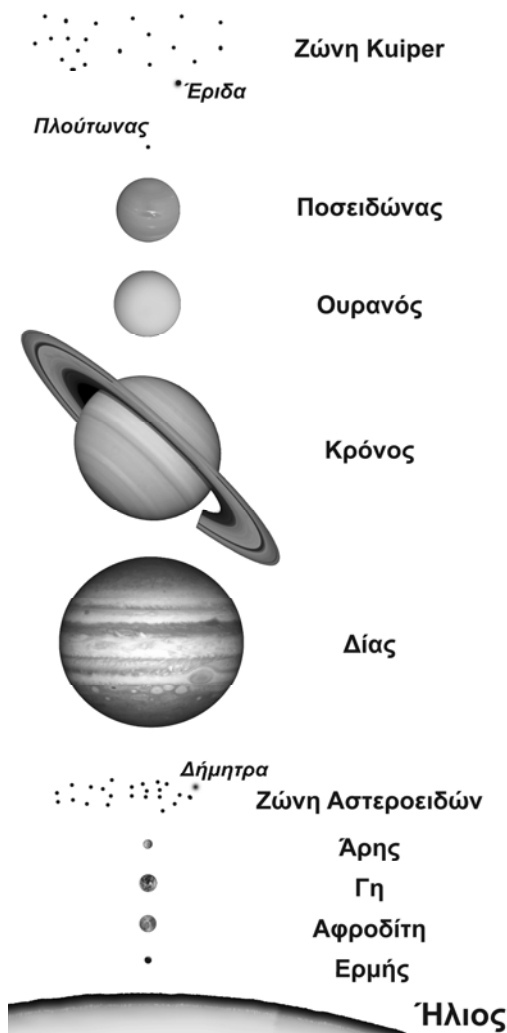
Η Γη είναι πλανήτης και ανήκει στο ηλιακό σύστημα. Το ηλιακό μας σύστημα αποτελείται από τον Ήλιο, τους πλανήτες και τους δορυφόρους τους, τους αστεροειδείς, τους κομήτες και τους μετεωρίτες.

Ο Ήλιος είναι απλώς ένα άστρο του Γαλαξία μας, που περιλαμβάνει, πιθανώς, περισσότερα από 10^{11} άστρα και έχει διάμετρο 70000 έτη φωτός ($1 \text{ έτος φωτός} = 10^{13} \text{ km}$). Πέρα από το γαλαξία αυτόν υπάρχει μεγάλος αριθμός από άλλα συστήματα άστρων, που λέγονται νεφελώματα και είναι του ίδιου περίπου μεγέθους. Αυτά κατανέμονται σχεδόν ομοιόμορφα στο χώρο. Το κοντινότερο σε εμάς είναι το νεφέλωμα της Ανδρομέδας, που βρίσκεται σε απόσταση 10^6 ετών φωτός από τη Γη.

Η φασματοσκοπική ανάλυση του φωτός δείχνει ότι τα νεφελώματα απομακρύνονται με ταχύτητες ανάλογες περίπου με τις αποστάσεις τους. Αυτό δείχνει την εικόνα ενός **επεκτεινόμενου σύμπαντος**. Η θεωρία του επεκτεινόμενου σύμπαντος επιτρέπει την υπόθεση ότι αυτό βρίσκεται σε εξέλιξη και ότι κάποτε βρισκόταν 'συμπιεσμένο' σε μία πολύ μικρή περιοχή. Υποθέτοντας ότι οι ταχύτητες παρέμειναν σταθερές σε όλη τη διάρκεια της επέκτασης του σύμπαντος, μπορούμε να υπολογίσουμε το χρόνο από την εποχή που το σύμπαν ήταν συγκεντρωμένο σε ένα 'σημείο'. Ο χρόνος αυτός είναι της τάξης των 13.7 δισεκατομμυρίων ετών, ενώ η ηλικία του δικού μας πλανητικού μας συστήματος, όπως βρέθηκε με την εφαρμογή των μεθόδων ραδιοχρονολόγησης σε δείγματα μετεωριτών, είναι ίση με 4.6 δισεκατομμύρια έτη, όπως και αυτή της Γης.

Οι έρευνες του Κέπλερ (1571-1630) έδειξαν ότι οι πλανήτες περιφέρονται γύρω από τον Ήλιο, διαγράφοντας ελλειπτικές τροχιές που βρίσκονται στο ίδιο σχεδόν επίπεδο και έχουν τη μία τους εστία στη θέση του Ήλιου. Καθένας πλανήτης περιστρέφεται γύρω από τον άξονά του κατά την ίδια φορά κατά την οποία περιφέρεται γύρω από τον Ήλιο, εκτός από την Αφροδίτη και τον Ουρανό που περιστρέφονται με ανάστροφη φορά. Οι περισσότεροι από τους πλανήτες έχουν δορυφόρους, που περιστρέφονται γύρω από τους άξονές τους κατά την ίδια φορά κατά την οποία περιφέρονται οι πλανήτες γύρω από τον Ήλιο. Οι πλανήτες διακρίνονται στους: α) **Εσωτερικούς ή γεώδεις (terrestrial)** που αποτελούνται από στερεά πετρώματα και ορυκτά (κυρίως πυριτικά και σιδηρονικε-

λιούχα) και είναι σχετικά μικροί σε μέγεθος (Ερμής, Αφροδίτη, Γη, Άρης) και, β) **Εξωτερικούς** αέριους γίγαντες (Δίας, Κρόνος, Ουρανός, Ποσειδώνας), οι οποίοι αποτελούνται κυρίως από αέριες μάζες (υδρογόνο, ήλιο, νερό, μεθάνιο, αμμωνία, κλπ.) και είναι σχετικά μεγάλοι (σχ. 1.2). Ο πίνακας (1.1) παρουσιάζει ορισμένες βασικές πληροφορίες για τους πλανήτες του ηλιακού μας συστήματος, όπως τις μέσες αποστάσεις των πλανητών από τον Ήλιο σε Αστρονομικές Μονάδες (Astronomical Units-A.U.) όπου 1 A.U. είναι η μέση απόσταση Γης-Ήλιου, περίπου 149580000 χιλιόμετρα, τις μέσες ακτίνες των πλανητών όταν η ακτίνα της Γης



Σχήμα 1.2. Το ηλιακό μας σύστημα.

θεωρηθεί ως μέτρο αναφοράς (μέση ακτίνα Γης: 6371.2 km), τις μάζες τους, τις μέσες πυκνότητές τους σε gr/cm^3 , τις περιόδους ιδιοπεριστροφής τους (σε ημέρες), τις περιόδους της περιφοράς τους γύρω από τον Ήλιο και τον αριθμό των δορυφόρων τους.

Πίνακας 1.1. Βασικές πληροφορίες για τους πλανήτες του ηλιακού μας συστήματος.

Πλανήτης	Μέση Απόσταση από Ήλιο (Α.Υ.)	Μέση Ακτίνα (Ακτίνες Γης)	Μάζα (kg)	Πυκνότητα (gr/cm^3)	Περίοδος Περιστροφής (Ημέρες)	Περίοδος Περιφοράς (Ετη)	Δορυφόροι
Ερμής	0.39	0.38	3.30×10^{23}	5.43	58.65	0.24	Όχι
Αφροδίτη	0.72	0.95	4.87×10^{24}	5.24	-243.00*	0.62	Όχι
Γή	1.00	1.00	5.97×10^{24}	5.52	1.00	1.00	1
Άρης	1.52	0.53	6.42×10^{23}	3.94	1.03	1.88	2
Δίας	5.20	11.21	1.90×10^{27}	1.33	0.41	11.86	62
Κρόνος	9.54	9.45	5.69×10^{26}	0.70	0.44	29.40	60
Ουρανός	19.19	4.01	8.68×10^{25}	1.30	-0.72*	84.02	27
Ποσειδώνας	30.07	3.88	1.02×10^{26}	1.76	0.67	164.79	13

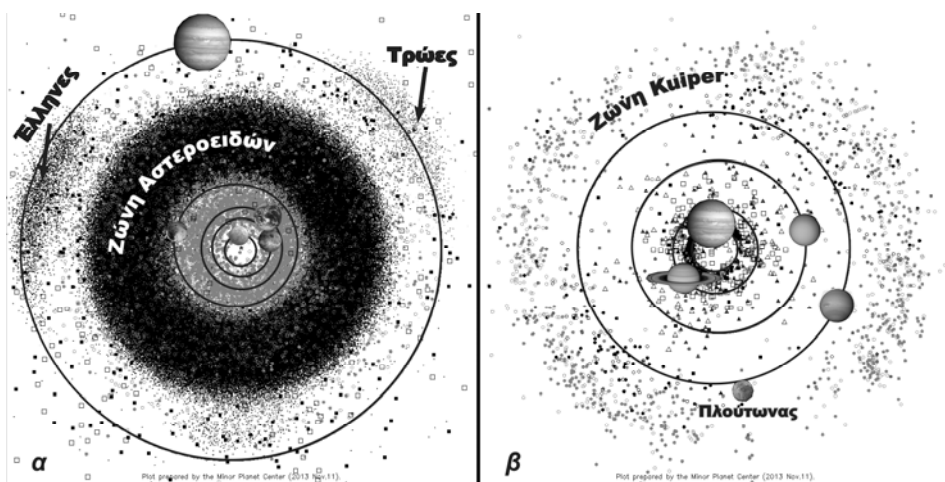
* Το αρνητικό πρόσημο αντιστοιχεί σε ανάστροφη περιστροφή σε σχέση με την τροχιά γύρω από τον Ήλιο

Στο σχήμα (1.2) εκτός από τους πλανήτες παρουσιάζονται ακόμα οι ακόλουθες τρεις περιοχές ενδιαφέροντος:

- α) Η **ζώνη αστεροειδών**, η οποία βρίσκεται μεταξύ του Άρη και του Δία (2-4 Α.Υ. από τον Ήλιο). Ο πρώτος και μεγαλύτερος αστεροειδής της ζώνης ονομάζεται Δήμητρα (ακτίνα 466km) και ανακαλύφθηκε το 1801, θεωρήθηκε δε ως ανεξάρτητος πλανήτης ως το 1860. Σήμερα ξέρουμε ότι η ζώνη περιλαμβάνει πάνω από 26 αστεροειδείς με διάμετρο $>200\text{km}$ και (κατ' εκτίμηση) περίπου 1.1-1.9 εκατομμύρια αστεροειδείς με διάμετρο $>1\text{km}$, ενώ πολλά εκατομμύρια αστεροειδείς έχουν μικρότερη διάμετρο. Όπως φαίνεται και από το σχήμα (1.3α), αν και οι περισσότεροι αστεροειδείς συγκεντρώνονται μεταξύ Δία και Άρη, πολλοί βρίσκονται και πιο κοντά στον Ήλιο. Αυτοί έχουν συχνά ιδιαίτερα ακανόνιστο σχήμα και ορισμένες φορές εξαιρετικά ελλειπτικές τρο-

χιές, φτάνοντας μακρύτερα και από τον Ποσειδώνα. Μερικοί απ' αυτούς έχουν ελλειπτικές τροχιές που φτάνουν μέχρι τη Γη και ονομάζονται ΝΕΑ (Near Earth Asteroids) ή ομάδα του Απόλλωνα, παρουσιάζοντας ιδιαίτερο ενδιαφέρον αφού οι μετεωρίτες που πέφτουν στη Γη είναι κυρίως ΝΕΑ, οι οποίοι συλλαμβάνονται από το βαρυτικό πεδίο της.

- β) Ο **Πλούτωνα**, ο οποίος δεν θεωρείται πλανήτης από το 2006, αφού σύμφωνα με την Διεθνή Αστρονομική Ένωση (IAU) δεν έχει τροχιά «καθαρή» από άλλα αντικείμενα και κυρίως από την επίδραση άλλων πλανητών, μια και είναι γνωστό ότι η τροχιά του επηρεάζεται κυρίως από τον Ποσειδώνα. Πράγματι, αν και βρίσκεται σε μέση απόσταση περίπου 39.5 Α.Υ. από τον Ήλιο, δηλαδή μετά τον Ποσειδώνα, η τροχιά του Πλούτωνα είναι τόσο ελλειπτική που στο περιήλιο (πλησιέστερο σημείο στον Ήλιο) βρίσκεται πιο κοντά στον Ήλιο από ότι ο Ποσειδώνας.



Σχήμα 1.3. α) Εσωτερικό ηλιακό σύστημα, όπου αναγνωρίζονται οι γεώδεις πλανήτες (Ερμής, Αφροδίτη, Γή και Άρης) και ο Δίας. Με μαύρο χρώμα διακρίνονται οι αστεροειδείς της κύριας Ζώνης Αστεροειδών και οι αστεροειδείς (Ελληνες και Τρώες) που συνοδεύουν το Δία, ενώ με γκρι χρώμα οι υπόλοιποι αστεροειδείς (π.χ. με περιήλιο $< 1.3 \text{ A.U.}$). Οι κομήτες σημειώνονται με τετράγωνα. β) Εξωτερικό ηλιακό σύστημα, όπου αναγνωρίζονται οι αέριοι εξωτερικοί πλανήτες (Δίας, Κρόνος, Ουρανός και Ποσειδώνας) και ο νάνος-πλανήτης Πλούτωνα. Με τρίγωνα σημειώνονται τα σώματα με τροχιά υψηλής ελλειπτικότητας, και με μαύρους και γκρι κύκλους οι συνοδοί του Ποσειδώνα (Πλουτωνοειδείς) και τα σώματα της ζώνης Kuiper, αντίστοιχα (τροποποιημένο από σχήματα του Minor Planet Center).

γ) Η **ζώνη Kuiper**, η ύπαρξη της οποίας προτάθηκε από τον G. Kuiper το 1951 αν και η πρώτη παρατήρηση αντικειμένων στη ζώνη αυτή έγινε το 1992. Αποτελείται από εκατοντάδες εκατομμύρια μικρά σώματα κυρίως πάγου (παγωμένο μεθάνιο). Το πιο μεγάλο από αυτά ανακαλύφθηκε το 2005 και ονομάζεται Έριδα, έχει ακτίνα περίπου 1200km, είναι δηλαδή περίπου 30% μεγαλύτερο από τον Πλούτωνα και για το λόγο αυτό αρχικά θεωρήθηκε ως ο 10^{ος} πλανήτης. Η ζώνη Kuiper θεωρείται ως η βασική πηγή κομητών μικρής περιόδου (περίοδος κάτω από 200 έτη), αφού πιστεύεται ότι βαρυτικές διαταραχές από άλλους πλανήτες αποσπούν αντικείμενα από τη ζώνη αυτή και τα βάζουν σε τροχιά γύρω από τον Ήλιο.

Σήμερα, σώματα όπως η Δήμητρα, ο Πλούτωνα και η Έριδα ονομάζονται **πλανήτες νάνοι (dwarf planets)**. Επίσης, θεωρείται πιθανό ότι ο Πλούτωνα προέρχεται από τη ζώνη Kuiper λόγω βαρυτικής διαταραχής (έλξης από άλλο πλανήτη, πιθανότατα τον Ποσειδώνα). Σήμερα γνωρίζουμε πολλά άλλα μικρά σώματα (Κένταυροι), τα οποία πιθανότατα έχουν διαφύγει από τη ζώνη Kuiper και έχουν τροχιές μεταξύ Δία και Ποσειδώνα

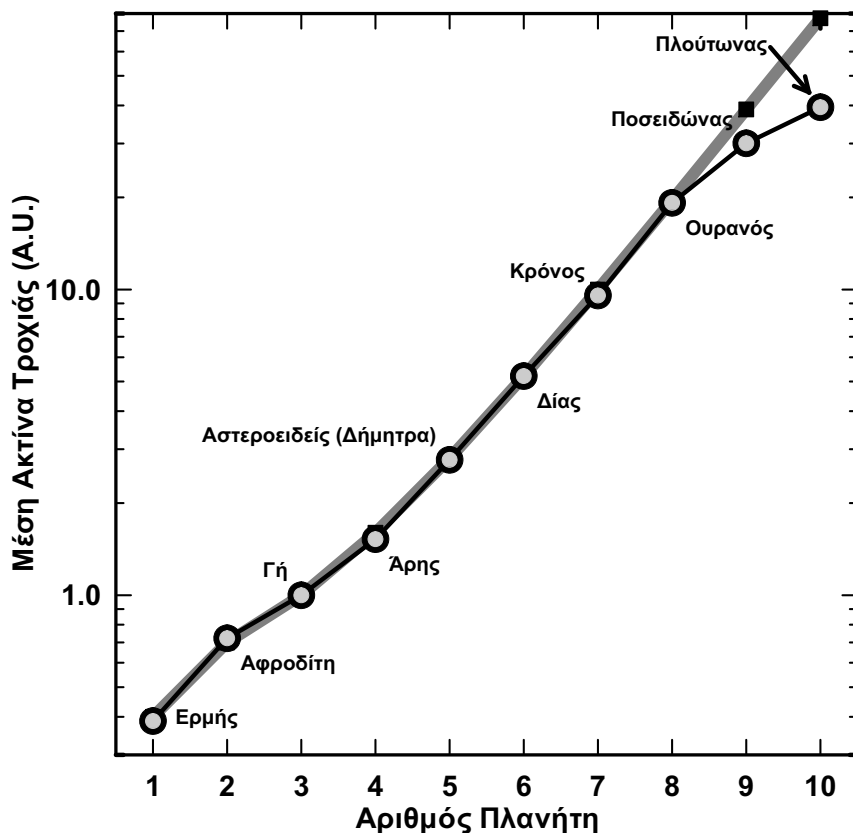
Σύμφωνα με μια άλλη άποψη, ο Πλούτωνα, όπως και ο Τρίτωνα (μεγαλύτερος δορυφόρος του Ποσειδώνα), ανήκουν στην κατηγορία των αντικειμένων που περιφέρονταν αρχικά γύρω από τον Ήλιο και απωθήμένα από τον ισχυρό ηλιακό άνεμο των πρώτων σταδίων ζωής του Ήλιου μας σήμερα βρίσκονται στο **νέφος του Oort**. Το νέφος αυτό, που προτάθηκε από τον J. Oort το 1950, θεωρείται ότι είναι ένα τεράστιο σφαιρικό νέφος από δισεκατομμύρια σώματα, περίπου σε απόσταση έως και 200.000 A.U. από τον Ήλιο, αποτελεί δε το πιθανό όριο του πλανητικού μας συστήματος όπου η επίδραση του Ήλιου εξαφανίζεται. Περαιστικοί αστέρες στέλνουν (λόγω βαρυτικών διαταραχών) τα παγωμένα σώματα του νέφους του Oort είτε στο μακρινό διάστημα είτε προς τον Ήλιο ως κομήτες μακράς περιόδου. Το πιο μακρινό αντικείμενο που έχει παρατηρηθεί και γνωρίζουμε σήμερα στο ηλιακό μας σύστημα, η Σέντνα σε απόσταση 90A.U. με διάμετρο περίπου 900km, θεωρείται από τα εσωτερικότερα αντικείμενα του νέφους του Oort.

Οι αποστάσεις των πλανητών από τον Ήλιο παρουσιάζουν μία ιδιαίτερη κανονικότητα. Αυτή παρουσιάζεται στο σχήμα (1.4), όπου η απόσταση του κάθε πλανήτη είναι χαρτογραφημένη ως συνάρτηση του αριθμού του πλανήτη. Η σχέση αυτή είναι γνωστή ως σχέση Titius-Bode και η μέση ακτίνα τροχιάς, r_k , δίνεται (σε A.U.) προσεγγιστικά από τη σχέση:

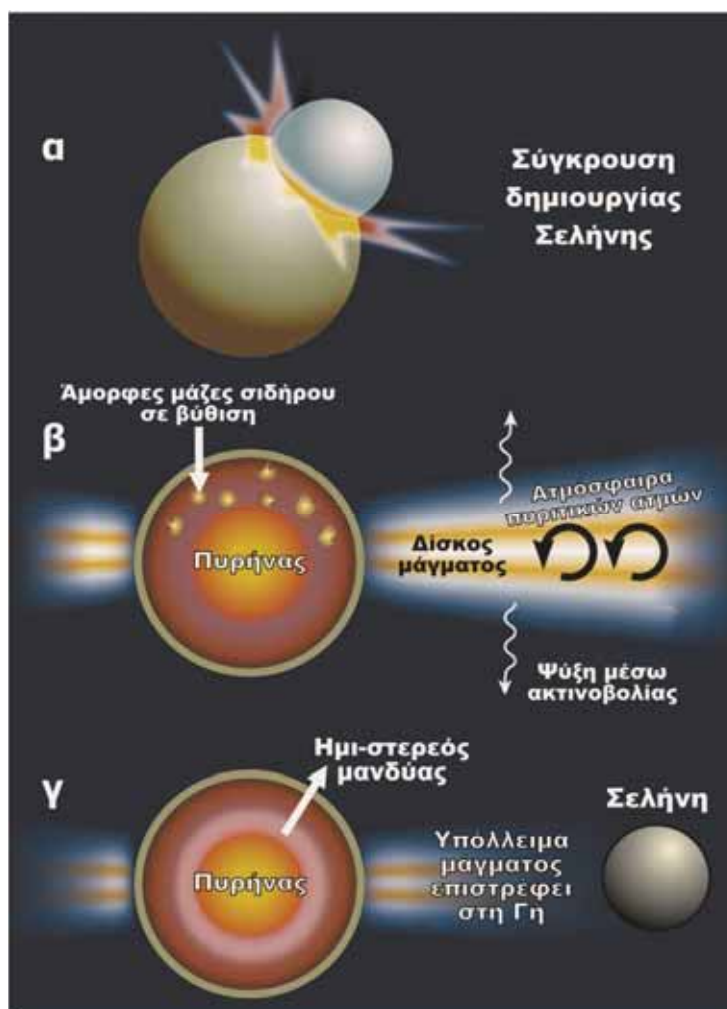
$$r_k = 0.4 + 0.3 \times 2^k \quad (1.1)$$

όπου το k παίρνει τιμή $-\infty$ για τον Ερμή και ακέραιες τιμές (0, 1, 2, κλπ.) για τους υπόλοιπους πλανήτες.

Η σχέση (1.1) παρουσιάζεται με γκριζα γραμμή στο σχήμα (1.4) ενώ τα πραγματικά στοιχεία παρουσιάζονται με κύκλους και συνεχόμενη μαύρη γραμμή. Η σχέση Titius-Bode ισχύει μόνο αν η ζώνη των αστεροειδών θεωρηθεί ως ένας ανεξάρτητος πλανήτης ενώ η πρώτη, ιστορικά, απόκλιση από τον νόμο παρατηρήθηκε με την ανακάλυψη του Ποσειδώνα, αφού η αναμενόμενη του θέση από το νόμο Titius-Bode είναι εκεί που βρίσκεται ο Πλούτωνας. Αν και η σημασία της σχέσης αυτής είναι έντονα αμφισβητούμενη, με ορισμένους αστρονόμους να προτείνουν ότι πρόκειται για μία σχέση χωρίς καμία θεωρητική σημασία και αποτέλεσμα στατιστικής σύμπτωσης, πολλές προσπάθειες έχουν γίνει με στόχο τη θεωρητική ερμηνεία της σχέσης, σε ότι αφορά τον τρόπο δημιουργίας των πλανητών μέσα στο πρωταρχικό ηλιακό σύστημα.



Σχήμα 1.4. Μέση ακτίνα τροχιάς πλανητών γύρω από τον Ήλιο σε συνάρτηση με τον αριθμό του πλανήτη. Η σχέση Titius-Bode φαίνεται επίσης με γκριζα γραμμή.



Σχήμα 1.7. Πιθανή διαδικασία δημιουργίας της Σελήνης: α) Ένας μεγάλος πλανήτης-έμβρυο στις διαστάσεις του Άρη συγκρούεται με τη Γή, β) Ένας δίσκος μάγματος δημιουργείται από τη σύγκρουση, χάνοντας ενέργεια λόγω ακτινοβολίας, ενώ τα μεταλλικά τμήματα του πλανήτη-εμβρύου βυθίζονται μέσα στο ρευστό μανδύα προς το μεταλλικό πυρήνα της Γής, γ) Το εξωτερικό τμήμα του δίσκου συσσωματώνεται και δημιουργεί σταδιακά τη Σελήνη, ενώ το υπόλοιπο επιστρέφει στη Γή, της οποίας ο μανδύας έχει σταδιακά στερεοποιηθεί (τροποποιημένο από Stevenson, 2008).

Αν και αρκετές εκατοντάδες τόνων μετεωρίτες φτάνουν στη Γη κάθε μέρα, οι πιο πολλοί καίγονται στην γήινη ατμόσφαιρα κατά την πτώση τους δημιουργώντας εντυπωσιακές εικόνες φωτεινών αστεριών που κινούνται. Τελικά, λίγοι από



Κεφάλαιο

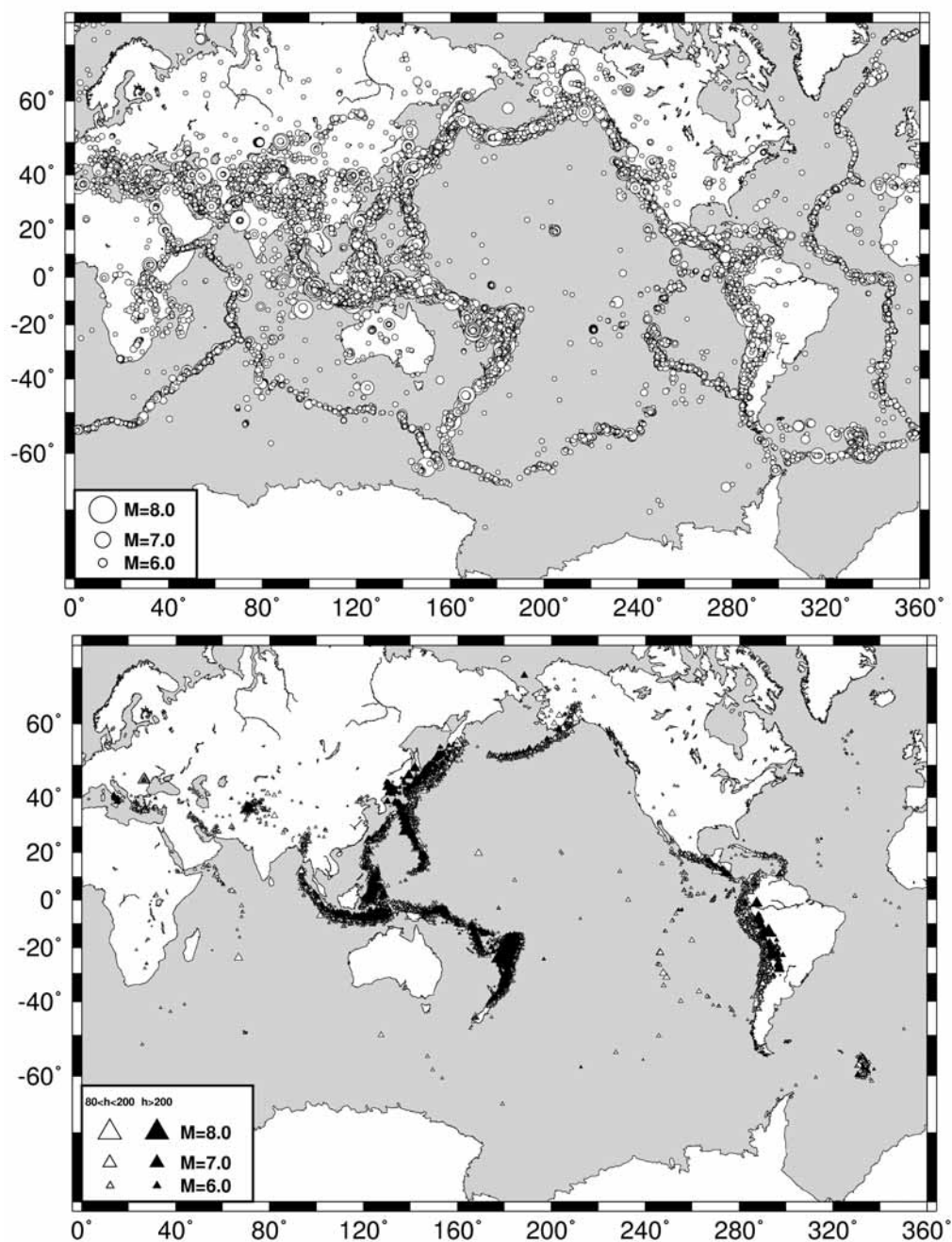
ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ

3.1 Εισαγωγή

Γεωδυναμική είναι ο κλάδος της Γεωφυσικής που μελετάει τις κινήσεις των μεγάλων επιφανειακών τμημάτων της στερεάς Γης, σε συνδυασμό με τα αίτια που τις προκαλούν. Οι κινήσεις αυτές συνήθως περιγράφονται με τον όρο **τεκτονικές κινήσεις** και διακρίνονται σε **οριζόντιες και κατακόρυφες**. Αν και ο χωρισμός αυτός είναι κυρίως συμβατικός, μια και πολλές τεκτονικές κινήσεις αποτελούν συνδυασμό οριζοντίων και κατακόρυφων κινήσεων, παραμένει επίκαιρος, αφού τα δύο είδη κινήσεων βρίσκονται σε άμεση συσχέτιση με τα μοντέλα που αφορούν τα αίτια που τις προκαλούν.

Παλαιότερα, οι περισσότεροι γεωεπιστήμονες πίστευαν ότι οι κατακόρυφες κινήσεις είναι επικρατέστερες, ενώ οριζόντιες κινήσεις δεν γίνονται σε μεγάλη κλίμακα αλλά μόνο τοπικά πάνω σε ορισμένα ρήγματα ή κατά την πτύχωση των ιζημάτων. Αυτό εξηγείται, γιατί οι κατακόρυφες κινήσεις διαπιστώνονται σχετικά εύκολα στην ύπαιθρο από τους γεωλόγους με απευθείας παρατηρήσεις, μετριούνται με ικανοποιητική ακρίβεια και τα αίτιά τους είναι γνωστά. Αντίθετα, οι οριζόντιες κινήσεις στο παρελθόν (μέχρι περίπου τις αρχές του 20^{ου} αιώνα) διαπιστώνονταν και υπολογίζονταν κυρίως με έμμεσες μεθόδους και λιγότερο με απ' ευθείας παρατηρήσεις.

Οι κατακόρυφες κινήσεις μετριούνται σήμερα με σημαντική ακρίβεια με γεωδαιτικές (επίγειες και δορυφορικές) ή άλλες (κυρίως γεωλογικές) μεθόδους. Τέτοιες μετρήσεις έδειξαν π.χ. ότι η Σκανδιναβία και ο Καναδάς ανυψώνονται ενώ οι Κάτω Χώρες βυθίζονται. Η αφθονία των γεωλογικών παρατηρήσεων οδήγησε στη δημιουργία διάφορων γεωλογικών μοντέλων, ορισμένα από τα οποία (π.χ. μοντέλο γεωσύγκλινου) θεωρήθηκε στο παρελθόν ότι ερμηνεύουν σχεδόν το σύνολο των γεωτεκτονικών διεργασιών. Σήμερα γνωρίζουμε ότι πολλές από τις

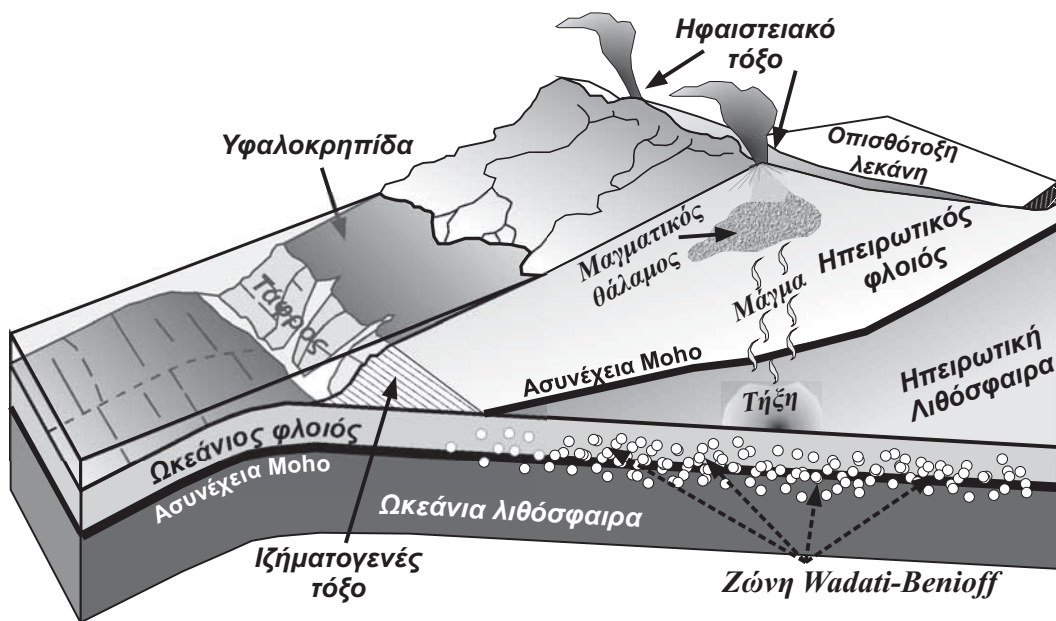


Σχήμα 3.16. Παγκόσμια κατανομή επικέντρων επιφανειακών σεισμών (πάνω) και σεισμών βάθους (κάτω) με $M \geq 5.5$ μετά το 1965 (πηγές ISC, NEIC και Harvard).

λέσματα δείχνουν ότι οι ωκεάνιες λιθόσφαιρες συνεχίζουν να καταδύονται σε πολύ μεγαλύτερα βάθη μέσα στον κάτω μανδύα, χωρίς όμως να συνοδεύονται από αναγνωρίσιμους σεισμούς βάρους.

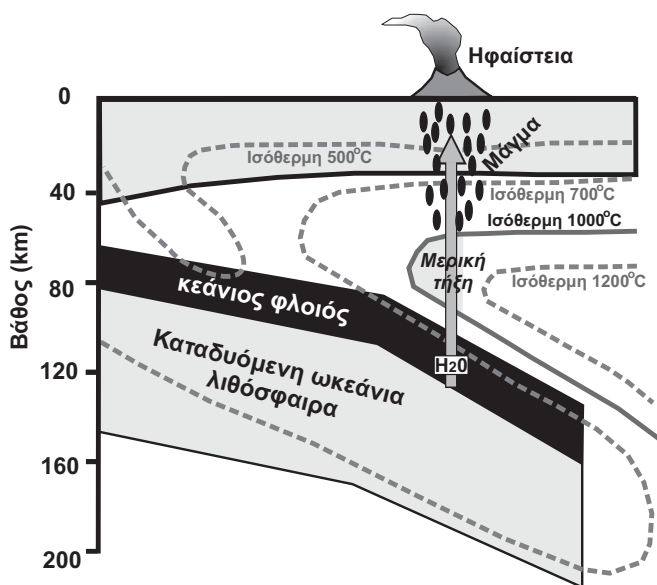
Κατά τη βύθιση του προστινίου τμήματος μιας ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από μία ηπειρωτική πλάκα (σχ. 3.17) δημιουργείται στα όρια της επαφής της με την ηπειρωτική μία τάφρος μεγάλου βάρους (συνήα > 5000 μέτρα). Η τάφρος έχει πολλές φορές σχήμα τόξου κύκλου γιατί τέτοιο σχήμα αναμένεται να έχει η τομή της επιφάνειας μιας ασυμπίεστης σφαίρας (σαν τη Γη) με το τμήμα μιας μικρότερης σφαιρικής επιφάνειας που προκύπτει από τη συμπίεση προς τα μέσα της μεγάλης σφαίρας (ring-rong ball model, Frank, 1968). Τα ελαφρότερα ιζήματα του ωκεάνιου φλοιού σχεδόν «ξύνονται» από την άνω επιφάνειά του και προσκολλώνται στην ηπειρωτική λιθόσφαιρα, δημιουργώντας το εξωτερικό **ιζηματογενές τόξο** (σφήνα επαύξησης), το οποίο σε πολλές ηπειρωτικές περιοχές έχει πολύ σημαντικές διαστάσεις. Αυτή η διαδικασία της **επαύξησης** (accretion) είναι ο πρώτος βασικός μηχανισμός αύξησης του υλικού των ηπειρωτικών περιοχών και δημιουργίας ηπειρωτικής λιθόσφαιρας.

Τμήμα των ωκεάνιων ιζημάτων καταδύεται μαζί με τον ωκεάνιο φλοιό και



Σχήμα 3.17. Βασικά μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά κατά μήκος μίας τυπικής κατακόρυφης τομής στην περιοχή κατάδυσης ωκεάνιας λιθόσφαιρας κάτω από ηπειρωτική.

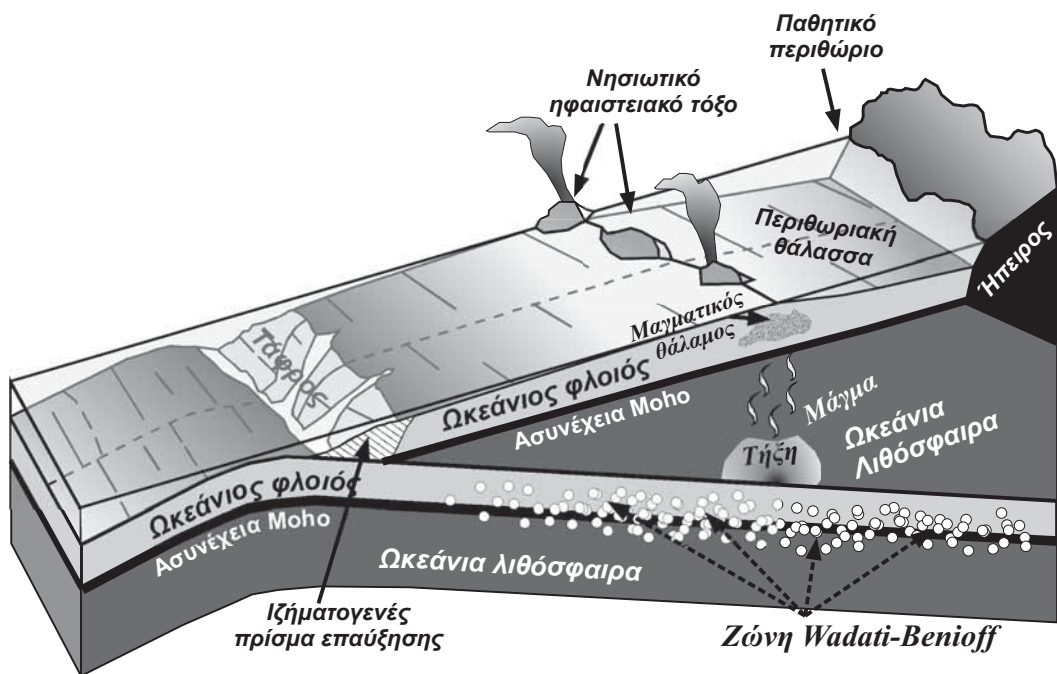
την ωκεάνια λιθόσφαιρα κάτω από την ηπειρωτική πλάκα. Λόγω της πολύ μικρής θερμικής αγωγιμότητας των περισσότερων πετρωμάτων, η καταδυόμενη λιθόσφαιρα παραμένει πιο ψυχρή από τον περιβάλλοντα μανδύα, «παρασύροντας» τις ισόθερμες (σχ. 3.18). Όταν η καταδυόμενη λιθόσφαιρα φτάσει σε βάθος περίπου 80-100km (πίεση ~25 - 33 kbar) και ενδεικτικά σε θερμοκρασία ~700 °C, πολλά από τα ένυδρα ορυκτά των ιζημάτων και του ωκεάνιου φλοιού χάνουν μέσω μεταμορφικών διαδικασιών το μεγαλύτερο τμήμα του νερού, καθώς και διάφορα άλλα στοιχεία όπως τα **Μεγάλα Ιόντα Λιθόφιλων Στοιχείων LILE** (Large-Ion Lithophile Elements), δηλαδή K, Rb, Ba, Sr, Cs, U, Th. Το νερό αυτό, ως πολύ ελαφρότερο από τα υλικά του μανδύα, ανέρχεται γρήγορα (ουσιαστικά λόγω άνωσης) και εισέρχεται στο μανδύα πάνω από την καταδυόμενη πλάκα, ο οποίος βρίσκεται σε πολύ υψηλότερη θερμοκρασία λόγω της παραμόρφωσης των ισόθερμων (σχ. 3.18). Όταν το νερό εισέλθει στην ισόθερμη των 1000 °C (σημείο τήξης του άνω μανδύα σε αυτό το βάθος) προκαλεί μερική τήξη του υλικού του μανδύα το οποίο βρίσκεται πάνω από την βυθιζόμενη ωκεάνια πλάκα ή και μετασώματωση του υλικού του μανδύα με τη δημιουργία ένυδρων ορυκτών (π.χ. φλογοπίτης) και στη συνέχεια τήξη του. Το θερμό και πιο ελαφρύ αυτό υλικό ανεβαίνει προς τη λιθόσφαιρα του εσωτερικού μέρους του τόξου, σε αρκετή απόσταση από την εξωτερική τάφρο (σχ. 3.18). Η άνοδος του θερμού αυτού τήγ-



Σχήμα 3.18. Σχηματικός μηχανισμός δημιουργίας ηφαιστειακού τόξου, λόγω αφυδάτωσης της καταδυόμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας (τροποποιημένο από Rappazachos et al., 2005).

ματος αποτελεί το αίτιο δημιουργίας του ηφαιστειακού τόξου, όπου παράλληλα έχουμε αύξηση της ροής θερμότητας, εμφάνιση σημαντικών μαγνητικών ανωμαλιών κλπ. Η διαδικασία αυτή της **γένεσης του ηφαιστειακού τόξου** αποτελεί το δεύτερο βασικό μηχανισμό αύξησης του υλικού των ηπειρωτικών περιοχών και δημιουργίας ηπειρωτικής λιθόσφαιρας.

Στην περίπτωση κατάδυσης μιας ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από μία αντίστοιχη ωκεάνια πλάκα (σχ. 3.19), το γεωτεκτονικό περιβάλλον παρουσιάζει πολλές ομοιότητες με αυτό της ωκεάνιας βύθισης κάτω από ηπειρωτική (σχ. 3.17), αλλά και αρκετές διαφορές. Έτσι οι τάφροι στο εξωτερικό μέρος της κατάδυσης είναι συνήθως ακόμα πιο μεγάλου βάθους (έως και ~11000 μέτρα), αν και αυτό επηρεάζεται από την ηλικία της κατάδυσης. Και στην περίπτωση αυτή έχουμε ένα ιζηματογενές πρίσμα (σφήνα) επαύξησης το οποίο σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί να είναι μεγάλο και να ξεπεράσει την επιφάνεια της θάλασσας, δημιουργώντας νησιά. Η ηφαιστειότητα δημιουργεί το χαρακτηριστικό τόξο ηφαιστειακών νησιών. Εάν πίσω από το ηφαιστειακό τόξο υπάρχει (σε κάποια απόσταση) μία ήπειρος, η θάλασσα που αναπτύσσεται ανάμεσα στο περιθώριο



Σχήμα 3.19. Βασικά μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά κατά μήκος μίας τυπικής κατακόρυφης τομής στην περιοχή κατάδυσης ωκεάνιας λιθόσφαιρας κάτω από μία άλλη ωκεάνια λιθόσφαιρα.



Κεφάλαιο

ΤΟ ΠΕΔΙΟ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ, ΟΙ ΠΑΛΙΡΡΟΙΕΣ ΚΑΙ ΟΙ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΣΗΜΑΣΙΑΣ ΚΙΝΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΓΗΣ

6.1 Εισαγωγή

Ως πεδίο βαρύτητας της Γης ορίζουμε τον χώρο όπου αυτή ασκεί ελκτική δύναμη βαρύτητας σε κάθε σώμα (το βάρος του), το οποίο βρίσκεται μέσα σ' αυτόν το χώρο. Ίσως φαίνεται περίεργη η ύπαρξη σύνδεσης μεταξύ του πεδίου βαρύτητας της Γης, των παλιρροιών (που οφείλονται στη βαρυτική έλξη του Ήλιου και της Σελήνης) και των διαφόρων κινήσεων που εκτελεί η Γη (περιστροφή, περιφορά γύρω από τον Ήλιο, κλόνηση του άξονα περιστροφής, κλπ.). Ο λόγος που τα παραπάνω φαινόμενα συνδέονται μεταξύ τους είναι το γεγονός ότι οι εσωτερικές κινήσεις στη Γη και οι αλληλεπιδράσεις της με τα άλλα αστρονομικά σώματα δίνουν πληροφορίες για τη δομή της Γης και κυρίως τη δομή πυκνότητας, η οποία καθορίζει το πεδίο βαρύτητάς της.

Κάθε σημείο του πεδίου βαρύτητας της Γης χαρακτηρίζεται από ορισμένη τιμή της έντασης και του δυναμικού του πεδίου. Η μεταβολή της έντασης και του δυναμικού στην επιφάνεια της Γης εξαρτώνται από τη μεταβολή της πυκνότητας μέσα στη Γη. Γι' αυτό, οι μεταβολές της έντασης και του δυναμικού που μετρικούνται στην επιφάνεια της Γης μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικών με τη δομή της Γης. Αυτός είναι ο βασικός λόγος για τον οποίο η μελέτη του πεδίου βαρύτητας της Γης ενδιαφέρει τη Γεωφυσική. Η μελέτη του πεδίου αυτού παρουσιάζει ενδιαφέρον και για άλλες επιστήμες, όπως είναι η Γεωδαισία, που μελετάει το σχήμα της Γης, η Αστρονομία, η Ωκεανογραφία, κλπ.

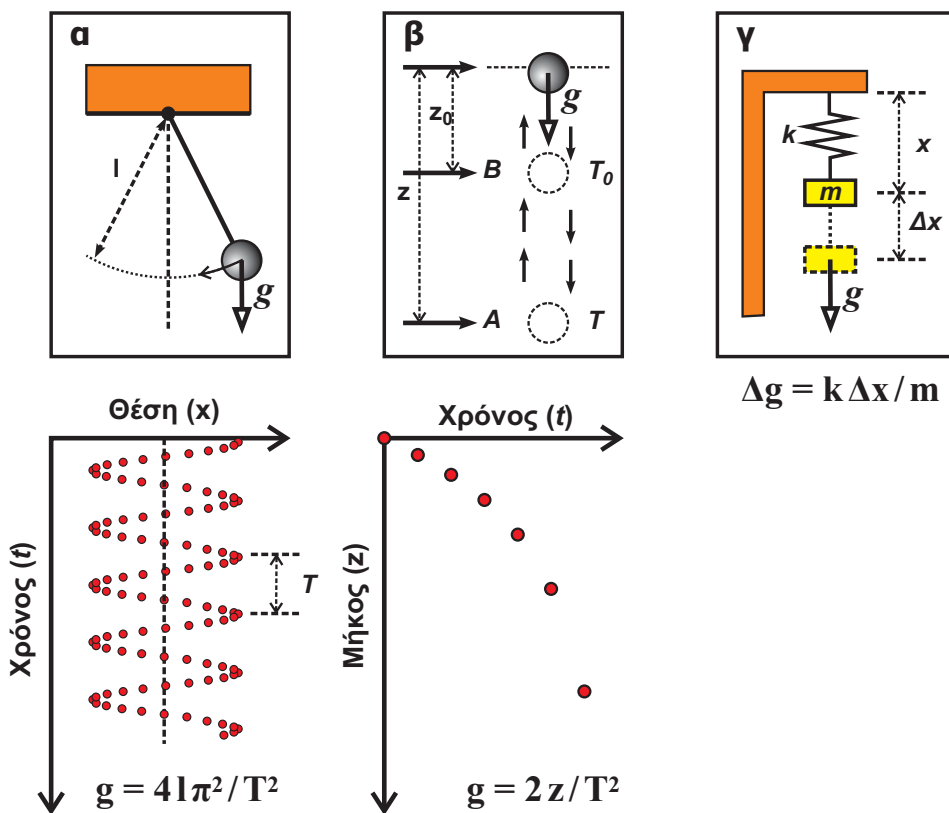
Η έννοια του βάρους ήταν γνωστή από την αρχαιότητα, αφού σύμφωνα με την αρχή του Αρχιμήδη «κάθε σώμα που βυθίζεται στο νερό γίνεται τόσο ελα-

φρότερο όσο είναι το βάρος του νερού που εκτοπίζει». Ο πρώτος που μέτρησε την επιτάχυνση (ένταση) της βαρύτητας, g , είναι ο Γαλιλαίος (1564-1642), ο οποίος χρησιμοποίησε αντικείμενα ολισθαίνοντα σε κεκλιμένο επίπεδο, οπότε η επιτάχυνση κίνησής τους ελαττώνεται (από g γίνεται $g \cdot \sin \varphi$, όπου φ η κλίση του επιπέδου) και μπορούσε έτσι να μετρήσει ακριβέστερα το χρόνο. Γι' αυτό μία μονάδα μέτρησης της επιτάχυνσης, g , που χρησιμοποιείται σήμερα φέρει, προς τιμή του, τα τρία πρώτα γράμματα του ονόματός του ($1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm s}^{-2} = 10^{-2} \text{ m s}^{-2}$). Όμως, ο πρώτος που αντελήφθη την έννοια του πεδίου βαρύτητας της Γης είναι ο Νεύτωνας ο οποίος διατύπωσε το 1666 το νόμο της παγκόσμιας έλξης (σχέση 6.1).

Μια γαλλική αποστολή υπό τον P. Bouguer πραγματοποίησε μετρήσεις της έντασης του πεδίου βαρύτητας στο Περού (μεταξύ 1735 και 1745) και διαπίστωσε ότι η βαρυτική έλξη που ασκούσε η οροσειρά των Άνδεων ήταν πολύ μικρότερη από την αναμενόμενη. Την ίδια διαπίστωση έκανε μια ινδική αποστολή υπό τον G. Everest, όταν πραγματοποίησε κατά τον δέκατο ένατο αιώνα βαρυτικές μετρήσεις στις Ινδίες κοντά στα Ιμαλάια. Ο κληρικός και μαθηματικός J.H. Pratt (1855) υπολόγισε ότι η μετρούμενη αυτή βαρυτική έλξη ήταν τρεις περίπου φορές μικρότερη από την αναμενόμενη και για την ερμηνεία του φαινομένου πρότεινε ένα ισοστατικό μοντέλο, που είναι γνωστό ως «υπόθεση Pratt». Τον ίδιο χρόνο ο G.B. Airy (1855) πρότεινε ένα άλλο ισοστατικό μοντέλο για την ερμηνεία του ίδιου φαινομένου, το οποίο είναι γνωστό ως «υπόθεση Airy».

Οι βαρυτικές μετρήσεις συνεχίστηκαν εντατικά κατά το επόμενο χρονικό διάστημα. Από τα μέσα της δεκαετίας του 1970 πραγματοποιήθηκαν εξαιρετικής ακρίβειας βαρυτικές μετρήσεις με τη χρήση δορυφόρων που εκτοξεύθηκαν για το σκοπό αυτό (1975, 1978, 1985, 1991, κλπ.) και συνέβαλαν αποφασιστικά στον ακριβή καθορισμό του σχήματος της Γης (Chapman and Talwani, 1979; Smith and Sandwell, 1997).

Βασικός σκοπός του παρόντος κεφαλαίου είναι η μελέτη του τρόπου μέτρησης και των μεταβολών της έντασης του πεδίου βαρύτητας στην επιφάνεια της Γης ή έξω απ' αυτή, καθώς και ο τρόπος που χρησιμοποιούνται ορισμένες από τις μεταβολές αυτές για την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικών με τη δομή του φλοιού της Γης. Στο παρόν κεφάλαιο μελετώνται επίσης οι παλίρροιες της Γης που οφείλονται στο βαρυτικό πεδίο της Σελήνης και του Ηλίου, καθώς και οι κινήσεις της (μετάπτωση, ελεύθερη κλόνηση, κλπ.) που έχουν γεωφυσικό ενδιαφέρον. Η ανάλυση των κινήσεων αυτών αποκαλύπτει στοιχεία για τη δομή του εσωτερικού της Γης με ανάλογο τρόπο με αυτόν που διάφορες γεωφυσικές παράμετροι υπολογίζονται από στοιχεία των παλίρροιών.



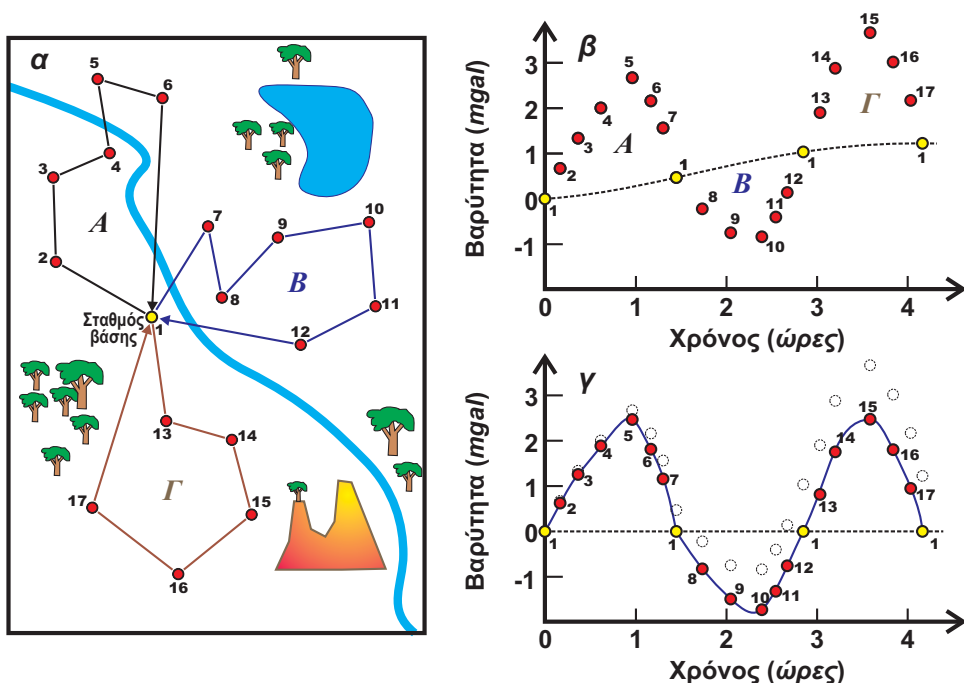
Σχήμα 6.8. Βασικές αρχές απόλυτου και σχετικού προσδιορισμού της έντασης του πεδίου βαρύτητας: α) Απόλυτος προσδιορισμός έντασης με τη χρήση της περιόδου ταλάντωσης εκκρεμούς, T . β) Απόλυτος προσδιορισμός έντασης με την ελεύθερη πτώση σώματος, γ) Σχετικός προσδιορισμός έντασης με τη χρήση της επιμήκυνσης ελατηρίου, Δx .

στη λήψη μετρήσεων, επιτυγχάνουν ακρίβειες σχετικών μετρήσεων της τάξης των 0.1-0.01mgal.

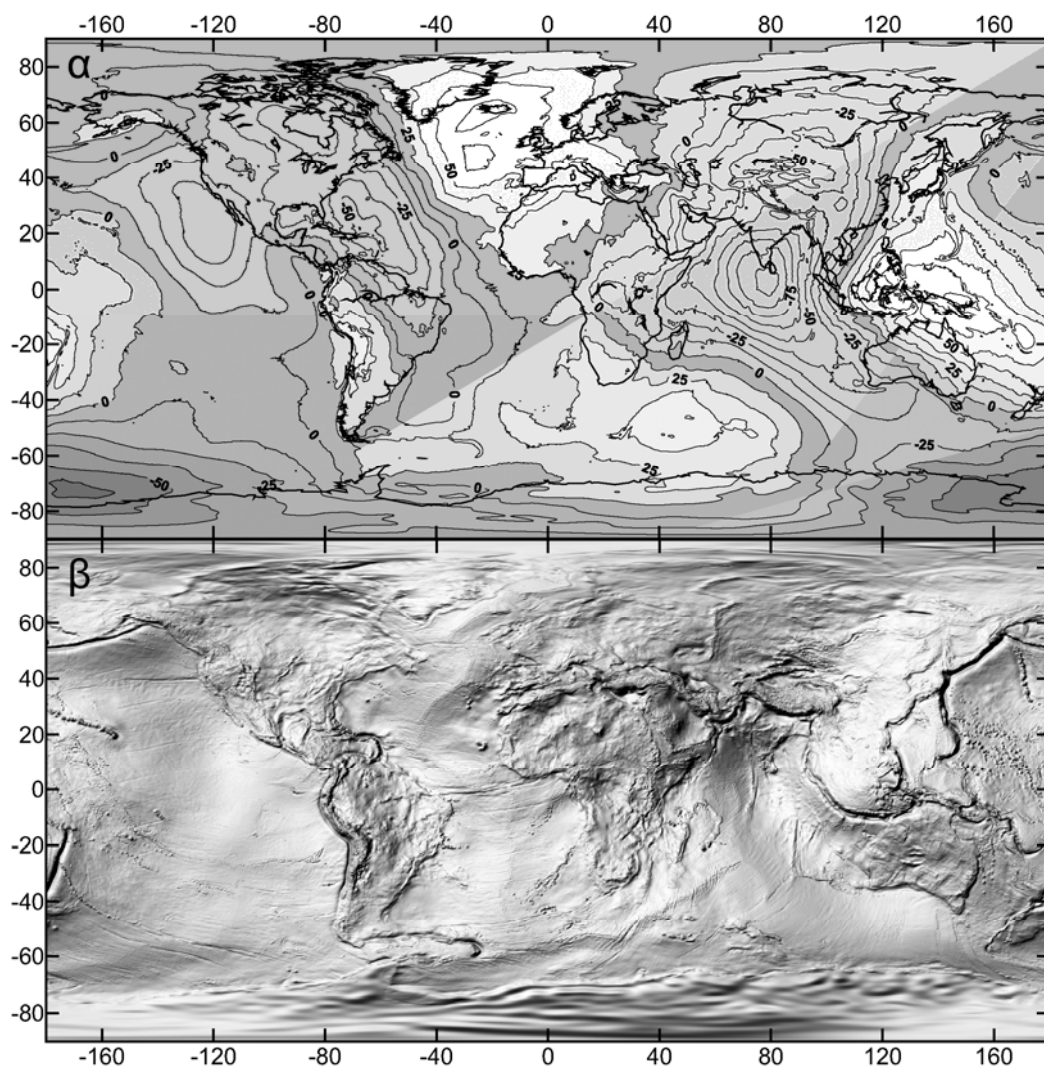
Η διαδικασία συλλογής σχετικών μετρήσεων με τη χρήση φορητών βαρυτομέτρων πρέπει να λάβει υπ' όψη διάφορους περιορισμούς. Σημαντική επίδραση στην πραγματοποίηση βαρυτικών μετρήσεων σε μία θέση έχει η επίδραση των παλίρροιων, η οποία μεταβάλλει με το χρόνο την ένταση του πεδίου βαρύτητας (βλέπε §6.15). Η επίδραση αυτή μπορεί να υπολογιστεί αναλυτικά (βλέπε σχέσεις 6.81β και 6.89) και είτε να αφαιρεθεί εκ των υστέρων από τις μετρήσεις (τα σύγχρονα όργανα το κάνουν αυτόματα με ενσωματωμένο λογισμικό), είτε να διορθωθεί έμμεσα με τη διαδικασία που περιγράφεται παρακάτω. Πρόσθετη επίδραση ασκεί στις μετρήσεις ο ερπυσμός (drift) του ελατηρίου, κυρίως λόγω της

επίδρασης της θερμοκρασίας (αν και τα βαρυτόμετρα δουλεύουν σε σχεδόν πλήρες κενό αέρος) και της μακροπρόθεσμης αλλαγής των ελαστικών σταθερών του ελατηρίου.

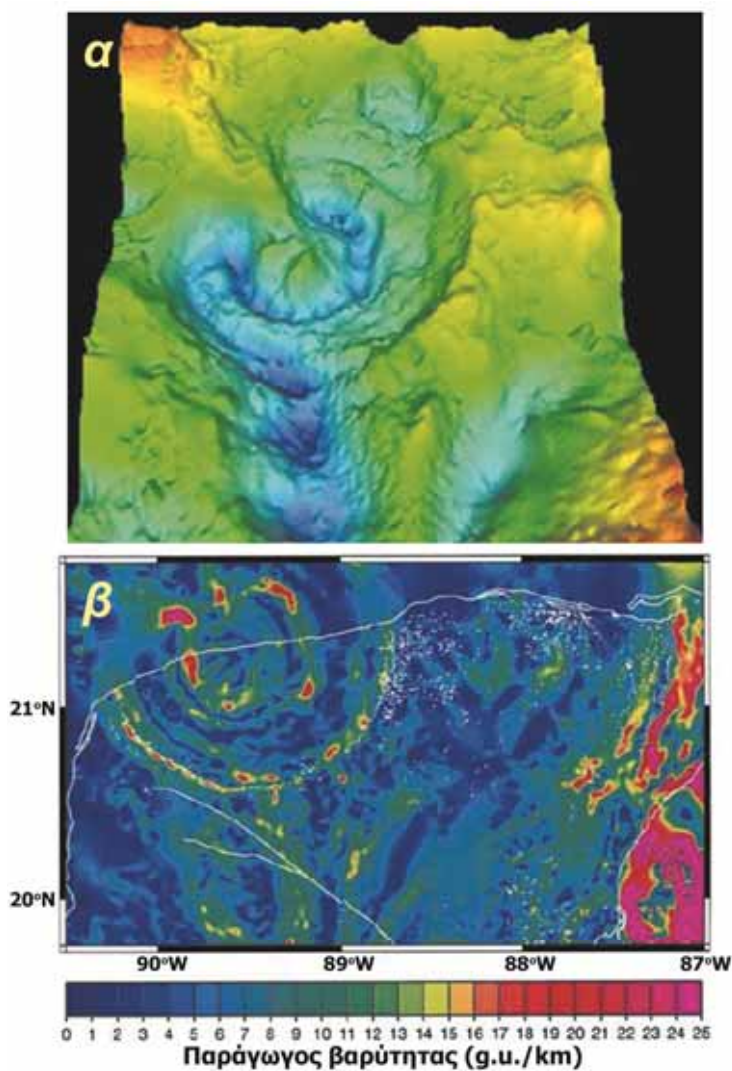
Για να ξεπεραστούν τα προβλήματα αυτά υιοθετείται μία στρατηγική μετρήσεων όπως παρουσιάζεται στο σχήμα (6.9). Οι μετρήσεις πραγματοποιούνται σε «βρόχους» (Α,Β,Γ), οι οποίοι «κλείνουν» ανά μικρά χρονικά διαστήματα (1-2 ωρών) κάθε φορά στον ίδιο σταθμό βάσης (σταθμός 1), όπως φαίνεται και στο σχήμα (6.9α). Εξετάζοντας τη χρονική μεταβολή των μετρήσεων, παρατηρείται ότι οι μετρήσεις στο σταθμό βάσης (σταθμός 1) παρουσιάζουν πλασματική χρονική μεταβολή λόγω του ερπυσμού του οργάνου ή άλλων συστηματικών σφαλμάτων, αλλά και των παλιρροιών, εφ' όσον αυτές δεν έχουν διορθωθεί στις μετρήσεις. Η μεταβολή αυτή μπορεί να είναι γραμμική για μικρά χρονικά διαστήματα, αλλά συχνά έχει πιο πολύπλοκη μορφή, ιδίως για μεγαλύτερα χρονικά



Σχήμα 6.9. Απλοποιημένη διαδικασία βαρυτικών μετρήσεων: α) Οι μετρήσεις πραγματοποιούνται σε «βρόχους» (Α,Β,Γ), οι οποίοι «κλείνουν» κάθε φορά στον ίδιο σταθμό βάσης. β) Οι μετρήσεις στο σταθμό βάσης (σταθμός 1) παρουσιάζουν πλασματική χρονική μεταβολή λόγω του ερπυσμού (πιθανώς και των παλιρροιών). γ) Με τη χρήση των μετρήσεων του σταθμού βάσης πραγματοποιείται διόρθωση των μετρήσεων και ανάδειξη της πραγματικής χωρικής μεταβολής του βαρυτικού πεδίου.



Σχήμα 6.11. α) Χάρτης υψομέτρων, N , του γεωειδούς EGM2008 (Pavlis et al., 2008). Οι καμπύλες συνδέουν τόπους ίσων υψομέτρων του γεωειδούς από το ελλειψοειδές σε μέτρα. β) Οριζόντια χωρική παράγωγος των υψομέτρων του EGM2008, όπου αναδεικνύονται σημαντικές δομές γεωδυναμικού ενδιαφέροντος (βλέπε κείμενο)



Σχήμα 6.24. Βαρυτική ανωμαλία Bouguer (α) και πρώτη χωρική παράγωγός της (β) στην περιοχή του Γιουκατάν (Μεξικό). Εντοπίζεται κυκλική ανωμαλία από το μετεωρίτη του Chicxulub, που οδήγησε στον εντοπισμό του σημείου σύγκρουσης (τροποποιημένο από Sharpton et al, 1993 και Connors et al, 1996).

μέχρι 2^{ης} τάξης, χρησιμοποιούνται ουσιαστικά 3 μόνο αρμονικές συναρτήσεις, η $Y_{20}(\theta, \lambda)$ [μακράς περιόδου παλίρροιες], η $Y_{21}(\theta, \lambda)$ [ημερήσιες παλίρροιες] και η $Y_{22}(\theta, \lambda)$ [ημι-ημερήσιες παλίρροιες].

Πίνακας 6.2. Τύποι και παράμετροι των σημαντικότερων παλιρροιών της Γης.

Τύπος παλίρροιας	Παλιρροιακή συνιστώσα	Περίοδος	Πλάτος ανωμαλίας γεωειδούς (σε cm)
Μακράς περιόδου	Σεληνιακή πολική παλίρροια	18.613 έτη	2.79
	S_a	365.26 ημέρες	0.49
	S_{sa}	182.621 ημέρες	3.10
	M_m	27.555 ημέρες	3.52
	M_f	13.661 ημέρες	6.66
Ημερήσιες	O_1	25.819 ώρες	26.22
	P_1	24.066 ώρες	12.20
	S_1	24 ώρες	0.29
	K_1	23.934 ώρες	36.88
	ψ_1	23.869 ώρες	0.29
	ϕ_1	23.804 ώρες	0.52
Ημι-ημερήσιες	N_2	12.658 ώρες	12.10
	M_2	12.421 ώρες	63.19
	S_2	12 ώρες	29.40
	K_2	11.967 ώρες	8.00

Η σχέση (6.83) μπορεί να εφαρμοστεί και για την περίπτωση του Ήλιου, ώστε να υπολογιστεί ένα συνολικό παλιρροιακό δυναμικό. Όταν έχουμε πανσέληνο ή νέα σελήνη οι παλιρροιακές δυνάμεις των δύο σωμάτων αθροίζονται, ενώ είναι αντίθετες όταν τα δύο σώματα σχηματίζουν γωνία 90° με τη Γη. Το αποτέλεσμα είναι οι έντονες μεταβολές του πλάτους και των περιόδων των παλιρροιών, οι οποίες κατ' αυτό τον τρόπο έχουν περιόδους που κυμαίνονται μεταξύ περίπου 12 και 26 ωρών (εκτός από τις παλίρροιες μακράς περιόδου). Στον Πίνακα (6.2) παρουσιάζονται μερικές από τις πιο σημαντικές συνιστώσες των παλιρροιών οι οποίες επιδρούν στην Γη (Wahr, 1995). Από τον Πίνακα αυτόν προκύπτει ότι η



Ασκήσεις

Ασκήσεις Α' κατηγορίας

- 6.1. Να υπολογισθεί η ένταση, g , και το δυναμικό, U , του πεδίου βαρύτητας της Γης σε απόσταση 6371 Km από το κέντρο της Γης (μάζα της Γης $M = 5.9737 \times 10^{24}$ Kg).
- 6.2. Να υπολογισθεί η ακτίνα του ελλειψοειδούς στα σημεία του που έχουν γεωγραφικά πλάτη 0° , 45° και 90° , χρησιμοποιώντας το ελλειψοειδές WGS84 και την προσέγγιση όρων μέχρι r^{-3} . Ποία η διαφορά πολικής και ισημερινής ακτίνας;
- 6.3. Από μετρήσεις που έγιναν σε βαρυτομετρικό σταθμό που βρίσκεται σε υψόμετρο $H = 2$ km από το γεωειδές και σε γεωγραφικό πλάτος $\xi = 60^\circ$ βρέθηκε τιμή της έντασης της βαρύτητας ίση με $g_h = 978.837$ Gal. Να βρεθεί:
 - α) το αποτέλεσμα ελεύθερου αέρα και η ανωμαλία ελεύθερου αέρα και,
 - β) το αποτέλεσμα Bouguer και η ανωμαλία Bouguer, αν η πυκνότητα του στρώματος είναι 2500 Kg/m^3 .
- 6.4. Η μέση πυκνότητα του φλοιού της Γης είναι 2750 Kg/m^3 και το μέγιστο πάχος του 70 km. Σε μια περιοχή όπου το πάχος του φλοιού είναι 40 km και η πυκνότητα του μανδύα αμέσως κάτω από το φλοιό είναι 3300 Kg/m^3 , να βρεθεί πόσο βαθύτερα βρίσκεται ο παχύτερος φλοιός, αν ισχύει η υπόθεση Airy.
- 6.5. Σε μία περιοχή το πάχος του φλοιού κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας είναι 40 km, η πυκνότητά του 2500 Kg/m^3 και το υψόμετρο 2 km. Να υπολογισθεί η πυκνότητα του φλοιού σε μία άλλη περιοχή, όπου το συνολικό πάχος του φλοιού είναι 35 km, εάν ισχύει η υπόθεση Pratt.
- 6.6. Να υπολογισθεί η ισοστατική ανωμαλία στο βαρυτομετρικό σταθμό που αναφέρεται η άσκηση (6.3), αν το τοπογραφικό αποτέλεσμα είναι $\Delta g_t = 26.3 \text{ mGal}$ και το ισοστατικό αποτέλεσμα είναι $\Delta g_i = 52.6 \text{ mGal}$. Να δοθεί πιθανή ερμηνεία της ισοστατικής ανωμαλίας.

- 6.7.** Να υπολογισθούν οι μέγιστες μεταβολές της έντασης του πεδίου βαρύτητας της Γης που οφείλονται στην έλξη της Σελήνης και την έλξη του Ηλίου:
- α) αν η Γη θεωρηθεί άκαμπτη και,
 - β) αν θεωρηθεί ότι η Γη παραμορφώνεται και χρησιμοποιηθούν οι αριθμοί Love-Shida της σχέσης (6.91).
- 6.8.** Χρησιμοποιώντας τη μέση τιμή του αριθμού Love-Shida, k , που βρέθηκε από τις παλίρροιας (σχέση 6.91), να βρεθεί η αναμενόμενη τιμή της περιόδου Chandler, χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους του ελλειψοειδούς WGS-84.

Ασκήσεις Β' κατηγορίας

- 6.9.** α) Να υπολογισθεί το γεωγραφικό πλάτος, ξ , για δέκα διαφορετικές τιμές του γεωκεντρικού πλάτους, φ , ($\varphi = 0^\circ, 10^\circ, 20^\circ, \dots, 90^\circ$) και να γίνει γραφική παράσταση των διαφορών $\xi - \varphi$ σε συνάρτηση με το φ , με βάση το ελλειψοειδές WGS84.
- β) Με τις σχέσεις του ίδιου ελλειψοειδούς, να υπολογισθεί η τιμή της έντασης του πεδίου βαρύτητας, γ_o , πάνω στο ελλειψοειδές από περιστροφή για τις ίδιες τιμές του γεωγραφικού πλάτους και να γίνει γραφική παράσταση των μεταβολών της έντασης σε συνάρτηση με το γεωγραφικό πλάτος.
- 6.10.** Να αποδειχθεί η σχέση (6.26)
- 6.11.** Να αποδειχθούν οι σχέσεις (6.72) και (6.73).
- 6.12.** Να αποδειχθούν οι σχέσεις (6.77) και (6.78).
- 6.13.** Μια κατακόρυφη στήλη ωκεάνιου φλοιού που απομακρύνεται από ωκεάνια ράχη, συρρικνώνεται λόγω ψύξης κατά δh και βυθίζεται περισσότερο στο μανδύα. Αν υποθέσουμε ότι κατά τη βύθιση αυτή ισχύει η αρχή της ισοστασίας, να αποδειχθεί ότι η αντίστοιχη αύξηση του βάθους του θαλάσσιου πυθμένα, δz , δίνεται από τη σχέση: $\delta z = k \delta h = \frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_w} \delta h$ όπου ρ_m είναι η πυκνότητα του μανδύα και ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού. Να δοθεί μια ενδεικτική τιμή της σταθεράς k .