



**ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΚΑΙ ΓΕΩΘΕΡΜΙΑΣ**

**Σύγχρονες  
Εκπαιδευτικές Σημειώσεις  
Γεωφυσικής**

**Εισαγωγικά Μαθήματα στη  
Διερευνητική Γεωφυσική**

**ΙΩΑΝΝΗΣ Φ. ΛΟΥΗΣ  
Καθηγητής**

**ΑΘΗΝΑ 2004**

**ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΚΑΙ ΓΕΩΘΕΡΜΙΑΣ**

**Σύγχρονες  
Εκπαιδευτικές Σημειώσεις  
Γεωφυσικής**

---

**Εισαγωγικά Μαθήματα στη  
Διερευνητική Γεωφυσική**

**ΙΩΑΝΝΗΣ Φ. ΛΟΥΗΣ**  
Καθηγητής

**ΑΘΗΝΑ 2004**

## Αντί Προλόγου

Η παρούσα (δεύτερη) έκδοση των σημειώσεων της γεωφυσικής αποτελεί βελτιωμένη και εμπλουτισμένη έκδοση της πρώτης σειράς που έγινε το 2001. Η πρώτη έκδοση των σημειώσεων ήταν απόδοση στα ελληνικά του *Thomas Boyd, 1999 Introduction to Geophysical Exploration*. Το πρωτογενές υλικό που βρίσκεται διαθέσιμο στην διεύθυνση (<http://galitzin.mines.edu/INTROGP/index.jsp>) διετέθη μεταφρασμένο στους φοιτητές του Γεωλογικού Τμήματος του Πανεπιστημίου μας ύστερα από σχετική αλληλογραφία και έγκριση για το σκοπό αυτό του συγγραφέα Thomas Boyd.

Σημαντική βελτίωση στη παρούσα έκδοση αποτελούν η αναλυτικότερη μαθηματική περιγραφή των περισσότερων κεφαλαίων καθώς και η προσθήκη νέων κεφαλαίων όπως είναι η μαθηματική προσομοίωση και αντιστροφή. Σκοπός μας είναι η συνεχής βελτίωση των σημειώσεων και η προσθήκη νέων κεφαλαίων που σχεδιάζονται για το άμεσο μέλλον.

Είναι σαφές ότι οι ανά χειράς σημειώσεις δεν αποτελούν πανάκεια ούτε είναι ελεύθερες ατελειών αλλά επιδέχονται πολλές βελτιώσεις που ευελπιστούμε να υλοποιηθούν σε μελλοντικές εκδόσεις.

Ευχαριστούμε ιδιαίτερα την κ. Αλεξία Γραμπά, πτυχιούχο Γεωλόγο και μεταπτυχιακή φοιτήτρια της Γεωπληροφορικής του ΕΜΠ, για τις μεταφράσεις, την επιμέλεια και την φροντίδα της έκδοσης.

Οι παρούσες σημειώσεις προορίζονται για τις εκπαιδευτικές ανάγκες των φοιτητών του Γεωλογικού και Φυσικού Τμήματος του Πανεπιστημίου Αθηνών. Οι φοιτητές δύνανται να εκτυπώσουν αντίγραφο των σημειώσεων, χωρίς όμως να τροποποιήσουν με καθιονδήποτε τρόπο το περιεχόμενο αυτών. Χρήση, αντιγραφή, και τροποποίηση του περιεχομένου των σημειώσεων από οποιονδήποτε άλλον με σκοπό την διάθεση των για εκπαιδευτικούς ή άλλους σκοπούς επιτρέπεται μόνο κατόπιν έγγραφης άδειας του συγγραφέα και με την προϋπόθεση ότι η έγκριση και η σύνδεση ([link](#)) με τη πρωτογενή πηγή πληροφορίας ([www.geophysicsonline.gr](http://www.geophysicsonline.gr)) θα αναφέρεται σε όλα τα αντίγραφα.

Δηλώνεται ότι δεν παρέχεται εγγύηση, ρητή ή ανεπιφύλακτη, από τον συγγραφέα και το Πανεπιστήμιο Αθηνών, σε ότι αφορά την ακρίβεια, ασφάλεια, χρησιμότητα, ή οτιδήποτε σχετικό με την ποιότητα του περιεχομένου των.

Απρίλιος 2004

## Πίνακας Περιεχομένων

ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....	7
Αντικείμενο και σημασία της Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής.....	7
Τρόποι Έρευνας στη Γεωφυσική .....	8
Εφαρμογές των γεωφυσικών μεθόδων.....	9
Σύντομη Ιστορία της Γεωφυσικής.....	10
Ιστορική αναδρομή της ανάπτυξης των σεισμικών μεθόδων.....	11
<b>ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ.....</b>	<b>13</b>
Εισαγωγή.....	13
Ιστορική ανασκόπηση.....	13
Βαρυτική Δύναμη.....	14
Επιτάχυνση της Βαρύτητας.....	14
Μονάδες της Επιτάχυνσης της Βαρύτητας.....	14
Συσχετισμός της Επιτάχυνσης της Βαρύτητας με τη Γεωλογία .....	15
Αντίθεση Πυκνότητας .....	17
Ένα απλό μοντέλο.....	20
Μέτρηση της βαρύτητας.....	21
Μετρήσεις πέπτοντος σώματος.....	22
Μετρήσεις με Εκκρεμές .....	23
Μετρήσεις με μάζα αναρτημένη σε ελατήριο .....	24
Παράγοντες που επηρεάζουν την Επιτάχυνση της Βαρύτητας .....	25
Πορεία οργάνου .....	26
Παλίρροιες .....	27
Μέθοδος Διόρθωσης της Πορείας και των Παλιρροιών.....	28
Διόρθωση της παλίρροιας και της πορείας του οργάνου: εργασίες υπαίθρου .....	29
Διορθώσεις της παλίρροιας και της πορείας του οργάνου: αναγωγή των δεδομένων .....	31
Διόρθωση γεωγραφικού πλάτους .....	35
Μεταβολή της επιτάχυνσης της βαρύτητας με το υψόμετρο.....	36
Υπολογισμός των μεταβολών λόγω Υψόμετρου: Διόρθωση Ελεύθερου Αέρα.....	36
Μεταβολές στην βαρύτητα λόγω περισσειας μάζας.....	38
Διορθώσεις για την περίσσεια μάζας: Διόρθωση Bouguer .....	38
Τοπογραφικές διορθώσεις .....	40
Περίληψη των τύπων βαρύτητας.....	41
Τοπικές και Μεγάλης Κλίμακας βαρυτικές ανωμαλίες .....	41
Πηγές της τοπικής και μεγάλης κλίμακας βαρυτικής ανωμαλίας.....	44
Διαχωρισμός τοπικής και μεγάλης κλίμακας ανωμαλιών βαρύτητας.....	45
Παράδειγμα διαχωρισμού της τοπικής από τη μεγάλης κλίμακας βαρυτική ανωμαλία.....	47
Μέθοδοι προσδιορισμού της πυκνότητας των επιφανειακών πετρωμάτων .....	50
Ερμηνεία των Βαρυτομετρικών Παρατηρήσεων .....	53
Άμεσες μέθοδοι ερμηνείας ανωμαλιών βαρύτητας.....	53
Έμμεσες μέθοδοι ερμηνείας ανωμαλιών βαρύτητας .....	55
Εφαρμογή προσδιορισμού της βαρυτικής ανωμαλίας πάνω από μία θαμμένη σημειακή μάζα.....	56
Εφαρμογή προσδιορισμού της βαρυτικής ανωμαλίας πάνω από μια θαμμένη σφαίρα.....	58
Εφαρμογή προσδιορισμού της βαρυτικής ανωμαλίας πάνω από έναν οριζόντιο κύλινδρο .....	60
Εφαρμογή προσδιορισμού της βαρυτικής ανωμαλίας πάνω από κατακόρυφο κύλινδρο επεκτεινόμενο σε μεγάλο βάθος.....	61
Εφαρμογή προσδιορισμού της βαρυτικής ανωμαλίας πάνω από κατακόρυφο κύλινδρο πεπερασμένου ύψους.....	62
Εφαρμογή προσδιορισμού της βαρυτικής ανωμαλίας πάνω από κατακόρυφο ρήγμα.....	63
Εφαρμογή προσδιορισμού της βαρυτικής ανωμαλίας πάνω από σώματα με πιο πολύπλοκα σχήματα.....	63
Αβεβαιότητα του μοντέλου .....	69
<b>ΜΑΓΝΗΤΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ.....</b>	<b>72</b>
Ιστορική Σύνοψη.....	72
Ομοιότητες μεταξύ των Βαρυτομετρικών και Μαγνητικών μεθόδων.....	72

Διαφορές μεταξύ των Βαρυτομετρικών και Μαγνητικών μεθόδων .....	73
Μαγνητικά Μονόπολα .....	74
Δυνάμεις που σχετίζονται με τα Μαγνητικά Μονόπολα .....	75
Μαγνητικά Δίπολα .....	76
Οι Δυναμικές Γραμμές του Δίπολου.....	77
Μονάδες που σχετίζονται με τους Μαγνητικούς Πόλους.....	78
Μαγνητική Επαγωγή.....	79
Μαγνητική Επιδεικτικότητα.....	79
Μηχανισμοί της Μαγνητικής Επαγωγής.....	79
Επιδεικτικότητες των Πετρωμάτων και των Ορυκτών .....	81
Παραμένονσα Μαγνήτιση.....	82
ΤΟ ΜΑΓΝΗΤΙΚΟ ΠΕΔΙΟ ΤΗΣ ΓΗΣ.....	82
Ονοματολογία του Μαγνητικού Πεδίου.....	82
Προέλευση του Μαγνητικού Πεδίου της Γης.....	84
Μαγνητισμός και Γεωλογία .....	86
ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΟΥ ΜΑΓΝΗΤΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΤΗΣ ΓΗΣ .....	87
Παροδικές μεταβολές του Μαγνητικού Πεδίου της γης.....	87
Αιώνιες Μεταβολές του μαγνητικού πεδίου της Γης.....	88
Κανονικές ή Ημερήσιες Μεταβολές του μαγνητικού πεδίου της Γης.....	89
Μαγνητικές Καταιγίδες.....	89
Μαγνητόμετρο ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής .....	91
Πυρηνικό Μαγνητόμετρο.....	92
Μέτρηση του Ολικού Πεδίου .....	94
Μέθοδοι απόκτησης μαγνητικών παρατηρήσεων .....	95
Μαγνητική Καθαρότητα και Παρεμβολή .....	97
Αξιοπιστία μετρήσεων.....	97
ΑΝΑΓΩΓΗ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ .....	98
Στρατηγικές για τον χειρισμό των Παροδικών Μεταβολών.....	98
Διορθώσεις των Χωρικών Μεταβολών.....	99
Διορθώσεις για τις Μεταβολές του Κύριου Πεδίου .....	99
Εξομάλυνση ανωμαλιών.....	100
ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ.....	102
Σύγκριση μεταξύ των Βαρυτικών και Μαγνητικών Ανωμαλιών.....	102
Ποιοτικός Προσδιορισμός Ανωμαλίας Μαγνητισμένης Σφαίρας στο Βόρειο Πόλο .....	103
Ποιοτικός Προσδιορισμός Ανωμαλίας Μαγνητισμένης Σφαίρας στον Ισημερινό .....	104
Ποιοτικός Προσδιορισμός Ανωμαλίας Μαγνητισμένης Σφαίρας στο Βόρειο Ημισφαίριο.....	105
Απομονωμένος μαγνητικός πόλος .....	107
Μαγνητικό Δίπολο .....	108
Κατακόρυφη φλέβα με άπειρο μήκος και βάθος .....	110
Ενίσχυση Σήματος.....	112
Παράγωγος πρώτης τάξης.....	113
ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΟΥ ΒΑΘΟΥΣ ΤΗΣ ΑΝΩΜΑΛΙΑΣ .....	114
Κανόνας του Εύρους.....	115
Στενή κατακόρυφη φλέβα απείρου μήκους .....	115
Κανόνας της Μέγιστης Κλίσης.....	117
Μέτρησης της Κατακόρυφης και Οριζόντιας Βαθμίδας του Πεδίου.....	118
Τρόπος μέτρησης της κατακόρυφης και οριζόντιας βαθμίδας.....	119
ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ.....	122
Ενεργητικές και Παθητικές Γεωφυσικές Διασκοπήσεις .....	122
Ηλεκτρικές Μέθοδοι.....	122
Ροή Ρεύματος και ο Νόμος του Ohm.....	124
Αντίσταση και Ειδική Αντίσταση .....	124
Η Ειδική Αντίσταση των Υλικών της Γης.....	125
Το δυναμικό σημειακής πηγής σε άπειρο ομογενή χώρο.....	126
Το δυναμικό σημειακής πηγής σε ομογενή ημιχώρο.....	129
Το δυναμικό δύο σημειακών πηγών σε ομογενή ημιχώρο .....	129

Το δυναμικό γραμμικών πηγών σε ομογενή ημιχώρο .....	131
Μια πρώτη εκτίμηση της Ειδικής Αντίστασης.....	133
Η Μέτρηση της Φαινόμενης Ειδικής Αντίστασης .....	134
Εξοπλισμός	134
Το κύκλωμα ρεύματος AB	135
Πηγή Ρεύματος (Current Source)	135
Αμπερόμετρο (Ammeter)	135
Καλώδια	135
Ηλεκτρόδια	136
Το κύκλωμα δυναμικού MN	137
Βαθμονόμηση των οργάνων μέτρησης	137
Σύζευξη των κυκλωμάτων ρεύματος και δυναμικού	138
Ηλεκτρομαγνητική επαγωγή	138
Διαρροή	139
Η Μέτρηση της Διαφοράς Δυναμικού ΔV .....	140
Η Μέτρηση του Ρεύματος Εκπομπής I.....	141
Η Μέτρηση του Γεωμετρικού Παράγοντα K.....	141
Το σφάλμα στο προσδιορισμό της $\rho_a$ .....	142
Πηγές Θορύβου .....	143
Βάθος Διείσδυσης του Ρεύματος και Απόσταση Μεταξύ των Ηλεκτροδίων.....	144
Ροή Ρεύματος σε Μέσο με Στρώση.....	145
Μεταβολές της Φαινόμενης Ειδικής Αντίστασης: Ομογενή Μέσα και Μέσα με Στρώση.....	146
Ροή του Ρεύματος σε Μέσο με Στρώση και Απόσταση μεταξύ των Ηλεκτροδίων.....	147
Ένα ακόμα παράδειγμα Ροής του Ρεύματος σε Μέσο με Στρώσεις.....	149
Τύποι Διασκοπήσεων: Κατακόρυφες και Πλευρικές Έρευνες Ειδικής Αντίστασης.....	150
Έρευνα Κατακόρυφης Μεταβολής της Ειδικής Αντίστασης: (Ηλεκτρικές Βυθομετρήσεις).....	151
Διάταξη Wenner	151
Διάταξη Schlumberger	152
Ρυθμός αύξησης της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος AB	154
Η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού MN	155
Επιλογή του κέντρου της βυθομέτρησης	156
Το ανάπτυγμα της γραμμής των ηλεκτροδίων ρεύματος AB	156
Το μήκος της γραμμής AB	157
Διαγράμματα της Φαινόμενης Ειδικής Αντίστασης	158
Πλεονεκτήματα και Μειονεκτήματα των Διατάξεων Wenner και Schlumberger	161
Schlumberger	161
Έρευνα Οριζόντιας Μεταβολής της Ειδικής Αντίστασης .....	162
Προφίλ Ειδικής Αντίστασης	162
Διάταξη δίπολου	162
Διάταξη Wenner	163
Διάταξη Schlumberger	164
Διατάξεις χωρικής μέτρησης της βαθμίδας του πεδίου	165
Σημειακές πηγές ρεύματος	165
Γραμμικές πηγές ρεύματος	168
Κατεύθυνση των γραμμών διασκόπησης	169
Παρουσίαση των αποτελεσμάτων .....	170
Γεωηλεκτρικές βυθομετρήσεις	170
Καμπύλες γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων πάνω από Μέσο Ενός Στρώματος	170
Καμπύλες γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων πάνω από Μέσο ενός Στρώματος II	171
Καμπύλες γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων πάνω από Μέσο Δύο Στρωμάτων	172
Μέσο Δύο Στρωμάτων: ένα ακόμα παράδειγμα	174
Οριζόντια (Πλευρική) Έρευνα	175
Ερμηνεία των Μετρήσεων .....	178
Γεωηλεκτρικές Βυθομετρήσεις	178
Προφίλ Ειδικής Αντίστασης	178
Εξελιγμένες Μέθοδοι Έρευνας .....	179

Γεωηλεκτρική Τομογραφία	181
ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ	182
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	182
Πλεονεκτήματα και Μειονεκτήματα των Σεισμικών Μεθόδων	183
Πλεονεκτήματα και Μειονεκτήματα των Μεθόδων της Διάθλασης και της Ανάκλασης	184
Ελαστικά Κύματα	186
Σεισμικά Κύματα	187
Μέτωπο Κύματος και Σεισμικές Ακτίνες	190
Αλληλεπίδραση των κυμάτων με επιφάνειες ασυμφωνίας: Περίπτωση στρώματος υψηλής ταχύτητας πάνω από έναν ημιχώρο χαμηλότερης ταχύτητας	193
Η Αρχή του Fermat και οι Νόμοι του Snell	195
Ένα ακόμα απλό γήινο μοντέλο: Περίπτωση στρώματος χαμηλής ταχύτητας πάνω από ημιχώρο υψηλότερης ταχύτητας	197
Οριακά Διαθλώμενα Κύματα	199
Ταχύτητες των Σεισμικών Κυμάτων και Ιδιότητες των Πετρωμάτων	201
Οι Σεισμικές Ταχύτητες των Υλικών της Γης	202
Εξοπλισμός	203
Σεισμικές Πηγές	203
Γεώφωνα	207
Σεισμικά Συστήματα Καταγραφής	208
ΠΗΓΕΣ ΘΟΡΥΒΟΥ	213
Καταγραφές της Εδαφικής Κίνησης	215
Δρομοχρονικές Καμπύλες	217
Πρώτες Αφίξεις	218
Κατασκευή των Εξισώσεων για το Χρόνο Διαδρομής: Οριζόντιο Στρώμα πάνω από Ημιχώρο	223
Χρόνοι Διαδρομής: Στρώμα Υψηλής Ταχύτητας πάνω από Ημιχώρο Χαμηλής Ταχύτητας.	226
Διάδοση Κυμάτων σε Πολλαπλά Στρώματα	228
Δρομοχρονικές Καμπύλες από Πολλαπλά Στρώματα	230
Οριακά Διαθλώμενα Κύματα από Κεκλιμένο Στρώμα: Το Στρώμα κλίνει από την Πηγή προς τα Γεώφωνα	233
Οριακά Διαθλώμενα Κύματα από Κεκλιμένο Στρώμα: Το Στρώμα κλίνει από τα Γεώφωνα προς την Πηγή	237
Αναγνώριση των Κεκλιμένων Στρωμάτων	240
Υπολογισμός της Κλίσης και του Βάθους από της Παρατηρήσεις της Διάθλασης	243
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	245

## ΕΙΣΑΓΩΓΗ

### Αντικείμενο και σημασία της Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής

Γεωφυσική είναι η επιστήμη που εφαρμόζει τους νόμους της Φυσικής για να μελετήσει τη Γη. Με την πλατιά αυτή έννοια, η Γεωφυσική μελετάει τις φυσικές ιδιότητες της Γης από το κέντρο της μέχρι και την εξωτερική ατμόσφαιρα, δηλαδή. Περιλαμβάνει την μελέτη της «στερεάς» Γης, της θάλασσας, της ατμόσφαιρας και της ιονόσφαιρας. Έχει επικρατήσει όμως διεθνώς, η Γεωφυσική να ταυτίζεται σχεδόν με τη Φυσική της «στερεάς» Γης, δηλαδή την Φυσική του εσωτερικού της Γης, ενώ για τις άλλες επιστήμες χρησιμοποιούνται ειδικά ονόματα όπως Ωκεανογραφία, Μετεωρολογία, Φυσική της Ατμόσφαιρας κ.λ.π.

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

Όπως η επιστήμη της Φυσικής χωρίζεται σε επιμέρους κλάδους, ανάλογα με τα φαινόμενα που μελετάει έτσι και η Γεωφυσική, ή με την στενότερη έννοια του όρου, η Φυσική της «στερεάς» Γης χωρίζεται στους παρακάτω κλάδους:

1. Σεισμολογίας, που μελετά τους σεισμούς και τη δομή του εσωτερικού της γης με τη χρήση των σεισμικών κυμάτων.
2. Γεωδυναμικής, που μελετά τις κινήσεις των μεγάλων επιφανειακών τμημάτων της στερεάς Γης.
3. Βαρυτομετρίας, που μελετά το πεδίο βαρύτητας της Γης.
4. Γεωμαγνητισμού, που μελετά το μαγνητικό πεδίο της Γης.
5. Γεωηλεκτρισμού, που μελετά τις ηλεκτρικές ιδιότητες της Γης.
6. Γεωθερμίας, που μελετά την θερμική κατάσταση του εσωτερικού της Γης.
7. Γεωχρονολογίας, που μελετά της μεθόδους προσδιορισμού της ηλικίας των πετρωμάτων της Γης.
8. Κοσμολογίας, που μελετά τις θεωρίες προέλευσης της Γης.

Η Γεωφυσική είναι εφαρμοσμένη επιστήμη και συνεπώς η γεωφυσική έρευνα έχει στόχο την αξιοποίηση των γεωφυσικών γνώσεων για πρακτικούς σκοπούς. Η εφαρμοσμένη γεωφυσική έρευνα έχει μεγάλη πρακτική σημασία διότι με τις γεωφυσικές μεθόδους:

- μελετάται η δομή και οι γεωδυναμικές διαδικασίες στο φλοιό και στον πάνω μανδύα της Γης που καθορίζουν τις θέσεις πολλών δομών οικονομικής σημασίας
- εντοπίζονται στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης δομές που σχετίζονται με κοιτάσματα πετρελαίου ή φυσικών αερίων, με μεταλλεύματα, με πηγές γεωθερμικής ενέργειας, με ορυκτούς άνθρακες κλπ. Και
- προσδιορίζονται οι μηχανικές ιδιότητες των επιφανειακών στρωμάτων της Γης που έχουν σχέση με την κατασκευή μεγάλων τεχνικών έργων όπως θεμελιώσεις γεφυρών φραγμάτων κ.λ.π.

Αλλά, πολλά συμπεράσματα και της βασικής γεωφυσικής έρευνας παρουσιάζουν μεγάλο θεωρητικό ενδιαφέρον. Τα συμπεράσματα αυτά, που προκύπτουν από τη μελέτη της δομής και σύστασης του πυρήνα και του μανδύα της Γης, της πηγής και γένεσης του γεωμαγνητικού



πεδίου ή των γεωθερμικών μεταβολών, είναι αποφασιστικής σημασίας για τη γνώση του τρόπου γένεσης και εξέλιξης της Γης.

Η εφαρμοσμένη Γεωφυσική, ο κλάδος της Γεωφυσικής, ο οποίος ασχολείται με την ανεύρεση δομών οικονομικής σημασίας, χρησιμοποιεί τι ακόλουθες μεθόδους:

- Σεισμικές
- Βαρυτικές
- Μαγνητικές
- Ηλεκτρικές
- Ηλεκτρομαγνητικές
- Ραδιομετρική
- Θερμική

Οι σεισμικές μέθοδοι διακρίνονται κυρίως στις μεθόδους ανάκλασης και διάθλασης. Οι σεισμικές μέθοδοι είναι οι πιο ακριβείς μέθοδοι καθορισμού της δομής των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού της γης. Οι βαρυτικές μέθοδοι έχουν σαν άμεσο στόχο τον προσδιορισμό της κατανομής της πυκνότητας των πετρωμάτων. Οι μαγνητικές μέθοδοι χρησιμοποιούνται στον εντοπισμό μαγνητισμένων πετρωμάτων. Οι ηλεκτρικές και οι ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι καθορίζουν την γεωηλεκτρική δομή των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού. Σε ειδικές περιπτώσεις πραγματοποιούνται μετρήσεις της φυσικής ραδιενέργειας (ραδιομετρική μέθοδος) ή της θερμοκρασίας (θερμική μέθοδος).

## 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 απ' ευθείας στη φύση, η θεωρητική (φυσικομαθηματική) έρευνα και η πραγματοποίηση πειραμάτων στο εργαστήριο. Σπάνια, όμως, καθένas απ' αυτούς τους γενικούς τρόπους έρευνας εφαρμόζεται μόνος του. Συνήθως εφαρμόζονται δύο ή και οι τρεις μαζί.

Η γεωφυσική έρευνα βασίζεται, κατά κύριο λόγο στη συλλογή, επεξεργασία και ερμηνεία γεωφυσικών παρατηρήσεων που γίνονται απ' ευθείας 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, η ένταση του γεωμαγνητικού πεδίου, η ροή θερμότητας από το εσωτερικό της Γης, η ραδιενέργεια των πετρωμάτων της Γης κλπ, τα δε όργανα που χρησιμοποιούνται είναι: αντίστοιχα τα σεισμόμετρα, βαρυτόμετρα, μαγνητόμετρα, θερμόμετρα, μετρητές ραδιενέργειας κλπ.

Τα φυσικά μεγέθη που επιδιώκουμε συνήθως να προσδιορίσουμε είναι οι ελαστικές σταθερές η πυκνότητα, η πίεση, η θερμοκρασία κλπ στο εσωτερικό της Γης, γιατί τα μεγέθη αυτά μας πληροφορούν 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 απ' ευθείας 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 (πτυχώσεις, ωκεάνιες τάφροι, μεσσωκεάνιες ράχες, μεγάλα ρήγματα κλπ), οι ηφαιστειακές και γεωθερμικές εκδηλώσεις, τα μακροσεισμικά

αποτελέσματα 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 των φυσικών διαδικασιών στο εσωτερικό της Γης από παρατηρήσεις στην επιφάνειά της χρησιμοποιούνται θεωρητικές εξισώσεις που εκφράζουν φυσικούς νόμους. Πολλές φορές όμως πρέπει να γίνει θεωρητική διερεύνηση των εξισώσεων, γιατί αυτές πρέπει να εφαρμοσθούν σε συνθήκες (π.χ. πίεσης) διαφορετικές από αυτές για τις οποίες αρχικά διατυπώθηκαν.

Από το άλλο μέρος, υπάρχουν πολλές περιπτώσεις, όπου δεν είναι δυνατός ο απευθείας υπολογισμός ενός μεγέθους στο εσωτερικό της Γης (π.χ. της πυκνότητας) από μετρήσεις στην επιφάνειά της. Στις περιπτώσεις αυτές εικονούνται διάφορα θεωρητικά μοντέλα και από αυτά θεωρείται ότι παριστάνει καλύτερα την πραγματικότητα εκείνο που ικανοποιεί καλύτερα τις γεωφυσικές παρατηρήσεις. Αποτελεί σήμερα πραγματικότητα ότι η συμβολή της θεωρητικής έρευνας στη λύση πολλών γεωφυσικών προβλημάτων είναι αποφασιστική.

Η εργαστηριακή έρευνα δεν έχει τόσο μεγάλη σημασία για την Γεωφυσική όσο για τις άλλες επιστήμες, όπως είναι η Φυσική ή η Χημεία κ.λ.π, συνέβαλε όμως σημαντικά στη λύση πολλών γεωφυσικών προβλημάτων και γι' αυτό αποτελεί σήμερα απαραίτητο συμπλήρωμα των άλλων τρόπων έρευνας. Εργαστηριακά πειράματα πραγματοποιούνται για την ποσοτική μελέτη του συνδυασμένου αποτελέσματος, της πίεσης και της θερμοκρασίας που αντιστοιχούν στις συνθήκες που επικρατούν στο εσωτερικό της Γης.

Οι αριθμητικές τιμές ορισμένων φυσικών σταθερών στο εσωτερικό της Γης βρίσκονται πολύ πέρα από τις γνωστές τιμές αυτών που καθορίζονται άνω από συνηθισμένες εργαστηριακές συνθήκες. Γι' αυτό, επιδιώκεται η δημιουργία ειδικών εργαστηριακών συνθηκών. Ως παράδειγμα αναφέρουμε την εργαστηριακή παραγωγή κυμάτων στιγμιαίας διάρκειας κατά την γένεση των οποίων δημιουργείται πίεση της ίδιας τάξης μ' αυτή που επικρατεί στο εσωτερικό της Γης και που δεν μπορεί να δημιουργηθεί με τις συνηθισμένες εργαστηριακές μεθόδους.

Τέλος πολλές φορές, πραγματοποιούνται εργαστηριακά πειράματα πάνω σε μοντέλα ολόκληρης της Γης, ή μερών αυτής, για την εξαγωγή γεωφυσικών συμπερασμάτων που αφορούν φυσικές καταστάσεις και διαδικασίες, γιατί εμφανίζονται σημαντικές δυσκολίες κατά τη θεωρητική αντιμετώπιση των σχετικών προβλημάτων.

## Εφαρμογές των γεωφυσικών μεθόδων

Ο γεωεπιστήμονας-μηχανικός είναι απαραίτητο να γνωρίζει τα πεδία εφαρμογής των γεωφυσικών μεθόδων. Οι γεωφυσικές μέθοδοι εφαρμόζονται κύρια στην ανεύρεση παγίδων πετρελαίου ή φυσικού αερίου, κοιτασμάτων λιγνίτη και μεταλλευμάτων αλλά και στον καθορισμό των μηχανικών ιδιοτήτων του εδάφους σε περιοχές όπου πρόκειται να πραγματοποιηθούν μεγάλα τεχνικά έργα, στον εντοπισμό υδροφόρων οριζώντων, γεωθερμικών πεδίων κ.λ.π. Το κέρδος από τη χρησιμοποίηση γεωφυσικών μεθόδων είναι και οικονομικό, αφού το κόστος τους είναι σημαντικά μικρότερο από την διάνοιξη γεωτρήσεων.

Στην έρευνα για κοιτάσματα πετρελαίου ή φυσικού αερίου, κύρια χρησιμοποιείται η μέθοδος σεισμικής ανάκλασης. Με τη μέθοδο σεισμικής ανάκλασης δεν είναι δυνατή η μέτρηση κάποιας ιδιότητας του πετρελαίου αλλά εντοπίζονται δομές όπου είναι πιθανή η παγίδευση του πετρελαίου (έμμεση μέθοδος). Επίσης χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό του πάχους των ιζηματογενών λεκανών σαν αναγνωριστικές, ή μέθοδος σεισμικής διάθλασης, η βαρυτική μέθοδος και η μαγνητική μέθοδος.

Η κυριότερη γεωφυσική μέθοδος στην έρευνα για μεταλλεύματα είναι η μαγνητική μέθοδος. Συχνά πραγματοποιούνται μετρήσεις από αέρα (αερομαγνητική μέθοδος) επειδή είναι πιο

φθηνές και χρειάζονται λιγότερο χρόνο για την κάλυψη εκτεταμένων περιοχών (αναγνωριστικές διασκοπήσεις). Επίσης πρωταρχικής σημασίας είναι οι ηλεκτρικές και οι ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι. Για παράδειγμα, η μέθοδος της επαγόμενης πολικότητας είναι η βασικότερη μέθοδος στην έρευνα για θειούχα κοιτάσματα διάσπαρτου τύπου ενώ η ηλεκτρομαγνητική μέθοδος κινούμενου πομπού-δέκτη είναι η κυριότερη μέθοδος στην έρευνα για μεικτά θειούχα κοιτάσματα. Από τη βαρυντική μέθοδο υπολογίζεται η συνολική μάζα του κοιτάσματος.

Στον εντοπισμό γεωθερμικών πεδίων ουσιαστικό ρόλο παίζουν εκτός από τις θερμικές μεθόδους (μέτρηση θερμοκρασίας, θερμικής αγωγιμότητας), οι ηλεκτρικές μέθοδοι (μέθοδος ειδικής αντίστασης, μέθοδος φυσικού δυναμικού) και οι ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι (μαγνητοτελλουρική μέθοδος). Με τη μέθοδο ειδικής αντίστασης (ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις με τη διάταξη Schlumberger) δίνεται η δυνατότητα εντοπισμού υδροφόρων οριζώντων. Συνδυασμός αυτής της μεθόδου με τη μέθοδο σεισμικής διάθλασης χρησιμοποιείται για τη χαρτογράφηση της οροφής του υγιούς πετρώματος, η οποία είναι χρήσιμη στο σχεδιασμό τεχνικών έργων όπως φράγματα, οδοποιΐα, γέφυρες κ.λ.π.

Τα τελευταία χρόνια η βελτίωση της ποιότητας των σεισμικών καταγραφών επιτρέπει την εφαρμογή της μεθόδου σεισμικής ανάκλασης στην παρακολούθηση (monitoring) των κοιτασμάτων πετρελαίου κατά τη διάρκεια της παραγωγής.

## Σύντομη Ιστορία της Γεωφυσικής

Η γεωφυσική είναι σχετικά νέα επιστήμη. Το σύνολο σχεδόν των σημαντικών γνώσεων που αφορούν τη «στερεά Γη» αποκτήθηκαν κατά τον παρόντα αιώνα και κύρια κατά τα τελευταία τριάντα χρόνια. Παρ' όλα αυτά, οι ρίζες της Γεωφυσικής βρίσκονται στο δέκατο έβδομο μ.Χ. αιώνα και ορισμένων κλάδων της στην αρχαιότητα.

Η ιδιότητα μιας μαγνητικής ράβδου να προσανατολίζεται κατά τη διεύθυνση βορρά-νότου ήταν γνωστή από 263 π.Χ. έως 121 μ.Χ. Οι μαγνητικοί πόλοι ανακαλύφθηκαν το 1269 μ.Χ. και το 1492 ο Κολόμβος, κατά το ταξίδι του στην Αμερική, παρατήρησε ότι η πυξίδα του απόκλινε από τον αστρονομικό βορρά. Το 1600, ο W. Gilbert δημοσίευσε το περίφημο βιβλίο του *DeMagnetic* όπου εισηγείται, για πρώτη φορά, την άποψη ότι η Γη μπορεί να θεωρηθεί σαν ένας πελώριος μαγνήτης. Ο 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 που παρατήρησε ότι ένα ρολοί, που το εκκρεμές του ρυθμίστηκε να κτυπάει τα δευτερόλεπτα στο Παρίσι, έχανε 2.5 λεπτά περίπου στην Γαλλική Γουιάνα. Η πρώτη σοβαρή προσπάθεια να μελετηθεί το σχήμα της Γης με βαρυντικές μεθόδους έγινε από τον Γάλλο Bouguer κατά την οκταετία 1735-1743. Η διατύπωση από τον Airy (1855) και τον Pratt (1859) των αντίστοιχων δύο υποθέσεων για την υδροστατική ισορροπία των τεμαχίων του φλοιού αποτέλεσαν τη βάση της θεωρίας της Ισοστασίας. Απ' αυτές τις έρευνες αποκαλύφθηκε η ύπαρξη της λιθόσφαιρας που απετέλεσε τη βάση της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών.

Οι πρώτες προσπάθειες για τη μελέτη της δομής του εσωτερικού της Γης έγιναν περί το τέλος του περασμένου αιώνα, όταν τέθηκαν σε συστηματική λειτουργία τα πρώτα αξιόπιστα σεισμόμετρα, ενώ οι πρώτες γενικές γνώσεις για τη δομή αυτή αποκτήθηκαν γύρω στο τέλος της πρώτης δεκαετίας του αιώνα μας. Έτσι, οι ασυνέχειες που χωρίζουν τον φλοιό από τον μανδύα και τον μανδύα από τον πυρήνα ανακαλύφθηκαν το 1909 και 1913 από τον Σέρβο Mohorovicic και τον Γερμανό Gutenberg, αντίστοιχα.

Σημαντικά συνέβαλα 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 πλατύτερη σημασία του όρου «Γεωφυσική». Το πρώτο διεθνές γεωφυσικό έτος ήταν το 1882-1883, κατά το οποίο έγιναν μεταξύ των άλλων και παρατηρήσεις που αφορούν το βόρειο σέλας και το μαγνητικό πόλο της Γης. Το δεύτερο διεθνές γεωφυσικό έτος ήταν το έτος 1932-1933 κατά το οποίο έγιναν κύρια έρευνες για την ασύρματη τηλεπικοινωνία. Το τρίτο γεωφυσικό έτος ήταν το 18μηνο από 1-7-1957 μέχρι 31-12-1958, που 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 άνω μανδύα». Αυτό προτάθηκε το 1960 ως ένα πρόγραμμα διεθνούς συνεργασίας για την έρευνα της «στερεάς Γης». Το διάστημα 1960-1964 ήταν η περίοδος σχεδιασμού του προγράμματος αυτού. Αυτό εκτελέστηκε κατά το διάστημα 1965-1970 όπου και πραγματοποιήθηκαν και τα μεγαλύτερα επιτεύγματά του. Με βάση το πρόγραμμα αυτό μελετήθηκαν οι μηχανικές ιδιότητες του άνω μανδύα, όπου βρίσκονται τα αίτια όλων σχεδόν των γεωδυναμικών φαινομένων που παρατηρούνται στην επιφάνεια της Γης.

Η συλλογή τεραστίου υλικού γεωφυσικών παρατηρήσεων με σύγχρονα γεωφυσικά όργανα μεγάλης ακριβείας κατά την τελευταία εικοσαετία και η γρήγορη επεξεργασία του υλικού αυτού με ηλεκτρονικούς υπολογιστές μεγάλης ταχύτητας και μνήμης, η θεωρητική έρευνα που αφορά την ανάπτυξη μεγάλων πιέσεων με κύματα στιγμιαίας διάρκειας συνέβαλαν στην αλματώδη ανάπτυξη της Γεωφυσικής επιστήμης.

Ετσι στα χρόνια αυτά 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 μελέτη της Γης με βάση την ελεύθερη ταλάντωση αυτής, υποδείχθηκαν νέες θεωρίες όπως είναι η θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών και επεκτάθηκε η γεωφυσική έρευνα στην Σελήνη για την οποία με σύγχρονη τεχνολογία αποκτήθηκαν γνώσεις σε λίγους μήνες που είχαν αποκτηθεί για τη Γη σε διάστημα αρκετών δεκαετιών.

## **Ιστορική αναδρομή της ανάπτυξης των σεισμικών μεθόδων**

Η μεγάλη ανάπτυξη των σεισμικών μεθόδων οφείλεται στην επιθυμία του ανθρώπου να δώσει λύσεις σε πρακτικά προβλήματα όπως το ενεργειακό πρόβλημα. Η εφαρμογή των σεισμικών μεθόδων για τη λύση τέτοιων προβλημάτων υπήρξε περισσότερο επιτυχής από την προσπάθεια αντιμετώπισης του σεισμικού κινδύνου. Αρκεί να αναφέρουμε ότι οι σεισμικές μέθοδοι για αναζήτηση κοιτασμάτων πετρελαίου. Το 1972 στις ΗΠΑ το 90% των δαπανών για γεωφυσικές διασκοπήσεις δηλαδή 602 εκατομμύρια δολάρια αντιστοιχούσαν σε χερσαίες και θαλάσσιες σεισμικές διασκοπήσεις (GEOPHYSICS, 39, 97, 1974).

Η μέθοδος σεισμικής διάθλασης είναι η παλαιότερη από τις σεισμικές μεθόδους. Ο Ιρλανδός πολιτικός μηχανικός Robert Mallet βασισμένος στο γεγονός ότι οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων διαφέρουν από πέτρωμα σε πέτρωμα, υπολόγισε τις ταχύτητες των απευθείας σεισμικών κυμάτων από τους χρόνους διαδρομής. Ο Mallet πραγματοποίησε τα πρώτα πειράματά του σε περιοχές όπου υπήρχαν ιζηματογενή πετρώματα (κόλπος του Killiney, κοντά στο Δουβλίνο) και γρανιτικά πετρώματα (νησί Dalkey), το 1848. Ο Mallet σχεδίασε το σεισμολόγιο, όργανο το οποίο είναι ευαίσθητο στις εδαφικές κινήσεις και χρησιμοποίησε ποσότητα δυναμίτη για την παραγωγή σεισμικών κυμάτων.

Το σειсмоσκόπιο αποτελείται από λειάνη με υδράργυρο, πηγή φωτός και φακό. Το είδωλο της ανακλώμενης φωτεινής δέσμης επάνω στην επιφάνεια του υδραργύρου Σχ. 1.1, παραμορφώνεται όταν η επιφάνεια του υδραργύρου διαταραχθεί. Ο Mallet χρησιμοποίησε δύο χρονόμετρα, το πρώτο μετρούσε το χρόνο τη στιγμή της έκρηξης και το δεύτερο ήταν συνδεδεμένο με το σειсмоσκόπιο, για να μετρά το χρόνο άφιξης του κύματος στο σημείο παρατήρησης. Από τα πειράματα αυτά υπολογίστηκαν σχετικά μικρές ταχύτητες δηλαδή 507m/s στον γρανίτη και 251m/s στον ψαμμίτη. Αργότερα διαπιστώθηκε ότι αυτές οι ταχύτητες αντιστοιχούν σε επιφανειακά κύματα. Παρόμοιες ταχύτητες παρατήρησε ο Mallet και σε μεταμορφωμένα πετρώματα στη Σιωτία.

Το 1876 ο Abbot, αξιωματικός του αμερικανικού στρατού, παρατήρησε για πρώτη φορά κύματα χώρου με την πειραματική διάταξη του Mallet. Ο στρατός συγκέντρωνε και κατέστρεφε μεγάλες ποσότητες εκρηκτικών για τα οποία μετά από παρέλευση κάποιου χρονικού διαστήματος υπάρχει κίνδυνος αυτοέκρηξης. Ο Abbot χρησιμοποίησε μια πολύ ισχυρή σεισμική πηγή δηλαδή 25tons δυναμίτη με αποτέλεσμα να δημιουργούνται σεισμικά κύματα, τα οποία ήταν δυνατόν να παρατηρηθούν σε μεγάλες αποστάσεις (10-20 km) από το σημείο έκρηξης, σε αντίθεση με τα πειράματα του Mallet όπου τα σημεία παρατήρησης απήχαν 1-2 km.

Η διαφωνία μεταξύ Mallet και Abbot είναι καταγραμμένη μέσα από μια σειρά επιστολών δημοσιευμένων στα επιστημονικά περιοδικά της εποχής. Πολύ αργότερα εξηγήθηκε η διαφωνία σχετικά με τις ταχύτητες, η οποία οφείλεται στο ότι παρατηρούσαν διαφορετικά είδη κυμάτων. Το σειсмоσκόπιο με την περιορισμένη ευαισθησία δεν ήταν ικανό να εντοπίζει τα κύματα χώρου στο πείραμα του Mallet όπου η σεισμική πηγή ήταν χαμηλής ισχύος.

## ΒΑΡΥΤΟΜΕΤΡΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ

### Εισαγωγή

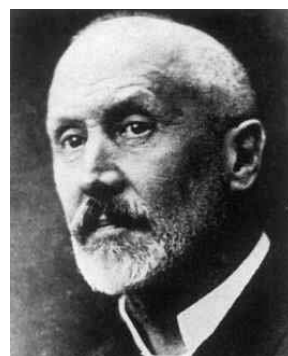
Βασικό αντικείμενο του παρόντος κεφαλαίου είναι η ανάπτυξη των θεωρητικών αρχών επί των οποίων βασίζεται η μέθοδος μέτρησης του πεδίου βαρύτητας ή *βαρυτομετρική μέθοδος* όπως και διαφορετικά ονομάζεται και η περιγραφή των τρόπων πραγματοποίησης των βαρυτικών μετρήσεων όσο και των μεθόδων επεξεργασίας των δεδομένων. Σκοπός των βαρυτομετρικών μεθόδων είναι ο εντοπισμός υπεδάφινων δομών ενδιαφέροντος από τις διαταραχές που δημιουργούν στο πεδίο βαρύτητας στην επιφάνεια της γης. Παρότι η μέθοδος είναι πολύ απλή από άποψη θεωρητικών αρχών οι διαταραχές, που δημιουργούν στην επιφάνεια της γης οι υπεδάφινες δομές ενδιαφέροντος, είναι τόσο πολύ μικρές που στη πράξη απαιτούνται υψηλής διακριτικής ικανότητας όργανα και σύνθετες τεχνικές επεξεργασίας των μετρήσεων.

### Ιστορική ανασκόπηση

Οι μετρήσεις βαρύτητας αρχικά υπηρέτησαν καθαρά γεωδαιτικούς σκοπούς. Μετά την ανακάλυψη της αμοιβαίας έλξης των σωμάτων από τον Νεύτωνα καθορίσθηκε άμεσα η εξάρτηση της βαρύτητας από την μορφή της γήινης σφαίρας και χρησιμοποιήθηκαν οι μετρήσεις των διαφορών βαρύτητας για τον υπολογισμό της πλάτυνσης του ελλειψοειδούς της γης. Αργότερα βρέθηκε ότι οι ανωμαλίες βαρύτητας συνδέονται άμεσα με την ανώμαλη κατανομή της πυκνότητας στο στερεό φλοιό της γης. Έτσι η γνώση της διανομής της βαρύτητας στην επιφάνεια της γης απέκτησε για τους γεωφυσικούς και γεωλόγους τεράστιο ενδιαφέρον και οι μετρήσεις βαρύτητας προσέφεραν πλουσιώτατο υλικό το οποίο οδήγησε σε νέες απόψεις και εξηγήσεις σε ότι αφορά την δομή του στερεού φλοιού της γης.

Το όφελος της γεωλογίας από τις μετρήσεις της έντασης της βαρύτητας διαφάνηκε κατά την περίοδο 1896-1903 όταν ο Ούγγρος Βαρόνος Roland von Eotvos κατόρθωσε να αναπτύξει τον ομώνυμο ζυγό στρέψης για την μέτρηση πολύ μικρών παραμορφώσεων του πεδίου βαρύτητας.

Τέθηκε τότε αμέσως το ερώτημα εάν οι μετρήσεις βαρύτητας είναι σε θέση να δώσουν πληροφορίες για τις διαταράξεις των μαζών που ευρίσκονται στο υπέδαφος μικρών εκτάσεων της επιφάνειας της γης και την ανεύρεση αυτών. Οι πρώτες μετρήσεις του Eotvos στην Ουγγαρία, με την βοήθεια των οποίων κατορθώθηκε η παρακολούθηση της προέκτασης των ορέων κάτω από τις προσχώσεις, έδωσαν την απάντηση στο ερώτημα αυτό και έκτοτε οι μετρήσεις της βαρύτητας εξελίχθηκαν σε γεωφυσικές μεθόδους έρευνας.



Ronald Von Eotvos  
(1848-1919)

Ούγγρος φυσικός

Η πρακτική χρησιμότητα των μετρήσεων βαρύτητας, ως φυσική μέθοδος διερεύνησης της γεωλογικής δομής, απεδείχθη άμεσα με αξιόλογες οικονομικές επιτυχίες στην γεωλογία των πετρελαίων.

## Βαρυτική Δύναμη



Sir Isaak Newton  
(1643-1727)  
Άγγλος μαθηματικός  
και φυσικός

Οι γεωφυσικές ερμηνείες από τις έρευνες της βαρύτητας βασίζονται στην αμοιβαία έλξη που ασκείται μεταξύ δύο μαζών όπως εκφράστηκε από τον *Isaak Newton* στην εργασία του *Philosophiæ naturalis principia mathematica* (οι μαθηματικές αρχές της Φυσικής).

Ο νόμος του Newton για την παγκόσμια έλξη αναφέρει ότι η αμοιβαία έλξη που ασκείται μεταξύ δύο σημειακών μαζών,  $m_1$  και  $m_2$ , είναι αντιστρόφως ανάλογη της απόστασης μεταξύ τους. Επομένως, ο νόμος της βαρύτητας (ή νόμος της Παγκόσμιας έλξης του Νεύτωνα) γράφεται

$$F = \frac{Gm_1m_2}{r^2}$$

όπου η σταθερά της αναλογίας  $G$  συνήθως ορίζεται ως η παγκόσμια σταθερά της βαρύτητας της οποίας η τιμή σε μονάδες  $cg_s$  είναι  $G = 6.672 \times 10^{-8} \text{ dyn cm}^2/\text{g}^2$ ,  $F$  είναι η ελκτική δύναμη και  $r$  η απόσταση μεταξύ των δύο μαζών,  $m_1$  και  $m_2$ .

## Επιτάχυνση της Βαρύτητας

Όταν κάνουμε μετρήσεις της βαρύτητας της γης, συνήθως δεν μετράμε τη δύναμη της βαρύτητας,  $F$ . Κατά προτίμηση μετράμε την επιτάχυνση της βαρύτητας,  $g$ . Η επιτάχυνση της βαρύτητας είναι ο ρυθμός μεταβολής της ταχύτητας ενός σώματος υπό την επίδραση της βαρυτικής δύναμης. Αυτό σημαίνει ότι, αν ριξουμε μια πέτρα από ένα γκρεμό, όχι μόνο θα πέσει, αλλά η ταχύτητά της θα αυξάνεται καθώς πέφτει. Ο Newton όρισε τη σχέση μεταξύ της δύναμης και της επιτάχυνσης με το Δεύτερο Νόμο του Newton σύμφωνα με τον οποίο η δύναμη είναι ανάλογη της επιτάχυνσης. Σταθερά της αναλογίας αυτής είναι η μάζα του αντικειμένου.

$$F = m_2g$$

Συνδυάζοντας το Δεύτερο Νόμο του Newton με το Νόμο της παγκόσμιας έλξης, προκύπτει ότι η επιτάχυνση της βαρύτητας της μάζας  $m_2$  ισούται με τη μάζα του ελκόμενου σώματος,  $m_1$ , δια το τετράγωνο της απόστασης μεταξύ των κέντρων μάζας αυτών,  $r$ .

$$g = \frac{Gm_1}{r^2}$$

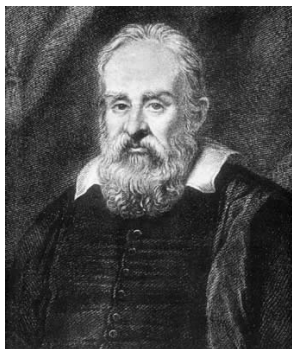
## Μονάδες της Επιτάχυνσης της Βαρύτητας

Η επιτάχυνση περιγράφεται ως ο ρυθμός μεταβολής της ταχύτητας ενός σώματος. Η ταχύτητα ισούται με την απόσταση που διανύει ένα σώμα προς το χρόνο που δαπανήθηκε για να

καλύψει την απόσταση αυτή (δηλαδή μέτρα ανά δευτερόλεπτο  $m/s$ ). Επομένως, μπορούμε να υπολογίσουμε την ταχύτητα ενός σώματος μετρώντας το χρόνο που απαιτείται για να διανύσει μια γνωστή απόσταση.

Αν η ταχύτητα του σώματος μεταβάλλεται καθώς κινείται, τότε η μεταβολή αυτή σε σχέση με το χρόνο αναφέρεται ως επιτάχυνση. Θετική επιτάχυνση σημαίνει ότι το αντικείμενο κινείται γρηγορότερα με την πάροδο του χρόνου, και αρνητική ότι τούτο κινείται βραδύτερα με την πάροδο του χρόνου. Η επιτάχυνση μπορεί να υπολογιστεί καθορίζοντας την ταχύτητα ενός αντικειμένου σε δύο διαφορετικές χρονικές στιγμές και διαιρώντας την διαφορά ταχύτητας με τη διαφορά χρόνου μεταξύ των δύο παρατηρήσεων. Επομένως, οι μονάδες που σχετίζονται με την επιτάχυνση είναι η ταχύτητα (απόσταση ανά χρόνο) δια το χρόνο, ή η απόσταση δια το τετράγωνο του χρόνου.

Αν ένα αντικείμενο όπως μια μπάλα αφεθεί να πέσει, πέφτει υπό την επίδραση της βαρύτητας με τέτοιο τρόπο ώστε η ταχύτητα να αυξάνει διαρκώς με το χρόνο. Τότε το αντικείμενο επιταχύνεται με σταθερή επιτάχυνση. Στο επίπεδο της θάλασσας, ο ρυθμός της επιτάχυνσης είναι περίπου ίσος με  $9.8 \text{ m/s}^2$ . Κατά την βαρυτομετρική διασκόπηση, θα υπολογίσουμε τις μεταβολές της επιτάχυνσης λόγω της γήινης βαρύτητας. Οι μεταβολές στην επιτάχυνση μπορεί να προκληθούν λόγω μεταβολών της υπόγειας γεωλογίας. Ωστόσο οι μεταβολές της επιτάχυνσης λόγω γεωλογίας, τείνουν να είναι πολύ μικρότερες από  $9.8 \text{ m/s}^2$ . Επομένως το  $1 \text{ m/s}^2$  είναι ένα δύσχρηστο σύστημα μονάδων για τις βαρυτομετρικές έρευνες.



Galileo Galilei (1564-1642)  
Ιταλός αστρονόμος και  
φυσικός

Ως μονάδες που χρησιμοποιούνται για την περιγραφή των μεταβολών της επιτάχυνσης της βαρύτητας στις ερευνητικές βαρυτομετρικές διασκοπήσεις έχει καθοριστεί το *milligal*. Το *Gal* ορίζεται ως  $\text{cm/s}^2$ . Επομένως η Γήινη επιτάχυνση της βαρύτητας ισούται με  $980 \text{ Gals}$  περίπου. Η μονάδα *Gal* πήρε το όνομά της από τον *Galileo Galilei*. Το *milligal* (*mgal*) ισούται με ένα χιλιοστό του *Gal*, επομένως η γήινη επιτάχυνση της βαρύτητας ισούται με  $980.000 \text{ mgal}$ .

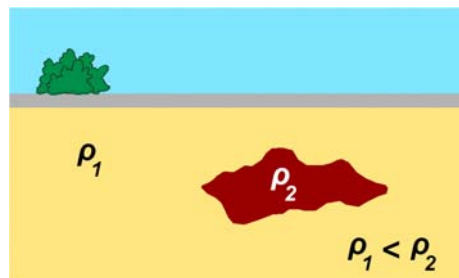
Άλλη μονάδα που επίσης χρησιμοποιείται είναι το *gu* (*gravity unit*) και είναι  $1 \text{ mgal} = 10 \text{ gu}$ .

## Συσχετισμός της Επιτάχυνσης της Βαρύτητας με τη Γεωλογία

Η *πυκνότητα* (*density*)  $\rho$  ορίζεται ως μάζα ανά μονάδα όγκου. Για παράδειγμα, αν έπρεπε να υπολογίσουμε την πυκνότητα ενός δωματίου γεμάτου με ανθρώπους, η πυκνότητα θα προέκυπτε από τον μέσο αριθμό ανθρώπων ανά μονάδα χώρου (για παράδειγμα, ανά κυβικό μέτρο) και θα είχε ανθρώπους ανά κυβικό μέτρο για μονάδα. Όσο μεγαλύτερος ο αριθμός, τόσο πιο γεμάτος είναι ο χώρος από ανθρώπους. Οι μονάδες που χρησιμοποιούνται κατά κανόνα για να περιγράψουν την πυκνότητα των υλικών είναι γραμμάρια ανά κυβικό εκατοστό ( $\text{g/cm}^3$ ), δηλαδή μάζα ανά μονάδα όγκου. Αν συσχετίσουμε την αναλογία του δωματίου μας με τα υλικά, μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε τις σημειακές μάζες όπως χρησιμοποιήσαμε το πλήθος των ανθρώπων.

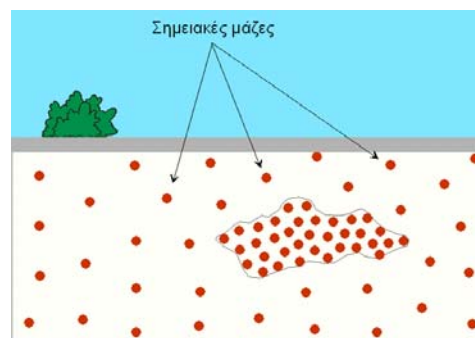


Θεωρούμε το απλό γεωλογικό παράδειγμα ενός κοιτάσματος θαμμένου στο έδαφος. Η πυκνότητα του κοιτάσματος,  $\rho_2$ , αναμένεται να είναι μεγαλύτερη από την πυκνότητα του περιβάλλοντος εδάφους,  $\rho_1$ .



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

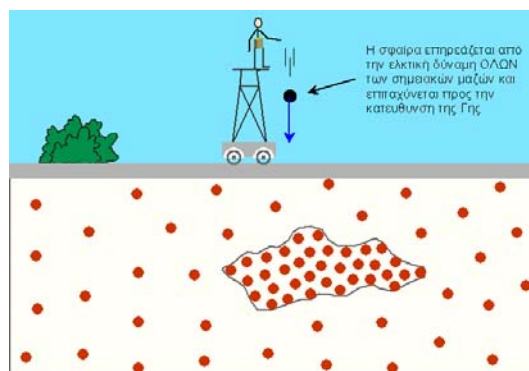
Η πυκνότητα ενός υλικού μπορεί να θεωρηθεί ως ένας αριθμός που καθορίζει την ποσότητα των σημειακών μαζών που απαιτούνται για να παρασταθεί η ύλη ανά μονάδα όγκου του υλικού, όπως ο αριθμός των ανθρώπων ανά κυβικό μέτρο του δωματίου στο προηγούμενο παράδειγμα, που περιέγραφε πόσο συνωστισμένο ήταν ένα συγκεκριμένο δωμάτιο.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

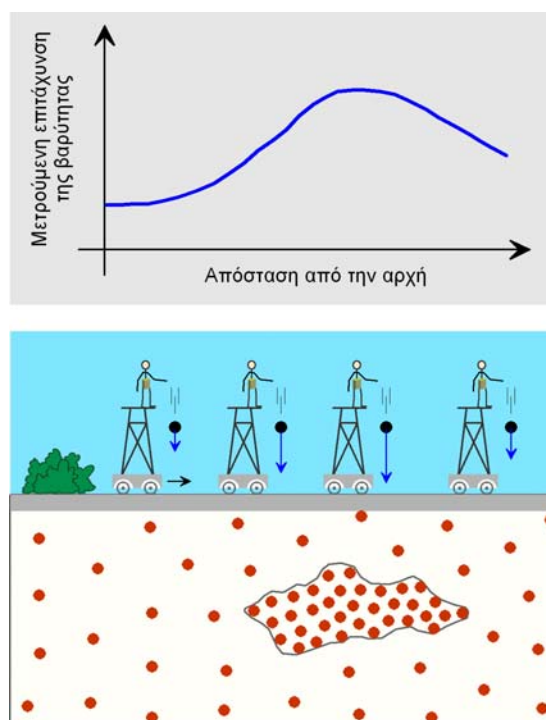
Επομένως, για να αναπαραστήσουμε ένα υψηλής πυκνότητας κοιτάσμα, χρειαζόμαστε περισσότερες σημειακές μάζες ανά μονάδα όγκου από ό,τι θα χρειαζόμασταν για ένα χαμηλότερης πυκνότητας έδαφος (στη συζήτησή μας δεχόμαστε ότι όλες οι σημειακές μάζες έχουν την ίδια μάζα).

Στη συνέχεια, θα περιγράψουμε ποιοτικά την επιτάχυνση της βαρύτητας μιας μικρής μπάλας καθώς αυτή αφήνεται να πέσει από μια σιάλα. Η επιτάχυνση αυτή μπορεί να υπολογιστεί αν μετρήσουμε το ρυθμό μεταβολής της ταχύτητας της μπάλας, καθώς αυτή πέφτει. Το μέγεθος της επιτάχυνσης στην οποία υποβάλλεται η μπάλα θα είναι ανάλογο του αριθμού των κοντινών σημειακών μαζών που βρίσκονται ακριβώς από κάτω της. Ενδιαφερόμαστε για τις κοντινές σημειακές μάζες, διότι το μέγεθος της επιτάχυνσης της βαρύτητας είναι αντιστρόφως ανάλογο του τετραγώνου της απόστασης μεταξύ της μπάλας και της σημειακής μάζας. Όσο περισσότερες κοντινές σημειακές μάζες υπάρχουν ακριβώς κάτω από τη μπάλα, τόσο μεγαλύτερη θα είναι η επιτάχυνση.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Μπορούμε, επομένως, να αφήσουμε τη μπάλα να πέσει από ένα πλήθος διαφορετικών θέσεων, και λόγω του ότι ο αριθμός των σημειακών μαζών από κάτω ποικίλει ανάλογα με την θέση, να καταγράψουμε διαφορές στο μέγεθος της επιτάχυνσης της βαρύτητας της μπάλας, που οφείλονται στις μεταβολές της υποκείμενης γεωλογίας. Το διάγραμμα μεταβολής της επιτάχυνσης της βαρύτητας με την τοποθεσία καλείται *βαρυτικό προφίλ* (*gravity profile*).



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

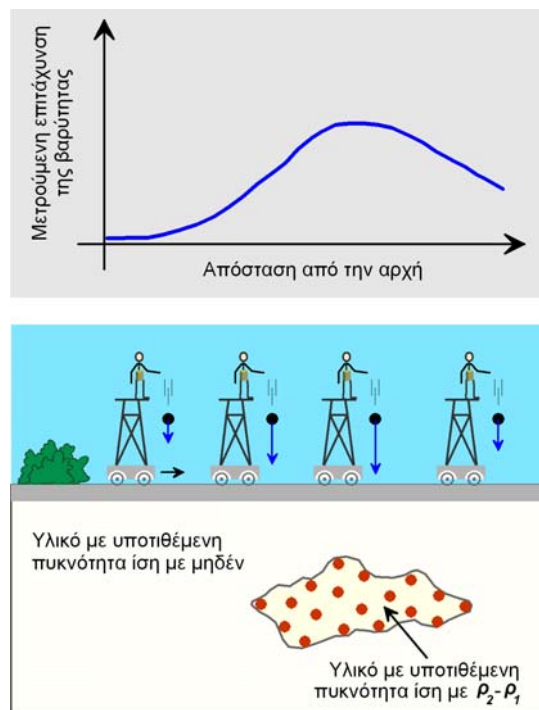
Αυτό το απλό παράδειγμα, σχηματίζει τη βάση στην οποία στηρίζονται οι βαρυτομετρικές διασκοπήσεις

## Αντίθεση Πυκνότητας

Σε αντίθεση με ό,τι μπορεί να πιστευτεί κανείς αρχικά, το σχήμα της καμπύλης που περιγράφει τη μεταβολή της επιτάχυνσης της βαρύτητας δεν εξαρτάται από την απόλυτη πυκνότητα των πετρωμάτων. Εξαρτάται μόνο από την διαφορά ή *αντίθεση πυκνότητας* (*density contrast*) μεταξύ του κοιτάσματος και του περιβάλλοντος εδάφους. Αυτό σημαίνει ότι η χωρική μεταβολή στην επιτάχυνση της βαρύτητας που παράγεται από το προηγούμενο παράδειγμα θα είναι ακριβώς

η ίδια, αν δεχτούμε διαφορετικές πυκνότητες για το κοιτάσμα και το περιβάλλον έδαφος, αρκεί η αντίθεση ή διαφορά πυκνότητας,  $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$ , μεταξύ του κοιτάσματος και του περιβάλλοντος πετρώματος να είναι σταθερή. Παράδειγμα μοντέλου που ικανοποιεί τη συνθήκη αυτή είναι να δεχτούμε την πυκνότητα του εδάφους ίση με μηδέν και την πυκνότητα του κοιτάσματος ίση με  $\rho_2 - \rho_1$ .

Η μόνη διαφορά στην επιτάχυνση της βαρύτητας που παράγεται από τις δύο δομές των παραπάνω σχημάτων είναι μία μετατόπιση της καμπύλης που προκύπτει από τα δύο μοντέλα. Η μετατόπιση είναι τέτοια, ώστε σε μεγάλες αποστάσεις από το κοιτάσμα, η επιτάχυνση της βαρύτητας προσεγγίζει το μηδέν στο μοντέλο που χρησιμοποιεί πυκνότητα εδάφους ίση με μηδέν αντί για την διαφορετική του μηδενός σταθερή τιμή επιτάχυνσης του πραγματικού μοντέλου.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Για την αναγνώριση της θέσης του κοιτάσματος, το γεγονός ότι η επιτάχυνση της βαρύτητας προσεγγίζει το μηδέν μακριά από το κοιτάσμα αντί για μια διάφορη του μηδενός τιμή είναι ασήμαντο. Αυτό που είναι σημαντικό είναι το μέγεθος της διαφοράς της επιτάχυνσης της βαρύτητας κοντά και μακριά από το κοιτάσμα καθώς και το σχήμα της χωρικής μεταβολής της επιτάχυνσης. Επομένως, το τελευταίο μοντέλο που χρησιμοποιεί μόνο την αντίθεση πυκνότητας του κοιτάσματος και του περιβάλλοντος εδάφους περιλαμβάνει όλες τις σχετικές πληροφορίες που απαιτούνται για να αναγνωριστούν η θέση και το σχήμα του κοιτάσματος.

## Μεταβολή στην πυκνότητα των υλικών της Γης

Μέχρι στιγμής, φαίνεται απλό να εκτιμήσει κανείς τη μεταβολή της πυκνότητας της γης λόγω τοπικών μεταβολών της γεωλογίας. Υπάρχουν, ωστόσο, αρκετές σημαντικές δυσκολίες. Η πρώτη έχει να κάνει με τις αντιθέσεις πυκνότητας που έχουν μετρηθεί για διάφορα υλικά της γης. Οι πυκνότητες που σχετίζονται με διάφορα υλικά της γης παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα.

Υλικό	Πυκνότητα (gm/cm <sup>3</sup> )
Αέρας	~0
Νερό	1
Ιζήματα	1.7-2.3
Ψαμμίτης	2.0-2.6
Αργιλικός Σχιστόλιθος	2.0-2.7
Ασβεστόλιθος	2.5-2.8
Γρανίτης	2.5-2.8
Βασάλτης	2.7-3.1
Μεταμορφωμένα Πετρώματα	2.6-3.0

Παρατηρούμε ότι η σχετική μεταβολή στην πυκνότητα του πετρώματος είναι αρκετά μικρή, ~0,8 g/cm<sup>3</sup>, και υπάρχει μια αξιοσημείωτη επικάλυψη στις μετρούμενες πυκνότητες. Επομένως, η γνώση της πυκνότητας του πετρώματος μόνο, δεν είναι αρκετή για να καθοριστεί ο τύπος του πετρώματος.

Αυτή η μικρή μεταβολή στην πυκνότητα του πετρώματος, επίσης υποδεικνύει ότι η χωρική μεταβολή που παρατηρείται στην επιτάχυνση της βαρύτητας, η οποία οφείλεται στις γεωλογικές δομές, θα είναι αρκετά μικρή και επομένως δύσκολο να ανιχνευθεί.

Η πυκνότητα των *ιζηματογενών πετρωμάτων* καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από το πορώδες και από την πυκνότητα του ρευστού που τυχόν υπάρχει στους πόρους, γιατί οι πυκνότητες των κόκκινων των βασικών τους υλικών δεν διαφέρουν σημαντικά. Έτσι, ο χαλαζίας (SiO<sub>2</sub>) και ο ασβεστίτης (CaCO<sub>3</sub>) έχουν κι οι δύο πυκνότητα ίση με 2,65 g/cm<sup>3</sup>. Υπάρχουν, όμως, πετρώματα των οποίων η πυκνότητα καθορίζεται αποκλειστικά σχεδόν από τη χημική σύσταση των βασικών υλικών τους, όπως είναι οι αλατούχοι δόμοι (2,2 g/cm<sup>3</sup>) που ουσιαστικά δεν έχουν πόρους και συχνά συνυπάρχουν με κοιτάσματα πετρελαίου. Η ιστορία τους και το βάθος όπου βρίσκονται τα ιζηματογενή πετρώματα είναι επίσης παράγοντες από τους οποίους εξαρτάται η πυκνότητα τους. Η πυκνότητα τους αυξάνει με την ηλικία τους και το βάθος ταφής τους. Έχουν γενικά μικρότερη πυκνότητα από τα πυριγενή και τα μεταμορφωμένα πετρώματα. Γειτονικοί σχηματισμοί ιζηματογενών πετρωμάτων έχουν συνήθως πυκνότητες των οποίων οι διαφορές είναι μικρότερες από τις διαφορές πυκνότητας που προκύπτουν από τον πίνακα.

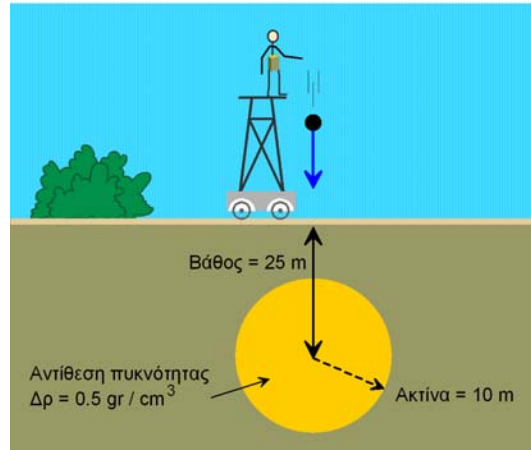
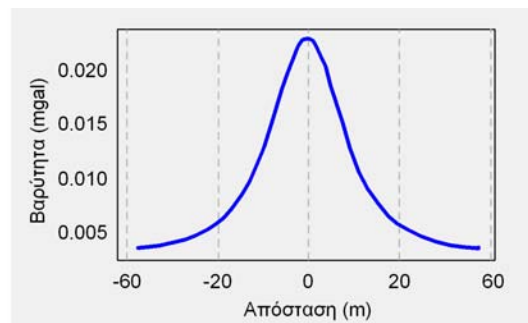
Τα *πυριγενή πετρώματα* έχουν, γενικά, μεγαλύτερες πυκνότητες από τα ιζηματογενή πετρώματα αλλά υπάρχει ορισμένος βαθμός επικάλυψης. Έτσι, η λάβα έχει μικρή σχετικά πυκνότητα. Οι πυκνότητες των όξινων πυριγενών πετρωμάτων κυμαίνονται μεταξύ 2,30 και 3,11 g/cm<sup>3</sup> με μία μέση τιμή 2,61 g/cm<sup>3</sup>, ενώ οι πυκνότητες των βασικών πετρωμάτων κυμαίνονται μεταξύ 2,09 και 3,17 g/cm<sup>3</sup> με μέση τιμή ίση με 2,79 g/cm<sup>3</sup>.

Η πυκνότητα των *μεταμορφωμένων πετρωμάτων* αυξάνει με το βαθμό μεταμόρφωσης. Αυτά είναι γενικά πυκνότερα από τα αντίστοιχα ιζηματογενή ή πυριγενή πετρώματα από τα οποία προέρχονται. Το μάγμαρο π.χ. από το γρανίτη. Τα διαστήματα μεταβολής της πυκνότητας

των μεταμορφωμένων πετρωμάτων είναι μεγαλύτερα από τα διαστήματα μεταβολής των ιζηματογενών και πυριγενών πετρωμάτων, επειδή τα μεταμορφωμένα πετρώματα βρέθηκαν σε πολύπλοκότερες συνθήκες κατά τη γεωλογική τους ηλικία. Τα βασικά μεταμορφωμένα πετρώματα έχουν επίσης μεγαλύτερη πυκνότητα από τα όξινα μεταμορφωμένα πετρώματα.

### Ένα απλό μοντέλο

Θεωρούμε τη μεταβολή στην επιτάχυνση της βαρύτητας που παρατηρείται πάνω από ένα απλό μοντέλο. Για το μοντέλο αυτό, δεχόμαστε ότι η μόνη μεταβολή στην πυκνότητα του υπεδάφους οφείλεται στην παρουσία ενός μικρού κοιτάσματος. Επίσης δεχόμαστε ότι το κοιτάσμα έχει σφαιρικό σχήμα με ακτίνα ίση με 10m, θαμμένο σε βάθος 25m κάτω από την επιφάνεια και με αντίθεση πυκνότητας ως προς τα περιβάλλοντα πετρώματα ίση με  $0,5 \text{ g/cm}^3$ . Από τον πίνακα των πυκνοτήτων των πετρωμάτων, παρατηρούμε η αντίθεση πυκνότητας που επιλέξαμε είναι στην πραγματικότητα αρκετά μεγάλη.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Υπάρχουν αρκετά πράγματα που αξίζει να παρατηρήσει κανείς όσον αφορά στη βαρυτική ανωμαλία που παράγεται από τη δομή αυτή.

- Η βαρυτική ανωμαλία που παράγεται από μια θαμμένη σφαίρα είναι συμμετρική ως προς το κέντρο της σφαίρας.
- Η μέγιστη τιμή της ανωμαλίας είναι αρκετά μικρή. Για παράδειγμα, 0,025 mgals.
- Το μέγεθος της βαρυτικής ανωμαλίας προσεγγίζει το μηδέν σε μικρές (~60 m) οριζόντιες αποστάσεις από το κέντρο της σφαίρας.

Σε επόμενο κεφάλαιο, θα εξετάσουμε πώς το μέγεθος και το σχήμα της βαρυτικής ανωμαλίας επηρεάζονται από τις παραμέτρους του μοντέλου, όπως η ακτίνα του κοιτάσματος και το βάθος. Προς το παρόν, απλά παρατηρούμε ότι η βαρυτική ανωμαλία που δημιουργεί αυτό το κανονικού μεγέθους κοιτάσμα είναι μικρή. Αν τη συγκρίνουμε με την επιτάχυνση της βαρύτητας που παράγεται από τη γη στο σύνολό της, 980.000 mgals, η ανωμαλία παριστάνει μια αλλαγή στο πεδίο βαρύτητας ίση με ένα μέρος στα 40 εκατομμύρια.

Είναι σαφές ότι, μια τόσο μικρή μεταβολή στη βαρύτητα θα είναι δύσκολο να μετρηθεί. Επίσης, άλλοι παράγοντες εκτός της γεωλογικής δομής, μπορεί να προκαλέσουν μεταβολές στην παρατηρούμενη επιτάχυνση της βαρύτητας, το ίδιο μεγάλες, αν όχι μεγαλύτερες.

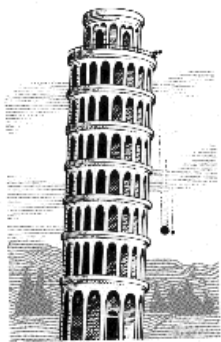
## Μέτρηση της βαρύτητας

Είναι προφανές, ότι είναι δύσκολο να κατασκευαστούν όργανα ικανά να μετρήσουν βαρυτικές ανωμαλίες της τάξης του ενός μέρους στα 40 εκατομμύρια. Υπάρχουν, ωστόσο, κάποιοι άλλοι τρόποι με τους οποίους μπορεί να γίνει αυτό, όπως:

- *Μετρήσεις πλίνθου σώματος.* Αυτός είναι ο τύπος μετρήσεων που έχουμε περιγράψει μέχρι στιγμής. Αφήνουμε ένα σώμα να πέσει και υπολογίζουμε απ' ευθείας την επιτάχυνση του σώματος μετρώντας προσεκτικά την απόσταση και το χρόνο πτώσης.
- *Μετρήσεις με εκκρεμές.* Σε αυτόν τον τύπο μέτρησης, η επιτάχυνση της βαρύτητας υπολογίζεται μετρώντας την περίοδο ταλάντωσης του εκκρεμούς.
- *Μετρήσεις μάζας σε ελατήριο.* Κρεμώντας μια μάζα από ένα ελατήριο και παρατηρώντας πόσο παραμορφώνεται υπό την επίδραση της βαρύτητας, μπορεί να επιτευχθεί μία εκτίμηση της επιτάχυνσης της βαρύτητας.
- *Στρεπτός ζυγός* Αυτός αποτελείται από ευθύγραμμη ή τεθλασμένη δοκό, στα άκρα της οποίας βρίσκονται δυο βάρη. Η δοκός κρεμιέται από το μέσο της με κατακόρυφο νήμα και μπορεί να περιστρέφεται στο οριζόντιο επίπεδο υπό την επίδραση της ροπής που οφείλεται στη νευτώνια έλξη που ασκούν τα πετρώματα στις δύο μάζες και της ροπής στρέψης του νήματος. Όταν η δοκός είναι ευθύγραμμη και οριζόντια, οπότε οι μάζες απέχουν ορισμένη οριζόντια μόνο απόσταση, έχουμε το γνωστό *ζυγό Gavendish* με τον οποίο μετρήθηκε η σταθερά,  $G$ , της παγκόσμιας έλξης, ενώ όταν οι δύο μάζες βρίσκονται στα άκρα τεθλασμένης δοκού που βρίσκεται στο κατακόρυφο επίπεδο ή ευθύγραμμης αλλά κειλιμένης δοκού, οπότε οι δύο μάζες εκτός από την οριζόντια απόσταση τους απέχουν και ορισμένη κατακόρυφη απόσταση, έχουμε το *ζυγό Eotvos* που έχει χρησιμοποιηθεί για γεωδαιτικούς και γεωφυσικούς σκοπούς.

Όπως θα περιγραφεί στη συνέχεια, στις βαρυτομετρικές διασκοπήσεις, οι παρατηρήσεις υπαίθρου συνήθως δεν αποδίδουν μετρήσεις απόλυτης τιμής της επιτάχυνσης, αλλά δίνουν μόνο εκτιμήσεις των μεταβολών της. Ο κύριος λόγος για αυτό είναι ότι είναι δύσκολο να ρυθμίσουμε το όργανο καταγραφής αρκετά καλά ώστε να μετράει απόλυτες τιμές βαρύτητας έως και 1 μέρος στα 50 εκατομμύρια. Αυτό, ωστόσο, δεν αποτελεί περιορισμό των ερευνητικών διασκοπήσεων, εφόσον μόνο η σχετική μεταβολή της βαρύτητας χρησιμοποιείται για τον καθορισμό της μεταβολής της γεωλογικής δομής.

## Μετρήσεις πύπτοντος σώματος



Η επιτάχυνση της βαρύτητας μπορεί να μετρηθεί άμεσα αν αφήσουμε ένα αντικείμενο να πέσει και μετρήσουμε το ρυθμό μεταβολής της ταχύτητας καθώς πέφτει. Κατά παράδοση, αυτή είναι η μέθοδος που έχουμε αποδώσει στο Galileo Galilei. Στο πείραμα αυτό, ο Γαλιλαίος άφησε να πέσουν σώματα ποικίλου μάζας από τον κεκλιμένο πύργο της Πίζας και βρήκε ότι η επιτάχυνση της βαρύτητας του αντικειμένου είναι ανεξάρτητη από τη μάζα του. Λέγεται, άλλωστε, ότι υπολόγισε και την τιμή της επιτάχυνσης στο πείραμα αυτό.

Αν και είναι γεγονός ότι ο Γαλιλαίος έκανε αυτές τις παρατηρήσεις, δεν χρησιμοποίησε πείραμα πύπτοντος σώματος για να τις κάνει. Μάλλον, χρησιμοποίησε μετρήσεις που βασίζονται στο εκκρεμές.

Είναι εύκολο να δείξουμε ότι η απόσταση που διανέει το σώμα που πέφτει είναι ανάλογη του τετραγώνου του χρόνου πτώσης. Η σταθερά της αναλογίας είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας,  $g$ . Επομένως, μετρώντας αποστάσεις και χρόνους καθώς το σώμα πέφτει, είναι δυνατόν να υπολογίσουμε την επιτάχυνση της βαρύτητας.

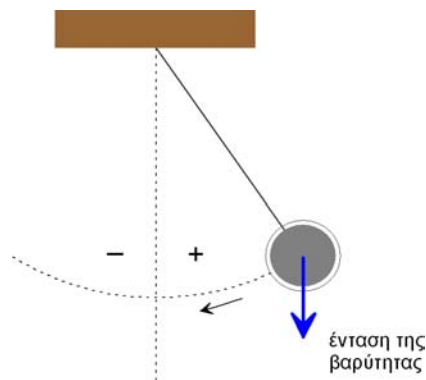
Για να μετρήσουμε μεταβολές της επιτάχυνσης μέχρι και 1 μέρος στα 40 εκατομ. χρησιμοποιώντας ένα όργανο λογικού μεγέθους (ας πούμε ένα που να επιτρέπει στο αντικείμενο να πέσει 1m), απαιτείται να είμαστε σε θέση να μετρήσουμε μεταβολές της απόστασης μέχρι 1 μέρος στα 10 εκατομ. και μεταβολές του χρόνου μέχρι 1 μέρος στα 100 εκατομ.!! Είναι προφανές ότι είναι πολύ δύσκολο να γίνουν μετρήσεις με αυτό το επίπεδο ακρίβειας.

Είναι, παρόλα αυτά, δυνατόν να σχεδιαστεί ένα όργανο ικανό να μετράει ακριβείς αποστάσεις και χρόνους και να υπολογίζει την απόλυτη βαρύτητα μέχρι 1 microgal (0,001 mgal: αυτό ισοδυναμεί σε ακρίβεια μέτρησης σχεδόν 1 μέρος στο 1 εκατομ.!!). Αυτός ο τύπος οργάνου είναι γνωστός ως *Απόλυτο Βαρυτόμετρο* (*Absolute Gravimeter*) και μία από τις εταιρίες που το κατασκευάζει είναι η Micro-g Solutions. Σε αντίθεση με τα όργανα που θα περιγραφούν στη συνέχεια, το απόλυτο βαρυτόμετρο είναι το μοναδικό όργανο πεδίου που έχει σχεδιαστεί για να μετράει *απόλυτη βαρύτητα* (*absolute gravity*). Αυτό σημαίνει ότι μετράει το μέγεθος της κάθετης συνιστώσας της επιτάχυνσης της βαρύτητας σε ένα σημείο. Όπως προαναφέρθηκε, τα όργανα που συνήθως χρησιμοποιούνται στις ερευνητικές διασκοπήσεις μπορούν να μετρήσουν μόνο τη μεταβολή της επιτάχυνσης από σημείο σε σημείο, και όχι την απόλυτη τιμή της βαρύτητας σε κάποιο σημείο.

Παρόλο που τα απόλυτα βαρυτόμετρα είναι πιο ακριβά από τα παραδοσιακά βαρυτόμετρα και απαιτούν μεγαλύτερο χρόνο παραμονής στο σταθμό (1/2 ημέρα έως 1 ημέρα για κάθε σταθμό), η αυξημένη ακρίβεια που προσφέρουν και το γεγονός ότι οι διαδικασίες των *κλειστών βρόγχων* για τη βαρυτομετρική σύνδεση που θα περιγραφούν στη συνέχεια, δεν είναι απαραίτητες για την αφαίρεση της πορείας (*drift*) του οργάνου ή των παλιρροιογόνων μεταβολών, μπορούν να ισορροπήσουν το παραπάνω κόστος από τη χρήση τους. Αυτό είναι αλήθεια ιδιαίτερα όταν τα σχέδια της διασκοπήσης απαιτούν μεγάλα διαστήματα μεταξύ των σταθμών ή για πειράματα που απαιτούν τη συνεχή καταγραφή της επιτάχυνσης της βαρύτητας σε έναν σταθμό.

## Μετρήσεις με Εικρεμές

Μια άλλη μέθοδος με την οποία μπορούμε να μετρήσουμε την επιτάχυνση της βαρύτητας είναι να παρατηρήσουμε την ταλάντωση ενός εικρεμούς, όπως αυτά που φέρουν ορισμένα ρολόγια τοίχου. Σε αντίθεση με ό,τι πιστευεται, ο Γαλιλαίος έκανε τις περίφημες παρατηρήσεις του για τη βαρύτητα χρησιμοποιώντας ένα εικρεμές, και όχι ρίχνοντας αντικείμενα από τον πύργο της Πίζας.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Αν κατασκευάσουμε ένα απλό εικρεμές κρεμώντας μία μάζα από μία ράβδο, και στη συνέχεια εκτρέψουμε τη μάζα από την κατακόρυφο, το εικρεμές θα αρχίσει να ταλαντώνεται γύρω από την κατακόρυφο με κανονικό τρόπο. Η σχετική παράμετρος που περιγράφει την ταλάντωση αυτή είναι γνωστή ως περίοδος ταλάντωσης (period of oscillation).

Ο λόγος για τον οποίο το εικρεμές ταλαντώνεται γύρω από την κατακόρυφο είναι ότι, όταν το εικρεμές εκτραπεί, η δύναμη της βαρύτητας το τραβάει προς τα κάτω. Τότε το εικρεμές αρχίζει να κινείται προς τα κάτω. Όταν φτάσει στην κατακόρυφο δεν μπορεί να σταματήσει στιγμιαία και συνεχίζει κινούμενο προς τα πάνω κατά την αντίθετη φορά. Η βαρυτική δύναμη το επιβραδύνει και τελικά το σταματά οπότε αρχίζει να πέφτει πάλι. Αν δεν υπήρχε τριβή στο σημείο στήριξης του εικρεμούς με το ταβάνι και δεν υπήρχε αντίσταση από τον αέρα, αυτή η κίνηση θα συνεχιζόταν επ' άπειρον.

Επειδή η δύναμη της βαρύτητας είναι αυτή που παράγει την ταλάντωση, είναι αναμενόμενο ότι η περίοδος της ταλάντωσης θα διαφέρει για διαφορετικές τιμές της βαρύτητας. Συγκεκριμένα, αν η δύναμη της βαρύτητας είναι μικρή, η δύναμη που τραβάει το εικρεμές προς τα κάτω είναι μικρή, το εικρεμές κινείται πιο αργά προς την κατακόρυφο και η παρατηρούμενη δύναμη της βαρύτητας γίνεται μεγαλύτερη. Επομένως, μετρώντας την περίοδο ταλάντωσης του εικρεμούς, μπορούμε να υπολογίσουμε τη βαρυτική δύναμη ή την επιτάχυνση.

Μπορεί ναδειχθεί ότι η περίοδος ταλάντωσης του εικρεμούς,  $T$ , είναι αντιστρόφως ανάλογη του τετραγώνου της επιτάχυνσης της βαρύτητας,  $g$ .

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{k}{g}}$$

Η σταθερά της αναλογίας,  $k$ , εξαρτάται από τα φυσικά χαρακτηριστικά του εικρεμούς, όπως το μήκος του και η κατανομή της μάζας γύρω από το σημείο στήριξης.



Εκ πρώτης όψews, φαίνεται εύκολο να καθοριστεί η επιτάχυνση της βαρύτητας μετρώντας την περίοδο ταλάντωσης. Δυστυχώς, για να γίνει αυτό απαιτείται πολύ ακριβής υπολογισμός της σταθεράς  $k$ , η οποία όμως δεν μπορεί να καθοριστεί με τόσο μεγάλη ακρίβεια.

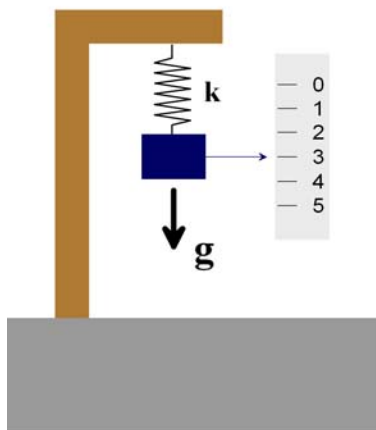
Ωστόσο, μπορούμε να μετρήσουμε την περίοδο ταλάντωσης ενός εκκρεμούς σε δύο διαφορετικές θέσεις. Αν και δεν μπορούμε να υπολογίσουμε το  $k$  με αρκετή ακρίβεια ώστε να καθορίσουμε την επιτάχυνση σε καμία από τις δύο θέσεις, μπορούμε να υπολογίσουμε την μεταβολή της επιτάχυνσης στις θέσεις αυτές με αρκετά μεγάλη ακρίβεια χωρίς να γνωρίζουμε το  $k$ .

Οι μικρές αυτές μεταβολές στην περίοδο του εκκρεμούς που χρειάζεται να παρατηρήσουμε μπορούν να μετρηθούν αν αφήσουμε το εκκρεμές να ταλαντώνεται για πολύ ώρα, μετρώντας το πλήθος των ταλαντώσεων και διαιρώντας το χρόνο της ταλάντωσης με το πλήθος των ταλαντώσεων. Όσο περισσότερο αφήσουμε το εκκρεμές να ταλαντώνεται, τόσο πιο ακριβής θα είναι η μέτρηση της περιόδου. Ουσιαστικά, πρόκειται για υπολογισμό της μέσης τιμής.

Στο παρελθόν, οι μετρήσεις με εκκρεμές χρησιμοποιούνταν ευρέως στον κόσμο για τη χαρτογράφηση της μεταβολής της επιτάχυνσης. Επειδή, όμως, μπορεί να χρειαστεί έως και μία ώρα για να παρατηρήσουμε αρκετές ταλαντώσεις ώστε να υπολογίσουμε με ακρίβεια την επιτάχυνση, αυτή η τεχνική διασκόπησης έχει σήμερα αντικατασταθεί από την τεχνική της αναρτημένης σε ελατήριο μάζας.

### Μετρήσεις με μάζα αναρτημένη σε ελατήριο

Ο πιο κοινός τύπος βαρυτόμετρου που χρησιμοποιείται σήμερα στις ερευνητικές διασκοπήσεις βασίζεται σε ένα απλό σύστημα μάζας-ελατηρίου. Αν κρεμάσουμε μία μάζα από ένα ελατήριο, η δύναμη της βαρύτητας θα τεντώσει το ελατήριο κατά ένα ποσό ανάλογο της βαρυτικής δύναμης.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Μπορούμε να δείξουμε ότι η αναλογία μεταξύ της επιμήκυνσης και της επιτάχυνσης της βαρύτητας είναι το μέγεθος της μάζας που κρέμεται από το ελατήριο δια μία σταθερά,  $k$ , η οποία περιγράφει την σκληρότητα του ελατηρίου.

$$x = \frac{mg}{k}$$

Όσο μεγαλύτερο είναι το  $k$ , τόσο πιο άκαμπτο είναι το ελατήριο και τόσο λιγότερο θα τεντωθεί για μία δεδομένη τιμή επιτάχυνσης.

Όπως και στην περίπτωση του εκκρεμούς, δεν μπορούμε να καθορίσουμε το  $k$  με αρκετή ακρίβεια ώστε να υπολογίσουμε την απόλυτη τιμή της επιτάχυνσης. Μπορούμε, ωστόσο, να υπολογίσουμε μεταβολές της επιτάχυνσης από μέρος σε μέρος εντός αποδεκτών ορίων ακρίβειας. Για να γίνει αυτό, όμως, χρησιμοποιείται ένα εξειδικευμένο σύστημα μάζας-ελατηρίου, το οποίο τοποθετεί τη μάζα πάνω σε μία ακτίνα και χρησιμοποιεί έναν ειδικό τύπο ελατηρίου, το οποίο ονομάζεται *ελατήριο μηδενικού μήκους (zero-length spring)*. Όργανα αυτού του τύπου παράγονται από διάφορους κατασκευαστές: *LaCoste and Romberg*, *Texas Instruments (Worden Gravity Meter)* και *Scintrex*.



Λήψη μετρήσεων του πεδίου βαρύτητας με το βαρυτόμετρο LaCoste & Romberg. Στη δεξιά φωτογραφία ο χειριστής προσπαθεί να επιτύχει την οριζωντίωση του οργάνου.

Τα σύγχρονα βαρυτόμετρα είναι ικανά να μετρήσουν μεταβολές στη επιτάχυνση της βαρύτητας έως 1 μέρος στα 100 εκατομμύρια. Αυτό μεταφράζεται σε ακρίβεια περίπου 0,01 mgal. Τέτοια ακρίβεια λαμβάνεται μόνο κάτω από ιδανικές συνθήκες, όταν οι προτεινόμενες διαδικασίες στην ύπαιθρο ακολουθούνται προσεκτικά.



Βαρυτόμετρο Worden



Βαρυτόμετρο LaCoste and Romberg

### Παράγοντες που επηρεάζουν την Επιτάχυνση της Βαρύτητας

Μέχρι στιγμής, έχουμε δείξει πώς μπορούν να μετρηθούν οι μεταβολές στην επιτάχυνση της βαρύτητας και πώς οι αλλαγές αυτές συνδέονται με τις υπεδιαφινικές μεταβολές της πυκνότητας.

Έχουμε, επίσης, δείξει ότι οι χωρικές μεταβολές της επιτάχυνσης που αναμένουμε από τις γεωλογικές δομές είναι αρκετά μικρές.

Επειδή οι μεταβολές αυτές είναι τόσο μικρές, πρέπει να λάβουμε υπόψη μας και άλλους παράγοντες που προκαλούν μεταβολές στην επιτάχυνση της βαρύτητας ίσες ή και μεγαλύτερες από το αναμενόμενο γεωλογικό σήμα. Οι παράγοντες αυτοί υποδιαιρούνται σε δύο κατηγορίες: σε αυτούς που προκαλούν προσωρινές μεταβολές και σε αυτούς που προκαλούν χωρικές μεταβολές στην επιτάχυνση.

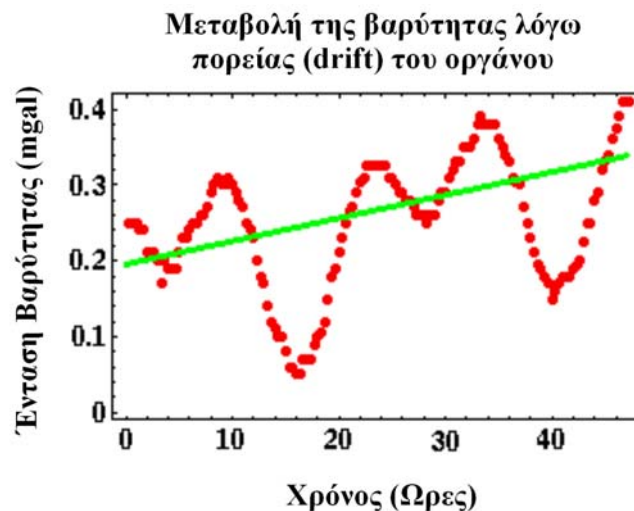
- *Προσωρινές μεταβολές* – Αυτές είναι μεταβολές που εξαρτώνται από το χρόνο, τις οποίες παρατηρούμε ακόμα και όταν δεν μετακινούμε το βαρυτόμετρο. Τις διακρίνουμε σε
  - Πορεία του οργάνου (drift) – μεταβολές στην παρατηρούμενη επιτάχυνση που οφείλονται στην απόκριση (response) του βαρυτόμετρου με την πάροδο του χρόνου.
  - Παλιροοϊκές επιδράσεις (tidal affects) – μεταβολές στην παρατηρούμενη επιτάχυνση που οφείλονται στη βαρυτική έλξη ηλίου και σελήνης.
- *Χωρικές μεταβολές* – Αυτές είναι μεταβολές εξαρτώμενες από το χώρο, δηλαδή η επιτάχυνση αλλάζει από μέρος σε μέρος, όπως συμβαίνει και στην περίπτωση των γεωλογικών επιδράσεων
  - Γεωγραφικό πλάτος (latitude) – μεταβολές στην παρατηρούμενη επιτάχυνση που οφείλονται στο ελλειψοειδές σχήμα και την περιστροφή της γης.
  - Υψόμετρο (elevation) – μεταβολές στην παρατηρούμενη επιτάχυνση που οφείλονται στη διαφορά υψομέτρου των σημείων παρατήρησης.
  - Επιδράσεις πλάκας (slab effects) – μεταβολές στην παρατηρούμενη επιτάχυνση που οφείλονται στην επιπλέον μάζα που υπόκειται των ανυψωμένων σημείων παρατήρησης.
  - Τοπογραφία (topographic effects) – μεταβολές στην παρατηρούμενη επιτάχυνση που σχετίζονται με την τοπογραφία κοντά στο σημείο παρατήρησης.

## Πορεία οργάνου

Η πορεία είναι μία σταδιακή, μη εσκεμμένη μεταβολή στην τιμή αναφοράς σε σχέση με την οποία έγιναν οι μετρήσεις. Η σταδιακή μεταβολή της τιμής της επιτάχυνσης  $g$  που μετράει το βαρυτόμετρο σε ένα ορισμένο σημείο με την πάροδο του χρόνου, η οποία οφείλεται στον ερπυσμό του ελατηρίου του βαρυτόμετρου.

Αν και το βαρυτόμετρο έχει κατασκευαστεί με πρότυπα υψηλής ακρίβειας και είναι ικανό να μετρήσει μεταβολές στην επιτάχυνση της βαρύτητας της τάξης του 0,01 mgal, παρόλα αυτά υπάρχουν προβλήματα κατά τη χρήση αυτού του ευαίσθητου οργάνου.

Ακόμα κι αν χειριστούμε το όργανο με μεγάλη προσοχή (όπως πρέπει πάντα να κάνουμε – τα καινούρια βαρυτόμετρα στοιχίζουν \$30,000), οι ιδιότητες των υλικών που χρησιμοποιούνται για την κατασκευή του ελατηρίου μπορεί να μεταβληθούν με το χρόνο. Οι μεταβολές αυτές μπορεί να οφείλονται στη μεγάλη διάρκεια της επιμήκυνσης του ελατηρίου ή σε μεταβολές της θερμοκρασίας. Για να περιοριστεί η επίδραση της θερμοκρασίας, να βαρυτόμετρα μονώνονται θερμικά ή κατασκευάζονται από υλικά που δεν επηρεάζονται από τη θερμοκρασία. Παρόλα αυτά, τα βαρυτόμετρα μπορεί να αποκλίνουν έως και 0,1 mgal ανά ημέρα.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Το παραπάνω σχήμα είναι ένα παράδειγμα ενός συνόλου βαρυτομετρικών δεδομένων που συλλέχθηκαν από το ίδιο σημείο στο διάστημα δύο ημερών. Δύο πράγματα παρατηρούμε από αυτό το σύνολο δεδομένων. Πρώτον, παρατηρούμε την ταλαντωτική συμπεριφορά της επιτάχυνσης, η οποία οφείλεται στην παλιρροϊκή έλξη του ηλίου και της σελήνης. Δεύτερον, παρατηρούμε τη γενική αύξηση της επιτάχυνσης με το χρόνο, η οποία έχει σημειωθεί με πράσινη γραμμή. Η γραμμή αυτή αντιπροσωπεύει την ευθεία που ταιριάζει περισσότερο στα δεδομένα σύμφωνα με τη μέθοδο των ελάχιστων τετραγώνων. Η τάση (trend) αυτή οφείλεται στην πορεία του οργάνου. Στο συγκεκριμένο παράδειγμα το όργανο απέκλινε περίπου 0,12 mgal μέσα σε 48 ώρες.

## Παλιρροίες

Παλιρροϊκές επιδράσεις είναι οι μεταβολές στην βαρύτητα, οι οποίες είναι αποτέλεσμα της έλξης του ηλίου και της σελήνης και της παραμόρφωσης που προοικαλούν στη γη.

Επιπρόσθετα στην πορεία του οργάνου, υπάρχει ένας ακόμα παράγοντας μεταβολής της βαρύτητας. Αντίθετα με την πορεία του οργάνου, η οποία είναι αποτέλεσμα της προσωρινής αλλαγής των χαρακτηριστικών του βαρυτόμετρου, ο παράγοντας αυτός αντιπροσωπεύει πραγματικές μεταβολές στην επιτάχυνση της βαρύτητας. Δυστυχώς, αυτές είναι μεταβολές που δεν σχετίζονται με την τοπική γεωλογία και αποτελούν, επομένως, ένα είδος θορύβου για τις παρατηρήσεις μας.

Όπως η βαρυτική έλξη του ηλίου και της σελήνης παραμορφώνει το σχήμα της επιφάνειας του ωκεανού, έτσι παραμορφώνει και το σχήμα της γης. Επειδή τα πετρώματα υπακούν στις εξωτερικές δυνάμεις πολύ πιο απρόθυμα από το νερό, η παραμόρφωση της γης κάτω από αυτές τις εξωτερικές δυνάμεις είναι πολύ μικρότερη από την παραμόρφωση του ωκεανού. Έτσι, το μέγεθος των ωκεάνιων παλιρροϊών μετριέται σε μέτρα, ενώ το μέγεθος της παλιρροϊας της στερεάς γης μετριέται σε εκατοστά.

Η παραμόρφωση της στερεάς γης παράγει μετρήσιμες μεταβολές στην επιτάχυνση της βαρύτητας επειδή, καθώς το σχήμα της γης αλλάζει, η απόσταση του βαρυτόμετρου από το κέντρο της γης μεταβάλλεται (η επιτάχυνση της βαρύτητας είναι αντιστρόφως ανάλογη του τετραγώνου της απόστασης). Η παραμόρφωση της γης διαφέρει από τοποθεσία σε τοποθεσία, και μπορεί να είναι αρκετά μεγάλη ώστε να προοικαλέσει μεταβολές στην επιτάχυνση της τάξης των 0,2 mgals. Η επίδραση αυτή μπορεί εύκολα να ξεπεράσει την βαρυτική ανωμαλία που περιγράφηκε στο προηγούμενο παράδειγμα.

## Μέθοδος Διόρθωσης της Πορείας και των Παλιρροιών

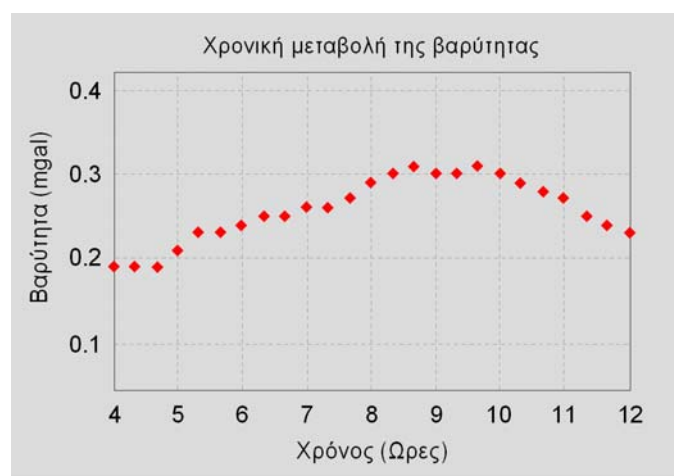
Το αποτέλεσμα της πορείας και της παλιρροίας στις παρατηρήσεις της βαρύτητας, είναι επαναλαμβανόμενες μετρήσεις στην ίδια τοποθεσία να αποδίδουν διαφορετικές τιμές για την επιτάχυνση της βαρύτητας. Το κλειδί για να κάνει κανείς αποτελεσματικές διορθώσεις στους παράγοντες αυτούς είναι να παρατηρήσει ότι και οι δύο μεταβάλουν το βαρυτικό πεδίο το ίδιο αργά.

Ένας τρόπος για να υπολογίσουμε την παλιρροϊκή συνιστώσα του πεδίου βαρύτητας είναι να εγκαταστήσουμε έναν σταθμό βάσης (base station) κοντά στην περιοχή έρευνας και να καταγράφουμε συνεχώς το πεδίο βαρύτητας, ενώ συλλέγονται οι μετρήσεις βαρύτητας στην περιοχή έρευνας. Αυτό θα έχει ως αποτέλεσμα την καταγραφή της χρονικής μεταβολής της παλιρροϊκής συνιστώσας του πεδίου βαρύτητας, η οποία θα μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την διόρθωση των παρατηρήσεων της διασκόπησης.

Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιείται σπάνια για διάφορους λόγους:

- Απαιτείται η χρήση δύο βαρυτόμετρων. Για πολλές βαρυτομετρικές διασκοπήσεις, αυτό είναι οικονομικά ασύμφορο.
- Η χρήση δύο οργάνων απαιτεί την κινητοποίηση δύο συνεργείων υπαίθρου, που επίσης αυξάνει το κόστος της έρευνας.
- Αν και η τεχνική αυτή αφαιρεί την επίδραση της παλιρροϊκής συνιστώσας, δεν αφαιρεί την πορεία του οργάνου. Επειδή χρησιμοποιούνται δύο διαφορετικά όργανα, θα παρουσιάζουν διαφορετικά χαρακτηριστικά πορείας. Επομένως, θα πρέπει να γίνει μία επιπλέον διόρθωση της πορείας. Εφόσον η διόρθωση αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί και για την απαλοιφή της γήινης παλιρροίας, όπως θα δείξουμε στην συνέχεια, δεν υπάρχει λόγος να χρεωθούμε το επιπλέον κόστος που απαιτεί η λειτουργία δύο οργάνων στην ύπαιθρο.

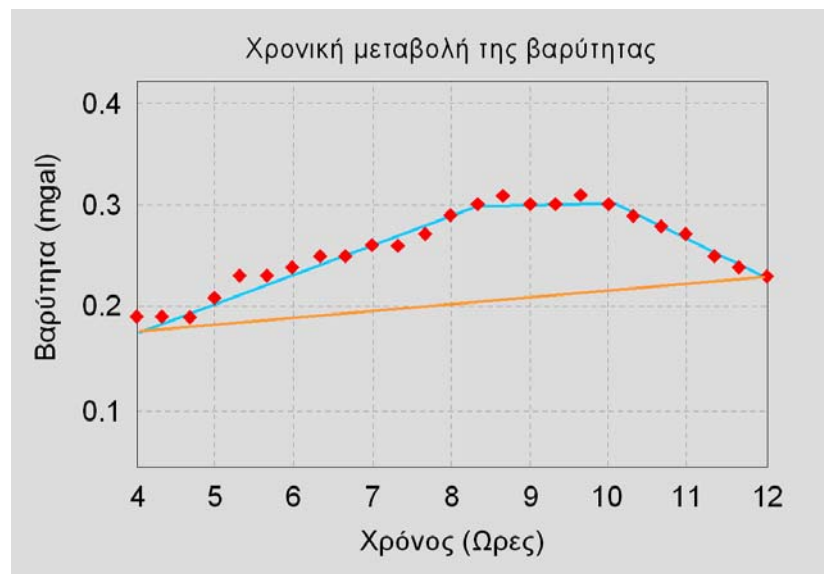
Αντί να καταγράφουμε συνεχώς το πεδίο βαρύτητας στο σταθμό βάσης, είναι πιο σύνηθες να επιστρέφουμε περιοδικά στο σταθμό. Η διαδικασία αυτή έχει το πλεονέκτημα ότι απαιτεί ένα μόνο βαρυτόμετρο για τη μέτρηση τόσο της χρονικά μεταβαλλόμενης συνιστώσας του πεδίου βαρύτητας όσο και της χωρικά μεταβαλλόμενης. Επίσης, επειδή χρησιμοποιείται ένα μόνο βαρυτόμετρο, οι διορθώσεις για τις παλιρροϊκές μεταβολές και την πορεία του οργάνου μπορούν να συνδυαστούν.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Στο πιο πάνω σχήμα, βλέπουμε τη μεγέθυνση του συνόλου παλιρροϊκών δεδομένων του προηγούμενου παραδείγματος. Παρατηρούμε ότι, επειδή η παλιρροϊκή συνιστώσα και η

πορεία μεταβάλλονται αργά με το χρόνο, μπορούμε να προσεγγίσουμε τις συνιστώσες αυτές με ευθείες γραμμές. Μία τέτοια πιθανή προσέγγιση φαίνεται παρακάτω σαν μία σειρά από πράσινες γραμμές. Η μόνη παρατήρηση που απαιτείται για να οριστεί κάθε τμήμα της γραμμής είναι η τιμή της βαρύτητας σε κάθε τελικό σημείο (4 σημεία στο συγκεκριμένο παράδειγμα). Επομένως, αντί να καταγράφουμε συνεχώς την παλιρροϊκή συνιστώσα και την πορεία, μπορούμε να τις μετρούμε περιοδικά. Από αυτές τις περιοδικές παρατηρήσεις, μπορούμε στη συνέχεια να δεχτούμε ότι οι συνιστώσες της παλίρροιας και της πορεία μεταβάλλονται γραμμικά μεταξύ των σημείων παρατήρησης, και έτσι να προβλέψουμε τις χρονικά μεταβαλλόμενες συνιστώσες του πεδίου βαρύτητας κάθε στιγμή.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

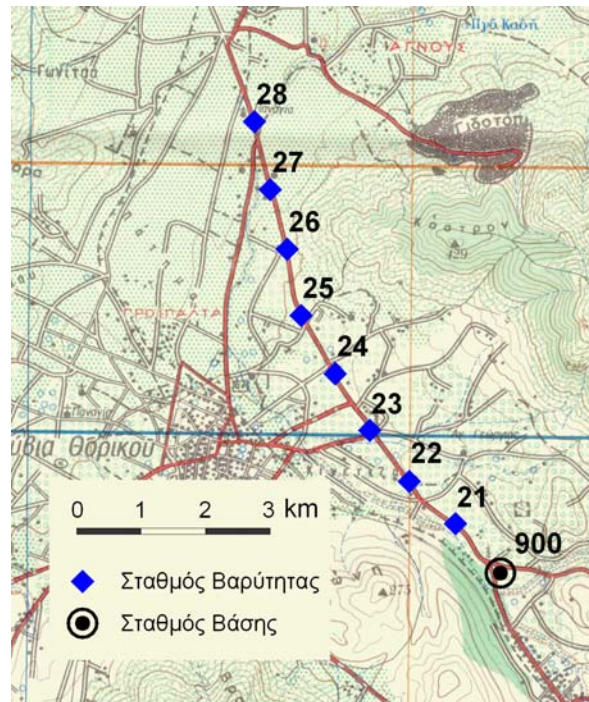
Για να είναι επιτυχής η μέθοδος, είναι κρίσιμης σημασίας το χρονικό διάστημα μεταξύ των περιοδικών μετρήσεων να μην είναι πολύ μεγάλο. Πρέπει, δηλαδή, τα τμήματα της ευθείας να είναι σχετικά μικρά. Αν είναι πολύ μεγάλα, θα πάρουμε ανακριβείς εκτιμήσεις της μεταβλητότητας της παλίρροιας και της πορεία του οργάνου.

Για παράδειγμα, έστω ότι αντί να χρησιμοποιήσουμε τις πράσινες γραμμές, χρησιμοποιούμε τις μπλε γραμμές με μεγαλύτερα τμήματα. Προφανώς, οι μπλε γραμμές αποτελούν κακή προσέγγιση των χρονικά μεταβαλλόμενων συνιστωσών του πεδίου βαρύτητας. Αν έπρεπε να τις χρησιμοποιήσουμε, θα εκτιμούσαμε λανθασμένα τις συνιστώσες του πεδίου. Επιπλέον, επειδή υπολογίζουμε τις συνιστώσες μόνο στα άκρα των τμημάτων των ευθειών, δεν θα γνωρίζαμε ότι τις έχουμε υπολογίσει λανθασμένα.

### **Διόρθωση της παλίρροιας και της πορείας του οργάνου: εργασίες υπαίθρου**

Θα εξετάσουμε ένα παράδειγμα της εφαρμογής της μεθόδου διόρθωσης της παλίρροιας και της πορείας του οργάνου στην ύπαιθρο, κατά την απόκτηση ενός συνόλου δεδομένων έρευνας. Θεωρούμε το μικρό τμήμα μιας πολύ μεγαλύτερης βαρυτικής διασκόπισης που φαίνεται στον χάρτη του παρακάτω σχήματος.

Τοπογραφικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής Καλυβίων Αττικής στον οποίον είναι αποτυπωμένη η θέση των σταθμών μέτρησης του πεδίου βαρύτητας που υλοποιήθηκαν στα πλαίσια προγράμματος γεωφυσικών ερευνών. Ο σταθμός βάσης 900, στον οποίον γίνονται επανειλημμένες επισκέψεις για τον υπολογισμό των διορθώσεων της πορείας (drift) του βαρυτομέτρου, είναι τοποθετημένος σε εύκολα προσβάσιμο σημείο.



Για να πραγματοποιήσουμε τις διορθώσεις, πρέπει να εφαρμόσουμε την ακόλουθη διαδικασία κατά τη λήψη των βαρυτομετρικών παρατηρήσεων.

- Εγκαθιστούμε έναν ή περισσότερους σταθμούς βάσης. Η τοποθεσία των σταθμών βάσης της συγκεκριμένης διασκόπησης δείχνεται στο σχήμα με μαύρο κύκλο. Επειδή θα κάνουμε επαναλαμβανόμενες βαρυτομετρικές μετρήσεις στο σταθμό βάσης, η θέση του πρέπει να είναι εύκολα προσβάσιμη από τους βαρυτομετρικούς σταθμούς που περιλαμβάνει η διασκόπηση. Η θέση του συγκεκριμένου σταθμού, αναγνωρίζεται με το νούμερο 900.
- Εγκαθιστούμε τους βαρυτομετρικούς σταθμούς κατάλληλα, ανάλογα με την διασκόπηση που θα πραγματοποιήσουμε. Στο συγκεκριμένο παράδειγμα, οι θέσεις των βαρυτομετρικών σταθμών σημειώνονται με μπλε ρόμβους. Στο χάρτη οι τοποθεσίες σημειώνονται με το νούμερο του σταθμού, στην συγκεκριμένη περίπτωση 21 έως 28.
- Πριν αρχίσουμε τις μετρήσεις στους βαρυτομετρικούς σταθμούς, ξεκινούμε τη διασκόπηση καταγράφοντας τη σχετική βαρύτητα στο σταθμό βάσης και σημειώνοντας την ώρα που γίνεται η μέτρηση.
- Συνεχίζουμε μεταφέροντας το βαρυτόμετρο στους σταθμούς 21 έως 28. Σε κάθε θέση, μετρούμε τη σχετική βαρύτητα στο σταθμό και την ώρα που γίνεται η μέτρηση.
- Μετά από ένα χρονικό διάστημα, συνήθως μιας ώρας, επιστρέφουμε στο σταθμό βάσης, όπου μετρούμε ξανά τη σχετική βαρύτητα της θέσης και σημειώνουμε την ώρα.
- Στη συνέχεια, αν χρειαστεί, επιστρέφουμε στους σταθμούς για να συνεχίσουμε τις μετρήσεις, επιστρέφοντας στο σταθμό βάσης κάθε μία ώρα.
- Αφού μετρήσουμε τη βαρύτητα και στον τελευταίο σταθμό, ή στο τέλος της ημέρας, επιστρέφουμε στο σταθμό βάσης για να κάνουμε μία τελευταία καταγραφή της βαρύτητας.



Γεωφυσικό συνεργείο του Τομέα Γεωφυσικής σε εργασίες μέτρησης του βαρυτικού και μαγνητικού πεδίου της Γης στο Οροπέδιο Λασιθίου Κρήτης. Εις το μέσον διακρίνεται ο συγγραφέας των σημειώσεων πλαισιούμενος από φοιτητές που χειρίζονται το πρωτονικό μαγνητόμετρο (αριστερά), το μαγνητόμετρο στρέψης Askania στον τρίποδα (δεξιά) και το βαρυτόμετρο LaCoste (μέσον). (Λασιθί, Αύγουστος 1980).



Γεωφυσικό συνεργείο του Τομέα Γεωφυσικής σε πορεία, στο Οροπέδιο Καθαρού Κρήτης, για τον προσδιορισμό του βαρυτικού πεδίου μεγάλης κλίμακας. Εις το μέσον διακρίνεται ο συγγραφέας των σημειώσεων να μεταφέρει το βαρυτόμετρο LaCoste πλαισιούμενος από φοιτητές που μεταφέρουν το πρωτονικό μαγνητόμετρο (αριστερά) και το μαγνητόμετρο στρέψης Askania (δεξιά). (Λασιθί, Αύγουστος 1980).

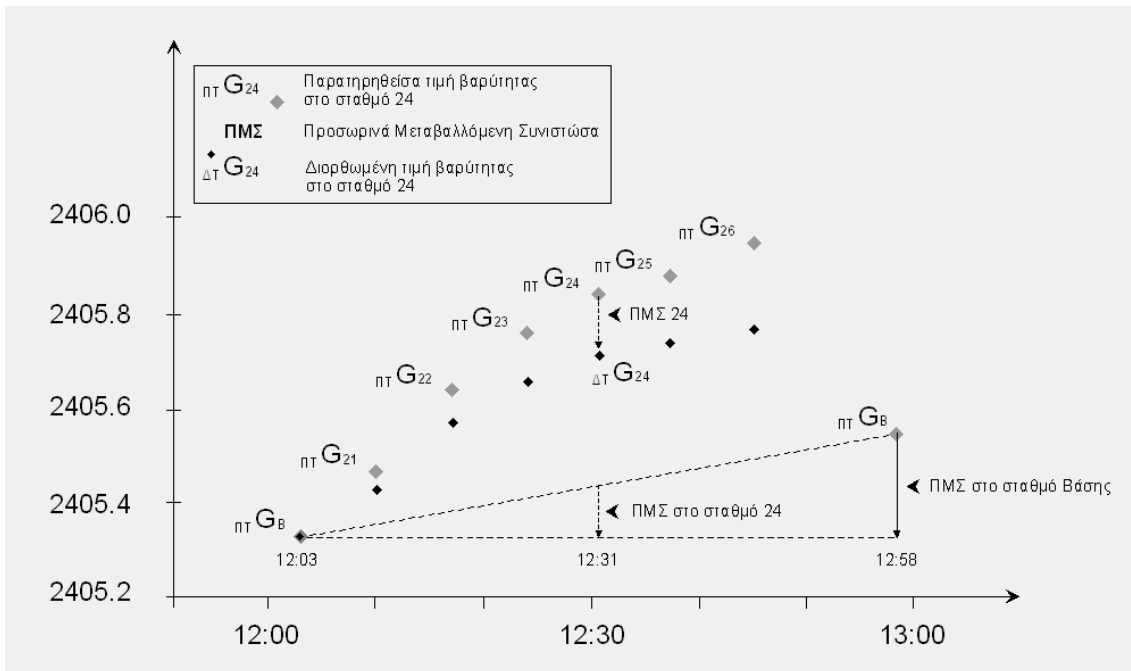
Η διαδικασία που περιγράφηκε παραπάνω, γενικά αναφέρεται ως βαρυτομετρική σύνδεση κλειστού βρόγχου, όπου η σύνδεση της διασκόπησης ορίζεται από δύο θέσεις του σταθμού βάσης. Η βαρυτομετρική σύνδεση που περιγράφεται εδώ είναι η πιο απλή περίπτωση που εφαρμόζεται στην ύπαιθρο. Πιο πολύπλοκες διατάξεις εφαρμόζονται συχνά, ειδικά όταν η διασκόπηση, λόγω μεγάλης επιφανειακής έκτασης απαιτεί τη χρήση πολλαπλών σταθμών βάσης.

### **Διορθώσεις της παλιρροιας και της πορείας του οργάνου: αναγωγή των δεδομένων**

Για τη διόρθωση των μετρήσεων που πήραμε με τη βαρυτομετρική σύνδεση, χρησιμοποιούμε την γραμμική παρεμβολή, με την οποία δημιουργούμε μια πρόβλεψη για το πώς πρέπει να φαίνεται μια χρονικά μεταβαλλόμενη συνιστώσα του πεδίου βαρύτητας. Στο παρακάτω σχήμα βλέπουμε το διάγραμμα των τιμών της βαρύτητας (συμπαγείς ρόμβοι), που παρατηρήθηκαν στους σταθμούς του προηγούμενου χάρτη, ως προς τους χρόνους λήψης των μετρήσεων.

Παρατηρούμε ότι η πρώτη και τελευταία μέτρηση  $\Pi G_B$  αφορά στη παρατηρηθείσα τιμή της βαρύτητας στον σταθμό βάσης (900) κατά το ξεκίνημα των μετρήσεων (ώρα 12:03) και κατά την επιστροφή μας στη ίδια βάση (12:58). Κατά το ενδιάμεσο χρονικό διάστημα πραγματοποιήθηκαν οι μετρήσεις στους σταθμούς βαρύτητας 21 έως 26. Παρόλο που η θέση του σταθμού βάσης είναι καθορισμένη, η τιμή της βαρύτητας τη δεύτερη φορά που τον επισκεφθήκαμε είναι διαφορετική.





Επομένως υπάρχει μια χρονικά μεταβαλλόμενη συνιστώσα του παρατηρούμενου πεδίου βαρύτητας για το σταθμό βάσης όπως και για κάθε έναν από τους άλλους σταθμούς που επισκεφθήκαμε. Για τον υπολογισμό της συνιστώσας αυτής, θα χρησιμοποιήσουμε τη γραμμική παρεμβολή μεταξύ των δύο διαδοχικών επισκέψεων του σταθμού βάσης. Για παράδειγμα, η τιμή της χρονικά μεταβαλλόμενης συνιστώσας,  $\chi_{\text{ΜΣ}} G_{24}$ , της βαρύτητας τη στιγμή,  $t_2$ , που επισκεφθήκαμε το σταθμό 161 υπολογίστηκε χρησιμοποιώντας τη παρακάτω έκφραση:

$$\chi_{\text{ΜΣ}} G_{24} = \left( \pi\tau G_{B(t_1)} - \pi\tau G_{B(t_3)} \right) \times \frac{(t_2 - t_1)}{(t_3 - t_1)}$$

όπου  $\pi\tau G_{B(t_1)}$  και  $\pi\tau G_{B(t_3)}$  είναι οι παρατηρούμενες τιμές της βαρύτητας στο σταθμό βάσης κατά τις χρονικές στιγμές  $t_1$  και  $t_3$ . Με αντικατάσταση των τιμών στη παραπάνω σχέση προκύπτει ότι

$$\chi_{\text{ΜΣ}} G_{24} = (2405.328 - 2405.545) \times \frac{(12:31 - 12:03)}{(12:58 - 12:03)}$$

$$\chi_{\text{ΜΣ}} G_{24} = -0.111$$

Η διορθωμένη τιμή της βαρύτητας στο σταθμό 24,  $\Delta\tau G_{24}$ , προκύπτει αν στην παρατηρούμενη τιμή,  $\pi\tau G_{24}$  προσθέσουμε αλγεβρικά την χρονικά μεταβαλλόμενη συνιστώσα,  $\chi_{\text{ΜΣ}} G_{24}$  και δίδεται από τη σχέση

$$\Delta\tau G_{24} = \pi\tau G_{24} + \chi_{\text{ΜΣ}} G_{24}$$

Με αντικατάσταση των τιμών στη παραπάνω σχέση προκύπτει ότι

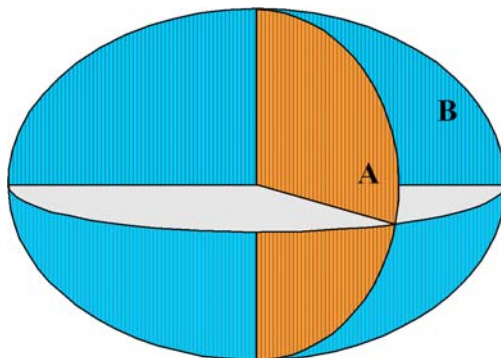
$${}_{\Delta T}G_{24} = 2405.945 - 0.111 = 2405.834$$

Αφού εφαρμοστούν διορθώσεις όπως οι παραπάνω σε όλους τους σταθμούς, οι διορθωμένες μετρήσεις της βαρύτητας παρουσιάζονται στο παραπάνω διάγραμμα με ανοικτούς ρόμβους. Υπάρχουν πολλά πράγματα που αξίζει να παρατηρήσουμε όσον αφορά τη διόρθωση και τις διορθωμένες μετρήσεις.

- Ένας τρόπος να ελέγξουμε ότι οι διορθώσεις που εφαρμόστηκαν είναι σωστές, είναι να κοιτάξουμε τη μέτρηση της βαρύτητας στο σταθμό βάσης. Μετά την εφαρμογή των διορθώσεων οι παρατηρούμενη και η διορθωμένη τιμή στο σταθμό βάσης συμπίπτουν.
- Όλες οι μη διορθωμένες μετρήσεις παρουσιάζουν μια τάση αύξησης της επιτάχυνσης της βαρύτητας προς τους σταθμούς με μεγαλύτερο νούμερο. Μετά τη διόρθωση, η τάση αυτή παύει να υπάρχει. Η τάση αυτή οφείλεται στην παλίρροια και την πορεία του οργάνου.

### Μεταβολή της επιτάχυνσης της βαρύτητας λόγω γεωγραφικού πλάτους

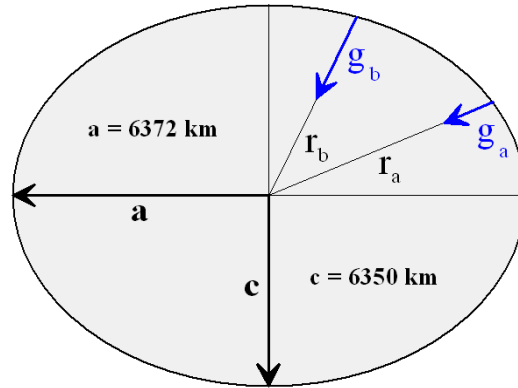
Δύο χαρακτηριστικά της δομής μεγάλης κλίμακας και της δυναμικής της γης επηρεάζουν τις βαρυτομετρικές μετρήσεις: το σχήμα και η περιστροφή της. Για να εξετάσουμε τις επιδράσεις αυτές, έστω ότι τεμαχίζουμε τη γη σε φέτες A, B, από το βόρειο προς το νότιο πόλο. Η φέτα B, για παράδειγμα, είναι κάθετη στον ισημερινό και ακολουθεί μια γραμμή σταθερού γεωγραφικού μήκους μεταξύ των πόλων.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Με μια πρώτης τάξης προσέγγιση, το σχήμα της γης, όπως το βλέπουμε από τη φέτα B του παραπάνω σχήματος, είναι ελλειπτικό, με το μεγάλο άξονα της έλλειψης να ευθυγραμμίζεται με τον ισημερινό. Αυτό το μοντέλο του σχήματος της γης προτάθηκε για πρώτη φορά από τον Isaac Newton το 1687. Ο Newton στήριζε την εκτίμησή του σε ένα σύνολο παρατηρήσεων που του προμήθευσε ένας φίλος του, ονόματι Richter, ο οποίος έτυχε να είναι αξιωματικός πορείας σε ένα πλοίο. Ο Richter παρατήρησε ότι το ρολόι με εκκρεμές που λειτουργούσε με ακρίβεια στο Λονδίνο, έχανε σταθερά 2 λεπτά την ημέρα κοντά στον ισημερινό. Ο Newton χρησιμοποίησε την παρατήρηση αυτή για να υπολογίσει τη διαφορά της ακτίνας της γης που μετρήθηκε στον ισημερινό και σε έναν από τους πόλους, και τη βρήκε αξιοσημείωτα κοντά στις τιμές που έχουμε δεχτεί σήμερα.

Αν και η διαφορά στις ακτίνες που μετρήθηκαν στους πόλους και τον ισημερινό είναι μόλις 22 km (η τιμή αυτή αντιπροσωπεύει μια αλλαγή στην ακτίνα της γης μόνο 0,3%), σε συνδυασμό με την περιστροφή της γης, μπορεί να παράγει μια μετρήσιμη μεταβολή στην επιτάχυνση της βαρύτητας με το γεωγραφικό πλάτος.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

έχουμε ότι

$$g_a \approx \frac{GM}{r_a^2} \quad \text{και} \quad g_b \approx \frac{GM}{r_b^2},$$

επειδή όμως  $r_a > r_b$ ,

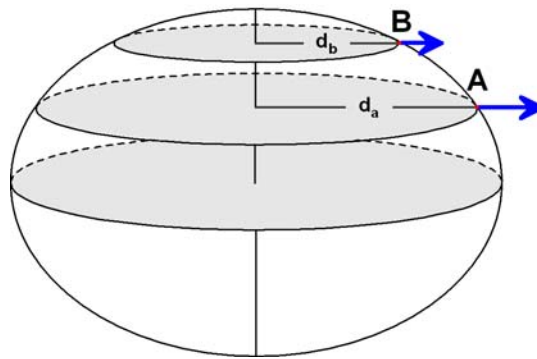
προκύπτει τελικά ότι

$$g_b > g_a$$

Επειδή με τον τρόπο αυτό παράγεται μια χωρική μεταβολή στην επιτάχυνση, είναι πιθανό να μπερδέψουμε τη μεταβολή αυτή στην επιτάχυνση με αυτήν που παράγει η τοπική γεωλογική δομή. Ευτυχώς, είναι συγκριτικά εύκολο να διορθώσουμε τις μεταβολές λόγω του ελλειπτικού σχήματος και της περιστροφής στις βαρυτικές μετρήσεις μας.

Το ελλειπτικό σχήμα της γης έχει ως αποτέλεσμα να μεταβάλλεται η επιτάχυνση με το γεωγραφικό πλάτος επειδή η απόσταση του βαρυστόμετρου με το κέντρο της γης επίσης μεταβάλλεται με το γεωγραφικό πλάτος. Το μέγεθος την επιτάχυνσης μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα του τετραγώνου της απόστασης από το κέντρο της γης μέχρι το βαρυστόμετρο. Επομένως είναι αναμενόμενο η επιτάχυνση να είναι μικρότερη στον ισημερινό από ό,τι στους πόλους.

*Περιστροφή* – Επιπρόσθετα στο σχήμα, το γεγονός ότι η γη περιστρέφεται επίσης προκαλεί μεταβολή στην επιτάχυνση με το γεωγραφικό πλάτος. Η επίδραση αυτή σχετίζεται με το γεγονός ότι το βαρυστόμετρο περιστρέφεται μαζί με τη γη καθώς κάνουμε τη βαρυτομετρική καταγραφή. Επειδή η γη περιστρέφεται γύρω από έναν άξονα που περνάει από τους πόλους με ημερήσιο ρυθμό ενώ το βαρυστόμετρο ηρεμεί πάνω της κατά τη διάρκεια της καταγραφής, η βαρυτομετρική καταγραφή περιέχει πληροφορίες που συνδέονται με την περιστροφή της γης.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Γνωρίζουμε ότι αν ένα σώμα περιστρέφεται, δέχεται μια φυγόκεντρο δύναμη. Το μέγεθος της δύναμης είναι ανάλογο της απόστασης από τον άξονα περιστροφής και του ρυθμού της περιστροφής. Για το βαρυτόμετρο που βρίσκεται στην επιφάνεια της γης, ο ρυθμός περιστροφής δεν μεταβάλλεται με τη θέση, μεταβάλλεται όμως η απόσταση μεταξύ του άξονα και του βαρυτόμετρου. Το μέγεθος της φυγόκεντρο δύναμης είναι συγκριτικά μεγάλο στον ισημερινό και τείνει στο μηδέν στους πόλους. Η φορά που δρα η δύναμη είναι πάντα μακριά από τον άξονα περιστροφής. Επομένως, η δύναμη αυτή μειώνει την επιτάχυνση της βαρύτητας που παρατηρούμε σε κάθε σημείο της γης, συγκριτικά με την επιτάχυνση που θα μετρούσαμε αν δεν περιστρεφόταν.

### Διόρθωση γεωγραφικού πλάτους

Αν δεχτούμε ότι η γη είναι ελλειπτική με κατάλληλες διαστάσεις, περιστρέφεται με κατάλληλο ρυθμό και δεν περιέχει πλευρικές μεταβολές στη γεωλογική δομή (δηλαδή δεν περιέχει ενδιαφέρουσα δομή), μπορούμε να κατασκευάσουμε μία μαθηματική διατύπωση για την επιτάχυνση της

Η μαθηματική σχέση που χρησιμοποιείται για την πρόβλεψη των συνιστωσών της επιτάχυνσης της βαρύτητας, που παράγονται από το σχήμα και την περιστροφή της γης, ονομάζεται *Γεωδαιτική Σχέση Αναφοράς του 1967*). Η προβλεπόμενη βαρύτητα καλείται *κανονική βαρύτητα (normal gravity)* συμβολίζεται με  $g_n$ , μετριέται σε  $cm/s^2$  και παρέχεται από τη σχέση:

$$g_n = 978.03185 (1.0 + 0.005278895\eta\mu^2\phi - 0.000023462\eta\mu^4\phi)$$

όπου  $\phi$  το γεωγραφικό πλάτος της παρατήρησης.

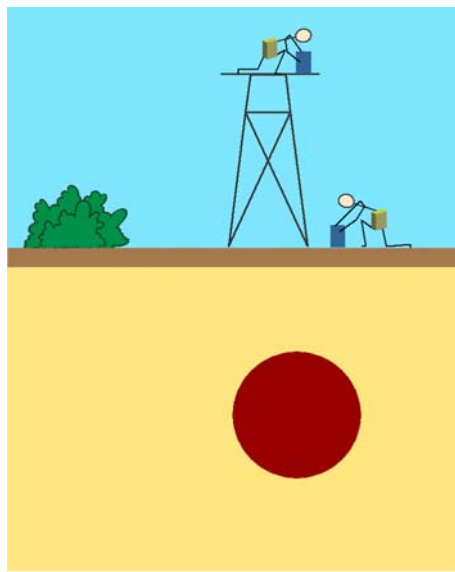
βαρύτητας που να εξαρτάται μόνο από το γεωγραφικό πλάτος της παρατήρησης. Αφαιρώντας την επιτάχυνση που προκύπτει με τη μαθηματική διατύπωση από την επιτάχυνση που μετρήσαμε, μπορούμε να απομακρύνουμε αποτελεσματικά την επίδραση του σχήματος και της περιστροφής.

Σε γεωγραφικό πλάτος  $45^\circ$ , η επιτάχυνση της βαρύτητας μεταβάλλεται περίπου κατά  $0,81$  mgals ανά χιλιόμετρο. Για να πετύχουμε ακρίβεια της τάξης του  $0,01$  mgals, πρέπει να γνωρίζουμε τη θέση του σταθμού στη γραμμή βορράς-νότος με ακρίβεια  $12$  μέτρων.

## Μεταβολή της επιτάχυνσης της βαρύτητας με το υψόμετρο

Φανταζόμαστε δύο βαρυτικές καταγραφές που πραγματοποιήθηκαν στο ίδιο μέρος, την ίδια ώρα με δύο ιδανικά (δηλαδή χωρίς πορεία οργάνου και χωρίς λάθη στις μετρήσεις) βαρυτόμετρα, το ένα τοποθετημένο στο δάπεδο και το άλλο στην κορυφή μιας σκάλας. Τα δύο όργανα θα μετρήσουν διαφορετικές τιμές επιτάχυνσης.

Το βαρυτόμετρο που είναι τοποθετημένο στη σκάλα θα δείξει μικρότερη επιτάχυνση από αυτό που βρίσκεται στο δάπεδο. Αυτό συμβαίνει διότι διαφέρει η απόσταση του βαρυτόμετρου από το κέντρο της γης (η επιτάχυνση της βαρύτητας είναι αντιστρόφως ανάλογη της απόστασης μεταξύ του βαρυτόμετρου και του κέντρου της γης). Το βαρυτόμετρο πάνω στη σκάλα μετράει μικρότερη επιτάχυνση γιατί βρίσκεται μακριότερα από το κέντρο της γης.



(Αναπαράγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Επομένως, όταν ερμηνεύουμε τα δεδομένα βαρυτομετρικών παρατηρήσεων, πρέπει να είμαστε σίγουροι ότι δεν ερμηνεύουμε χωρικές μεταβολές της επιτάχυνσης που σχετίζονται με υψομετρικές διαφορές των σημείων παρατήρησης σαν να οφείλονται σε υπόγεια γεωλογία. Προφανώς, για να μπορέσουμε να ξεχωρίσουμε τις δύο αυτές επιδράσεις, χρειάζεται να γνωρίζουμε τα υψόμετρα στα οποία γίνονται οι καταγραφές.

## Υπολογισμός των μεταβολών λόγω Υψόμετρου: Διόρθωση Ελεύθερου Αέρα

Για να ερμηνεύσουμε τις μεταβολές που παρατηρούνται στην επιτάχυνση της βαρύτητας, οι οποίες συνδέονται με υψομετρικές μεταβολές, εισάγουμε μια νέα διόρθωση στα δεδομένα μας, την *Διόρθωση Ελεύθερου Αέρα (Free-Air Elevation)*. Κατά την εφαρμογή της, ανάγουμε μαθηματικά τις τιμές βαρύτητας που μετρήσαμε στις αντίστοιχες τιμές βαρύτητας που θα προέκυπταν αν η μετρήσεις είχαν γίνει στο ίδιο υψόμετρο το οποίο είναι συνήθως αλλά όχι πάντοτε το επίπεδο της επιφάνειας της θάλασσας. Με τον τρόπο αυτό απομονώνουμε ακόμα περισσότερο τη γεωλογική συνιστώσα του βαρυτικού πεδίου.

Θεωρώντας, όπως και νωρίτερα αναφέραμε, ότι η μάζα της γης είναι συγκεντρωμένη στο κέντρο της η ένταση της βαρύτητας  $g_o$  στην επιφάνεια της θάλασσας, υποθέτοντας την γη ως σφαίρα, δίδεται από την σχέση

$$g_o = G \frac{M}{R^2}$$

όπου  $M$  είναι η μάζα της γης και  $R$  η ακτίνα της και  $G$  η παγκόσμια σταθερά..

Η τιμή της έντασης της βαρύτητας  $g_h$  σε υψόμετρο  $h$  πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, δηλαδή σε απόσταση  $(R + h)$  από το κέντρο της γης δίδεται από την σχέση

$$g_h = G \frac{M}{(R + h)^2}$$

η ως άνω σχέση με πολυωνυμική ανάπτυξη κατά Taylor γράφεται

$$g_h = \frac{GM}{R^2} \left( 1 - \frac{2h}{R} \dots \right)$$

και αγνοώντας τους μεγαλύτερους της πρώτης τάξης όρους η σχέση με μια πρώτης τάξης προσέγγιση γράφεται

$$g_h = g_o \left( 1 - \frac{2h}{R} \right)$$

ή

$$g_o - g_h = \Delta g_h = \frac{2g_o h}{R}$$

Στον υπολογισμό αυτής της έκφρασης δεν λήφθηκε υπόψη το γεγονός ότι το σχήμα της γης είναι ελλειψοειδές και όχι σφαιρικό, αλλά το αποτέλεσμα αυτής της απλοποίησης είναι αμελητέο. Αντικαθιστώντας στην τελευταία σχέση τις μέσες τιμές της κανονικής έντασης του πεδίου βαρύτητας  $g_o$  στην επιφάνεια της θάλασσας καθώς και της ακτίνας της γης  $R$  προκύπτει η σχέση

$$\text{Διόρθωση Ελεύθερου Αέρα} \quad \Delta g_h = -0,3086h$$

Από την παραπάνω σχέση προκύπτει ότι σε μία πρώτης τάξης προσέγγιση, η παρατηρούμενη επιτάχυνση στην επιφάνεια της γης μεταβάλλεται κατά  $-0.3086 \text{ mgal}$  ανά μέτρο υψομετρικής διαφοράς. Το πρόσημο μείον ( $-$ ) υποδεικνύει ότι καθώς το υψόμετρο αυξάνει, η βαρυτική επιτάχυνση μειώνεται. Το μέγεθος του νούμερου δείχνει ότι αν δύο βαρυτομετρικές καταγραφές πραγματοποιηθούν στην ίδια θέση, αλλά η μία βρίσκεται ένα μέτρο ψηλότερα από την άλλη, η μέτρηση στο ψηλότερο σημείο θα είναι κατά  $0.3086 \text{ mgal}$  μικρότερη από την μέτρηση στο χαμηλότερο. Αν τη συγκρίνουμε με το μέγεθος της βαρυτικής ανωμαλίας που υπολογίστηκε από το μοντέλο του κοιτάσματος,  $0.025 \text{ mgal}$ , θα παρατηρήσουμε ότι η επίδραση του υψομέτρου είναι τεράστια!

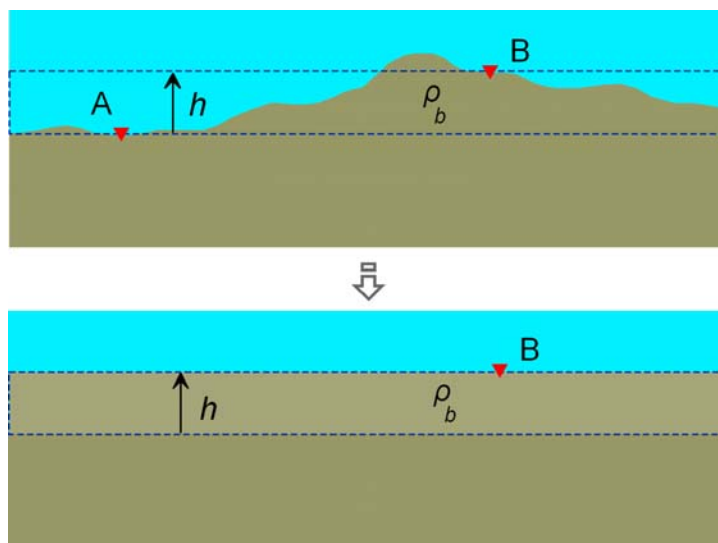
Για να εφαρμόσουμε τη διόρθωση υψομέτρου στη μέτρηση της βαρύτητας, πρέπει να γνωρίζουμε το υψόμετρο σε όλους τους σταθμούς βαρύτητας. Τότε μπορούμε να μετατρέψουμε τις μετρήσεις σε τιμές κοινού υψομέτρου, προσθέτοντας **αλγεβρικά**  $0.3086$  φορές το υψόμετρο του σταθμού (σε μέτρα) σε κάθε μέτρηση. Το κοινό υψόμετρο συχνά αναφέρεται ως **επίπεδο αναφοράς** (*datum elevation*) και συνήθως επιλέγεται να είναι το επίπεδο της θάλασσας.

Επειδή το μέγεθος των διορθώσεων είναι μεγάλο, απαιτείται να γνωρίζουμε το υψόμετρο του σταθμού με μεγάλη ακρίβεια. Αν ζητούμε ακρίβεια 0,01 mgal, πρέπει να γνωρίζουμε τα σχετικά υψόμετρα των σταθμών με ακρίβεια 3 cm. Για να πετύχουμε τόσο μεγάλη ακρίβεια, πρέπει πρώτα να πραγματοποιηθεί μια πολύ προσεκτική τοπογραφική μελέτη για τη μέτρηση των σχετικών υψομέτρων.

### Μεταβολές στην βαρύτητα λόγω περίσσειας μάζας

Η διόρθωση ελεύθερου αέρα ερμηνεύει τις υψομετρικές διαφορές μεταξύ θέσεων παρατήρησης. Αν και είναι πιθανό οι θέσεις παρατήρησης να έχουν διαφορετικά υψόμετρα, οι διαφορές αυτές συνήθως είναι αποτέλεσμα των τοπογραφικών μεταβολών κατά μήκος της επιφάνειας της γης. Επομένως, ο λόγος που τα υψόμετρα των σημείων παρατήρησης διαφέρουν είναι ότι επιπλέον μάζα έχει τοποθετηθεί κάτω από το βαρυτόμετρο με τη μορφή τοπογραφίας. Έτσι, στη διαφορά των βαρυτομετρικών μετρήσεων λόγω υψομετρικών διαφορών, προστίθεται η διαφορά λόγω της επιπλέον μάζας που βρίσκεται κάτω από το ψηλότερο σημείο παρατήρησης.

Ως διόρθωση πρώτης τάξης για την επιπλέον μάζα, θα θεωρήσουμε ότι η περίσσεια μάζας κάτω από το υψηλότερο σημείο παρατήρησης (σημείο B στο παρακάτω σχήμα), μπορεί να προσεγγιστεί από μια πλάκα ομοιόμορφης πυκνότητας και πάχους. Προφανώς, η περιγραφή αυτή δεν περιγράφει με ακρίβεια τη φύση της μάζας κάτω από το σημείο B. Η τοπογραφία δεν είναι ομοιόμορφου πάχους γύρω από το σημείο B και η πυκνότητα των πετρωμάτων διαφέρει με την τοποθεσία. Παρόλα αυτά, στο στάδιο αυτό, προσπαθούμε να κάνουμε μόνο μια διόρθωση πρώτης τάξης. Πιο λεπτομερείς διορθώσεις θα εξεταστούν στη συνέχεια.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

### Διορθώσεις για την περίσσεια μάζας: Διόρθωση Bouguer

Αν και υπάρχουν προφανή μειονεκτήματα στην απλή προσέγγιση της πλάκας για τις διαφορές υψομέτρου και μάζας κάτω από τους βαρυτομετρικούς σταθμούς, υπάρχουν δύο σαφή πλεονεκτήματα συγκριτικά με τα πιο πολύπλοκα (ρεαλιστικά) μοντέλα.

- Επειδή το μοντέλο είναι τόσο απλό, είναι αρκετά εύκολο να κατασκευάσουμε προβλέψεις για την βαρύτητα που παράγει, και να κάνουμε μια αρχική, πρώτης τάξης διόρθωση υψομέτρου και περίσσειας μάζας.
- Επειδή η επιτάχυνση της βαρύτητας μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα του τετραγώνου της απόστασης από την πηγή της ανωμαλίας και επειδή μετρούμε μόνο την κατακόρυφη συνιστώσα της βαρύτητας, η μεγαλύτερη συνεισφορά στις βαρυτικές ανωμαλίες που μετράει το βαρυτόμετρο γίνεται ακριβώς ένα μέτρο κάτω από το όργανο και αρκετά κοντά του.

Οι διορθώσεις που βασίζονται στην απλή προσέγγιση της πλάκας αναφέρονται ως *Διορθώσεις Bouguer (Bouguer Slab Correction)*, πολλές φορές όμως τις συναντάμε και ως *διορθώσεις πλάκας*. Μπορεί ναδειχθεί ότι η κατακόρυφη βαρυτική επιτάχυνση που σχετίζεται με μια επίπεδη πλάκα μπορεί να γραφτεί απλά ως

$$\text{Διόρθωση Bouguer} \quad \Delta g_B = -0.04193\rho h$$

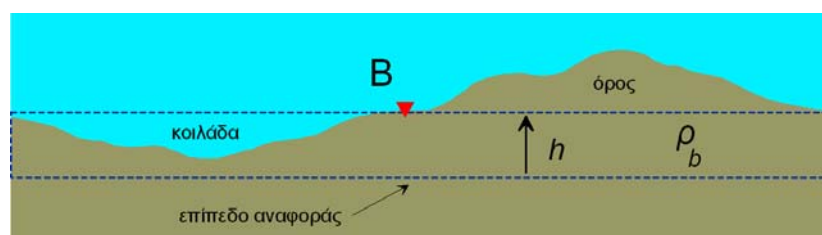
Όταν η διόρθωση δίνεται σε mgals,  $\rho$  είναι η πυκνότητα της πλάκας σε g/cm<sup>3</sup>, και  $h$  είναι η υψομετρική διαφορά σε μέτρα μεταξύ των σημείων παρατήρησης. Το  $h$  είναι θετικό για σημεία πάνω από το επίπεδο αναφοράς και αρνητικό για τα σημεία κάτω από αυτό.

Παρατηρούμε ότι το πρόσημο της διορθωσης Bouguer έχει συγκεκριμένο νόημα. Αν το σημείο παρατήρησης βρίσκεται σε μεγαλύτερο υψόμετρο από το επίπεδο αναφοράς, υπάρχει περίσσεια μάζας κάτω από το σημείο παρατήρησης, που δεν θα υπήρχε εκεί αν μπορούσαμε να κάνουμε όλες μας τις μετρήσεις στο υψόμετρο του επιπέδου αναφοράς. Επομένως, η καταγραφή της βαρύτητας είναι μεγαλύτερη εξαιτίας της περίσσειας μάζας, και θα πρέπει, επομένως, να εισάγουμε έναν παράγοντα για να μεταφέρουμε το σημείο παρατήρησης στο επίπεδο αναφοράς. Παρατηρούμε ότι το πρόσημο στη διόρθωση αυτή είναι αντίθετο του πρόσημου που χρησιμοποιήθηκε στην υψομετρική διόρθωση.

Παρατηρούμε, επίσης, ότι για να εφαρμόσουμε τη διόρθωση Bouguer, πρέπει να γνωρίζουμε τα υψόμετρα όλων των σημείων παρατήρησης και την πυκνότητα της πλάκας που χρησιμοποιείται για την προσέγγιση της περίσσειας μάζας. Για την επιλογή της μάζας, χρησιμοποιούμε τη μέση πυκνότητα των πετρωμάτων της περιοχής. Για πυκνότητα 2,67 g/cm<sup>3</sup>, η διόρθωση Bouguer είναι περίπου 0,11 mgals/m.

### Μεταβολές στη βαρύτητα λόγω της γειτονικής τοπογραφίας.

Αν και η διόρθωση με την πλάκα που περιγράφηκε προηγουμένως περιγράφει επαρκώς τις βαρυτικές μεταβολές που οφείλονται σε ήπιες τοπογραφικές μεταβολές (αυτές που προσεγγίζονται με την πλάκα), δεν περιγράφει επαρκώς τις βαρυτικές μεταβολές που σχετίζονται με ακραίες περιπτώσεις τοπογραφίας κοντά στο σημείο παρατήρησης. Θεωρούμε την επιτάχυνση της βαρύτητας που παρατηρείται στο σημείο Β του παρακάτω σχήματος.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)



Εφαρμόζοντας την διόρθωση πλάκας στο σημείο παρατήρησης B, αφαιρούμε την επίδραση της μάζας στο μπλε πλαίσιο. Παρατηρούμε, ωστόσο, ότι εφαρμόζοντας τη διόρθωση παρουσία της κοιλάδας αριστερά από το σημείο B, έχουμε υπολογίσει πολύ παραπάνω μάζα, αφού η κοιλάδα δεν περιέχει υλικό. Επομένως, μια μικρή προσαρμογή πρέπει να γίνει στη διορθωμένη, με διόρθωση Bouguer, τιμή της βαρύτητας, ώστε να υπολογιστεί η μάζα που αφαιρέθηκε ως τμήμα της κοιλάδας που είναι άδειο.

Η μάζα που σχετίζεται με το γειτονικό βουνό, δεν περιλαμβάνεται στη διόρθωση Bouguer. Η παρουσία του βουνού λειτουργεί ως μία βαρυτική επιτάχυνση που κατευθύνεται προς τα πάνω. Επομένως, επειδή το βουνό είναι κοντά στο σημείο παρατήρησης, παρατηρούμε μικρότερη προς τα κάτω κατευθυνόμενη επιτάχυνση από ό,τι θα παρατηρούσαμε αν το βουνό δεν βρισκόταν εκεί. Όπως και στην περίπτωση της κοιλάδας, πρέπει να προσθέσουμε μια μικρή προσαρμογή στη διορθωμένη με διόρθωση Bouguer τιμή της βαρύτητας, ώστε να λαμβάνεται υπόψη η μάζα του βουνού.

Οι μικρές αυτές ρυθμίσεις αναφέρονται ως *Τοπογραφικές διορθώσεις (Terrain Corrections)*. Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, οι τοπογραφικές διορθώσεις έχουν πάντα θετική τιμή. Για να υπολογίσουμε τις διορθώσεις αυτές, πρέπει να μπορούμε να εκτιμήσουμε τη μάζα του βουνού και την περίσσεια μάζας της κοιλάδας που περιλήφθηκαν στη διόρθωση Bouguer. Οι μάζες αυτές μπορούν να υπολογιστούν αν γνωρίζουμε τον όγκο και την πυκνότητα του βουνού και της κοιλάδας.

## Τοπογραφικές διορθώσεις

Όπως και με τις διορθώσεις Bouguer, όταν υπολογίζουμε τοπογραφικές διορθώσεις, πρέπει να δεχτούμε μια μέση πυκνότητα για τα περιβάλλοντα πετρώματα. Συνήθως, χρησιμοποιείται η ίδια πυκνότητα για τις διορθώσεις Bouguer και εδάφους. Μέχρι στιγμής, φαίνεται η διόρθωση εδάφους να γίνεται το ίδιο εύκολα με τη διόρθωση Bouguer. Δυστυχώς, κάτι τέτοιο δεν ισχύει.

Για τον υπολογισμό της βαρυτικής έλξης που παράγεται από την τοπογραφία, πρέπει να υπολογίσουμε την μάζα του περιβάλλοντος εδάφους και την απόστασή της από το σημείο παρατήρησης. Τα χαρακτηριστικά αυτού του υπολογισμού θα διαφέρουν για κάθε σημείο παρατήρησης της διασκόπησης επειδή οι αποστάσεις των διαφόρων τοπογραφικών χαρακτηριστικών διαφέρουν καθώς η θέση του σταθμού παρατήρησης αλλάζει. Είναι προφανές ότι επιπροσθέτως στην εκτίμηση της πυκνότητας των περιβαλλόντων πετρωμάτων, για να εφαρμόσουμε τη διόρθωση πρέπει να έχουμε γνώση των θέσεων των βαρυτομετρικών σταθμών και του σχήματος της τοπογραφίας της περιβάλλουσας περιοχής.

Η εκτίμηση της διανομής της τοπογραφίας γύρω από το σταθμό παρατήρησης δεν είναι ασήμαντη εργασία. Πρέπει κάποιος να αποτυπώσει τη θέση κάθε σταθμού βαρύτητας στον τοπογραφικό χάρτη, να μετρήσει την μεταβολή στο τοπογραφικό ανάγλυφο (relief) γύρω από το σταθμό σε διάφορες αποστάσεις, να υπολογίσει την επιτάχυνση της βαρύτητας λόγω τοπογραφίας σε διάφορες αποστάσεις και να εφαρμόσει τη διόρθωση που προκύπτει στην παρατηρούμενη βαρυτική επιτάχυνση. Μια συστηματική μεθοδολογία για την εκτέλεση αυτής της εργασίας διατυπώθηκε από τον Hammer το 1939 (*Hammer, Sigmund, 1939, Terrain corrections for gravimeter stations, Geophysics, 4, 184-194*). Η χρήση της μεθοδολογίας του Hammer με το χέρι είναι βαρετή και χρονοβόρα. Αν τα υψόμετρα γύρω από την περιοχή έρευνας είναι διαθέσιμα σε ψηφιακή μορφή, η εφαρμογή της μεθόδου του Hammer μπορεί να γίνει με υπολογιστή, οπότε μειώνεται σημαντικά ο χρόνος που απαιτείται για τον υπολογισμό και την εφαρμογή των διορθώσεων.

Παρόλο που οι βάσεις ψηφιακών τοπογραφικών δεδομένων είναι ευρέως διαθέσιμες, συνήθως η δειγματοληψία δεν είναι αρκετά λεπτομερής για των υπολογισμό των Τοπογραφικών Διορθώσεων της *κοντινής ζώνης* σε περιοχές έντονου τοπογραφικού ανάγλυφου ή όπου

απαιτούνται βαρυτομετρικές παρατηρήσεις υψηλής ανάλυσης (λιγότερο από 0,5 mgals). Οι διορθώσεις της κοντινής ζώνης είναι εδαφικές διορθώσεις που παράγονται από την πολύ κοντινή στο σταθμό τοπογραφία (λιγότερο από 558 ft).

## Περίληψη των τύπων βαρύτητας

Εδώ θα κάνουμε μία ανακεφαλαίωση όλων των διορθώσεων, με τη σειρά με την οποία πραγματοποιούνται, που συζητήσαμε στα προηγούμενα και εφαρμόζονται στη βαρυτομετρική διασκόπηση.

➤ *Παρατηρούμενη Βαρύτητα  $g_{obs}$  (Observed Gravity)*: είναι η μετρούμενη στη θέση παρατήρησης (σταθμός μέτρησης) επιτάχυνση της βαρύτητας διορθωμένη λόγω πορείας του οργάνου και παλίρροιας.

➤ *Διόρθωση Γεωγραφικού Πλάτους  $g_n$  (Latitude Correction)*: είναι η διόρθωση που αφαιρείται από την  $g_{obs}$ , η οποία οφείλεται στο ελλειπτικό σχήμα της γης και την περιστροφή της. Η τιμή της βαρύτητας που θα παρατηρούσαμε αν η γη ήταν ένα τέλειο ελλειψοειδές εκ περιστροφής (χωρίς γεωλογικές ή τοπογραφικές περιπλοκές) ονομάζεται *κανονική βαρύτητα* και την συμβολίζουμε με  $g_n$ .

➤ *Διορθωμένη λόγω υψόμετρου (ή Ελεύθερου Αέρα) βαρύτητα,  $g_{fa}$  (Free Air Corrected Gravity)*: είναι η διόρθωση που ερμηνεύει τις βαρυτικές μεταβολές λόγω διαφορών του υψόμετρου στις θέσεις παρατήρησης. Η τιμή της διορθωμένης λόγω υψόμετρου (ή *Ελεύθερου Αέρα*) βαρύτητας δίνεται από τον τύπο:

$$g_{fa} = g_{obs} - g_n + 0.3086h \quad (mgal)$$

όπου  $h$  είναι το υψόμετρο του σταθμού πάνω από το επίπεδο αναφοράς που έχει επιλεγεί για την έρευνα (συνήθως είναι το επίπεδο της θάλασσας)

➤ *Διορθωμένη λόγω περίσσειας μάζας (ή πλάκας Bouguer) βαρύτητα,  $g_b$  (Bouguer Slab Corrected Gravity)*: η διόρθωση Bouguer είναι μία πρώτη τάξης διόρθωση για την περίσσεια μάζας που υπόκειται των σταθμών παρατήρησης που βρίσκονται ψηλότερα από το επίπεδο αναφοράς. Αντίστροφα, υπολογίζει το έλλειμμα μάζας των σταθμών παρατήρησης που βρίσκονται κάτω από το επίπεδο αναφοράς. Ο τύπος που δίνει την διορθωμένη λόγω *περίσσειας μάζας* (ή *πλάκας Bouguer*) βαρύτητα είναι:

$$g_b = g_{obs} - g_n + 0.3086h - 0.04193\rho h \quad (mgal)$$

όπου  $\rho$  είναι η μέση πυκνότητα των πετρωμάτων που υπόκειται της περιοχής έρευνας.

➤ *Διορθωμένη λόγω της γειτονικής τοπογραφίας (ή Τοπογραφικής Διόρθωσης) βαρύτητα  $g_t$  (Terrain Corrected Gravity)*: η διόρθωση εδάφους λαμβάνει υπόψη τις μεταβολές στην επιτάχυνση που οφείλονται σε μεταβολές της γειτονικής τοπογραφίας κοντά σε κάθε σημείο παρατήρησης. Η διόρθωση εδάφους είναι θετική ανεξάρτητα αν η τοπική τοπογραφία αποτελείται από ένα βουνό ή μία κοιλάδα. Η τιμή της διορθωμένης λόγω της γειτονικής τοπογραφίας βαρύτητας δίνεται από τον τύπο:

$$g_t = g_{obs} - g_n + 0.3086h - 0.04193\rho h + TC \quad (mgal)$$

όπου TC είναι η τιμή της υπολογισμένης τοπογραφικής διόρθωσης.

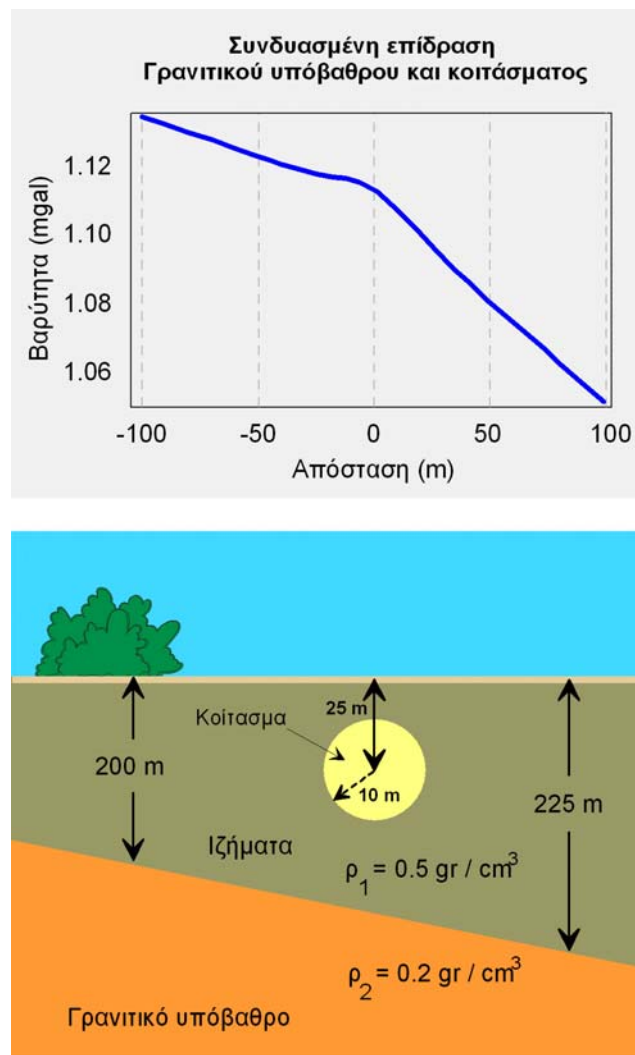
Αν δεχτούμε ότι οι διορθώσεις αυτές έχουν ερμηνεύσει σωστά τις μεταβολές της επιτάχυνσης που θέλαμε να διορθώσουμε, τότε κάθε απομένουσα μεταβολή στην επιτάχυνση της βαρύτητας που σχετίζεται με τη διόρθωση εδάφους μπορεί να θεωρηθεί ότι προκαλείται από τη γεωλογική δομή.

## Τοπικές και Μεγάλης Κλίμακας βαρυτικές ανωμαλίες

Εκτός από τους τύπους βαρυτικών ανωμαλιών που προσδιορίζονται κατά τη φάση επεξεργασίας που εκτελείται για να απομονωθούν οι γεωλογικές συνεισφορές, υπάρχουν επίσης και ειδικοί τύποι βαρυτικών ανωμαλιών που προσδιορίζονται από τη φύση των γεωλογικών

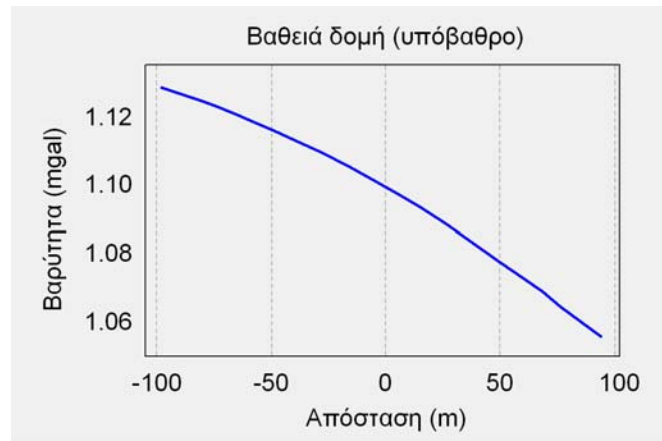
συνεισφορών. Για να ορίσουμε τις διάφορες γεωλογικές συνεισφορές, έχουμε ήδη εξετάσει το μοντέλο όπου προσπαθούμε να προσδιορίσουμε την έκταση και τη θέση ενός θαμμένου σφαιρικού κοιτάσματος, και της βαρυτικής ανωμαλίας που περιμένουμε να παρουσιάζει αυτό.

Προφανώς, αυτό το μοντέλο δομής του κοιτάσματος και της περιβάλλουσας γεωλογίας είναι υπερβολικά απλουστευμένο. Ας θεωρήσουμε λοιπόν ένα ελαφρώς πιο πολύπλοκο μοντέλο για αυτό το γεωλογικό πρόβλημα. Και πάλι δεχόμαστε ότι το κοιτάσμα έχει σφαιρικό σχήμα και είναι θαμμένο σε ιζηματογενή πετρώματα ομοιόμορφης πυκνότητας. Επιπλέον όμως, θεωρούμε ότι τα ιζηματογενή αυτά πετρώματα επικάθονται ενός πυκνότερου γρανιτικού υποβάθρου, το οποίο κλίνει προς τα δεξιά. Το γεωλογικό μοντέλο και το βαρυτικό προφίλ που προκύπτουν φαίνονται στο παρακάτω σχήμα.

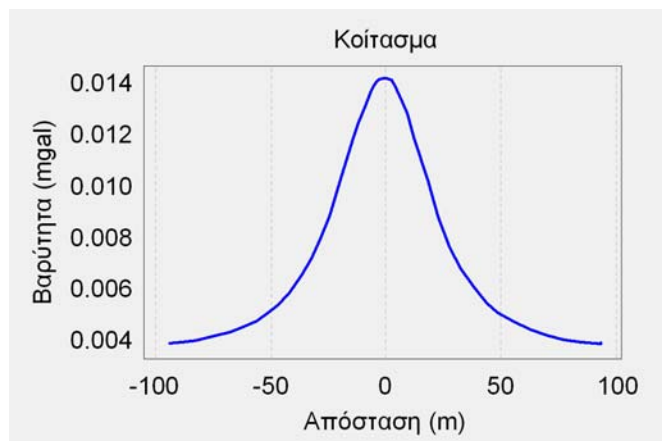


(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Παρατηρούμε ότι το βαρυτικό προφίλ κυριαρχείται από μια γενική τάση μείωσης της βαρυτικής επιτάχυνσης από αριστερά προς τα δεξιά. Η τάση αυτή είναι αποτέλεσμα της κλίσης της διαχωριστικής επιφάνειας του υποβάθρου. Δυστυχώς, όμως δεν μας ενδιαφέρει να χαρτογραφήσουμε τη διαχωριστική επιφάνεια του υποβάθρου, αλλά να προσδιορίσουμε τη θέση του θαμμένου κοιτάσματος. Η βαρυτική ανωμαλία που προκαλεί το κοιτάσμα υποδεικνύεται από το μικρό εξόγκωμα στο μέσον του βαρυτικού προφίλ.



Το βαρυτικό προφίλ που δημιουργείται μόνο από την διαχωριστική επιφάνεια του υποβάθρου φαίνεται στο επάνω σχήμα. Είναι σαφές ότι, αν γνωρίζαμε την βαρυτική επιτάχυνση που προκαλείται από το υπόβαθρο, θα μπορούσαμε να την αφαιρέσουμε από τις παρατηρήσεις μας και να απομονώσουμε την ανωμαλία που προκαλείται από το κοίτασμα. Αυτό γίνεται απλά, αφαιρώντας την βαρυτική επιτάχυνση, που προκαλείται από την επαφή του υποβάθρου, από την παρατηρούμενη επιτάχυνση από το κοίτασμα και το υπόβαθρο μαζί. Για το συγκεκριμένο πρόβλημα, γνωρίζουμε τη συμβολή του υποβάθρου στην παρατηρούμενη επιτάχυνση, και η αφαίρεση αποδίδει την επιθυμητή βαρυτική ανωμαλία λόγω του σώματος του κοιτάσματος.



Από αυτό το απλό παράδειγμα, μπορούμε να δούμε ότι υπάρχουν δύο συνεισφορές στην παρατηρούμενη επιτάχυνση της βαρύτητας. Η πρώτη παράγεται από μία μεγάλης κλίμακας γεωλογική δομή, η οποία δεν μας ενδιαφέρει. Η επιτάχυνση που προκαλείται από αυτούς τους μεγάλης κλίμακας χαρακτήρες ονομάζεται *Μεγάλης Κλίμακας Βαρυτική Ανωμαλία (Regional Gravity Anomaly)*. Η δεύτερη συνεισφορά παράγεται από μία μικρότερης κλίμακας δομή για την ανίχνευση της οποίας σχεδιάστηκε η έρευνα. Η αναλογία της παρατηρούμενης επιτάχυνσης που σχετίζεται με τις μικρές αυτές τοπικές δομές ονομάζεται *Τοπική Ανωμαλία (Local ή Residual Gravity Anomaly)*.

Επειδή η μεγάλης κλίμακας ανωμαλία είναι συχνά πολύ μεγαλύτερη από την τοπική, όπως είδαμε στο παραπάνω παράδειγμα, είναι αναγκαίο να αναπτύξουμε μία μέθοδο για να

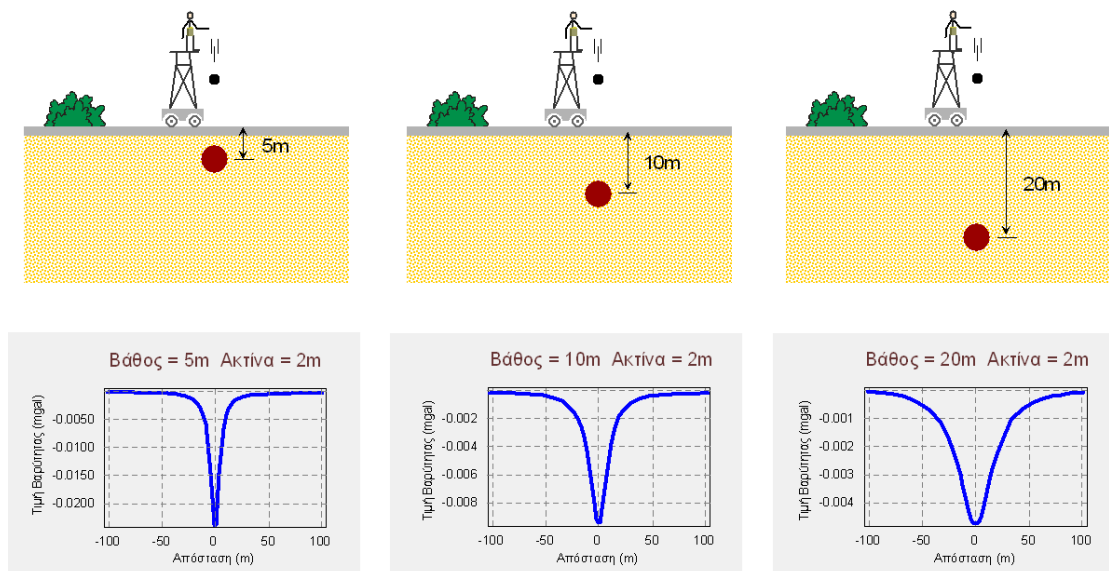
αφαιρούμε αποτελεσματικά την επίδραση αυτή από τις βαρυτικές μας παρατηρήσεις πριν επιχειρήσουμε να ερμηνεύσουμε τα δεδομένα για την τοπική γεωλογική δομή.

## Πηγές της τοπικής και μεγάλης κλίμακας βαρυτικής ανωμαλίας

Παρατηρούμε ότι η μεγάλης κλίμακας βαρυτική ανωμαλία είναι μία συνάρτηση θέσης που μεταβάλλεται αργά κατά μήκος της γραμμής του προφίλ. Αυτό το στοιχείο είναι χαρακτηριστικό για όλες τις μεγάλης κλίμακας πηγές. Αυτό σημαίνει ότι, πηγές βαρυτικής ανωμαλίας που είναι μεγάλες σε έκταση (λέγοντας μεγάλες εννοούμε μεγάλες ως προς το μήκος του προφίλ) πάντα παράγουν βαρυτικές ανωμαλίες που μεταβάλλονται αργά με τη θέση κατά μήκος του προφίλ. Οι τοπικές βαρυτικές ανωμαλίες ορίζονται ως ανωμαλίες που αλλάζουν τιμή γρήγορα κατά μήκος του προφίλ. Οι πηγές των ανωμαλιών αυτών πρέπει να είναι μικρές σε έκταση και κοντά στην επιφάνεια.

Ως παράδειγμα για τα αποτελέσματα του βάθους ταφής στην καταγραφή της βαρυτικής ανωμαλίας, θα θεωρήσουμε τρεις κύλινδρους, οι οποίοι έχουν τις ίδιες διαστάσεις και αντίθεση πυκνότητας με διαφορετικό βάθος ταφής. Για το συγκεκριμένο παράδειγμα, δεχόμαστε ότι οι κύλινδροι έχουν μικρότερη πυκνότητα από τα περιβάλλοντα πετρώματα.

Παρατηρούμε ότι, καθώς ο κύλινδρος θάβεται πιο βαθιά, η βαρυτική ανωμαλία που προκαλεί μειώνεται σε μέγεθος και απλώνεται σε πλάτος. Επομένως, ο πιο ρηχά θαμμένος κύλινδρος παράγει μεγάλη ανωμαλία που περιορίζεται σε μία περιοχή του προφίλ, ακριβώς πάνω από τον κύλινδρο. Ο πιο βαθιά θαμμένος κύλινδρος παράγει ανωμαλία μικρότερου μεγέθους που απλώνεται πέρα από το μήκος του προφίλ. Η πλατύτερη ανωμαλία που σχετίζεται με την βαθύτερη πηγή μπορεί να θεωρηθεί μεγάλης κλίμακας βαρυτική κατανομή (regional gravity contribution). Η έντονη ανωμαλία που σχετίζεται με τη ρηχότερη πηγή συνεισφέρει στη τοπική βαρυτική ανωμαλία.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Στο συγκεκριμένο παράδειγμα, το μέγεθος της μεγάλης κλίμακας συνεισφοράς είναι μικρότερο του μεγέθους της τοπικής συνεισφοράς. Αν αυξηθεί η ακτίνα του βαθύτερα θαμμένου κυλίνδρου, θα αυξηθεί το μέγεθος της βαρυτικής ανωμαλίας που παράγει χωρίς να μεταβληθεί το εύρος (ή η έκταση) της ανωμαλίας. Επομένως, μεγάλης κλίμακας συνεισφορές

στο παρατηρούμενο πεδίο βαρύτητας, οι οποίες είναι μεγάλες σε μέγεθος και πλατιές σε σχήμα, θεωρούνται βαθιές και μεγάλες σε επιφανειακή έκταση.

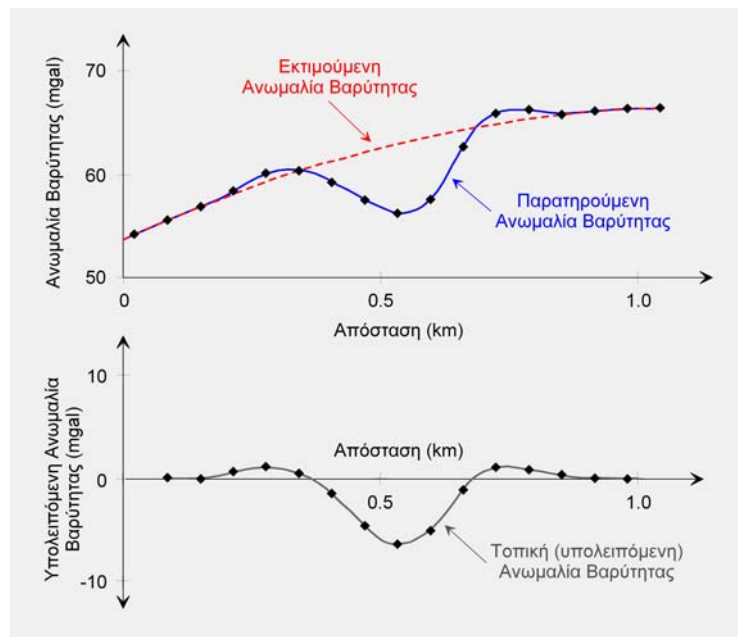
### **Διαχωρισμός τοπικής και μεγάλης κλίμακας ανωμαλιών βαρύτητας**

Η μορφή των ισότιμων καμπύλων των ανωμαλιών βαρύτητας που παρουσιάζεται σε ένα χάρτη βαρύτητας σπάνια προέρχεται από μία μόνον υπεδαφική δομή. Συνήθως οι ανωμαλίες βαρύτητας των δομών που επιζητούμε, όπως είναι για παράδειγμα οι αλατούχοι δόμοι ή ενταφιασμένα αντίκλινα, που είναι δυνατόν να αποτελούν παγίδες πετρελαίου, έχουν παραμορφωθεί ή και αποκρύπτονται από την επίδραση *τοπικά ανώμαλων κατανομών της μάζας σχετικά μικρού βάθους ή μεγάλης κλίμακας ανώμαλων κατανομών της μάζας που συμβαίνουν σε μεγαλύτερα βάθη*. Οι επιδράσεις των παραπάνω δύο περιπτώσεων θεωρούνται σαν *θόρυβος* που επισκιάζει τις παρατηρήσεις και ως εκ τούτου επιζητούμε την απομάκρυνση του από τις μετρήσεις μας.

Οι τοπικά ανώμαλες κατανομές της μάζας, όταν συμβαίνει να ευρίσκονται σε μικρότερα βάθη από εκείνα στα οποία ευρίσκονται οι κατανομές της μάζας για τις οποίες ενδιαφερόμαστε, επηρεάζουν συνήθως έναν ή το πολύ λίγους μόνο σταθμούς παρατήρησης και η επίδραση των στις μετρήσεις μας απομακρύνεται εν γένει εύκολα. Η επίδραση όμως των μεγάλης κλίμακας ανώμαλων κατανομών της μάζας που ευρίσκονται σε μεγαλύτερα βάθη από εκείνα στα οποία ευρίσκονται οι κατανομές της μάζας για τις οποίες ενδιαφερόμαστε, επηρεάζουν συνήθως το σύνολο των σταθμών παρατήρησης. Στην περίπτωση αυτή, για να αναδειχθούν σαφέστερα οι ανωμαλίες βαρύτητας των δομών για τις οποίες ενδιαφερόμαστε, εφαρμόζεται ποικιλία μεθόδων απομάκρυνσης της επίδρασης των μεγάλης κλίμακας ανώμαλων κατανομών της μάζας. Οι μέθοδοι αυτές διακρίνονται σε απευθείας, γραφικές και αναλυτικές.

Στις *απευθείας μεθόδους* ο υπολογισμός της μεγάλης κλίμακας ανωμαλίας γίνεται από ένα ανεξάρτητο σύνολο δεδομένων. Στον ελληνικό χώρο για παράδειγμα, βαρυτομετρικές παρατηρήσεις που έχουν συλλεχθεί με σχετικά μεγάλες αποστάσεις μεταξύ των σταθμών είναι διαθέσιμες από την Γεωγραφική Υπηρεσία Στρατού (ΓΥΣ) και από τα Πανεπιστήμια. Χρησιμοποιώντας αυτές τις μετρήσεις, μπορούμε να καθορίσουμε πώς το μεγάλο μήκος κύματος βαρυτικό πεδίο μεταβάλλεται γύρω από την περιοχή έρευνας και έτσι να αφαιρέσουμε τη συνεισφορά του από τα δεδομένα μας.

Οι *γραφικές μέθοδοι* εφαρμόζονται όταν, εκατέρωθεν της τοπικής ανωμαλίας για την οποία ενδιαφερόμαστε, οι ισότιμες καμπύλες της ανωμαλίας βαρύτητας είναι εντελώς κανονικές. Στη περίπτωση αυτή η μέθοδος εξάλειψης της επίδρασης των μεγάλης κλίμακας ανώμαλων κατανομών της μάζας επιτυγχάνεται με την αυθαίρετη κατά κάποιο τρόπο σύνδεση με ευθεία γραμμή διακεκομμένη γραμμή (κόκκινη) των αδιατάρακτων τμημάτων που απαρτίζουν τα τέσσαρα πρώτα και τα τέσσαρα τελευταία σημεία της συνεχούς (μπλε) καμπύλης που, όπως το παρακάτω σχήμα δείχνει, ευρίσκονται έξω από την περιοχή της τοπικής ανωμαλίας βαρύτητας και πιστεύεται ότι οφείλονται στην βαθιά ανώμαλη κατανομή της μάζας.



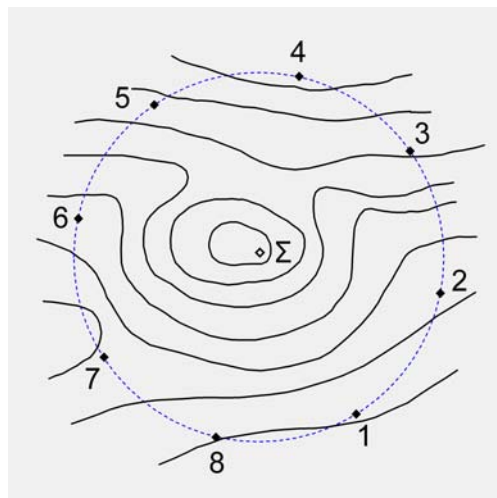
Η καθαρή ανωμαλία βαρύτητας που οφείλεται μόνο στην ανώμαλη κατανομή της μάζας για την οποία ενδιαφερόμαστε προκύπτει αν, από την παρατηρούμενη ανωμαλία βαρύτητας (μπλε συνεχής γραμμή) του άνω διαγράμματος του σχήματος, αφαιρέσουμε την εκτιμηθείσα ανωμαλία βαρύτητας μεγάλης κλίμακας (κόκκινη διακεκομμένη γραμμή). Η προκύπτουσα καθαρή ανωμαλία βαρύτητας που οφείλεται στην ανώμαλη κατανομή της μάζας για την οποία ενδιαφερόμαστε παρουσιάζεται στο κάτω διάγραμμα του σχήματος.

Με τις *αναλυτικές μεθόδους* αποφεύγεται η μεγάλη αυθαιρεσία που υφίσταται με την χρήση των γραφικών μεθόδων. οι υπολογισμοί εδώ αντιπροσωπεύονται από μία μεγάλη ποικιλία τεχνικών για τον καθορισμό της μεγάλης κλίμακας συνεισφοράς από τα δεδομένα που έχουμε συλλέξει, μέσω μαθηματικών διαδικασιών. Παραδείγματα για το πώς μπορεί να γίνει αυτό περιλαμβάνουν:

- Μετακινούμενους μέσους όρους (moving averages) όπου ο υπολογισμός της μεγάλης κλίμακας ανωμαλίας σε κάποιο σημείο του προφίλ καθορίζεται από τον υπολογισμό του μέσου όρου των τιμών βαρύτητας που καταγράφεται σε αρκετά κοντινά σημεία. Με τον τρόπο αυτό εντείνεται η μεγάλου μήκους κύματος συνεισφορά στην καταγραφή του βαρυτικού πεδίου ενώ καταστέλλονται οι μικρότερου μήκους κύματος συνεισφορές.
- Προσαρμογή συναρτήσεων (Function Fitting) – με την τεχνική αυτή, ομαλά μεταβαλλόμενες μαθηματικές συναρτήσεις προσαρμόζονται στα δεδομένα και χρησιμοποιούνται ως υπολογισμοί της μεγάλης κλίμακας ανωμαλίας. Η πιο απλή, πιθανή συνάρτηση που μπορεί να προσαρμοστεί στα δεδομένα είναι η ευθεία.
- Φιλτράρισμα και προς τα κάτω συνέχεια (Filtering and Upward Continuation) – πρόκειται για εξειδικευμένες μαθηματικές τεχνικές για τον καθορισμό της μεγάλου μήκους κύματος αναλογίας του συνόλου δεδομένων.

Από τις παραπάνω τεχνικές θα αναφέρουμε την *μέθοδο Griffin* (1949), η οποία χρησιμοποιεί μετακινούμενους μέσους όρους και έχει χρησιμοποιηθεί ευρύτατα. Για να υπολογίσουμε σε ορισμένο σημείο τοπικής ανωμαλίας, όπως για παράδειγμα στο σημείο Σ του χάρτη του παρακάτω σχήματος, την *καθαρή* ή *υπόλοιπο* τιμή της ανωμαλίας βαρύτητας, δηλαδή την τιμή της ανωμαλίας βαρύτητας που προκύπτει μετά την απομάκρυνση της επίδρασης της ανωμαλίας μεγάλης κλίμακας, χαράζουμε με κέντρο το σημείο Σ, για το οποίο ζητείται η υπόλοιπος τιμή, περιφέρεια κύκλου με ακτίνα αρκετά μεγάλη, ώστε η περίμετρος του να

βρίσκεται εξολοκλήρου έξω από την τοπική ανωμαλία, αλλά, πάντως, όχι και τόσο μεγάλη, ώστε η περίμετρος του κύκλου να περιλαμβάνει τοπικές ανωμαλίες και από άλλες πηγές που ίσως παρουσιάζονται στον χάρτη.



Στη συνέχεια υπολογίζουμε τις τιμές βαρύτητας σε κάθε ένα από έναν ορισμένο αριθμό ισαπεχόντων σημείων που ορίζουμε στην περιφέρεια, είτε με παρεμβολή των τιμών των δύο ισότιμων καμπύλων του χάρτη μεταξύ των οποίων ευρίσκεται το σημείο, ή από την τιμή της ισότιμης καμπύλης του χάρτη με την οποία τυχαίνει να συμπέσει το σημείο και υπολογίζουμε τον μέσο όρο των τιμών αυτών. Η υπόλοιπος τιμή για το σημείο Σ της τοπικής ανωμαλίας του χάρτη προκύπτει αν από την τιμή της βαρύτητας στο σημείο Σ αφαιρέσουμε τον μέσο όρο τιμών των σημείων της περιφέρειας που υπολογίσαμε προηγούμενα. Έτσι, αν στο παράδειγμα του παραπάνω σχήματος συμβολίσουμε με  $g_{\Sigma}$  την τιμή της τοπικής ανωμαλίας βαρύτητας στο σημείο Σ του χάρτη και με  $g_{aver}$  τον μέσο όρο των τιμών βαρύτητας στα ισαπέχοντα σημεία 1, 2, 3, ..., 8 της περιφέρειας, η καθαρή ή υπόλοιπος τιμή της ανωμαλίας βαρύτητας  $g_{res}$  στο σημείο Σ του χάρτη θα δίδεται από την σχέση

$$g_{res} = g_{\Sigma} - g_{aver}$$

$$\text{όπου } g_{aver} = \frac{g_1 + g_2 + g_3 + g_4 + g_5 + g_6 + g_7 + g_8}{8}$$

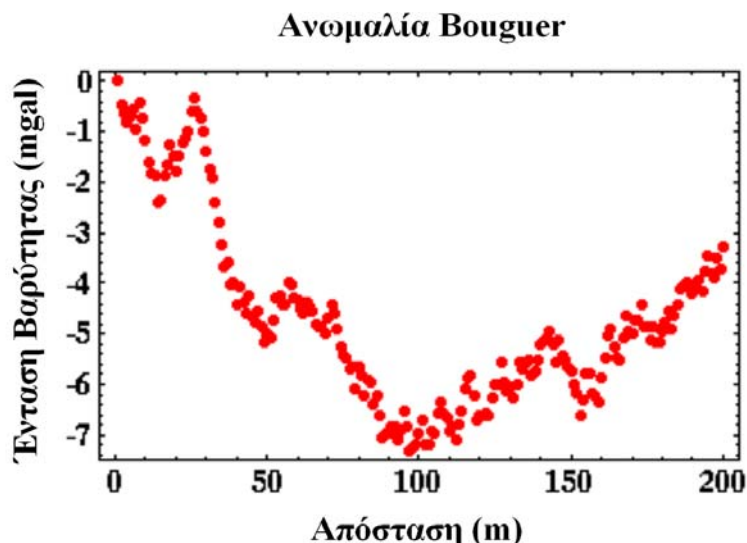
Επειδή η μεγάλης κλίμακας ανωμαλία μεταβάλλεται αργά κατά μήκος του προφίλ και η τοπική μεταβάλλεται πιο γρήγορα, οποιαδήποτε μέθοδος που μπορεί να αναγνωρίσει και να απομονώσει την αργά μεταβαλλόμενη αναλογία του βαρυτικού πεδίου, μπορεί να χρησιμοποιηθεί για το διαχωρισμό της μεγάλης κλίμακας από την τοπική βαρυτική ανωμαλία.

### Παράδειγμα διαχωρισμού της τοπικής από τη μεγάλης κλίμακας βαρυτική ανωμαλία

Ως παράδειγμα του υπολογισμού της μεγάλης κλίμακας ανωμαλίας από τα δεδομένα καταγραφής και της απομόνωσης της τοπικής ανωμαλίας, θεωρούμε ότι χρησιμοποιούμε έναν τελεστή μετακινούμενου μέσου όρου (moving average operator). Με την τεχνική αυτή, ο υπολογισμός της μεγάλης κλίμακας βαρυτικής ανωμαλίας σε κάποιο σημείο κατά μήκος του προφίλ καθορίζεται υπολογίζοντας το μέσο όρο των τιμών της βαρυτικής καταγραφής σε αρκετά κοντινά σημεία. Το πλήθος των σημείων αυτών αναφέρεται ως μήκος του τελεστή και

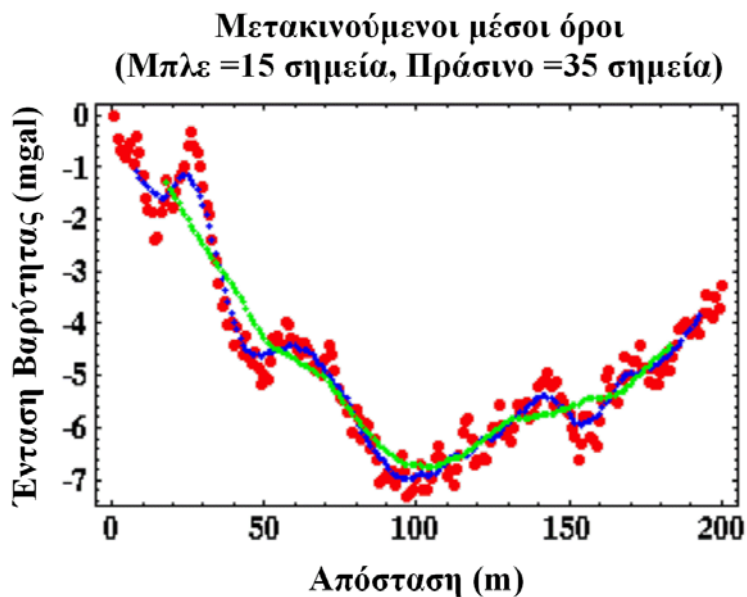


επιλέγεται από τον υπεύθυνο επεξεργασίας των δεδομένων. Ο υπολογισμός του μέσου όρου των βαρυτικών τιμών εντείνει τη μεγάλου μήκους κύματος συνεισφορά στο καταγραφόμενο βαρυτικό πεδίο, ενώ καταστέλλει τις μικρού μήκους κύματος συνεισφορές. Θεωρούμε το δείγμα βαρυτικών μετρήσεων που φαίνεται παρακάτω.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

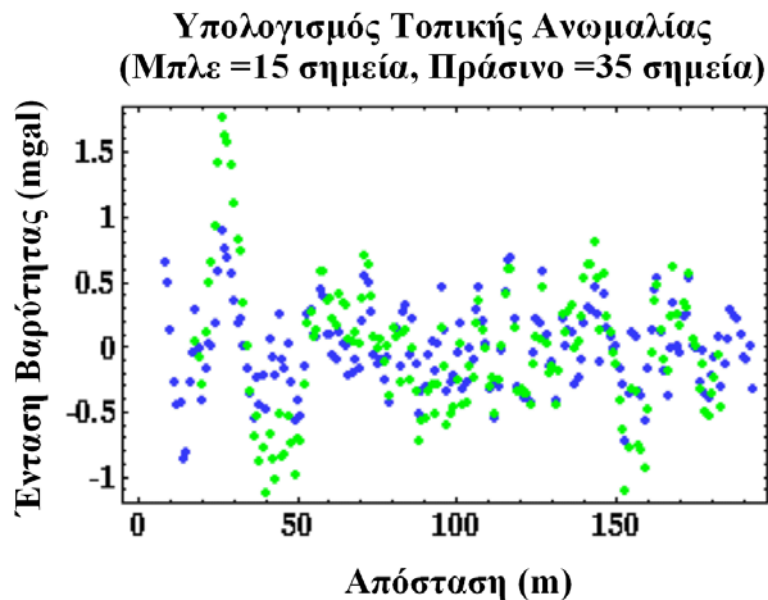
Οι κινούμενοι μέσοι όροι μπορούν να υπολογιστούν κατά μήκος αυτού του συνόλου δεδομένων. Για να γίνει αυτό, ο υπεύθυνος επεξεργασίας των δεδομένων επιλέγει το μήκος του τελεστή του κινούμενου μέσου όρου. Δηλαδή, ο υπεύθυνος επεξεργασίας των δεδομένων αποφασίζει να υπολογίσει το μέσο όρο για 3, 5, 7, 15, ή 51 συνεχόμενα σημεία. Όπως είναι αναμενόμενο, το αποτέλεσμα του υπολογισμού της μεγάλης κλίμακας βαρυτικής ανωμαλίας, και επομένως και της τοπικής βαρυτικής ανωμαλίας, εξαρτάται από την κρίσιμη αυτή επιλογή. Στο σχήμα που ακολουθεί, φαίνονται δύο υπολογισμοί της μεγάλης κλίμακας ανωμαλίας, όπου έχουν χρησιμοποιηθεί 15 και 35 σημεία.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Ανάλογα με τα χαρακτηριστικά του βαρυτικού προφίλ που θέλει να αποσπάσει ο επεξεργαστής των δεδομένων, οποιοσδήποτε από τους δύο τελεστές μπορεί να είναι κατάλληλος. Αν πιστεύουμε, για παράδειγμα, ότι η βαρυτική κορυφή ή μέγιστο; (gravity peak), που βρίσκεται σε μια απόσταση περίπου 30 στο προφίλ, είναι ένα χαρακτηριστικό που συνδέεται με μία τοπική βαρυτική ανωμαλία, τότε ο τελεστής μήκους 15 δεν είναι αρκετά μακρύς. Ο μέσος όρος που χρησιμοποιεί αυτό το μήκος τελεστού σχεδόν ακολουθεί τα μη επεξεργασμένα δεδομένα, επομένως, όταν αφαιρούμε τους μέσους όρους από τα δεδομένα αυτά για να απομονώσουμε τη τοπική βαρυτική ανωμαλία, το αποτέλεσμα θα είναι σχεδόν μηδέν. Αντιθέτως, ο τελεστής μήκους 35, είναι αρκετά μακρύς για την ανάδειξη της ανωμαλίας που μας ενδιαφέρει, επομένως μπορούμε να την απομονώσουμε αφαιρώντας το μέσο όρο της μεγάλης κλίμακας ανωμαλίας που υπολογίσαμε από τα δεδομένα των μετρήσεων.

Οι απομένουσες μικρής κλίμακας ανωμαλίες (residual gravity estimates) που υπολογίστηκαν με κάθε τελεστή κινούμενου μέσου όρου φαίνονται στο παρακάτω σχήμα.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Όπως ήταν αναμενόμενο, λίγες ερμηνεύσιμες ανωμαλίες υπάρχουν μετά την εφαρμογή του τελεστή 15 σημείων. Το μέγιστο σε απόσταση 30 έχει μειωθεί σημαντικά σε μέγεθος και άλλες μικρού μήκους κύματος ανωμαλίες που ήταν σαφείς στα αρχικά δεδομένα έχουν αφαιρεθεί αποτελεσματικά. Με χρήση του τελεστή μήκους 30, το μέγιστο στην απόσταση 30 έχει απομονωθεί επιτυχώς και άλλες μικρού μήκους κύματος ανωμαλίες έχουν ενισχυθεί. Οι επεξεργαστές δεδομένων και οι ερμηνευτές είναι ελεύθεροι να επιλέξουν το μήκος του τελεστή, το οποίο επιθυμούν να εφαρμόσουν στα δεδομένα. Η επιλογή στηρίζεται αποκλειστικά στα χαρακτηριστικά που πιστεύουν ότι αντιπροσωπεύουν τις τοπικές ανωμαλίες ενδιαφέροντος. Επομένως, ο διαχωρισμός του μεγάλης κλίμακας από το τοπικό βαρυτικό πεδίο είναι μια διαδικασία ερμηνείας.

Παρόλο που η ερμηνευτική φύση της μεθόδου του κινούμενου μέσου όρου για τον υπολογισμό της μεγάλης κλίμακας βαρυτικής συνεισφοράς είναι σαφής, πρέπει να γνωρίζεις κανείς ότι όλες οι μέθοδοι που περιγράφηκαν νωρίτερα απαιτούν εισαγωγή ερμηνείας κάποιας μορφής. Επομένως, ανεξάρτητα με τη μέθοδο που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της

μεγάλης κλίμακας συνεισφοράς στο βαρυτικό πεδίο, πρέπει πάντα να θεωρείται ως διαδικασία ερμηνείας.

### Μέθοδοι προσδιορισμού της πυκνότητας των επιφανειακών πετρωμάτων

Όπως έχουμε δει στα προηγούμενα ο υπολογισμός των διορθώσεων που πρέπει να επιφερθούν στις μετρούμενες τιμές της βαρύτητας τόσο λόγω της περίσσεια μάζας (διόρθωση Bouguer) όσο και λόγω της γειτονικής τοπογραφίας προϋποθέτουν μεταξύ άλλων και την γνώση της πυκνότητας  $\rho$  των επιφανειακών πετρωμάτων του υπεδάφους. Για τον παραπάνω λόγο, έχουν προταθεί και εφαρμοσθεί διάφορες μέθοδοι καθορισμού της πυκνότητας των επιφανειακών πετρωμάτων της γης τις οποίες διακρίνουμε σε γεωλογικές, εργαστηριακές και γεωφυσικές.

Οι *γεωλογικές μέθοδοι* βασίζονται σε παρατηρήσεις επί της σχέσης που υπάρχει μεταξύ της γεωλογικής δομής και της πυκνότητας και έχουν καταχωρηθεί σε σχετικούς πίνακες, οι οποίοι παρέχουν μία χονδροειδή εκτίμηση της πυκνότητας όταν η γεωλογία της περιοχής είναι γνωστή.

Οι *εργαστηριακές μέθοδοι* μέτρησης της πυκνότητας βασίζονται στις γνωστές μεθόδους της Φυσικής με τις οποίες γίνεται ο καθορισμός της πυκνότητας ενός δείγματος υλικού στο Εργαστήριο. Το δείγμα του υλικού λαμβάνεται από κάποιο βάθος έτσι ώστε να αντιπροσωπεύει υγιές πέτρωμα, απαλλαγμένο από αλλοιώσεις λόγω διάβρωσης, αφυδάτωσης, κλπ.

Οι πιο γνωστές από τις *γεωφυσικές μεθόδους* μέτρησης της πυκνότητας των επιφανειακών πετρωμάτων διακρίνονται σε βαρυτομετρικές, σεισμικές και ραδιομετρικές. Από τις βαρυτομετρικές μεθόδους Nettleton και Parasnis περιγράφουμε στη συνέχεια την μέθοδο Nettleton η οποία βρίσκει την μεγαλύτερη συνήθως εφαρμογή.

Η μέθοδος Nettleton είναι μία από τις παλαιότερες γεωφυσικές μεθόδους μέτρησης της πυκνότητας των επιφανειακών πετρωμάτων η οποία βασίζεται σε μετρήσεις της έντασης του πεδίου βαρύτητας κατά μήκος τομής η οποία παρουσιάζει τοπογραφικό ανάγλυφο, όπως για παράδειγμα μία τομή που διέρχεται πάνω από έναν λόφο, ή μία διαβρωμένη κοιτή κάποιου ξεροπόταμου. Για την εφαρμογή της μεθόδου πρέπει ακόμα να υπάρχει η βεβαιότητα ότι *το υλικό που δομεί τον λόφο είναι ομοιογενές*, δεν παρουσιάζει δηλαδή τούτο μεταβολή στην πυκνότητα του. Η ως άνω βεβαιότητα δημιουργεί την πίστη ότι η μεταβολή της έντασης του μετρούμενου πεδίου βαρύτητας κατά μήκος της τομής που διέρχεται από τον λόφο οφείλεται *αποκλειστικά και μόνο στις διαφορές υψομέτρου που παρουσιάζουν οι σταθμοί μέτρησης*. Στις μετρούμενες τιμές της βαρύτητας  $g_{obs}$  ενός τέτοιου πειράματος επιφέρουμε στη συνέχεια τις διορθώσεις: γεωγραφικού πλάτους  $g_n$ , ελεύθερου αέρα  $0.3086h$ , Bouguer  $-0.04193\rho h$  και τοπογραφική διόρθωση  $TC$  που έχουμε περιγράψει νωρίτερα και υπολογίζουμε την διορθωμένη τιμή της βαρύτητας  $g_t$  σύμφωνα με την παρακάτω σχέση που έχουμε περιγράψει σε προηγούμενο κεφάλαιο:

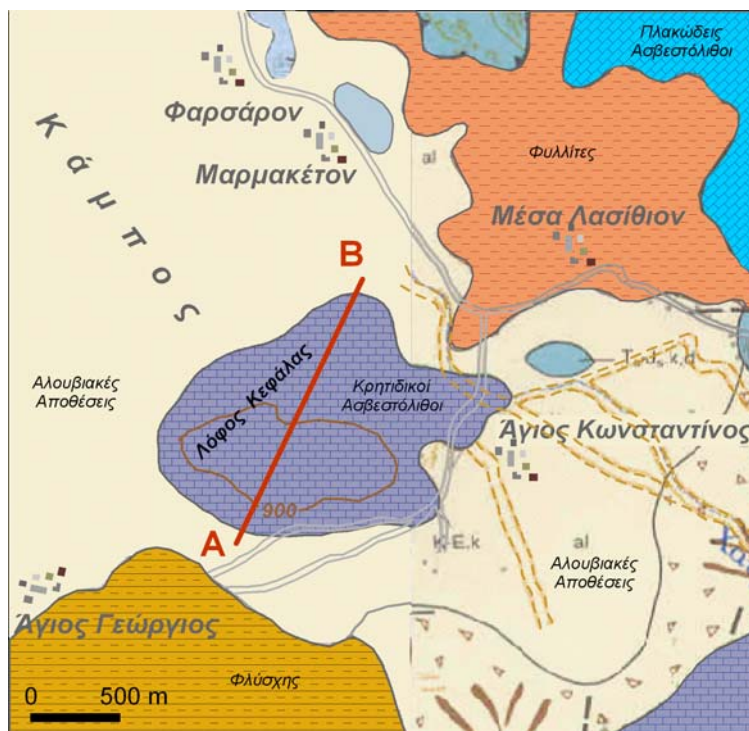
$$g_t = g_{obs} - g_n + 0.3086h - 0.04193\rho h + TC$$

Όπως έχουμε αναφέρει στα προηγούμενα, οι διορθώσεις αυτές έχουν σκοπό να ανάγουν τις μετρούμενες τιμές στο ίδιο επίπεδο αναφοράς, να φέρουν δηλαδή τους σταθμούς κάτω από τις ίδιες ακριβώς συνθήκες και να δημιουργήσουν έτσι την πίστη ότι η παρατηρούμενη τελική ανωμαλία βαρύτητας οφείλεται πλέον μόνο στη δομή ενδιαφέροντος. Επειδή στο συγκεκριμένο πείραμα το υλικό του λόφου δεν παρουσιάζει όπως είπαμε μεταβολή στην πυκνότητα του, δεν υπάρχει δηλαδή ανώμαλη κατανομή της μάζας κάτω από τον λόφο, αναμένουμε ότι η τελική ανωμαλία βαρύτητας που προκύπτει μετά τις διορθώσεις θα είναι μηδενική, η καμπύλη δηλαδή μεταβολής της ανωμαλίας βαρύτητας θα είναι μία ευθεία

γραμμή μιας και όλοι οι σταθμοί παρατήρησης είναι πλέον κάτω από τις ίδιες συνθήκες με τις διορθώσεις που έχουμε επιφέρει. Στον υπολογισμό της διόρθωσης Bouguer και της τοπογραφικής διόρθωσης όμως υπεισέρχεται και η πυκνότητα του υλικού που μέχρι τώρα την θεωρούσαμε γνωστή.

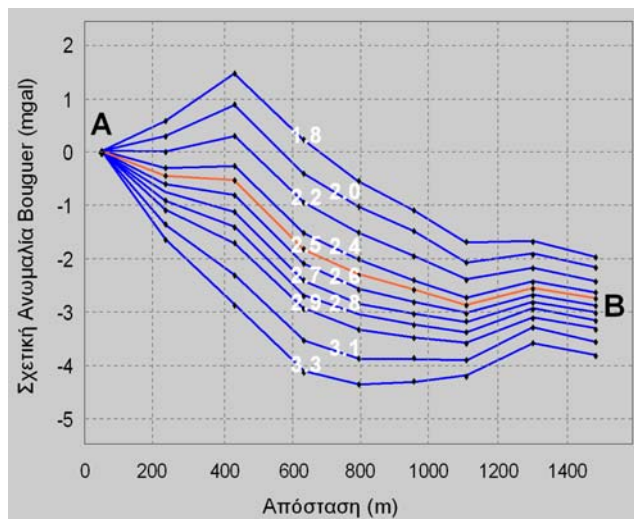
Η λογική της μεθόδου είναι ότι η τελική ανωμαλία βαρύτητας στο συγκεκριμένο πείραμα του λόφου θα είναι μηδενική με τη προϋπόθεση ότι στους υπολογισμούς έχει χρησιμοποιηθεί η σωστή τιμή πυκνότητας του υλικού. Σε αντίθετη περίπτωση θα προκύπτει πλασματική ανωμαλία βαρύτητας που θα οφείλεται στην λανθασμένη τιμή πυκνότητας που έχει χρησιμοποιηθεί κατά τους υπολογισμούς των διορθώσεων.

Κατά την μέθοδο Nettleton λοιπόν επιφέρουμε τις διορθώσεις σε όλες τις τιμές βαρύτητας που μετρήθηκαν στους σταθμούς της τομής υπεράνω του λόφου χρησιμοποιώντας στους υπολογισμούς μας ένα εύρος τιμών πυκνότητας μέσα στο οποίο εκτιμούμε ότι ευρίσκεται η πυκνότητα του ζητούμενου πετρώματος και υπολογίζουμε για κάθε πυκνότητα την τελική ανωμαλία βαρύτητας. Οι λανθασμένες τιμές πυκνότητας θα δώσουν πλασματικές ανωμαλίες βαρύτητας, ενώ η ορθή τιμή θα δώσει μηδενική ανωμαλία (ευθεία γραμμή) στην ιδανική περίπτωση που το υλικό του λόφου είναι ομοιογενές. Επειδή στην φύση δεν υπάρχουν ιδανικά ομοιογενή πετρώματα και επειδή ακόμα οι μετρήσεις βαρύτητας περιέχουν σφάλματα, η ανωμαλία βαρύτητας που αντιστοιχεί στην ορθή πυκνότητα θα εμφανίζεται ως η καμπύλη που παρουσιάζει την ελάχιστη συσχέτιση με το τοπογραφικό ανάγλυφο της τομής.



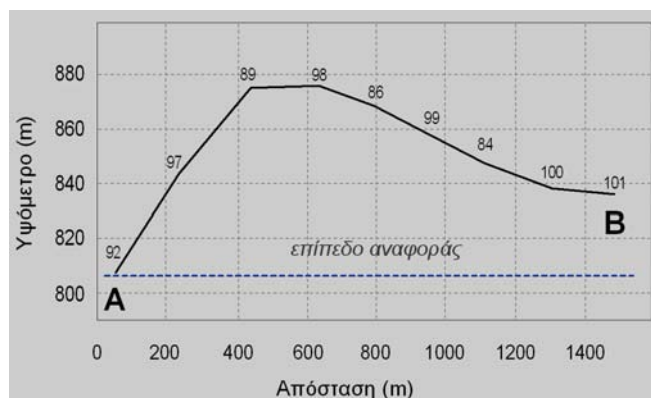
Γεωλογικός χάρτης του Οροπεδίου Λασιθίου με τον ασβεστολιθικό λόφο της Κεφάλας επί του οποίου διεξήχθη η βαρυτομετρική τομή Nettleton AB για τον προσδιορισμό της πυκνότητας των ασβεστολίθων.

Ο χάρτης του παραπάνω σχήματος παρουσιάζει τον ασβεστολιθικό λόφο της Κεφάλας στο Οροπέδιο Λασιθίου Κρήτης επί του οποίου πραγματοποιήθηκε η βαρυτομετρική τομή AB με σκοπό τον γεωφυσικό προσδιορισμό της πυκνότητας των ασβεστολίθων.



Η Βαρυτομετρική τομή AB για διαφορετικές τιμές πυκνότητας. Η τομή AB (πορτοκαλί χρώμα) που έχει την ελάχιστη συσχέτιση με το τοπογραφικό ανάγλυφο της τομής (κάτω σχήμα) παρέχει την τιμή πυκνότητας των Κριτιδικών Ασβεστολίθων  $\rho = 2.5 \text{ gr/cm}^3$  του λόφου της Κεφάλας.

Το κάτω γράφημα δείχνει το τοπογραφικό ανάγλυφο της τομής AB



Το τοπογραφικό ανάγλυφο της βαρυτομετρικής τομής AB υπεράνω του λόφου της Κεφάλας



Τομή Nettleton (κόκκινη διακεκομμένη γραμμή) σε κοιτή σούδας στη περιοχή Χώνος του Οροπεδίου Λασιθίου για τον προσδιορισμό της πυκνότητας των αλουβιακών αποθέσεων.

## Ερμηνεία των Βαρυτομετρικών Παρατηρήσεων

Το επόμενο βήμα μετά την απομάκρυνση των ανωμαλιών μεγάλης κλίμακας και τον προσδιορισμό της καθαρής τοπικής ανωμαλίας βαρύτητας, που οφείλεται στην ανώμαλη κατανομή της μάζας για την οποία ενδιαφερόμαστε, είναι η γεωφυσική ερμηνεία της ανωμαλίας αυτής, δηλαδή ο καθορισμός των διαστάσεων, της πυκνότητας και του βάθους του σώματος στο οποίο οφείλεται η παρουσία της ανωμαλίας βαρύτητας που εμφανίζεται στον χάρτη. Δυστυχώς, όμως, δεν μπορεί να δοθεί μονοσήμαντη λύση στο πρόβλημα. Είναι δηλαδή δυνατό περισσότερες της μίας διαφορετικές κατανομές πυκνότητας να προκαλούν την ίδια μορφή βαρυτομετρικών ανωμαλιών στην επιφάνεια της γης. Οι βαρυτομετρικές ανωμαλίες επιδέχονται ποιοτική και ποσοτική ερμηνεία.

Η *ποιοτική ερμηνεία* παρέχει πληροφορίες για την ύπαρξη καταρχήν της ανώμαλης κατανομής της μάζας στο υπέδαφος και εντοπίζει χονδρικά την θέση της που είναι χονδρικά η περιοχή που η ανωμαλία βαρύτητας παρουσιάζει ακρότατο (μέγιστο ή ελάχιστο). Σε πολλές περιπτώσεις είναι επίσης δυνατό η ποιοτική ερμηνεία να δώσει και κάποιες πληροφορίες σχετικά με το σχήμα της μάζας που προκαλεί την ανωμαλία.

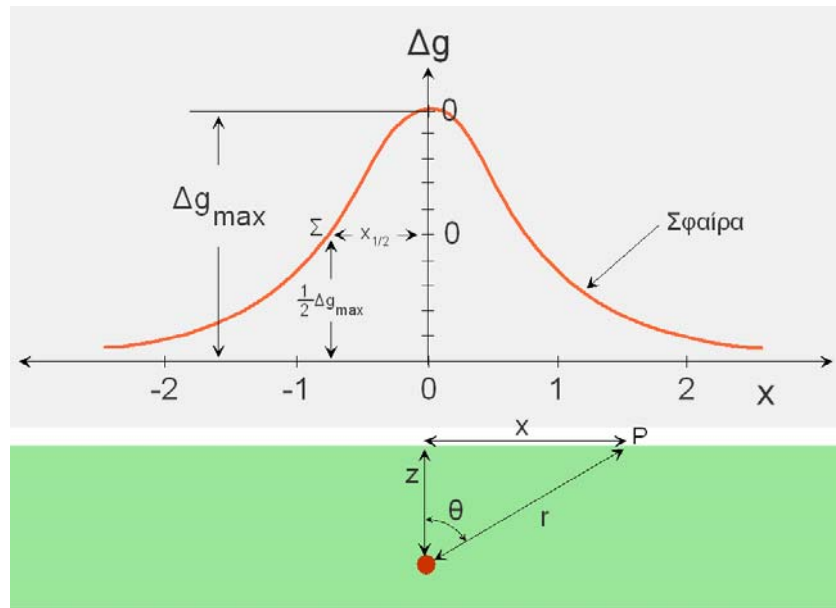
Με την ποσοτική ερμηνεία προσδιορίζονται ποσοτικά ορισμένες παράμετροι της μάζας που προκαλεί την ανωμαλία, όπως είναι το βάθος ταφής στο υπέδαφος, οι διαστάσεις της, κλπ. Οι μέθοδοι ποσοτικής ερμηνείας διακρίνονται σε άμεσες και έμμεσες μεθόδους.

### Άμεσες μέθοδοι ερμηνείας ανωμαλιών βαρύτητας

Κατά την εφαρμογή των μεθόδων αυτών, οι οποίες είναι ημιποσοτικές, είναι δυνατόν να προσδιορισθούν *άμεσα* ορισμένες παράμετροι της δομής του σώματος που προκαλεί την ανωμαλία βαρύτητας στην επιφάνεια, από την μελέτη ορισμένων χαρακτηριστικών της ανωμαλίας. Οι πιο συνηθισμένες από τις παραμέτρους αυτές είναι το *μέγιστο βάθος* της οροφής του σώματος που προκαλεί την ανωμαλία, η *μάζα* της δομής και το *πάχος* της. Στα πλαίσια της ύλης του συγκεκριμένου μαθήματος θα περιορισθούμε στην περιγραφή δύο τεχνικών άμεσου προσδιορισμού του βάθους ταφής της οροφής του σώματος που προκαλεί την ανωμαλία βαρύτητας.

Με τις ως άνω τεχνικές, οι οποίες παρέχουν ημιποσοτικά στοιχεία, είναι δυνατόν να καθορίσουμε αμέσως το μέγιστο βάθος ταφής της οροφής της δομής (σώματος), που προκαλεί την ανωμαλία βαρύτητας, από την μέτρηση ορισμένων χαρακτηριστικών της μορφής της ανωμαλίας. Το μέγιστο βάθος  $z$  της οροφής της δομής μπορεί να προσδιορισθεί όταν γνωρίζουμε την μεταβολή της βαρυτομετρικής ανωμαλίας  $\Delta g$  κατά μήκος ορισμένης οριζόντιας διεύθυνσης  $x$ , η οποία περνάει από το σημείο όπου η ανωμαλία παρουσιάζει την μέγιστη τιμή  $\Delta g_{\max}$ . Υπάρχουν δύο τρόποι με τους οποίους μπορούμε να προσδιορίσουμε το μέγιστο βάθος  $z$ .

Στο σχήμα που ακολουθεί έχουμε την γραφική παράσταση της ανωμαλίας βαρύτητας  $\Delta g$  που προκαλεί υπεδαφική δομή στην επιφάνεια της γης κατά μήκος ορισμένης διεύθυνσης  $x$ . Όπως από το σχήμα προκύπτει, το σημείο της καμπύλης μεταβολής της ανωμαλίας  $\Sigma$  στο οποίο η ανωμαλία έχει το ήμισυ της μέγιστης τιμής της  $\frac{1}{2} \Delta g_{\max}$  ορίζει μία απόσταση (τετμημένη του σημείου) που ονομάζουμε  $X_{1/2}$ .



Σκαρίφημα της βαρυτομετρικής ανωμαλίας όπου φαίνεται ο τρόπος προσδιορισμού της απόστασης  $X_{1/2}$  που αντιστοιχεί στο ήμισυ της μέγιστης τιμής  $\Delta g_{\max}$  της ανωμαλίας.

Από τον δεύτερο νόμο του Νεύτωνα (σελίδα 12) είδαμε ότι η επιτάχυνση της βαρύτητας σε σημείο  $P$  της επιφάνειας της γης δίδεται από τη παρακάτω σχέση, όπου με το γινόμενο  $V\Delta\rho$  του όγκου  $V$  του σώματος επί την διαφορά πυκνοτήτων  $\Delta\rho$  του σώματος και του περιβάλλοντος μέσου, έχουμε αντικαταστήσει την μάζα  $m$  του σώματος που προκαλεί την ανωμαλία σαν το γινόμενο.

$$\Delta g_r = \frac{Gm}{r(x,z)^2} = \frac{GV\Delta\rho}{r(x,z)^2} \quad (1)$$

Στην απόσταση  $x=0$ , όπου η ανωμαλία αποκτά την μέγιστη τιμή  $\Delta g_{\max}$ , η παραπάνω σχέση γράφεται

$$\Delta g_{\max} = \frac{GV\Delta\rho}{r(z)^2} \quad (2)$$

Στην απόσταση  $X_{1/2}$  όπου η ανωμαλία έχει τιμή  $\frac{1}{2}\Delta g_{\max}$  η σχέση (1) γράφεται

$$\frac{1}{2}\Delta g_{\max} = \frac{GV\Delta\rho}{r(x_{1/2},z)^2} \quad (3)$$

Διαιρώντες κατά μέλη τις (1) και (2) λαμβάνουμε τελικά ότι

$$r(x_{1/2},z) = \sqrt{2} r(z)$$

από την τελευταία σχέση προκύπτει ότι τελικά το μέγιστο βάθος ταφής  $z$  είναι συνάρτηση μόνο της απόστασης  $X_{1/2}$ , είναι δηλαδή

$$z = f(x_{1/2}) \quad (4)$$

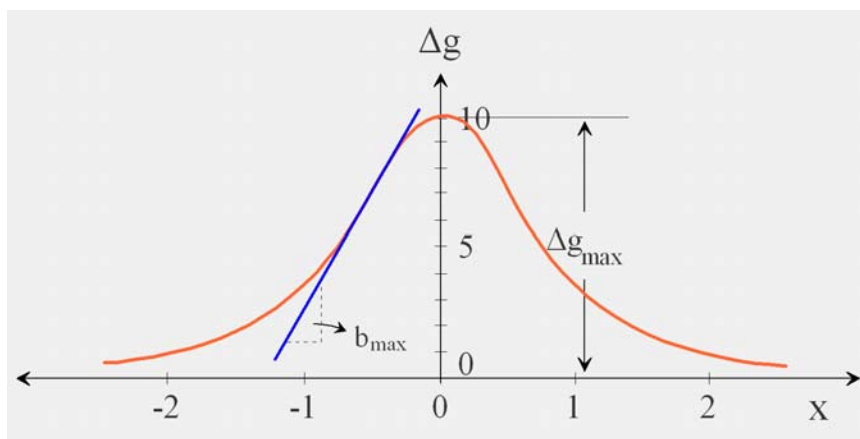
Είναι συνεπώς δυνατόν, προσδιορίζοντας γραφικά την απόσταση  $X_{1/2}$ , να υπολογίσουμε από την (4) το μέγιστο βάθος ταφής  $z$ . Όταν η υπεδαιφική δομή που προκαλεί την ανωμαλία βαρύτητας έχει συγκεκριμένη απλή γεωμετρική μορφή τότε η σχέση (4) λαμβάνει συγκεκριμένη απλή ποσοτική μορφή. Όπως θα δείξουμε στις επόμενες παραγράφους όταν η υπεδαιφική δομή έχει την μορφή σφαίρας τότε η σχέση (4) λαμβάνει την συγκεκριμένη μορφή

$$z = 1.305x_{1/2} \quad (5)$$

ενώ στη περίπτωση που η υπεδαιφική δομή προσομοιάζεται με οριζόντιο κυλίνδρο τότε η (4) λαμβάνει την μορφή

$$z = x_{1/2} \quad (6)$$

Ένας δεύτερος τρόπος προσδιορισμού του μέγιστου βάθους ταφής προκύπτει από τον υπολογισμό της μέγιστης κλίσης της καμπύλης μεταβολής της ανωμαλίας.



Σκαρίφημα της βαρυτομετρικής ανωμαλίας όπου φαίνεται ο τρόπος προσδιορισμού της μέγιστης κλίσης  $b_m$  της καμπύλης μεταβολής της ανωμαλίας.

Σύμφωνα με το παραπάνω σχήμα εάν η μέγιστη κλίση της καμπύλης είναι  $b_m$  τότε το μέγιστο βάθος ταφής  $z$  του σώματος θα δίδεται από τη σχέση

$$z = 0.86 \frac{\Delta g_{\max}}{b_m}$$

### Έμμεσες μέθοδοι ερμηνείας ανωμαλιών βαρύτητας

Στις έμμεσες μεθόδους ερμηνείας των βαρυτομετρικών ανωμαλιών εφαρμόζουμε συνήθως την ακόλουθη διαδικασία: Υπολογίζουμε με προσεγγιστικές μαθηματικές μεθόδους την αναμενόμενη θεωρητική ανωμαλία βαρύτητας (απόκριση)  $\Delta g_\theta$ , που προκαλούν στην επιφάνεια της γης σύνθετες δομές (μοντέλα) με πολύπλοκα σχήματα, που παρουσιάζουν διαφορά πυκνότητας  $\Delta \rho$  με το υλικό μέσο που τις περιβάλλει, και οι οποίες πιστεύουμε ότι προσομοιάζουν την μορφή της υπεδαιφικής δομής που προκαλεί την πραγματική ανωμαλία βαρύτητας  $\Delta g_\pi$ , που έχει προκύψει



από τις μετρήσεις μας στο πεδίο (πειραματική ανωμαλία). Στη συνέχεια συγκρίνουμε την θεωρητική ανωμαλία  $\Delta g_\theta$  με την πειραματική  $\Delta g_\pi$  και την παρατηρούμενη *απόκλιση τιμών* την αποδίδουμε στην *μη κατάλληλη* επιλογή των παραμέτρων του μοντέλου που επιλέξαμε να αντιπροσωπεύσει το σώμα που προκαλεί την πειραματική ανωμαλία βαρύτητας.

Οι παράμετροι που χαρακτηρίζουν το μοντέλο είναι το βάθος ταφής του, οι διαστάσεις του και η διαφορά πυκνότητας  $\Delta \rho$  που παρουσιάζει με το υλικό μέσο που το περιβάλλει. Στη συνέχεια “πειράζουμε” κατάλληλα μία ή περισσότερες από τις παραμέτρους του μοντέλου και υπολογίζουμε μαθηματικά την νέα του απόκλιση  $\Delta g_\theta$  με σκοπό να επιτύχουμε καλύτερη συσχέτιση της νέας  $\Delta g_\theta$  με την πειραματική  $\Delta g_\pi$ . Η προηγούμενη διαδικασία επαναλαμβάνεται, όπου κάθε φορά βελτιώνουμε το μοντέλο πειράζοντας το κατάλληλα, με σκοπό το σφάλμα της απόκλισης των  $\Delta g_\theta$  και  $\Delta g_\pi$  να γίνει μικρότερο κάποιου κατωφλίου το οποίο έχουμε επιλέξει. Στη περίπτωση αυτή λέμε ότι έχει επέλθει *σύγκλιση* της πειραματικής με την θεωρητική ανωμαλία. Το μοντέλο του οποίου οι παράμετροι επέφεραν την σύγκλιση πιστεύουμε ότι εκφράζει την επικρατούσα υπεδαφική δομή στη θέση του πειράματος.

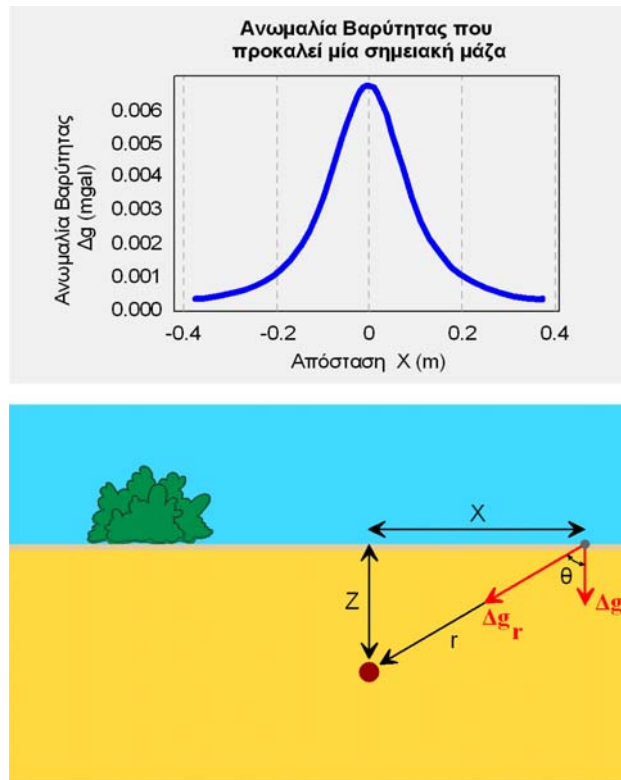
Για μοντέλα προσομοίωσης με απλές γεωμετρικές δομές όπως για παράδειγμα μοντέλα με μορφή σφαίρας, κατακόρυφου ή οριζόντιου κυλίνδρου, κατακόρυφης μετάπτωσης κλπ. οι θεωρητικές τους αποκρίσεις υπολογίζονται με *αναλυτικές μαθηματικές* μεθόδους. Μερικές τέτοιες δομές απλών και σύνθετων μοντέλων θα εξετάσουμε στην συνέχεια.

### **Εφαρμογή προσδιορισμού της βαρυτικής ανωμαλίας πάνω από μία θαμμένη σημειακή μάζα**

Νωρίτερα ορίσαμε την επιτάχυνση της βαρύτητας λόγω σημειακής μάζας ως

$$\Delta g_r = \frac{Gm}{r^2}$$

όπου  $G$  είναι η Παγκόσμια σταθερά της βαρύτητας,  $m$  η μάζα της σημειακής μάζας, και  $r$  είναι η απόσταση μεταξύ της σημειακής μάζας και του σημείου παρατήρησης. Το επόμενο σχήμα δείχνει την βαρυτική επιτάχυνση που θα παρατηρούσαμε πάνω από μια θαμμένη σημειακή μάζα. Παρατηρούμε ότι η επιτάχυνση είναι μέγιστη ακριβώς πάνω από τη σημειακή μάζα και μειώνεται καθώς απομακρυνόμαστε από αυτή.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Ο υπολογισμός της επιτάχυνσης από την παραπάνω ισότητα είναι εύκολος και διδακτικός. Πρώτα, ας προσδιορίσουμε την ισότητα που χρησιμοποιήθηκε για τη δημιουργία του παραπάνω διαγράμματος. Έστω ότι  $z$  είναι το βάθος ταφής της σημειακής μάζας και  $x$  η οριζόντια απόσταση μεταξύ της σημειακής μάζας και του σημείου παρατήρησης. Παρατηρούμε ότι η βαρυτική επιτάχυνση που προκαλεί η σημειακή μάζα είναι στη διεύθυνση της σημειακής μάζας, δηλαδή, είναι κατά μήκος του φορέα  $r$ .

Πριν πάρουμε μία μέτρηση, τα βαρυτόμετρα οριζοντιώνονται, έτσι ώστε να μετρούν μόνο την κατακόρυφη συνιστώσα της βαρύτητας, δηλαδή μετράμε μόνο το μερίδιο της βαρυτικής επιτάχυνσης που προκαλεί η σημειακή μάζα με διεύθυνση προς τα κάτω. Η κατακόρυφη συνιστώσα μπορεί να γραφτεί χρησιμοποιώντας τη γωνία  $\theta$  ως

$$\Delta g = \frac{Gm}{r^2} \sigma\upsilon\nu\theta$$

Είναι όμως άβολο να υπολογίζουμε το  $r$  και το  $\theta$  για διάφορες τιμές του  $x$  πριν υπολογίσουμε την επιτάχυνση. Θα ξαναγράψουμε λοιπόν την παραπάνω έκφραση έτσι, ώστε να είναι εύκολο να υπολογιστεί η επιτάχυνση ως συνάρτηση της οριζόντιας απόστασης  $x$  παρά σαν απόσταση μεταξύ της σημειακής μάζας και του σημείου παρατήρησης  $r$  και της γωνίας  $\theta$ .

Η γωνία  $\theta$  μπορεί να γραφτεί συναρτήσει του  $z$  και του  $r$  με χρήση τριγωνομετρικών σχέσεων μεταξύ του συνημίτονου της γωνίας και των μηκών της υποτίουσας και της προσκείμενης πλευράς του τριγώνου που σχηματίζει η γωνία.

$$\sigma\upsilon\nu\theta = \frac{z}{r}$$

Παρόμοια, το  $r$  μπορεί να γραφτεί συναρτήσει του  $x$  και του  $z$  με χρήση του Πυθαγόρειου Θεωρήματος.

$$r = (x^2 + z^2)^{1/2}$$

Αντικαθιστώντας τις παραπάνω ισότητες στη σχέση για την κάθετη συνιστώσα της επιτάχυνσης της βαρύτητας που προκαλείται από μία σημειακή μάζα, παίρνουμε

$$\Delta g = \frac{Gmz}{(x^2 + z^2)^{3/2}}$$

Αν γνωρίζουμε το βάθος ταφής  $z$ , της σημειακής μάζας,  $m$ , και την Παγιδόσμια σταθερά της βαρύτητας,  $G$ , μπορούμε να υπολογίσουμε την επιτάχυνση που παρατηρούμε πάνω από τη σημειακή μάζα σε διάφορες αποστάσεις, απλά αντικαθιστώντας το  $x$  στην παραπάνω σχέση. Ένα παράδειγμα του σχήματος της βαρυτικής ανωμαλίας που παίρνουμε από μια μοναδική σημειακή μάζα φαίνεται στο επάνω σχήμα.

Επομένως, αν πιστεύαμε ότι η παρατηρούμενη ανωμαλία δημιουργήθηκε από μία κατανομή μάζας μέσα στη γη που μπορεί να προσεγγιστεί από μία σημειακή μάζα, θα μπορούσαμε να χρησιμοποιήσουμε την παραπάνω σχέση για να κατασκευάσουμε προβλέψεις βαρυτικής ανωμαλίας για δεδομένες μάζες και βάθη σημειακών μαζών και να καθορίσουμε το βάθος της μάζας και τη μάζα συγκρίνοντας της μετρήσεις μας, με αυτές που προβλέπει το μοντέλο.

Αν και η σημειακή μάζα δεν αποτελεί γεωλογικά αληθοφανή κατανομή μάζας, αυτή η απλή έκφραση της επιτάχυνσης της βαρύτητας δημιουργεί τη βάση με την οποία μπορεί να υπολογιστεί η επιτάχυνση πάνω από μια πιο πολύπλοκη κατανομή μάζας μέσα στη γη.

### Εφαρμογή προσδιορισμού της βαρυτικής ανωμαλίας πάνω από μια θαμμένη σφαίρα

Μπορούμε να δείξουμε ότι η βαρυτική έλξη ενός σφαιρικού σώματος καθορισμένου μεγέθους και μάζας  $m$  είναι ίση με αυτή μιας σημειακής μάζας με την ίδια μάζα  $m$ . Επομένως, η έκφραση για την βαρυτική επιτάχυνση σημειακής μάζας του προηγούμενου κεφαλαίου

$$\Delta g = \frac{Gmz}{(x^2 + z^2)^{3/2}}$$

αντιπροσωπεύει επίσης και την επιτάχυνση της βαρύτητας πάνω από μία θαμμένη σφαίρα. Για την εφαρμογή με το σφαιρικό σώμα, είναι βολικό να ξαναγράψουμε τη μάζα,  $m$ , σε σχέση με τον όγκο και την αντίθεση πυκνότητας της σφαίρας και των περιβαλλόντων πετρωμάτων, χρησιμοποιώντας τη σχέση

$$m = V\Delta\rho$$

όπου ο όγκος  $V$  της σφαίρας δίδεται από τη σχέση

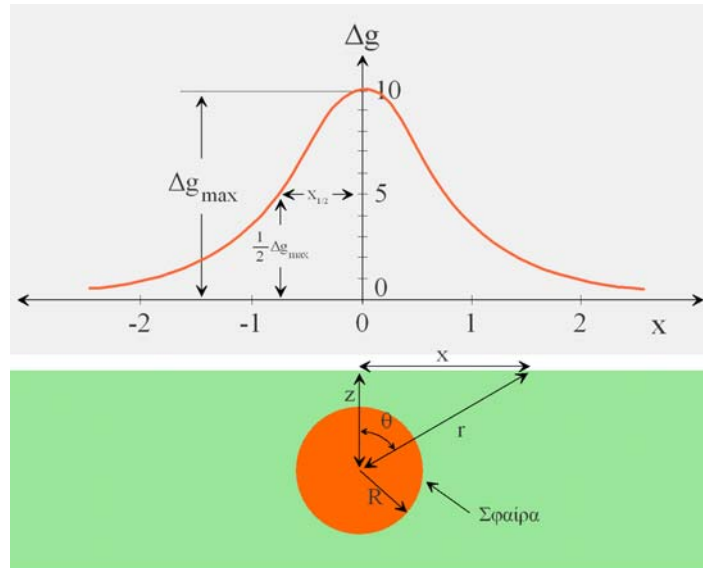
$$V = \frac{4}{3}\pi R^3$$

όπου  $\Delta\rho$  είναι η αντίθεση πυκνότητας της σφαίρας με το περιβάλλον πέτρωμα, και  $R$  είναι η ακτίνα της σφαίρας. Επομένως η επιτάχυνση της βαρύτητας πάνω από μία θαμμένη σφαίρα μπορεί να γραφτεί

$$\Delta g = \frac{\frac{4}{3}\pi R^3 \Delta\rho Gz}{(x^2 + z^2)^{3/2}}$$

Αν και η έκφραση αυτή φαίνεται να είναι πιο πολύπλοκη από αυτή που χρησιμοποιήθηκε για την περιγραφή της επιτάχυνσης πάνω από μία θαμμένη σφαίρα, η πολυπλοκότητα προέρχεται από την αντικατάσταση της μάζας  $m$  με έναν όρο που περιέχει περισσότερα στοιχεία. Τυπικά, η έκφραση αυτή παραμένει πανομοιότυπη με την έκφραση την επιτάχυνσης της βαρύτητας πάνω από μία θαμμένη σφαίρα.

Η γραφική παράσταση της παραπάνω σχέσης δίδεται από την εικόνα



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Η παραπάνω σχέση για  $x = 0$  λαμβάνει την μέγιστη τιμή της  $\Delta g_{\max}$  η οποία δίδεται από τη σχέση

$$\Delta g_{\max} = \frac{4G\pi R^3 \Delta \rho}{3z^2}$$

αν αντικαταστήσουμε όπου  $x = 0$ .

Αν στη παραπάνω γραφική παράσταση εκφράσουμε με  $x_{1/2}$  το μισό εύρος της ανωμαλίας που αντιστοιχεί στο μισό της μέγιστης τιμής της ανωμαλίας τότε η σχέση

$$\Delta g = \frac{\frac{4}{3}\pi R^3 \Delta \rho G z}{(x^2 + z^2)^{3/2}}$$

για  $x = x_{1/2}$  θα εκφράζει το μισό της μέγιστης τιμής της. Δηλαδή θα έχουμε

$$\frac{1}{2} \Delta g_{\max} = \frac{\frac{4}{3}\pi R^3 \Delta \rho G z}{(x_{1/2}^2 + z^2)^{3/2}}$$

Διαιρούμεντες κατά μέλη τη παραπάνω σχέση με την

$$\Delta g_{\max} = \frac{4G\pi R^3 \Delta \rho}{3z^2}$$

λαμβάνουμε τελικά την σχέση

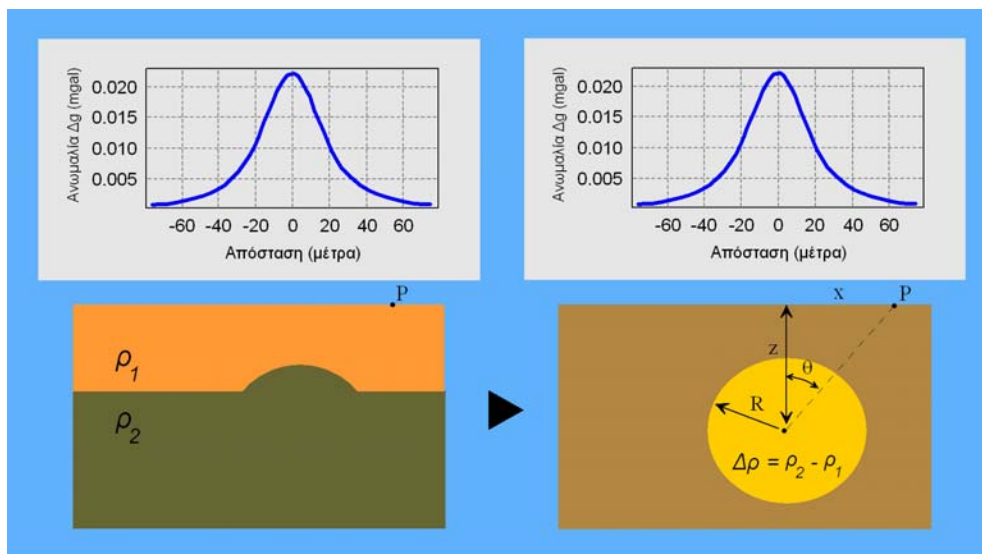
$$z = 1.305x_{1/2}$$

Από τη παραπάνω σχέση είναι συνεπώς δυνατό να εκτιμήσουμε το βάθος ταφής μιας δομής, που έχει υποτεθεί ότι είναι κατά προσέγγιση σφαιρική, απευθείας από τη μορφή της ανωμαλίας βαρύτητας που δημιουργεί η δομή στην επιφάνεια του εδάφους χωρίς να προσφύγουμε σε οποιοσδήποτε υπολογισμό ή να κάνουμε άλλες υποθέσεις. Εάν είναι και η πυκνότητα της δομής γνωστή τότε μπορούμε να προχωρήσουμε και στον υπολογισμό του μεγέθους της δομής που δημιουργεί την ανωμαλία βαρύτητας.

Η χρησιμοποίηση της παραπάνω σχέσης για την εκτίμηση του βάθους ταφής είναι γνωστή και ως κανόνας του μισού εύρους  $x_{1/2}$  που αντιστοιχεί στο μισό της μέγιστης τιμής της ανωμαλίας. Ο κανόνας του μισού εύρους έχει εφαρμογή σε όλες τις συμμετρικές ανωμαλίες των δυναμικών πεδίων που παράγονται από εξομοιούμενες με γεωμετρικά σχήματα δομές.

### Εφαρμογή προσδιορισμού της βαρυτικής ανωμαλίας πάνω από έναν οριζόντιο κύλινδρο

Γεωλογικές δομές σε περιβάλλοντα ιζηματογενών πετρωμάτων αραιετά συχνά έχουν επιμήκη μορφή κατά την διεύθυνση της παράταξης και πολύ συχνά οριζόντια θέση. Ένα απότομο αντίκλινο είναι δυνατόν να εξομοιωθεί με οριζόντιο κύλινδρο με τη προϋπόθεση ότι έχει πολύ μεγάλο οριζόντιο μήκος διότι τότε η θεωρητική σχέση που δίνει την ένταση του πεδίου βαρύτητας στην επιφάνεια της γης λαμβάνει απλοποιημένη μορφή.



Στη περίπτωση αυτή η θεωρητική ανωμαλία βαρύτητας σε σημείο  $P$  στην επιφάνεια του εδάφους θα δίδεται από τη σχέση

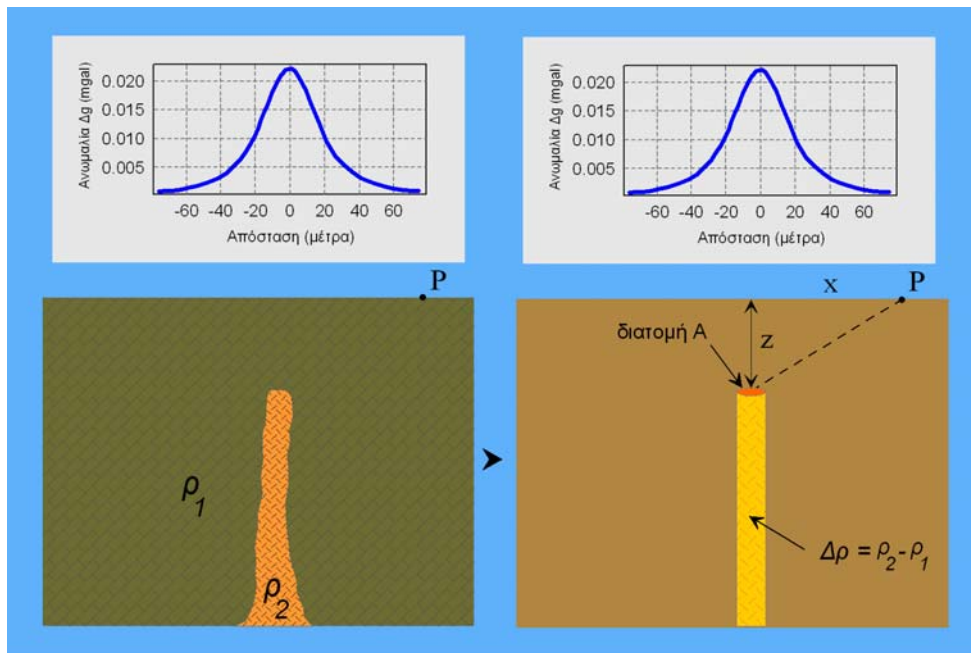
$$g = \frac{2G\pi R^2 \Delta\rho}{z} \frac{1}{\left(1 + x^2/z^2\right)}$$

όπου  $R$  η ακτίνα της διατομής του κυλίνδρου,  $\Delta\rho$  η διαφορά πυκνότητας  $\rho_2 - \rho_1$ ,  $z$  το βάθος μέχρι τον άξονα του κυλίνδρου και  $x$  η απόσταση του σημείου  $P$  από τη προβολή του

οριζόντιου άξονα του κυλίνδρου στην επιφάνεια. Στη θέση  $x=0$  λαμβάνουμε την μέγιστη τιμή της ανωμαλίας  $g_{\max}^1$ .

### Εφαρμογή προσδιορισμού της βαρυτικής ανωμαλίας πάνω από κατακόρυφο κύλινδρο επεκτεινόμενο σε μεγάλο βάθος

Ένα λεπτό κοίτασμα με μεγάλη σε βάθος έκταση είναι δυνατόν να εξομοιωθεί με κατακόρυφη ράβδο ή κύλινδρο του οποίου η διάμετρος της διατομής του είναι μικρότερη από το βάθος ταφής του.



Στη περίπτωση αυτή η θεωρητική ανωμαλία βαρύτητας σε σημείο  $P$  της επιφάνειας του εδάφους δίδεται από τη σχέση

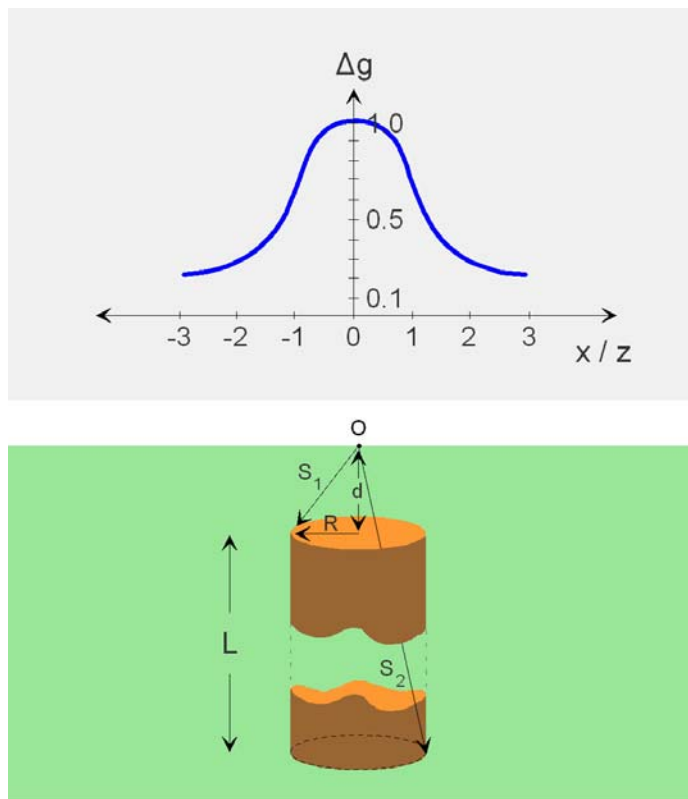
$$g = \frac{2.03 \times 10^{-3} \Delta \rho A}{(x^2 + z^2)^{1/2}}$$

όπου  $A$  είναι η διατομή του λεπτού κυλίνδρου (ράβδου),  $\Delta \rho$  είναι η διαφορά πυκνότητας  $\rho_2 - \rho_1$ ,  $z$  το βάθος μέχρι την οροφή του κυλίνδρου και  $x$  η απόσταση σε *feet* του σημείου  $P$  από τη προβολή του κατακόρυφου άξονα του κυλίνδρου στην επιφάνεια του εδάφους.

<sup>1</sup> Ποία είναι η σχέση που δίνει την ανωμαλία  $g_{\max}$ ; Να προσδιορίσετε τη σχέση που δίνει το βάθος του αντικλίνου (κυλίνδρου) όταν είναι γνωστή η απόσταση  $x_{1/2}$ .

### Εφαρμογή προσδιορισμού της βαρυτικής ανωμαλίας πάνω από κατακόρυφο κύλινδρο πεπερασμένου ύψους

Μία εξίσου ενδιαφέρουσα από γεωλογική άποψη περίπτωση είναι αυτή του κατακόρυφου κυλίνδρου πεπερασμένου ύψους. Αυτός ο τύπος δομής είναι συχνά κατάλληλος για τον προσδιορισμό των ανωμαλιών βαρύτητας που προκαλούν οι αλατούχοι δόμοι αλλά και οι ηφαιστειακές φλέβες στην επιφάνεια της γης δεδομένου ότι η εν γένει μορφή της δομής τους εύκολα προσομοιάζει με την δομή του κατακόρυφου κυλίνδρου. Θεωρούμε λοιπόν τον κύλινδρο που παρουσιάζεται στο παρακάτω σχήμα που έχει ακτίνα  $R$  και ύψος  $L$ , και βάθος ταφής της οροφής του  $d$ .



Η απόσταση από το σημείο στο οποίο ο κατακόρυφος άξονας του κυλίνδρου τέμνει την επιφάνεια μέχρι το επάνω χείλος του κυλίνδρου είναι  $s_2$ , και αυτού μέχρι το κάτω χείλος του κυλίνδρου είναι  $s_1$ , όπως δείχνεται στο σχήμα. Η ένταση του πεδίου βαρύτητας που προκαλεί η συγκεκριμένη δομή στο  $O$  της προβολής του κατακόρυφου άξονα του κυλίνδρου στην επιφάνεια της γης, όπου γίνονται οι μετρήσεις, δίδεται από την σχέση

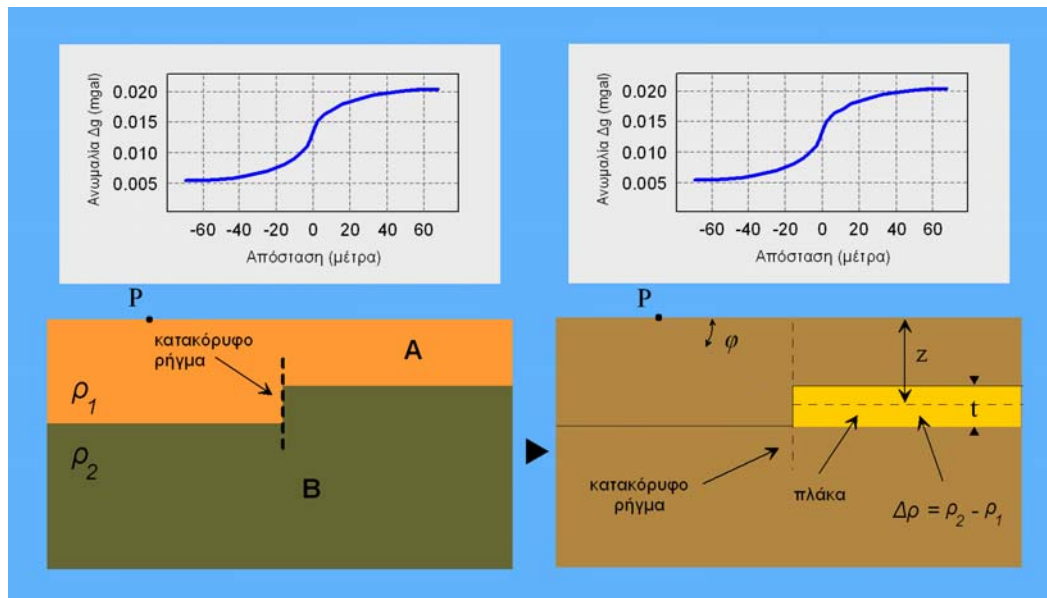
$$g_z = 2\pi G\rho(L - s_1 + s_2)$$

$$\text{ή } g_z(\text{σε miligals}) = 12.77\rho(L - s_1 + s_2)$$

όπου  $\rho$  είναι η αντίθεση πυκνότητας σε  $gr/cm^3$  και όλες οι αποστάσεις είναι σε χιλιάδες πόδια ( $kft$ ).

### Εφαρμογή προσδιορισμού της βαρυτικής ανωμαλίας πάνω από κατακόρυφο ρήγμα

Η περίπτωση ενός κατακόρυφου ρήγματος που έχει μετατοπίσει δύο οριζόντια στρώματα Α και Β, όπου το βαθύτερο στρώμα για πρακτικούς σκοπούς θεωρείται ότι έχει πολύ μεγάλο βάθος σε σύγκριση με το πάχος του πρώτου στρώματος, είναι δυνατόν να εξομοιωθεί με το αποτέλεσμα πλάκας πάχους  $t$  ίσου με αυτό της μετάπτωσης και πυκνότητας  $\rho$  ίσης με τη διαφορά πυκνότητας  $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$ .



Στη περίπτωση που θεωρήσουμε τη πλάκα να εκτείνεται μέχρι το άπειρο προς τα δεξιά τότε η θεωρητική ανωμαλία βαρύτητας σε σημείο  $P$  στην επιφάνεια του εδάφους θα δίδεται από τη σχέση

$$g = 2G\Delta\rho t \left( \frac{\pi}{2} - \varepsilon\phi^{-1} \frac{x}{z} \right)$$

όπου  $\Delta\rho$  είναι η διαφορά πυκνότητας  $\rho_2 - \rho_1$ ,  $z$  το βάθος μέχρι το μέσο της πλάκας,  $t$  το άλμα της μετάπτωσης (πάχος της πλάκας) και  $x$  η απόσταση του σημείου  $P$  από τη προβολή του κατακόρυφου ρήγματος στην επιφάνεια του εδάφους.

### Εφαρμογή προσδιορισμού της βαρυτικής ανωμαλίας πάνω από σώματα με πιο πολύπλοκα σχήματα

Παρόλο που είναι δυνατόν να παράγουμε αναλυτικές εκφράσεις για τον υπολογισμό της επιτάχυνσης της βαρύτητας για διάφορα άλλα σώματα με απλά σχήματα (κυλίνδρους, πλάκες, κλπ), έχουμε ήδη αρκετές πληροφορίες για να περιγράψουμε τον γενικό τρόπο για τον υπολογισμό της βαρυτικής ανωμαλίας πάνω από σώματα με αυτά ή και πιο πολύπλοκα σχήματα.

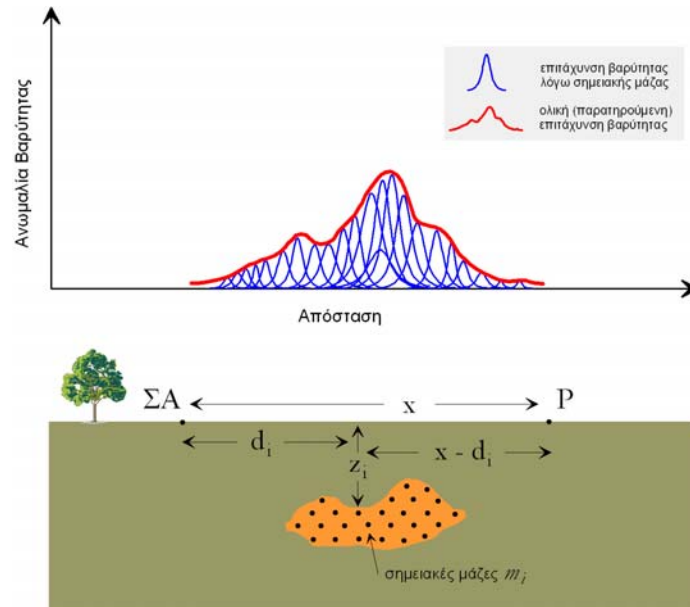
Η βάση του υπολογισμού βρίσκεται στην προσέγγιση του πολύπλοκου σώματος από μία κατανομή σημειακών μαζών.

Προηγουμένως, βρήκαμε ότι η κατακόρυφη συνιστώσα της επιτάχυνσης της βαρύτητας λόγω σημειακής μάζας  $m$  είναι



$$\Delta g = \frac{Gmz}{(x^2 + z^2)^{3/2}}$$

Μπορούμε να προσεγγίσουμε το σώμα με το πολύπλοκο σχήμα με μία κατανομή σημειακών μαζών. Τότε, η βαρυτική έλξη του σώματος δεν είναι τίποτε άλλο από το άθροισμα των βαρυτικών έλξεων όλων αυτών των μεμονωμένων σημειακών μαζών, όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.



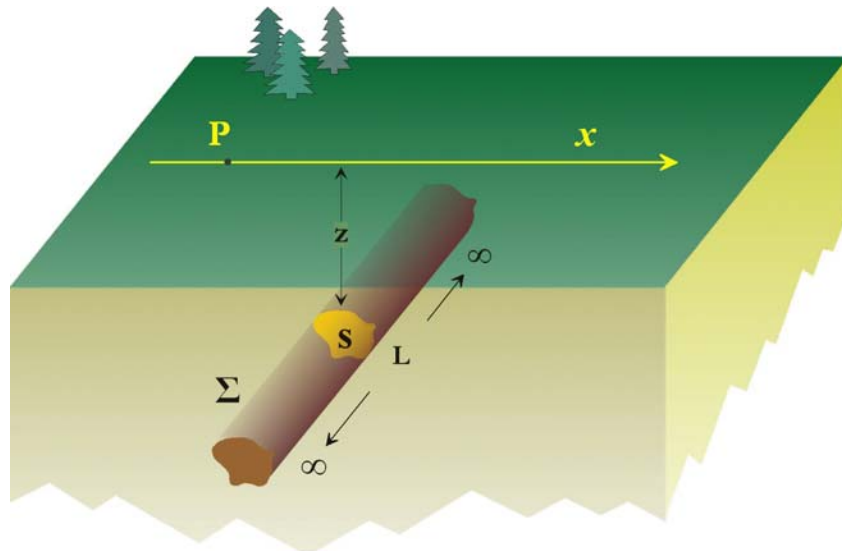
Με μαθηματική παράσταση, το άθροισμα μπορεί να γραφτεί

$$\Delta g = \frac{Gmz_1}{((x-d_1)^2 + z_1^2)^{3/2}} + \frac{Gmz_2}{((x-d_2)^2 + z_2^2)^{3/2}} + \frac{Gmz_3}{((x-d_3)^2 + z_3^2)^{3/2}} + \dots$$

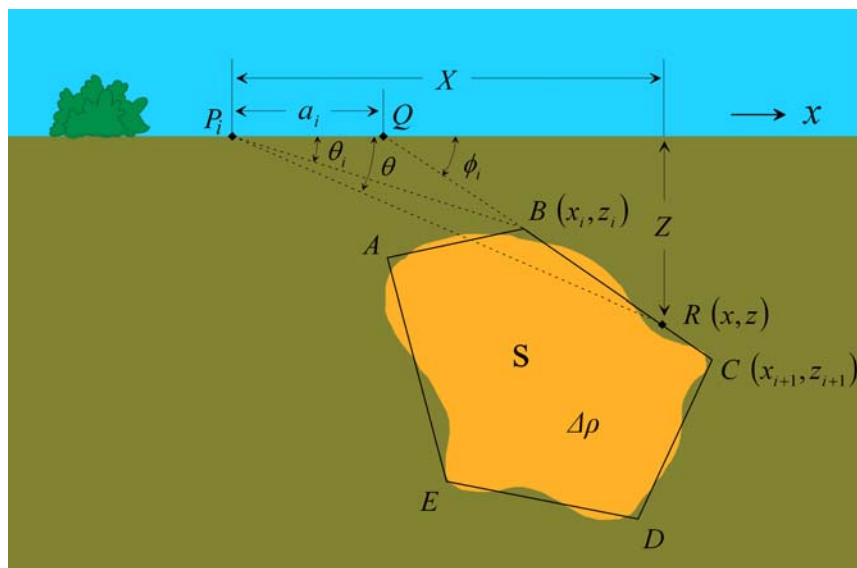
όπου το  $z_i$  αντιπροσωπεύει το βάθος ταφής, το  $d_i$  την οριζόντια θέση κάθε σημειακής μάζας  $m_i$ , και το  $x$  την οριζόντια θέση του σημείου παρατήρησης. Στην εξίσωση αυτή έχουν γραφτεί μόνο οι τρεις πρώτοι όροι, ένας για κάθε μία σημειακή μάζα. Αν υπάρχουν  $N$  σημειακές μάζες η εξίσωση γράφεται

$$\Delta g = \sum_{i=1}^N \frac{Gmz_i}{((x-d_i)^2 + z_i^2)^{3/2}}$$

Ο Talwani (1959) υπολόγισε την θεωρητική ανωμαλία βαρύτητας (απόκριση)  $\Delta g_\theta$  που δημιουργεί, κατά μήκος διεύθυνσης  $x$  στην επιφάνεια της γης, δύο διαστάσεων κατακόρυφη τομή  $s$  ενός στερεού σώματος, προσεγγίζοντας την περίμετρο της δισδιάστατης τομής  $s$  με ένα πολύγωνο  $n$  πλευρών. Η πρώτη προϋπόθεση για την εφαρμογή της μεθόδου Talwani είναι ότι η διεύθυνση  $x$  στην επιφάνεια της γης πρέπει να είναι κάθετη στην μεγάλη διάσταση  $L$  του στερεού σώματος.



Η δεύτερη προϋπόθεση είναι ότι η μεγάλη διάσταση  $L$  του σώματος πρέπει να τείνει στο άπειρο. Η τελευταία προϋπόθεση πρακτικά επιτυγχάνεται όταν το βάθος ταφής  $z$  του σώματος είναι πολύ μικρότερο της μεγάλης διάστασης του  $L$ . Στο παρακάτω σχήμα παρουσιάζεται μια απλή κατακόρυφη τομή που διέρχεται από την διεύθυνση  $x$  της επιφάνειας και τέμνει το σώμα  $\Sigma$ .



Η ανωμαλία βαρύτητας  $\Delta g_{(P_i)}$  που προκαλεί το δισδιάστατο σώμα  $s$  σε σημείο  $P_i$  της επιφάνειας της γης θα δίδεται από το γραμμικό ολοκλήρωμα κατά μήκος της περιμέτρου του πολυγώνου

$$\Delta g_{(P_i)} = 2G \Delta \rho \oint z d\theta$$

όπου  $z$  το βάθος ταφής του και  $\Delta \rho$  η διαφορά πυκνότητας του υλικού του με αυτήν του περιβάλλοντος μέσου. Από την γεωμετρία του παραπάνω σχήματος προκύπτουν οι ακόλουθες σχέσεις:

$$z = x \varepsilon \phi \theta = (x - a_i) \varepsilon \phi \phi_i \quad \text{ή}$$

$$z = (a_i \varepsilon \phi \theta \varepsilon \phi \theta_i) / (\varepsilon \phi \phi_i - \varepsilon \phi \theta)$$

οπότε το γραμμικό ολοκλήρωμα κατά μήκος της πλευράς  $BC$  θα είναι

$$\int_{BC} z \, d\theta = \int_B^C \frac{a_i \varepsilon\phi\theta \varepsilon\phi\phi_i}{\varepsilon\phi\phi_i - \varepsilon\phi\theta} \, d\theta$$

ο υπολογισμός του παραπάνω ολοκληρώματος καταλήγει τελικά στην ποσότητα

$$Q = a_i \eta\mu\phi_i \sigma\upsilon\nu\phi_i \left[ (\theta_i - \theta_{i+1}) + \varepsilon\phi\phi_i \ln \left\{ \frac{\sigma\upsilon\nu\theta_i (\varepsilon\phi\theta_i - \varepsilon\phi\phi_i)}{\sigma\upsilon\nu\theta_{i+1} (\varepsilon\phi\theta_{i+1} - \varepsilon\phi\phi_i)} \right\} \right]$$

και η ανωμαλία βαρύτητας στο  $P_i$  θα ισούται με το άθροισμα

$$\Delta g_{(P_i)} = 2G \Delta\rho \sum_{i=1}^n Q_i$$

Οι γωνίες  $\theta_i$  και  $\phi_i$  υπολογίζονται από τις σχέσεις  $\varepsilon\phi\theta_i = \frac{z_i}{x_i}$  και  $\varepsilon\phi\phi_i = \frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i}$  όπου τα

$x_{i+1}$ ,  $x_i$ ,  $z_i$ ,  $z_{i+1}$ , κλπ. είναι γνωστά. Ακόμα, οι παράμετροι του μοντέλου είναι καθορισμένες και η θέση του  $P_i$  επίσης. Οι αποστάσεις  $a_i$  είναι επίσης γνωστές καθώς

$$a_i = x_{i+1} - z_{i+1} \quad \varepsilon\phi\phi_i = x_{i+1} + z_{i+1} \left( \frac{x_{i+1} - x_i}{z_{i+1} - z_i} \right)$$

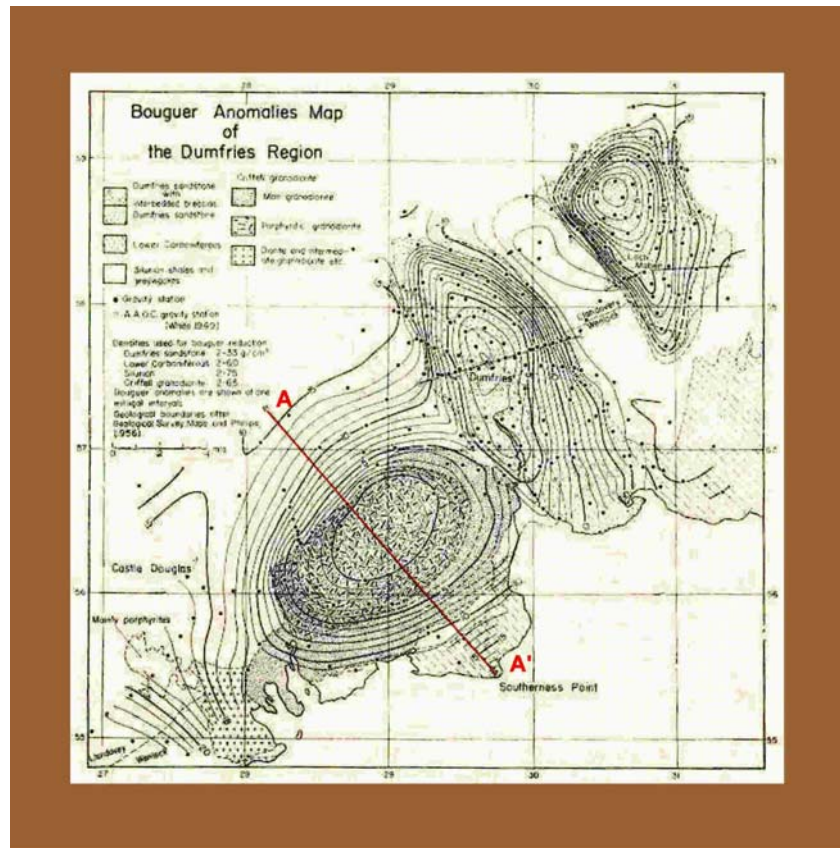
Κατόπιν τούτων η ποσότητα  $Q_i$  είναι δυνατόν να προσδιοριστεί και εξ' αυτής είναι πλέον δυνατός ο υπολογισμός της ανωμαλίας βαρύτητας  $\Delta g_{(P_i)}$  στο σημείο  $P_i$  από την σχέση

$$\Delta g_{(P_i)} = 2G \Delta\rho \sum_{i=1}^n Q_i$$

Με την ίδια διαδικασία γίνεται ο υπολογισμός της ανωμαλίας βαρύτητας σε όλα τα σημεία  $P_i$  κατά μήκος της διεύθυνσης  $x$ . Η γραφική παράσταση των τιμών της ανωμαλίας όλα τα σημεία  $P_i$  μας παρέχει την τελική απόκριση  $\Delta g_\theta$  του δισδιάστατου σώματος (μοντέλου) κατά μήκος της διεύθυνσης  $x$ .

Θα ολοκληρώσουμε αυτό το κεφάλαιο με δύο παραδείγματα ερμηνείας ανωμαλιών βαρύτητας τα οποία εικονογραφούν αρκετά από όσα συζητήθηκαν προηγούμενα. Το πρώτο παράδειγμα αναφέρεται στα αποτελέσματα εκτεταμένης βαρυτομετρικής έρευνας στη περιοχή Dumfries στην νοτιοδυτική Αγγλία. Σκοπός της βαρυτομετρικής έρευνας ήταν ο προσδιορισμός των φυσικών παραμέτρων της γρανιτοδιοριτικής μάζας Griffel που δομεί την περιοχή. Στο παρακάτω σχήμα παρουσιάζεται ο χάρτης των ανωμαλιών βαρύτητας (χάρτης ανωμαλιών Bouguer) που προέκυψε ύστερα από την επεξεργασία των μετρήσεων βαρύτητας που λήφθηκαν κατά τις εργασίες πεδίου.

Στον χάρτη παρουσιάζεται μία χαρακτηριστική ανωμαλία βαρύτητας, οι ισότιμες καμπύλες της οποίας έχουν κυλινδική περίπου μορφή με τιμές ανωμαλίας που ελαττώνονται από έξω προς το κέντρο της ανωμαλίας (αρνητική ανωμαλία). Στον ίδιο χάρτη παρουσιάζονται και άλλες ενδιαφέρουσες ανωμαλίες βαρύτητας με τις οποίες δεν θα ασχοληθούμε. Η κυλινδική ανωμαλία βαρύτητας οφείλεται αποκλειστικά στην παρουσία της γρανιτοδιοριτικής μάζας στο υπέδαφος. Η βαθμίδα του βαρυτικού πεδίου, που εκφράζεται με τον ρυθμό μεταβολής των ισότιμων καμπύλων της ανωμαλίας, παρατηρούμε ότι είναι πολύ απότομη, γεγονός που σημαίνει ότι η γρανιτοδιοριτική μάζα βρίσκεται σε μικρό βάθος από την επιφάνεια της γης. Η ελάττωση της ανωμαλίας από έξω προς το κέντρο δηλώνει ότι η πυκνότητα του γρανιτοδιοριτικού είναι μικρότερη αυτής του υλικού που τον περιβάλλει, γεγονός το οποίο άλλωστε πιστοποιήθηκε και από εργαστηριακές μετρήσεις της πυκνότητας δειγμάτων που συλλέχθηκαν από την περιοχή έρευνας.



Ο προσδιορισμός των φυσικών παραμέτρων της γρανιτοδιοριτικής μάζας Griffel πραγματοποιήθηκε με την κατασκευή της βαρυτομετρικής τομής  $AA'$  που φαίνεται στο διάγραμμα του παρακάτω σχήματος. Η θέση της τομής  $AA'$  φαίνεται στον χάρτη του προηγούμενου σχήματος.

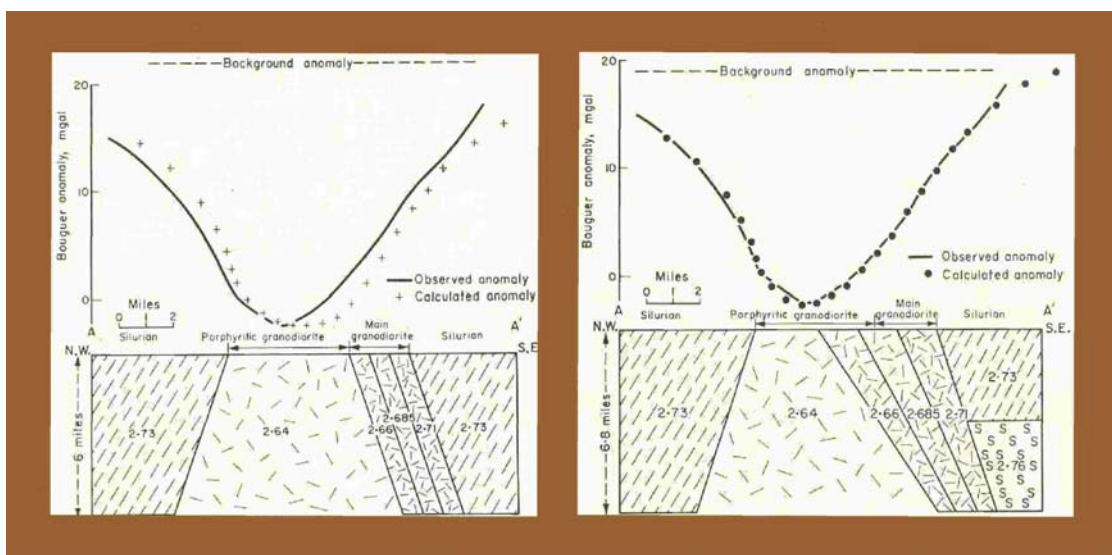


Οι τιμές της ανωμαλίας βαρύτητας για την κατασκευή του παραπάνω διαγράμματος (τετμημένα του διαγράμματος) προέκυψαν από την ανάγνωση των τιμών των σημείων όπου η ευθεία  $AA'$  τέμνει τις ισότιμες καμπύλες. Οι τιμές της απόστασης (τεταγμένα του διαγράμματος) είναι οι αποστάσεις μεταξύ των σημείων όπου η ευθεία  $AA'$  τέμνει τις ισότιμες

καμπύλες του χάρτη. Η ανωμαλία βαρύτητας στο παραπάνω διάγραμμα εκφράζει τα πειραματικά δεδομένα μας ή την πειραματική ανωμαλία βαρύτητας  $\Delta g_{\pi}$ .

Το επόμενο βήμα για τον προσδιορισμό των φυσικών παραμέτρων της γρανιτοδιοριτικής μάζας ήταν η κατασκευή ενός αρχικού μοντέλου που να προσομοιάζει κατά το δυνατόν την δομή της γρανιτοδιοριτικής μάζας και ο υπολογισμός της θεωρητικής του απόκρισης  $\Delta g_{\theta}$  με μαθηματικές μεθόδους. Λαμβάνοντας υπόψη όλα τα διαθέσιμα στοιχεία (μορφή της ανωμαλίας, εργαστηριακές μετρήσεις πυκνότητας κλπ.) κατασκευάστηκε ένα αρχικό μοντέλο της ζητούμενης δομής που παρουσιάζεται στην αριστερή εικόνα του παρακάτω σχήματος.

Η θεωρητική απόκριση  $\Delta g_{\theta}$  του μοντέλου υπολογίστηκε με την μέθοδο Talwani που αναφέραμε στα προηγούμενα και είναι το διάγραμμα με τα σύμβολα + στο πάνω μέρος της ίδιας εικόνας. Στους ίδιους άξονες του διαγράμματος, για λόγους σύγκρισης, έχει σχεδιασθεί και η πειραματική ανωμαλία  $\Delta g_{\pi}$ . Όπως προκύπτει από τα διαγράμματα η σύγκριση των  $\Delta g_{\theta}$  και  $\Delta g_{\pi}$  δεν ήταν ικανοποιητική οπότε ακολούθησε βελτίωση των παραμέτρων του αρχικού μοντέλου και επανυπολογισμός της νέας  $\Delta g_{\theta}$ .

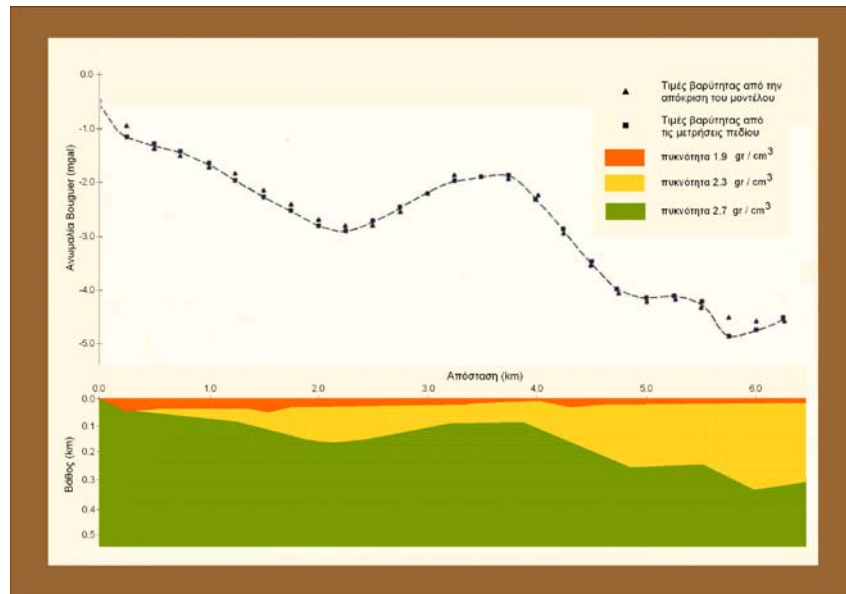


Με διαδοχικές βελτιώσεις του μοντέλου και επανάληψη της παραπάνω διαδικασίας προέκυψε το τελικό μοντέλο, που υιοθετήθηκε για την γρανιτοδιοριτική μάζα, το οποίο παρουσιάζεται στη δεξιά εικόνα του παραπάνω σχήματος. Όπως παρατηρούμε η προσαρμογή της απόκρισης του τελικού μοντέλου με την πειραματική ανωμαλία βαρύτητας είναι πολύ καλή.

Το δεύτερο παράδειγμα αφορά στην μέτρηση του πεδίου βαρύτητας στο Οροπέδιο Λασιθίου της Κρήτης. Σκοπός της βαρυτομετρικής έρευνας ήταν ο προσδιορισμός του γεωλογικού μοντέλου που δομεί το υπέδαφος του Οροπεδίου. Όπως και στο πρώτο παράδειγμα, οι μετρήσεις του πεδίου βαρύτητας, που λήφθηκαν κατά τις εργασίες πεδίου, έτυχαν επεξεργασίας, με τελικό αποτέλεσμα την κατασκευή του χάρτη των ανωμαλιών βαρύτητας (χάρτης ανωμαλιών Bouguer).

Όπως και προηγούμενα, ο υπολογισμός των φυσικών παραμέτρων του ζητούμενου γεωλογικού μοντέλου επιτεύχθηκε με: 1) την χάραξη στον χάρτη Bouguer ευθείας σε επιλεγείσα διεύθυνση και την κατασκευή της αντίστοιχης πειραματικής ανωμαλίας βαρύτητας, 2) την υιοθέτηση ενός αρχικού μοντέλου που πιστεύουμε ότι προσομοιάζει την ζητούμενη γεωλογική δομή, 3) τον υπολογισμό της θεωρητικής απόκρισης του αρχικού μοντέλου, 4) την σύγκριση της απόκρισης

με την πειραματική ανωμαλία και 5) την βελτίωση του αρχικού μοντέλου με βάση την παρατηρούμενη απόκλιση από την σύγκριση και επανάληψη της όλης διαδικασίας.



Στο παραπάνω σχήμα είναι σχεδιασμένο το τελικό μοντέλο της γεωλογικής δομής του Οροπεδίου με τα αντίστοιχα διαγράμματα της πειραματικής ανωμαλίας βαρύτητας και της απόκλισης του τελικού μοντέλου. Παρατηρούμε η προσαρμογή των δύο διαγραμμάτων είναι πολύ καλή. Όπως προκύπτει, την περιοχή δομούν ένα επιφανειακό στρώμα προσχώσεων με τιμή πυκνότητας  $1.9 \text{ gr/cm}^3$ , το οποίο υπέρκειται στρώματος των φυλλιτών μεταβλητού πάχους με τιμή πυκνότητας  $2.3 \text{ gr/cm}^3$ . Το βραχώδες υπόβαθρο απαρτίζονται οι ασβεστόλιθοι που εντοπίζονται σε ένα βάθος που κυμαίνεται από 0–350 μέτρα με τιμή πυκνότητας  $2.7 \text{ gr/cm}^3$ .

### Αβεβαιότητα του μοντέλου

Όπως και προηγούμενα αναφέραμε, το επόμενο βήμα μετά την απομάκρυνση των ανωμαλιών μεγάλης κλίμακας και τον προσδιορισμό της καθαρής τοπικής ανωμαλίας βαρύτητας, που οφείλεται στην ανώμαλη κατανομή της μάζας για την οποία ενδιαφερόμαστε, είναι η γεωφυσική ερμηνεία της ανωμαλίας αυτής, δηλαδή ο καθορισμός των διαστάσεων, της πυκνότητας και του βάθους του σώματος στο οποίο οφείλεται η παρουσία της ανωμαλίας βαρύτητας που εμφανίζεται στον χάρτη. Δυστυχώς, όμως, δεν μπορεί να δοθεί μονοσήμαντη λύση στο πρόβλημα. Είναι δηλαδή δυνατό περισσότερες της μίας διαφορετικές κατανομές πυκνότητας να προκαλούν την ίδια μορφή βαρυτομετρικών ανωμαλιών στην επιφάνεια της γης. Αυτό άλλωστε είναι και το βασικό μειονέκτημα των μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης που βασίζονται σε μετρήσεις δυναμικών πεδίων όπως είναι η υπό εξέταση μέθοδος της βαρύτητας καθώς και η μαγνητική μέθοδος που θα εξετάσουμε στα επόμενα.

Όπως είδαμε στα προηγούμενα, η κάθετη συνιστώσα της έλξης που προκαλεί ένα σφαιρικό σώμα ισούται με

$$\Delta g = \frac{Gmz}{(x^2 + z^2)^{3/2}}$$

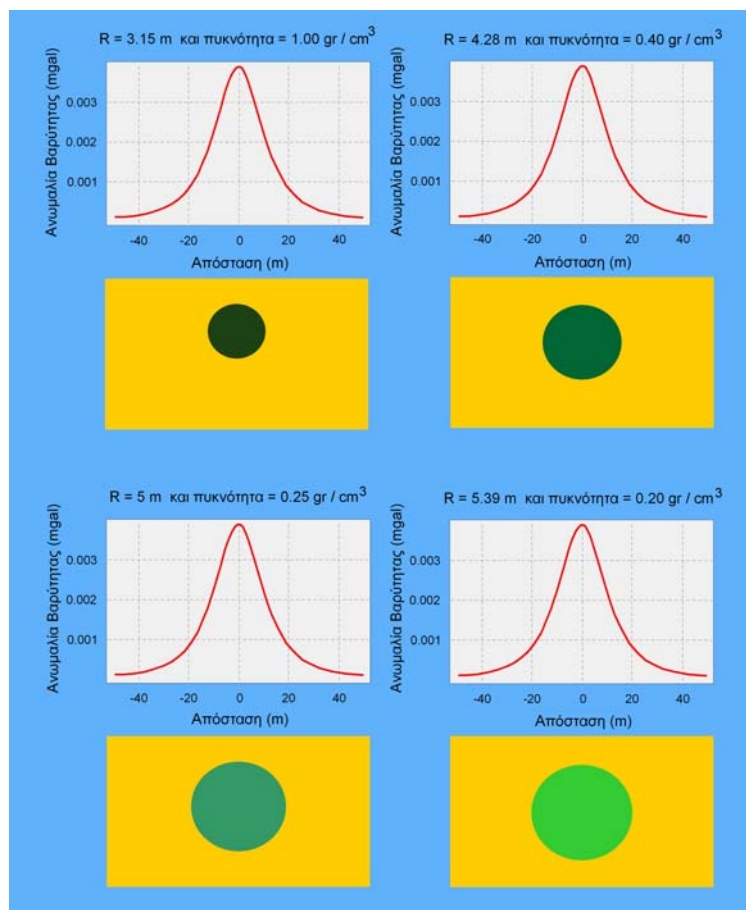
όπου η μάζα  $m$  συνδέεται με τον όγκο  $V$  και την αντίθεση πυκνότητας  $\Delta\rho$  της σφαίρας και των περιβαλλόντων πετρωμάτων με τη σχέση  $m = V\Delta\rho$  και επειδή ο όγκος  $V$  της σφαίρας δίδεται από τη σχέση  $V = \frac{4}{3}\pi R^3$

$$\Delta g = \frac{4 \pi R^3 \Delta\rho G z}{3 (x^2 + z^2)^{3/2}}$$

Παρατηρούμε δηλαδή ότι η σχέση περιέχει τους όρους  $R$  (ακτίνα) και  $\Delta\rho$  που περιγράφουν τις φυσικές παραμέτρους του σφαιρικού σώματος, το οποίο ζητάμε να καθορίσουμε με τις βαρυτικές μετρήσεις (η τρίτη παράμετρος είναι το βάθος μέχρι το κέντρο της σφαίρας,  $z$ ). Δηλαδή, αυτό που θέλουμε είναι να δημιουργήσουμε προβλέψεις της επιτάχυνσης της βαρύτητας για δεδομένες τιμές του  $R$  και του  $\Delta\rho$ , να τις συγκρίνουμε με τις μετρήσεις μας, και στη συνέχεια, να μεταβάλουμε το  $R$  και το  $\Delta\rho$  μέχρι η πρόβλεψη της επιτάχυνσης να ταιριάζει με την μετρημένη τιμή της επιτάχυνσης.

Αυτό ακούγεται απλό, ωστόσο υπάρχει ένα σημαντικό πρόβλημα. Είναι άπειροι οι συνδυασμοί του  $R$  και του  $\Delta\rho$  που παράγουν ακριβώς την ίδια βαρυτική επιτάχυνση! Στο παρακάτω σχήμα δίδεται ένα παράδειγμα από το οποίο προκύπτει η *πολυσήμαντη ερμηνεία* των ανωμαλιών βαρύτητας. Υποθέτουμε λοιπόν ότι έχουμε βρει τις κατάλληλες τιμές για το  $R$  και το  $\Delta\rho$  που ταιριάζουν στις παρατηρήσεις μας και έστω ότι αυτές δίδουν για το γινόμενο  $R^3\Delta\rho$  της παραπάνω σχέσης την τιμή

$$R^3\Delta\rho = 31.25$$



Οποιοσδήποτε άλλος συνδυασμός των  $R$  και  $\Delta\rho$  θα ταιριάζει επίσης στις παρατηρήσεις μας, αρκεί ο κύβος του  $R$  επί  $\Delta\rho$  να ισούται με 31,25. Στο παραπάνω σχήμα δίνονται τα παραδείγματα των βαρυτικών παρατηρήσεων που παράγονται από τέσσερις διαφορετικές λύσεις.

Η αδυναμία μας να διαλέξουμε μονοσήμαντες παραμέτρους που να περιγράφουν το μοντέλο της γης που δίνουν οι γεωφυσικές παρατηρήσεις δεν είναι χαρακτηριστικό της βαρυτικής μεθόδου μόνο, αλλά παρουσιάζεται σε όλες τις γεωφυσικές μεθόδους. Η αδυναμία αυτή χαρακτηρίζεται με διάφορες εκφράσεις, όπως *Αβεβαιότητα Μοντέλου*, *Ισοδυναμία Μοντέλου* και *Μη-μοναδικότητα της λύσης*. Ανεξάρτητα με το όνομα που χρησιμοποιείται, πάντα σημαίνει ένα πράγμα. Η συγκεκριμένη γεωφυσική μέθοδος αδυνατεί να ορίσει μονοσήμαντα τη γεωλογική δομή που υπόκειται της διασκόπησης.

Το συμπέρασμα που προκύπτει λοιπόν από τα παραπάνω είναι:

*Ένα μοντέλο γεωλογικής δομής μπορεί να ορίσει μοναδικά το βαρυτικό πεδίο πάνω από τη δομή. Το βαρυτικό πεδίο όμως, δεν μπορεί να ορίσει μοναδικά τη γεωλογική δομή που το δημιουργεί.*

Γεννιέται έτσι το ερώτημα, πώς καθορίζουμε ποιο μοντέλο είναι σωστό. Για να γίνει αυτό πρέπει να συλλέξουμε πρόσθετες παρατηρήσεις πάνω στις οποίες θα στηρίζουμε την ερμηνεία μας. Οι παρατηρήσεις αυτές πιθανόν να περιορίσουν το εύρος των αποδεικτών μοντέλων που πρέπει να εξετάσουμε κατά την ερμηνεία των βαρυτικών μετρήσεων. Οι παρατηρήσεις μπορεί να περιέχουν γεωλογικές παρατηρήσεις ή παρατηρήσεις από διαφορετικούς τύπους γεωφυσικών διασκοπίσεων.



## ΜΑΓΝΗΤΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ

### Ιστορική Σύνοψη

Αντίθετα με τις παρατηρήσεις επί του πεδίου βαρύτητας που περιγράψαμε στο προηγούμενο κεφάλαιο, συστηματικές παρατηρήσεις του μαγνητικού πεδίου της γης έχουν γίνει εδώ και 500 χρόνια. Ο Sir William Gilbert δημοσίευσε τη πρώτη επιστημονική διατριβή επί του γήινου μαγνητικού πεδίου με τίτλο *De Magnet.* Στην εργασία αυτή, ο Gilbert έδειξε ότι το αίτιο που η μαγνητική βελόνα της πυξίδας κατευθύνεται προς τον βόρειο πόλο της γης είναι διότι η ίδια η γη φαίνεται να συμπεριφέρεται σαν ένας τεράστιος μαγνήτης.



William Gilbert (1544-1603)  
Άγγλος ιατρός

Ο Gilbert έδειξε επίσης ότι το μαγνητικό πεδίο της γης είναι περίπου ισοδύναμο με αυτό που θα προερχόταν από μια μαγνητική ράβδο τοποθετημένη στο κέντρο της γης με προσανατολισμό κατά μήκος του άξονα περιστροφής της. Κατά τα μέσα του δέκατου ένατου αιώνα, ο Karl Frederick Gauss επιβεβαίωσε τις παρατηρήσεις του Gilbert δείχνοντας επίσης ότι το μαγνητικό πεδίο που παρατηρείται στην επιφάνεια της γης δεν θα μπορούσε να οφείλεται σε μαγνητικές πηγές που βρίσκονται στο εξωτερικό της γης, αλλά μάλλον σε πηγές ευρισκόμενες στο εσωτερικό της. Η γεωφυσική διερεύνηση με τη χρησιμοποίηση παρατηρήσεων του γήινου μαγνητικού πεδίου ήταν η πρώτη γεωφυσική τεχνική που χρηματοδοτήθηκε. Ο von Werde εντόπισε κοιτάσματα μεταλλευμάτων με χαρτογράφηση των μεταβολών του γήινου μαγνητικού πεδίου το 1843. Το 1879, ο Thalen δημοσίευσε την πρώτη γεωφυσική χειρόγραφη εργασία με τίτλο *The Examination of Iron Ore Deposits by Magnetic Measurements.*

Ακόμα και σήμερα, οι μαγνητικές μέθοδοι διασκόπησης είναι από τις περισσότερο διαδεδομένες γεωφυσικές τεχνικές. Τούτο οφείλεται στο γεγονός ότι οι μαγνητικές παρατηρήσεις αποκτούνται εύκολα και γρήγορα χωρίς να χρειάζονται πολύπλοκες και χρονοβόρες διορθώσεις. Παρά τα προφανή αυτά πλεονεκτήματά τους, όπως και οι βαρυτικές μέθοδοι, οι ερμηνείες των μαγνητικών μετρήσεων υστερούν σε αυτό που λέγεται μοναδικότητα της λύσης.

### Ομοιότητες μεταξύ των Βαρυτομετρικών και Μαγνητικών μεθόδων

Οι γεωφυσικές έρευνες που ασχολούνται με το μαγνητικό πεδίο της γης παρουσιάζουν πολλές ομοιότητες με αυτές που ασχολούνται με το βαρυτικό πεδίο. Μερικές από τις πιο χαρακτηριστικές ομοιότητες είναι:

1. Οι τεχνικές της γεωφυσικής έρευνας που χρησιμοποιούν το μαγνητισμό και τη βαρύτητα είναι *παθητικές*. Αυτό σημαίνει ότι όταν εφαρμόζουμε τις δύο αυτές μεθόδους μετρούμε ένα φυσικό πεδίο και όχι ένα τεχνητό που έχουμε δημιουργήσει εμείς για τους σκοπούς

της έρευνας. Η μαγνητική και η βαρυτική μέθοδος συχνά αποκαλούνται *δυναμικές μέθοδοι* και το μαγνητικό και το βαρυτικό πεδίο *δυναμικά πεδία*.

- Μπορούν να χρησιμοποιηθούν οι ίδιες φυσικές και μαθηματικές παραστάσεις για την κατανόηση της μαγνητικής και βαρυτικής δύναμης. Για παράδειγμα, η στοιχειώδης ποσότητα που χρησιμοποιήθηκε για τον ορισμό της βαρυτικής δύναμης είναι η σημειακή μάζα. Μία ισοδύναμη παράσταση χρησιμοποιείται και για τον ορισμό την δύναμης που παράγεται από τη στοιχειώδη μαγνητική ποσότητα. Όμως, αντί να λέγεται σημειακή μάζα, η στοιχειώδης μαγνητική ποσότητα καλείται **μαγνητικό μονόπολο** (*magnetic monopole*). Οι μαθηματικές παραστάσεις που χρησιμοποιούνται για τη σημειακή μάζα και το μαγνητικό μονόπολο είναι πανομοιότυπες.
- Η απόκτηση, η αναγωγή και η ερμηνεία των βαρυτομετρικών και μαγνητικών μετρήσεων είναι παρόμοιες

## Διαφορές μεταξύ των Βαρυτομετρικών και Μαγνητικών μεθόδων

Δυστυχώς, παρά τις ομοιότητες αυτές, υπάρχουν και αρκετές σημαντικές διαφορές μεταξύ της μαγνητικής και της βαρυτικής έρευνας. Οι διαφορές αυτές κάνουν την ποσοτική και ποιοτική ερμηνεία των μαγνητικών ανωμαλιών πιο δύσκολη και λιγότερο διακριτική από την ερμηνεία των βαρυτικών.

- Όπως γνωρίσαμε, η θεμελιώδης παράμετρος που ελέγχει τις βαρυτικές μεταβολές που μας ενδιαφέρουν ως γεωφυσικούς ερευνητές είναι η πυκνότητα των πετρωμάτων. Οι πυκνότητες των πετρωμάτων και των εδαφών μεταβάλλονται λίγο από θέση σε θέση κοντά στην επιφάνεια της γης. Οι υψηλότερες τιμές πυκνότητας που συνήθως παρατηρούμε είναι περίπου  $3.0 \text{ g/cm}^3$  και οι χαμηλότερες περίπου  $1.0 \text{ g/cm}^3$ . Η θεμελιώδης παράμετρος που ελέγχει τις μεταβολές του μαγνητικού πεδίου που μας ενδιαφέρουν είναι η *μαγνητική επιδεικτικότητα* (*magnetic susceptibility*), η οποία, αντιθέτως, μπορεί να μεταβάλλεται έως και τέσσερις ή πέντε τάξεις μεγέθους (δηλαδή  $10^4$  ή  $10^5$ ). Η μεταβολή αυτή δεν παρουσιάζεται μόνο μεταξύ διαφορετικών τύπων πετρωμάτων, αλλά μεγάλες μεταβολές στην επιδεικτικότητα μπορούν να συμβαίνουν και μέσα στο ίδιο πέτρωμα. Επομένως, είναι πολύ δύσκολο να καθορισθεί ο τύπος ενός πετρώματος βάσει της υπολογιζόμενης επιδεικτικότητας.
- Αντίθετα με τη βαρυτική δύναμη, η οποία είναι πάντα ελκτική, η μαγνητική δύναμη μπορεί να είναι ελκτική και απωστική. Επομένως, μαθηματικά, τα μαγνητικά μονόπολα μπορούν να πάρουν είτε θετικές, είτε αρνητικές τιμές.
- Σε αντίθεση με την περίπτωση των βαρυτικών, μοναχικές μαγνητικές σημειακές πηγές δεν μπορούν να υπάρξουν στην περίπτωση των μαγνητικών. Τα μονόπολα συναντώνται πάντα σε ζεύγη. Κάθε ζεύγος μονόπολων, το οποίο καλείται *μαγνητικό δίπολο* (*dipole*), αποτελείται από ένα θετικό και ένα αρνητικό μονόπολο.
- Ένα βαρυτικό πεδίο κατάλληλα διορθωμένο από όλες τις επιδράσεις που έχουμε ήδη αναφέρει (υψόμετρο, γεωγραφικό πλάτος, Bouguer, τοπογραφική κλπ.) οφείλεται όπως γνωρίζουμε στις υπόγειες μεταβολές της πυκνότητας. Ένα κατάλληλα διορθωμένο μαγνητικό πεδίο, όμως, μπορεί να προέρχεται από τουλάχιστον δύο διαφορετικές πηγές. Μπορεί να παράγεται μέσω μιας *επαγόμενης μαγνήτισης* (*induced magnetization*) ή μέσω μιας παραμένουσας *μαγνήτισης* (*remanent magnetization*). Έτσι, σε ένα οποιοδήποτε σύνολο παρατηρήσεων υπαίθρου, είναι πιθανό και οι δύο μηχανισμοί να έχουν συνεισφέρει στο παρατηρούμενο μαγνητικό πεδίο. Είναι, ωστόσο, δύσκολο να διακριθούν οι μηχανισμοί αυτοί από τις παρατηρήσεις υπαίθρου μόνο.

5. Αντίθετα με το βαρυτικό πεδίο, το οποίο δεν μεταβάλλεται πολύ με το χρόνο, το μαγνητικό πεδίο εξαρτάται σημαντικά από το χρόνο.

## Μαγνητικά Μονόπολα

Όπως γνωρίσαμε, η βαρυτική δύναμη που ασκείται μεταξύ δύο σημειακών μαζών,  $m_1$  και  $m_2$ , που βρίσκονται σε απόσταση  $r$  δίνεται από τον Νόμο της παγκόσμιας έλξης του Newton:

$$F_g = \frac{Gm_1m_2}{r^2}$$

οπού  $G$  είναι η παγκόσμια σταθερά της βαρύτητας. Ο νόμος, με λόγια, απλά δηλώνει ότι η δύναμη που ασκείται μεταξύ δύο σωμάτων μειώνεται αντιστρόφως ανάλογα του τετραγώνου της απόστασης που τα χωρίζει. Εφόσον η μάζα, η απόσταση και η παγκόσμια σταθερά της βαρύτητας έχουν όλες πάντα θετική τιμή, η δύναμη της βαρύτητας είναι πάντα μία ελκτική δύναμη.

Ο Charles Augustin de Coulomb, το 1785, έδειξε ότι η ελκτική ή απωστική δύναμη μεταξύ ηλεκτρικά φορτισμένων σωμάτων και μεταξύ μαγνητικών πόλων επίσης υπακούουν σε έναν νόμο αντίστροφου τετραγώνου, όπως αυτόν που διατύπωσε ο Newton για τη βαρύτητα. Ο Coulomb, για να κάνει τις απαιτούμενες μετρήσεις προκειμένου να το αποδείξει, εφεύρε τον *ζυγό στρέψης* (*torsion balance*). Η μαθηματική έκφραση (εξίσωση Coulomb) για τη μαγνητική δύναμη που ασκείται μεταξύ δύο μαγνητικών μονόπολων είναι



Charles Augustin de Coulomb  
(1736-1806) Γάλλος Φυσικός

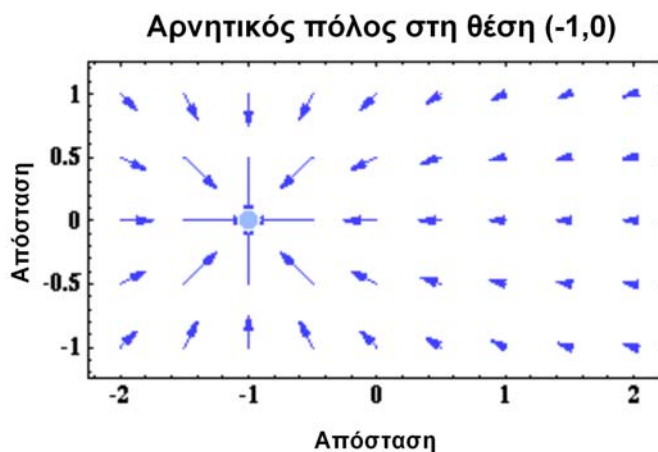
$$F_m = \frac{1}{\mu} \frac{p_1 p_2}{r^2}$$

όπου  $\mu$  είναι μια σταθερά αναλογίας που καλείται *μαγνητική διαπερατότητα* (*magnetic permeability*),  $p_1$  και  $p_2$  είναι οι *εντάσεις* των δύο μονόπολων που αναφέρονται και ως *ποσότητες μαγνητισμού*, και  $r$  είναι η απόσταση μεταξύ τους. Σε μορφή, η έκφραση αυτή είναι πανομοιότυπη με την έκφραση της βαρυτικής δύναμης. Υπάρχουν, ωστόσο, δύο σημαντικές διαφορές.

1. Σε αντίθεση με την παγκόσμια σταθερά της βαρύτητας  $G$ , η μαγνητική διαπερατότητα  $\mu$ , είναι μια ιδιότητα του υλικού μέσα στο οποίο βρίσκονται τα μονόπολα  $p_1$  και  $p_2$ . Αν τα μονόπολα βρίσκονται στο κενό, τότε το  $\mu$  καλείται μαγνητική διαπερατότητα του κενού (permeability of free space). Η μαγνητική διαπερατότητα είναι ίση με τη μονάδα στο κενό και σχεδόν ίση με τη μονάδα στον αέρα.
2. Αντίθετα με τις  $m_1$  και  $m_2$ , τα  $p_1$  και  $p_2$  μπορούν να είναι είτε θετικά είτε αρνητικά. Αν τα  $p_1$  και  $p_2$  έχουν το ίδιο πρόσημο, τότε η δύναμη μεταξύ τους είναι απωστική. Αν τα  $p_1$  και  $p_2$  έχουν αντίθετα πρόσημα, τότε η δύναμη μεταξύ τους είναι ελκτική.

## Δυνάμεις που σχετίζονται με τα Μαγνητικά Μονόπολα

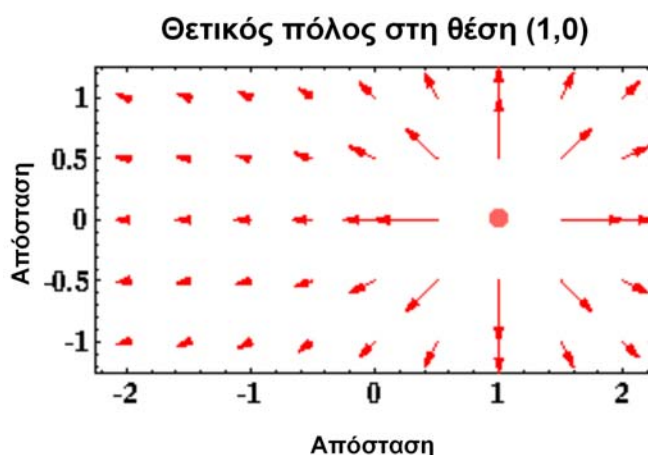
Στο παρακάτω σχήμα υποθέτουμε ότι υπάρχει ένας αρνητικός μαγνητικός πόλος,  $p_1 < 0.0$ , στη θέση  $x = -1$  και  $y = 0$ . Παίρνουμε ένα θετικό μαγνητικό πόλο,  $p_2 > 0.0$ , και τον τοποθετούμε σε μία θέση  $(x, y)$  και μετρούμε την ένταση και τη διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου δυνάμεων. Θα σχεδιάσουμε τη δύναμη ως άνυσμα με διεύθυνση τη διεύθυνση της δύναμης και μήκος το μέτρο της δύναμης. Επαναλαμβάνουμε αυτή τη διαδικασία μετακινώντας τον θετικό πόλο σε νέα θέση. Αφού επαναλάβουμε για αρκετές θέσεις, θα κατασκευάσουμε ένα σχεδιάγραμμα όπως αυτό που βλέπουμε στο παρακάτω σχήμα.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Όπως περιγράφεται από την εξίσωση του Coulomb, το μέγεθος των ανυσμάτων πρέπει να μειώνεται αντιστρόφως ανάλογα του τετραγώνου της απόστασης μεταξύ των δύο μαγνητικών πόλων και η διεύθυνση της δύναμης που ασκείται στο  $p_2$  είναι πάντα σε διεύθυνση προς το  $p_1$  (η δύναμη είναι ελκτική).

Αν αντί αυτού, το  $p_1$  είναι θετικός πόλος στη θέση  $x = 1$  και  $y = 0$ , όπως στο παρακάτω σχήμα, το σχεδιάγραμμα της δύναμης που ασκείται στο  $p_2$  είναι το ίδιο με το παραπάνω, όμως η δύναμη διευθύνεται πάντα μακριά από το  $p_1$  (η δύναμη είναι απωστική).

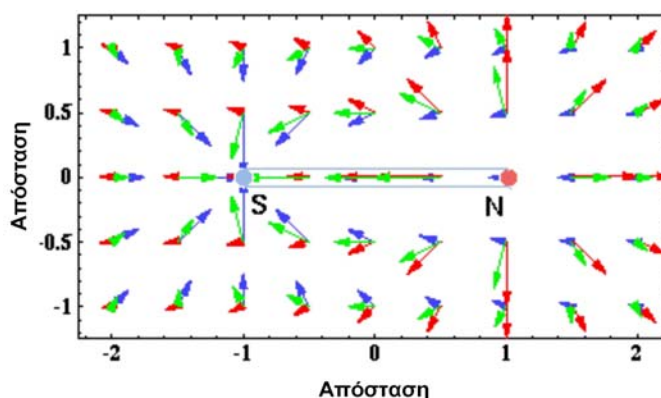


(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

## Μαγνητικά Δίπολα

Μέχρι στιγμής όλα φαίνονται απλά και άμεσα συγκρίσιμα με τις βαρυτικές δυνάμεις, με εξαίρεση το γεγονός ότι οι μαγνητικές δυνάμεις είναι ελκτικές και απωστικές, ενώ οι βαρυτικές μόνο ελκτικές. Στην πραγματικότητα όμως τα πράγματα είναι πιο πολύπλοκα, διότι ποτέ δεν έχουν παρατηρηθεί στη φύση μαγνητικά μονόπολα! Για την ακρίβεια, το θεμελιώδες μαγνητικό στοιχείο αποτελείται από δύο μαγνητικά μονόπολα, ένα θετικό και ένα αρνητικό, τα οποία χωρίζονται με μικρή απόσταση. Το θεμελιώδες μαγνητικό στοιχείο αυτό καλείται **μαγνητικό δίπολο** (*magnetic dipole*).

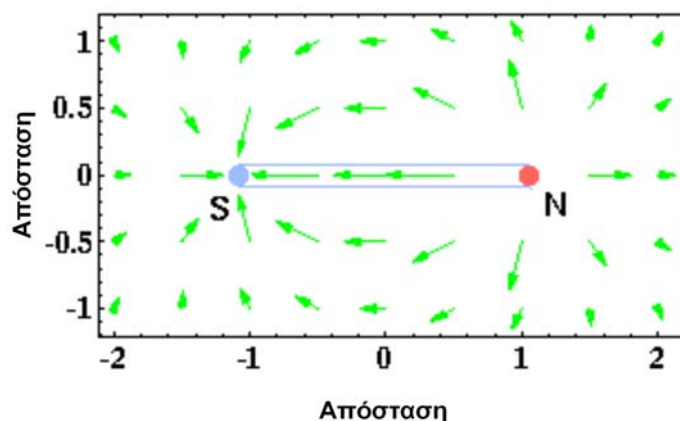
Μπορούμε να πάρουμε τη δύναμη που παράγεται από ένα μαγνητικό δίπολο αν εξετάσουμε τη δύναμη που παράγεται από δύο μαγνητικά μονόπολα. Εφόσον το μαγνητικό δίπολο απλά αποτελείται από δύο μονόπολα, είναι αναμενόμενο ότι η δύναμη που παράγεται από αυτό θα είναι ίση με τη δύναμη που παράγει ένα θετικό μαγνητικό μονόπολο στην οποία προστίθεται η δύναμη από ένα δεύτερο αρνητικό μαγνητικό μονόπολο. Στο προηγούμενο κεφάλαιο σχεδιάσαμε χωριστά τις μαγνητικές δυνάμεις που συνδέονται με τα δύο αυτά μαγνητικά μονόπολα. Οι μαγνητικές δυνάμεις αυτές παρουσιάζονται συνδυασμένες στο παρακάτω σχήμα ως κόκκινα και μοβ ανύσματα.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Αν προσθέσουμε τις μαγνητικές αυτές δυνάμεις διανυσματικά, θα πάρουμε τα συνιστάμενα πράσινα ανύσματα του παραπάνω σχήματος. Τα συνιστάμενα ανύσματα δείχνουν τη δύναμη που συνδέεται με το μαγνητικό δίπολο που αποτελείται από ένα αρνητικό μονόπολο στη θέση  $x = -1$ , το οποίο σημειώνεται με  $S$ , και ένα θετικό μονόπολο στη θέση  $x = 1$ , το οποίο σημειώνεται με  $N$ . Στο σχήμα που ακολουθεί φαίνονται μόνο τα συνιστάμενα ανύσματα της δύναμης του δίπολου.

### Μαγνητικό πεδίο διπόλου



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Η δύναμη του μαγνητικού δίπολου φαίνεται τώρα πιο πολύπλοκη από την απλή δύναμη της βαρύτητας. Επίσης, παρατηρούμε ότι τα ανύσματα της δύναμης μοιάζουν σαν να “βγαίνουν” από το μονόπολο  $N$  και να “μπαίνουν” στο μονόπολο  $S$ .

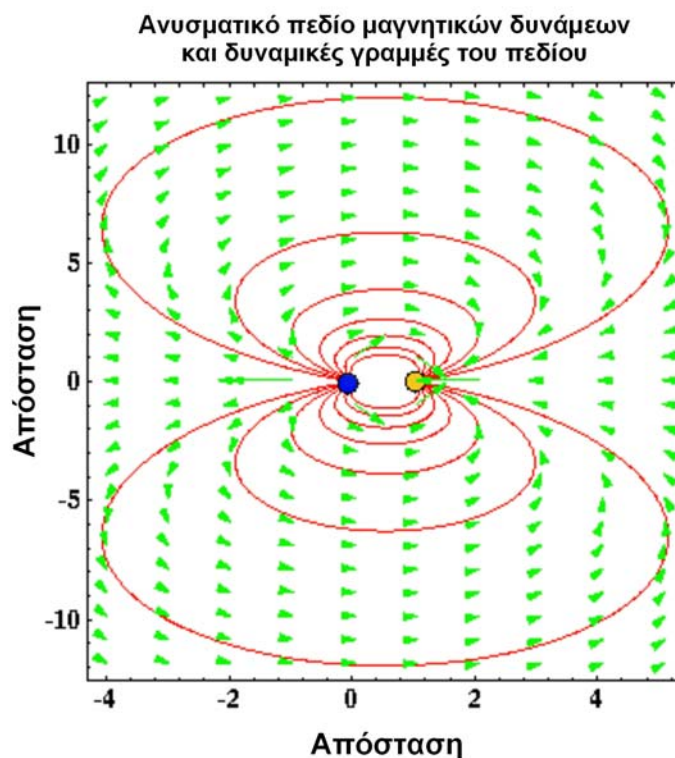
Η παραπάνω κατανομή της δύναμης δεν είναι τίποτε περισσότερο από την κατανομή της μαγνητικής δύναμης που παρατηρούμε γύρω από μία μαγνητική ράβδο. Για την ακρίβεια, μια μαγνητική ράβδος δεν είναι τίποτε περισσότερο από δύο μαγνητικά μονόπολα που χωρίζονται από το μήκος του μαγνήτη. Η μαγνητική δύναμη φαίνεται να προέρχεται από το βόρειο πόλο του μαγνήτη,  $N$ , και να τερματίζει στο νότιο πόλο,  $S$ , του μαγνήτη. Η **μαγνητική ροπή** ενός μαγνητικού δίπολου, του οποίου οι εντάσεις των πόλων (ποσότητες μαγνητισμού),  $p_1$  και  $p_2$  απέχουν απόσταση  $l$ , είναι ένα διανυσματικό μέγεθος,  $\mathbf{M}$ , του οποίου το μέτρο δίδεται από τη σχέση

$$M = pl$$

## Οι Δυναμικές Γραμμές του Δίπολου

Ένας άλλος τρόπος να απεικονίσουμε το μαγνητικό πεδίο δυνάμεων που σχετίζεται με ένα μαγνητικό δίπολο είναι να σχεδιάσουμε τις δυναμικές γραμμές του μαγνητικού πεδίου του δίπολου. Οι δυναμικές γραμμές δεν είναι τίποτε περισσότερο από ένα σύνολο γραμμών που σχεδιάζονται έτσι ώστε να είναι σε κάθε σημείο παράλληλες με τη διεύθυνση της δύναμης που θέλουμε να περιγράψουμε, στη συγκεκριμένη περίπτωση, τη μαγνητική δύναμη.

Στο παρακάτω σχήμα βλέπουμε τη χωρική μεταβολή της μαγνητικής δύναμης (πράσινα βέλη) που σχετίζεται με ένα μαγνητικό δίπολο καθώς και τις δυναμικές γραμμές (κόκκινες γραμμές) που περιγράφουν τη δύναμη.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Παρατηρούμε ότι οι κόκκινες γραμμές που αντιπροσωπεύουν τις δυναμικές γραμμές είναι πάντα παράλληλες στη διεύθυνση της δύναμης. Το πλήθος και οι αποστάσεις των κόκκινων γραμμών που έχουμε επιλέξει να δείξουμε είναι αυθαίρετα με εξαίρεση έναν παράγοντα. Η θέση των κόκκινων γραμμών έχει επιλεγεί έτσι ώστε να υποδεικνύει ποιοτικά τη σχετική ένταση του πεδίου. Όπου οι δυναμικές γραμμές είναι πυκνές, όπως κοντά στα δύο μονόπολα (μπλε και κίτρινος κύκλος), η μαγνητική δύναμη είναι μεγάλη. Όσο πιο αραιές είναι οι δυναμικές γραμμές τόσο μικρότερο είναι το μέγεθος της μαγνητικής δύναμης.

## Μονάδες που σχετίζονται με τους Μαγνητικούς Πόλους

Οι μονάδες που σχετίζονται με τους μαγνητικούς πόλους και το μαγνητικό πεδίο είναι λίγο πιο δυσνόητες από αυτές που σχετίζονται με το βαρυτικό πεδίο. Από την εξίσωση του Coulomb, γνωρίζουμε ότι η δύναμη πρέπει να δίνεται σε Newtons,  $N$ , όπου το Newton είναι  $kgm/s^2$ .

$$F_m = \frac{1}{\mu} \frac{p_1 p_2}{r^2}$$

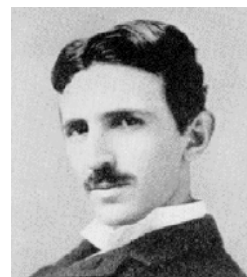
Επίσης, γνωρίζουμε ότι οι αποστάσεις μετριοούνται σε m. Η μαγνητική διαπερατότητα είναι εξ ορισμού αδιάστατη σταθερά. Οι μονάδες της έντασης των πόλων ορίζονται αν η δύναμη,  $F$ , είναι 1N και οι δύο μαγνητικοί πόλοι έχουν απόσταση 1m, τότε κάθε πόλος έχει ένταση 1 Amp – m (Αμπέρ-μέτρο). Στην περίπτωση αυτή, οι πόλοι αναφέρονται ως *μοναδιαίοι πόλοι (unit poles)*. Η ένταση του *μαγνητικού πεδίου*,  $H$ , ορίζεται ως η δύναμη ανά ένταση μοναδιαίου πόλου που ασκείται από το μονόπολο,  $p_1$ .

$$H = \frac{F_m}{p_2} = \frac{p_1}{\mu r^2}$$

Το  $H$  δεν είναι τίποτε παραπάνω από την εξίσωση του Coulomb δια  $p_2$ . Η ένταση του μαγνητικού πεδίου  $H$  είναι το μαγνητικό ανάλογο της επιτάχυνσης της βαρύτητας,  $g$ .

Μονάδα της έντασης του μαγνητικού πεδίου είναι το  $N/(Amp\text{-}m)$ . Το  $N/(Amp\text{-}m)$  ονομάστηκε *tesla (T)*, από τον διάσημο εφευρέτη Nikola Tesla.

Επειδή οι τιμές της έντασης του μαγνητικού πεδίου της γης που μετριοούνται στη μαγνητική διασκόπηση είναι μικρές, είναι πιο σύνηθες να χρησιμοποιούμε την υποδιαίρεση nanotesla ( $nT$ ), όπου  $1nT = 10^{-9}T$ . Η μέση ένταση του γήινου μαγνητικού πεδίου είναι περίπου 50.000  $nT$ . Το nanotesla συνήθως αναφέρεται και ως  $\gamma$  (*γάμμα*). Έτσι η μέση ένταση του γήινου μαγνητικού πεδίου είναι περίπου 50.000  $\gamma$ .

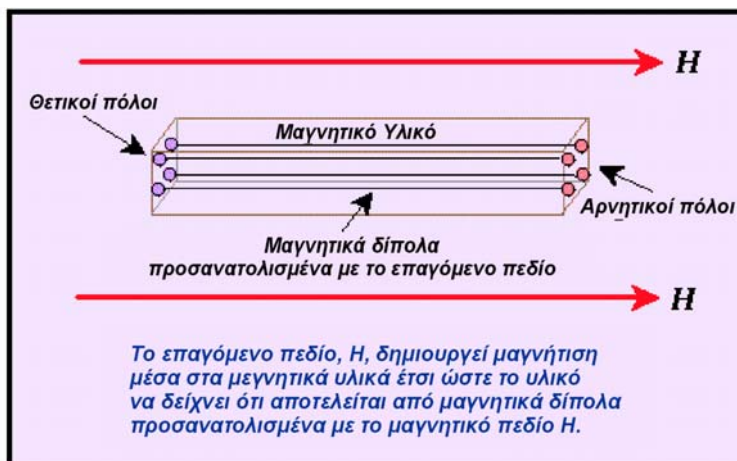


Nikola Tesla (1856-1943)  
Αμερικανός μηχανικός

Μονάδα μέτρησης της έντασης του μαγνητικού πεδίου στο ηλεκτρομαγνητικό σύστημα μονάδων είναι το 1 *oe* (= 1 oersted) και στο SI το 1 A/m, είναι δε  $1 A/m = 4\pi/1000 oe$ .

## Μαγνητική Επαγωγή

Όταν ένα μαγνητικό υλικό, π.χ. σίδηρος, τοποθετηθεί μέσα σε ένα μαγνητικό πεδίο,  $H$ , το μαγνητικό υλικό θα παράγει τη δική του μαγνήτιση. Το φαινόμενο αυτό καλείται **μαγνητική επαγωγή** (*induced magnetization*). Όπως φαίνεται και στο παρακάτω σχήμα, στην πράξη, το επαγόμενο μαγνητικό πεδίο (δηλαδή αυτό που παράγεται από το μαγνητικό υλικό) φαίνεται σαν να έχει δημιουργηθεί από μια σειρά μαγνητικών δίπολων τα οποία βρίσκονται μέσα στο μαγνητικό υλικό και είναι προσανατολισμένα παράλληλα στη διεύθυνση του επαγωγικού πεδίου,  $H$ . Η ένταση του επαγόμενου μαγνητικού πεδίου του μαγνητικού υλικού καλείται **ένταση μαγνήτισης** (*intensity of magnetization*),  $I$ .



(Αναπαράγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

## Μαγνητική Επιδεκτικότητα

Η ένταση της μαγνήτισης,  $I$ , συνδέεται με την ένταση του επαγωγικού μαγνητικού πεδίου,  $H$ , μέσω μιας σταθεράς αναλογίας,  $k$ , η οποία ονομάζεται **μαγνητική επιδεκτικότητα** (*magnetic susceptibility*).

$$I = kH$$

Η μαγνητική επιδεκτικότητα είναι μία αδιάστατη σταθερά που καθορίζεται από τις φυσικές ιδιότητες του μαγνητικού υλικού. Μπορεί να πάρει είτε θετικές, είτε αρνητικές τιμές. Οι θετικές τιμές υποδηλώνουν ότι το επαγόμενο μαγνητικό πεδίο,  $I$ , είναι στην ίδια διεύθυνση με το επαγωγικό πεδίο,  $H$ . οι αρνητικές τιμές υποδηλώνουν το επαγόμενο μαγνητικό πεδίο είναι σε αντίθετη διεύθυνση από το επαγωγικό πεδίο. Στις μαγνητικές έρευνες, η μαγνητική επιδεκτικότητα είναι η θεμελιώδης ιδιότητα των υλικών, των οποίων τη χωρική κατανομή προσπαθούμε να καθορίσουμε. Κατά αυτή την έννοια, η μαγνητική επιδεκτικότητα είναι ανάλογη της πυκνότητας στις βαρυτομετρικές έρευνες.

## Μηχανισμοί της Μαγνητικής Επαγωγής

Υπάρχουν τριών τύπων μαγνητικά υλικά: τα παραμαγνητικά, τα διαμαγνητικά και τα σιδηρομαγνητικά.

1. **Διαμαγνητισμός** (*diamagnetism*) – ανακαλύφθηκε από τον Michael Faraday το 1846. Αυτό το είδος μαγνήτισης είναι θεμελιώδης ιδιότητα όλων των υλικών και προοικαλείται από την

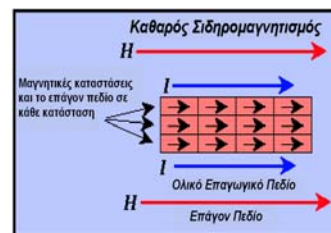


ευθυγράμμιση των μαγνητικών ροπών (magnetic moments) που σχετίζονται με τα τροχιακά ηλεκτρόνια παρουσία ενός εξωτερικού μαγνητικού πεδίου. Για τα στοιχεία χωρίς ελεύθερα ηλεκτρόνια στην εξωτερική τους στιβάδα, αυτό είναι η μοναδική μορφή μαγνήτισης που παρατηρούμε. σχετικά μικρή και αρνητική. Ο χαλαζίας και το αλάτι είναι δύο κοινά διαμαγνητικά υλικά.

2. *Παραμαγνητισμός (paramagnetism)* – αυτό το είδος μαγνήτισης σχετίζεται με στοιχεία που έχουν περιττό αριθμό ηλεκτρονίων στην εξωτερική στιβάδα. Ο παραμαγνητισμός σχετίζεται με την ευθυγράμμιση των ηλεκτρονίων παρουσία ενός εξωτερικού μαγνητικού πεδίου. Παρατηρείται μόνο σε σχετικά χαμηλές θερμοκρασίες. Η θερμοκρασία πάνω από την οποία ο παραμαγνητισμός δεν είναι πλέον εμφανής καλείται *θερμοκρασία Curie*. Η μαγνητική επιδεικτικότητα των παραμαγνητικών υλικών είναι μικρή και θετική.
3. *Σιδηρομαγνητισμός (ferromagnetism)* – πρόκειται για ειδική περίπτωση παραμαγνητισμού όπου υπάρχει σχεδόν τέλεια ευθυγράμμιση των διευθύνσεων του ηλεκτρονιακού spin σε μεγάλα τμήματα του υλικού τα οποία ονομάζονται *περιοχές*. Όπως και ο παραμαγνητισμός, έτσι και ο σιδηρομαγνητισμός παρατηρείται μόνο σε θερμοκρασίες κάτω από την θερμοκρασία Curie. Υπάρχουν τρεις κατηγορίες σιδηρομαγνητισμού:

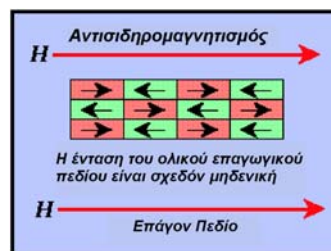
Ο *πραγματικός σιδηρομαγνητισμός (pure ferromagnetism)* – όπου οι διευθύνσεις του ευθυγραμμισμένου ηλεκτρονιακού spin σε κάθε περιοχή είναι σχεδόν παράλληλες στη διεύθυνση του εξωτερικού επαγωγικού πεδίου.

Τα πραγματικά σιδηρομαγνητικά υλικά έχουν μεγάλες θετικές τιμές επιδεικτικότητας. Σιδηρομαγνητικά ορυκτά δεν υφίστανται αλλά ο σίδηρος, το κοβάλτιο και το νικέλιο είναι παραδείγματα κοινών σιδηρομαγνητικών στοιχείων.



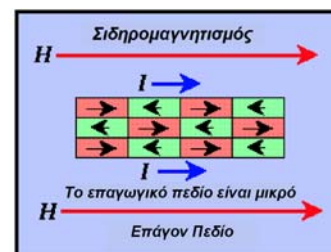
(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Ο *αντισιδηρομαγνητισμός (antiferromagnetism)* – όπου οι διευθύνσεις της ευθυγράμμισης του ηλεκτρονιακού spin σε γειτονικές περιοχές είναι αντίθετες και η σχετική ποσότητα περιοχών με ίδια διεύθυνση spin είναι περίπου ίση. Η παρατηρούμενη μαγνητική ένταση του υλικού είναι μηδέν. Επομένως, οι επιδεικτικότητες των αντισιδηρομαγνητικών υλικών είναι σχεδόν μηδέν. Ο αιματίτης είναι ένα αντισιδηρομαγνητικό υλικό.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Ο *σιδηρομαγνητισμός (ferromagnetism)* – όπου, όπως και στα αντισιδηρομαγνητικά υλικά, γειτονικές περιοχές παράγουν μαγνητικές εντάσεις σε αντίθετες διευθύνσεις. Οι εντάσεις που σχετίζονται με πολωμένες περιοχές σε διεύθυνση αντίθετη από αυτή του εξωτερικού πεδίου, ωστόσο, είναι πιο αδύναμες. Η παρατηρούμενη μαγνητική ένταση για ολόκληρο το υλικό είναι στη διεύθυνση του επαγωγικού πεδίου αλλά είναι πολύ



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

πιο αδύναμη από αυτήν που παρατηρείται για πραγματικά σιδηρομαγνητικά υλικά. Επομένως, οι επιδεικτικότητες των σιδηρομαγνητικών υλικών είναι μικρές και θετικές. Τα

πιο σημαντικά σιδηρομαγνητικά υλικά περιλαμβάνουν το μαγνητίτη, τον τιτανομαγνητίτη, τον ιλμενίτη και τον πυροτίτη.

## Επιδεικτικότητα των Πετρωμάτων και των Ορυκτών

Αν και οι μηχανισμοί με τους οποίους η επαγωγική μαγνήτιση εμφανίζεται είναι αρκετά πολύπλοκοι, το πεδίο που παράγεται από τους μηχανισμούς αυτούς μπορεί να προσδιοριστεί ποσοτικά με μία μοναδική παράμετρο, γνωστή ως μαγνητική επιδεικτικότητα,  $k$ . Όπως θα δείξουμε στη συνέχεια, ο καθορισμός του είδους του υλικού μέσω της γνώσης της επιδεικτικότητας είναι πολύ δύσκολος, από τον καθορισμό μέσω της γνώσης της πυκνότητας. Στο παρακάτω πίνακα φαίνονται οι επιδεικτικότητες διαφόρων πετρωμάτων και ορυκτών

Υλικό	Επιδεικτικότητα $\times 10^3$ (SI)
Αέρας	$\sim 0$
Χαλαζίας	-0.01
Ορυκτό άλας	-0.01
Ασβεσίτης	-0.001 - 0.01
Σφαλερίτης	0.4
Σιδηροπυρίτης	0.05 - 5
Αιματίτης	0.5 - 35
Ιλμενίτης	300 - 3500
Μαγνητίτης	1200 - 19,200
Ασβεστόλιθος	0 - 3
Ψαμμίτης	0 - 20
Αργιλικός σχιστόλιθος(shale)	0.01 - 15
Σχίστης(schist)	0.3 - 3
Γνεύσιος	0.1 - 25
Σχιστόλιθος (Slate)	0 - 35
Γρανίτης	0 - 50
Γάββρος	1 - 90
Βασάλτης	0.2 - 175
Περιδοτίτης	90 - 200

Σε αντίθεση με την πυκνότητα, στην περίπτωση της επιδεικτικότητας παρατηρούμε μεγάλο εύρος τιμών, όχι μόνο μεταξύ διαφορετικών πετρωμάτων αλλά και σε πετρώματα του ίδιου τύπου. Δεν είναι σπάνιο να βλέπει κανείς μεταβολές στην επιδεικτικότητα αρκετών τάξεων μεγέθους για διαφορετικά δείγματα πυριγενών πετρωμάτων. Επιπλέον, όπως συμβαίνει και με την πυκνότητα, υπάρχει σημαντική επικάλυψη στις μετρούμενες επιδεικτικότητες. *Επομένως, μόνο η γνώση της επιδεικτικότητας δεν είναι επαρκής για τον προσδιορισμό του είδους του πετρώματος, και, αντίστροφα, η γνώση του είδους του πετρώματος συχνά δεν είναι επαρκής για τον υπολογισμό της αναμενόμενης επιδεικτικότητας.*

Το μεγάλο εύρος τιμών επιδεικτικότητας υποδηλώνει ότι χωρικές μεταβολές στο παρατηρούμενο μαγνητικό πεδίο μπορεί να σχετίζονται άμεσα με τη γεωλογική δομή. Επειδή, ωστόσο, οι μεταβολές μέσα σε ένα οποιοδήποτε πέτρωμα είναι επίσης μεγάλες, είναι δύσκολο να κατασκευάσουμε διορθώσεις για το πεδίο που μετρούμε βασιζόμενοι σε υποθετικές επιδεικτικότητες, όπως κάναμε με τις διορθώσεις των βαρυτομετρικών μετρήσεων.

## Παραμένουσα Μαγνήτιση

Όπως είδαμε, αν τοποθετήσουμε ένα μαγνητικό υλικό μέσα σε ένα εξωτερικό μαγνητικό πεδίο (το οποίο ονομάζουμε επαγωγικό πεδίο), μπορούμε να κάνουμε το μαγνητικό υλικό να παράγει δικό του μαγνητικό πεδίο. Αν θέλαμε να μετρήσουμε το ολικό μαγνητικό πεδίο κοντά στο υλικό, το πεδίο αυτό θα ήταν το άθροισμα του εξωτερικού, ή επαγωγικού πεδίου και του επαγόμενου πεδίου που παράγεται από το υλικό. Μετρώντας τις χωρικές μεταβολές του ολικού πεδίου και αν γνωρίζουμε πώς είναι το επαγωγικό πεδίο, μπορούμε να χαρτογραφήσουμε τις χωρικές μεταβολές του επαγόμενου πεδίου και έτσι να καθορίσουμε τις χωρικές μεταβολές της μαγνητικής επιδεικτικότητας του υπεδάφους.

Στη φύση, υπάρχει μια ακόμα επιπλοκή που αφορά τη μαγνήτιση των υλικών, την οποία πρέπει να εξετάσουμε. Μέχρι στιγμής έχουμε θεωρήσει ότι το επαγόμενο μαγνητικό πεδίο είναι άμεση συνέπεια ενός μαγνητικού υλικού που περιβάλλεται από ένα επαγωγικό πεδίο. Αν απενεργοποιήσουμε το επαγωγικό πεδίο, η επαγωγική μαγνήτιση παραμένει ή εξαφανίζεται;

Αν το μαγνητικό υλικό έχει σχετικά μεγάλη επιδεικτικότητα, ή αν το επαγωγικό πεδίο είναι ισχυρό, το μαγνητικό υλικό θα διατηρήσει ένα μέρος της επαγωγικής μαγνήτισης ακόμα και μετά την εξαφάνιση του επαγόμενου πεδίου. Η μαγνήτιση που παραμένει καλείται *Παραμένουσα Μαγνήτιση (Remanent Magnetization)*.

Η παραμένουσα μαγνήτιση είναι η συνιστώσα της μαγνήτισης του υλικού που οι γεωφυσικοί χρησιμοποιούν για να αποτυπώσουν την κίνηση των ηπείρων και των ωκεάνιων λεκανών που είναι αποτέλεσμα της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών. Τα πετρώματα μπορούν να αποκτήσουν μόνιμη μαγνήτιση μέσω διαφόρων διαδικασιών που δεν χρειάζεται να συζητήσουμε λεπτομερώς. Ένα απλό παράδειγμα, ωστόσο, μπορεί να μας δώσει γενική ιδέα. Καθώς ένα ηφαιστειακό πέτρωμα ψύχεται, η θερμοκρασία του πέφτει κάτω από τη θερμοκρασία Curie. Στη θερμοκρασία Curie, το πέτρωμα, εφόσον είναι μαγνητικό, αρχίζει να δημιουργεί ένα επαγόμενο μαγνητικό πεδίο. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, το επαγωγικό πεδίο είναι το μαγνητικό πεδίο της γης. Καθώς το πεδίο της γης μεταβάλλεται με το χρόνο, ένα μέρος του επαγόμενου πεδίου μέσα στο πέτρωμα δεν αλλάζει αλλά παραμένει σταθερό στη διεύθυνση και ένταση που είχε το πεδίο της γης στο χρονικό διάστημα που το πέτρωμα ψυχόταν στην θερμοκρασία Curie. Αυτή είναι η παραμένουσα μαγνήτιση του πετρώματος – το καταγραμμένο μαγνητικό πεδίο της γης τη στιγμή που το πέτρωμα ψύχεται κάτω από τη θερμοκρασία Curie.

Ο μόνος τρόπος να μετρήσουμε την συνιστώσα της παραμένουσας μαγνήτισης ενός πετρώματος είναι να πάρουμε ένα δείγμα του πετρώματος στο εργαστήριο για ανάλυση. Αυτό είναι χρονοβόρο και δαπανηρό. Έτσι, στη γεωφυσική έρευνα, δεχόμαστε ότι δεν υπάρχει η συνιστώσα της παραμένουσας μαγνήτισης στο παρατηρούμενο πεδίο. Είναι σαφές, ωστόσο, ότι η παραδοχή αυτή είναι λανθασμένη και μπορεί πιθανώς να επηρεάσει τις ερμηνείες μας.

## Το Μαγνητικό Πεδίο της Γης

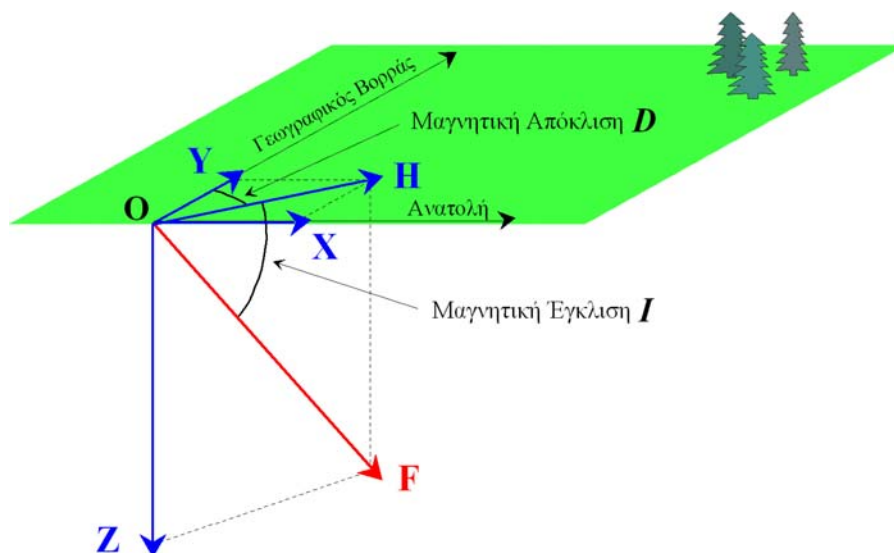
### Ονοματολογία του Μαγνητικού Πεδίου

Σε κάθε σημείο πάνω στη Γη, το διάνυσμα του ολικού μαγνητικού πεδίου  $F^2$  έχει κάποια ένταση και δείχνει προς κάποια κατεύθυνση. Για το λόγο αυτό το διάνυσμα  $F$  πρέπει να

---

<sup>2</sup> Τόσο στο παρόν όσο και στα υπόλοιπα κεφάλαια, το μαγνητικό πεδίο  $F$  θεωρείται ότι είναι συνεισφορά του κύριου\* μαγνητικού πεδίου της Γης (επαγωγικό πεδίο), της επαγόμενης μαγνήτισης προερχόμενης από πηγές στο φλοιό, καθώς και από συνεισφορές εξωτερικές της γης.

προσδιορίζεται ως προς ορισμένο σύστημα αναφοράς για να είναι δυνατός ο καθορισμός των μεταβολών της έντασης. Ως σύστημα αναφοράς θεωρούμε ένα τρισσορθογώνιο σύστημα αξόνων, που έχει αρχή το σημείο  $O$ , στο οποίο θέλουμε να προσδιορίσουμε το διάνυσμα της έντασης, ως άξονα  $x$  τη διεύθυνση ανατολής – δύσης, ως άξονα  $y$  τη διεύθυνση βορρά – νότου ανατολής – δύσης και ως άξονα  $z$  τη κατακόρυφη διεύθυνση.



Το διάνυσμα  $F$  αναλύεται στη κατακόρυφη συνιστώσα  $Z$ , που θεωρείται θετική όταν έχει φορά προς τα κάτω και στην οριζόντια συνιστώσα  $H$ , η οποία αναλύεται στη μεσημβρινή συνιστώσα  $Y$ , που θεωρείται θετική όταν έχει φορά προς το βορρά και στην συνιστώσα  $X$ , που θεωρείται θετική όταν έχει φορά προς την ανατολή.

Το κατακόρυφο επίπεδο που διέρχεται από το  $O$  και περιλαμβάνει τις συνιστώσες  $H$  και  $Z$  ονομάζεται *μαγνητικός μεσημβρινός*, ενώ αυτό που περιλαμβάνει τις  $X$  και  $Z$  είναι ο *γεωγραφικός μεσημβρινός*.

Οι παρακάτω όροι χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν τη διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου της γης.

*Μαγνητική απόκλιση  $D$  (Declination)* – είναι η γωνία μεταξύ του Βορρά και της οριζόντιας προβολής  $H$ , του  $F$ . Η τιμή που μετρείται είναι θετική προς τα ανατολικά και μεταβάλλεται από 0 έως 360 μοίρες.

*Μαγνητική έγκλιση  $I$  (Inclination)* – είναι η γωνία μεταξύ της επιφάνειας της γης και του  $T$ . Θετική έγκλιση υποδηλώνει ότι το  $F$  έχει φορά προς τα κάτω, ενώ αρνητική έγκλιση υποδηλώνει ότι το  $F$  έχει φορά προς τα πάνω. Η έγκλιση παίρνει τιμές από  $-90$  έως  $90$  μοίρες.

*Μαγνητικός Ισημερινός (Magnetic Equator)* – η θέση γύρω από την επιφάνεια της γης όπου το γήινο μαγνητικό πεδίο έχει έγκλιση μηδέν (ο φορέας του  $F$  είναι οριζόντιος). Η θέση αυτή δεν αντιστοιχεί στον ισημερινό της περιστροφής της γης.

\* Το κύριο μαγνητικό πεδίο αναφέρεται σε εκείνο το τμήμα του μαγνητικού πεδίου το οποίο πιστεύεται ότι προέρχεται από τον πυρήνα της Γης. Αυτό συνιστά το μεγαλύτερο τμήμα του μαγνητικού πεδίου και είναι υπεύθυνο για την επαγόμενη μαγνήτιση των πετρωμάτων του φλοιού της Γης που είναι στόχοι της μαγνητικής διασκόπησης.

*Μαγνητικοί Πόλοι (Magnetic Poles)* – οι θέσεις στην επιφάνεια της γης όπου το γήινο μαγνητικό πεδίο έχει έγκλιση είτε  $-90$  είτε  $+90$  μοίρες (ο φορέας του  $F$  είναι κατακόρυφος). Οι θέσεις αυτές δεν αντιστοιχούν στο βόρειο και νότιο πόλο. Ο βόρειος μαγνητικός πόλος έχει γεωγραφικές συντεταγμένες  $75^\circ\text{N}$ ,  $101^\circ\text{W}$  περίπου και ο νότιος πόλος έχει γεωγραφικές συντεταγμένες  $67^\circ\text{S}$ ,  $143^\circ\text{E}$  περίπου.

Οι ποσότητες  $F, H, X, Y, Z, D, I$  ονομάζονται *γεωμαγνητικά στοιχεία* και μεταξύ αυτών ισχύουν απλές μαθηματικές σχέσεις, που προκύπτουν από το παραπάνω σχήμα. Μερικές από αυτές είναι

$$F^2 = H^2 + Z^2, \quad H^2 = X^2 + Y^2, \quad F^2 = X^2 + Y^2 + Z^2$$

$$H = F \sin I, \quad Z = F \eta \mu I, \quad Z = H \epsilon \phi I, \quad X = H \sigma \nu D, \quad Y = H \eta \mu D$$

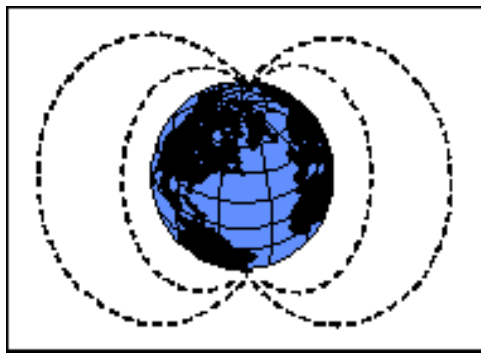
Στις 30 Νοεμβρίου 2001 τα γεωμαγνητικά στοιχεία  $Z$ ,  $H$ , και  $D$  του μαγνητικού σταθμού της Πεντέλης Αττικής ([www.igmc.gr/gf/1101z.htm](http://www.igmc.gr/gf/1101z.htm)) είχαν τις ακόλουθες τιμές

$$Z = 37077 \text{ nT}, \quad H = 26366 \text{ nT}, \quad D = 3^{\circ}06'$$

Από τις τιμές αυτές υπολογίζονται τα υπόλοιπα γεωμαγνητικά στοιχεία με τις παραπάνω μαθηματικές σχέσεις.

## Προέλευση του Μαγνητικού Πεδίου της Γης

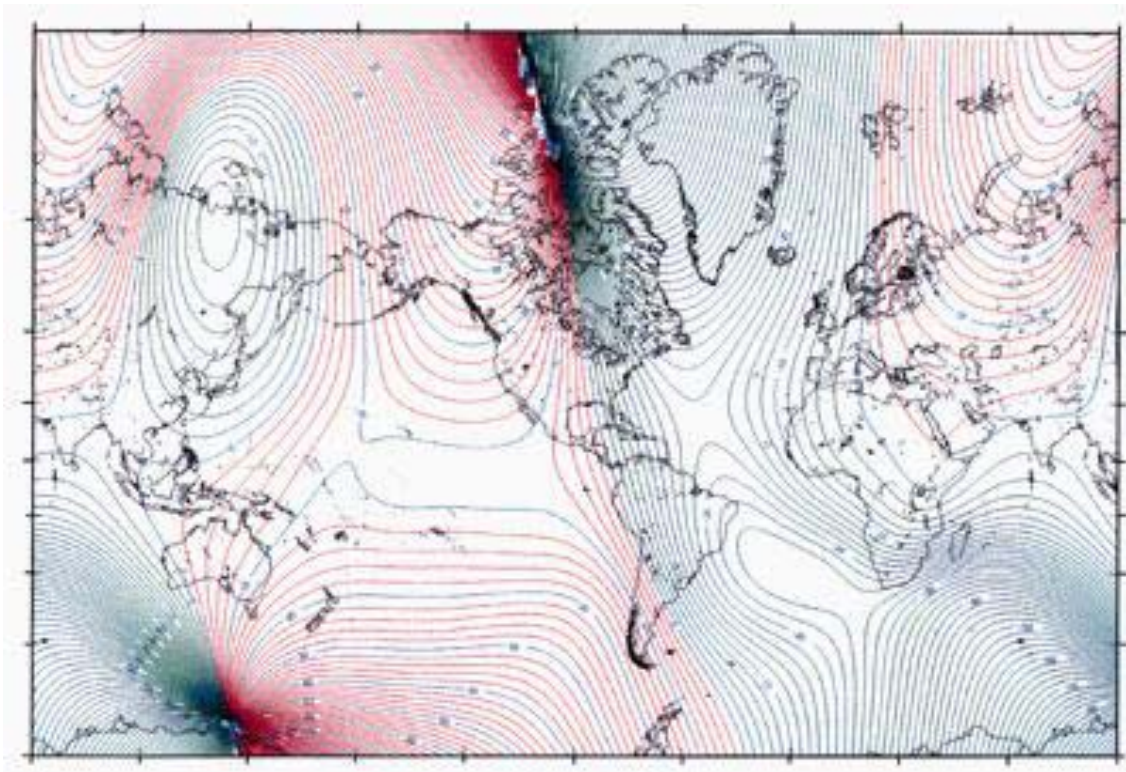
Το 90% του μαγνητικού πεδίου της γης μοιάζει με μαγνητικό πεδίο που θα παρήγαγε μια διπολική μαγνητική πηγή που βρίσκεται στο κέντρο της γης και σε ευθυγραμμία με τον άξονα περιστροφής της. Αυτή η πρώτη τάξης περιγραφή δόθηκε για πρώτη φορά το 1600 από τον Sir William Gilbert.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Η ένταση του μαγνητικού πεδίου στους πόλους είναι περίπου  $60.000 \text{ nT}$ . Αν αυτή η διπολική περιγραφή του πεδίου ήταν πλήρης, τότε ο μαγνητικός ισημερινός θα αντιστοιχούσε στον γήινο ισημερινό και οι μαγνητικοί πόλοι θα αντιστοιχούσαν στους γεωγραφικούς πόλους. Σε καμία περίπτωση όμως, αυτή η απλή περιγραφή δεν είναι επαρκής για την ανάλυση του γήινου μαγνητικού πεδίου.

Το υπόλοιπο 10% του μαγνητικού πεδίου δεν μπορεί να εξηγηθεί βάσει της απλής διπολικής πηγής. Πολύπλοκα μοντέλα του μαγνητικού πεδίου έχουν αναπτυχθεί και είναι διαθέσιμα. Το παρακάτω σχήμα είναι ένα δείγμα ενός από αυτά τα μοντέλα που κατασκευάστηκε από την USGS. Το σχέδιο δείχνει το χάρτη μαγνητικών αποκλίσεων για ένα μοντέλο μαγνητικού πεδίου που παρουσιάστηκε το 1995.



(Αναπαράγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Αν το πεδίο της γης ήταν απλά διπολικό με τον άξονα του δίπολου προσανατολισμένο κατά μήκος του άξονα περιστροφής της γης, όλες οι αποκλίσεις θα ήταν ίσες με  $0^\circ$  (το πεδίο θα έδειχνε πάντα προς Βορρά). Όπως μπορούμε να δούμε, όμως, οι παρατηρούμενες αποκλίσεις είναι αρκετά πολύπλοκές.

Όπως παρατηρείται στην επιφάνεια της γης, το μαγνητικό πεδίο μπορεί να χωριστεί σε τρία ξεχωριστά τμήματα.

- Το *Κύριο Πεδίο (Main Field)* – είναι το μεγαλύτερο τμήμα του πεδίου και πιστεύεται ότι προκαλείται από ηλεκτρικά ρεύματα στον ρευστό εξωτερικό πυρήνα της γης. Κατά την έρευνα, το πεδίο αυτό αποτελεί το επαγωγικό μαγνητικό πεδίο.
- Το *Εξωτερικό Μαγνητικό Πεδίο (External Magnetic Field)* – αποτελεί ένα σχετικά μικρό μέρος του παρατηρούμενου μαγνητικού πεδίου που παράγεται από πηγές έξω από τη γη. Πιστεύεται ότι το πεδίο αυτό παράγεται από αλληλεπιδράσεις της γήινης ιονόσφαιρας με τον ηλιακό άνεμο. Επομένως, παροδικές μεταβολές που συνδέονται με το εξωτερικό μαγνητικό πεδίο σχετίζονται με την ηλιακή δραστηριότητα.
- Το *Πεδίο του Φλοιού (Crustal Field)* – είναι το μέρος του μαγνητικού πεδίου που σχετίζεται με το μαγνητισμό των πετρωμάτων του φλοιού. Το τμήμα αυτό του πεδίου περιέχει τόσο μαγνητισμό που προκαλείται από επαγωγή από το κύριο μαγνητικό πεδίο της γης, όσο και παραμένονσα μαγνήτιση.

Το πιο πάνω σχήμα κατασκευάστηκε για να δώσει έμφαση στα χαρακτηριστικά του κύριου μαγνητικού πεδίου. Αν και το τμήμα αυτό του πεδίου είναι από μόνο του πολύπλοκο, είναι αρκετά κατανοητό. Μοντέλα για το κύριο πεδίο είναι διαθέσιμα και μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την αναγωγή των δεδομένων.

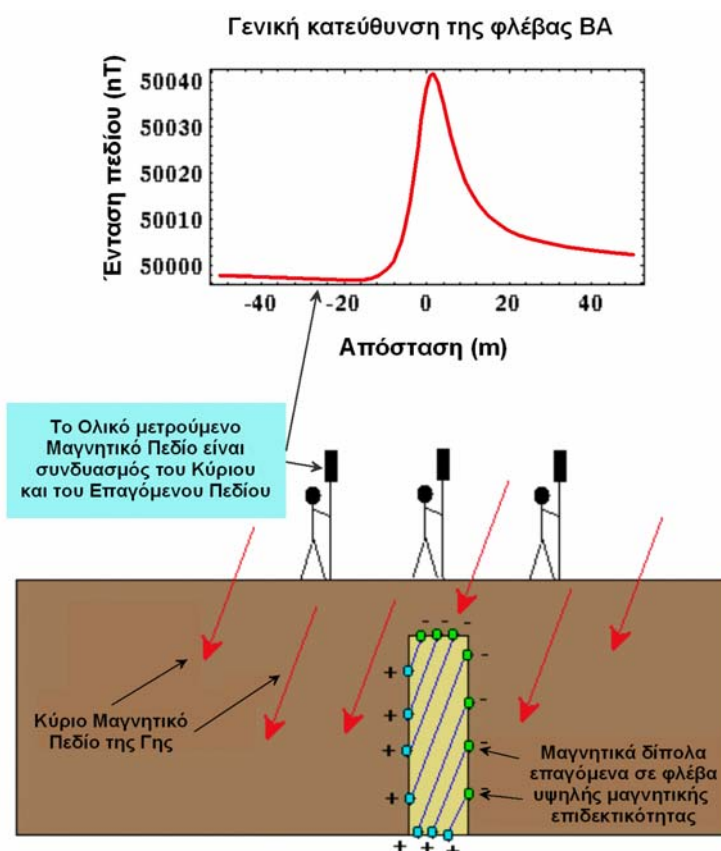
## Μαγνητισμός και Γεωλογία

Το τμήμα του μαγνητικού πεδίου που έχουμε περιγράψει ως κύριο μαγνητικό πεδίο πιστεύεται ότι παράγεται από τον πυρήνα της Γης. Εκτός από την πηγή αυτή, τα πετρώματα που βρίσκονται κοντά στην επιφάνεια της γης, επειδή βρίσκονται κάτω από τη θερμοκρασία Curie, επίσης παρουσιάζουν μαγνήτιση, είτε επαγόμενη είτε παραμένουσα.

Επομένως, αν μετρούσαμε το μαγνητικό πεδίο κατά μήκος της επιφάνειας της γης, θα καταγράφαμε τη μαγνήτιση τόσο του κύριου, όσο και του επαγόμενου πεδίου. Το επαγόμενο πεδίο είναι αυτό που μας ενδιαφέρει, διότι σχετίζεται με την παρουσία πετρωμάτων υψηλής ή χαμηλής μαγνητικής επιδεικτικότητας κοντά στο όργανο.

Αν οι μετρήσεις μας πραγματοποιηθούν κοντά σε πετρώματα υψηλής μαγνητικής επιδεικτικότητας, θα καταγράψουμε εντάσεις του μαγνητικού πεδίου οι οποίες είναι μεγαλύτερες απ' ό,τι αν οι μετρήσεις γίνονταν σε μεγάλη απόσταση από τα πετρώματα αυτά. Επομένως, όπως και με τη βαρύτητα, μπορούμε να εντοπίσουμε δυνητικά υποεπιφανειακά πετρώματα με υψηλή μαγνητική επιδεικτικότητα χαρτογραφώντας τις μεταβολές στην ένταση του μαγνητικού πεδίου στην επιφάνεια της γης.

Θεωρούμε το παράδειγμα του σχήματος αριστερά. Έστω ότι έχουμε μια φλέβα με μαγνητική επιδεικτικότητα 0.001, η οποία περιβάλλεται από ιζηματογενή πετρώματα χωρίς μαγνητική επιδεικτικότητα. Η φλέβα του παραδείγματος έχει πάχος 3m, βρίσκεται σε βάθος 5m και έχει διεύθυνση προς ΒΑ. Για να βρούμε τη φλέβα, μπορούμε να μετρήσουμε την ένταση του πεδίου (στην συγκεκριμένη περίπτωση κατά μήκος της γραμμής με διεύθυνση ανατολή-δύση).



(Αναπαράγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Καθώς πλησιάζουμε τη φλέβα, αρχίζουμε να παρατηρούμε το επαγόμενο πεδίο που συνδέεται με τη φλέβα, επιπρόσθετα του κύριου πεδίου. Επομένως, μπορούμε να καθορίσουμε τη θέση της φλέβας και πιθανόν και τις διαστάσεις της, μετρώντας τη χωρική μεταβολή της έντασης του μαγνητικού πεδίου. Υπάρχουν πολλά πράγματα που παρατηρούμε σχετικά με τη μαγνητική ανωμαλία της φλέβας:

- Όπως μια βαρυτική ανωμαλία που συνδέεται με σώμα υψηλής πυκνότητας, η μαγνητική ανωμαλία που συνδέεται με φλέβα περιορίζεται στην περιοχή γύρω από τη φλέβα. Το μέγεθος της ανωμαλία μειώνεται γρήγορα με την απόσταση από τη φλέβα.
- Σε αντίθεση με τη βαρυτική ανωμαλία που περιμένουμε να πάρουμε από μία υψηλότερης πυκνότητας φλέβα, η μαγνητική ανωμαλία δεν είναι συμμετρική ως προς το μέσο της φλέβας, το οποίο, στο παραπάνω παράδειγμα, βρίσκεται σε απόσταση μηδέν. Η ανωμαλία, όχι μόνο έχει διαφορετικό σχήμα στα δεξιά και αριστερά της φλέβας, αλλά και η μέγιστη ανωμαλία δεν επικεντρώνεται στο κέντρο της φλέβας. Οι παρατηρήσεις αυτές είναι σε γενικές γραμμές σωστές για όλες τις μαγνητικές ανωμαλίες. Τα χαρακτηριστικά αυτής της γενίκευσης, ωστόσο, εξαρτώνται από το σχήμα και τον προσανατολισμό του μαγνητικού σώματος, τη θέση του (σώματα με το ίδιο σχήμα και μέγεθος παράγουν διαφορετικές ανωμαλίες όταν βρίσκονται με διαφορετικές θέσεις), και τη διεύθυνση του προφίλ.
- Το μέγεθος της ανωμαλίας που παράγεται στο παράδειγμα είναι περίπου 40nT. Αυτή είναι μία αρκετά μεγάλη ανωμαλία. Είναι αρκετά σύνηθες να ψάχνουμε για ανωμαλίες λίγων nT. Επομένως, πρέπει να αναπτύξουμε τεχνικές διασιόπησης που να μειώνουν τα συστηματικά και τυχαία λάθη σε μικρότερα από λίγων nT.

## Μεταβολές του Μαγνητικού Πεδίου της Γης

### Παροδικές μεταβολές του Μαγνητικού Πεδίου της γης

Όπως το βαρυτικό πεδίο, έτσι και το μαγνητικό πεδίο μεταβάλλεται με το χρόνο. Όταν περιγράφουμε παροδικές μεταβολές του μαγνητικού πεδίου, είναι χρήσιμο να κατατάσσουμε αυτές τις μεταβολές σε έναν από τους τρεις τύπους ανάλογα με το ρυθμό εμφάνισης και την πηγή. Οι παροδικές μεταβολές του μαγνητικού πεδίου, που θα εξεταστούν στη συνέχεια, είναι αυτές που έχουν παρατηρηθεί άμεσα στην ιστορία της ανθρωπότητας. Επομένως, η πιο γνωστή παροδική μεταβολή, η αναστροφή της πολικότητας του μαγνητικού πεδίου της Γης, αν και σημαντική για τη μελέτη της ιστορίας της γης, δεν θα συζητηθεί στη συνέχεια. Θα συζητηθούν όμως οι ακόλουθες τρεις παροδικές μεταβολές:

- *Αιώνιες Μεταβολές (Secular Variations)* – πρόκειται για μακροπρόθεσμες (δηλαδή που συμβαίνουν κατά τη διάρκεια ετών) μεταβολές στο κύριο μαγνητικό πεδίο και υποθετικά προκαλούνται από την κίνηση των ρευστών του εξωτερικού πυρήνα της γης. Επειδή αυτές οι μεταβολές συμβαίνουν αργά σε σχέση με το χρόνο που απαιτείται για την ολοκλήρωση μιας τυπικής μαγνητικής έρευνας, δεν περιπλέκουν τις διαδικασίες για την αναγωγή των δεδομένων.
- *Κανονικές/Ημερήσιες Μεταβολές (Diurnal Variations)* – πρόκειται για μεταβολές που συμβαίνουν κατά τη διάρκεια μιας ημέρας και σχετίζονται με τις μεταβολές του εξωτερικού μαγνητικού πεδίου της γης. Η μεταβολή μπορεί να είναι της τάξης των 20 ή 30 nT ανά ημέρα και πρέπει να λαμβάνεται υπόψη κατά την διεξαγωγή της μαγνητικής έρευνας.

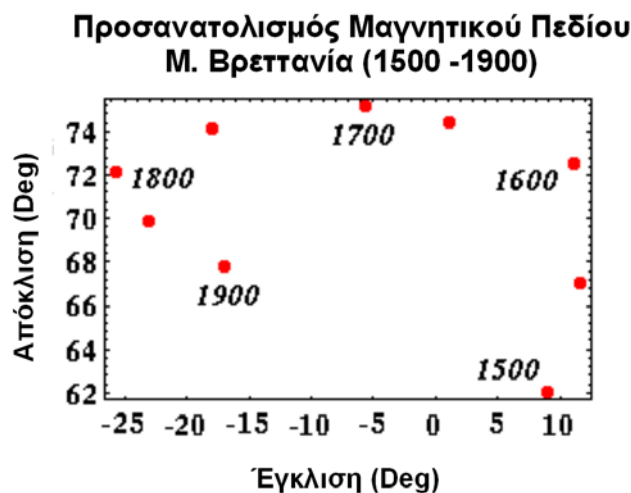


- *Μαγνητικές Καταιγίδες (Magnetic Storms)* – περιστασιακά, η μαγνητική δραστηριότητα στην ιονόσφαιρα αυξάνεται απότομα. Η εμφάνιση των μαγνητικών καταιγίδων συνδέεται με τη δραστηριότητα των ηλιακών κηλίδων. Το μαγνητικό πεδίο που παρατηρείται τότε, είναι ιδιαίτερα ακανόνιστο και απρόβλεπτο, με μεγέθη έως και 1000 nT. Οι μαγνητικές διακοπήσεις δεν πρέπει να διεξάγονται κατά τη διάρκεια των μαγνητικών καταιγίδων.

### Αιώνιες Μεταβολές του μαγνητικού πεδίου της Γης

Το γεγονός ότι το μαγνητικό πεδίο της Γης μεταβάλλεται με το χρόνο είναι γνωστό εδώ και αιώνες. Μάλιστα, αυτός είναι ο λόγος που ιδρύθηκαν μόνιμα μαγνητικά παρατηρητήρια, από τα οποία έχουμε μάθει με ποιο τρόπο έχει μεταβληθεί το μαγνητικό πεδίο κατά τη διάρκεια των τελευταίων αιώνων.

Στο παρακάτω σχήμα φαίνεται το διάγραμμα της έγκλισης και της απόκλισης του μαγνητικού πεδίου γύρω από τη Βρετανία για τα έτη 1500 έως 1900. Σε αυτή και μόνο τη θέση, μπορούμε να δούμε ότι κατά τη διάρκεια των 400 ετών, η απόκλιση έχει μεταβληθεί κατά 37 μοίρες ενώ η έγκλιση έχει μεταβληθεί κατά 13 μοίρες.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

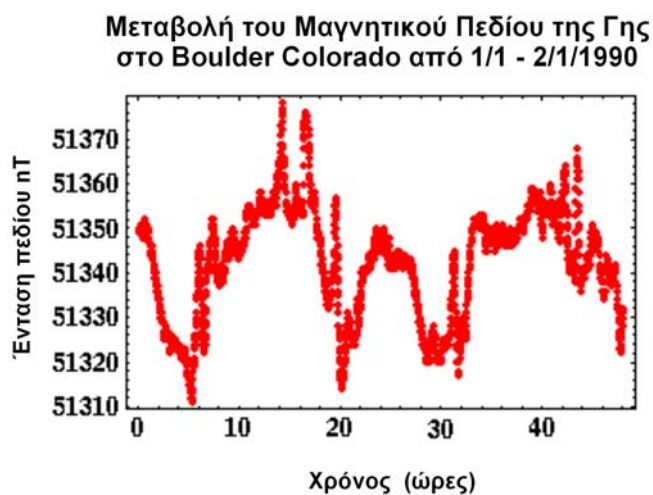
Οι μεταβολές αυτές γενικά θεωρείται ότι σχετίζονται με το κύριο μαγνητικό πεδίο της γης. Δηλαδή, πρόκειται για μεταβολές που σχετίζονται με το μέρος εκείνο του μαγνητικού πεδίου που πιστεύεται ότι παράγεται στον πυρήνα της γης. Οι γεωφυσικοί ενδιαφέρονται για τις αιώνιες μεταβολές διότι μπορούν να τις χρησιμοποιήσουν για την κατανόηση της δυναμικής του γήινου πυρήνα.

Για την κατανόηση αυτών των παροδικών μεταβολών και για να ορίσουμε το ρυθμό μεταβολής με το χρόνο, κατασκευάζονται κάθε πέντε χρόνια περίπου πρότυπα μοντέλα αναφοράς (standard reference models) από τις παρατηρήσεις που έχουν συλλεχθεί από τα μαγνητικά παρατηρητήρια. Ένα σύνολο μοντέλων αναφοράς που χρησιμοποιείται ευρέως είναι το *Διεθνές Γεωμαγνητικό Πεδίο Αναφοράς IGRF (International Geomagnetic Reference Field)*. Βασίζομενοι σε αυτά τα μοντέλα, είναι δυνατόν να προβλέψουμε το μερίδιο του παρατηρούμενου πεδίου που σχετίζεται με το κύριο μαγνητικό πεδίο της γης, σε οποιοδήποτε σημείο στην επιφάνεια, τόσο για το παρόν όσο και για δεκαετίες πριν.

Επειδή το κύριο μαγνητικό πεδίο, όπως περιγράφεται από τις αιώνιες μεταβολές, μεταβάλλεται αργά σε σχέση με το χρόνο που χρειαζόμαστε για να ολοκληρώσουμε τη μαγνητική μας διασκόπηση, αυτός ο τύπος παροδικής μεταβολής δεν μας ενδιαφέρει ιδιαίτερα.

### Κανονικές ή Ημερήσιες Μεταβολές του μαγνητικού πεδίου της Γης

Μεγαλύτερης σημασίας για τις γεωφυσικές διασκοπήσεις είναι οι κανονικές ή ημερήσιες μεταβολές του μαγνητικού πεδίου της γης. Οι μεταβολές αυτές ανακαλύφθηκαν για πρώτη φορά το 1722 στην Αγγλία, όταν επίσης παρατηρήθηκε και ότι μεταβολές αυτές είναι μεγαλύτερες το καλοκαίρι από ό,τι το χειμώνα. Το παρακάτω διάγραμμα δείχνει τις χαρακτηριστικές μεταβολές στα μαγνητικά δεδομένα που έχουν καταγραφεί σε μία μοναδική θέση (Boulder, Colorado) σε χρονικό διάστημα δύο ημερών. Αν και υπάρχουν υψηλής συχνότητας συνιστώσες στη μεταβολή, παρατηρούμε ότι η κυρίαρχη τάση είναι μια συνιστώσα που μεταβάλλεται αργά με περίοδο περίπου 24 ωρών. Στη θέση αυτή, αυτή τη στιγμή το πλάτος της ημερήσιας μεταβολής είναι περίπου 20 nT.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Οι μεταβολές αυτές πιστεύεται ότι δημιουργούνται από ηλεκτρικά ρεύματα που επάγονται στη Γη από εξωτερική πηγή. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, εξωτερική πηγή είναι τα ηλεκτρικά ρεύματα της ανώτερης ατμόσφαιρας ή της ιονόσφαιρας. Τα ηλεκτρικά ρεύματα της ιονόσφαιρας με τη σειρά τους, προκαλούνται από την ηλιακή δραστηριότητα.

Δεδομένου του μεγέθους των μεταβολών αυτών, το μέγεθος των μαγνητικών ανωμαλιών που περιμένουμε σε μία τυπική γεωφυσική διασκόπηση, και του γεγονότος ότι οι διασκοπήσεις μπορεί να διαρκέσουν αρκετές ημέρες ή εβδομάδες, είναι σαφές ότι πρέπει να λάβουμε υπόψη μας τις ημερήσιες μεταβολές κατά την ερμηνεία των μαγνητικών δεδομένων.

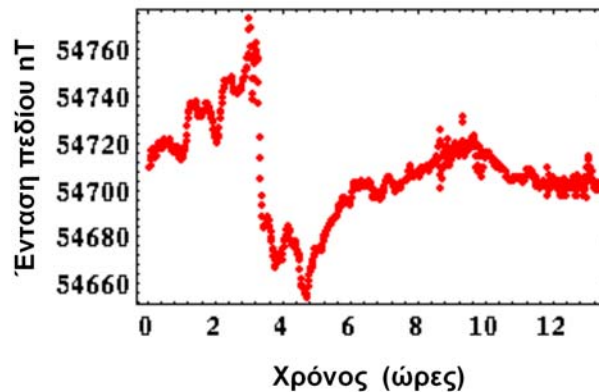
### Μαγνητικές Καταιγίδες

Σε αντίθεση με τις σχετικά προβλέψιμες και ομαλά μεταβαλλόμενες ημερήσιες μεταβολές, μπορεί να υπάρχουν παροδικές, μεγάλου μεγέθους (έως και 1000 nT) μεταβολές στο μαγνητικό πεδίο, οι οποίες ονομάζονται *μαγνητικές καταιγίδες*. Η συχνότητα των καταιγίδων σχετίζεται με την δραστηριότητα των ηλιακών κηλίδων. Βασιζόμενοι σε αυτό, είναι δυνατόν να

κάνουμε κάποια πρόβλεψη για τη δραστηριότητα των μαγνητικών καταιγίδων. Οι πιο έντονες καταιγίδες παρατηρούνται σε παγκόσμια κλίμακα και μπορεί να διαρκέσουν αρκετές ημέρες.

Στο σχήμα που ακολουθεί βλέπουμε το μαγνητικό πεδίο που έχει καταγραφεί σε μία θέση κατά τη διάρκεια ενός τέτοιου παροδικού γεγονότος. Παρόλο που η μαγνητική καταιγίδα που σχετίζεται με το γεγονός αυτό δεν είναι μεγάλης διάρκειας, παρατηρούμε ότι το μέγεθος του μαγνητικού πεδίου μεταβάλλεται κατά 100 nT περίπου σε χρονικό διάστημα μικρότερο των 10 λεπτών!

**Μεταβολή του Μαγνητικού Πεδίου της Γης  
στο Boulder Colorado από 1/1 - 2/1/1990**



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

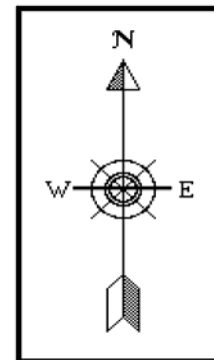
Οι ερευνητικές μαγνητικές διασκοπήσεις δεν πρέπει να εξάγονται κατά τη διάρκεια μαγνητικών καταιγίδων. Οι μεταβολές που προκαλούν οι καταιγίδες είναι μεγάλες, γρήγορες και χωρικά μεταβαλλόμενες και επομένως είναι δύσκολο να τις διορθώσουμε.

## Όργανα Μέτρησης του Μαγνητικού Πεδίου

Τα όργανα που χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση του μαγνητικού πεδίου της γης είναι μεταξύ των παλιότερων επιστημονικών οργάνων που υπάρχουν. Τα μαγνητικά όργανα ταξινομούνται σε δύο κατηγορίες.

*Μηχανικά όργανα* – πρόκειται για όργανα μηχανικής φύσεως τα οποία συνήθως μετρούν τη συμπεριφορά (τη διεύθυνση ή μια συνιστώσα της διεύθυνσης) του μαγνητικού πεδίου. Το πιο συνηθισμένο παράδειγμα της κατηγορίας αυτής είναι μια απλή πυξίδα.

Η πυξίδα αποτελείται από έναν μικρό μαγνήτη ο οποίος είναι ελεύθερος να περιστρέφεται στο οριζόντιο επίπεδο. Επειδή ο θετικός πόλος του μαγνήτη έλκεται από τον αρνητικό πόλο της Γης και ο αρνητικός πόλος του μαγνήτη έλκεται από τον θετικό πόλο της Γης, ο μαγνήτης θα ευθυγραμμιστεί με την οριζόντια διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου της Γης. Επομένως, η πυξίδα παρέχει μετρήσεις της μαγνητικής απόκλισης του μαγνητικού πεδίου. Η πρώτη πυξίδα κατασκευάστηκε από τους κινέζους σίγουρα πριν τον πρώτο μ.Χ. αιώνα ενώ θεωρείται πιο πιθανό να είχε κατασκευαστεί ήδη από τον δεύτερο π.Χ. αιώνα.



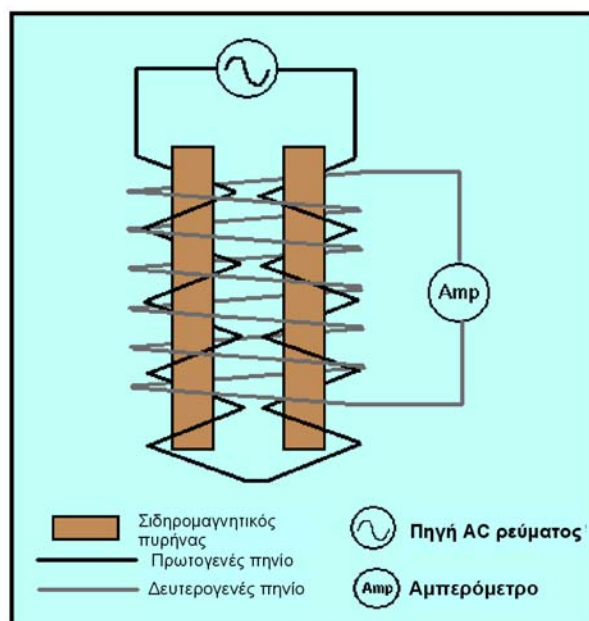
Παρόλο που οι πυξίδες είναι ο πιο συνηθισμένος τύπος μηχανικής συσκευής που έχει χρησιμοποιηθεί για την μέτρηση της οριζόντιας συνιστώσας του μαγνητικού πεδίου, άλλες συσκευές έχουν επινοηθεί για τη μέτρηση άλλων συνιστωσών του μαγνητικού πεδίου. Μεταξύ αυτών, οι πιο συνηθισμένες είναι η *μαγνητική βελόνα κλίσης (dip needle)* και το *μαγνητόμετρο στρέψης (torsion magnetometer)*. Η μαγνητική βελόνα κλίσης, όπως υποδεικνύει και το όνομά της, χρησιμοποιείται για τη μέτρηση της μαγνητικής έγκλισης του πεδίου. Το μαγνητόμετρο στρέψης είναι μια συσκευή που μπορεί να μετρήσει, με μηχανικά μέσα, την ένταση της κάθετης συνιστώσας του μαγνητικού πεδίου.

*Μαγνητόμετρα (Magnetometers)* – τα μαγνητόμετρα είναι όργανα, συνήθως μη-μηχανικά, τα οποία είναι ικανά να μετρήσουν την ένταση, ή μια συνιστώσα της έντασης, του μαγνητικού πεδίου. Οι πρώτες βελτιώσεις στο σχεδιασμό αυτών των οργάνων έγιναν κατά τη διάρκεια του 2<sup>ου</sup> Παγκοσμίου Πολέμου, όταν αναπτύχθηκαν τα *Μαγνητόμετρα ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής (Fluxgate magnetometers)* για την ανίχνευση υποβρυχίων.

Από τότε, πολλά άλλα σχέδια μαγνητόμετρων έχουν αναπτυχθεί, όπως τα *Πυρηνικά μαγνητόμετρα (Proton Precession magnetometers)* και τα μαγνητόμετρα ατμών αλκαλίων (Alkali-Vapor). Στη συνέχεια θα περιγράψουμε μόνο τα μαγνητόμετρα και τα πυρηνικά μαγνητόμετρα, διότι είναι αυτά που χρησιμοποιούνται περισσότερο στις μαγνητικές διασκοπήσεις.

### Μαγνητόμετρο ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής

Το μαγνητόμετρο ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής σχεδιάστηκε και αναπτύχθηκε κατά τη διάρκεια του Δευτέρου Παγκοσμίου Πολέμου. Κατασκευάστηκε για την ανίχνευση υποβρυχίων από αεροσιάφη χαμηλής πτήσης. Σήμερα χρησιμοποιείται για τη διεξαγωγή μαγνητικών διασκοπήσεων από αεροσιάφος και για μετρήσεις σε γεώτρηση. Στο παρακάτω σχήμα δείχνεται το σχεδιάγραμμα ενός μαγνητόμετρου ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Το μαγνητόμετρο ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής βασίζεται σε αυτό που αποκαλούμε *κύκλωμα μαγνήτισης κόρου*<sup>1</sup> (*magnetic saturation circuit*). Δύο παράλληλες ράβδοι σιδηρομαγνητικού υλικού τοποθετούνται κοντά η μία στην άλλη. Η μαγνητική επιδεκτικότητα των δύο ράβδων είναι

αρκετά μεγάλη ώστε ακόμα και το σχετικά ασθενές μαγνητικό πεδίο της γης να μπορεί να παράγει μαγνήτιση κόρου<sup>3</sup> στις ράβδους.

Κάθε ράβδος είναι τυλιγμένη με ένα πρωτεύων πηνίο, αλλά η διεύθυνση στην οποία έχει τυλιχθεί το κάθε πηνίο σε κάθε ράβδο είναι αντίστροφη. Εναλλασσόμενο ρεύμα διαπερνά το πηνίο προκαλώντας ένα μεγάλο επαγωγικό πεδίο, το οποίο παράγει επαγόμενα μαγνητικά πεδία στους δύο πυρήνες, τα οποία έχουν ίδιες εντάσεις αλλά αντίθετους προσανατολισμούς.

Ένα δευτερεύον πηνίο περιβάλλει τους δύο σιδηρομαγνητικούς πυρήνες και το πρωτεύον πηνίο. Τα μαγνητικά πεδία που επάγονται στους πυρήνες από το πρωτεύον πηνίο παράγουν μια διαφορά δυναμικού στο δευτερεύον πηνίο. Αν απουσίαζε το εξωτερικό πεδίο (π.χ. αν η γη δεν είχε μαγνητικό πεδίο), η διαφορά τάσης του δευτερεύοντος πηνίου θα ήταν μηδέν επειδή τα μαγνητικά πεδία που παράγονται στους δύο πυρήνες έχουν την ίδια ένταση αλλά αντίθετες διευθύνσεις (τα αποτελέσματά τους στο δευτερεύον πηνίο ακυρώνονται).

Αν οι πυρήνες είναι ευθυγραμμισμένοι παράλληλα σε μία συνιστώσα του αδύναμου, εξωτερικού μαγνητικού πεδίου, ο ένας πυρήνας θα παράγει μαγνητικό πεδίο με διεύθυνση ίδια με του εξωτερικού πεδίου, το οποίο θα ενισχύει. Ο άλλος πυρήνας θα βρίσκεται σε αντίθεση με το πεδίο και θα παράγει μικρότερο επαγωγικό πεδίο. Η διαφορά αυτή είναι αρκετή για να επάγει μία μετρήσιμη διαφορά δυναμικού στο δευτερεύον πηνίο, η οποία είναι ανάλογη της έντασης του μαγνητικού πεδίου στη διεύθυνση των πυρήνων.

Επομένως, το μαγνητόμετρο ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής είναι ικανό να μετρήσει την ένταση οποιασδήποτε συνιστώσας του μαγνητικού πεδίου της γης, αλλάζοντας απλώς τον προσανατολισμό του οργάνου έτσι ώστε οι πυρήνες να είναι παράλληλοι στην επιθυμητή συνιστώσα. Τα μαγνητόμετρα ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής είναι ικανά να μετρήσουν την ένταση του μαγνητικού πεδίου από 0.5 έως 1.0 nT. Είναι όργανα που κατασκευάζονται σχετικά εύκολα, και επομένως είναι σχετικά φθηνά (\$5,000 - \$10,000). Σε αντίθεση με τα βαρυτόμετρα, τα μαγνητόμετρα ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής δεν παρουσιάζουν αξιόλογη πορεία με το χρόνο.

## Πυρηνικό Μαγνητόμετρο

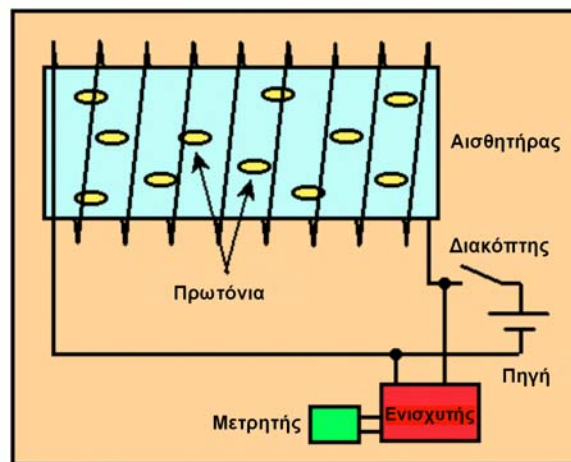
Για μαγνητικές διασκοπήσεις στο έδαφος, το πιο συχνά χρησιμοποιούμενο μαγνητόμετρο είναι το πυρηνικό μαγνητόμετρο. Σε αντίθεση με το μαγνητόμετρο ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής, το πυρηνικό μαγνητόμετρο μετράει μόνο το ολικό μέγεθος του μαγνητικού πεδίου της Γης. Αυτός ο τύπος μετρήσεων συνήθως αναφέρεται ως *μετρήσεις ολικού πεδίου* (*total field measurements*). Στο παρακάτω σχήμα φαίνεται το σχεδιάγραμμα ενός πυρηνικού μαγνητόμετρου.

Το αισθητήριο στοιχείο του πυρηνικού μαγνητόμετρου είναι ένα κυλινδρικό δοχείο (κεφαλή του μαγνητομέτρου) γεμάτο με ένα υγρό από άτομα υδρογόνου (πρωτόνια), το οποίο περιβάλλεται από ένα πηνίο. Τα υγρά που χρησιμοποιούνται συνήθως είναι νερό, κηροζίνη ή αλκοόλ. Ο αισθητήρας συνδέεται με καλώδιο με μια μικρή μονάδα στην οποία στεγάζεται η παροχή ρεύματος, ένας ηλεκτρονικός διακόπτης, ένας ενισχυτής και ένας μετρητής της συχνότητας.

Όταν ο διακόπτης είναι κλειστός, συνεχές ρεύμα, που παρέχεται από μία μπαταρία, διαρρέει το πηνίο δημιουργώντας ένα σχετικά ισχυρό μαγνητικό πεδίο στον κύλινδρο με το υγρό. Τα πρωτόνια, τα οποία συμπεριφέρονται σαν μικροσκοπικοί περιστρεφόμενοι διπολικί μαγνήτες,

<sup>3</sup> Η μαγνήτιση κόρου αναφέρεται στο επαγόμενο μαγνητικό πεδίο που παράγεται στις ράβδους. Γενικά, καθώς το μέγεθος του επαγωγικού πεδίου αυξάνεται, το μέγεθος του επαγόμενου πεδίου αυξάνεται ανάλογα, όπως φαίνεται από τη μαθηματική εξίσωση που συνδέει το εξωτερικό με το επαγόμενο πεδίο. Για μεγάλες εντάσεις του εξωτερικού πεδίου ωστόσο, η σχέση αυτή δεν ισχύει. Η μαγνήτιση κόρου συμβαίνει όταν αύξηση στην ένταση του επαγωγικού πεδίου δεν παράγει πλέον μεγαλύτερα επαγόμενα πεδία.

ευθυγραμμίζονται κατά μήκος της διεύθυνσης του εφαρμοσμένου πεδίου (π.χ. κατά μήκος του άξονα του κυλίνδρου).



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Διακόπτουμε την παροχή ρεύματος στο πηνίο ανοίγοντας το διακόπτη. Επειδή το μαγνητικό πεδίο της Γης στρέφει τα ευθυγραμμισμένα πρωτόνια, αυτά μεταπίπτουν στη διεύθυνση του ολικού πεδίου της Γης. Η μετάπτωση αυτή δημιουργεί ένα μικρό επαγωγικό εναλλασσόμενο ρεύμα στο πηνίο. Η συχνότητα του εναλλασσόμενου ρεύματος ισούται με τη συχνότητα μετάπτωσης των πρωτονίων. Επειδή η συχνότητα μετάπτωσης είναι ανάλογη της έντασης του ολικού πεδίου, και επειδή η σταθερά της αναλογίας είναι γνωστή, η ένταση του ολικού πεδίου μπορεί να καθοριστεί με ικανοποιητική ακρίβεια.

Όπως και το μαγνητόμετρο ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής, το πυρηνικό μαγνητόμετρο είναι αρκετά εύκολο να κατασκευαστεί και επομένως είναι σχετικά φθηνό (\$5,000 - \$10,000). Η ένταση του ολικού πεδίου μπορεί να μετρηθεί έως περίπου το 0.1 nT. Όπως και το μαγνητόμετρο ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής, το πυρηνικό μαγνητόμετρο δεν παρουσιάζει αξιόλογη πορεία με το χρόνο.

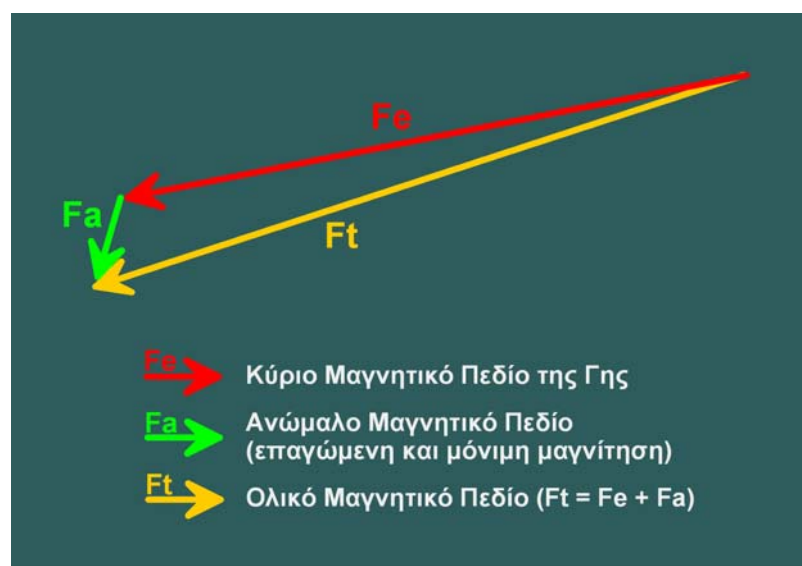
Ένα από τα σημαντικότερα πλεονεκτήματα του πυρηνικού μαγνητόμετρου είναι η ευκολία στη χρήση και η αξιοπιστία του. Ο προσανατολισμός του αισθητήρα χρειάζεται μόνο να τοποθετηθεί σε μεγάλη γωνία σε σχέση με το μαγνητικό πεδίο της Γης. Ακριβής οριζόντιωση και προσανατολισμός δεν είναι απαραίτητοι. Αν, ωστόσο, το μαγνητικό πεδίο μεταβάλλεται απότομα από σημείο σε σημείο (περισσότερο από 600 nT/m), θα επηρεαστούν διαφορετικά τμήματα του κυλινδρικού αισθητήρα από μαγνητικά πεδία διαφόρων μεγεθών, οπότε οι μετρήσεις θα υποβαθμιστούν σημαντικά. Τέλος, επειδή το σήμα που παράγεται από τη μετάπτωση είναι μικρό, το όργανο αυτό δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί κοντά σε πηγές εναλλασσόμενου ρεύματος.

## Τρόπος Λήψης των Μετρήσεων Πεδίου

### Μέτρηση του Ολικού Πεδίου

Δεδομένης της ευκολίας στη χρήση του πυρηνικού μαγνητόμετρου, στις περισσότερες ερευνητικές γεωφυσικές διασκοπήσεις χρησιμοποιείται αυτό το όργανο, επομένως μετρείται μόνο το μέγεθος του ολικού μαγνητικού πεδίου συναρτήσει της θέσης. Οι διασκοπήσεις που διεξάγονται χρησιμοποιώντας το πυρηνικό μαγνητόμετρο δεν μπορούν να καθορίσουν τη διεύθυνση του ολικού πεδίου συναρτήσει της θέσης.

Αν αγνοήσουμε προσωρινά την παροδικά μεταβαλλόμενη συνεισφορά στο καταγραφόμενο μαγνητικό πεδίο που οφείλεται στο εξωτερικό μαγνητικό πεδίο, το πεδίο που καταγράφουμε με το πυρηνικό μαγνητόμετρο έχει δύο συνιστώσες:



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Το κύριο μαγνητικό πεδίο, ή το τμήμα εκείνο του γήινου μαγνητικού πεδίου που παράγεται από βαθιές πηγές (εξωτερικός πυρήνας). Η διεύθυνση και το μέγεθος αυτής της συνιστώσας σε κάποιο σημείο στην επιφάνεια της γης συμβολίζεται με το διάνυσμα  $F_e$  στο παραπάνω σχήμα.

Το ανώμαλο μαγνητικό πεδίο, ή το τμήμα εκείνο του γήινου μαγνητικού πεδίου που παράγεται από μαγνητική επαγωγή ή παραμένουσα μαγνήτιση των πετρωμάτων του φλοιού. Η διεύθυνση και το μέγεθος αυτής της συνιστώσας του μαγνητικού πεδίου συμβολίζεται με το διάνυσμα  $F_a$  στο σχήμα.

Το ολικό πεδίο που καταγράφουμε, το οποίο συμβολίζεται με  $F$  ή και ως  $F_t$ , όπως στο παραπάνω σχήμα, δεν είναι τίποτα περισσότερο από το άθροισμα των  $F_e$  και  $F_a$ .

$$F_t = F_e + F_a$$

Τυπικά, το  $F_e$  είναι αρκετά μεγαλύτερο από το  $F_a$ , όπως δείχνεται στο σχήμα (50,000 nT αντί του 100 nT). Αν το  $F_e$  είναι αρκετά μεγαλύτερο από το  $F_a$ , τότε το  $F_t$  θα δείχνει στην ίδια σχεδόν διεύθυνση με το  $F_e$  ανεξάρτητα με τη διεύθυνση του  $F_a$ . Αυτό συμβαίνει διότι το

ανώμαλο πεδίο,  $F_a$ , είναι τόσο μικρότερο από το κύριο πεδίο,  $F_e$ , ώστε το ολικό πεδίο,  $F_t$ , τελικά είναι σχεδόν παράλληλο στο κύριο πεδίο.

### Μέθοδοι απόκτησης μαγνητικών παρατηρήσεων

Οι μαγνητικές παρατηρήσεις συλλέγονται κατά κανόνα χρησιμοποιώντας μία από τις τρεις διαφορετικές στρατηγικές δράσης.

*Από τον αέρα (Airborne)* – τόσο το ρυθμιζόμενη μαγνητικής ροής μαγνητόμετρο, όσο και το πυρηνικό μπορούν να στηθούν μέσα ή να ρυμουλκηθούν πίσω από ένα αεροσκάφος, συμπεριλαμβανομένων και των ελικοπτέρων.



Αεροσκάφος τύπου Cessna 208B σε αερομαγνητική έρευνα υπεράνω της Γροιλανδίας. Στο αεροσκάφος είναι προσαρμοσμένο ένα ουραίο κεντρί μήκους 3 μέτρων από άκαμπτο κράμα αλουμινίου (μη μαγνητικό υλικό) σχεδιασμένο να μεταφέρει τον αισθητήρα του μαγνητομέτρου (SANDER GEOPHYSICS Ltd., Ottawa Canada).



Ελικόπτερο με αναρτημένο μαγνητόμετρο σε αερομαγνητική έρευνα (FUGRO Survey Ltd).

Αυτές οι *αερομαγνητικές διασκοπήσεις (aeromagnetic surveys)* είναι γρήγορες και οικονομικές. Όταν πρόκειται για μεγάλες περιοχές, το κόστος για την απόκτηση 1 km δεδομένων από τον αέρα είναι περίπου 40% μικρότερο από το κόστος για την απόκτηση των ίδιων δεδομένων από το έδαφος. Επιπλέον, μπορούμε να πάρουμε δεδομένα από περιοχές που δεν είναι προσβάσιμες με άλλο τρόπο. Μεταξύ των πιο δύσκολων προβλημάτων που σχετίζονται με τις αερομαγνητικές διασκοπήσεις είναι ο καθορισμός της θέσης του αεροσκάφους κάθε χρονική στιγμή. Για το σκοπό αυτό έχει αναπτυχθεί και χρησιμοποιείται ευρέως σήμερα το GPS.

*Από σκάφος (Shipborne)* – οι μαγνητικές διασκοπήσεις μπορούν επίσης να πραγματοποιηθούν πάνω από το νερό αν ρυμουλκήσουμε ένα μαγνητόμετρο πίσω από ένα σκάφος. Προφανώς, η θαλάσσια μαγνητική διασκόπηση είναι πιο χρονοβόρα από την αερομαγνητική διασκόπηση. Όταν όμως πραγματοποιούνται άλλες γεωφυσικές μέθοδοι από το σκάφος, είναι λογικό να λαμβάνουμε και μαγνητικά δεδομένα ταυτόχρονα.





Προετοιμασία καταβύθισης θαλάσσιου μαγνητομέτρου στα πλαίσια θαλάσσιας γεωφυσικής έρευνας (FUGRO Survey Ltd.)

Στο έδαφος (*Ground Based*) – όπως οι βαρυτομετρικές διασκοπήσεις, έτσι και οι μαγνητικές συχνά διεξάγονται με τα πόδια ή από όχημα. Οι διασκοπήσεις εδάφους πιθανόν να είναι απαραίτητες όταν ο στόχος μας απαιτεί μετρήσεις σε πιο πυκνά διαστήματα από αυτά που επιτρέπει η αερομαγνητική διασκόπηση.



Φοιτητές του Γεωλογικού Τμήματος του Πανεπιστημίου Αθηνών στα πλαίσια γεωφυσικής έρευνας στο Οροπέδιο Λασιθίου Κρήτης (Ιούλιος 1980). Διακρίνεται το πυρηνικό μαγνητόμετρο πίσω, σε πρώτο πλάνο δεξιά το μαγνητόμετρο κατακόρυφης συνιστώσας και αριστερά το βαρυτόμετρο.

Στη συνέχεια θα ασχοληθούμε μόνο με τις διασκοπήσεις εδάφους. Ωστόσο, ό,τι ισχύει για τις διασκοπήσεις εδάφους μπορεί να εφαρμοστεί και στις διασκοπήσεις από τον αέρα ή από σκάφος.

Επειδή η μαγνητική διασκόπηση είναι γενικά φθηνότερη από τις άλλες γεωφυσικές μεθόδους, οι μαγνητικές παρατηρήσεις χρησιμοποιούνται συχνά για προκαταρκτική μελέτη. Οι διασκοπήσεις αυτές μπορούν να καλύψουν μεγάλες εκτάσεις και χρησιμοποιούνται για την αναγνώριση της τοποθεσίας του στόχου ώστε να ακολουθήσουν πιο λεπτομερείς έρευνες. Λόγω της οικονομικότητάς τους, οι μαγνητικές διασκοπήσεις συνήθως αποτελούνται από τοπικές κατανομές δεδομένων παρά από μεμονωμένες γραμμές δεδομένων. Η συλλογή δεδομένων πάνω από μια γεωγραφική περιοχή θα αναφέρεται ως *διασκόπηση δύο διαστάσεων (two-dimensional survey)*. Η συλλογή δεδομένων κατά μήκος μιας γραμμής θα αναφέρεται ως *διασκόπηση μιας διάστασης (one-dimensional survey)*.

## Μαγνητική Καθαρότητα και Παρεμβολή

Όταν κάνουμε μετρήσεις του ολικού μαγνητικού πεδίου, από τις οποίες προκύπτουν οι εκτιμήσεις για την υπεδιαφική κατανομή της μαγνητικής επιδεικτικότητας ή της παρουσίας υποεπιφανειακών μαγνητισμένων σωμάτων, είναι απαραίτητο οι λοιποί εξωτερικοί παράγοντες που επηρεάζουν το καταγραφόμενο μαγνητικό πεδίο να εξουδετερώνονται ή να απομονώνονται ώστε να μπορούν να αφαιρεθούν και να απομείνει το μαγνητικό πεδίο που οφείλεται στη μαγνητισμένη δομή που παρουσιάζει το ενδιαφέρον μας. Έχουμε ήδη συζητήσει για αρκετές από αυτές τις επιπρόσθετες επιπλοκές, συμπεριλαμβανομένων των χωρικών μεταβολών του κύριου μαγνητικού πεδίου και των παροδικών μεταβολών που σχετίζονται κυρίως με το εξωτερικό μαγνητικό πεδίο.



(Αναπαράγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Εκτός από αυτούς τους παράγοντες που δεν μπορούμε να ελέγξουμε, υπάρχουν και άλλες πηγές θορύβου που μπορούμε. Επειδή οποιαδήποτε σιδηρομαγνητική ουσία μπορεί να παράγει ένα επαγόμενο μαγνητικό πεδίο παρουσία του κύριου μαγνητικού πεδίου της Γης και επειδή τα σύγχρονα μαγνητόμετρα είναι πολύ ευαίσθητα ( $0.1 \text{ nT}$ ), το συνεργείο υπαίθρου που πραγματοποιεί τη διασκόπηση πρέπει να απεικδυθεί από όλα τα μεταλλικά αντικείμενα. Αυτό περιλαμβάνει, χωρίς να περιορίζεται σε αυτά, αγκράφες ζωνών, μαχαιρία, γυαλιά με μεταλλικό σκελετό, κλπ. Για τον λόγο αυτό, οι αισθητήρες (κεφαλές) των πυρηνικών μαγνητομέτρων κατά κανόνα τοποθετούνται πάνω σε κοντάρια (στυλοί) μήκους 2.2 μέτρα ώστε να απομακρυνθούν από τις πιθανές πηγές θορύβου που μπορεί να φορούν οι χειριστές. Κοντάρια μήκους 4 μέτρων χρησιμοποιούνται για την απομάκρυνση του αισθητήρα είτε λόγω της παρουσίας ισχυρής βαθμίδας μαγνητικών πεδίων ή λόγω τοπικών διαταραχών που οφείλονται στη παρουσία ισχυρών μαγνητικών υλικών στο έδαφος, όπως για παράδειγμα επιφανειακές εμφανίσεις λατεριτικών ορυκτών ή ισχυρά μαγνητισμένων πετρωμάτων.

Εκτός από τις πηγές θορύβου που φέρουν οι χειριστές, πολλές άλλες πηγές μαγνητικού θορύβου μπορεί να βρεθούν στο περιβάλλον. Αυτές περιλαμβάνουν μεταλλικά αντικείμενα όπως σπίτια, φράκτες, σιδηροδρομικές γραμμές, αυτοκίνητα, κλπ. Τέλος, όταν χρησιμοποιείται το πυρηνικό μαγνητόμετρο, αξιόπιστες μετρήσεις είναι δύσκολο να επιτευχθούν κοντά σε πηγές εναλλασσόμενου ρεύματος.

## Αξιοπιστία μετρήσεων

Είναι πολύ σημαντικό να επαληθεύσει κανείς ότι το πυρηνικό μαγνητόμετρο παρέχει αξιόπιστες μετρήσεις. Ο απλούστερος τρόπος επιβεβαίωσης ότι αυτό που διαβάζουμε είναι η ακριβής τιμή του μαγνητικού πεδίου και όχι μια τυχαία άνευ σημασίας ένδειξη του οργάνου (θόρυβος) είναι η παρατήρηση της επαναληψιμότητας των ενδείξεων του οργάνου με τη λήψη διαδοχικών αναγνώσεων στην ίδια ακριβώς θέση. Οι διαδοχικές αναγνώσεις δεν θα πρέπει να διαφέρουν από  $\pm 1 \text{ nT}$  ή  $\pm 0.25 \text{ nT}$  ανάλογα τη ρύθμιση ακριβείας του οργάνου.

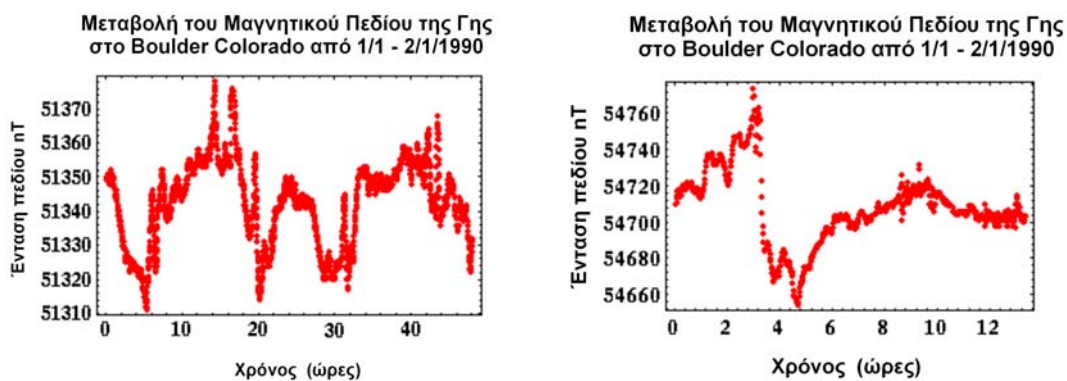
## Αναγωγή των Μετρήσεων

### Χειρισμός των Παροδικών Μεταβολών

Όπως και στις βαρυτομετρικές μετρήσεις, οι μαγνητικές μετρήσεις που λαμβάνονται από την ίδια θέση σε διαφορετικές χρονικές στιγμές δεν θα αποδώσουν τα ίδια αποτελέσματα. Παροδικές μεταβολές υπάρχουν τόσο στο γήινο μαγνητικό όσο και το βαρυτικό πεδίο.

Κατά την απόκτηση των βαρυτομετρικών παρατηρήσεων, αντιμετωπίσαμε αυτή την προσωρινή μεταβλητότητα επιστρέφοντας περιοδικά στο σταθμό βάσης και χρησιμοποιώντας τις μεταβολές στις μετρήσεις αυτές εξηγήσαμε την πορεία του οργάνου και τις προσωρινές μεταβολές του πεδίου. Μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε την ίδια στρατηγική και κατά την απόκτηση των μαγνητικών μετρήσεων, ωστόσο αυτό δεν γίνεται συνήθως για τους ακόλουθους λόγους:

- Οι μεταβολές του πεδίου είναι πιο ακανόνιστες – σε αντίθεση με το βαρυτικό πεδίο, το μαγνητικό πεδίο μπορεί να μεταβάλλεται αρκετά ακανόνιστα με το χρόνο, όπως φαίνεται στα παρακάτω σχήματα. Αυτό σημαίνει ότι για να προσεγγιστεί ικανοποιητικά η παροδική μεταβολή του μαγνητικού πεδίου με γραμμική παρεμβολή μεταξύ των καταλήψεων του σταθμού βάσης, χρειάζεται πολύ μικρό χρονικό διάστημα μεταξύ των καταλήψεων.



(Αναπαράγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

- Όσο πιο μικρό είναι το χρονικό διάστημα μεταξύ των καταλήψεων, τόσο περισσότερος χρόνος καταναλώνεται στο σταθμό βάσης και τόσο περισσότερο διαρκεί η διασκόπηση μέχρι την ολοκλήρωσή της.
- Φθηνά όργανα – σε αντίθεση με τα βαρυτόμετρα που στοιχίζουν περισσότερο από \$25.000, τα μαγνητόμετρα είναι σχετικά φθηνά (~\$7.500)
- Πορεία οργάνου - σε αντίθεση με τα βαρυτόμετρα, τα μαγνητόμετρα δεν παρουσιάζουν αξιόλογη πορεία οργάνου.

Λαμβάνοντας τα παραπάνω υπόψη, οι περισσότεροι ερευνητές διεξάγουν τις μαγνητικές διασκοπήσεις χρησιμοποιώντας δύο μαγνητόμετρα. Ένα χρησιμοποιείται για την συνεχή παρακολούθηση των παροδικών μεταβολών του μαγνητικού πεδίου σε δεδομένο σταθμό βάσης, και το άλλο για τη συλλογή των παρατηρήσεων που σχετίζονται με το σικόπ της έρευνας.

Καταγράφοντας τους χρόνους στους οποίους πραγματοποιούνται οι μετρήσεις σε κάθε μαγνητικό σταθμό και αφαιρώντας την ένταση του μαγνητικού πεδίου στο σταθμό βάσης την ίδια χρονική στιγμή, οι παροδικές μεταβολές του μαγνητικού πεδίου μπορούν να εξουδετερωθούν. Το πεδίο που προκύπτει αντιπροσωπεύει τις σχετικές τιμές της μεταβολής της έντασης του ολικού πεδίου ως προς το μαγνητικό σταθμό βάσης.

## Διορθώσεις των Χωρικών Μεταβολών

Όταν κάνουμε αναγωγή των βαρυτομετρικών παρατηρήσεων, υπάρχει ένα πλήθος χωρικά μεταβαλλόμενων διορθώσεων που πραγματοποιούμε. Αυτές περιλαμβάνουν διορθώσεις γεωγραφικού πλάτους, διορθώσεις Bouguer και τοπογραφικές διορθώσεις. Κατά κανόνα, όλες αυτές οι διορθώσεις μπορούν να εφαρμοστούν και στις μαγνητικές παρατηρήσεις. Στην πράξη, οι μόνες διορθώσεις που γίνονται είναι για τις χωρικές μεταβολές του κύριου μαγνητικού πεδίου της Γης, οι οποίες αντιστοιχούν στις διορθώσεις γεωγραφικού πλάτους των βαρυτομετρικών παρατηρήσεων. Ο λόγος για τον οποίο δεν πραγματοποιούνται οι υπόλοιπες διορθώσεις είναι ο εξής:

Οι μεταβολές της έντασης του ολικού πεδίου ως συνάρτηση του υψόμετρου είναι μικρότερες από 0.015 nT ανά μέτρο. Η μεταβολή αυτή θεωρείται αρκετά μικρή ώστε να μπορεί να αγνοηθεί. Οι μεταβολές στην ένταση του ολικού πεδίου που οφείλονται σε περίσσεια μαγνητικού υλικού και στην τοπογραφία, ωστόσο, μπορεί να είναι αρκετά σημαντικές. Το πρόβλημα είναι οι μεγάλες μεταβολές στις επιδεικτικότητες που σχετίζονται με τα γήινα υλικά ακόμα και όταν τα υλικά αυτά προέρχονται από τον ίδιο τύπο πετρώματος.

Όταν εφαρμόζαμε τη διόρθωση Bouguer και την διόρθωση υψόμετρου στις βαρυτομετρικές μετρήσεις, θεωρούσαμε μια μέση πυκνότητα για τα πετρώματα που αφορούσαν τις διορθώσεις. Οι πυκνότητες των πετρωμάτων δεν μεταβάλλονται πολύ από τύπο σε τύπο πετρώματος. Μεταβολές πυκνότητας της τάξης των 0.5 g/cm<sup>3</sup> θεωρούνται μεγάλες. Οι μεταβολές μεταξύ διαφορετικών δειγμάτων του ίδιου τύπου πετρώματος είναι ακόμα μικρότερες. Επομένως, μπορούμε να δεχτούμε μια μέση πυκνότητα για τις διορθώσεις και να είμαστε αρκετά σίγουροι ότι η υπόθεσή μας είναι λογική.

Οι μαγνητικές επιδεικτικότητες μεταβάλλονται κατά τάξεις μεγέθους ακόμα και μεταξύ δειγμάτων του ίδιου τύπου πετρώματος. Επομένως, δεν μπορούμε να δεχτούμε μια μέση επιδεικτικότητα στην οποία θα βασιστούν οι διορθώσεις μας. Συνεπώς, αντί να εφαρμόσουμε ένα σύνολο διορθώσεων το οποίο γνωρίζουμε ότι είναι λανθασμένο, δεν εφαρμόζουμε καθόλου διορθώσεις.

## Διορθώσεις για τις Μεταβολές του Κύριου Πεδίου

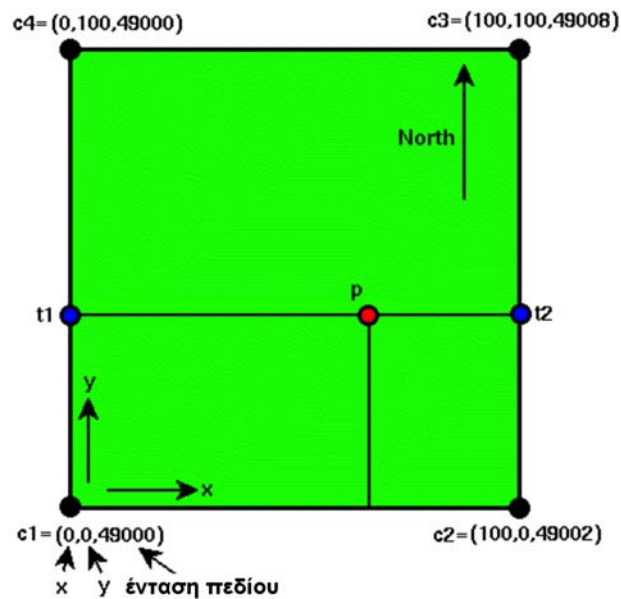
Οι διορθώσεις για τις χωρικές μεταβολές στην ένταση του κύριου μαγνητικού πεδίου της Γης ονομάζονται *γεωμαγνητικές διορθώσεις (geomagnetic corrections)*. Μια συχνά χρησιμοποιούμενη μέθοδος για την ερμηνεία των μεταβολών η χρήση κάποιου μοντέλου για το κύριο μαγνητικό πεδίο της Γης από τα πολλά που υπάρχουν. Ένα τέτοιο σύνολο συχνά χρησιμοποιούμενων μοντέλων για το κύριο μαγνητικό πεδίο της Γης είναι το Διεθνές Γεωμαγνητικό Πεδίο Αναφοράς (International Geomagnetic Reference Field - IGRF). Τα μοντέλα του IGRF αναβαθμίζονται τακτικά για την ερμηνεία των αιώνιων μεταβολών. Με δεδομένα το γεωγραφικό πλάτος και μήκος κάποιου σημείου της επιφάνειας της Γης, η ένταση του κύριου μαγνητικού πεδίου της Γης μπορεί να υπολογιστεί.

Θεωρούμε μια μικρή διασκόπηση δύο διαστάσεων. Το σχεδιάγραμμα της διασκόπησης φαίνεται στο σχήμα δεξιά. Μια συχνά χρησιμοποιούμενη μέθοδος εφαρμογής των

διορθώσεων του κύριου μαγνητικού πεδίου είναι να παρεμβάλουμε γραμμικά τις τιμές του κύριου πεδίου που υπολογίσαμε στις γωνίες της διασκόπησης από άκρη σε άκρη της περιοχής της έρευνας.

Οι τιμές που παρεμβλήθηκαν μπορούν τότε να αφαιρεθούν από τις μετρήσεις πεδίου. Αφού εφαρμοστεί η μέθοδος αυτή, μας απομένει το τμήμα του πεδίου το οποίο δεν μπορεί να αποδοθεί στο κύριο μαγνητικό πεδίο της Γης.

Η εφαρμογή αυτή της γραμμικής παρεμβολής σε δύο διαστάσεις είναι ελάχιστα πιο πολύπλοκη από τη γραμμική παρεμβολή σε μια διάσταση που χρησιμοποιείται στις βαρυτομετρικές μετρήσεις. Οι τιμές του κύριου μαγνητικού πεδίου της Γης καθορίζονται πρώτα από το IGRF για κάθε γωνιακό σημείο της διασκόπησης ( $c_1, c_2, c_3, c_4$ ).



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

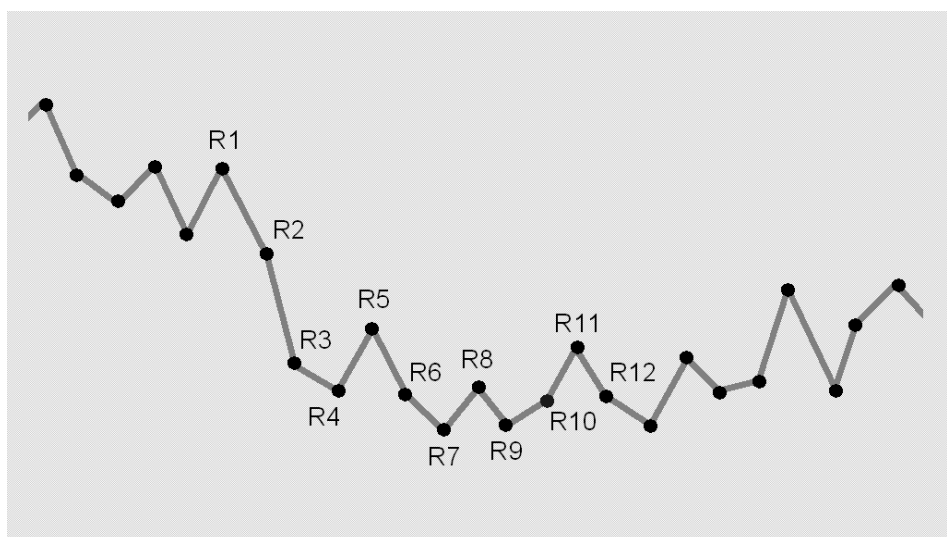
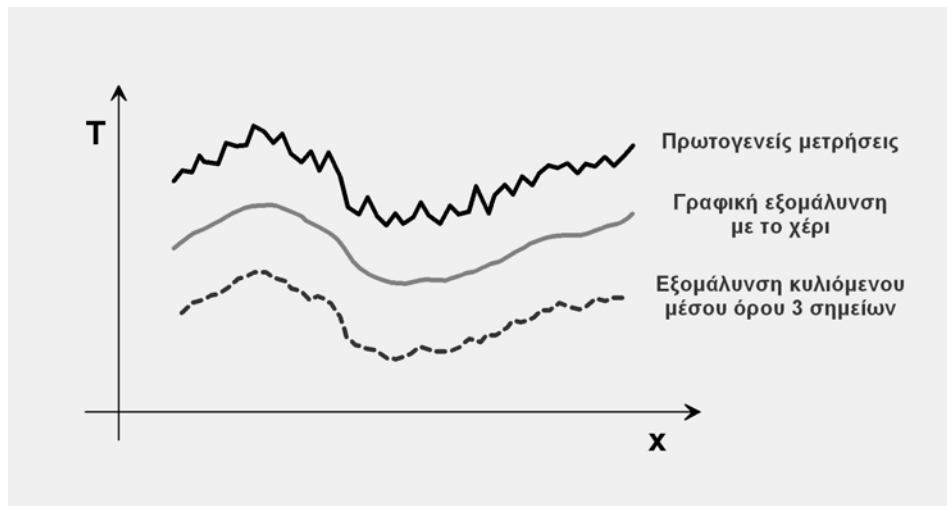
Για τον καθορισμό της έντασης του κύριου μαγνητικού πεδίου της Γης στο σημείο  $p$ , πρώτα πραγματοποιούμε δύο γραμμικές παρεμβολές στις άκρες της διασκόπησης στη διεύθυνση  $y$  για να καθορίσουμε τις τιμές του πεδίου στα σημεία  $t_1$  και  $t_2$ . Δηλαδή, πρώτα καθορίζουμε την τιμή στο σημείο  $t_1$  παρεμβάλλοντας γραμμικά τα σημεία  $c_1$  και  $c_4$ . Στη συνέχεια καθορίζουμε την τιμή στο σημείο  $t_2$  παρεμβάλλοντας γραμμικά τα σημεία  $c_2$  και  $c_3$ . Τώρα, παρεμβάλλουμε γραμμικά στη διεύθυνση  $x$  μεταξύ των  $t_1$  και  $t_2$ . Το αποτέλεσμα είναι οι παρεμβαλλόμενες τιμές του πεδίου στο σημείο  $p$ .

## Εξομάλυνση ανωμαλιών

Οι μαγνητικές τομές (προφίλ) που προκύπτουν μετά την επιβολή διορθώσεων στις μετρήσεις (αναγωγή) θα πρέπει να μεταβάλλονται ομαλά και να εκφράζουν τις ανωμαλίες που μας ενδιαφέρουν. Στη περίπτωση παρουσίας γεωλογικού ή μαγνητικού θόρυβου με μήκος κύματος πολύ μικρότερο ή μεγαλύτερο του μήκους κύματος της ανωμαλίας ενδιαφέροντος, είναι δυνατόν να εφαρμόσουμε απλές τεχνικές φιλτραρίσματος ή εξομάλυνσης με σκοπό να διευκολύνουμε την ερμηνεία της μαγνητικής ανωμαλίας. Κατά γενικό κανόνα, *ποτέ δεν απομακρύνουμε, με φιλτράρισμα ή εξομάλυνση, θόρυβο του οποίου το μήκος κύματος είναι της τάξης μεγέθους του βάθους του στόχου που μας ενδιαφέρει*. Ένα πλήθος ανώτατου επίπεδου τεχνικών που ενισχύουν τις ανωμαλίες ενδιαφέροντος και περιορίζουν τον θόρυβο εφαρμόζονται σήμερα στις αερομαγνητικές έρευνες καθώς και στις δύο διαστάσεων μαγνητικές διασκοπήσεις εδάφους όπου οι μετρήσεις γίνονται σε κανονικό δίκτυο σημείων (κάνναβος μετρήσεων).

Μαγνητικές ανωμαλίες (θόρυβος) με μήκη κύματος πολύ μικρότερα του πιθανού βάθους των μαγνητικών στόχων ενδιαφέροντος είναι πιθανόν να επικάθεται στα μαγνητικά προφίλ των ανωμαλιών ενδιαφέροντος. Ο μαγνητικός θόρυβος, όπως και νωρίτερα αναφέραμε, προέρχεται από μεταλλικά αντικείμενα που φέρουν οι χειριστές ή αποτελούν μέρος της ενδυμασίας τους καθώς και από ισχυρής βαθμίδας μαγνητικά πεδία ή ισχυρά μαγνητικά υλικά στην επιφάνεια του εδάφους.

Στη προσπάθεια απομάκρυνσης τέτοιων πηγών θορύβου, το ίδιο το μάτι έχει την τάση να ενισχύσει αυτό που θέλει τελικά να δει. Μία άλλη απλή και προφανής μέθοδος είναι η σχεδίαση με το χέρι μίας εξομαλυσμένης γραμμής ανάμεσα στο μαγνητικό θόρυβο (γραφική εξομάλυνση). Μια περισσότερο αντικειμενική τεχνική είναι η εφαρμογή ενός *κυλιόμενου μέσου όρου* ή ενός *με βαρύτητα κυλιόμενου μέσου όρου* στις μετρήσεις του μαγνητικού πεδίου  $T$ . Στο σχήμα που ακολουθεί παρουσιάζεται η γραφική παράσταση μιας σειράς πρωτογενών αναγνώσεων του μαγνητικού πεδίου  $T$  και αντίστοιχες εξομαλυσμένες γραφικές παραστάσεις με τη γραφική και την κυλιόμενου μέσου όρου μέθοδο.



Αν, για παράδειγμα, στο παραπάνω σχήμα συμβολίσουμε με  $R_1, R_2, R_3, R_4, \dots, R_{12}$  μια σειρά 12 διαδοχικών μετρήσεων του μαγνητικού πεδίου  $T$  τότε η εξομαλυσμένη τιμή του μαγνητικού πεδίου με εφαρμογή 3 σημείων κυλιόμενου μέσου όρου για την μέτρηση  $R_4$ , για παράδειγμα, θα δίδεται από τη σχέση

*κυλιόμενος μέσος όρος 3 σημείων:*

$$\overline{R_4} = \frac{R_3 + R_4 + R_5}{3}$$

με εφαρμογή κυλιόμενου με βαρύτητα μέσου όρου 3 σημείων η αντίστοιχη τιμή είναι

με βαρύτητα κυλιόμενος μέσος όρος 3 σημείων:

$$\overline{R_4} = \frac{1R_3 + 2R_4 + 1R_5}{4}$$

Οι αντίστοιχες εξομαλυσμένες τιμές για την μέτρηση  $R_7$ , για παράδειγμα, με την εφαρμογή 5 σημείων κυλιόμενου μέσου όρου θα δίδονται από τις σχέσεις

κυλιόμενος μέσος όρος 5 σημείων:

με βαρύτητα κυλιόμενος μέσος όρος 5 σημείων:

$$\overline{R_7} = \frac{R_5 + R_6 + R_7 + R_8 + R_9}{5}$$

$$\overline{R_7} = \frac{1R_5 + 2R_6 + 4R_7 + 2R_8 + 1R_9}{10}$$

Περισσότερο αποτελεσματικές τεχνικές, όπως η *πολυωνυμική προσαρμογή*, η *μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων* ή το *ψηφιακό φιλτράρισμα* είναι επίσης δυνατόν να εφαρμοσθούν για την εξομάλυνση των μαγνητικών προφίλ.

## Ερμηνεία των Μετρήσεων

### Σύγκριση μεταξύ των Βαρυτικών και Μαγνητικών Ανωμαλιών

Σε αντίθεση με τις βαρυτικές ανωμαλίες που προοιαιούνται από υπεδαφικές μεταβολές της πυκνότητας, οι μαγνητικές ανωμαλίες που προοιαιούνται από υπεδαφικές μεταβολές της μαγνητικής επιδεικτικότητας είναι δύσκολο να κατασκευαστούν διαισθητικά. Αυτό συμβαίνει διότι υπάρχουν περισσότεροι παράγοντες που επηρεάζουν το σχήμα της μαγνητικής ανωμαλίας από ό,τι το σχήμα της βαρυτικής ανωμαλίας.

Στην περίπτωση δεδομένης υποεπιφανειακής κατανομής της πυκνότητας, το σχήμα της προκύπτουσας βαρυτικής ανωμαλίας είναι συνάρτηση μόνο της υποεπιφανειακής κατανομής της πυκνότητας. Μάλιστα, το να γνωρίζουμε την βαρυτική ανωμαλία που παράγεται από ένα απλό σχήμα όπως η σημειακή μάζα συχνά είναι αρκετό για να μαντέψουμε ποιο θα είναι το σχήμα της βαρυτικής ανωμαλίας πάνω από μία πολύ πιο πολύπλοκη κατανομή της πυκνότητας. Εφόσον έχουμε καθορίσει το σχήμα της βαρυτικής ανωμαλίας την οποία θα παράγει η κατανομή της πυκνότητας, μπορούμε τότε να κάνουμε λογικές υποθέσεις για το πώς η ανωμαλία θα μεταβάλλεται με τη μεταβολή της αντίθεσης πυκνότητας ή με τη μεταβολή στο βάθος της αντίθεσης πυκνότητας. Επιπλέον, η ανωμαλία δεν θα αλλάξει σχήμα αν η κατανομή της πυκνότητας μεταφερθεί σε διαφορετική θέση πάνω στη Γη, όπως π.χ. από τον ισημερινό στους πόλους. Η βαρυτική ανωμαλία είναι συνάρτηση της πυκνότητας *μόνο*.

Οι μαγνητικές ανωμαλίες είναι συνάρτηση δύο ανεξάρτητων παραμέτρων: της υπεδαφικής κατανομής της επιδεικτικότητας και του προσανατολισμού του κύριου μαγνητικού πεδίου της Γης. Αν μεταβληθεί μία από αυτές τις παραμέτρους τότε θα μεταβληθεί η προκύπτουσα μαγνητική ανωμαλία. Αυτό πρακτικά σημαίνει ότι οι μαγνητικές ανωμαλίες πάνω από την ίδια κατανομή μαγνητικής επιδεικτικότητας θα είναι διαφορετικές αν η κατανομή βρίσκεται σε διαφορετική θέση, π.χ. μια κάτω από τον ισημερινό σε αντίθεση με μία κάτω από το βόρειο πόλο. Επιπλέον, η μαγνητική ανωμαλία πάνω από ένα διαστάτα σώμα όπως ένα τούνελ θα

φαίνεται διαφορετική ανάλογα με τη διεύθυνση του τούνελ, π.χ. ανατολή-δύση η βορράς-νότος, ακόμα κι αν το μαγνητικό προφίλ λαμβάνεται πάντα κάθετα στη διεύθυνση του τούνελ.

Στη συνέχεια θα εξετάσουμε αρχικά απλά παραδείγματα μαγνητικών δομών και θα κατασκευάσουμε *ποιοτικά* τις μαγνητικές αποκρίσεις τους (ανωμαλίες) ώστε να αποκτήσουμε καλύτερη αίσθηση της πολυπλοκότητας που εμπεριέχεται. Για τους λόγους που αναφέραμε παραπάνω δεν θα ξοδέψουμε χρόνο επιχειρώντας διεξοδική *ποσοτική* ερμηνεία των μαγνητικών ανωμαλιών. Ποσοτική ερμηνεία θα επιχειρήσουμε μόνο για συγκεκριμένα παραδείγματα απλών δομών και κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες. Για τις σύνθετες μαγνητικές ανωμαλίες υπάρχουν άλλωστε πολλά διαθέσιμα λογισμικά που μπορούν να το κάνουν αυτό αρχικά καλά.

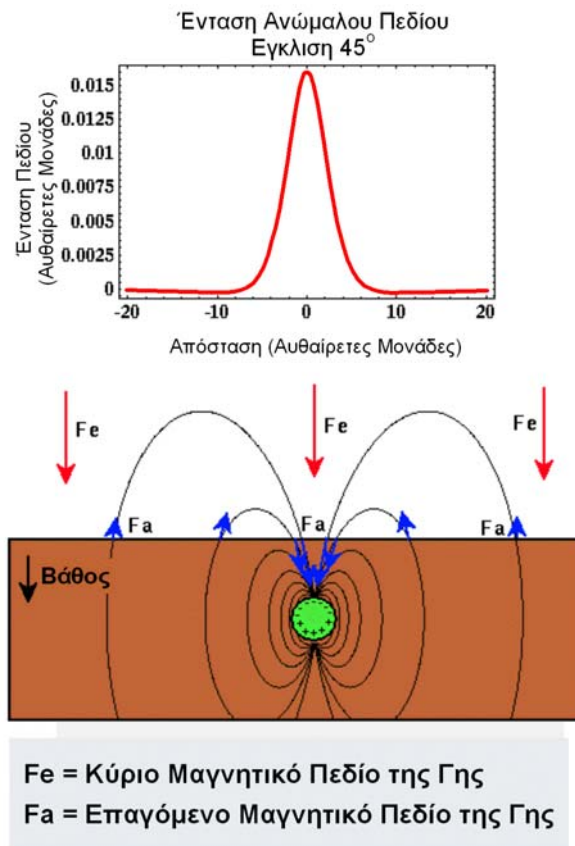
## **Ποιοτικός Προσδιορισμός Ανωμαλίας Μαγνητισμένης Σφαίρας στο Βόρειο Πόλο**

Θα κατασκευάσουμε *ποιοτικά* την μαγνητική ανωμαλία μιας μεταλλικής σφαίρας που βρίσκεται θαμμένη κάτω από τον βόρειο πόλο. Η γεωμετρία της σφαίρας, το κύριο μαγνητικό πεδίο της Γης, οι δυναμικές γραμμές που σχετίζονται με το ανώμαλο πεδίο, η διεύθυνση και το μέγεθος του ανώμαλου πεδίου και το διάγραμμα της έντασης του ανώμαλου πεδίου που θα καταγραφούν δείχνονται στο παρακάτω σχήμα.

Στο βόρειο (μαγνητικό) πόλο, το κύριο μαγνητικό πεδίο της Γης κατευθύνεται προς τα κάτω. Επειδή η θαμμένη σφαίρα αποτελείται από υλικό με μη-μηδενική επιδεικτικότητα, το κύριο μαγνητικό πεδίο της Γης γίνεται αιτία να παράγει η σφαίρα ένα επαγόμενο μαγνητικό πεδίο. Οι δυναμικές γραμμές που σχετίζονται με αυτό το επαγόμενο πεδίο δείχνονται με μαύρες γραμμές, και το μέγεθος και η διεύθυνση του επαγόμενου, ανώμαλου πεδίου  $F_a$ , στην επιφάνεια της γης δείχνονται με μπλε ανύσματα. Το ολικό πεδίο, του οποίου η ένταση θα καταγραφεί από ένα πυρηνικό μαγνητόμετρο, θα είναι, όπως ήδη έχουμε αναφέρει, το άθροισμα του κύριου πεδίου  $F_e$ , και του επαγόμενου, ανώμαλου πεδίου,  $F_a$ .

$$F_t = F_e + F_a$$





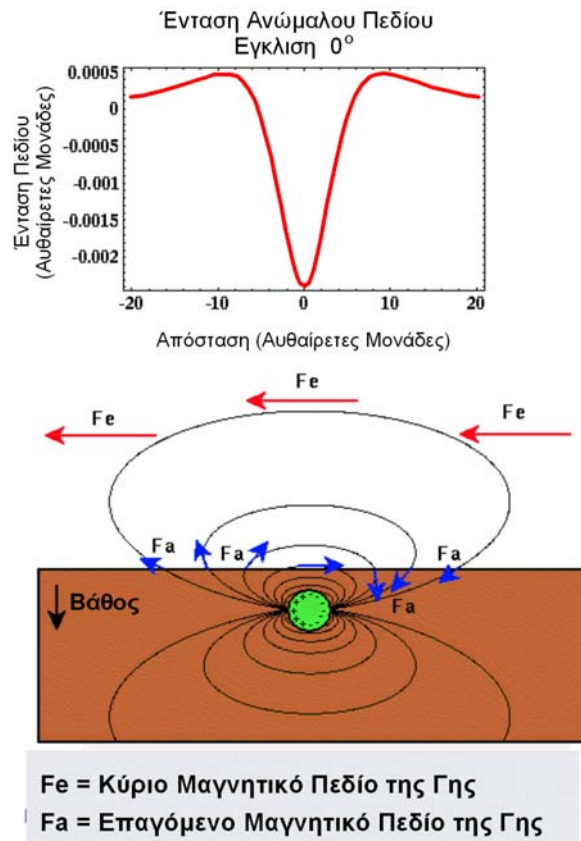
(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Παρατηρούμε ότι σε κάθε πλευρά της σφαίρας, το ανώμαλο πεδίο δείχνει σε αντίθετη διεύθυνση όπως το κύριο πεδίο. Επομένως, όταν το κύριο πεδίο αφαιρεθεί από τις μετρήσεις μας θα πάρουμε αρνητικές τιμές για το ανώμαλο πεδίο. Κοντά στη σφαίρα, το ανώμαλο πεδίο δείχνει στην ίδια διεύθυνση με το κύριο πεδίο. Συνεπώς, όταν το κύριο πεδίο αφαιρεθεί, θα πάρουμε θετικές τιμές για το ανώμαλο πεδίο.

Στην προκειμένη περίπτωση, το ανώμαλο μαγνητικό πεδίο είναι συμμετρικό γύρω από το κέντρο της θαμμένης σφαίρας, κυριαρχείται από μια κεντρική θετική ανωμαλία και περιβάλλεται και από τις δύο πλευρές από μικρότερες αρνητικές ανωμαλίες.

## Ποιοτικός Προσδιορισμός Ανωμαλίας Μαγνητισμένης Σφαίρας στον Ισημερινό

Ας εξετάσουμε τώρα το σχήμα του ανώμαλου μαγνητικού πεδίου για την ίδια ακριβώς μεταλλική σφαίρα που είναι θαμμένη στον ισημερινό.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Στον (μαγνητικό) ισημερινό, η διεύθυνση του κύριου μαγνητικού πεδίου της Γης είναι τώρα οριζόντια. Συνεχίζει να επάγει ένα ανώμαλο μαγνητικό πεδίο στη σφαίρα, όμως ο προσανατολισμός των δυναμικών γραμμών που περιγράφουν το μαγνητικό πεδίο έχει τώρα περιστραφεί κατά 90 μοίρες. Όπως και στην προηγούμενη περίπτωση, αυτές οι δυναμικές γραμμές δείχνονται με μαύρες γραμμές, και η ένταση και η διεύθυνση του ανώμαλου πεδίου στην επιφάνεια της γης δείχνονται με μπλε ανύσματα. Πάνω από τη σφαίρα, το ανώμαλο μαγνητικό πεδίο,  $F_a$ , τώρα δείχνει στην αντίθετη διεύθυνση όπως το κύριο μαγνητικό πεδίο,  $F_e$ . Επομένως, το ολικό πεδίο που μετρείται θα είναι μικρότερο από το κύριο πεδίο της Γης, έτσι με την αφαίρεση του κύριου πεδίου, το ανώμαλο πεδίο που προκύπτει θα είναι αρνητικό. Σε κάθε πλευρά της σφαίρας, το ανώμαλο πεδίο δείχνει στην γενική διεύθυνση του κύριου πεδίου και επομένως το ενισχύει, με αποτέλεσμα οι ολικές μετρήσεις να είναι μεγαλύτερες από το κύριο πεδίο. Με αφαίρεση της συνεισφοράς του κύριου πεδίου, οι περιοχές αυτές θα παρουσιάζουν θετικές μαγνητικές ανωμαλίες.

Όπως και στην προηγούμενη περίπτωση, η προκύπτουσα ανωμαλία είναι πάλι συμμετρικά κατανομημένη γύρω από το κέντρο της σφαίρας. Στην συγκεκριμένη περίπτωση, ωστόσο, η κεντρική ανωμαλία είναι αρνητική και περιβάλλεται από δύο μικρότερες θετικές ανωμαλίες.

## Ποιοτικός Προσδιορισμός Ανωμαλίας Μαγνητισμένης Σφαίρας στο Βόρειο Ημισφαίριο

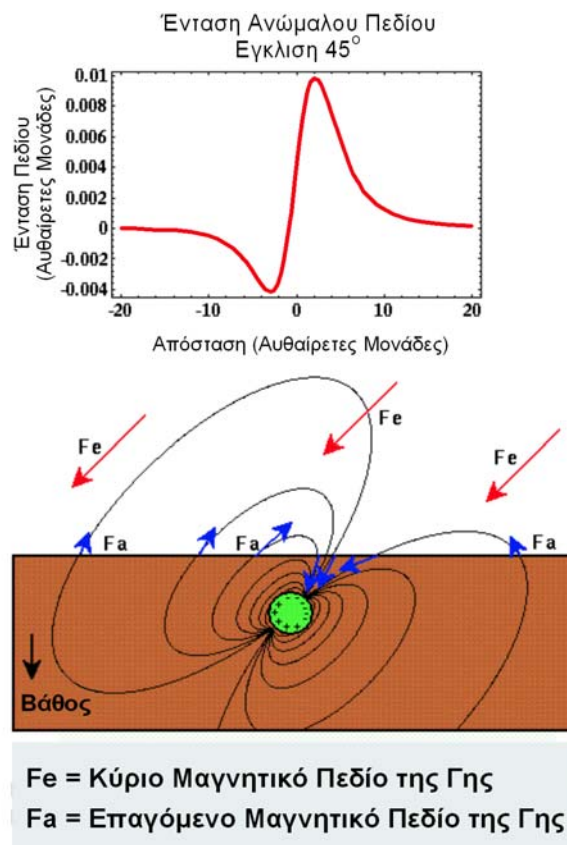
Τέλος, θα εξετάσουμε το σχήμα του ανώμαλου μαγνητικού πεδίου για μεταλλική σφαίρα που βρίσκεται θαμμένη σε κάποιο σημείο του βόρειου ημισφαιρίου. Όπως και στα προηγούμενα

παραδείγματα, το κύριο μαγνητικό πεδίο της Γης επάγει ένα ανώμαλο πεδίο γύρω από τη σφαίρα. Το ανώμαλο πεδίο προσανατολίζεται με κάποια γωνία, στη συγκεκριμένη περίπτωση 45 μοίρες από την οριζόντιο. Συγκρίνοντας τη διεύθυνση του ανώμαλου πεδίου  $F_a$ , με τη διεύθυνση του κύριου μαγνητικού πεδίο της Γης  $F_e$ , μπορούμε να δούμε ότι θα υπάρχει μια μικρή αρνητική ανωμαλία σε απόσταση στα νότια της σφαίρας, μια μεγάλη θετική ανωμαλία ακριβώς νότια της σφαίρας και μια μικρή, πλατιά, αρνητική ανωμαλία βόρεια της σφαίρας.

Παρατηρούμε ότι η μαγνητική ανωμαλία που παράγεται δεν είναι πλέον συμμετρική της σφαίρας. Εκτός και αν εργαζόμαστε στον μαγνητικό ισημερινό ή τους πόλους, αυτή η κατάσταση θα είναι πάντα η πραγματική.

Από αυτό το απλό σύνολο παραδειγμάτων, μπορούμε τώρα να δούμε ότι είναι πράγματι πιο δύσκολο να ερμηνεύσουμε παραστατικά (ή οπτικά) τις μαγνητικές ανωμαλίες σε σχέση με τις βαρυτικές.

Αυτά τα παραστατικά προβλήματα, ωστόσο, δεν παρουσιάζουν κανένα πρόβλημα με τους αλγόριθμους των μοντέλων των υπολογιστών που χρησιμοποιούνται για τη προσομοίωση (μοντελοποίηση) των μαγνητικών ανωμαλιών.



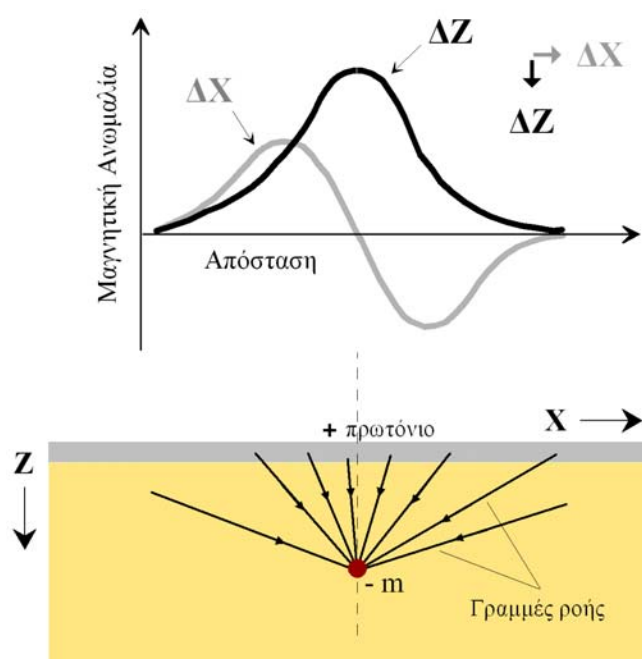
(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Απλά χρειάζεται να ενσωματώσουμε τη θέση της διασκόπησης στο αλγόριθμο του μοντέλου ώστε να παράγουμε το κατάλληλο μαγνητικό μοντέλο.

## Πρόβλεψη της μαγνητικής ανωμαλίας που δημιουργεί στην επιφάνεια της γης μαγνητισμένη υπεδάφια δομή

### Απομονωμένος μαγνητικός πόλος

Ας υποθέσουμε ότι έχουμε έναν απομονωμένο μαγνητικό πόλο (μονόπολο) στο υπέδαφος που και πάλι υποθετικά ας πούμε ότι στο συγκεκριμένο χώρο το γήινο μαγνητικό πεδίο είναι μηδενικό ότι έχουμε δηλαδή απουσία του γεωμαγνητικού πεδίου καθώς και άλλων επιδράσεων (θορύβων). Οι δυναμικές γραμμές της μαγνητικής δύναμης (μαγνητική ανωμαλία) είναι ακτίνες με κέντρο το μαγνητικό μονόπολο. Στην περίπτωση που το μαγνητικό μονόπολο είναι αρνητικό (σχήμα 1) οι δυναμικές γραμμές θα συγκλίνουν προς το κέντρο του λαμβάνοντας υπόψη ότι η μαγνητική δύναμη ασκείται σε ένα θετικά φορτισμένο πρωτόνιο<sup>1</sup>.



Η δύναμη η οποία προκύπτει από την αλληλεπίδραση που θα έχει το μονόπολο με το πρωτόνιο του μαγνητομέτρου σε διάφορες θέσεις κατά μήκος της επιφάνειας του εδάφους μπορεί να αναλυθεί κατά την οριζόντια  $X$  και κατακόρυφη  $Z$  διεύθυνση στις  $\Delta X$  και  $\Delta Z$  συνιστώσες. Κατά την σχεδίαση του γραφήματος της κατακόρυφης συνιστώσας  $\Delta Z$ , δύο είναι οι σημαντικές παράμετροι που πρέπει να ληφθούν υπόψη:

- Η διεύθυνση των γραμμών ροής (δυναμικές γραμμές). Οι γραμμές ροής έχουν κατεύθυνση από την επιφάνεια προς τα κάτω οπότε και ολόκληρη η ανωμαλία θα είναι θετική (το πεδίο λαμβάνεται θετικό προς τα κάτω). Ωστόσο η γωνιακή σχέση μεταβάλλεται με τις διαφορετικές θέσεις του μαγνητομέτρου (πρωτονίου) στην επιφάνεια του εδάφους με συνέπεια σε πολύ μεγάλες αποστάσεις από το μαγνητικό μονόπολο το πεδίο να είναι σχεδόν οριζόντιο οπότε η κατακόρυφη συνιστώσα του μαγνητικού πεδίου είναι πολύ μικρή.

<sup>1</sup> Υπενθυμίζουμε ότι το θετικά φορτισμένο πρωτόνιο είναι ένα από τα άτομα του υδρογόνου που βρίσκονται μέσα στον αισθητήρα (κεφαλή) του πυρηνικού μαγνητομέτρου.

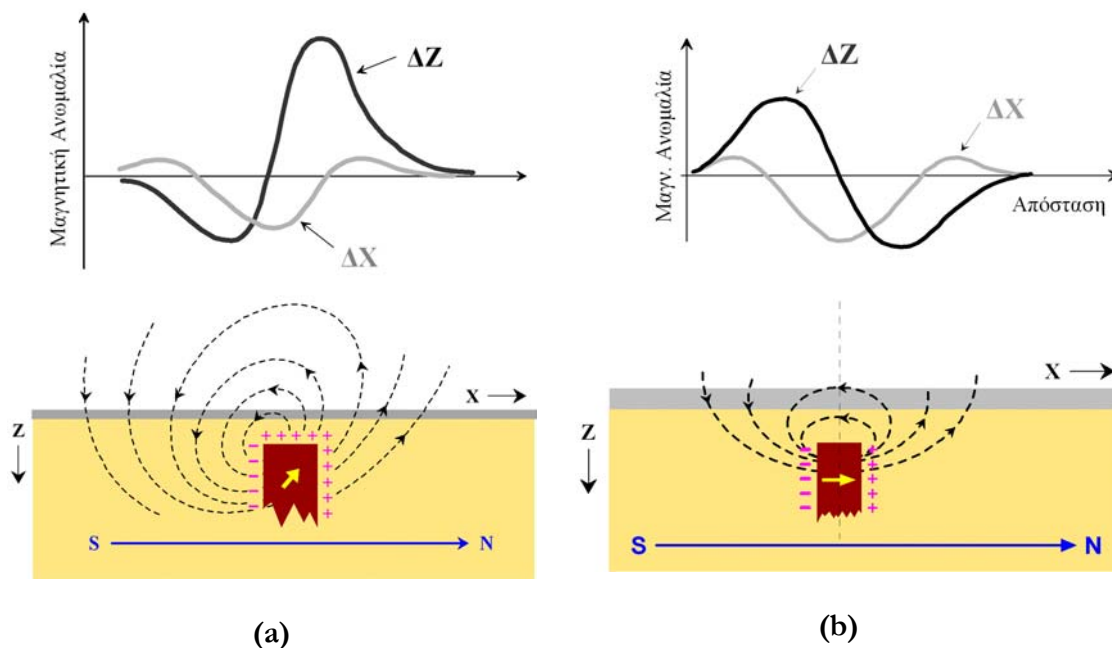
- Η απόσταση από το μαγνητισμένο σώμα. Το μέγεθος του ανύσματος  $\Delta Z$  μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα με το τετράγωνο της απόστασης του σημείου μέτρησης από το μαγνητισμένο σώμα. Αυτό σημαίνει ότι όταν βρισκόμαστε ακριβώς πάνω από το μαγνητισμένο σώμα θα έχουμε την εντονότερη (μέγιστη) ανωμαλία καθόσον βρισκόμαστε στη μικρότερη απόσταση από αυτό.

Οι δύο παραπάνω επιδράσεις πρέπει να αθροισθούν διανυσματικά κατά τον κατακόρυφο άξονα για να λάβουμε την τελική μορφή της ανωμαλίας.

Κατά την σχεδίαση του γραφήματος της οριζόντιας συνιστώσας  $\Delta X$ , ισχύουν τα ίδια όπως και παραπάνω με την διαφορά ότι η ανωμαλία αλλάζει πρόσημο (φάση) πάνω από το κέντρο του μαγνητικού μονόπολου. Στην πραγματικότητα δεν υπάρχουν μαγνητικά μονόπολα παρά μόνο μαγνητικά δίπολα. Στα μεγάλα μήκη μαγνητικά δίπολα, επειδή το άλλο άκρο τους είναι πολύ μακριά, η συνεισφορά του απομακρυσμένου μαγνητικού πόλου στην διαμόρφωση της μαγνητικής δύναμης είναι πρακτικά μηδενική οπότε συμπεριφέρονται σαν μαγνητικά μονόπολα.

## Μαγνητικό Δίπολο

Στα πεπερασμένου μήκους μαγνητικά δίπολα η συνεισφορά του απομακρυσμένου μαγνητικού πόλου δεν είναι πλέον αμελητέα με αποτέλεσμα τόσο η πυκνότητα όσο και η μορφή των δυναμικών γραμμών του μαγνητικού πεδίου να παρουσιάζουν ασυμμετρία. Η ένταση του μαγνητικού πεδίου και κατά συνέπεια η μαγνητική ανωμαλία που μεταβάλλονται αναλογικά με την πυκνότητα των δυναμικών γραμμών έχουν τώρα σύνθετη και ασύμμετρη μορφή. Στα παρακάτω σχήματα 2a και 2b έχει σχεδιασθεί η κατακόρυφη  $\Delta Z$  και η οριζόντια  $\Delta X$  συνιστώσα της μαγνητικής ανωμαλίας που μετράται στην επιφάνεια της γης από την παρουσία υπεδάφινής μαγνητισμένης φλέβας.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

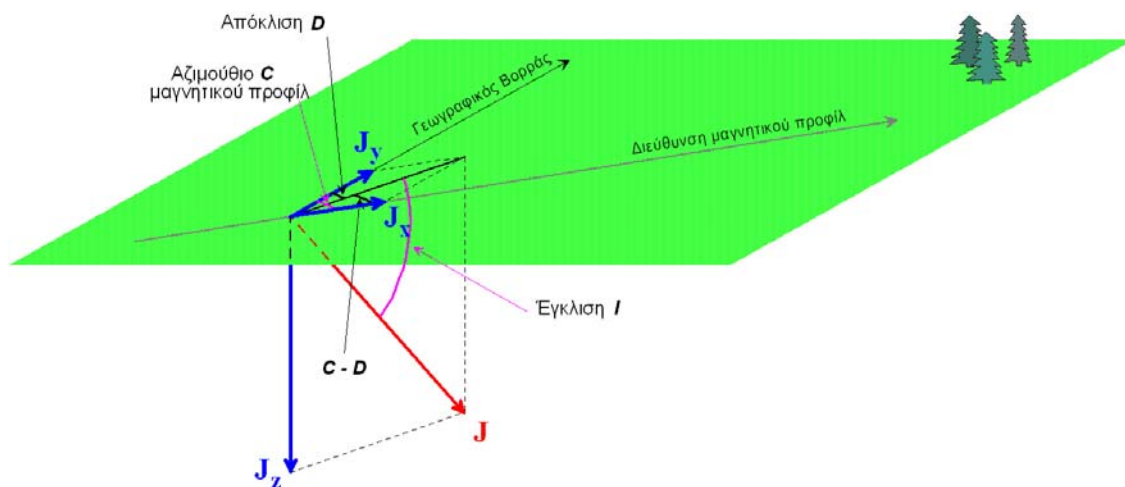
Πώς όμως προσδιορίζεται η ολική μαγνητική ανωμαλία  $\Delta T$  καθώς αυτή είναι που μετράμε με το μαγνητόμετρο; Μπορούμε δηλαδή να εφαρμόσουμε τη γνωστή σχέση

$$\Delta T = \sqrt{\Delta X^2 + \Delta Z^2}$$

που συνδέει τις συνιστώσες με την ολική ένταση για το γήινο μαγνητικό πεδίο προκειμένου να προσδιορίσουμε την  $\Delta T$ ; Η απάντηση είναι όχι. Η παραπάνω σχέση υφίσταται μόνο εάν δεν υπάρχει το γήινο μαγνητικό πεδίο. Η ένταση για παράδειγμα του μαγνητικού πεδίου στην περιοχή του μαγνητικού σταθμού της Πεντέλης είναι της τάξης των 45000 nT, ενώ η μαγνητική ανωμαλία λόγω μιας μαγνητικής φλέβας κυμαίνεται στα 100 nT. Βλέπουμε λοιπόν ότι η μαγνητική ανωμαλία της φλέβας είναι μόλις το 1/450 περίπου του ολικού γεωμαγνητικού πεδίου. Άρα η μετρούμενη ανωμαλία που είναι η συνισταμένη των δύο παραπάνω τιμών είναι μία τιμή πολύ κοντά στη τιμή της ολικής έντασης του γήινου μαγνητικού πεδίου και η διεύθυνση της είναι και αυτή πολύ πλησίον της διεύθυνσης του γήινου μαγνητικού πεδίου. Πρακτικά λοιπόν ταυτίζεται με την ένταση του γήινου μαγνητικού πεδίου λαμβάνοντας υπόψη ότι η επαγομένη μαγνήτιση βρίσκεται στην διεύθυνση του γήινου μαγνητικού πεδίου. Έτσι λοιπόν η συνολική μαγνητική ανωμαλία  $\Delta T$  θα δίδεται από την παρακάτω σχέση:

$$\Delta T = \Delta Z \eta \mu I + \Delta X \sigma \nu I \sigma \nu (C - D)$$

Όπου  $I$  = μαγνητική έγκλιση,  $D$  = μαγνητική απόκλιση και  $C$  = η διεύθυνση του προφίλ μετρημένη σε γωνία από τον γεωγραφικό Βορρά (αζιμούθιο).



Σχήμα 3

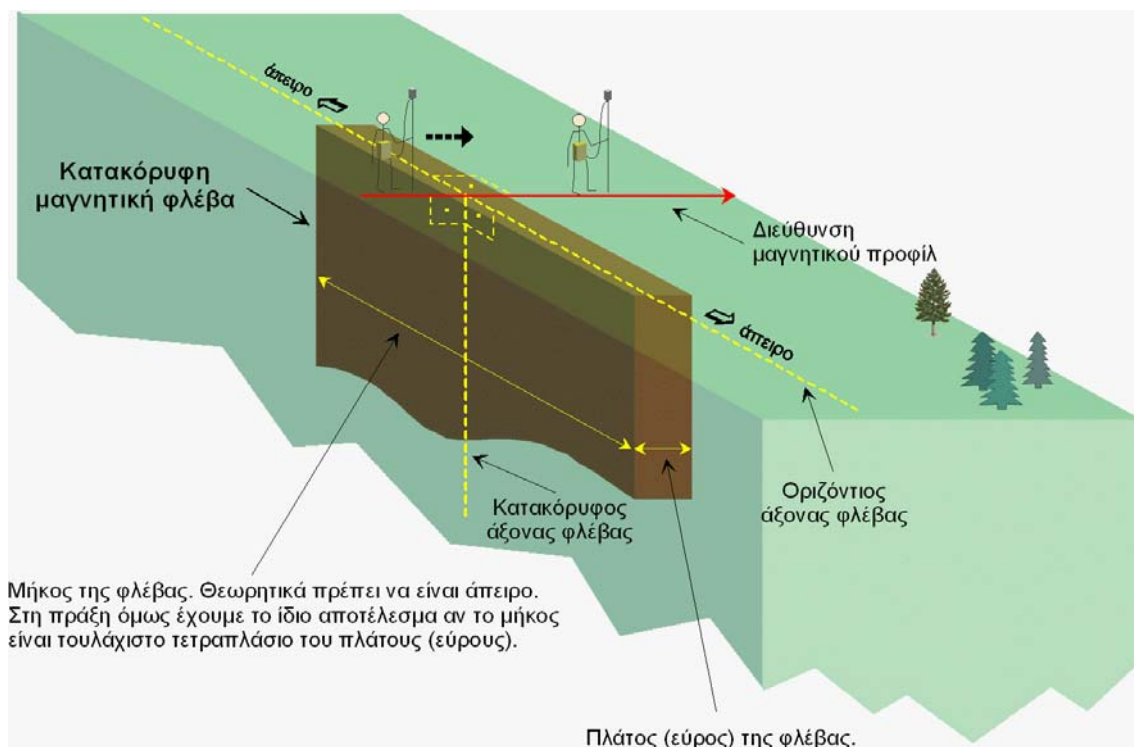
Τρεις προϋποθέσεις πρέπει να ισχύουν προκειμένου να καθίσταται δυνατή η εφαρμογή των παραπάνω σχέσεων:

1. Το μαγνητισμένο σώμα το οποίο προκαλεί την ανωμαλία να έχει ομοιόμορφη μαγνήτιση.
2. Το μαγνητισμένο σώμα να συμπεριφέρεται σαν δομή δύο διαστάσεων. Θεωρητικά δομή δύο διαστάσεων σημαίνει ο λόγος του μήκους προς το πλάτος να είναι άπειρος. Δηλαδή το μήκος της δομής να είναι απείρως μεγαλύτερο από το πλάτος της όπως είναι για παράδειγμα ένα φύλλο χαρτιού όπου το πάχος (πλάτος) του είναι πολύ μικρότερο του μήκους του. Στη πράξη όμως μπορούμε να πούμε ότι έχουμε το ίδιο περίπου αποτέλεσμα όταν ο λόγος του μήκους προς πλάτος του σώματος είναι μεγαλύτερος του 4.

3. Η γραμμή επί της οποίας γίνονται οι μετρήσεις στην επιφάνεια της γης (μαγνητικό προφίλ) να έχει διεύθυνση κάθετη στον μεγάλο άξονα (μήκος) του δισδιάστατου μαγνητισμένου σώματος που προκαλεί την ανωμαλία και να διέρχεται από την μέση του.

Στο σκαρίφημα του σχήματος 4 φαίνεται καθαρά η σχέση μήκους-πλάτους (προϋπόθεση 2) μιας δισδιάστατης δομής (μαγνητική φλέβα) καθώς και η διεύθυνση του μαγνητικού προφίλ το οποίο είναι κάθετο στο μεγάλο άξονα (μήκος) του δισδιάστατου σώματος (προϋπόθεση 3).

Η παραπάνω εξίσωση μπορεί να χρησιμοποιηθεί και για την παραμένουσα μαγνήτιση αν η μαγνητική έγκλιση και απόκλιση υπολογιστούν από παλαιομαγνητικές μεθόδους. Στο πλαίσιο της παρούσας εργαστηριακής άσκησης η παραμένουσα μαγνήτιση θεωρείται αμελητέα και μόνο η επαγομένη μαγνήτιση λαμβάνεται υπόψη και υπολογίζεται.



Σχήμα 4.

### Κατακόρυφη φλέβα με άπειρο μήκος και βάθος

Εάν με  $J_x$  και  $J_z$  ονομάσουμε τη κατακόρυφη και οριζόντια συνιστώσα της έντασης μαγνήτισης  $J$  φλέβας με άπειρο μήκος και βάθος (δύο διαστάσεων μαγνητισμένο σώμα) τότε η κατακόρυφη,  $\Delta Z$ , και οριζόντια,  $\Delta X$ , συνιστώσα της μαγνητικής ανωμαλίας που δημιουργεί η φλέβα στην επιφάνεια της γης δίνονται αντίστοιχα από τις σχέσεις:

$$\Delta Z = 2[J_x \ln(r_1/r_2) + J_z \theta] \quad \text{και} \quad \Delta X = 2[J_z \ln(r_1/r_2) - J_x \theta]$$

τα  $J_z$  και  $J_x$  δίδονται από τις σχέσεις

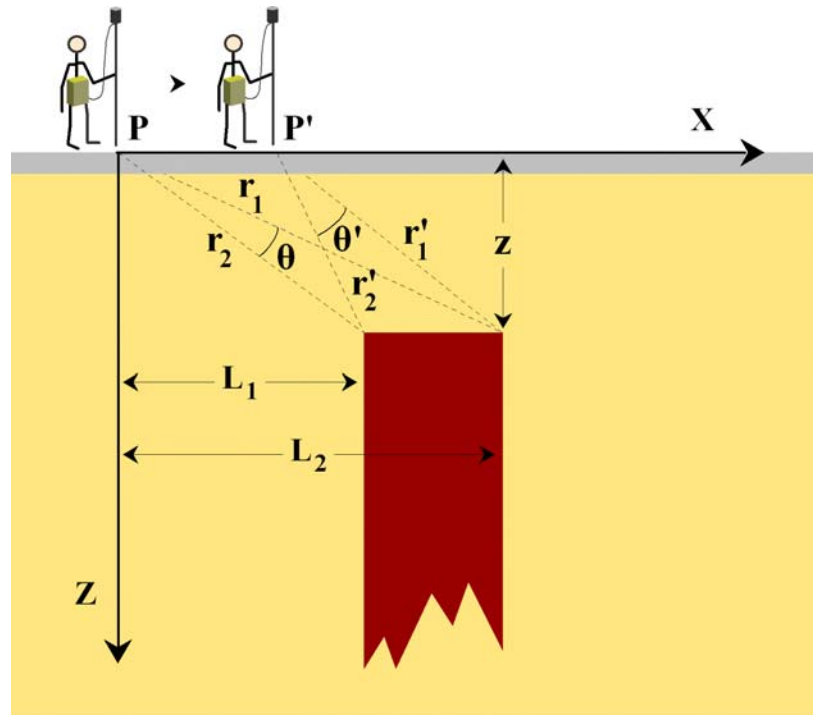
$$J_z = J \eta \mu I \quad \text{και} \quad J_x = J \sigma \nu I \sigma \nu (C - D)$$

Όπου  $I$ ,  $C$  και  $D$  είναι αντίστοιχα η μαγνητική έγκλιση η μαγνητική απόκλιση και η γωνία (αζιμούθιο) που σχηματίζει ο μεγάλος άξονας της φλέβας με τον γεωγραφικό βορρά (σχήμα 3). Η ένταση μαγνήτισης  $J$  δίδεται από τη σχέση

$$J = kT$$

όπου  $k$  είναι η μαγνητική επιδεικτικότητα του υλικού της φλέβας και  $T$  η ολική ένταση του μαγνητικού πεδίου.

Τα  $r_1$ ,  $r_2$ ,  $\theta$  εξηγούνται στο παρακάτω σχήμα 5 και μπορούν να υπολογιστούν εύκολα με την χρήση απλών τριγωνομετρικών αριθμών.



Σχήμα 5.

Η συνολική μαγνητική ανωμαλία δίνεται από την σχέση:

$$\Delta T = \Delta Z \eta \mu I + \Delta X \sigma \nu I \sigma \nu (C - D)$$

Την μεγαλύτερη συμβολή στη τελική τιμή των μαγνητικών πεδίων που παρέχουν οι παραπάνω εξισώσεις στη περίπτωση της φλέβας με άπειρο βάθος και μήκος την παρέχει το πάνω μέρος της δομής (οροφή) που βρίσκεται πλησιέστερα στην επιφάνεια της γης. Το βαθύτερο μέρος της δομής συμβάλει ελάχιστα στη διαμόρφωση της τελικής τιμής του μαγνητικού πεδίου λόγω της μεγάλης απόστασης του από την επιφάνεια που γίνεται η μέτρηση δεδομένου, όπως και στην αρχή της άσκησης αναφέραμε, το μέγεθος του ανύσματος της μαγνητικής ανωμαλίας μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα με το τετράγωνο της απόστασης του σημείου μέτρησης από το μαγνητισμένο σώμα. Για τους παραπάνω λόγους εάν έχουμε την περίπτωση μαγνητισμένου σώματος με πεπερασμένο βάθος έκτασης του οποίου όμως η οροφή βρίσκεται σε μεγάλα βάθη (βαθιά ενταφιασμένο), της τάξης των 300 μέτρων ας πούμε, τότε το βαθύτερο μέρος της δομής έχει πρακτικά μηδενική συμβολή στη διαμόρφωση της τελικής τιμής της μαγνητικής ανωμαλίας. Η ανωμαλία δηλαδή που δημιουργεί στην επιφάνεια της γης βαθιά ενταφιασμένο σώμα με πεπερασμένο όμως βάθος έκτασης είναι πρακτικά η ίδια με αυτήν

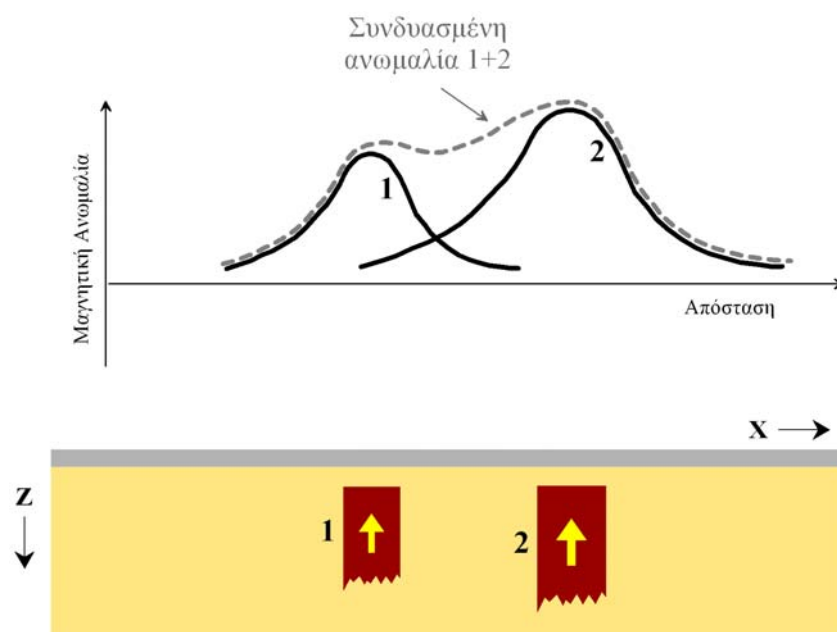


σώματος με άπειρο βάθος οπότε στη περίπτωση αυτή μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε τις ίδιες σχέσεις που αναφέραμε προηγουμένα.

Ανακεφαλαιώνοντας, μπορούμε λοιπόν να πούμε ότι γνωρίζοντας τη θέση, τις διαστάσεις και το βάθος της μαγνητικής φλέβας καθώς και τις θέσεις των σταθμών που γίνονται οι μετρήσεις στην επιφάνεια της γης, ο υπολογισμός της μαγνητικής ανωμαλίας ανάγεται σε μια σειρά επαναλαμβανόμενων απλών μαθηματικών υπολογισμών.

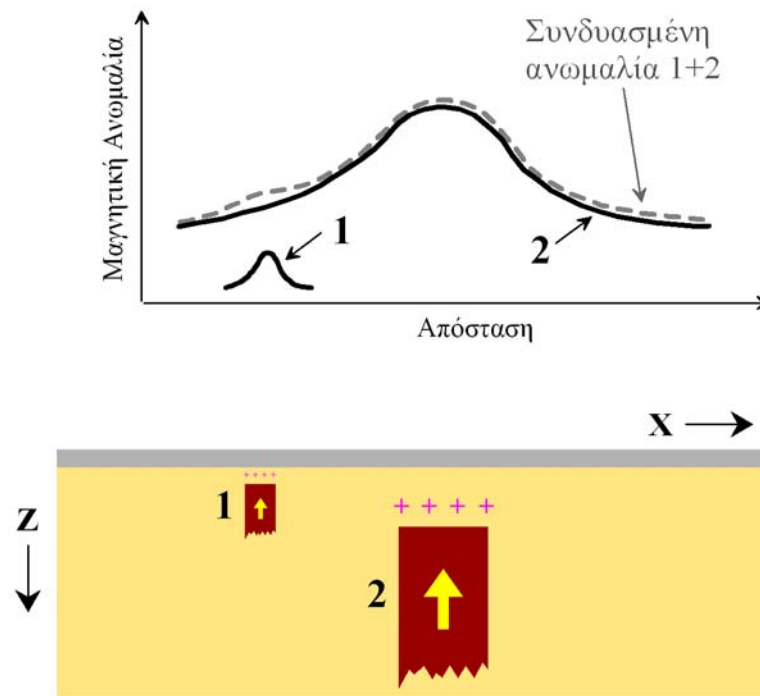
## Ενίσχυση Σήματος

Οι μαγνητικές και βαρυτικές ανωμαλίες παρουσιάζονται πάντα ευρύτερες από τα σώματα που τις προκαλούν (σχήμα 6) δημιουργώντας έτσι προβλήματα στην επεξεργασία και ερμηνεία τους.



Σχήμα

Επίσης μια ανωμαλία που προκαλείται σε ένα βαθύ και μεγάλων διαστάσεων σώμα μπορεί να επικαλύψει ένα λιγότερο μαγνητικό και ρηχό σώμα (σχήμα 7). Η συμβολή του ρηχού σώματος είναι τόσο μικρή στη διαμόρφωση της τελικής ανωμαλίας που πολλές φορές ερμηνεύεται και σαν θόρυβος στις μετρήσεις μας.

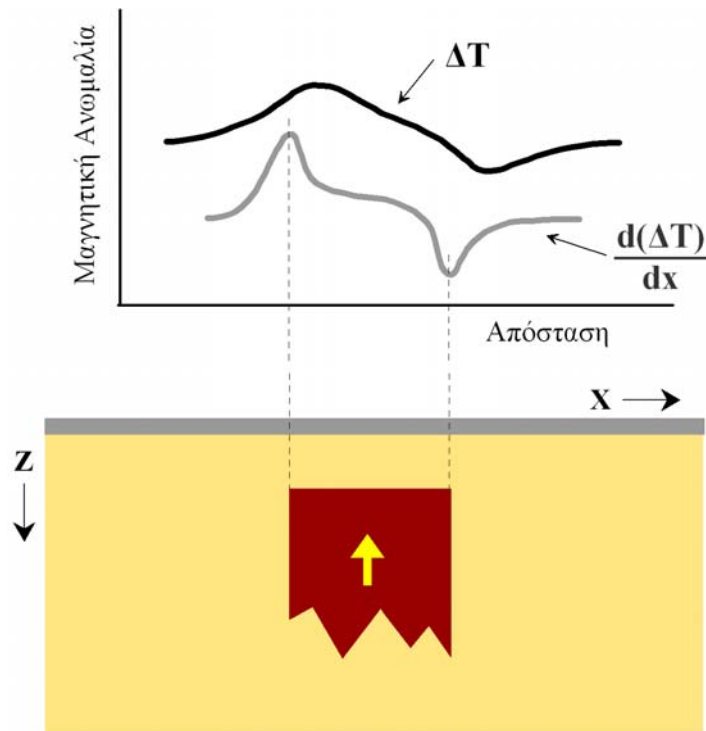


Σχήμα 7.

Η αβεβαιότητα που δημιουργείται από τέτοιες περιπτώσεις αντιμετωπίζεται με το να υπολογίσουμε τις πρώτες παραγώγους της εκάστοτε ανωμαλίας που οφείλεται στο μαγνητικό πεδίο. Το πλεονέκτημα των γραφημάτων των παραγώγων είναι ότι παρουσιάζουν γενικά μικρότερα πλάτη και εμφανίζουν τοπικά ακρότατα τα οποία οριοθετούν με αρκετά καλή ακρίβεια τα πλευρικά όρια του μαγνητισμένου σώματος σε αντίθεση με τα γραφήματα της ολικής ανωμαλίας του μαγνητικού πεδίου που δεν μπορούν να παράσχουν τέτοιου είδους πληροφορίες. Συνεπώς οι παράγωγοι τείνουν να διαχωρίσουν τα όρια των μαγνητικών σωμάτων καλύτερα και κάνουν ευκολότερη την ποσοτική ερμηνεία αυτών. Πρέπει να ληφθεί όμως υπόψη σαν μειονέκτημα ότι οι χάρτες και τα προφίλ παραγώγων από την φύση τους μεγεθύνουν τον θόρυβο που υπάρχει στα δεδομένα ο οποίος μπορεί να έχει είτε γεωλογική προέλευση ή να προέρχεται από το όργανο μέτρησης.

## Παράγωγος πρώτης τάξης

Σε καρτεσιανές συντεταγμένες η πρώτη οριζόντια παράγωγος είναι  $d(\Delta T)/dx$  όπου  $\Delta T$  η συνολική μαγνητική ανωμαλία. Η πρώτη οριζόντια παράγωγος μπορεί εύκολα να υπολογιστεί στο χωρικό πεδίο, είναι κατευθυντική καθώς εξαρτάται από την φορά υπολογισμού της πάνω στον  $x$  άξονα (μπορεί να είναι είτε θετική είτε αρνητική) και γενικά η κλίση του μαγνητικού σώματος έχει μεγάλη επίδραση πάνω της.



Σχήμα 8.

Όπως είναι φανερό από το παραπάνω σχήμα 8 η καμπύλη της συνάρτησης της πρώτης παραγώγου διαχωρίζει τα όρια της μαγνητικής φλέβας στην συγκεκριμένη περίπτωση, πράγμα το οποίο δεν μπορεί να κάνει η καμπύλη της συνολικής μαγνητικής ανωμαλίας. Πρέπει να τονισθεί εδώ ότι η συνολική καμπύλη θεωρείται ότι υπολογίστηκε κατά μήκος ενός μαγνητικού προφίλ το οποίο είχε διεύθυνση κάθετη στον οριζόντιο άξονα της φλέβας (σχήμα 4). Σε κάθε άλλη περίπτωση η συνολική μαγνητική ανωμαλία εμφανίζεται διευρυμένη και με μικρότερες τιμές ακρότατων με συνέπεια η πρώτη οριζόντια παράγωγος να μην μπορεί να δώσει τόσο ακριβείς πληροφορίες για την θέση του μαγνητισμένου σώματος.

## Εκτίμηση του Βάθους της Ανωμαλίας

Η εκτίμηση του βάθους ταφής των μαγνητισμένων σωμάτων γίνεται με την εφαρμογή εμπειρικών κανόνων (rules of thumb) και υπολογιστικών τεχνικών. Πριν την εφαρμογή των τεχνικών που αναφέρθηκαν υπάρχει ένα κρίσιμο και δύσκολο πρόβλημα για το οποίο πρέπει να ληφθεί σωστή απόφαση προκειμένου να καταλήξουμε σε ρεαλιστική εκτίμηση του βάθους. Το πρόβλημα αφορά την *ταυτότητα* της ανωμαλίας, την πρόγνωση δηλαδή της γεωμετρίας και θέσης της υπεδιαφικής δομής που προκαλεί την μαγνητική ανωμαλία (πχ. δομή με σχήμα σφαίρας, κατακόρυφου ή οριζόντιου κυλίνδρου, οριζόντιας ή κατακόρυφης πλάκας, ρήγματος κλπ.). Η ταυτότητα της ανωμαλίας είναι εντούτοις θέμα της υποκειμενικής αντίληψης του εκάστοτε ερμηνευτή. Επειδή η μαγνητική ανωμαλία είναι ως γνωστό το υπόλοιπο που παραμένει αν από το μετρούμενο μαγνητικό πεδίο αφαιρέσουμε το κανονικό μαγνητικό πεδίο της γης (IGRF) και την μαγνητική ανωμαλία μεγάλης κλίμακας, ένα άλλο θέμα υποκειμενικής αντίληψης που υπεισέρχεται είναι επίσης και το τι θεωρεί ο εκάστοτε ερμηνευτής ως ανωμαλία μεγάλης κλίμακας.

Στη κατηγορία των εμπειρικών κανόνων αναφέρονται η τεχνική του *μισού εύρους*  $x_{1/2}$  και η τεχνική της *μέγιστης κλίσης*. Το σφάλμα στο προσδιορισμό του βάθους με την εφαρμογή

τέτοιων εμπειρικών κανόνων είναι συνήθως της τάξης του 10% χωρίς βέβαια να είναι σπάνιες οι εξαιρέσεις όπου αυτό μπορεί να φθάσει και το 50%.

Οι υπολογιστικές τεχνικές, που είναι γνωστές και ως τεχνικές *μαγνητικής προσομοίωσης*, ξεκινούν με την επιλογή μιας δομής με γνωστές παραμέτρους (σχήμα, βάθος, μαγνητική επιδεικτικότητα κλπ.), που αρχικά υιοθετούμε ως πιθανή, για την οποία υπολογίζουμε με μαθηματικούς αλγόριθμους ποια θα ήταν η μαγνητική ανωμαλία που θα προοαιούσε σε διάφορα σημεία της επιφάνειας της γης (θεωρητική απόκριση της δομής). Στη συνέχεια συγκρίνεται η θεωρητική απόκριση της υιοθετημένης δομής με την πειραματική ανωμαλία που λήφθηκε με τις μετρήσεις στο πεδίο και υπολογίζεται η απόκλιση (σφάλμα σύγκρισης). Στη περίπτωση που η απόκλιση είναι μεγαλύτερη από κάποια αποδεκτά όρια, που εμείς έχουμε θέσει, γίνεται βελτίωση των παραμέτρων της αρχικά επιλεγμένης δομής και υπολογίζεται ξανά η νέα απόκλιση κ.ο.κ. Η επαναλαμβανόμενη αυτή σειρά εργασιών (trial and error) διακόπτεται όταν το σφάλμα πέσει κάτω από το όριο που έχουμε θέσει. Στη περίπτωση αυτή λέμε ότι η δομή, όπως αυτή βελτιώθηκε την τελευταία φορά, *προσμοιάζει* με το μαγνητισμένο σώμα που είναι ο στόχος ενδιαφέροντος και οι παράμετροι της προσομοίωσης (σχήμα, βάθος κλπ.) εκφράζουν τις παραμέτρους του μαγνητισμένου σώματος.

Στη συνέχεια περιγράφουμε αναλυτικά μερικούς από τους εμπειρικούς κανόνες που εφαρμόζονται συνήθως στη πράξη για συγκεκριμένους τύπους μαγνητικών ανωμαλιών. Αναλυτικά περιγράφουμε επίσης και μια άλλη κατηγορία τεχνικών που βασίζεται σε μετρήσεις της κατακόρυφης βαθμίδας της μαγνητικής ανωμαλίας. Η τεχνική της μαγνητικής προσομοίωσης παρότι δίνει τα περισσότερα αξιόπιστα στοιχεία για το βάθος δεν αναλύεται περισσότερο διότι ξεφεύγει από το γνωστικό αντικείμενο του διδασκόμενου μαθήματος.

## Κανόνας του Εύρους

Σε γενικές γραμμές, το εύρος της ανωμαλίας είναι της τάξης από 1 έως 3 φορές το βάθος της. Για παράδειγμα όταν το εύρος μιας μαγνητικής ανωμαλίας εμφανίζεται να είναι 30 μέτρα περίπου, θα είναι λάθος να πούμε ότι το μαγνητισμένο σώμα βρίσκεται σε βάθος 300 ή 3 μέτρα. Το αναμενόμενο βάθος κυμαίνεται μεταξύ 10 και 30 μέτρα.

## Στενή κατακόρυφη φλέβα απείρου μήκους

Στην περίπτωση κατακόρυφης φλέβας μικρού εύρους (στενή) και απείρου μήκους ισχύει ο παρακάτω εμπειρικός κανόνας για τον ποσοτικό υπολογισμό του βάθους μέχρι την οροφή της δομής:

$$Z = X_{1/2}$$

όπου  $X_{1/2}$  εκφράζει το μισό εύρος της μαγνητικής ανωμαλίας που αντιστοιχεί στη θέση του μισού μέγιστου πλάτους της. Ο παραπάνω κανόνας είναι γνωστός και ως κανόνας του *μισού εύρους*  $X_{1/2}$ . Στο σχήμα 9 με  $W$  εκφράζουμε το εύρος της μαγνητικής ανωμαλίας που αντιστοιχεί στη θέση του μισού μέγιστου πλάτους της  $\Delta T_{\max}$ . Είναι δηλαδή

$$X_{1/2} = \frac{1}{2}W$$

Το βάθος  $Z$  δίδεται συνεπώς και από την ισοδύναμη σχέση

$$Z = 0.5W$$

Αναφερόμενοι στο παράδειγμα του σχήματος 9 το εύρος  $W$  υπολογίζεται σαν

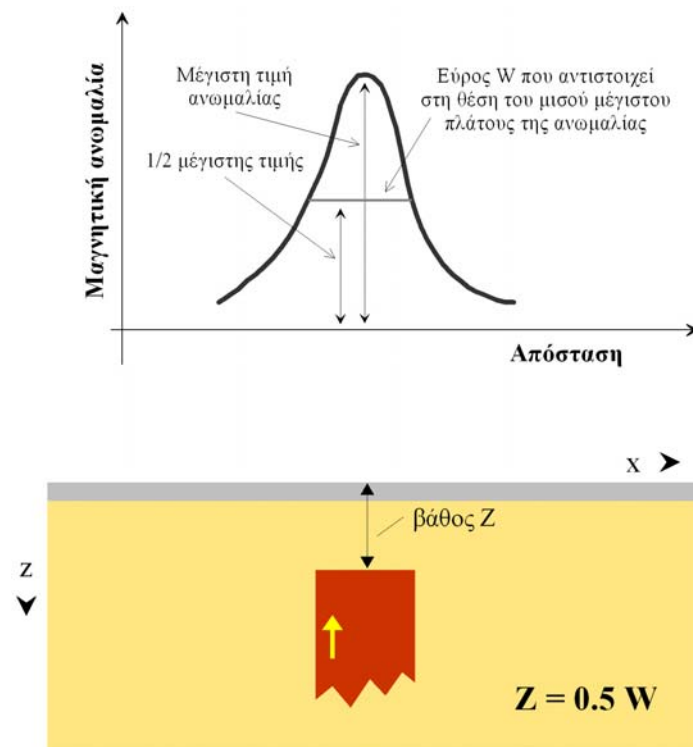
$$W \approx (23.3 - 18.6) \approx 4.7m$$

και συνεπώς

$$Z = 0.5 \times 4.7 = 2.35m$$

Πρέπει να επαναλάβουμε ξανά ότι ο παραπάνω τύπος υπολογισμού του βάρους αναφέρεται σε μια συγκεκριμένη δομή και κάτω από τις προϋποθέσεις που αναφέρθηκαν προηγουμένα καθώς και του ότι το πάχος της κατακόρυφης φλέβας απείρου μήκους είναι σχετικά μικρό.

Ο κανόνας του μισού εύρους εφαρμόζεται αντίστοιχα και σε άλλους τύπους μαγνητικών ανωμαλιών όπου τα μαγνητικά σώματα που τις προκαλούν μπορούν να προσεγγισθούν με απλά γεωμετρικά σχήματα ή συνδυασμούς τέτοιων σχημάτων. Υπάρχει συνεπώς μια διαφορετική κάθε φορά σχέση που συνδέει το βάθος με το εύρος της ανωμαλίας ανάλογα με το σχήμα του μαγνητισμένου σώματος και την διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου. Στο πίνακα που ακολουθεί αναφέρονται μερικές τέτοιες σχέσεις και οι αντίστοιχες μορφές των μαγνητισμένων σωμάτων για τις οποίες εφαρμόζονται.



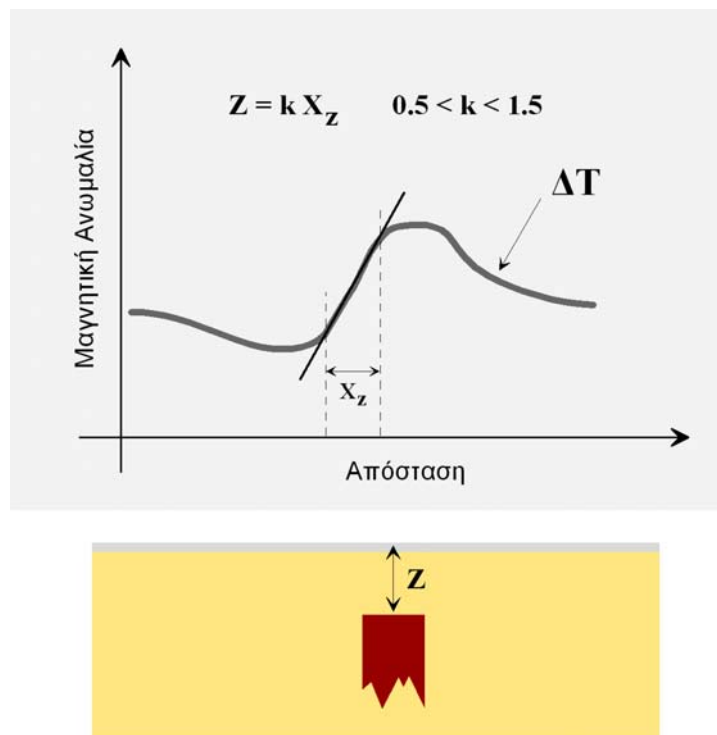
Σχήμα 9.

Μορφή μαγνητισμένου σώματος και διεύθυνση μαγνητικού πεδίου	Κανόνας
Σφαίρα σε κατακόρυφο μαγνητικό πεδίο	$Z = 2X_{1/2}$
Κατακόρυφος κύλινδρος σε κατακόρυφο μαγνητικό πεδίο	$Z = 1.3 X_{1/2}$
Άνω άκρο (οροφή) στενής κατακόρυφης φλέβας σε κατακόρυφο μαγνητικό πεδίο	$Z = X_{1/2}$

Οριζόντιος κύλινδρος σε κατακόρυφο μαγνητικό πεδίο	$Z = 2 X_{1/2}$
Σφαίρα σε οριζόντιο (ισημερινός) μαγνητικό πεδίο	$Z = 2.5 X_{1/2}$
Οριζόντιος κύλινδρος διεύθυνσης E-W σε οριζόντιο μαγνητικό πεδίο (ισημερινός)	$Z = 2 X_{1/2}$
Οριζόντιος κύλινδρος διεύθυνσης N-S σε οριζόντιο μαγνητικό πεδίο (ισημερινός)	$Z = 1.3 X_{1/2}$
Άκρη οριζόντιας λεπτής πλάκας σε οριζόντιο μαγνητικό πεδίο (ισημερινός)	$Z = X_{1/2}$

## Κανόνας της Μέγιστης Κλίσης

Η τεχνική της μέγιστης κλίσης χρησιμοποιεί ως κριτήριο για την εκτίμηση του βάθους τη μέτρηση της οριζόντιας έκτασης (οριζόντια προβολή) του ευθύγραμμου τμήματος της μέγιστης κλίσης της μαγνητικής ανωμαλίας και είναι από τις πλέον δημοφιλείς τεχνικές που χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση του βάθους.



Σχήμα 10.

Αναφερόμενοι στο σχήμα 10 εάν AB παριστάνει το ευθύγραμμο τμήμα της μέγιστης κλίσης της ανωμαλίας τότε η οριζόντια έκταση (οριζόντια προβολή) αυτού είναι το ευθύγραμμο τμήμα  $X_z$ . Το γινόμενο της οριζόντιας προβολής,  $X_z$ , με ένα εμπειρικό παράγοντα  $k$ , που κυμαίνεται συνήθως από 0.5 έως 1.5, μας παρέχει το βάθος  $Z$  μέχρι την οροφή του μαγνητισμένου σώματος. Περισσότερες πληροφορίες για αυτές τις μεθόδους μπορεί κανείς να βρει ανατρέχοντας στη σχετική βιβλιογραφία.

## Μέτρησης της Κατακόρυφης και Οριζόντιας Βαθμίδας του Πεδίου

Οι μέθοδοι μέτρησης της κατακόρυφης και οριζόντιας βαθμίδας της μαγνητικής ανωμαλίας κίνησαν το ενδιαφέρον των ερευνητών καθώς έχουν το μεγάλο πλεονέκτημα να διαχωρίζουν σύνθετες ανωμαλίες στις επιμέρους συνιστώσες ανωμαλίες. Αυτό σημαίνει ότι μαγνητικές ανωμαλίες που προέρχονται από μαγνητισμένα σώματα που ευρίσκονται πολύ πλησίον μεταξύ τους, τα οποία μία συμβατική μαγνητική έρευνα είναι δύσκολο να τα ξεχωρίσει (βλέπε περίπτωση σχημάτων 6 και 7), είναι δυνατόν να διακριθούν με μετρήσεις της κατακόρυφης βαθμίδας της μαγνητικής ανωμαλίας. Ένα άλλο πλεονέκτημα της κατακόρυφης βαθμίδας είναι η αυτόματη απομάκρυνση των επιδράσεων των ανωμαλιών μεγάλης κλίμακας καθώς και των ημερήσιων χρονικών μεταβολών του γήινου μαγνητικού πεδίου. Αυτό συμβαίνει διότι η κατακόρυφη βαθμίδα μετρά την διαφορά των αναγνώσεων του μαγνητομέτρου η κεφαλή του οποίου τοποθετείται σε δύο κατακόρυφες θέσεις που απέχουν μικρή απόσταση μεταξύ τους σε σχέση με την απόσταση τους από το μαγνητισμένο σώμα.

Πράγματι λοιπόν εάν δεχθούμε ότι τη διαμόρφωση της τιμής του μετρούμενου μαγνητικού πεδίου,  $F_t$ , την καθορίζουν το μαγνητικό πεδίο της γης,  $F_e$ , και το επαγόμενο πεδίο,  $F_a$ , του μαγνητισμένου σώματος όπως γνωρίζουμε ισχύει ότι

$$F_t = F_e + F_a$$

Εάν εφαρμόσουμε την παραπάνω σχέση για τις δύο αναγνώσεις του μαγνητομέτρου στις δύο κατακόρυφες θέσεις του 1 και 2 τότε οι ενδείξεις του μαγνητομέτρου θα είναι

$$F_{t(1)} = F_e + F_{a(1)} \quad \text{και} \quad F_{t(2)} = F_e + F_{a(2)}$$

η διαφορά των δύο παραπάνω σχέσεων μας παρέχει την μέτρηση της κατακόρυφης βαθμίδας στις θέσεις 1 και 2 και θα είναι

$$\Delta F = F_{t(2)} - F_{t(1)} = F_{a(2)} - F_{a(1)} = \Delta F_a$$

βλέπουμε δηλαδή ότι ο όρος  $F_e$  που περιέχει τις επιδράσεις του μαγνητικού πεδίου της γης και της ανωμαλίας μεγάλης κλίμακας έχει απομακρυνθεί και παραμένει μόνο η επαγόμενη ανωμαλία,  $\Delta F$ , του μαγνητισμένου σώματος.

Η κατακόρυφη βαθμίδα ορίζεται από την παράγωγο

$$\frac{dF}{dz} = \frac{F_2 - F_1}{\Delta z} = \frac{\Delta F}{\Delta z} \quad \text{όταν} \quad \lim \Delta z \rightarrow 0$$

Το μαγνητικό πεδίο ενός δίπολου που βρίσκεται σε βάθος  $z$  κάτω από την επιφάνεια της γης εκφρασμένο σαν συνάρτηση της μαγνητικής του ροπής  $M$  δίδεται από τη σχέση

$$F = \frac{M}{z^3}$$

Η πρώτη παράγωγος, ως προς το βάθος  $z$ , της παραπάνω σχέσης είναι

$$\frac{dF}{dz} = \frac{-3M}{z^4} = \frac{-3}{z} \frac{M}{z^3} = \frac{-3F}{z}$$

το βάθος  $z$  για το μαγνητικό δίπολο δίδεται τελικά από τη σχέση

$$z = \frac{-3F}{\frac{dF}{dz}}$$

Από την παραπάνω σχέση είναι φανερό ότι όταν σε μια μαγνητική έρευνα, παράλληλα με την μέτρηση του μαγνητικού πεδίου  $F$ , φροντίσουμε και για την μέτρηση της κατακόρυφης βαθμίδας (παράγωγου),  $\frac{dF}{dz}$ , του πεδίου τότε είναι δυνατόν να προσδιορίσουμε το βάθος  $z$  του μαγνητισμένου δίπολου.

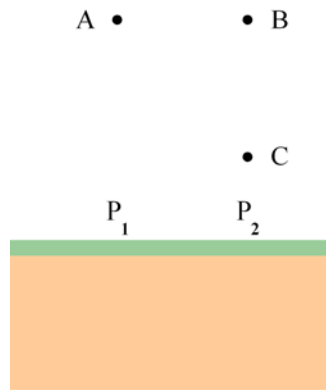
Η μέθοδος της κατακόρυφης βαθμίδας του πεδίου εφαρμόζεται και σε άλλους τύπους μαγνητικών ανωμαλιών που η ταυτότητα τους μπορεί να αναγνωρισθεί από τη μορφή της ανωμαλίας. Υπάρχει συνεπώς μια διαφορετική κάθε φορά σχέση που συνδέει το βάθος με την κατακόρυφη βαθμίδα του πεδίου ανάλογα με το σχήμα του μαγνητισμένου σώματος και την διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου. Στο πίνακα που ακολουθεί αναφέρονται μερικές τέτοιες σχέσεις και οι αντίστοιχες μορφές των μαγνητισμένων σωμάτων για τις οποίες εφαρμόζονται.

Μορφή μαγνητισμένου σώματος	Βάθος
Μαγνητικό μονόπολο	$z = \frac{-2F}{\frac{dF}{dz}}$
Οριζόντιος κύλινδρος	$z = \frac{-2F}{\frac{dF}{dz}}$
Άνω άκρο (οροφή) στενής κατακόρυφης φλέβας	$z = \frac{-F}{\frac{dF}{dz}}$

## Τρόπος μέτρησης της κατακόρυφης και οριζόντιας βαθμίδας

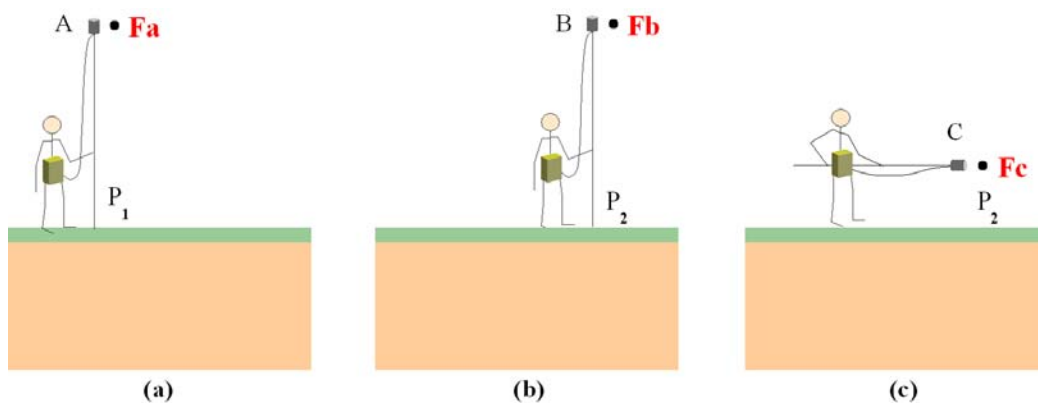
Για την μέτρηση της κατακόρυφης και οριζόντιας βαθμίδας του πεδίου λαμβάνουμε σε δύο διαδοχικές στάσεις (σταθμούς),  $P_1$  και  $P_2$ , τρεις αναγνώσεις του οργάνου με την κεφαλή (αισθητήρα) στις θέσεις A, B, C (σχήμα 11).





Σχήμα 11

Πιο συγκεκριμένα, στο σταθμό  $P_1$  με τον αισθητήρα στη θέση A λαμβάνεται η μέτρηση  $F_a$  (σχήμα 12a) ενώ στο σταθμό  $P_2$  με τον αισθητήρα πρώτα στη θέση B λαμβάνεται η μέτρηση  $F_b$  (σχήμα 12b) και στη συνέχεια στον ίδιο σταθμό  $P_2$  με τον αισθητήρα στη θέση C λαμβάνεται η μέτρηση  $F_c$  (σχήμα 12c).



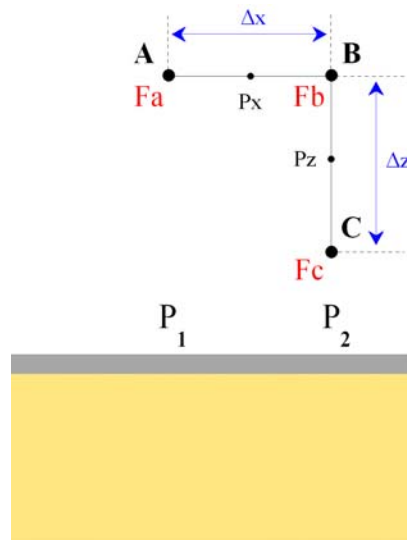
Σχήμα 12.

Στο σχήμα 13 παρουσιάζονται οι θέσεις A, B, C της κεφαλής του μαγνητομέτρου με τις αντίστοιχες τιμές μέτρησης  $F_a$ ,  $F_b$ ,  $F_c$  του μαγνητικού πεδίου στις θέσεις των δύο σταθμών  $P_1$  και  $P_2$ . Η οριζόντια απόσταση μεταξύ των δύο σταθμών είναι  $\Delta x$  και η κατακόρυφη απόσταση της κεφαλής του μαγνητομέτρου στις θέσεις B, C είναι  $\Delta z$ .

Η οριζόντια βαθμίδα του μαγνητικού πεδίου ορίζεται από τις διαδοχικές μετρήσεις  $F_a$ ,  $F_b$  στις θέσεις A και B των σταθμών  $P_1$ ,  $P_2$  και είναι

$$\frac{F_b - F_a}{\Delta x} = \frac{dF}{dx}$$

Η οριζόντια βαθμίδα ορίζεται στη θέση  $P_x$  που είναι το μέσον της απόστασης AB (σχήμα 13).



Σχήμα 13

Η κατακόρυφη βαθμίδα της μαγνητικής ανωμαλίας ορίζεται από τις κατακόρυφες μετρήσεις  $F_b$ ,  $F_c$  στις θέσεις B, C του σταθμού  $P_2$  και είναι

$$\frac{F_c - F_b}{\Delta z} = \frac{dF}{dz}$$

Η κατακόρυφη βαθμίδα ορίζεται στη θέση  $P_2$  που είναι το μέσον της απόστασης BC (σχήμα 13).

## ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ

### Ενεργητικές και Παθητικές Γεωφυσικές Διασκοπήσεις

Οι γεωφυσικές διασκοπήσεις μπορούν να ταξινομηθούν σε δύο κατηγορίες: *ενεργητικές* και *παθητικές*.

Οι *παθητικές* γεωφυσικές διασκοπήσεις συμπεριλαμβάνουν μετρήσεις φυσικών πεδίων ή ιδιοτήτων της γης. Έχουμε ήδη εξετάσει παθητικές διασκοπήσεις στις συζητήσεις μας για τις βαρυτομετρικές και μαγνητικές διασκοπήσεις. Στις δύο αυτές περιπτώσεις, φυσικά πεδία είναι το βαρυτικό και το μαγνητικό. Σε αυτά τα πεδία απλά μετρούμε τις χωρικές μεταβολές στην προσπάθειά μας να βγάλουμε συμπεράσματα για την υπεδάφια γεωλογία. Τα πεδία και οι ιδιότητες που μετρούμε σε αυτή την κατηγορία πειραμάτων υπάρχουν στη Γη ανεξάρτητα με τη γεωφυσική μας διασκόπηση. Παραδείγματα άλλων ιδιοτήτων της γης που μπορούν να μετρηθούν παθητικά περιλαμβάνουν προϊόντα ραδιομετρικής διάσπασης, ορισμένα ηλεκτρικά πεδία και ορισμένα ηλεκτρομαγνητικά πεδία.

Κατά την διεξαγωγή των *ενεργών* γεωφυσικών διασκοπήσεων, από την άλλη, ένα σήμα εισάγεται στη γη και εμείς μετρούμε πώς η γη αποκρίνεται στο σήμα αυτό. Τα σήματα αυτά μπορούν να έχουν μια πληθώρα μορφών όπως μετατόπιση, ηλεκτρικό ρεύμα ή ενεργή ραδιομετρική πηγή. Οι τελευταίες δύο μέθοδοι διασκόπησης που θα εξεταστούν, δηλαδή η ειδική αντίσταση συνεχούς ρεύματος και η σεισμική διάθλαση, είναι παραδείγματα ενεργών γεωφυσικών πειραμάτων. Οι ενεργές και οι παθητικές γεωφυσικές διασκοπήσεις έχουν η κάθε μία τα πλεονεκτήματα και τα μειονεκτήματά της.

### Ηλεκτρικές Μέθοδοι

Η υποδιαίρεση των γεωφυσικών τεχνικών σε παθητικές και ενεργητικές μεθόδους γεφυρώνεται από τις ηλεκτρικές και ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους. Στο σύνολό τους, οι ηλεκτρικές και ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι αντιπροσωπεύουν τη μεγαλύτερη τάξη γεωφυσικών μεθόδων, κάποιες από τις οποίες καταγράφουν παθητικά τα φυσικά σήματα ενώ άλλες χρησιμοποιούν ενεργές πηγές. Επιπρόσθετα στην μεγάλη τους ποικιλία, αυτή η ομάδα γεωφυσικών τεχνικών αντιπροσωπεύει ορισμένα από τα παλαιότερα μέσα εξερεύνησης του εσωτερικού της Γης. Για παράδειγμα, η μέθοδος του φυσικού δυναμικού που περιγράφεται παρακάτω χρονολογείται από το 1830, οπότε χρησιμοποιήθηκε στην Κορνουάλη της Αγγλίας από τον Robert Fox για την εύρεση της προέκτασης γνωστών κοιτασμάτων χαλκού.

Φυσικά ηλεκτρικά ρεύματα μέσα στη Γη, τα οποία καλούνται *τελλουρικά ρεύματα* (*telluric currents*), αναγνωρίστηκαν για πρώτη φορά από τον Peter Barlow (εικόνα δεξιά) το 1847. Η ηλεκτρομαγνητική μέθοδος αναπτύχθηκε το 1920 για την έρευνα αποθεμάτων μετάλλων. Οι ηλεκτρικές μέθοδοι χρησιμοποιούν ποικίλες μετρήσεις των αποτελεσμάτων της ροής του ηλεκτρικού ρεύματος μέσα στη Γη. Τα φαινόμενα που μπορούν να μετρηθούν περιλαμβάνουν τη ροή του ρεύματος, το ηλεκτρικό δυναμικό (τάση) και τα ηλεκτρομαγνητικά πεδία.



Peter Barlow (1776-1862)  
Άγγλος Μαθηματικός

Μια περίληψη των πιο γνωστών ηλεκτρικών μεθόδων δίνεται παρακάτω. Στις παρούσες σημειώσεις θα εξετάσουμε μια μόνο από αυτές τις μεθόδους, τη μέθοδο της ειδικής αντίστασης συνεχούς ρεύματος.

*Ειδική Αντίσταση συνεχούς ρεύματος (DC Resistivity)* – πρόκειται για ενεργητική μέθοδο που χρησιμοποιεί το ηλεκτρικό δυναμικό που σχετίζεται με την υπόγεια ροή ηλεκτρικού ρεύματος που παράγεται από πηγή συνεχούς, ή εναλλασσόμενου ρεύματος χαμηλής συχνότητας. Οι παράγοντες που επηρεάζουν το μετρούμενο δυναμικό, και μπορούν επομένως να χαρτογραφηθούν με χρήση της μεθόδου, περιλαμβάνουν την παρουσία και ποιότητα των ρευστών, των πόρων και των αργίλων.

*Επαγόμενη Πολικότητα (Induced Polarization IP)* - πρόκειται για ενεργητική μέθοδο που πραγματοποιείται σε συνδυασμό με τη μέθοδο της Ειδικής Αντίστασης. Χρησιμοποιεί μετρήσεις των παροδικών (βραχύβιων) μεταβολών του δυναμικού καθώς ρεύμα αρχικά διαβιβάζεται ή παύει να διαβιβάζεται στο έδαφος. Έχει παρατηρηθεί ότι όταν ρεύμα διαβιβάζεται στο έδαφος, το έδαφος συμπεριφέρεται σαν πυκνωτής, αποθηκεύοντας μέρος του εφαρμοζόμενου ρεύματος ως φόρτιση η οποία διασκορπίζεται με την διακοπή του ρεύματος. Η τάση στα ηλεκτρόδια που διαβιβάζουν το ρεύμα δεν μηδενίζεται αμέσως, αλλά αφού υποστεί αμέσως μια απότομη σημαντική μείωση, αρχίζει στη συνέχεια να ελαττώνεται εκθετικά με το χρόνο και περνούν αρκετά δευτερόλεπτα (ή και λεπτά) μέχρις ότου μηδενιστεί και αυτή. Υπεύθυνες για τη διαδικασία αυτή είναι τόσο οι χωρητικές όσο και τα ηλεκτροχημικές επιδράσεις. Η επαγόμενη πολικότητα χρησιμοποιείται συχνά για τον εντοπισμό συγκεντρώσεων αργίλων και ηλεκτρικά αγώγιμων κόκκων μεταλλικών ορυκτών.

*Φυσικό Δυναμικό (Self Potential)* – πρόκειται για παθητική μέθοδο που χρησιμοποιεί τις μετρήσεις των φυσικών ηλεκτρικών δυναμικών που σχετίζονται με την αποσάθρωση κοιτασμάτων σουλφιδίων. Τα φυσικά ηλεκτρικά ρεύματα τοπικού χαρακτήρα παράγονται με ηλεκτροχημική δράση μεταξύ μεταλλευμάτων και διαλυμάτων που βρίσκονται σε επαφή. Μετρήσιμα ηλεκτρικά δυναμικά έχουν επίσης παρατηρηθεί σε σχέση με την υπόγεια ροή υδάτων και ορισμένες βιολογικές διεργασίες. Το μόνο όργανο που απαιτείται για την διεξαγωγή μιας διασκόπησης φυσικού δυναμικού είναι ένα βολτόμετρο υψηλής εσωτερικής αντίστασης (impedance) και κάποιο μέσο ώστε να πετύχουμε καλή ηλεκτρική επαφή με το έδαφος. Η μέθοδος αυτή αποτελεί την παλαιότερη μέθοδο ηλεκτρικής διασκόπησης.

*Ηλεκτρομαγνητισμός (Electromagnetic)* – πρόκειται για μία ενεργητική μέθοδο που χρησιμοποιεί τις μετρήσεις ενός χρονικά μεταβαλλόμενου μαγνητικού πεδίου που παράγεται από επαγωγή λόγω της ροής ρεύματος μέσα στη γη. Στην τεχνική αυτή, ένα χρονικά μεταβαλλόμενο μαγνητικό πεδίο παράγεται στην επιφάνεια της γης το οποίο παράγει ένα χρονικά μεταβαλλόμενο ηλεκτρικό ρεύμα μέσα στη γη μέσω επαγωγής. Ένας δέκτης συγκρίνει το μαγνητικό πεδίο που παράγεται από τη ροή του ρεύματος στη γη με αυτό που παράγεται στην πηγή. Ο ηλεκτρομαγνητισμός χρησιμοποιείται για τον εντοπισμό αγώγιμων μεταλλικών δομών και κοιτασμάτων μετάλλων, για τον εντοπισμό θαμμένων σωλήνων και καλωδίων, για την ανίχνευση πυρομαχικών που δεν έχουν εκραγεί και για την γεωφυσική χαρτογράφηση κοντά στην επιφάνεια.

*Μαγνητοτελλουρική Μέθοδος (Magnetotelluric)* – πρόκειται για παθητική μέθοδο που χρησιμοποιεί μετρήσεις φυσικών ρευμάτων, ή τελλουρικών ρευμάτων, που παράγονται από μαγνητική επαγωγή ηλεκτρικών ρευμάτων στην ιονόσφαιρα. Η μέθοδος αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον καθορισμό των ηλεκτρικών ιδιοτήτων διαφόρων υλικών σε σχετικά μεγάλα βάθη (μέχρι και τον μανδύα) μέσα στη Γη. Με την τεχνική αυτή, μετρείται η χρονική μεταβολή του ηλεκτρικού δυναμικού σε έναν σταθμό βάσης και στους σταθμούς διασκόπησης. Οι διαφορές στο σήμα που καταγράφεται χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της υπόγειας κατανομής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

## Ροή Ρεύματος και ο Νόμος του Ohm

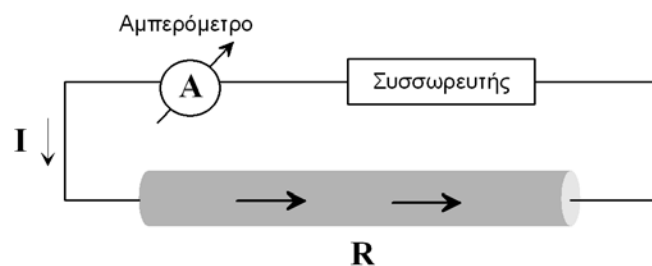
Το 1827 ο Georg Ohm, όρισε μια εμπειρική σχέση μεταξύ του ρεύματος που διαρρέει ένα συρμάτινο καλώδιο και της διαφοράς δυναμικού (τάσης) που απαιτείται για να δημιουργηθεί το ρεύμα.

$$\Delta V = IR$$

Ο Ohm βρήκε ότι η ένταση του ρεύματος,  $I$ , είναι ανάλογη της τάσης,  $\Delta V$ , για μία μεγάλη κατηγορία υλικών τα οποία θα αποκαλούμε στο εξής ωμικά υλικά. Η σταθερά αναλογίας,  $R$ , καλείται *ωμική αντίσταση* (*resistance*) του υλικού και έχει ως μονάδα μέτρησης τη διαφορά δυναμικού (volt) ανά ένταση ρεύματος (ampere), δηλαδή το  $\Omega$  (*ohm*).



George Ohm (1787-1854)  
Γερμανός Φυσικός



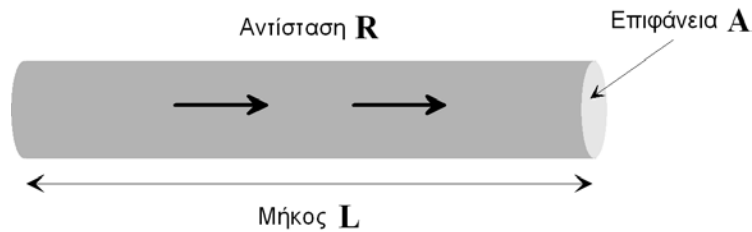
Κατά κανόνα, είναι σχετικά απλό να μετρήσουμε την ωμική αντίσταση σε ένα συρμάτινο καλώδιο. Συνδέουμε μια μπαταρία γνωστής τάσης σε ένα καλώδιο και στη συνέχεια μετρούμε το ρεύμα που διαρρέει το καλώδιο. Η τάση δια το ρεύμα μας δίνει την αντίσταση του καλωδίου. Στην ουσία, αυτός είναι ο τρόπος με τον οποίο ένα πολύμετρο μετράει την αντίσταση. Για να κάνουμε αυτή τη μέτρηση, ωστόσο, πρέπει να απαντήσουμε σε δύο σημαντικές ερωτήσεις.

- Πώς συνδέεται η μετρούμενη αντίσταση με τις θεμελιώδεις ιδιότητες του υλικού από το οποίο είναι φτιαγμένο το καλώδιο;
- Πώς μπορούμε να εφαρμόσουμε αυτό το σχετικά απλό παράδειγμα για να καθορίσουμε τις ηλεκτρικές ιδιότητες των υλικών της γης;

## Αντίσταση και Ειδική Αντίσταση

Η χρήση των μετρήσεων της ωμικής αντίστασης παρουσιάζει πρόβλημα καθώς αυτή δεν εξαρτάται μόνο από το υλικό από το οποίο είναι κατασκευασμένο το συρμάτινο καλώδιο, αλλά και από τη γεωμετρία του καλωδίου. Αν, για παράδειγμα, μεγαλώναμε το μήκος του συρμάτινου καλωδίου, τότε θα αυξανόταν και η μετρούμενη αντίσταση. Επίσης, αν μειώναμε τη διάμετρο του συρμάτινου καλωδίου, η μετρούμενη αντίσταση θα αυξανόταν. Θέλουμε να ορίσουμε μια ιδιότητα η οποία να περιγράφει την ικανότητα του υλικού να διαβιβάζει ηλεκτρικό ρεύμα και να είναι ανεξάρτητη των γεωμετρικών παραγόντων.

Η γεωμετρικά ανεξάρτητη ποσότητα που χρησιμοποιούμε ονομάζεται *ειδική αντίσταση* (*resistivity*) και συνήθως συμβολίζεται με  $\rho$ .



Στην περίπτωση του συρμάτινου καλωδίου, η ειδική αντίσταση,  $\rho$ , ορίζεται ως η ωμική αντίσταση του καλωδίου,  $R$ , επί την επιφάνεια διατομής του,  $A$ , δια το μήκος,  $L$ , του καλωδίου.

$$\rho = \frac{RA}{L}$$

Επομένως μονάδα της ειδικής αντίστασης είναι το  $\Omega\text{m}$

Επειδή η Ωμική αντίσταση  $R$  όπως νωρίτερα είδαμε ισούται με  $R = \frac{\Delta V}{I}$ , η ειδική αντίσταση  $\rho$  σύμφωνα με τη προηγούμενη σχέση θα είναι

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \frac{A}{L} \Rightarrow \frac{\Delta V}{L} = \rho \frac{I}{A} \quad (1)$$

Η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου,  $E$ , είναι η βαθμίδα δυναμικού  $\frac{\partial V}{\partial r}$ , και ορίζεται ως η διαφορά δυναμικού  $\Delta V$  ανά μονάδα μήκους  $L$ . Η πυκνότητα του ρεύματος,  $J$ , είναι το πηλίκο  $\frac{I}{A}$ . Κατόπιν αυτών η σχέση (1) γράφεται

$$E = \rho J \quad (2)$$

όπου  $E$  και  $J$  είναι ανύσματα. Η παραπάνω σχέση είναι η ανυσματική έκφραση του νόμου του Ohm.

Η ειδική αντίσταση είναι μια θεμελιώδης παράμετρος που χαρακτηρίζει το υλικό από το οποίο είναι κατασκευασμένο το συρμάτινο καλώδιο, και περιγράφει πόσο εύκολα μπορεί το καλώδιο να διαβιβάσει ηλεκτρικό ρεύμα. Υψηλές τιμές ειδικής αντίστασης υποδηλώνουν ότι το υλικό είναι πολύ ανθεκτικό στη ροή του ηλεκτρικού ρεύματος (αντιστατικό υλικό). Χαμηλές τιμές υποδηλώνουν ότι το υλικό μεταδίδει το ηλεκτρικό ρεύμα πολύ εύκολα (αγώγιμο υλικό).

## Η Ειδική Αντίσταση των Υλικών της Γης

Αν και μερικά αμιγή μέταλλα καθώς και ο γραφίτης άγουν τον ηλεκτρισμό, τα περισσότερα πετρογενετικά ορυκτά είναι μονωτές. Η μετρούμενη ειδική αντίσταση των ορυκτών της Γης ελέγχεται κατά κύριο λόγο από την κίνηση των φορτισμένων ιόντων στα ρευστά των πόρων. Αν και το καθαρό νερό δεν είναι καλός αγωγός του ηλεκτρισμού, το εδαφικό νερό περιέχει διαλυμένες ενώσεις οι οποίες αυξάνουν σημαντικά την ικανότητά του να άγει τον ηλεκτρισμό. Επομένως, το πορώδες και ο κορεσμός σε ρευστά παίζουν καθοριστικό ρόλο στις μετρήσεις

της ειδικής αντίστασης. Εκτός από το πορώδες, και οι ρωγμές εντός του πετρώματος μπορεί να οδηγήσουν σε χαμηλές ειδικές αντιστάσεις αν γεμίσουν με ρευστά.

Οι ειδικές αντιστάσεις διαφόρων υλικών φαίνονται παρακάτω.

Υλικό	Ειδική Αντίσταση ( $\Omega\text{m}$ )
Αέρας	$\infty$
Σιδηροπυρίτης	$3 \times 10^{-1}$
Γαληνίτης	$2 \times 10^{-3}$
Χαλαζίας	$4 \times 10^{10} - 2 \times 10^{14}$
Ασβεσίτης	$1 \times 10^{12} - 1 \times 10^{13}$
Ορυκτό Άλας	$30 - 1 \times 10^{13}$
Μαρμαρυγίας	$9 \times 10^{12} - 1 \times 10^{14}$
Γρανίτης	$100 - 1 \times 10^6$
Γάββρος	$1 \times 10^3 - 1 \times 10^6$
Βασάλτης	$10 - 1 \times 10^7$
Ασβεστόλιθοι	$50 - 1 \times 10^7$
Ψαμμίτες	$1 - 1 \times 10^8$
Σχιστόλιθοι	$20 - 2 \times 10^3$
Δολομίτης	$100 - 10,000$
Άμμος	$1 - 1,000$
Άργιλος	$1 - 100$
Εδαφικό Νερό	$0.5 - 300$
Θαλασσινό Νερό	$0.2$

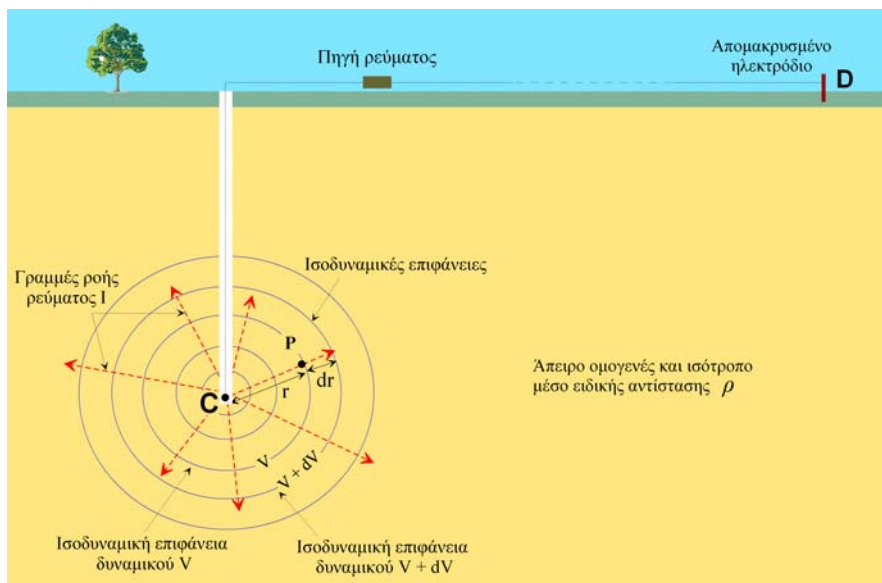
Όπως και με την μαγνητική επιδεικτικότητα, υπάρχει ένα μεγάλο εύρος τιμών ειδικής αντίστασης, όχι μόνο μεταξύ πετρωμάτων και ορυκτών αλλά και μεταξύ πετρωμάτων του ίδιου τύπου. Το εύρος αυτό εξαρτάται πρωταρχικά από το περιεχόμενο ρευστό. Συνεπώς, ένας συνήθης στόχος για μία ηλεκτρική διασκόπηση είναι η αναγνώριση των ζωνών κορεσμού σε ρευστά. Για παράδειγμα, οι μέθοδοι της ειδικής αντίστασης χρησιμοποιούνται συχνά στις μηχανικές και περιβαλλοντικές μελέτες για τον προσδιορισμό του υδροφόρου ορίζοντα.

### Το δυναμικό σημειακής πηγής σε άπειρο ομογενή χώρο

Για να περιγράψουμε τη φύση του ηλεκτρικού ρεύματος σε ένα μέσο που καταλαμβάνει κάποιο όγκο, πρέπει να κινηθούμε πέρα από τις απλές έννοιες του ρεύματος και της διαφορής δυναμικού από την εμπειρία μας με τα καλώδια, τις αντιστάσεις και τις μπαταρίες. Μέσα στη Γη, ή σε οποιοδήποτε τρισδιάστατο σώμα, το ηλεκτρικό ρεύμα δεν περιορίζεται σε μια ροή κατά μήκος μιας μοναδικής διαδρομής όπως συμβαίνει με το καλώδιο. Προσωρινά σε αυτό το στάδιο, θα δεχτούμε ότι η ειδική αντίσταση της γης είναι ενιαία σε όλη τη μάζα της (ομογενής ηλεκτρικά γη). Πώς διαρρέει το ρεύμα τη Γη; Για να δώσουμε απάντηση στο ερώτημα θα εξετάσουμε πως συμπεριφέρεται μία σημειακή πηγή ρεύματος μέσα σε ένα ομογενή άπειρων

διαστάσεων χώρο και θα προσπαθήσουμε να υπολογίσουμε το δυναμικό της σημειακής πηγής σε ένα σημείο του χώρου.

Συνθήκες άπειρου ομογενούς χώρου δημιουργούμε στη πράξη με την τοποθέτηση ηλεκτροδίου μικρών διαστάσεων (σημειακή πηγή ρεύματος) βαθιά μέσα σε ομογενές και ισότροπο έδαφος (σχήμα 1). Το ηλεκτρόδιο συνδέεται με πηγή ρεύματος (συσσωρευτής) και το κύκλωμα κλείνει μέσω δεύτερου ηλεκτροδίου, D, το οποίο τοποθετείται συνήθως στην επιφάνεια της γης αλλά σε αρκετά μακρινή απόσταση έτσι ώστε η επίδραση του στη διαμόρφωση του δυναμικού να είναι αμελητέα. Οι γραμμές ροής του ρεύματος, I, σημειακής πηγής, C, που βρίσκεται μέσα σε άπειρο ομογενές και ισότροπο μέσο είναι ακτινικές που ξεκινούν από τη σημειακή πηγή προς τα έξω.



Σχήμα 1

Στο συγκεκριμένο παράδειγμα, το ρεύμα (κόκκινες διακεκομμένες γραμμές) ρέει από το ηλεκτρόδιο C ακτινικά κατά μήκος ευθειών γραμμών. Αν μπορούσαμε με ένα βολτόμετρο να υπολογίσουμε την διαφορά δυναμικού (πτώση τάσης) που προκαλεί η ειδική αντίσταση του μέσου σε μια απόσταση πολύ μακριά από το ηλεκτρόδιο ρεύματος σε διάφορες θέσεις του μέσου, θα βρισκαμε ότι η πτώση τάσης είναι σταθερή κατά μήκος κυκλικών γραμμών οι οποίες έχουν κέντρο το ηλεκτρόδιο. Οι γραμμές αυτές καλούνται *ισοδυναμικές γραμμές (equipotentials)*. Στις τρεις διαστάσεις, οι ισοδυναμικές γραμμές σχηματίζουν ισοδυναμικές σφαιρικές επιφάνειες με κέντρο το ηλεκτρόδιο. Μερικές ισοδυναμικές γραμμές δείχνονται με μπλε κύκλους.

Η πτώση τάσης (διαφορά δυναμικού),  $dV$ , μεταξύ δύο ισοδυναμικών επιφανειών που απέχουν απόσταση  $dr$  θα είναι σύμφωνα με τη σχέση (1) ίση με

$$\frac{dV}{dr} = \rho \frac{I}{4\pi r^2} \Rightarrow dV = \rho \frac{I}{4\pi r^2} dr$$

αφού το  $A = 4\pi r^2$  (επιφάνεια σφαίρας). Με ολοκλήρωση της σχέσης προκύπτει

$$\int dV = \int \rho \frac{I}{4\pi r^2} dr \Rightarrow V = \frac{\rho I}{4\pi} \int \frac{1}{r^2} dr$$



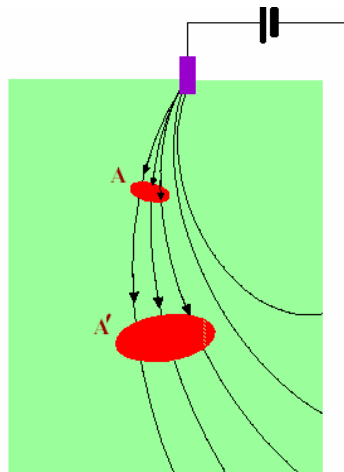
οπότε το δυναμικό,  $V$ , σε σημείο, P, του χώρου λόγω της σημειακής πηγής ρεύματος, C, θα δίδεται από τη σχέση

$$V = \frac{\rho I}{4\pi r} \quad (3)$$

όπου  $r$  είναι η απόσταση του σημείου P από τη σημειακή πηγή.

Οι διαφορές δυναμικού μεταξύ δύο οποιονδήποτε σημείων του μέσου μπορούν να υπολογιστούν απλά αφαιρώντας τα δυναμικά των δύο ισοδυναμικών γραμμών που διέρχονται αντίστοιχα από τα δύο σημεία. Επομένως, αν τα σημεία βρίσκονται πάνω σε ένα μπλε κύκλο με κέντρο το ηλεκτρόδιο ρεύματος, δεν θα καταγραφεί διαφορά δυναμικού, διότι οι δύο αυτές θέσεις βρίσκονται πάνω στην ίδια ισοδυναμική γραμμή. Αυτό σημαίνει ότι, αν παίρναμε το βολτόμετρο και ενώνουμε τους δύο ακροδέκτες του με τα δύο αυτά σημεία της γης, θα καταγράφαμε διαφορά δυναμικού ίση με μηδέν. Σε σχέση με το δυναμικό κοντά στο ηλεκτρόδιο, οι διαφορές δυναμικού αυξάνουν καθώς απομακρυνόμαστε από το ηλεκτρόδιο. Αυτό είναι λογικό, εφόσον η μέτρηση που κάνουμε με το βολτόμετρο είναι ανάλογη του ρεύματος που διαρρέει το μέσο επί την ειδική αντίσταση του μέσου, σύμφωνα με το νόμο του Ohm. Καθώς απομακρυνόμαστε από τα ηλεκτρόδια, το ρεύμα ταξιδεύει μέσα από μεγαλύτερη ποσότητα μέσου. Η ειδική αντίσταση αυξάνει με την αύξηση της διαδρομής, επομένως αυξάνει και η τάση.

Σε κάθε σημείο του μέσου, η *πυκνότητα του ρεύματος (current density)* ορίζεται ως η ποσότητα ρεύματος που περνάει μέσα από μία μοναδιαία περιοχή μιας ισοδυναμικής επιφάνειας. Η πυκνότητα του ρεύματος,  $j$ , λοιπόν προκύπτει ως το πηλίκο της ποσότητας του ρεύματος,  $I$ , (πλήθος γραμμών ροής) που διέρχεται από μια ισοδυναμική επιφάνεια προς το εμβαδόν,  $A$ , της επιφάνειας.



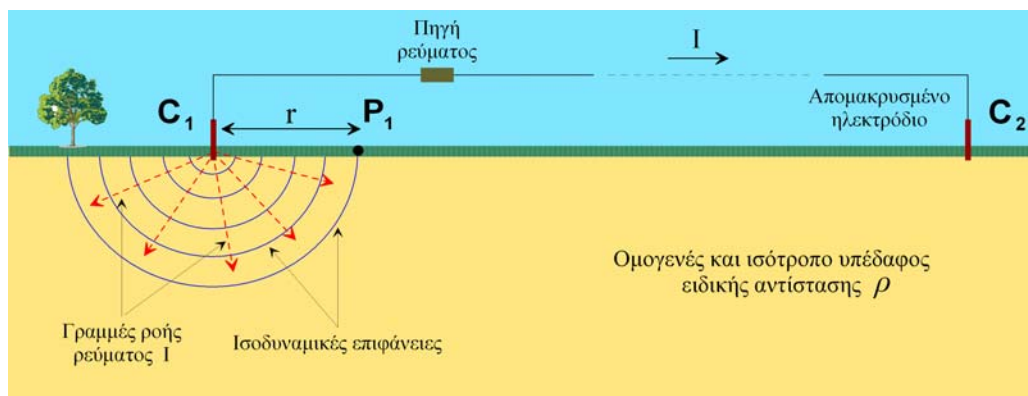
Σε κάθε σημείο του μέσου, η *πυκνότητα του ρεύματος (current density)* ορίζεται ως η ποσότητα ρεύματος που περνάει μέσα από μία μοναδιαία περιοχή μιας ισοδυναμικής επιφάνειας. Η πυκνότητα του ρεύματος,  $j$ , λοιπόν προκύπτει ως το πηλίκο της ποσότητας του ρεύματος,  $I$ , (πλήθος γραμμών ροής) που διέρχεται από μια ισοδυναμική επιφάνεια προς το εμβαδόν,  $A$ , της επιφάνειας

$$J = \frac{I}{A}$$

Συνεπώς, όπως και από το παραπάνω σχήμα προκύπτει, κοντά στο ηλεκτρόδιο, το πηλίκο της ποσότητας του ρεύματος, που στην προκείμενη περίπτωση συμβολίζεται με τρεις γραμμές ροής και διέρχεται από την ισοδυναμική επιφάνεια,  $A$ , προς το εμβαδόν της  $A$  παρέχει υψηλή πυκνότητα ρεύματος. Μακριά από το ηλεκτρόδιο, το ίδιο ρεύμα καταλαμβάνει πολύ μεγαλύτερη επιφάνεια,  $A'$ , του μέσου. Έτσι, η ίδια ποσότητα ρεύματος διερχόμενη από την μεγαλύτερη επιφάνεια  $A'$  παρέχει τώρα μικρότερη πυκνότητα ρεύματος. Η πυκνότητα ρεύματος έχει μονάδες ampere ανά τετραγωνικό μέτρο.

## Το δυναμικό σημειακής πηγής σε ομογενή ημιχώρο

Συνθήκες ομογενούς ημιχώρου δημιουργούμε στη πράξη με την τοποθέτηση μικρών διαστάσεων ηλεκτροδίου,  $C_1$ , (σημειακή πηγή ρεύματος) στην επιφάνεια ομογενούς γης (σχήμα 2). Το ηλεκτρόδιο συνδέεται με πηγή ρεύματος και το κύκλωμα κλείνει μέσω δεύτερου ηλεκτροδίου,  $C_2$ , το οποίο τοποθετείται συνήθως στην επιφάνεια της γης αλλά σε αρκετά μακρινή απόσταση έτσι ώστε η επίδραση του στη διαμόρφωση του δυναμικού να είναι αμελητέα. Οι γραμμές ροής του ρεύματος,  $I$ , της σημειακής πηγής,  $C_1$ , είναι ακτινικές που ξεκινούν από τη σημειακή πηγή προς τον ημιχώρο.



Σχήμα 2

Οι ισοδυναμικές επιφάνειες ως κάθετες στις γραμμές ροής (ακτίνες) θα είναι ομόκεντρες ημισφαιρικές επιφάνειες. Για τον προσδιορισμό του δυναμικού  $V$  σε σημείο  $P_1$  του ημιχώρου (συνήθως στην επιφάνεια του ημιχώρου) εργαζόμαστε με τον ίδιο τρόπο όπως και προηγούμενα με τη διαφορά ότι εδώ η επιφάνεια  $A$  είναι επιφάνεια ημισφαιρίου δηλαδή  $A = 2\pi r^2$ . Εάν στις σχέσεις της προηγούμενης περίπτωσης του άπειρου και ομογενούς χώρου αντικαταστήσουμε το  $A$  προκύπτει ότι το δυναμικό στο σημείο  $P_1$  είναι

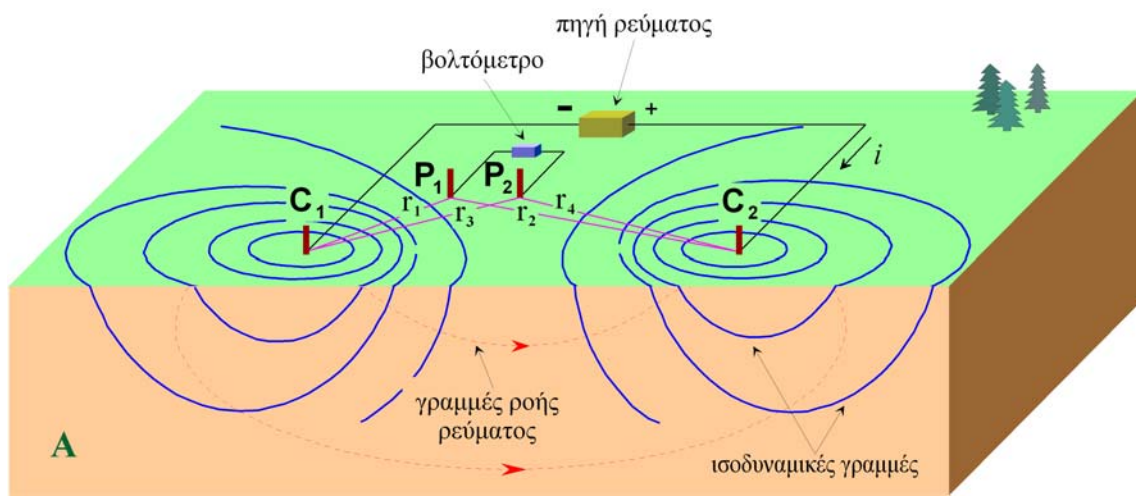
$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (4)$$

## Το δυναμικό δύο σημειακών πηγών σε ομογενή ημιχώρο

Στην πράξη, θα χρειαστεί να τοποθετήσουμε τα δύο σημειακές πηγές ρεύματος (ηλεκτρόδια ρεύματος) κοντά μεταξύ τους. Με αυτόν τον τρόπο όμως, η κατανομή του ρεύματος και οι ισοδυναμικές γραμμές που παράγονται μέσα στην ομογενή γη γίνονται πιο πολύπλοκες από

αυτές που εξετάσαμε νωρίτερα. Αντί το ρεύμα να ρέει ακτινικά από τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος, τώρα ρέει κατά μήκος καμπύλων διαδρομών που ενώνουν τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος. Στα σχήματα 3 και 4 δείχνονται τέτοιες διαδρομές του ρεύματος (ιόνικινες διακεκομμένες γραμμές).

Στη περίπτωση αυτή όπου το δεύτερο ηλεκτρόδιο ρεύματος  $C_2$  βρίσκεται κοντά στη σημειακή πηγή  $C_1$  (σχήμα 3) τότε το δυναμικό στο σημείο  $P_1$  (ηλεκτρόδιο  $P_1$ ) θα είναι διαφορετικό διότι τώρα επηρεάζεται και από την πηγή ρεύματος  $C_2$ . Το διαμορφούμενο δυναμικό στο σημείο  $P_1$  θα είναι το αποτέλεσμα της συνεισφοράς του δυναμικού  $V_1$  λόγω της πηγής  $C_1$  και του δυναμικού  $V_2$  λόγω της πηγής  $C_2$  (αρχή της υπέρθεσης).



Σχήμα 3.

$$V_{P_1} = V_1 + V_2 = \frac{\rho(+I)}{2\pi r_1} + \frac{\rho(-I)}{2\pi r_2}$$

$$V_{P_1} = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (5)$$

όπου  $r_1$  και  $r_2$  είναι οι αποστάσεις του σημείου  $P_1$  από τις πηγές.

Σε ένα δεύτερο σημείο (ηλεκτρόδιο  $P_2$ ) της επιφάνειας του ημιχώρου (σχήμα 3) το δυναμικό  $V_{P_2}$  λόγω της παρουσίας των πηγών  $C_1$  και  $C_2$  θα δίδεται αντίστοιχα από τη σχέση

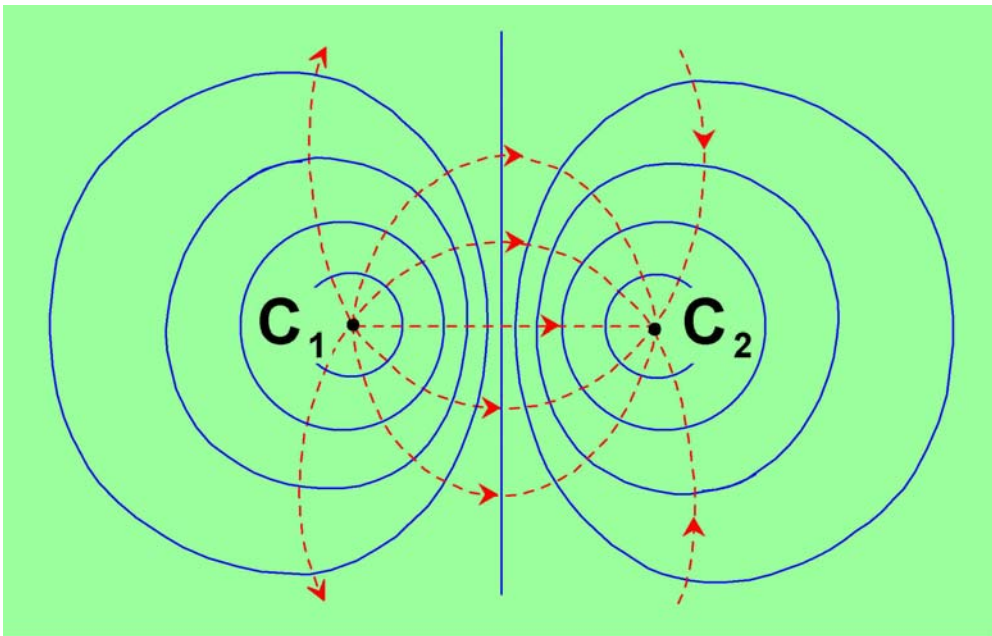
$$V_{P_2} = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right)$$

όπου  $r_3$  και  $r_4$  είναι οι αποστάσεις του σημείου  $P_2$  από τις πηγές. Η διαφορά δυναμικού (πτώση τάσης),  $\Delta V$ , μεταξύ των σημείων  $P_1$  και  $P_2$  θα είναι

$$\Delta V = V_{P_1} - V_{P_2} = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right) \quad (6)$$

Οι σημειακές πηγές ρεύματος  $C_1$  και  $C_2$  υλοποιούνται στη πράξη με τη τοποθέτηση δύο μεταλλικών πασάλων (ηλεκτροδίων) στο έδαφος και τη σύνδεση τους μέσω καλωδίων με μια ηλεκτρική πηγή, πχ. ένα συσσωρευτή (σχήμα 3). Τα σημεία  $P_1, P_2$  μέτρησης της διαφοράς δυναμικού  $\Delta V$  υλοποιούνται με τη τοποθέτηση δύο άλλων μεταλλικών ηλεκτροδίων στο έδαφος και τη σύνδεση τους με ένα βολτόμετρο.

Το σχήμα 4 παρουσιάζει μία κάτοψη του σχήματος 3 με τις γραμμές ροής ρεύματος και τις δυναμικές γραμμές του ηλεκτρικού πεδίου που δημιουργούν οι σημειακές πηγές ρεύματος  $C_1$  και  $C_2$  στην επιφάνεια του ημιχώρου.



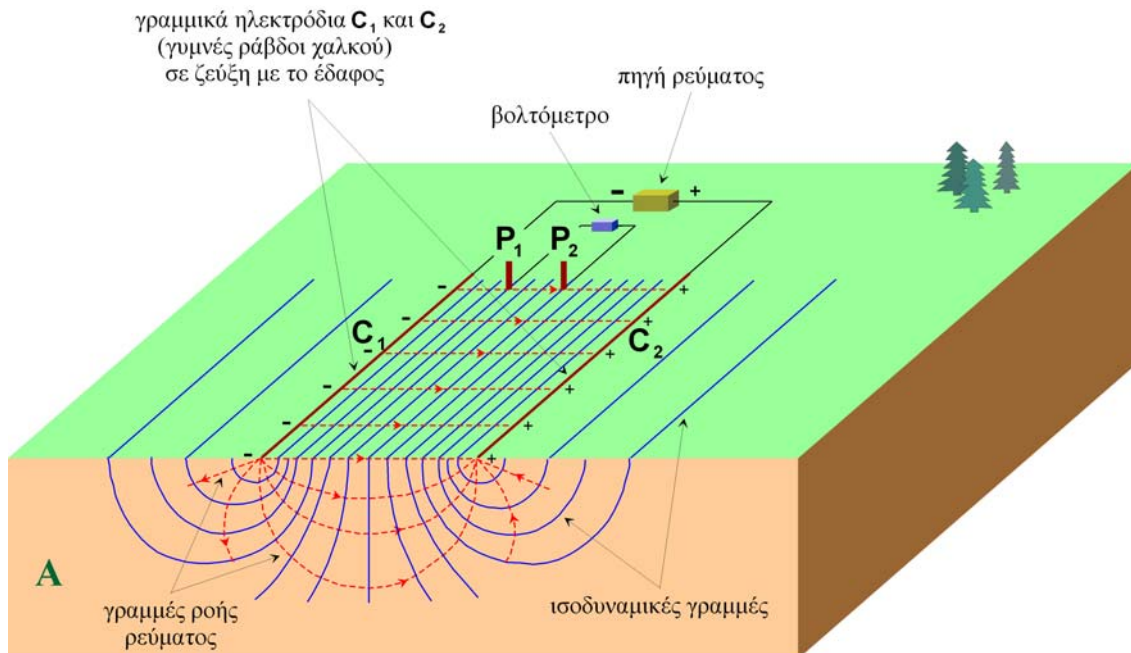
Σχήμα 4.

### Το δυναμικό γραμμικών πηγών σε ομογενή ημιχώρο

Για την είσοδο του ρεύματος στο υπέδαφος και την ενεργοποίηση του χώρου, εκτός από τις σημειακές πηγές (σημειακά ηλεκτρόδια) που εξετάσαμε μέχρι τώρα, χρησιμοποιούνται και οι γραμμικές πηγές ρεύματος (γραμμικά ηλεκτρόδια). Οι γραμμικές πηγές ρεύματος  $C_1$  και  $C_2$  υλοποιούνται στη πράξη με τη τοποθέτηση δύο μεγάλου μήκους γυμνών ράβδων χαλκού στο έδαφος οι οποίες είναι σε σύζευξη με τη γη σε ολόκληρο το μήκος τους (σχήμα 5). Τα γραμμικά ηλεκτρόδια  $C_1$  και  $C_2$  συνδέονται μέσω καλωδίων με μια ηλεκτρική πηγή, πχ. ένα συσσωρευτή.

Η μέτρηση της διαφοράς δυναμικού  $\Delta V$  γίνεται στην επιφάνεια του εδάφους που παρεμβάλλεται μεταξύ των γραμμικών ηλεκτροδίων και υλοποιείται στη πράξη με τη

τοποθέτηση δύο μεταλλικών ηλεκτροδίων  $P_1$  και  $P_2$  στο έδαφος και τη σύνδεση τους με ένα βολτόμετρο.



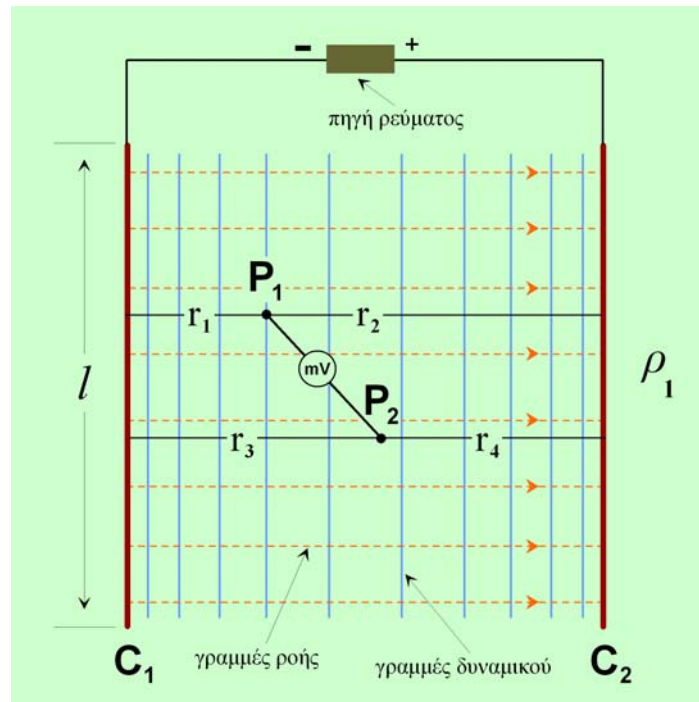
Σχήμα 5.

Τα γραμμικά ηλεκτρόδια παρότι στο παρελθόν υπήρξαν μία αρκετά δημοφιλής τεχνική για τη δημιουργία ομογενούς ηλεκτρικού πεδίου σήμερα δεν χρησιμοποιούνται τόσο συχνά κυρίως λόγω της ανεπιθύμητης παραμόρφωσης των δυναμικών γραμμών του πεδίου στη στενή ζώνη των ηλεκτροδίων που προκαλούν ο διαφορετικός βαθμός υγρασίας και η διαφορετική σύσταση του επιφανειακού εδάφους κατά μήκος των γραμμικών αγωγών.

Οι γραμμές ροής του ρεύματος ξεκινούν ακτινικά (κατακόρυφη τομή Α στο σχήμα 5) από το ένα ηλεκτρόδιο και καταλήγουν στο άλλο. Στην επιφάνεια του εδάφους οι γραμμές ροής είναι ευθείες κάθετες στα ηλεκτρόδια. Οι ισοδυναμικές επιφάνειες ως κάθετες στις γραμμές ροής θα είναι ημικυλινδρικές επιφάνειες. Στην κατακόρυφη τομή Α του σχήματος 5 βλέπουμε τις ισοδυναμικές γραμμές που είναι οι τομές των ημικυλινδρικών ισοδυναμικών επιφανειών με το κατακόρυφο επίπεδο Α. Στην επιφάνεια του εδάφους οι τομές των ημικυλινδρικών επιφανειών είναι ευθείες παράλληλες προς τα γραμμικά ηλεκτρόδια  $C_1$  και  $C_2$ . Το σχήμα 6 παρουσιάζει μία κάτοψη του σχήματος 5 με τις γραμμές ροής ρεύματος και τις δυναμικές γραμμές του ηλεκτρικού πεδίου που δημιουργούν οι γραμμικές πηγές ρεύματος  $C_1$  και  $C_2$ .

Η διαφορά δυναμικού  $\Delta V$  μεταξύ δύο σημείων  $P_1$  και  $P_2$  που ευρίσκονται στο ομογενές πεδίο μεταξύ των γραμμικών ηλεκτροδίων (σχήμα 6) προκύπτει από την απλοποιημένη μορφή της εξίσωσης του Laplace σε κυλινδρικές συντεταγμένες

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r} \frac{d}{dr} \left( r \frac{dV}{dr} \right) = 0$$



Σχήμα 6

της οποίας η τελική λύση δίνει ότι η διαφορά δυναμικού  $\Delta V$  μεταξύ δύο σημείων  $P_1$  και  $P_2$  δίδεται από τη σχέση

$$\Delta V = \frac{I\rho}{\pi l} \log\left(\frac{r_1 r_4}{r_2 r_3}\right) \quad (7)$$

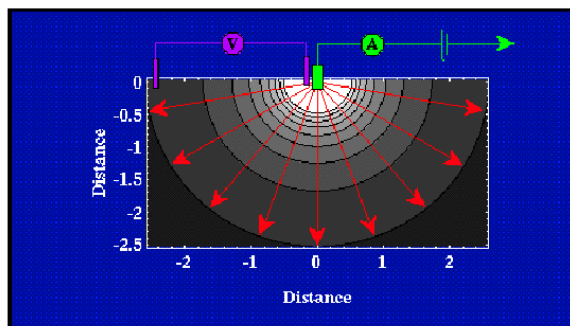
όπου  $I$  είναι το ρεύμα της πηγής,  $l$  το μήκος των γραμμικών ηλεκτροδίων και  $r_1$ ,  $r_2$ ,  $r_3$  και  $r_4$  οι αποστάσεις των σημείων  $P_1$  και  $P_2$  από τα γραμμικά ηλεκτρόδια.

### Μια πρώτη εκτίμηση της Ειδικής Αντίστασης

Το δυναμικό σε ένα σημείο του ημιχώρου, που θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει τη γη, λόγω της παρουσίας μίας σημειακής πηγής ρεύματος (ενός μοναδικού ηλεκτροδίου ρεύματος) σε κάποιο άλλο σημείο του ημιχώρου δίνεται, όπως έχουμε δείξει από τη σχέση

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r}$$

Στην έκφραση αυτή,  $V$  είναι το δυναμικό (ή τάση),  $I$  είναι η ένταση του ρεύματος,  $\rho$  είναι η ειδική αντίσταση του υλικού του ημιχώρου, και  $r$  είναι η απόσταση μεταξύ του ηλεκτροδίου ρεύματος και του σημείου στο οποίο μετράμε την τάση. Παρατηρούμε ότι η σχέση αυτή δεν είναι τίποτε περισσότερο από το νόμο του Ohm, με την αντίσταση  $R$  ίση με  $\rho$  δια  $2\pi r$ .



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Αν η Γη είχε σταθερή ειδική αντίσταση, θα μπορούσαμε να υπολογίσουμε αυτήν την ειδική αντίσταση εκτελώντας το παρακάτω πείραμα. Συνδέουμε στο καλώδιο που συνδέει την μπαταρία με το ένα από τα ηλεκτρόδια ρεύματος ένα αμπερόμετρο με το οποίο μετράμε την ποσότητα ρεύματος που εισάγεται στη γη. Τοποθετούμε ένα ηλεκτρόδιο που συνδέεται με ένα βολτόμετρο δίπλα στο ηλεκτρόδιο ρεύματος, ενώ τοποθετούμε το άλλο σε κάποια απόσταση,  $r$ , μακριά από το ηλεκτρόδιο και μετράμε τη διαφορά δυναμικού μεταξύ των δύο θέσεων. Χρησιμοποιώντας την παραπάνω σχέση, υπολογίζουμε την ειδική αντίσταση,  $\rho$ .

Στην πράξη, το πείραμα αυτό είναι δύσκολο να πραγματοποιηθεί διότι τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος πρέπει να τοποθετηθούν σε μεγάλη απόσταση μεταξύ τους (συνήθως 10 φορές την απόσταση στην οποία μετράμε την τάση). Επομένως, γιατί να μην μειώσουμε απλά την απόσταση μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων τάσης έτσι ώστε η απόσταση μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος να παραμείνει μια πρακτική απόσταση; Το πρόβλημα είναι ότι όσο πιο κοντά βρίσκονται τα ηλεκτρόδια τάσης μεταξύ τους, τόσο πιο μικρή είναι η διαφορά δυναμικού που θα μετρηθεί. Επομένως, υπάρχει ένα πρακτικό όριο στο πόσο κοντά μπορούν να βρίσκονται τα δύο ηλεκτρόδια τάσης και κατά συνέπεια και πόσο κοντά μπορούν να βρίσκονται και τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος.

Μπορεί κάποιος να αναρωτηθεί γιατί δεν συνδέουμε απλά το βολτόμετρο στο καλώδιο που διαρρέεται από ρεύμα και να μετρήσουμε την πτώση τάσης μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος. Θεωρητικά αυτό μπορεί να γίνει. Στην πράξη, όμως, είναι δύσκολο να αποκτήσουμε αξιόπιστες πληροφορίες γιατί αυτό που μετράμε είναι περισσότερο συνάρτηση της *αντίστασης επαφής* (*contact resistance*) μεταξύ της γης και των ηλεκτροδίων ρεύματος παρά η ειδική αντίσταση της Γης. Η αντίσταση επαφής είναι η αντίσταση που συναντά η ροή του ρεύματος επειδή το ηλεκτρόδιο δεν κάνει τέλεια επαφή με τη γη. Οι αντιστάσεις επαφής μπορεί να είναι αρκετά μεγάλες, της τάξης των Kohm ( $10^3$  ohm). Αν όμως χρησιμοποιηθεί ένα βολτόμετρο μεγάλης (άπειρης) εσωτερικής αντίστασης (*impedence*) για την μέτρηση της τάσης κατά μήκος των δύο ξεχωριστών ηλεκτροδίων τάσης, λίγο μόνο ρεύμα θα διαρρέει τα ηλεκτρόδια τάσης, οπότε η αντίσταση επαφής θεωρείται ασήμαντη για τη μέτρηση.

## Η Μέτρηση της Φαινόμενης Ειδικής Αντίστασης

### Εξοπλισμός

Συγκριτικά με τον εξοπλισμό που απαιτείται για τη βαρυτομετρική και τη μαγνητική διασκοπήση, ο εξοπλισμός που απαιτείται για την ηλεκτρική διασκοπήση με τη μέθοδο της ειδικής αντίστασης συνεχούς ρεύματος είναι πολύ πιο απλός. Ο εξοπλισμός για τις μετρήσεις της φαινόμενης ειδικής αντίστασης περιλαμβάνει μία πηγή ηλεκτρικού ρεύματος, το κύκλωμα ρεύματος AB το οποίο εισάγει στο έδαφος μιας ελεγχόμενης έντασης ρεύμα, το κύκλωμα

δυναμικού MN το οποίο μετρά τη διαφορά δυναμικού (πτώση τάσης) μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού, καλώδια και ηλεκτροδία. Για καλύτερα αποτελέσματα τα δύο αυτά κυκλώματα θα πρέπει να είναι ανεξάρτητα και σε απόσταση μεταξύ τους.



### **Το κύκλωμα ρεύματος AB**

Το κύκλωμα που παρέχει ρεύμα στα ηλεκτροδία ρεύματος AB αποτελείται από την πηγή ρεύματος, μια μονάδα ελέγχου η οποία περιλαμβάνει ένα αμπερόμετρο για την μέτρηση του ρεύματος εκπομπής και ένα διακόπτη, καλώδια και ηλεκτροδία.

### **Πηγή Ρεύματος (Current Source)**

Απαιτείται μία πηγή συνεχούς ρεύματος η οποία ποικίλει ανάλογα με το είδος του υπό διερεύνηση προβλήματος (στόχου). Γενικά οι μπαταρίες δεν είναι ικανές να παράγουν το απαιτούμενο συνεχές ρεύμα, έτσι αν χρησιμοποιηθεί πηγή καθαρά συνεχούς ρεύματος αυτή πρέπει να είναι μία ηλεκτρική γεννήτρια. Για συνήθη αναπτύγματα ηλεκτροδίων ρεύματος ( $AB < 1000$  μέτρα) οι κατεξοχήν πηγές είναι οι συσσωρευτές. Για μεγαλύτερα αναπτύγματα χρησιμοποιούνται πηγές μεγάλης ισχύος όπως είναι οι βενζινοκίνητες γεννήτριες ρεύματος.

### **Αμπερόμετρο (Ammeter)**

Για τη μέτρηση του ρεύματος μπορεί να χρησιμοποιηθεί ένα απλό αμπερόμετρο. Ο μοναδικός περιορισμός είναι να μπορεί το όργανο να μετρήσει ποσότητα ρεύματος από λίγα milliamps έως περίπου 0.5amp με ακρίβεια καλύτερη του 2% στη πλήρη κλίμακα.. Πολλά από τα σύγχρονα όργανα ρυθμίζονται έτσι ώστε να ο χειριστής να καθορίζει την ποσότητα ρεύματος που διοχετεύεται στο έδαφος και το όργανο να επιχειρεί να την αποδώσει. Αν το όργανο δεν μπορεί να αποδώσει την καθορισμένη ποσότητα, είτε γιατί το υπέδαφος κοντά στην επιφάνεια έχει πολύ μεγάλη αντίσταση ή επειδή τα ηλεκτροδία είναι πολύ απομακρυσμένα, το όργανο προειδοποιεί τον χειριστή.

### **Καλώδια**

Για να συνδέσουμε τα ηλεκτροδία με τα διάφορα ηλεκτρικά εξαρτήματα, πρέπει να χρησιμοποιήσουμε καλώδια. Αν και είναι πιθανό να πρέπει να χρησιμοποιηθούν καλώδια πολύ



μεγάλου μήκους, συγκριτικά με την πολύ υψηλή ειδική αντίσταση του εδάφους, η αντίσταση των καλωδίων θεωρείται κατά κανόνα αμελητέα. Για εύκολη τοποθέτηση, τα καλώδια συνήθως τυλίγονται σε καρούλια.



Τα καλώδια παροχής ρεύματος θα πρέπει να επιλεγούν με προσοχή έτσι ώστε να εξασφαλίζουν την μέγιστη παροχή ισχύος της πηγής στα ηλεκτρόδια Α και Β ή αλλιώς να ελαχιστοποιούν την απώλεια ισχύος λόγω μετατροπής μέρους της ενέργειας της πηγής σε άλλες μορφές ενέργειας (θερμότητα). Επιπλέον θα πρέπει να παρέχουν υψηλή μόνωση εξασφαλίζοντας κατ' αυτό το τρόπο αξιοπιστία των μετρήσεων δυναμικού στο κύκλωμα δυναμικού MN. Για την εξασφάλιση των παραπάνω συνθηκών θα πρέπει να ικανοποιούν τις παρακάτω συχνά αντιρρούμενες απαιτήσεις:

1. η ωμική αντίσταση των καλωδίων να είναι χαμηλή ιδιαίτερα για τα μεγάλα αναπτύγματα. Αυτό επιτυγχάνεται με την χρησιμοποίηση πολύκλωνων καλωδίων και με την αύξηση των συρμάτων κλώνων χαλκού εις βάρος όμως της ευκινησίας τους κατά το άπλωμα και την έλξη τους δεδομένου ότι καθίστανται βαρύτερα.
2. η μηχανική αντοχή τους στις έλξεις να είναι μεγάλη. Αυτό επιτυγχάνεται με την προσθήκη συρμάτων κλώνων από ατσάλι.
3. η μόνωση τους ισχυρή
4. να είναι ελαφρά διευκολύνοντας έτσι τον χειρισμό τους στο πεδίο.

## Ηλεκτρόδια

Για να αποφευχθούν προβλήματα ψευδών δυναμικών που σχετίζονται με τα ηλεκτρόδια δυναμικού, χρησιμοποιούνται εξειδικευμένα ηλεκτρόδια γνωστά ως πορώδη δοχεία (porous pots). Όμως, επειδή τα ψευδή δυναμικά μπορούν να μετριαστούν με χρήση εναλλασσόμενου ρεύματος χαμηλής συχνότητας, τα ηλεκτρόδια αυτά συνήθως δεν χρησιμοποιούνται στις μετρήσεις ειδικής αντίστασης συνεχούς ρεύματος. Αν οι συνθήκες της διασκόπησης είναι υπερβολικά ξηρές και η επαφή του ηλεκτροδίου με το έδαφος δεν μπορεί να διατηρηθεί, τότε μπορεί κανείς να επιλέξει να χρησιμοποιήσει τα πορώδη δοχεία.

Για τις διασκοπήσεις ειδικής αντίστασης, τα ηλεκτρόδια που χρησιμοποιούνται συνήθως, δεν είναι τίποτε περισσότερο από ράβδους αλουμινίου, χαλκού ή ατσάλινες μήκους περίπου 60 εκατοστών. Οι ράβδοι αυτές καρφώνονται στο έδαφος και συνδέονται με καλώδια με την πηγή του ρεύματος ή το βολτόμετρο. Κάτω από ξηρές συνθήκες, η επαφή μεταξύ της ράβδου και του εδάφους μπορεί να ενισχυθεί αν διαβρέξουμε το έδαφος που περιβάλλει το ηλεκτρόδιο.

## Το κύκλωμα δυναμικού MN

Το κύκλωμα MN αποτελείται από ένα υψηλής εμπέδησης βολτόμετρο, συζευγμένο με ένα καταγραφικό σύστημα στις περιπτώσεις που το μετρούμενο δυναμικό  $\Delta V$  καθίσταται πολύ μικρό, ένα σύστημα αντιστάθμισης, καλώδια και ηλεκτροδία. Τα σύγχρονα υψηλής ακρίβειας βολτόμετρα έχουν αντιστάσεις εισόδου της τάξης των 10 ή και περισσότερων M $\Omega$  και είναι ικανά να μετρούν δυναμικά από 10 $\mu$ V μικρά έως μερικά volts. Ο αντισταθμιστής συνδέεται σε σειρά με το βολτόμετρο και χρησιμοποιείται για την αντιστάθμιση ανεπιθύμητων φυσικών δυναμικών προερχόμενων από άλλες φυσικές ή τεχνητές πηγές τα οποία υπεισέρχονται σαν θόρυβος στις μετρήσεις. Τα κριτήρια επιλογής των καλωδίων για το κύκλωμα δυναμικού MN είναι ακριβώς τα ίδια με αυτά των καλωδίων του κυκλώματος ρεύματος.

## Βαθμονόμηση των οργάνων μέτρησης

Τόσο το αμπερόμετρο στο κύκλωμα ρεύματος όσο και το βολτόμετρο στο κύκλωμα δυναμικού είναι απαραίτητο από καιρού εις καιρό να βαθμονομούνται επειδή οι ενδείξεις τους είναι δυνατόν να αλλάζουν είτε λόγω παλαιότητας ή λόγω μεταβολών της θερμοκρασίας ή εξαιτίας κακομεταχείρισης τους. Γενικά το αμπερόμετρο είναι εκείνο που υφίσταται τη μεγαλύτερη κακομεταχείριση.



Για καλύτερα αποτελέσματα οι ενδείξεις του αμπερομέτρου και του βολτομέτρου θα πρέπει να συγκρίνονται με γνωστές τιμές ρεύματος και τάσης αντίστοιχα σε όλες τις κλίμακες μέτρησης των οργάνων. Εντούτοις, επειδή στις μετρήσεις μας αυτό που τελικά ενδιαφέρει είναι ο λόγος ( $\Delta V/I$ ) της τάσης  $\Delta V$  προς το ρεύμα  $I$ , μας είναι αρκετό να μετρήσουμε με ακρίβεια τον παραπάνω λόγο. Επειδή ο παραπάνω λόγος εκφράζει την ωμική αντίσταση  $R$  του εδάφους (νόμος του Ohm) είναι περισσότερο βολικό να βαθμονομήσουμε τα δύο όργανα συνδέοντας τα άκρα τους με ωμικές αντιστάσεις των οποίων η τιμή είναι γνωστή.

Επειδή οι μετρούμενες ωμικές αντιστάσεις της γης γίνονται πάρα πολύ μικρές στα μεγάλα αναπτύγματα των ηλεκτροδίων ρεύματος AB (μεγάλα βάθη έρευνας) οι χρησιμοποιούμενες για την βαθμονόμηση αντιστάσεις είναι πολύ μικρές οι τιμές των οποίων έχουν μετρηθεί με ακρίβεια σε εργαστήρια (πρότυπες αντιστάσεις). Εάν και τα δύο όργανα μετρούν σωστά τότε ο λόγος των ενδείξεων τους  $\Delta V/I = R_1$  θα πρέπει να ισούται με τη μετρούμενη πρότυπη

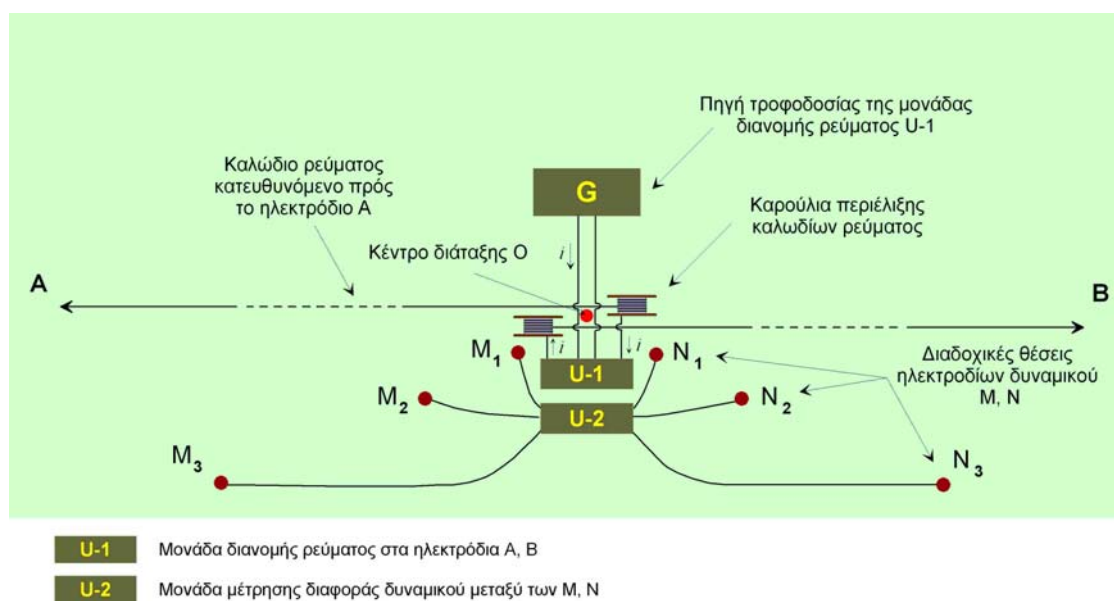
αντίσταση  $R$ . Εάν  $R_1 \neq R$  τότε, στο λόγο  $\Delta V/I$  που μετράμε στο πεδίο θα πρέπει να επιφέρουμε αλγεβρικά την διόρθωση  $\frac{R - R_1}{R}$ .

### Σύζευξη των κυκλωμάτων ρεύματος και δυναμικού

Η σύζευξη μεταξύ των κυκλωμάτων ρεύματος και δυναμικού είναι η πιο σοβαρή αιτία σφαλμάτων στις μετρήσεις της φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Με τον όρο σύζευξη εννοούμε την επαγωγή του ρεύματος στα καλώδια που χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση της τάσης, από το ρεύμα που ρέει στα καλώδια που πηγαίνουν στα ηλεκτρόδια ρεύματος. Για καλύτερα αποτελέσματα τα αντίστοιχα καλωδιακά κυκλώματα θα πρέπει να είναι διαχωρισμένα τόσο από φυσική όσο και από ηλεκτρική άποψη. Η μόνη επιτρεπτή σύζευξη πρέπει να γίνεται απευθείας από τη γη μέσω των ηλεκτροδίων. Τα δύο κυριότερα είδη σύζευξης που μπορεί να επηρεάσουν τις μετρήσεις της φαινόμενης ειδικής αντίστασης είναι η *ηλεκτρομαγνητική επαγωγή* και η *διαρροή*.

### Ηλεκτρομαγνητική επαγωγή

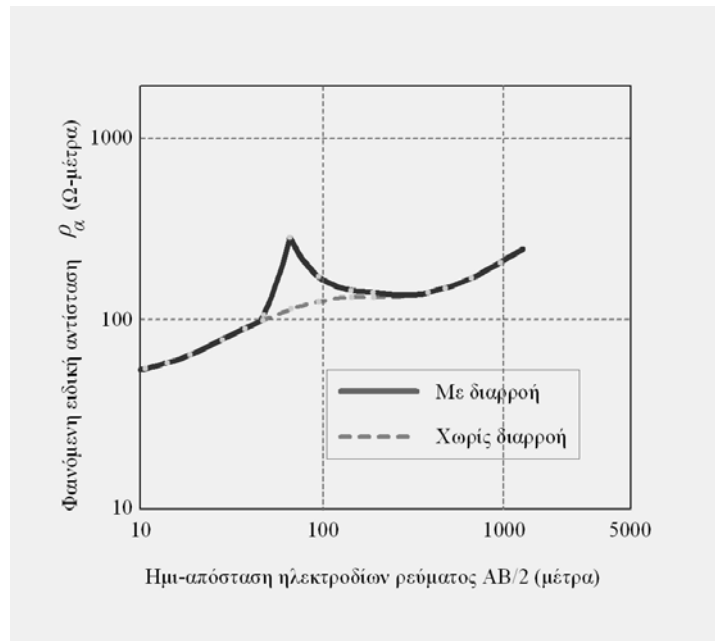
Η ηλεκτρομαγνητική επαγωγή παρατηρείται μεταξύ του κυκλώματος ρεύματος και δυναμικού. Εξαρτάται από τη γεωμετρία των δύο κυκλωμάτων και εν γένει μειώνεται καθώς η απόσταση μεταξύ των δύο κυκλωμάτων αυξάνει. Για την διάταξη Schlumberger όπου τα κυκλώματα AB και MN απλώνονται παράλληλα μεταξύ τους το μέγεθος της επαγωγής εξαρτάται από το μήκος του κυκλώματος MN και την απόσταση του από το κύκλωμα AB. Για καλύτερα αποτελέσματα το μήκος του κυκλώματος MN πρέπει να παραμένει όσο το δυνατό μικρότερο και η απόσταση μεταξύ των MN και AB κυκλωμάτων να είναι της τάξης του 0.1 του μήκους MN. Επίσης τα καλώδια του κυκλώματος MN κατά τη χρήση τους δεν πρέπει να παραμένουν τυλιγμένα στα καρούλια μεταφοράς τους. Στο σχήμα του σχήματος 7 παρουσιάζεται η διάταξη που θα πρέπει να διατηρούν τα κυκλώματα AB και MN προκειμένου να ελαχιστοποιούνται τα φαινόμενα της ηλεκτρομαγνητικής επαγωγής.



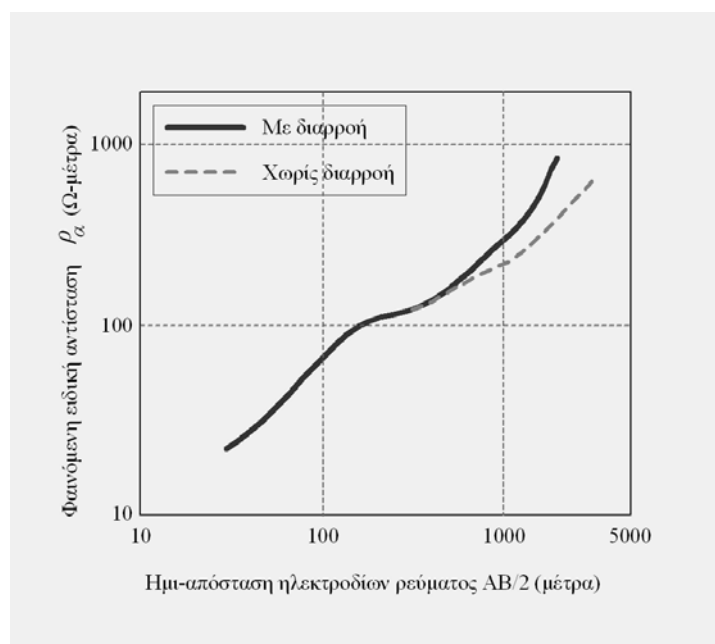
Σχήμα 7

## Διαρροή

Κάθε διαρροή του κυκλώματος AB στο κύκλωμα MN προκαλεί εσφαλμένες αναγνώσεις. Η διαρροή είναι αναμφίβολα η πιο σημαντική μοναδική αιτία για χαμηλής ποιότητας αποτελέσματα και θα πρέπει να εντοπίζεται πάντοτε. Διαρροή μπορεί να συμβεί σε οποιοδήποτε κύκλωμα κυρίως όμως συμβαίνει στα καλώδια του κυκλώματος ρεύματος στα οποία παρατηρούνται συνηθέστερα εκδορές λόγω της κακομεταχείρισης τους κυρίως κατά την έλξη τους. Η διαρροή μπορεί να δημιουργήσει απότομες πτυχές στις γεωηλεκτρικές καμπύλες των βυθομετρήσεων (σχήμα 8) η γενικά παραμορφώσεις αυτών (σχήμα 9) ανάλογα με την θέση που συμβαίνει η διαρροή κατά μήκος της γραμμής.



Σχήμα 8



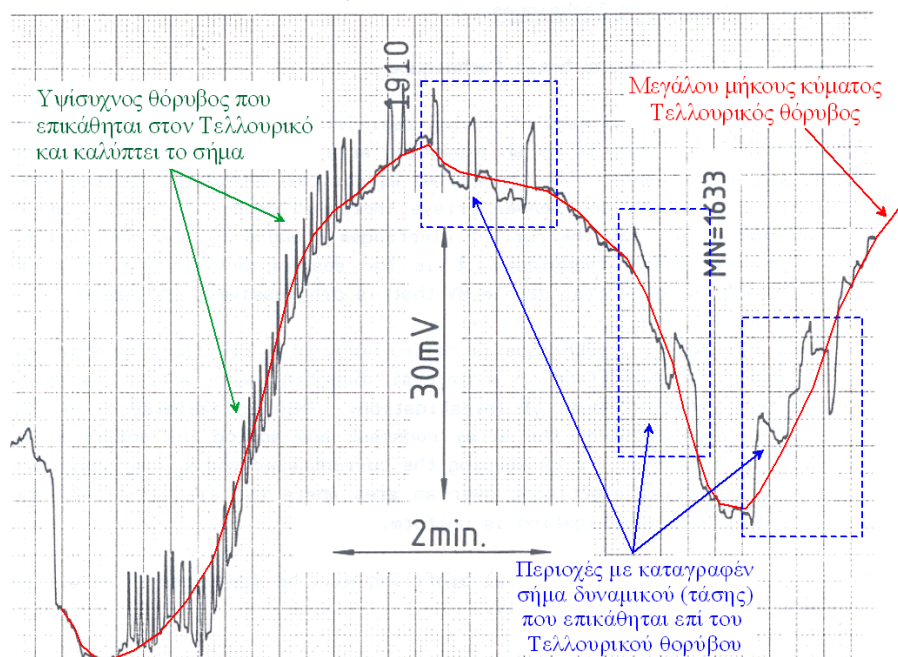
Σχήμα 9

Ακόμα και μια ελάχιστη διαρροή είναι ικανή να επηρεάσει τις αναγνώσεις του δυναμικού  $\Delta V$  όταν αυτή εντοπίζεται πλησίον των ηλεκτροδίων Μ ή Ν. Για να αποφύγουμε τις διαρροές οι πηγές (συσσωρευτές, γεννήτριες κλπ.) καθώς και τα καρούλια των καλωδίων ρεύματος θα πρέπει να απομονωθούν από το έδαφος με παρεμβολή μεταξύ αυτών και του εδάφους κάποιου μονωτικού υλικού.

Ευνοϊκές εδαφικές συνθήκες για την δημιουργία διαρροών είναι οι υψηλές τιμές των αντιστάσεων επαφής στα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού που συνήθως παρατηρούνται στα στεγνά και ξηρά εδάφη. Στη περίπτωση αυτή επειδή το ρεύμα δυσκολεύεται να εισέλθει στο έδαφος από τη θέση του ηλεκτροδίου λόγω της υψηλής αντίστασης επαφής όλα τα φθαρμένα σημεία του καλωδίου από τη πηγή μέχρι το ηλεκτρόδιο αποτελούν ευνοϊκές συνθήκες διαρροής ρεύματος. Η περίπτωση υγρών εδαφών κυρίως μετά από πρόσφατη βροχοπτώση ή όταν τα καλώδια παραμένουν απλωμένα στο πεδίο νύχτες με υγρασία είναι επίσης ευνοϊκές συνθήκες για διαρροή. Οι υψηλές αντιστάσεις επαφής βελτιώνονται θεαματικά διαποτίζοντας την στενή περιοχή επαφής ηλεκτρόδιο-έδαφος με αγωγίμο διάλυμα χλωριούχου νατρίου.

## Η Μέτρηση της Διαφοράς Δυναμικού $\Delta V$

$\Delta V$  είναι η διαφορά δυναμικού που αναπτύσσεται μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού Μ και Ν λόγω της ροής ρεύματος στο έδαφος μέσω των ηλεκτροδίων ρεύματος Α και Β. Στην απουσία θορύβων το  $\Delta V$  παρέχεται από την ανάγνωση του βολτομέτρου. Όταν έχουμε παρουσία θορύβου, που προέρχεται από Τελλουρικά ρεύματα που διαρρέουν τη γη ή βιομηχανικά ρεύματα από διαρροές λόγω της γεινιάσης της περιοχής έρευνας με βιομηχανικές εγκαταστάσεις, δεν είναι δυνατό να προσδιορίσουμε το δυναμικό  $\Delta V$  με μια μόνο απλή μέτρηση διότι δεν θα είναι αντιπροσωπευτική δεδομένου ότι στο μετρούμενο σήμα ( $\Delta V$ ) επικάθεται θόρυβος και το παραμορφώνει (σχήμα 10). Εδώ λοιπόν υπεισέρχεται η παράμετρος S/N που σημαίνει τον λόγο του σήματος προς τον θόρυβο (Signal to Noise ratio).



Σχήμα 10. Τυπική καταγραφή πτώσης τάσης που επικρατεί μεταξύ δύο ηλεκτροδίων δυναμικού έντονα επηρεασμένης από μεγάλου μήκους κύματος Τελλουρικό και υψίσυχνο βιομηχανικό θόρυβο.

Όταν ο λόγος είναι μεγάλος, όπως συμβαίνει στα μικρά αναπτύγματα AB, τόσο επικρατέστερο (ισχυρότερο) είναι το σήμα του θορύβου οπότε η μέση τιμή μερικών αναγνώσεων του βολτομέτρου παρέχει μια αξιόπιστη μέτρηση του δυναμικού. Καθώς όμως ο λόγος εκφυλίζεται, όπως συμβαίνει στα μεγάλα συνήθως αναπτύγματα AB, καθίσταται απαραίτητη η χρησιμοποίηση καταγραφικού συστήματος για την καταγραφή αρκετών μεταβολών του δυναμικού για περαιτέρω ανάλυση τους μετά το πέρας των μετρήσεων. Αυτό που προσδιορίζεται στη περίπτωση αυτή είναι η μέση τιμή των αναγνώσεων του δυναμικού καθώς και η τυπική απόκλιση τους από τη μέση τιμή.

## Η Μέτρηση του Ρεύματος Εμπομπής I

Όταν οι θέσεις τοποθέτησης των ηλεκτροδίων ρεύματος έχουν καλά προετοιμασθεί έτσι ώστε να εξασφαλίσουμε την χαμηλότερη αντίσταση επαφής τότε ένα σταθερό ρεύμα έντασης I εισέρχεται στο έδαφος οπότε είναι εύκολη η ανάγνωση του από το αμπερόμετρο. Στα μεγάλα αναπτύγματα ηλεκτροδίων A και B ο παράγων θόρυβος δημιουργεί ένα χαμηλό λόγο σήματος προς θόρυβο οπότε είναι απαραίτητη η χρησιμοποίηση καταγραφέα για την μέτρηση της μέσης τιμής και της τυπικής απόκλισης του ρεύματος.



## Η Μέτρηση του Γεωμετρικού Παράγοντα K

Όπως προηγούμενα είδαμε (σχέση 6) το δυναμικό  $\Delta V$  στη περίπτωση των σημειακών πηγών ρεύματος δίδεται από τη σχέση

$$\Delta V = V_{p_1} - V_{p_2} = \frac{\rho_a I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)$$

λύνοντας ως προς  $\rho_a$  λαμβάνουμε

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} K$$

όπου η παράσταση

$$K = \frac{\Delta V}{I} \frac{2\pi}{\left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)}$$

ονομάζεται *γεωμετρικός παράγοντας*.

Μια μέτρηση της ειδικής αντίστασης περιλαμβάνει το προσδιορισμό του λόγου της διαφοράς δυναμικού  $\Delta V$  μεταξύ των ηλεκτροδίων M, N προς το ρεύμα I που διαρρέει το κύκλωμα AB και πολλαπλασιασμό του λόγου με τον γεωμετρικό παράγοντα K που αντιστοιχεί στη διάταξη ηλεκτροδίων που χρησιμοποιούμε.

Στην περίπτωση της ομογενούς ηλεκτρικά γης, ανεξάρτητα από τη θέση των τεσσάρων ηλεκτροδίων, η  $\rho_a$  θα είναι ακριβώς ίση με την ειδική αντίσταση του μέσου. Η ειδική αντίσταση που υπολογίστηκε χρησιμοποιώντας την παραπάνω σχέση καλείται *φαινόμενη ειδική αντίσταση* (*apparent resistivity*). Την ονομάζουμε φαινόμενη για τον εξής λόγο. Μπορούμε πάντα να υπολογίσουμε την  $\rho_a$  και χρειάζεται να γνωρίζουμε μόνο τις θέσεις των ηλεκτροδίων και να μετρήσουμε το ρεύμα και την τάση. Αν, όμως, η γη δεν είναι ηλεκτρικά ομογενής, δηλαδή δεν έχει σταθερή ειδική αντίσταση (η ειδική αντίσταση μεταβάλλεται με το βάθος ή οριζόντια), η ειδική αντίσταση που υπολογίζουμε με την πιο πάνω εξίσωση δεν θα αντιπροσωπεύει την πραγματική ειδική αντίσταση της γης. Στην περίπτωση αυτή η ειδική αντίσταση που μετράμε είναι ισοδύναμη με την ειδική αντίσταση μίας ομογενούς ηλεκτρικά γης τέτοιας που να δημιουργεί στα ηλεκτρόδια δυναμικού πώση τάσης ίση με αυτή που μετράμε στο πείραμα που διεξάγουμε. Την μετρούμενη στη περίπτωση αυτή ειδική αντίσταση θα την αναφέρουμε ως φαινόμενη ειδική αντίσταση.

Επειδή η τιμή του K εξαρτάται από τις μεταξύ των ηλεκτροδίων αποστάσεις είναι δυνατό να μετρήσουμε τον K με μεγάλη ακρίβεια. Ένα σφάλμα  $\varepsilon\%$  στην μέτρηση της απόστασης OA ή OB οδηγεί σε ένα σφάλμα  $\varepsilon\%$  στη μέτρηση της  $\rho_a$ . Εάν το σφάλμα είναι και στις δύο αποστάσεις OA και OB τότε το σφάλμα της  $\rho_a$  θα είναι  $2\varepsilon\%$ . Σφάλμα  $\varepsilon\%$  στη μέτρηση της απόστασης MN απαιτεί αντίθετης φοράς ( $-\varepsilon\%$ ) διόρθωση στην μετρούμενη  $\rho_a$ . Κατά κανόνα μια τυπική απόκλιση 3% στη μέτρηση του δυναμικού οδηγεί σε ένα αντίστοιχο σφάλμα 3% στη μέτρηση της  $\rho_a$ .

## Το σφάλμα στο προσδιορισμό της $\rho_a$

Αναφερόμενοι στη προηγούμενη σχέση

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (8)$$

που παρέχει τη τιμή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης  $\rho_a$  έχουμε ήδη συζητήσει τον τρόπο μέτρησης κάθε μίας από τις παραμέτρους του δεύτερου μέλους της εξίσωσης και αυτό που απομένει είναι η εκτίμηση του σφάλματος προσδιορισμού της  $\rho_a$ .

Γενικά το σφάλμα στο προσδιορισμό της διαφοράς δυναμικού  $\Delta V$  υπερβαίνει κατά πολύ τα σφάλματα προσδιορισμού των υπόλοιπων παραμέτρων. Σε αυτές τις περιπτώσεις, εάν η τυπική απόκλιση της μέσης τιμής του  $\Delta V$  είναι για παράδειγμα 3%, το σφάλμα της  $\rho_a$  θα είναι επίσης 3%. Αυτό σημαίνει ότι με βεβαιότητα 67% η υπολογιζόμενη τιμή της  $\rho_a$  δεν θα βρίσκεται έξω από τα όρια του  $\rho_a \pm 3\%$ , ενώ είναι σχεδόν 95% βέβαιο ότι η  $\rho_a$  θα βρίσκεται μέσα στα όρια του  $\rho_a \pm 6\%$ .

## Πηγές Θορύβου

Ακόμα και στην περίπτωση του απλού παραδείγματος του προηγούμενου κεφαλαίου, υπάρχει ένα πλήθος πηγών θορύβου που μπορούν να επηρεάσουν τις μετρήσεις της τάσης και του ρεύματος, από τις οποίες θα υπολογίσουμε την φαινόμενη ειδική αντίσταση.

*Πόλωση των Ηλεκτροδίων (Electrode Polarization)* – ένα μεταλλικό ηλεκτρόδιο, όπως μία χάλκινη ή ατσάλινη ράβδος, σε επαφή με κάποιον ηλεκτρολύτη (εκτός από διάλυμα κορεσμένο με τα δικά της άλατα), όπως το εδαφικό νερό, θα δημιουργήσει ένα μετρήσιμο δυναμικό επαφής. Σε εφαρμογές όπως είναι η μέθοδος του φυσικού δυναμικού, αυτά τα δυναμικά επαφής μπορεί να είναι μεγαλύτερα από το φυσικό δυναμικό που προσπαθούμε να καταγράψουμε. Ακόμα με τις μεθόδους συνεχούς ρεύματος που περιγράφουμε εδώ, τα δυναμικά αυτά μπορεί να αποτελούν ένα σημαντικό κλάσμα του δυναμικού που μετράμε.

Για εργασία με συνεχές ρεύμα, υπάρχουν δύο δυνατές λύσεις για το πρόβλημα αυτό.

1. Χρήση μη πολωτικών ηλεκτροδίων (nonpolarizing electrodes). Πρόκειται για ηλεκτρόδια που περιέχουν μια μεταλλική αγωγίμη ράβδο σε επαφή με κορεσμένο διάλυμα των δικών της αλάτων. Συνήθως χρησιμοποιείται ο χαλκός και ένα διάλυμα θειικού χαλκού. Η ράβδος και το διάλυμα τοποθετούνται σε ένα πορώδες κεραμικό δοχείο, το οποίο επιτρέπει στο κορεσμένο διάλυμα να διαρρέυσει αργά και να κάνει επαφή με το έδαφος. Επειδή τα διαλύματα αυτά είναι μάλλον βλαβερά για το περιβάλλον, και επειδή η μέθοδος που θα περιγράψουμε στη συνέχεια είναι πιο εύκολη στην εφαρμογή της, τα ηλεκτρόδια πορώδους δοχείου σπάνια χρησιμοποιούνται σε εργασίες με συνεχές ρεύμα. Χρησιμοποιούνται όμως ευρέως στις διασκοπήσεις με τη μέθοδο του φυσικού δυναμικού και της επαγόμενης πολικότητας.
2. Μια απλή μέθοδος για να αποφύγουμε την επίδραση των δυναμικών επαφής είναι να αντιστρέφουμε περιοδικά τη ροή του ρεύματος στα ηλεκτρόδια ρεύματος ή να χρησιμοποιούμε ένα χαμηλής συχνότητας, λίγων κύκλων ανά λεπτό, εναλλασσόμενο ρεύμα. Καθώς το ρεύμα αντιστρέφεται, η πόλωση σε κάθε ηλεκτρόδιο διακόπτεται κι αρχίζει να αντιστρέφεται. Πραγματοποιώντας μετρήσεις για αρκετούς κύκλους μπορούμε να πάρουμε μετρήσεις με αμελητέες επιδράσεις πόλωσης.

*Τελλουρικά Ρεύματα (Telluric Currents)* – όπως περιγράφηκε και προηγουμένως, μέσα στη γη ρέουν φυσικά ηλεκτρικά ρεύματα. Τα ρεύματα αυτά καλούνται τελλουρικά ρεύματα. Η παρουσία αυτών των ρευμάτων μπορεί να παράγει μια μετρήσιμη τάση στα ηλεκτρόδια δυναμικού ακόμα και όταν αυτά δεν διαρρέονται από ρεύμα. Με περιοδική αντιστροφή του ρεύματος στα ηλεκτρόδια ρεύματος ή χρησιμοποιώντας εναλλασσόμενο ρεύμα χαμηλής συχνότητας, η επίδραση των τελλουρικών ρευμάτων στην μετρούμενη τάση μπορεί να καταργηθεί.

*Παρουσία γειτονικών αγωγών* – οι ηλεκτρικές διασκοπήσεις δεν μπορούν να πραγματοποιηθούν κοντά σε αγωγούς που κάνουν επαφή με το έδαφος, όπως, για παράδειγμα, η παρουσία θαμμένων σωλήνων ή φρακτών που λειτουργούν ως απορροφητές ρεύματος (καταβόθρες). Λόγω της μικρής τους ειδικής αντίστασης, το ρεύμα θα ρεύσει κατά προτίμηση κατά μήκος αυτών των δομών, παρά μέσα στη γη. Η παρουσία αυτών των γειτονικών αγωγών στην ουσία λειτουργεί ως ηλεκτρικό βραχυκύκλωμα στο σύστημα.\*

*Μικρή ειδική αντίσταση κοντά στην επιφάνεια* – όπως οι γειτονικοί αγωγοί λειτουργούν ως καταβόθρες που βραχυκυκλώνουν το πείραμα της ειδικής αντίστασης, έτσι και η επιφανειακή

---

\* η αγωγιμότητα (conductivity) είναι το αντίθετο της ειδικής αντίστασης. Τα μέσα υψηλής αγωγιμότητας μεταδίδουν το ηλεκτρικό ρεύμα με μεγάλη ευκολία, έχουν επομένως χαμηλή ειδική αντίσταση. Μαθηματικά, η αγωγιμότητα είναι το αντίστροφο της ειδικής αντίστασης και μετριέται σε μονάδες 1/Ohm meter. Ένα siemen (S) ισούται με 1/Ohm. Επομένως, μονάδα αγωγιμότητας είναι το 1 siemen/meter.



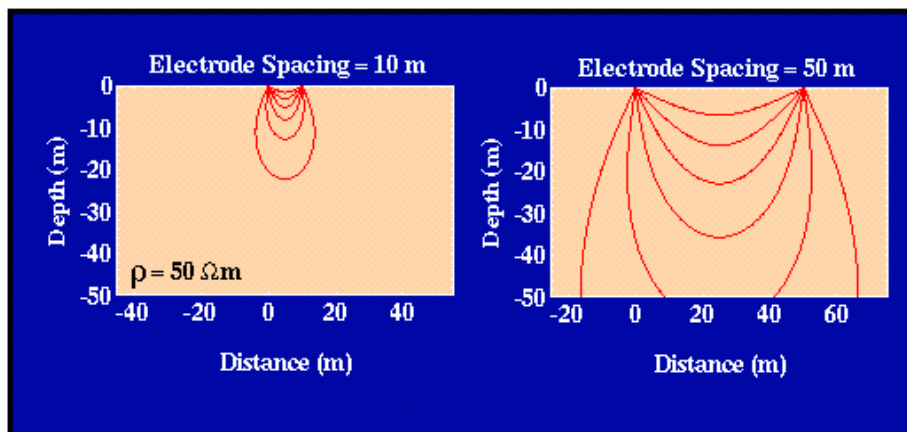
ειδική αντίσταση, αν είναι χαμηλή, το ρεύμα δυσκολεύεται να κινηθεί προς τα βαθύτερα πετρώματα της γης. Επομένως, ένα στρώμα υψηλής αγωγιμότητας κοντά στην επιφάνεια, όπως για παράδειγμα ένα στρώμα νερού, μπορεί να εμποδίσει το ρεύμα να διεισδύσει βαθύτερα μέσα στη γη.

*Γεωλογία και τοπογραφία κοντά στα ηλεκτρόδια* – κάθε μεταβολή στη γεωλογία ή στο περιεχόμενο νερό γύρω από ένα ηλεκτρόδιο, η οποία προκαλεί μεταβολές στην ειδική αντίσταση κοντά στην επιφάνεια, θα επηρεάσει σημαντικά τις μετρήσεις της ειδικής αντίστασης. Επιπλέον, η ανώμαλη τοπογραφία, θα συγκεντρώσει τη ροή του ρεύματος στις κοιλάδες και θα την διασκορπίσει στους λόφους, επίσης επηρεάζοντας έτσι τις μετρήσεις.

*Επαγωγή του ρεύματος και καλώδια ρεύματος* – το ρεύμα, το οποίο διαρρέει τα καλώδια που συνδέουν την πηγή του ρεύματος με τα ηλεκτρόδια ρεύματος, μπορεί να παράγει ένα επαγόμενο ρεύμα στα καλώδια που συνδέουν το βολτόμετρο με τα ηλεκτρόδια τάσης, δημιουργώντας έτσι μια ψευδή καταγραφή. Αυτή η πηγή θορύβου μπορεί να ελαχιστοποιηθεί αν διατηρήσουμε μια απόσταση ενός, δύο μέτρων μεταξύ των καλωδίων ρεύματος και των καλωδίων τάσης.

## Βάθος Διείσδυσης του Ρεύματος και Απόσταση Μεταξύ των Ηλεκτροδίων

Όπως είδαμε προηγουμένως, όταν δύο ηλεκτρόδια μεταφερθούν σε κοντινή απόσταση μεταξύ τους, το ρεύμα ρέει κατά μήκος τοξοειδών διαδρομών που συνδέουν τα δύο ηλεκτρόδια. Αν η γη έχει σταθερή ειδική αντίσταση, το 50% περίπου του ρεύματος ρέει διαμέσου των πετρωμάτων μέχρι ένα βάθος μικρότερο της απόστασης μεταξύ των ηλεκτροδίων.



(Αναπαράγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Αυτό υποδηλώνει ότι αν αυξήσουμε την απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων, περισσότερο από το ρεύμα που διοχετεύουμε θα κινηθεί προς μεγαλύτερα βάθη. Επειδή η συνολική αντίσταση της ηλεκτρικής διαδρομής αυξάνει με την αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων, για να αναγκάσουμε το ρεύμα να κινηθεί κατά μήκος αυτών των μεγαλύτερων διαδρομών, απαιτείται μια μεγαλύτερη πηγή ρεύματος. Επομένως, μέγιστη απόσταση που μπορεί να χωρίζει τα ηλεκτρόδια ρεύματος καθορίζεται εν μέρει από το μέγεθος της πηγής που χρησιμοποιείται για την παραγωγή ρεύματος.

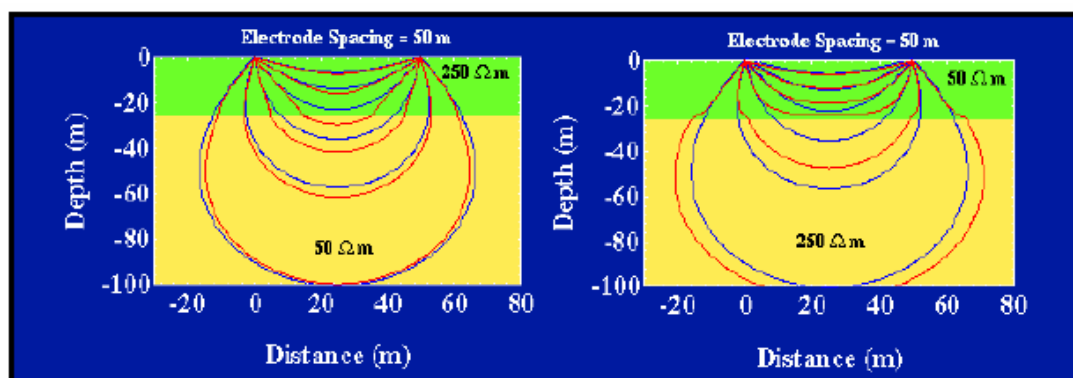
Ας θεωρήσουμε ότι έχουμε μια αρκετά μεγάλη πηγή ρεύματος ώστε να παράγουμε ένα μετρήσιμο ρεύμα στο έδαφος με μεγάλη απόσταση ηλεκτροδίων ρεύματος. Η αύξηση του βάθους διείσδυσης με αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος αποτελεί έναν τρόπο

με τον οποίο μπορούμε να ελπίζουμε ότι θα ερμηνεύσουμε τη δομή της ειδικής αντίστασης στην περιοχή. Επειδή το ρεύμα ρέει κυρίως κοντά στην επιφάνεια για κοντινές αποστάσεις ηλεκτροδίων, οι μετρήσεις της φαινόμενης ειδικής αντίστασης για τις αποστάσεις αυτές θα κυριαρχούνται από την δομή της ειδικής αντίστασης κοντά στην επιφάνεια. Αν τα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού απομακρυνθούν και μετρηθεί ξανά η φαινόμενη ειδική αντίσταση, οι μετρήσεις αυτές θα εμπεριέχουν πληροφορίες για την βαθύτερη δομή της Γης.

## Ροή Ρεύματος σε Μέσο με Στρώση

Πώς η παρουσία μεταβολών της ειδικής αντίστασης σε βάθος επηρεάζουν τη ροή του ηλεκτρικού ρεύματος; Στα προηγούμενα παραδείγματα θεωρήσαμε ότι η Γη έχει σταθερή ειδική αντίσταση. Προφανώς, αυτό δεν είναι αλήθεια, διαφορετικά δεν θα προσπαθούσαμε να χαρτογραφήσουμε τη μεταβολή της ειδικής αντίστασης μέσα στη Γη. Αν και η ειδική αντίσταση μπορεί να μεταβάλλεται με το βάθος αλλά και οριζόντια, θα δεχτούμε αρχικά ότι μεταβάλλεται μόνο με το βάθος. Επιπλέον, θα δεχτούμε οι μεταβολές αυτές μπορούν να ομαδοποιηθούν σε μια σειρά διακριτών στρωμάτων, το καθένα από τα οποία παρουσιάζει σταθερή ειδική αντίσταση. Συνεπώς, αρχικά, δεν θα εξετάσουμε μεταβολές της ειδικής αντίστασης σε οριζόντια διεύθυνση ή συνεχείς μεταβολές με το βάθος.

Στο παρακάτω σχήμα φαίνονται οι διαδρομές της ροής του ρεύματος (κόκκινο) για δύο ηλεκτρόδια ρεύματος σε δύο απλά μοντέλα δύο στρωμάτων. Το μοντέλο στα αριστερά περιλαμβάνει ένα στρώμα υψηλής ειδικής αντίστασης ( $250 \text{ Ohm m}$ ) πάνω από ένα στρώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης ( $50 \text{ Ohm m}$ ). Αυτό το μοντέλο είναι χαρακτηριστικό του προφίλ ειδικής αντίστασης που θα παίρναμε από μια περιοχή όπου ακόρεστα αλλούβια υπέρκεινται κορεσμένων αλλουβίων. Το μοντέλο στα δεξιά περιλαμβάνει ένα στρώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης ( $50 \text{ Ohm m}$ ) που υπέρκειται ενός στρώματος υψηλής ειδικής αντίστασης ( $250 \text{ Ohm m}$ ). Για σύγκριση, στο σχήμα επίσης δείχνονται οι διαδρομές που θα ακολουθούσε το ρεύμα αν η Γη είχε σταθερή ειδική αντίσταση (μπλε) ίση με αυτή του ανώτερου στρώματος. Οι διαδρομές αυτές είναι ταυτόσημες με αυτές που περιγράφηκαν προηγουμένως.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

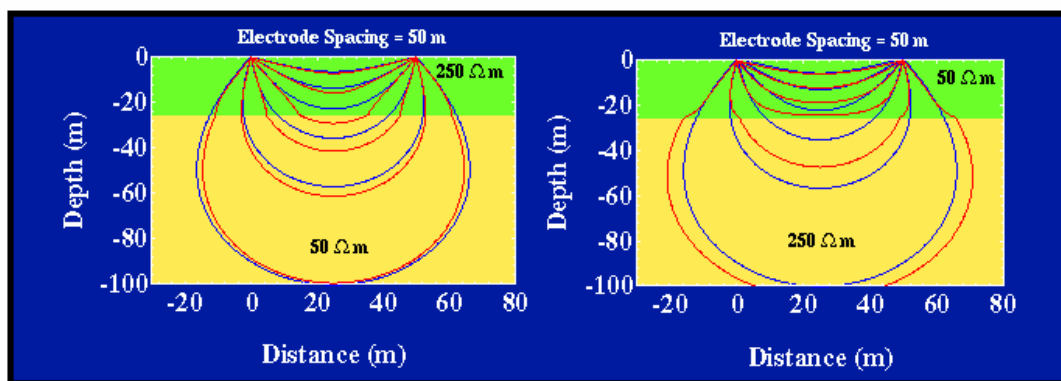
Παρατηρούμε ότι η ροή του ρεύματος στο μέσο που έχει στρώσεις αποκλίνει από αυτή που παρατηρούμε στο ομογενές μέσο. Ιδιαίτερα, παρατηρούμε ότι στο μέσο με στρώση οι γραμμές ροής του ρεύματος είναι παραμορφωμένες με τέτοιο τρόπο ώστε να φαίνεται ότι το ρεύμα κατά προτίμηση έλκεται από το στρώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης του μέσου. Στο μοντέλο αριστερά, το ρεύμα φαίνεται να τραβιέται προς τα κάτω μέσα στο στρώμα των  $50 \text{ Ohm m}$ . Στο μοντέλο δεξιά, το ρεύμα φαίνεται να κάμπτεται προς τα πάνω, προσπαθώντας να παραμείνει μέσα στο στρώμα χαμηλότερης ειδικής αντίστασης στο πάνω μέρος του μοντέλου.

Αυτό δεν πρέπει να μας προκαλεί έκπληξη. Αυτό που παρατηρούμε είναι η προτίμηση του ρεύματος να ρέει κατά μήκος της διαδρομής με την μικρότερη αντίσταση. Για το μοντέλο αριστερά, η διαδρομή αυτή είναι διαμέσου του βαθύτερου στρώματος, ενώ για το μοντέλο δεξιά, διαμέσου του ρηχότερου στρώματος.

## Μεταβολές της Φαινόμενης Ειδικής Αντίστασης: Ομογενή Μέσα και Μέσα με Στρώση

Μια σημαντική συνέπεια της εκτροπής της ροής του ρεύματος μέσα σε ένα μέσο με στρώση είναι ότι μπορεί να επηρεάσει τις μετρήσεις της φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Φανταζόμαστε ότι πραγματοποιούμε ένα ηλεκτρικό πείραμα πάνω από τα δύο αυτά μοντέλα μετρώντας τη διαφορά δυναμικού σε δύο σημεία πάνω στην επιφάνεια της γης μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος, και στη συνέχεια υπολογίζουμε τη φαινόμενη ειδική αντίσταση. Στα παραδείγματα αυτά, θα θεωρήσουμε ότι τα ηλεκτρόδια δυναμικού βρίσκονται μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος και ότι έχουν καθορισμένη απόσταση μεταξύ τους η οποία παραμένει σταθερή καθ' όλη τη διάρκεια του πειράματος. Πρόκειται για την ίδια γεωμετρία για το πείραμα των τεσσάρων ηλεκτροδίων, που περιγράφηκε νωρίτερα.

Επειδή το ρεύμα έλκεται κατά προτίμηση από το χαμηλότερο στρώμα στο μοντέλο στα αριστερά, η πυκνότητα ρεύματος μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος κοντά στην επιφάνεια της Γης (όπου μετρούμε το ηλεκτρικό δυναμικό) θα είναι μικρότερη από αυτή που θα παρατηρούσαμε αν η Γη ήταν ομογενής. Κατά τον ίδιο τρόπο για το μοντέλο στα δεξιά, η πυκνότητα ρεύματος θα είναι υψηλότερη από αυτήν της ομογενούς Γης, επειδή το ρεύμα διοχετεύεται κατά προτίμηση στο επιφανειακό στρώμα.



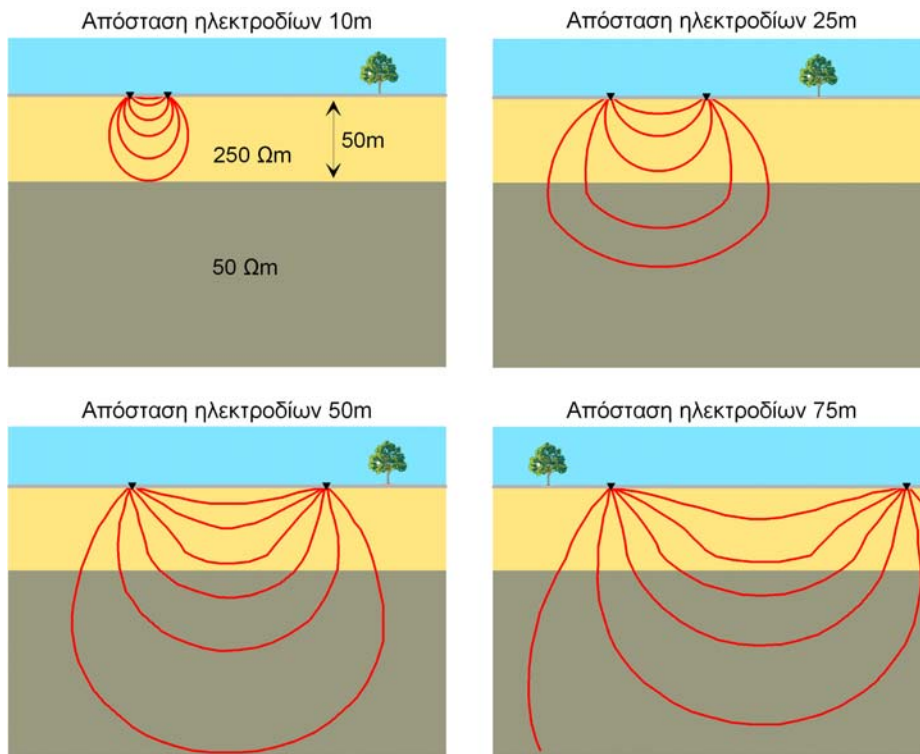
(Αναπαράγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Υπενθυμίζουμε ότι η έκφραση για τον υπολογισμό της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, η οποία φαίνεται παρακάτω, είναι συναρτήσεως της απόστασης των ηλεκτροδίων  $r$  (η οποία είναι η ίδια και για τις δύο παραπάνω περιπτώσεις), του ρεύματος  $i$  (δεχόμαστε ότι διοχετεύουμε το ίδιο ρεύμα στο έδαφος και στα δύο μοντέλα), και της διαφοράς δυναμικού (τάσης)  $\Delta V$  μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων δυναμικού. Μπορούμε να δείξουμε ότι η διαφορά δυναμικού,  $\Delta V$ , είναι ανάλογη της πυκνότητας ρεύματος γύρω από τα ηλεκτρόδια δυναμικού. Επομένως, για την περίπτωση στα δεξιά, η διαφορά δυναμικού θα είναι μικρότερη από αυτή που θα παρατηρούσαμε αν η Γη ήταν ομογενής, εφόσον η πυκνότητα ρεύματος είναι μικρότερη από αυτή της ομογενούς Γης. Επομένως η μετρούμενη φαινόμενη ειδική αντίσταση θα είναι μειωμένη. Αντίστροφα, για την περίπτωση στα δεξιά, η διαφορά δυναμικού θα είναι μεγαλύτερη από αυτή που θα παρατηρούσαμε αν η Γη ήταν ομογενής, και η μετρούμενη φαινόμενη ειδική αντίσταση θα είναι μεγαλύτερη.

## Ροή του Ρεύματος σε Μέσο με Στρώση και Απόσταση μεταξύ των Ηλεκτροδίων

Φανταζόμαστε ότι πραγματοποιούμε μία σειρά πειραμάτων με τέσσερα ηλεκτρόδια, κάθε ένα από τα οποία επικεντρώνεται στο ίδιο περίπου σημείο. Ας θεωρήσουμε ότι τα ηλεκτρόδια δυναμικού παραμένουν μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος και ότι η απόστασή τους διατηρείται σταθερή. Αρχικά, τα ηλεκτρόδια ρεύματος τοποθετούνται κοντά μεταξύ τους και μετράμε το ρεύμα και την τάση, από τα οποία υπολογίζουμε την φαινόμενη ειδική αντίσταση. Στην συνέχεια πραγματοποιούμε το ίδιο πείραμα, αλλά αυξάνουμε συστηματικά την απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος ενώ διατηρούμε την απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού σταθερή. Τι θα συμβεί τότε;

Θεωρούμε το μοντέλο της γης που δείχνεται παρακάτω. Ένα στρώμα υψηλής ειδικής αντίστασης βρίσκεται πάνω από ένα στρώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης.



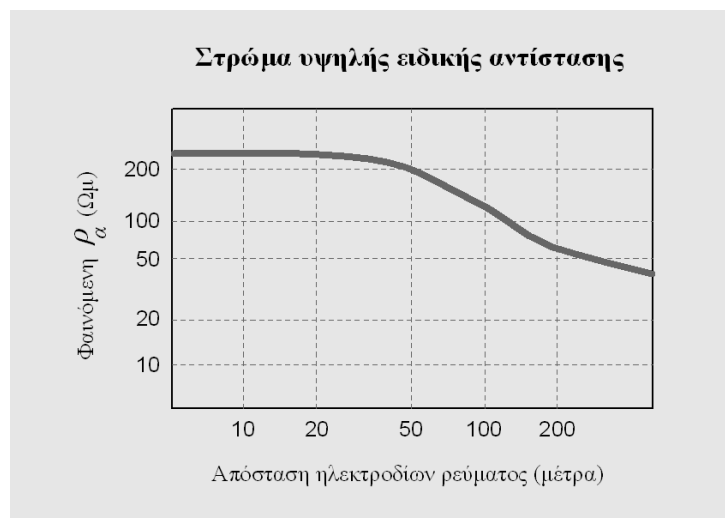
(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Όταν τα ηλεκτρόδια ρεύματος βρίσκονται κοντά, στην περιοχή που περιβάλλει τις θέσεις των ηλεκτροδίων δυναμικού (μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος), το μεγαλύτερο μέρος του ρεύματος ρέει δια μέσου του ανώτερου στρώματος κατά μήκος διαδρομών που βρίσκονται κοντά σε αυτές που θα ακολουθούσε το ρεύμα αν το μοντέλο ήταν ομογενές. Δηλαδή, σε αυτή την διάταξη των ηλεκτροδίων, η ροή του ρεύματος δεν διαταράσσεται αραιετα κοντά στα ηλεκτρόδια δυναμικού, ώστε να μπορέσουμε εμείς να τα διακρίνουμε μεταξύ του μοντέλου με τα στρώματα και του μοντέλου της ομογενούς Γης με ειδική αντίσταση ίση με την ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος. Συνεπώς, η μετρούμενη φαινόμενη ειδική αντίσταση θα είναι παρόμοια με την ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος, 250 Ohm m.

Τώρα, θα αυξήσουμε την απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος και θα επαναλάβουμε το ίδιο πείραμα. Για μεγαλύτερες αποστάσεις ηλεκτροδίων ρεύματος, η ροή ρεύματος κοντά στα

ηλεκτροδία δυναμικού είναι σημαντικά αλλαγμένη από την παρουσία της υπόγειας ασυνέχειας. Στην περίπτωση αυτή, το ρεύμα έλκεται κατά προτίμηση προς τα κάτω μέσα στο στρώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης, μειώνοντας την πυκνότητα ρεύματος μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος όπου θα μετρήσουμε την τάση με τα δύο ηλεκτροδία δυναμικού. Η μείωση αυτή της πυκνότητας ρεύματος θα έχει ως αποτέλεσμα να μειωθεί η τιμή της ειδικής αντίστασης που υπολογίζουμε κάτω από τα 250 Ohm m.

Για πολύ μεγάλες αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος, κάτω από τα ηλεκτροδία δυναμικού, η μορφή της ροής του ρεύματος είναι και πάλι παρόμοια με αυτή που θα παρατηρούσαμε στο μοντέλο της ομογενούς Γης. Στην περίπτωση αυτή, όμως, το μέσο έχει ειδική αντίσταση ίση με 50 Ohm m, και όχι 250 Ohm m. Επομένως, αν θέλαμε να υπολογίσουμε και να σχεδιάσουμε την φαινόμενη ειδική αντίσταση για διάφορες αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος ενώ διατηρούμε την απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού σταθερή, θα παίρναμε ένα διάγραμμα παρόμοιο με αυτό του παρακάτω σχήματος.

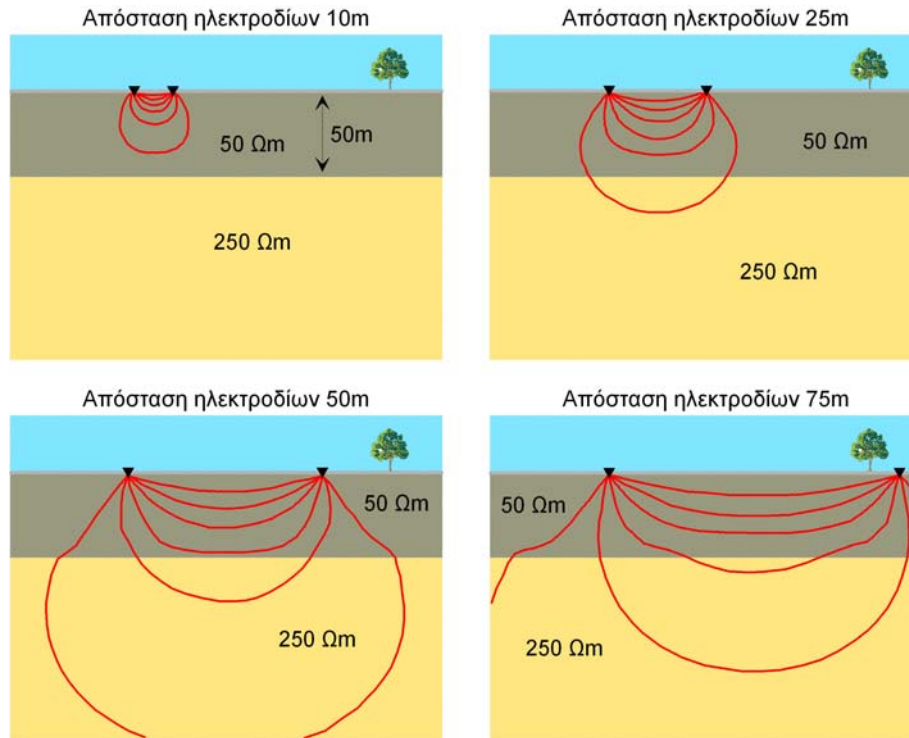


(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Παρατηρούμε ότι πρόκειται για ένα δι-λογαριθμικό διάγραμμα το οποίο είναι σύνηθες για τις καμπύλες αυτού του τύπου. Αντί να σχεδιάζουμε την φαινόμενη ειδική αντίσταση συναρτήσει της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος, σχεδιάσαμε την καταγραφή του λογάριθμου (με βάση 10) της φαινόμενης ειδικής αντίστασης συναρτήσει της καταγραφής του λογάριθμου (με βάση 10) της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος. Αυτό συμβαίνει διότι, στην πράξη, θα δούμε ότι τόσο οι φαινόμενες ειδικές αντιστάσεις, όσο και οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος μπορεί να κυμαίνονται έως και δύο ή τρεις τάξεις μεγέθους (π.χ. οι αποστάσεις μπορούν αυξηθούν από 0.25m στα 250m). Η χρήση των λογαριθμικών διαγραμμάτων μας παρέχει το μέσο ώστε να συμπιέσουμε τη σχετική πληροφορία σε ένα μόνο γράφημα. Στο παραπάνω παράδειγμα, παρατηρούμε ότι η φαινόμενη ειδική αντίσταση δεν προσεγγίζει την ειδική αντίσταση του κατώτερου στρώματος μέχρι που η απόσταση των ηλεκτροδίων προσεγγίζει τα 500m! Επομένως, για να δούμε μια βαθιά δομή απαιτούνται μεγάλες αποστάσεις των ηλεκτροδίων. Ένας καλός εμπειρικός κανόνας είναι ότι η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος πρέπει να είναι 10 φορές μεγαλύτερη από το βάθος το οποίο θέλουμε να δούμε.

## Ένα ακόμα παράδειγμα Ροής του Ρεύματος σε Μέσο με Στρώσεις

Θεωρούμε το παράδειγμα του παρακάτω σχήματος. Στην περίπτωση αυτή, ένα στρώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης υπέρκειται ενός ημιχώρου υψηλότερης ειδικής αντίστασης.

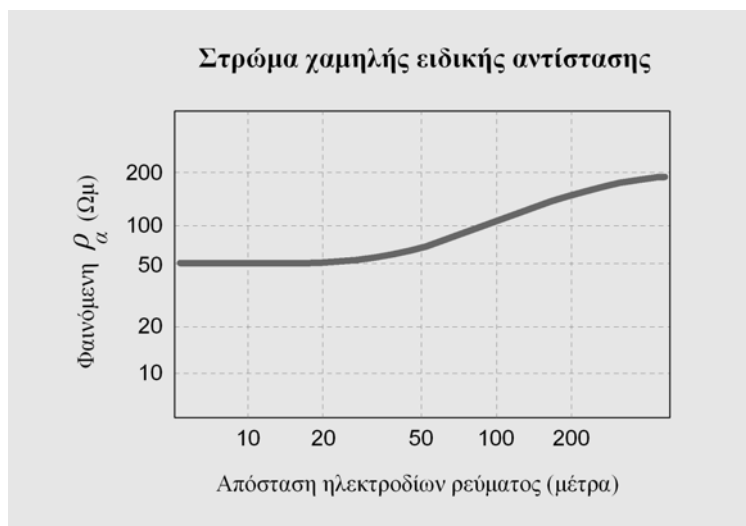


(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Αρχικά, με τα ηλεκτρόδια ρεύματος να βρίσκονται κοντά μεταξύ τους, το μεγαλύτερο μέρος του ρεύματος περιορίζεται στο ανώτερο στρώμα κατά μήκος διαδρομών οι οποίες βρίσκονται πολύ κοντά σε αυτές που θα είχαμε αν το μοντέλο ήταν ομογενές. Η φαινόμενη ειδική αντίσταση που υπολογίζουμε είναι σχεδόν ίση με αυτή του ανώτερου στρώματος, 50 Ohm m.

Για μεγαλύτερες αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος, περισσότερο ρεύμα ρέει σε μεγαλύτερα βάθη. Μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος, όπου βρίσκονται τα ηλεκτρόδια δυναμικού, οι γραμμές της ροής του ρεύματος παραμορφώνονται σημαντικά από την παρουσία του στρώματος υψηλής ειδικής αντίστασης που βρίσκεται στο βάθος. Επομένως, γύρω από τα ηλεκτρόδια δυναμικού η πυκνότητα του ρεύματος είναι μεγαλύτερη από αυτή της ομογενούς Γης. Η σχετική αύξηση στην πυκνότητα του ρεύματος θα έχει ως αποτέλεσμα η τιμή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που υπολογίζουμε να είναι μεγαλύτερη από τα 50 Ohm m.

Για πολύ μεγάλες αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος, η ροή του ρεύματος γύρω από τα ηλεκτρόδια δυναμικού προσεγγίζει και πάλι αυτή που παρατηρούμε για ομογενή Γη. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, ωστόσο, επειδή το μεγαλύτερο μέρος του ρεύματος ρέει μέσα στο χαμηλότερο στρώμα, γύρω από τα ηλεκτρόδια δυναμικού, η τιμή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που υπολογίζουμε θα είναι κοντά στα 250 Ohm m. Ένα διάγραμμα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης συναρτήσεως της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Επειδή το ρεύμα προτιμάει να ρέει μέσα στο πρώτο στρώμα, παρατηρούμε ότι η φαινόμενη ειδική αντίσταση προσεγγίζει την ειδική αντίσταση του ημιχώρου πιο αργά (δηλαδή με μεγαλύτερη απόσταση ηλεκτροδίων) από ό,τι στην προηγούμενη περίπτωση.

## Τύποι Διασκοπήσεων: Κατακόρυφες και Πλευρικές Ερευνες Ειδικής Αντίστασης

Μέχρι στιγμής, έχουμε δει πώς η γεωλογική δομή μπορεί να επηρεάσει τη ροή του ρεύματος και τις μετρήσεις της τάσης στην επιφάνεια της Γης. Έχουμε περιγράψει πώς οι μεταβολές της ειδικής αντίστασης με το βάθος μπορούν να ανιχνευθούν με αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος, υπολογίζοντας τη φαινόμενη ειδική αντίσταση για διάφορες αποστάσεις των ηλεκτροδίων. Δεν έχουμε όμως περιγράψει τις τεχνικές που εφαρμόζουμε στην ύπαιθρο για την ηλεκτρική διασκόπηση.

Πριν προχωρήσουμε στην περιγραφή αυτών των διαδικασιών, υπάρχει ένα σημαντικό σημείο που πρέπει να επισημάνουμε όσον αφορά στις γεωλογικές δομές που έχουμε εξετάσει μέχρι στιγμής. Η μέθοδος της ειδικής αντίστασης αντιπροσωπεύει την πρώτη μέθοδο που έχουμε περιγράψει, η οποία μπορεί να ανιχνεύσει μεταβολές με το βάθος μιας σχετικής με τη γεωλογία παραμέτρου. Για παράδειγμα, αν εκτελούσαμε μια βαρυτομετρική ή μαγνητική διασκόπηση πάνω από δομές των οποίων η πυκνότητα ή η μαγνητική επιδεικτικότητα μεταβάλλονται *μόνο* με το βάθος, δεν θα παρατηρούσαμε μεταβολές στο γήινο βαρυτικό ή μαγνητικό πεδίο. Επομένως, οι μέθοδοι αυτές δεν είναι ευαίσθητες σε μεταβολές που σχετίζονται *μόνο* με το βάθος.

*Βυθοσκοπήσεις ειδικής αντίστασης (Resistivity Soundings)* – Όπως έχουμε ήδη δείξει, η μέθοδος της ειδικής αντίστασης μπορεί να εντοπίσει μεταβολές στην ειδική αντίσταση που συμβαίνουν μόνο με το βάθος. Μάλιστα, η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται περισσότερο από όλες όταν θέλουμε να δούμε τις μεταβολές της ειδικής αντίστασης με το βάθος. Οι διασκοπήσεις που σχεδιάζονται για τον προσδιορισμό των μεταβολών της ειδικής αντίστασης με το βάθος πάνω από ένα καθορισμένο σημείο στην επιφάνεια καλούνται *βυθοσκοπήσεις ειδικής αντίστασης*. Κατά κανόνα, τα πειράματα με τα δύο ηλεκτρόδια που περιγράφηκαν προηγουμένως, αποτελούν παραδείγματα βυθοσκοπήσεων. Στα πειράματα αυτά, η απόσταση των ηλεκτροδίων μεταβάλλεται για κάθε μέτρηση. Το κέντρο της διάταξης όμως, όπου μετριέται το ηλεκτρικό δυναμικό, παραμένει σταθερό. Ένα παράδειγμα προβλήματος, για την επίλυση του οποίου

μπορεί κανείς να χρησιμοποιήσει την βυθοσκόπηση ειδικής αντίστασης, είναι ο προσδιορισμός του υδροφόρου οριζοντα.

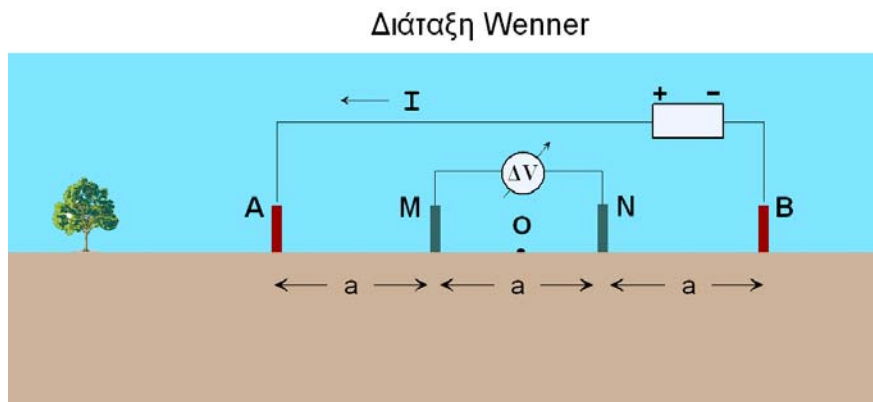
*Προφίλ ειδικής αντίστασης (Resistivity Profiling)* – Όπως και με τις βαρυτομετρικές και μαγνητικές μεθόδους, η διασκόπηση ειδικής αντίστασης μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί για την ανίχνευση των πλευρικών μεταβολών της ειδικής αντίστασης. Σε αντίθεση με τις βυθοσκοπήσεις, στα προφίλ χρησιμοποιούνται σταθερές αποστάσεις ηλεκτροδίων, και το κέντρο του απλώματος των ηλεκτροδίων μεταφέρεται σε κάθε μέτρηση. Τα πειράματα αυτά επομένως παρέχουν μετρήσεις της χωρικής μεταβολής της ειδικής αντίστασης για καθορισμένη απόσταση ηλεκτροδίων. Οι διασκοπήσεις που σχεδιάζονται για τον προσδιορισμό των πλευρικών μεταβολών της ειδικής αντίστασης καλούνται *προφίλ ειδικής αντίστασης*. Ένα παράδειγμα προβλήματος, για την επίλυση του οποίου μπορεί κανείς να χρησιμοποιήσει προφίλ ειδικής αντίστασης είναι για τον προσδιορισμό ενός κατακόρυφου ρήγματος.

## Έρευνα Κατακόρυφης Μεταβολής της Ειδικής Αντίστασης: (Ηλεκτρικές Βυθομετρήσεις)

Στις ηλεκτρικές βυθομετρήσεις (Resistivity Soundings) μεταβάλλονται οι αποστάσεις μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού διατηρούμενης της συμμετρίας τους ως προς το κέντρο της διάταξης (κέντρο της βυθομέτρησης). Εφ' όσον το βάθος της έρευνας αυξάνει εν γένει με την αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων οι ηλεκτρικές βυθομετρήσεις χρησιμοποιούνται όταν θέλουμε να μάθουμε πώς η ειδική αντίσταση μεταβάλλεται με το βάθος. Όταν πραγματοποιούμε βυθοσκοπήσεις ειδικής αντίστασης, δύο τύποι διασκόπησης χρησιμοποιούνται περισσότερο. Και για τους δύο τύπους, τα ηλεκτρόδια κατανέμονται κατά μήκος μια γραμμής, το κέντρο της οποίας αποτελεί τη θέση της βυθοσκόπησης. Η πιο απλή τοποθέτηση των ηλεκτροδίων, από άποψη γεωμετρίας, καλείται μέθοδος *Wenner*. Η πιο οικονομική σε χρόνο εργασιών υπαίθρου καλείται μέθοδος *Schlumberger*.

### Διάταξη Wenner

Για μία διασκόπηση με τη μέθοδο Wenner, τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος (πράσινο) και τα δυο ηλεκτρόδια δυναμικού (κόκκινο) τοποθετούνται σε μία ευθεία, σε ίσες αποστάσεις μεταξύ τους, με κέντρο της γραμμής σε κάποιο σημείο όπως φαίνεται στο επόμενο σχήμα.



(Αναπαράγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)



Η φαινόμενη ειδική αντίσταση που υπολογίζεται από τις μετρήσεις της τάσης,  $\Delta V$ , και του ρεύματος,  $i$ , δίνεται από την απλή εξίσωση

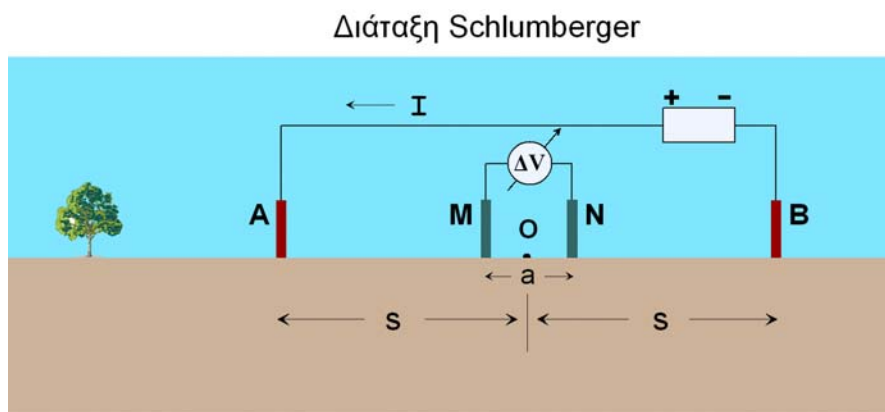
$$\rho_a = 2\pi aR$$

Η εξίσωση αυτή δεν είναι τίποτε περισσότερο από την έκφραση της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που είδαμε προηγουμένως, όπου οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων είναι σταθερές και ίσες με  $a$ . Για να δημιουργήσουμε ένα διάγραμμα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης συναρτήσει της απόστασης των ηλεκτροδίων, από το οποίο θα ερμηνεύσουμε τη μεταβολή της ειδικής αντίστασης με το βάθος, πρέπει να υπολογίσουμε την φαινόμενη ειδική αντίσταση για διαφορές τιμές της απόστασης των ηλεκτροδίων,  $a$ . Δηλαδή, αφού ολοκληρώσουμε μια μέτρηση, πρέπει να μετακινήσουμε και τα τέσσερα ηλεκτρόδια σε νέες θέσεις.

### Διάταξη Schlumberger

Για την διενέργεια μιας ηλεκτρικής βυθομέτρησης Schlumberger στο πεδίο τα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού διατάσσονται στο έδαφος κατά μήκος ευθείας γραμμής σε συγκεκριμένες μεταξύ τους αποστάσεις. Τα ηλεκτρόδια ρεύματος όσο και τα ηλεκτρόδια δυναμικού είναι συμμετρικά τοποθετημένα ως προς κέντρο συμμετρίας,  $O$ , το οποίο ονομάζεται κέντρο της διάταξης (σχήμα 11). Όμως, τα τέσσερα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού δεν ισαπέχουν μεταξύ τους όπως στη διάταξη Wenner.

Διεξάγοντες βυθομετρήσεις με διάταξη ηλεκτροδίων κατά Schlumberger η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού  $M, N$  πρέπει πάντοτε να διατηρείται μικρότερη του 40% της απόστασης  $AB/2$ . Στις μετρήσεις πεδίου απομακρύνουμε διαδοχικά τα ηλεκτρόδια ρεύματος (αυξάνουμε την απόσταση  $AB$ ) ενώ διατηρούμε σταθερή την απόσταση  $MN$ . Με αυτό το τρόπο έχουμε μια γρήγορη μείωση της διαφοράς δυναμικού στα άκρα των ηλεκτροδίων δυναμικού  $MN$  (γιατί;), όπου από κάποια στιγμή και μετά ο θόρυβος γίνεται μεγαλύτερος του μετρούμενου σήματος  $\Delta V$  στα άκρα  $M, N$  και η μέτρηση του  $\Delta V$  καθίσταται αδύνατη. Σ' αυτό το σημείο μία αύξηση της απόστασης  $MN$  θεωρείται απαραίτητη, τέτοια όμως ώστε να ισχύει ο περιορισμός η  $MN$  να παραμένει μικρότερη του 40% της απόστασης  $AB/2$ , και η εργασία συνεχίζεται.



Αναπαράγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Σχήμα 11.

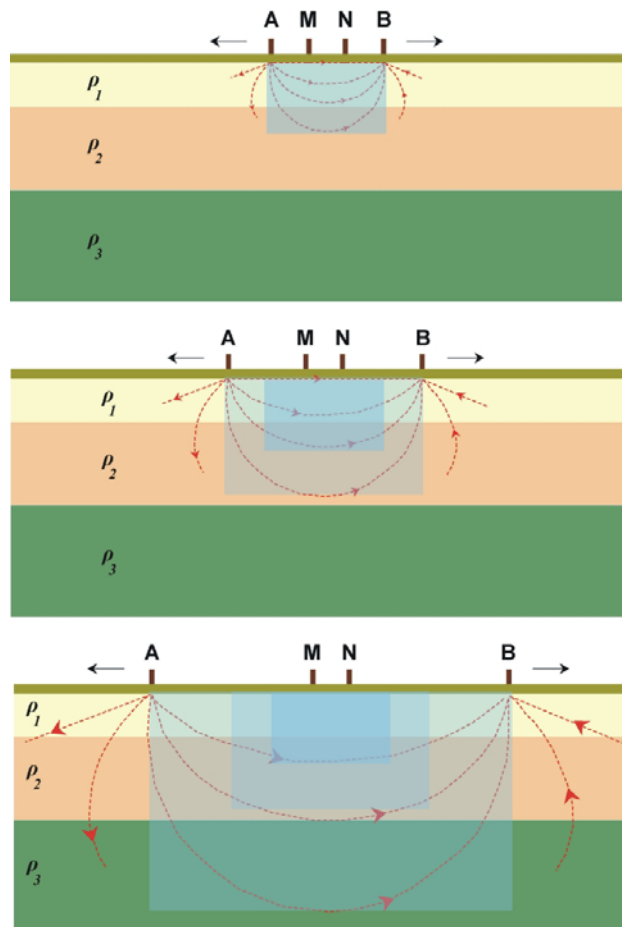
Για κάθε θέση των ηλεκτροδίων η φαινόμενη ειδική αντίσταση υπολογίζεται από την σχέση (8) όπου η ποσότητα

$$K = \frac{\pi(s^2 - a^2/4)}{a} \quad (9)$$

είναι ο γεωμετρικός παράγοντας για την διάταξη Schlumberger.

Οι τιμές της  $\rho_a$  προβάλλονται ως συνάρτηση του ημι-αναπτύγματος  $AB/2$  των ηλεκτροδίων ρεύματος σε δι-λογαριθμικούς άξονες δημιουργώντας έτσι την ηλεκτρική καμπύλη της βυθομέτρησης (sounding curve) η οποία αποτελεί το βασικό τεκμήριο για την ερμηνεία.

Καθώς η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος αυξάνει ο συνολικός όγκος της γης που ελέγχεται από την μέτρηση αυξάνει επίσης, τόσο σε βάθος όσο και πλευρικά. Δεδομένου ότι το κέντρο της διάταξης παραμένει σταθερό και εκείνο που αλλάζει είναι οι διαδοχικά διευρυνόμενες αποστάσεις  $AB$  είναι φανερό ότι οι διαδοχικά διευρυνόμενοι γήινοι όγκοι που ελέγχονται από τις μετρήσεις αλληλεπικαλύπτονται (σχήμα 12).



Σχήμα 12

Όπως καινωρίτερα είδαμε η ειδική αντίσταση μπορεί μεν στην πραγματικότητα να μεταβάλλεται τόσο με το βάθος όσο και οριζόντια, δεχθήκαμε όμως ότι για την ερμηνεία των ηλεκτρικών βυθομετρήσεων η γη θεωρείται οριζόντια στρωματωμένη όπου μέσα στο κάθε στρώμα η ειδική αντίσταση παραμένει σταθερή (ομοιογενή στρώματα) και μεταβάλλεται μόνο με το βάθος όπου αλλάζει τιμή από στρώμα σε στρώμα. Γίνεται συνεπώς αντιληπτό ότι οι μετρήσεις της φαινόμενης ειδικής αντίστασης με την διαδοχική αύξηση της απόστασης  $AB$  θα σχετίζονται αυστηρά μόνον με την σε βάθος αύξηση των αλληλεπικαλυπτόμενων γήινων όγκων που αναφέραμε προηγούμενα και όχι με την πλευρική αύξηση αυτών λόγω της παραδοχής που έχουμε κάνει για πλευρικά ομοιογενή και οριζόντια στρωματωμένη γη. Έτσι, οι μετρούμενες

τιμές της ειδικής αντίστασης είναι στη πραγματικότητα μέσες τιμές μεγάλων γήινων όγκων οι οποίοι συνεχώς εκτείνονται πλευρικά και σε βάθος (σχήμα 12) λόγω της διαδοχικής αύξησης της απόστασης AB.

## Ρυθμός αύξησης της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος AB

Κατά την διεξαγωγή μιας γεωηλεκτρικής βυθομέτρησης οι διαδοχικές αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος AB αυξάνουν με τον ίδιο ρυθμό. Η αύξηση της απόστασης AB με ρυθμό αριθμητικής προόδου μολονότι θεωρείται ικανοποιητική διότι παρέχει επαρκή πυκνότητα σημείων για το τμήμα της καμπύλης, που αντιστοιχεί στα μικρού πάχους επιφανειακά στρώματα (μικρά αναπτύγματα αποστάσεων AB), θα δημιουργήσει εντούτοις υπερεπάρκεια σημείων για τα μεγαλύτερα αναπτύγματα AB. Η υπερεπάρκεια σημείων στα μεγαλύτερα αναπτύγματα δεν συνεισφέρει εποικοδομητικά στον ευκρινέστερο σχεδιασμό της γεωηλεκτρικής καμπύλης αλλά ούτε και στην σε βάθος υψηλότερη ανάλυση και ευκρίνεια των γεωηλεκτρικών ασυνεχειών δεδομένου ότι η γεωηλεκτρική καμπύλη μιας πλευρικά ομοιογενούς και οριζόντιας στρωματωμένης γης μεταβάλλεται πάντοτε ομαλά. Ο βέλτιστος ρυθμός αύξησης της απόστασης AB είναι προφανώς η λογαριθμική αύξηση. Ο Oldenburg (1978) με θεωρητικές μελέτες αλλά και η πράξη έχουν δείξει ότι ο ρυθμός αύξησης έχει αποδειχθεί ως ο βέλτιστα αποδοτικός.

Ο πίνακας I είναι ένα τυπικό παράδειγμα εντύπου που χρησιμοποιείται για την καταχώρηση των μετρήσεων στα πειράματα γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων στο πεδίο με ανάπτυξη των ηλεκτροδίων κατά Schlumberger. Στην 1<sup>η</sup> και 2<sup>η</sup> στήλη είναι καταχωρημένη μία από τις τυποποιημένες σειρές αποστάσεων ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού που χρησιμοποιούνται στο πεδίο. Η 3<sup>η</sup> στήλη περιέχει τις υπολογισμένες από την σχέση (9) τιμές που λαμβάνει ο γεωμετρικός παράγοντας K για κάθε συγκεκριμένο ζεύγος τιμών AB/2 και MN. Η 4<sup>η</sup> και 5<sup>η</sup> στήλη χρησιμοποιούνται για την καταχώρηση των μετρήσεων της διαφοράς δυναμικού και της έντασης του ρεύματος. Επειδή πολλά όργανα μετρούν απευθείας τον λόγο  $\Delta V/I=R$  η 4<sup>η</sup> και 5<sup>η</sup> στήλη συμπτύσσονται σε μία στην οποία καταχωρείται ο λόγος  $\Delta V/I$  που μετράται σε  $\Omega$ . Στην 6<sup>η</sup> στήλη καταχωρούνται οι τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης,  $\rho_w$ , που υπολογίζονται από την τιμή του K και τον λόγο  $\Delta V/I$  (σχέση 8).

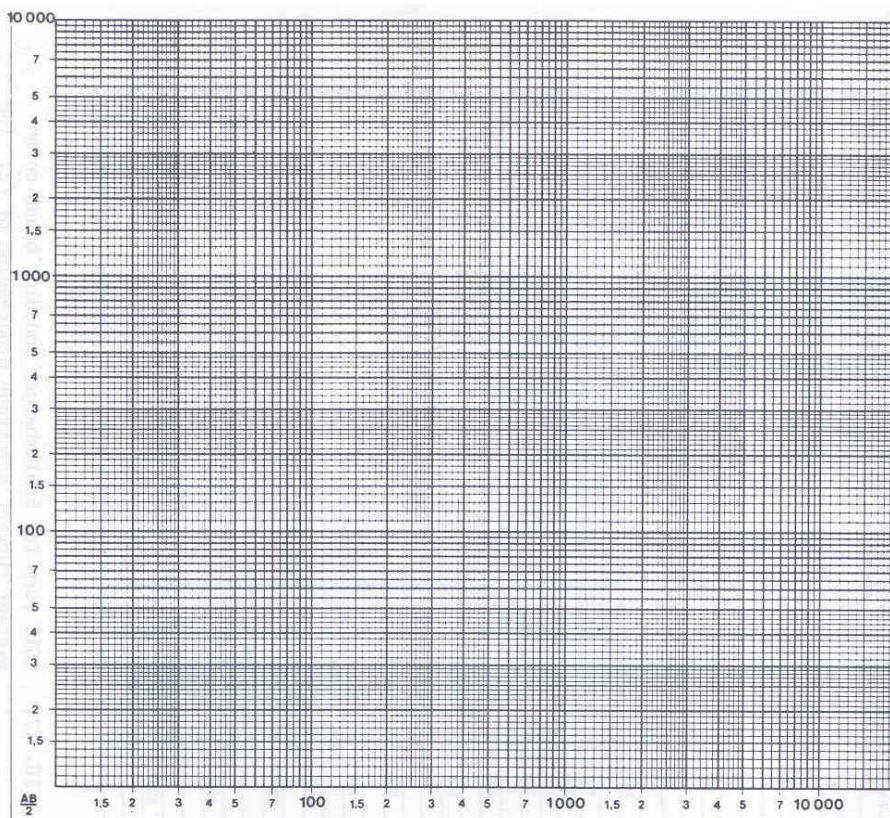
Πίνακας I											
Έργο:						Περιοχή:					
Ημερομηνία:			Διεύθυνση γραμμής AB:			α/α Βυθομέτρησης:					
AB/2 μέτρα	MN μέτρα	K	$\Delta V$ mV	I mA	$\rho_w$ $\Omega m$	AB/2 μέτρα	MN μέτρα	K	$\Delta V$ mV	I mA	$\rho_w$ $\Omega m$
1	0.5	5.89				100	5	6280			
1.5	0.5	13.74				100	20	1555			
2	0.5	24.74				150	20	3520			
3	0.5	56.2				200	20	6270			
3	2	12.57				200	80	1508			
5	0.5	156.7				300	20	14120			
5	2	37.7				300	80	3471			
7	0.5	307.5				400	20	25100			
7	2	75.4				400	80	6220			
10	2	155.5				500	20	39250			
10	5	58.9				500	80	9750			
15	2	352				500	200	3770			
15	5	137.4				750	80	22000			
20	2	627				750	200	8680			
20	5	247				1000	80	39200			
30	5	562				1000	200	15550			
40	5	1001				1500	80	88300			
50	5	1567				1500	200	35200			
50	20	377				2000	80	157000			
70	5	3075				2000	200	62700			
70	20	754				2000	500	24700			

Στο σχήμα 13 παρουσιάζεται ένα τυπικό δι-λογαριθμικό φύλλο που χρησιμοποιείται στο πεδίο για την κατασκευή της γεωηλεκτρικής καμπύλης της κάθε βυθομέτρησης. Το κάθε σημείο της γεωηλεκτρικής καμπύλης ορίζεται από την τιμή της  $\rho_a$  (κατακόρυφος λογαριθμικός άξονας) και από την τιμή της ημι-απόστασης  $AB/2$  (οριζόντιος λογαριθμικός άξονας) των ηλεκτροδίων ρεύματος για την οποία λήφθηκε η μέτρηση της  $\rho_a$ .

### Η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού MN

Στις βυθομετρήσεις με διάταξη ηλεκτροδίων κατά Schlumberger η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού MN είναι μικρή συγκρινόμενη με την απόσταση AB των ηλεκτροδίων ρεύματος. Στη πράξη, όπως και προηγούμενα αναφέραμε το  $MN \leq \frac{AB}{5}$ .

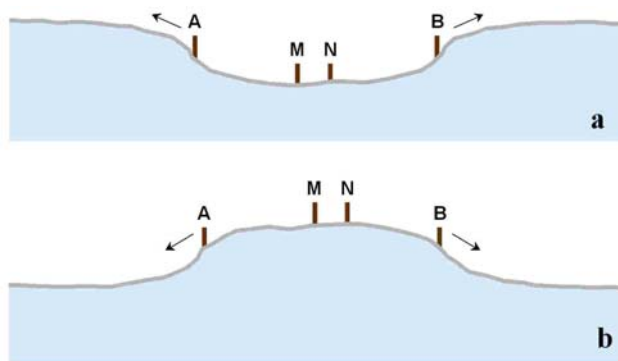
Κατά την διεξαγωγή μιας ηλεκτρικής βυθομέτρησης η απόσταση MN διατηρείται σταθερή ενόσω η απόσταση AB αυξάνει προοδευτικά. Η διατήρηση του MN σταθερού ελαχιστοποιεί την επίδραση στη μετρούμενη τιμή της ειδικής αντίστασης πλευρικών ανομοιογενειών ευρισκόμενων στη περιοχή των ηλεκτροδίων M και N. Όταν τα ηλεκτρόδια ρεύματος A και B απομακρυνθούν αρκετά από τα ηλεκτρόδια M και N η μετρούμενη διαφορά δυναμικού,  $\Delta V$ , γίνεται πολύ μικρή με αποτέλεσμα να πλησιάζει το επίπεδο του θορύβου. Αυξάνοντας στη περίπτωση αυτή την απόσταση MN φέρνουμε στην ουσία τα ηλεκτρόδια M και N πλησιέστερα προς τις πηγές ρεύματος A και B οπότε η διαφορά δυναμικού  $\Delta V$  (σήμα) αυξάνει (γιατί;) και υπερσχύει του θορύβου. Διατηρούμε την νέα απόσταση MN σταθερή ενόσω η απόσταση AB συνεχίζει να αυξάνει προοδευτικά και η διαδικασία αυτή συνεχίζεται μέχρι να ολοκληρωθεί το πείραμα.



Σχήμα 13

### Επιλογή του κέντρου της βυθομέτρησης

Η μορφή και γενικά η ποιότητα της γεωηλεκτρικής καμπύλης μιας βυθομέτρησης πολύ συχνά εξαρτώνται από το φυσικό σικηνικό της θέσης του κέντρου της βυθομέτρησης και ειδικά στις γεωηλεκτρικές βυθομετρήσεις που διερευνούν μεγάλα βάθη. Αποφεύγοντας την τοποθέτηση των ηλεκτροδίων Μ και Ν πάνω σε ορατές επιφανειακές ανομοιογένειες ελαχιστοποιούμε, όπως και νωρίτερα αναφέραμε, τις επιδράσεις τους στις μετρήσεις της ειδικής αντίστασης. Εκτός αυτού, το ανάγλυφο του εδάφους θα πρέπει να είναι στο μέτρο του δυνατού ομαλό. Εάν τα ηλεκτρόδια δυναμικού ΜΝ τοποθετηθούν μέσα σε βαθούλωμα (κοιλότητα) του εδάφους (σχήμα 14a) η μετρούμενη διαφορά δυναμικού  $\Delta V$  θα είναι ανώμαλα υψηλή όταν τα ηλεκτρόδια ρεύματος θα ανέρχονται τις κλίσεις του βαθουλώματος.



Σχήμα 14

Το αντίθετο ακριβώς θα συμβεί στις μετρούμενες διαφορές δυναμικού όταν τα Μ, Ν τοποθετηθούν επάνω σε ένα λόφο και τα ηλεκτρόδια ρεύματος κατέρχονται τις κλίσεις του λόφου (σχήμα 14b).

### Το ανάπτυγμα της γραμμής των ηλεκτροδίων ρεύματος ΑΒ

Γενικά οι πλευρικές ανομοιογένειες του εδάφους που παρατηρούνται στη περιοχή των ηλεκτροδίων ρεύματος Α και Β διαταράσσουν λιγότερο μια γεωηλεκτρική καμπύλη σε σύγκριση με τις ανομοιογένειες που παρατηρούνται στα ηλεκτρόδια δυναμικού. Όταν η γραμμή ανάπτυξης των ηλεκτροδίων ρεύματος ΑΒ συμπίπτει ή είναι παράλληλη με την παράταξη των γεωλογικών σχηματισμών και ιδιαίτερα του σχηματισμού επί του οποίου ευρίσκονται τα ηλεκτρόδια δυναμικού ΜΝ η επίδραση των πλευρικών ανομοιογενειών του εδάφους στις θέσεις των Α και Β καθίσταται ελάχιστη.

Όταν διεξάγονται βαθιές γεωηλεκτρικές βυθομετρήσεις όπου τα αναπτύγματα των ηλεκτροδίων ρεύματος φθάνουν σε αρκετά μεγάλες αποστάσεις από το κέντρο της βυθομέτρησης οι παραπάνω απαιτήσεις καταστρατηγούνται πολλές φορές όταν πρακτικοί λόγοι όπως είναι η προσβασιμότητα, ή η ύπαρξη δρόμων που διευκολύνουν την ανάπτυξη των γραμμών του ρεύματος έχουν σαν αποτέλεσμα την μείωση των καθυστερήσεων και του κόστους των εργασιών πεδίου.

Ακολουθώντας εντούτοις τους δρόμους δεν είναι συνήθως δυνατόν τα ηλεκτρόδια ρεύματος Α και Β να τοποθετούνται σε ίσες αποστάσεις από το κέντρο ούτε είναι επίσης δυνατόν τα ηλεκτρόδια Α, Μ, Ν και Β να ευρίσκονται επάνω στην ίδια ευθεία. Επειδή στις περιπτώσεις αυτές δεν είναι δυνατόν να εφαρμοσθούν οι τυποποιημένες αποστάσεις ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού (πίνακας Ι), οι αντίστοιχες τιμές για τον γεωμετρικό παράγοντα Κ δεν προκύπτουν από τον πίνακα αλλά υπολογίζονται κάθε φορά από τη σχέση (9) θέτοντας τις τιμές των  $s$  και  $a$  που μετρήθηκαν για τις συγκεκριμένες θέσεις των ηλεκτροδίων. Οι τιμές των

αποστάσεων αυτών προκύπτουν συνήθως από χάρτες όπου έχουμε τοποθετήσει επάνω τις θέσεις των ηλεκτροδίων.

Όταν υπάρχει υποψία ότι η γεωηλεκτρική καμπύλη έχει επηρεασθεί από πλευρικές ανομοιογένειες στις θέσεις των ηλεκτροδίων AB μια νέα βυθομέτρηση διεξάγεται στην ίδια θέση με διαφορετικό προσανατολισμό ανάπτυξης των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού. Η νέα διεύθυνση της γραμμής AB θα πρέπει να σχηματίζει γωνία τουλάχιστο  $30^{\circ}$  με την αρχική διεύθυνση.

Στις μικρού βάθους γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις ( $AB \leq 1000$  μέτρα) χρησιμοποιείται συνήθως ένα βαθμονομημένο νήμα (σχοινί) που φέρει σημάνσεις των διαδοχικών θέσεων των ηλεκτροδίων μέχρι την απόσταση  $AB=100$  μέτρα. Για τις μετέπειτα θέσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος AB έχουν τοποθετηθεί σημάνσεις επάνω στα ίδια τα καλώδια ρεύματος A και B. Οι εκτυλικτρίες (καρούλια) των καλωδίων παραμένουν στο κέντρο και οι άκρες των καλωδίων σύρονται προς τις θέσεις των ηλεκτροδίων. Όταν κατά την εκτύλιξη και απομάκρυνση των καλωδίων ο χειριστής των εκτυλικτριών στο κέντρο παρατηρήσει την εμφάνιση των αντίστοιχων σημάνσεων και στα δύο καλώδια ρεύματος είναι βέβαιος ότι τα άκρα των καλωδίων έχουν φθάσει στην ορθή θέση για την τοποθέτηση των ηλεκτροδίων A και B στο έδαφος.

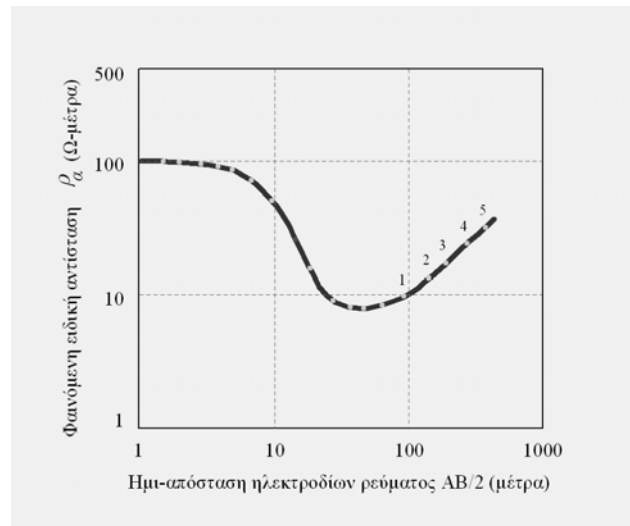
Το συγκεκριμένο σύστημα ελέγχου για την τοποθέτηση των ηλεκτροδίων ρεύματος στην ορθή τους θέση στο έδαφος δουλεύει πολύ καλά αλλά δεν είναι και ο μοναδικός τρόπος αντιμετώπισης του συγκεκριμένου προβλήματος. Στη πραγματικότητα, κάθε φορέας που διεξάγει έρευνες με την μέθοδο της ειδικής αντίστασης εφαρμόζει την δική του τεχνική για την αντιμετώπιση του προβλήματος, ο σκοπός εντούτοις είναι πάντοτε ο ίδιος: η τοποθέτηση των ηλεκτροδίων στις ορθές τους θέσεις στο έδαφος μετρημένες με την καλύτερη δυνατή ακρίβεια χωρίς άσκοπες καθυστερήσεις.

## Το μήκος της γραμμής AB

Για καλύτερα αποτελέσματα το μέγιστο ανάπτυγμα της γραμμής AB θα πρέπει να είναι τέτοιο ώστε να εξασφαλίσει τις απαραίτητες μετρήσεις για τον εντοπισμό της ασυνέχειας του υποβάθρου. Σαν υπόβαθρο ορίζουμε γενικά μια μεγάλου πάχους γεωλογική δομή (γρανιτικό υπόβαθρο για παράδειγμα ή μια μεγάλου πάχους ιζηματογενή ακολουθία) πάνω από την οποία ευρίσκονται τα γεωηλεκτρικά στρώματα τα οποία αποτελούν τον στόχο της γεωηλεκτρικής έρευνας.

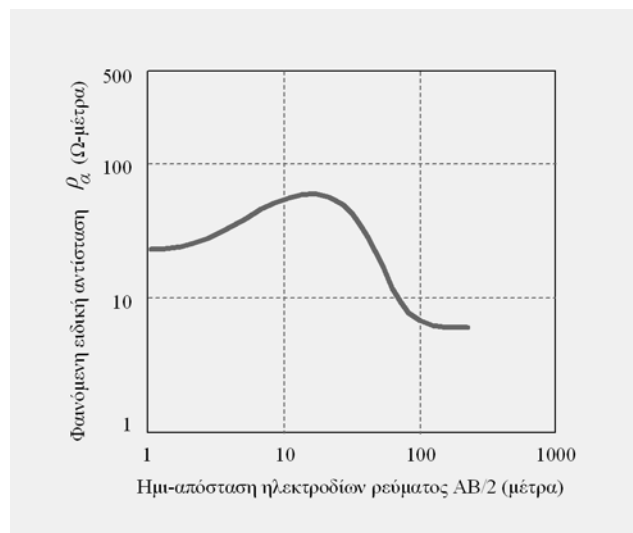
Για να θεωρηθεί μια γεωηλεκτρική βυθομέτρηση επιτυχής θα πρέπει κανείς να μπορεί να διακρίνει ξεκάθαρα στην γεωηλεκτρική καμπύλη το τμήμα της εκείνο που αντιστοιχεί στη παρουσία του γεωλογικού υπόβαθρου. Για να επιτευχθεί αυτό θα πρέπει ο ερμηνευτής της γεωηλεκτρικής καμπύλης να γνωρίζει το εύρος κύμανσης της ειδικής αντίστασης του γεωλογικού υποβάθρου για να μπορεί να αποφανθεί αν το τελευταίο τμήμα της καμπύλης αντιστοιχεί σε αυτό.

Εάν το γεωλογικό υπόβαθρο είναι ένας αντιστατικός σχηματισμός το τελευταίο τμήμα της καμπύλης θα είναι ένας ανερχόμενος κλάδος. Στη περίπτωση αυτή η γραμμή ρεύματος AB θα πρέπει να εξαπλωθεί τόσο ώστε να εξασφαλίσει τέσσερα τουλάχιστο σημεία του ανερχόμενου κλάδου (σχήμα 15a).



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Σχήμα 15a



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

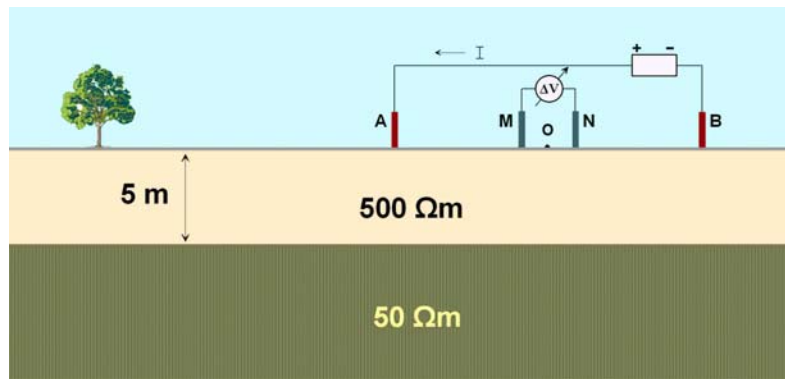
Σχήμα 15b

Εάν αντίθετα το γεωλογικό υπόβαθρο είναι ένας αγωγίμος σχηματισμός το τελευταίο τμήμα της καμπύλης θα είναι ένας κατερχόμενος κλάδος και η εξάπλωση της γραμμής AB θα πρέπει να συνεχισθεί έως ότου ο κατερχόμενος κλάδος της καμπύλης αρχίσει ασυμπτωτικά να οριζοντιώνεται (σχήμα 15b).

### Διαγράμματα της Φαινόμενης Ειδικής Αντίστασης

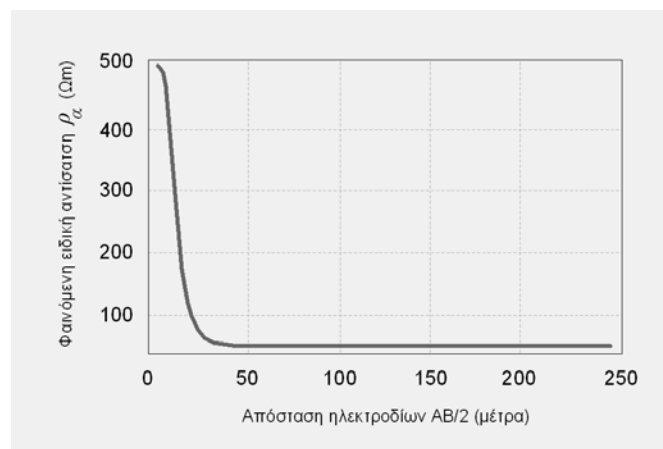
Όπως παρατηρήσαμε στα προηγούμενα διαγράμματα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, τα δεδομένα σχεδιάζονται σε δι-λογαριθμικά διαγράμματα αντί για τα παραδοσιακά γραμμικά διαγράμματα. Παρατηρήσαμε επίσης ότι οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων στα διαγράμματα αυτά είναι ομοιόμορφα τοποθετημένες σε λογαριθμική απόσταση αντί να είναι ομοιόμορφα τοποθετημένες σε γραμμική απόσταση. Για ποιο λόγο έχουμε επιλέξει να λαμβάνουμε και παρουσιάζουμε τα δεδομένα με τον τρόπο αυτό;

Θεωρούμε ότι πραγματοποιούμε μια βυθοσκόπηση με τη μέθοδο Schlumberger πάνω από το γεωλογικό μοντέλο του παρακάτω σχήματος.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

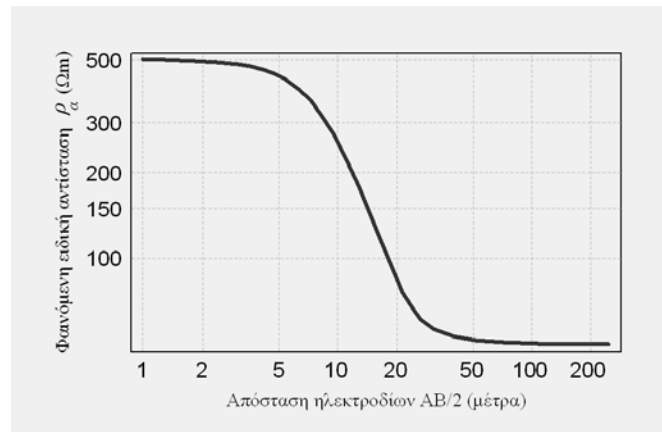
Θα πραγματοποιήσουμε τη διασκόπηση μεταβάλλοντας την απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος,  $AB/2$ , από 1 έως 250m με αύξηση κατά 1m. Παρακάτω φαίνεται το διάγραμμα της προκύπτουσας φαινόμενης ειδικής αντίστασης συναρτήσει της απόστασης των ηλεκτροδίων. Γνωρίζουμε ότι για μικρές αποστάσεις των ηλεκτροδίων η φαινόμενη ειδική αντίσταση πρέπει να προσεγγίζει την ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος. Καθώς αυξάνεται η απόσταση των ηλεκτροδίων, η φαινόμενη ειδική αντίσταση πρέπει να πλησιάζει την ειδική αντίσταση του ημιχώρου. Αυτά τα χαρακτηριστικά δείχνονται στο διάγραμμα. Στο συγκεκριμένο διάγραμμα, ωστόσο, δεν δίνεται έμφαση σε αυτά.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Τα περισσότερα από τα ενδιαφέροντα χαρακτηριστικά της καμπύλης της φαινόμενης ειδικής αντίστασης εμφανίζονται για αποστάσεις των ηλεκτροδίων μικρότερες των 50m. Όταν κοιτάμε αυτή την καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, επειδή το διάγραμμα περιέχει πάρα πολλά δεδομένα σε αποστάσεις των ηλεκτροδίων μεγαλύτερες των 50m, δεν δίνεται έμφαση στα σημαντικά δεδομένα των μικρότερων αποστάσεων των ηλεκτροδίων. Ένας τρόπος για να εμφανίσουμε την περιεχόμενη πληροφορία τόσο σε μικρές, όσο και σε μεγάλες αποστάσεις ηλεκτροδίων είναι να σχεδιάσουμε τα ίδια δεδομένα σε λογαριθμική κλίμακα παρά σε γραμμική κλίμακα. Ένα λογαριθμικό διάγραμμα με τα ίδια δεδομένα φαίνεται παρακάτω. Παρατηρούμε ότι τώρα οι μικρές αποστάσεις ηλεκτροδίων καταλαμβάνουν μεγαλύτερο μέρος του διαγράμματος, έτσι που είναι πιο εύκολο να εξάγουμε πληροφορίες για το πώς η φαινόμενη ειδική αντίσταση μεταβάλλεται με την απόσταση των ηλεκτροδίων.

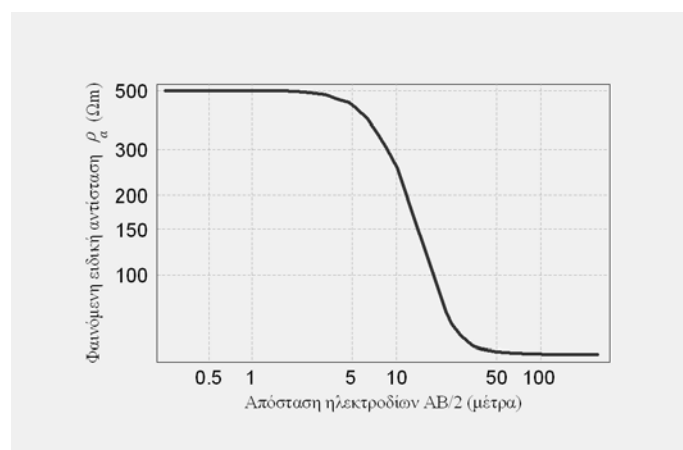




(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Παρόλο που αυτό το διάγραμμα είναι καλύτερο, υπάρχει ένα ακόμα πρόβλημα σχετικά με τον τρόπο απόκτησης των δεδομένων. Παρατηρούμε ότι υπάρχουν μόνο λίγες μετρήσεις για μικρές αποστάσεις των ηλεκτροδίων, οι οποίες είναι περίπου ίσες με 500 Ohm m, και πολλές για μεγαλύτερες αποστάσεις, οι οποίες είναι περίπου ίσες με 50 Ohm m. Για να είμαστε σίγουροι ότι οι φαινόμενες ειδικές αντιστάσεις που σχεδιάστηκαν είναι αντιπροσωπευτικές της ειδικής αντίστασης κοντά στην επιφάνεια, χρειαζόμαστε περισσότερες μετρήσεις από μικρές αποστάσεις ηλεκτροδίων. Αυτό μπορεί να γίνει, αν πάρουμε λιγότερες μετρήσεις με μεγάλες αποστάσεις ηλεκτροδίων. Επαναπροσδιορίζοντας λοιπόν τις αποστάσεις των ηλεκτροδίων που θα χρησιμοποιήσουμε, δεν θα πάρουμε μόνο παρατηρήσεις που είναι πιο κατάλληλες, αλλά θα επιταχύνουμε τις εργασίες απόκτησης δεδομένων στην ύπαιθρο αφαιρώντας τις καταγραφές παρατηρήσεων που δεν περιέχουν νέες πληροφορίες.

Στις ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις, οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων επιλέγονται έτσι ώστε να είναι ομοιόμορφα κατανεμημένες σε λογαριθμική απόσταση παρά ομοιόμορφα κατανεμημένες σε γραμμική απόσταση για να αντεπεξέρχονται στο πρόβλημα που περιγράψαμε παραπάνω. Πιο κάτω βλέπουμε το log διάγραμμα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης συναρτήσει της log απόστασης των ηλεκτροδίων, όπου τώρα η πυκνότητα των μετρήσεων επιλέγεται να είναι ομοιόμορφα κατανεμημένη σε λογαριθμική παρά σε γραμμική απόσταση. Τώρα υπάρχουν περίπου τόσα δείγματα μετρήσεων που δείχνουν φαινόμενη ειδική αντίσταση των 500 Ohm m όσα και των 50 Ohm m. Επιπλέον, το κατερχόμενο (στη συγκεκριμένη περίπτωση) τμήμα της καμπύλης που αφορά την ομαλή μετάβαση από τα 500 Ohm.m στα 50 Ohm.m είναι καλά καθορισμένο από άποψη πυκνότητας μετρήσεων.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Στο παραπάνω παράδειγμα, λαμβάνουμε τα δεδομένα με τέτοιο τρόπο ώστε να υπάρχουν 9 βυθοσκοπήσεις για κάθε δύναμη του 10 της απόστασης ξεκινώντας από τα 0.25m. Επομένως, θα πάρουμε βυθοσκοπήσεις με απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος,  $AB/2$ , ίση με 0.25, 0.5, 0.75, 1.0, 1.25, 1.5, 1.75, 2.0, 2.25, 5.0, 7.25, 10.0, 12.5, 15.0, 17.5, 20.0, 22.5, 50.0, 75.0, 100.0, 125.0, 150.0, 175.0, 200.0, και 250.0 μέτρα.

## Πλεονεκτήματα και Μειονεκτήματα των Διατάξεων Wenner και Schlumberger

Στον παρακάτω πίνακα περιγράφονται μερικές δυνατότητες και αδυναμίες των μεθόδων βυθοσκόπησης Wenner και Schlumberger.

Schlumberger		Wenner	
Πλεονέκτημα	Μειονέκτημα	Πλεονέκτημα	Μειονέκτημα
Απαιτείται να μετακινήσουμε μόνο τα ηλεκτρόδια ρεύματος για τις περισσότερες μετρήσεις. Αυτό μπορεί να μειώσει σημαντικά το χρόνο που απαιτείται για απόκτηση μιας βυθοσκόπησης			Και τα τέσσερα ηλεκτρόδια, δύο ρεύματος και δύο δυναμικού, πρέπει να μετακινήθούν για την απόκτηση κάθε καταγραφής
	Επειδή η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού είναι μικρή σε σχέση με την απόσταση των ρεύματος, για μεγάλες αποστάσεις ηλεκτροδίων ρεύματος, απαιτούνται πολύ ευαίσθητα βολτόμετρα	Η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού αυξάνει καθώς αυξάνει η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος. Απαιτούνται λιγότερο ευαίσθητα βολτόμετρα	
Επειδή τα ηλεκτρόδια δυναμικού παραμένουν σταθερά τοποθετημένα, οι επιδράσεις των πλευρικών μεταβολών της ειδικής αντίστασης κοντά στην επιφάνεια μειώνονται			Επειδή όλα τα ηλεκτρόδια μετακινούνται για κάθε καταγραφή, η μέθοδος αυτή είναι πιο επιδεικτική στις πλευρικές μεταβολές της ειδικής αντίστασης. Οι πλευρικές αυτές μεταβολές μπορεί να παρερμηνευτούν σημαντικά όσον αφορά στις μεταβολές της ειδικής αντίστασης με το βάθος
	Γενικά, οι ερμηνείες που βασίζονται σε βυθοσκοπήσεις συνεχούς ρεύματος, περιορίζονται σε απλές, δομές οριζοντίων στρωμάτων		Γενικά, οι ερμηνείες που βασίζονται σε βυθοσκοπήσεις συνεχούς ρεύματος, περιορίζονται σε απλές, δομές οριζοντίων στρωμάτων

## Έρευνα Οριζόντιας Μεταβολής της Ειδικής Αντίστασης

Οι διατάξεις ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού που χρησιμοποιούνται στις έρευνες οριζόντιας ή πλευρικής μεταβολής της ειδικής αντίστασης διακρίνονται στις γραμμικές διατάξεις ή προφίλ ειδικής αντίστασης και στις διατάξεις χωρικής μέτρησης της βαθμίδας του πεδίου με σταθερές πηγές ρεύματος. Οι περισσότερο διαδεδομένες γραμμικές διατάξεις είναι οι διατάξεις Wenner, και Schlumberger καθώς και οι διάφορες παραλλαγές της διάταξης των δίπολων ρεύματος και δυναμικού. Στις διατάξεις χωρικής μέτρησης της βαθμίδας ανήκουν η διάταξη σταθερών σημειακών πηγών A, B (AB rectangle array) και η διάταξη γραμμικών πηγών. Η κάθε μία έχει τα δικά της πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα και η επιλογή της εξαρτάται από τις ιδιαιτερότητες του προβλήματος για το οποίο προορίζεται.

Όλες οι διατάξεις έχουν ως σκοπό την διερεύνηση της οριζόντιας ή πλευρικής μεταβολής της ειδικής αντίστασης μέσα σε υπεδαφική ζώνη σταθερού περίπου πάχους. Ειδικότερα, με τις τεχνικές αυτές αναζητούνται, μέσα σε σταθερού πάχους υπεδαφικές ζώνες, δομές με πεπερασμένες πλευρικές διαστάσεις. Τέτοιες δομές μπορεί να είναι τα φυσικά ή τεχνητά έγκοιλα (σπήλαια, υπόγεια τούνελ ή γαλαρίες ορυχείων) στην τεχνική γεωλογία, οι υδροφόροι ή μη σχηματισμοί άμμων και χαλίκων (φακοί) στην υδρογεωλογία, τα υπεδαφικά υπολείμματα οικισμών ή ταφικών μνημείων στην αρχαιολογική έρευνα, οι ρηγματογόνες ζώνες, οι φλέβες μεταλλοφορίας κλπ.

## Προφίλ Ειδικής Αντίστασης

Μεταξύ των διαφόρων διατάξεων περιγράφουμε τις περισσότερο διαδεδομένες που είναι οι διατάξεις δίπολου, Wenner και Schlumberger.

### Διάταξη δίπολου

Στη διάταξη δίπολου τα ηλεκτρόδια ρεύματος A, B και δυναμικού M, N διατάσσονται κατά τη σειρά ABMN κατά μήκος της διεύθυνσης (γραμμής) που πρόκειται να ερευνηθεί (σχήμα 16). Εν γένει τα μήκη AB και MN είναι ίσα μεταξύ τους.



Σχήμα 16. (διάταξη δίπολου)

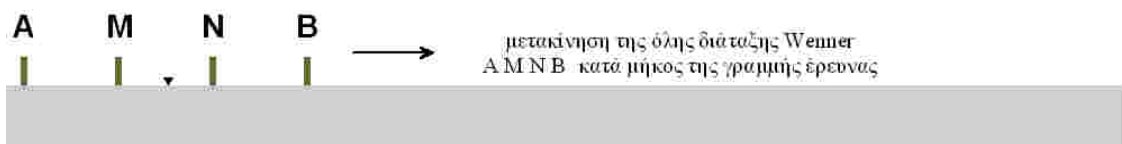
Η απόσταση BM επιλέγεται να είναι είτε ίση με την απόσταση MN ή με κάποιο πολλαπλάσιο αυτής. Εφόσον η διάταξη είναι συμμετρική το σημείο μέτρησης (κέντρο διάταξης) θεωρείται ότι είναι το μέσον της απόστασης BM. Εφόσον διερευνούμε πλευρικές μεταβολές της ειδικής αντίστασης των σχηματισμών σε μία ζώνη συγκεκριμένου πάχους η διάταξη ABMN κινείται ως έχει κατά μήκος της διεύθυνσης που διερευνούμε χωρίς να μεταβάλλονται οι μεταξύ των A, B, M, N αποστάσεις. Η απόσταση μεταξύ των διαδοχικών κέντρων της διάταξης είναι συνήθως ίση με την απόσταση MN.

Σε κάθε θέση της διάταξης μετράται η διαφορά δυναμικού  $\Delta V$  μεταξύ των M, N και η φαινόμενη ειδική αντίσταση υπολογίζεται από την σχέση (8) όπου η ποσότητα K είναι ο γεωμετρικός παράγοντας για την διάταξη του δίπολου. Εφόσον επιθυμούμε να διερευνήσουμε πλευρικές μεταβολές της  $\rho$  για ζώνες μεγαλύτερου πάχους επαναλαμβάνουμε την παραπάνω διαδικασία αυξάνοντας την απόσταση BM διότι, όπως είναι γνωστό, το βάθος έρευνας αυξάνει καθώς αυξάνει η απόσταση BM.

Το κύριο πλεονέκτημα της τεχνικής του δίπολου είναι η ελαχιστοποίηση του κινδύνου εμφάνισης σύζευξης ή διαρροής στα κυκλώματα ρεύματος (AB) και δυναμικού (MN) καθόσον είναι πλήρως απομακρυσμένα μεταξύ τους.

### Διάταξη Wenner

Στη διάταξη Wenner τα ηλεκτρόδια ρεύματος A, B και δυναμικού M, N διατάσσονται κατά τη σειρά AMNB κατά μήκος της διεύθυνσης που πρόκειται να ερευνηθεί (σχήμα 17). Τα μήκη  $AM = MN = NB = a$ .

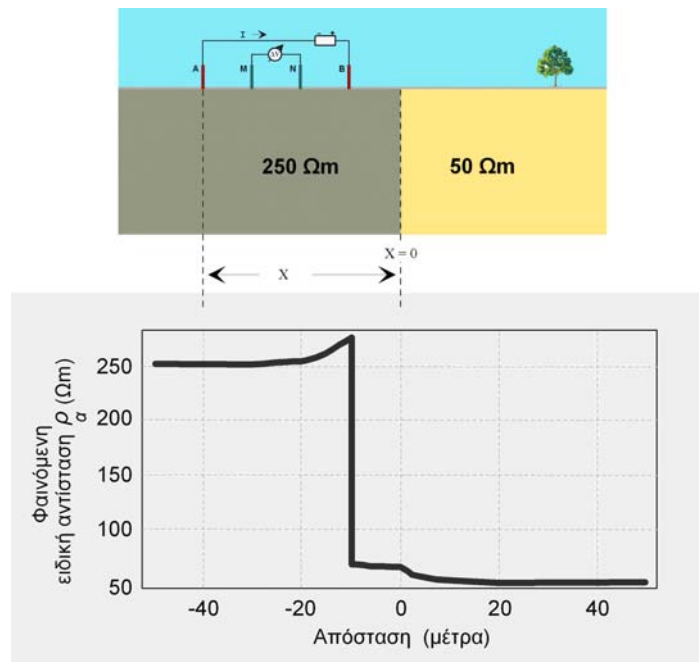


Σχήμα 17. (διάταξη Wenner)

Εφόσον η διάταξη είναι συμμετρική το κέντρο της θεωρείται ότι είναι το μέσον της απόστασης MN. Εφόσον διερευνούμε πλευρικές μεταβολές της ειδικής αντίστασης των σχηματισμών σε μία ζώνη συγκεκριμένου πάχους η διάταξη AMNB κινείται ως έχει κατά μήκος της διεύθυνσης που διερευνούμε χωρίς να μεταβάλλονται οι μεταξύ των A, M, N, B αποστάσεις. Η απόσταση μεταξύ των διαδοχικών κέντρων της διάταξης είναι συνήθως ίση με  $a$ .

Σε κάθε θέση της διάταξης μετράται η διαφορά δυναμικού  $\Delta V$  μεταξύ των M, N και η φαινόμενη ειδική αντίσταση υπολογίζεται από την σχέση (8) όπου η ποσότητα  $K = 2\pi a$  είναι ο γεωμετρικός παράγοντας για την διάταξη Wenner. Εφόσον επιθυμούμε να διερευνήσουμε πλευρικές μεταβολές της  $\rho$  για ζώνες μεγαλύτερου πάχους επαναλαμβάνουμε την παραπάνω διαδικασία αυξάνοντας την απόσταση  $a$  διότι, όπως είναι γνωστό, το βάθος έρευνας αυξάνει καθώς αυξάνει η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος AB.

Στο σχήμα 18 βλέπουμε μία γεωλογική δομή η οποία περιλαμβάνει ένα κατακόρυφο επαφή μεταξύ ενός υλικού υψηλότερης ειδικής αντίστασης στα αριστερά από ένα υλικό χαμηλότερης ειδικής αντίστασης στα δεξιά. Κάτω από το γεωλογικό μοντέλο φαίνεται η φαινόμενη ειδική αντίσταση που παρατηρούμε με χρήση της διάταξης Wenner, καθώς η διάταξη μετακινείται προς τα δεξιά. Η απόσταση που σημειώνεται στο κάτω άκρο του διαγράμματος είναι η απόσταση μεταξύ του κατακόρυφου ρήγματος και του ηλεκτροδίου ρεύματος που βρίσκεται στο αριστερό άκρο της διάταξης.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

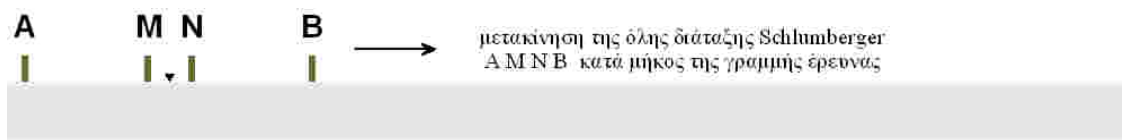
Σχήμα 18

Όπως είναι αναμενόμενο, αν η διάταξη των ηλεκτροδίων βρίσκεται πολύ μακριά από το κατακόρυφο ρήγμα, η φαινόμενη ειδική αντίσταση που μετράμε είναι ίση με την ειδική αντίσταση του υποκείμενου βράχου. Καθώς η διάταξη πλησιάζει το ρήγμα, η ειδική αντίσταση μεταβάλλεται με ασυνεχή τρόπο. Δηλαδή, η μεταβολή της ειδικής αντίστασης σε σχέση με τη θέση των ηλεκτροδίων δεν είναι ομαλή. Οι ασυνέχειες στο διάγραμμα της  $\rho_a$  αντιστοιχούν σε θέσεις της διάταξης όπου τα ηλεκτρόδια διέρχονται διαδοχικά πάνω από το ρήγμα (κατακόρυφη επαφή). Τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά του τρόπου με τον οποίο μεταβάλλεται η φαινόμενη ειδική αντίσταση καθώς η διάταξη κινείται κάθετα στο ρήγμα εξαρτώνται από τον τύπο της διάταξης που χρησιμοποιείται. Τα χαρακτηριστικά αυτά δεν θα συζητηθούν λεπτομερώς στις παρούσες σημειώσεις.

Πως μπορεί κανείς να καθορίσει τι απόσταση ηλεκτροδίων πρέπει να χρησιμοποιήσει σε μια διασκοπήση προφίλ; Αν η κατακόρυφη δομή δεν εκτείνεται ως την επιφάνεια, η απόσταση των ηλεκτροδίων πρέπει να είναι αρκετά μεγάλη ώστε να μεταδίδει αρκετό ρεύμα σε βάθος κάτω από την κατακόρυφη αντίθεση. Συνήθως οι διασκοπήσεις προφίλ εφαρμόζονται σε κάθε πλευρά της κατακόρυφης δομής που επιθυμούμε να χαρτογραφήσουμε. Εξετάζοντας την ερμηνεία της μεταβολής της ειδικής αντίστασης με το βάθος για κάθε μία από αυτές τις διασκοπήσεις, μπορούμε να καθορίσουμε την απόσταση των ηλεκτροδίων του προφίλ.

### Διάταξη Schlumberger

Στη διάταξη Schlumberger τα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού διατάσσονται κατά τη σειρά AMNB κατά μήκος της διεύθυνσης (γραμμής) που πρόκειται να ερευνηθεί (σχήμα 19). Η απόσταση MN επιλέγεται να είναι πάντοτε το δε σημείο μέτρησης της διαφοράς δυναμικού,  $\Delta V$ , (κέντρο της διάταξης) θεωρείται ότι είναι το μέσον της απόστασης MN (σχήμα 19).



Σχήμα 19. (διάταξη Schlumberger)

Εφόσον διερευνούμε πλευρικές μεταβολές της ειδικής αντίστασης των σχηματισμών σε μία ζώνη συγκριμένου πάχους η διάταξη AMNB κινείται κατά μήκος της διεύθυνσης που διερευνούμε χωρίς να μεταβάλλονται οι μεταξύ των A, M, N, B αποστάσεις (άκαμπτη διάταξη). Η απόσταση μεταξύ των διαδοχικών κέντρων της διάταξης είναι συνήθως ίση με την απόσταση MN.

Σε κάθε θέση της διάταξης μετράται η διαφορά δυναμικού  $\Delta V$  μεταξύ των M, N και η φαινόμενη ειδική αντίσταση υπολογίζεται από την σχέση (8) όπου η ποσότητα K είναι ο γεωμετρικός παράγοντας για την διάταξη Schlumberger. Εφόσον επιθυμούμε να διερευνήσουμε πλευρικές μεταβολές της  $\rho$  για ζώνες μεγαλύτερου πάχους επαναλαμβάνουμε την παραπάνω διαδικασία αυξάνοντας την απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος AB, διότι, όπως είναι γνωστό, το βάθος έρευνας αυξάνει καθώς αυξάνει η απόσταση AB.

Εφαρμόζοντας την διάταξη Schlumberger τα καλωδιακά κυκλώματα AB και MN ευρίσκονται πάντοτε πολύ κοντά μεταξύ τους έτσι ώστε ο κίνδυνος εμφάνισης σύζευξης ή διαρροής να είναι υπαρκτός.

### Διατάξεις χωρικής μέτρησης της βαθμίδας του πεδίου

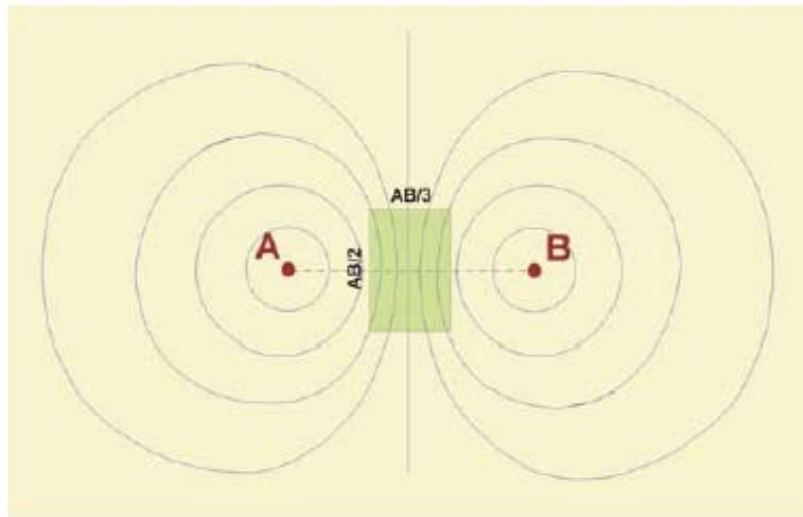
Στις διατάξεις αυτές τα ηλεκτρόδια ρεύματος A και B παραμένουν σταθερά και οι μετρήσεις διενεργούνται μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού M και N τα οποία μετακινούνται κατά μήκος παράλληλων γραμμών μέσα σε οριοθετημένη περιοχή της επιφάνειας του εδάφους. Διακρίνουμε δύο διατάξεις: την διάταξη όπου τα ηλεκτρόδια A και B είναι σημειακές πηγές ρεύματος και την περίπτωση των γραμμικών ηλεκτροδίων ρεύματος A και B.

### Σημειακές πηγές ρεύματος

Στη διάταξη αυτή τα ηλεκτρόδια A και B που ενεργούν ως σημειακές πηγές ρεύματος παραμένουν σταθερά στο έδαφος και οι μετρήσεις διενεργούνται μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού M και N τα οποία μετακινούνται κατά μήκος γραμμών παράλληλων μεταξύ τους. Οι μετρήσεις της διαφοράς δυναμικού,  $\Delta V$ , διενεργούνται μέσα σε περιοχή που οριοθετείται από τις πλευρές ορθογωνίου τοποθετημένου στο μέσον της απόστασης AB με διαστάσεις

$\frac{AB}{2}$ , εγκάρσια προς την γραμμή AB, και  $\frac{AB}{3}$ , παράλληλα προς την AB. Η όλη διάταξη των

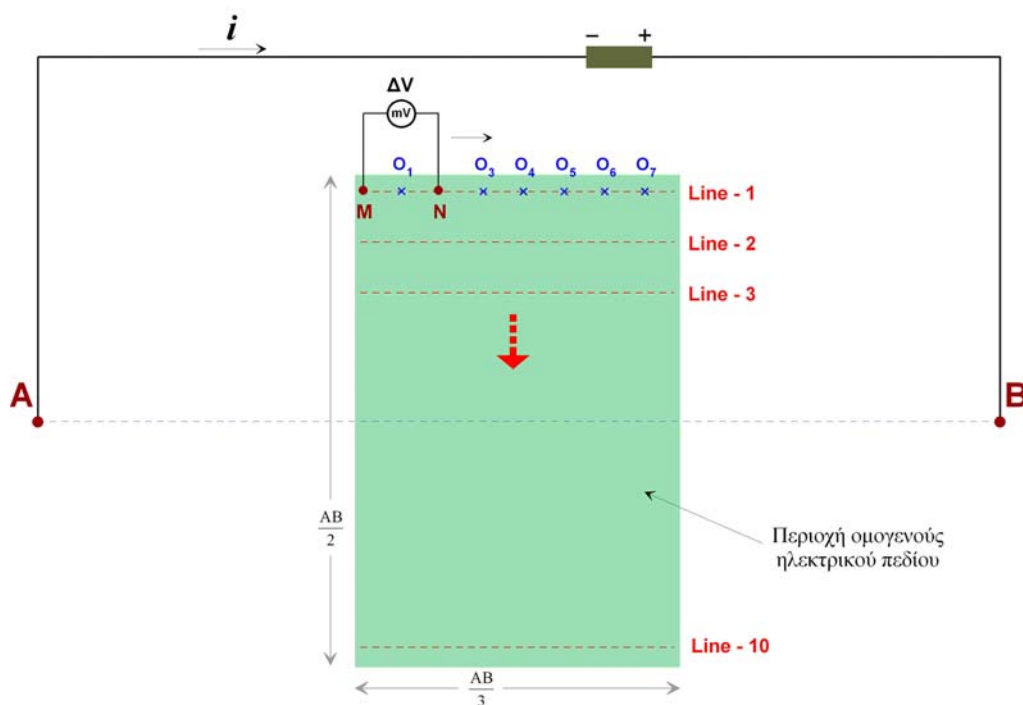
σημειακών πηγών στο πεδίο παρουσιάζεται στο σχήμα 3, όπου τα ηλεκτρόδια ρεύματος A και B είναι σημειωμένα ως  $C_1$  και  $C_2$  και τα ηλεκτρόδια δυναμικού M και N ως  $P_1$  και  $P_2$ .



Σχήμα 20.

Το σχήμα 20 είναι η οριζοντιογραφία της επιφάνειας της γης του σχήματος 3, όπου παρουσιάζεται το ορθογώνιο διαστάσεων  $\frac{AB}{2} \times \frac{AB}{3}$  μέσα στο οποίο διεξάγονται οι μετρήσεις. Οι δυναμικές γραμμές του ηλεκτρικού πεδίου μέσα στο ορθογώνιο (σχήμα 20) είναι περίπου παράλληλες μεταξύ τους, γεγονός που υποδηλώνει ότι το ηλεκτρικό πεδίο στον χώρο αυτό είναι σε μεγάλο βαθμό ομογενές.

Στο σχήμα 21 παρουσιάζεται με λεπτομέρεια το κύλινδρο σύνδεσης των σημειακών πηγών A,B και η περιοχή του ορθογώνιου χώρου μέσα στον οποίο διεξάγονται οι μετρήσεις, με το δίπολο δυναμικού MN να κινείται κατά μήκος των γραμμών Line-1, Line-2, κλπ., που είναι παράλληλες προς την γραμμή AB.



Σχήμα 21.

Η απόσταση MN των ηλεκτροδίων του δίπολου δυναμικού ποικίλει από 0.01 έως 0.05AB. Η κάθε μέτρηση μεταξύ των M και N αναφέρεται στο μέσον O της MN. Το βήμα μετατόπισης της άκαμπτης διάταξης του δίπολου MN κατά μήκος της γραμμής είναι συνήθως ίσον με MN ενώ η απόσταση μεταξύ των διαδοχικών γραμμών Line-1, Line-2, κλπ. εξαρτάται από τις διαστάσεις του διερευνούμενου υπεδαφικού στόχου και κυμαίνεται συνήθως μεταξύ MN και 5MN.

Από τις μετρούμενες τιμές του δυναμικού,  $\Delta V$ , στις θέσεις  $O_1, O_2, O_3$  κλπ. προσδιορίζονται οι τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης  $\rho_a$  στις αντίστοιχες θέσεις. Η τιμή της  $\rho_a$  σε κάθε θέση προκύπτει από τη γνωστή γενική σχέση

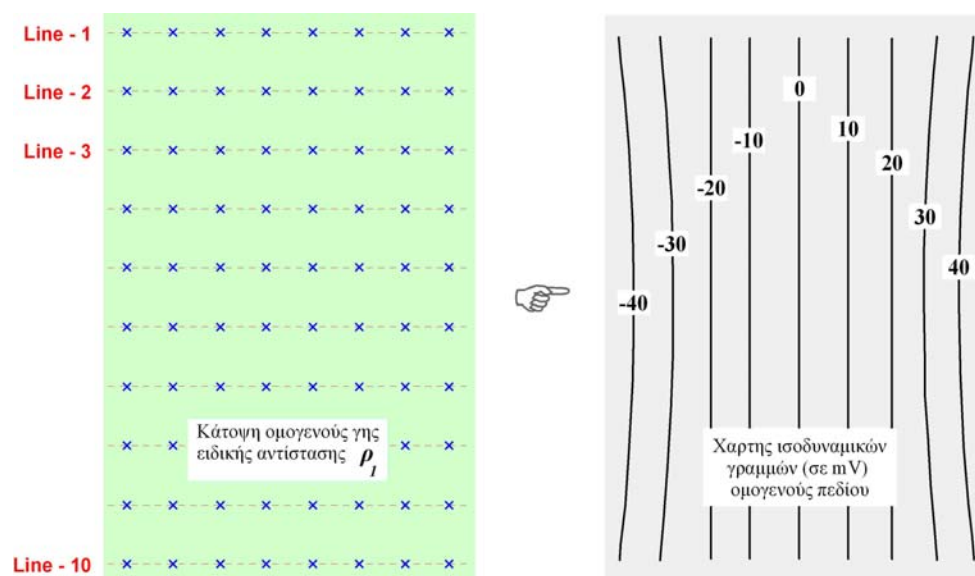
$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$$

όπου  $\Delta V$  το μετρούμενο δυναμικό και K ο αντίστοιχος γεωμετρικός παράγοντας που δίδεται από την γενική σχέση

$$K = \frac{\Delta V}{I} \frac{2\pi}{\left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right)}$$

που προκύπτει από τις μετρούμενες αποστάσεις των M και N από τις πηγές ρεύματος A και B.

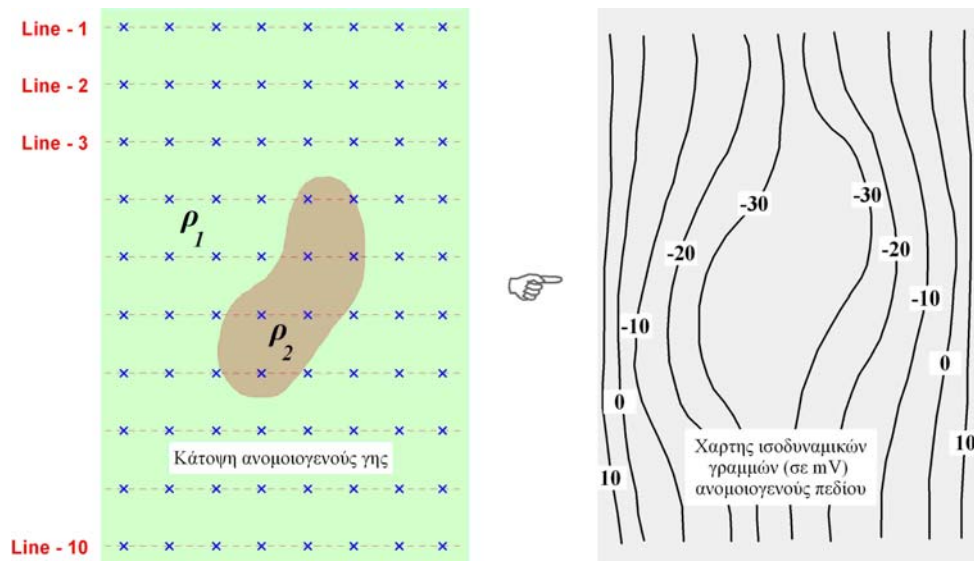
Στις εργασίες υπαίθρου επιδιώκουμε την δημιουργία συνθηκών ομογενούς πεδίου που σε μεγάλο βαθμό πληρούται στο συγκεκριμένο ορθογώνιο χώρο. Εάν στην διερευνούμενη υπεδαφική ζώνη η ειδική αντίσταση δεν παρουσιάζει πλευρικές μεταβολές τότε το ηλεκτρικό πεδίο θα είναι σε μεγάλο βαθμό ομογενές με συνέπεια οι δυναμικές γραμμές να είναι περίπου παράλληλες.



Σχήμα 22.

Την περίπτωση αυτή βλέπουμε στο σχήμα 22 όπου η απουσία ανομοιογένειας στην ειδική αντίσταση του υπεδαφικού σχηματισμού έχει σαν αποτέλεσμα οι προκύπτουσες ισοδυναμικές γραμμές του χάρτη να είναι σε μεγάλο βαθμό παράλληλες.





Σχήμα 23.

Στο σχήμα 23 παρουσιάζεται η περίπτωση ανομοιογενούς υπεδαφικής δομής. Αγωγιμος σχηματισμός ειδικής αντίστασης  $\rho_2$  με πεπερασμένες πλευρικές διαστάσεις βρίσκεται σε περιβάλλοντα χώρο με ειδική αντίσταση  $\rho_1$ . Στη περίπτωση αυτή έχουμε συνθήκες πλευρικής ανομοιογένειας στην ειδική αντίσταση του υπεδαφικού σχηματισμού. Οι ισοδυναμικές γραμμές του χάρτη που προκύπτει από την χαρτογράφηση των τιμών δυναμικού έχουν πάψει πλέον να είναι παράλληλες και έχουν υποστεί παραμόρφωση εξαιτίας της πλευρικής ανομοιογένειας. Η περιοχή της μέγιστης παραμόρφωσης των δυναμικών γραμμών στον χάρτη οριοθετεί την υπεδαφική θέση του στόχου στην περιοχή έρευνας.

### Γραμμικές πηγές ρεύματος

Στη διάταξη αυτή τα ηλεκτρόδια ρεύματος Α και Β είναι μεγάλο μήκους γυμνές ράβδοι από χαλκό σε σύζευξη με τη γη σε ολόκληρο το μήκος τους (σχήμα 5). Τα γραμμικά ηλεκτρόδια Α ή  $C_1$  και Β ή  $C_2$  συνδέονται μέσω καλωδίων με μια ηλεκτρική πηγή, πχ. ένα συσσωρευτή. Η μέτρηση της διαφοράς δυναμικού  $\Delta V$  γίνεται στο χώρο της επιφάνειας της γης που παρεμβάλλεται μεταξύ των γραμμικών ηλεκτροδίων. Τα γραμμικά ηλεκτρόδια παραμένουν σταθερά στο έδαφος και οι μετρήσεις διενεργούνται μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού Μ ή  $P_1$  και Ν ή  $P_2$  τα οποία μετακινούνται κατά μήκος γραμμών παράλληλων μεταξύ τους.

Το σχήμα 6 είναι η οριζοντιογραφία της επιφάνειας της γης του σχήματος 5, όπου παρουσιάζεται με ευκρίνεια ο μεταξύ των γραμμικών ηλεκτροδίων χώρος μέσα στον οποίο οριοθετούνται οι μετρήσεις. Οι δυναμικές γραμμές του ηλεκτρικού πεδίου μέσα στο χώρο του σχήματος 6 είναι, όπως και στο αντίστοιχο κεφάλαιο έχουμε εξηγήσει, γραμμές παράλληλες μεταξύ τους, γεγονός που υποδηλώνει ότι το ηλεκτρικό πεδίο στον χώρο αυτό είναι ιδανικά ομογενές.

Από τις μετρούμενες τιμές του δυναμικού,  $\Delta V$ , προσδιορίζονται οι τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης  $\rho_a$  στις αντίστοιχες θέσεις. Η τιμή της  $\rho_a$  σε κάθε θέση προκύπτει από τη γνωστή γενική σχέση

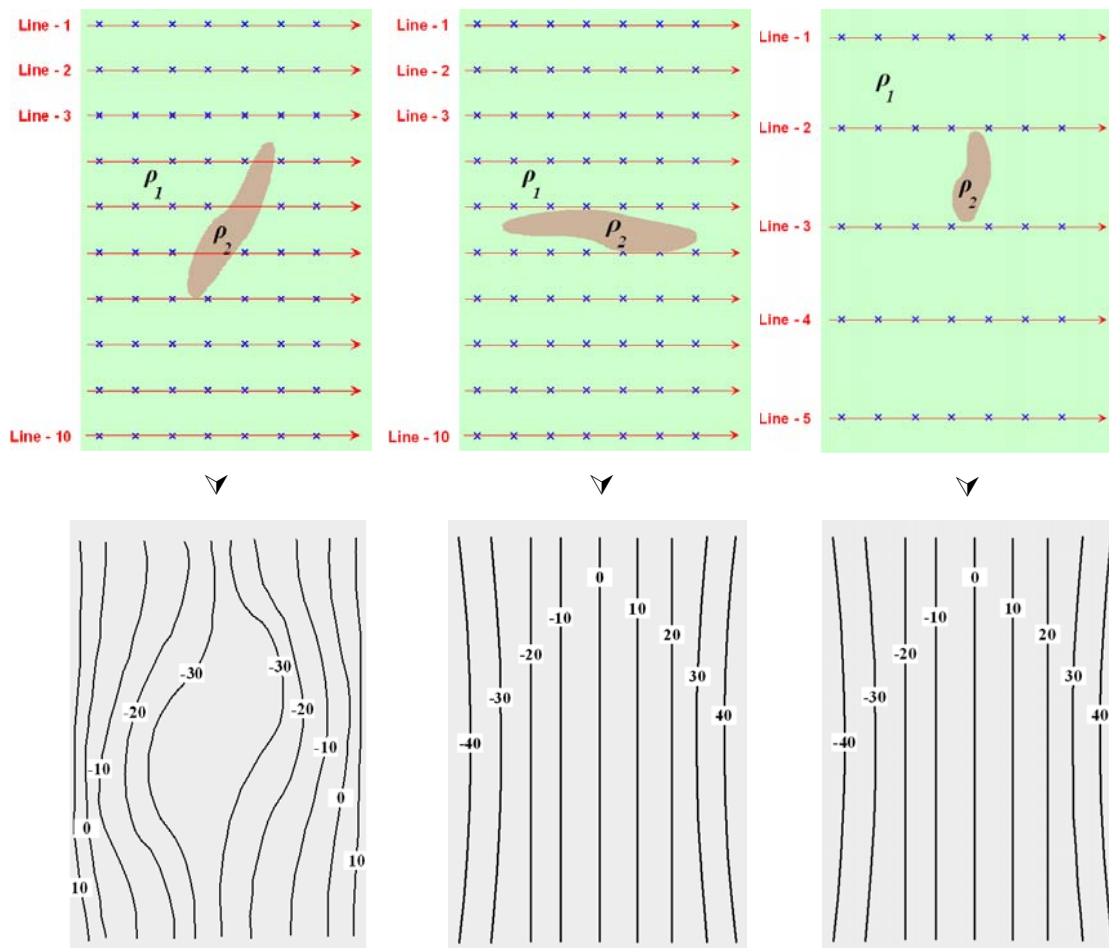
$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$$

όπου  $\Delta V$  το μετρούμενο δυναμικό και  $K$  ο αντίστοιχος γεωμετρικός παράγοντας που ισχύει για τα γραμμικά ηλεκτρόδια.

Η ποιοτική ερμηνεία των ισοδυναμικών γραμμών ή των ισότιμων καμπύλων φαινόμενης ειδικής αντίστασης,  $\rho_w$ , που προκύπτουν από την χαρτογράφηση των μετρήσεων στις διάφορες θέσεις είναι ακριβώς η ίδια όπως και στη περίπτωση των σημειακών πηγών ρεύματος που εξετάσαμε στη προηγούμενη παράγραφο.

### Κατεύθυνση των γραμμών διασκόπησης

Η κατεύθυνση των γραμμών επί των οποίων διεξάγονται οι μετρήσεις της οριζόντιας μεταβολής της ειδικής αντίστασης επιδιώκεται να είναι εγκάρσια στην παράταξη των γεωλογικών σχηματισμών έτσι ώστε να αποκομίζεται η μέγιστη επίδραση αυτών (σχηματισμών) στη διαμόρφωση των ισοδυναμικών γραμμών του μετρούμενου ηλεκτρικού πεδίου ή των ισότιμων καμπύλων της φαινόμενης ειδικής αντίστασης  $\rho_w$ . Όταν διερευνώνται δομές λεπτού πάχους και πεπερασμένης πλευρικής έκτασης θα πρέπει να ληφθεί επιπλέον μέριμνα ώστε η απόσταση μεταξύ των γραμμών έρευνας να είναι τέτοια ώστε να εξασφαλίζει την διέλευση δύο τουλάχιστον γραμμών πάνω από τον διερευνούμενο στόχο.



Σχήμα 24

Το σχήμα 24 η περίπτωση (a) αφορά ορθή επιλογή της κατεύθυνσης και πυκνότητας των γραμμών έρευνας. Οι γραμμές είναι εγιάρσιες στην παράταξη και διέρχονται αρικετές εξ αυτών πάνω από τον στόχο με αποτέλεσμα να επιτυγχάνεται το μέγιστο προσδοκώμενο αποτέλεσμα σε ότι αφορά την παραμόρφωση των δυναμικών γραμμών του μετρούμενου ηλεκτρικού πεδίου. Η περίπτωση (b) αφορά κακή επιλογή της κατεύθυνσης των γραμμών έρευνας με αποτέλεσμα η χαρτογράφηση των δυναμικών γραμμών του πεδίου να μην προδίδει την ύπαρξη του στόχου. Η περίπτωση (c) αφορά ανεπαρκή πυκνότητα γραμμών έρευνας έτσι ώστε καμία εξ αυτών να διέρχεται πάνω από το στόχο με αποτέλεσμα οι δυναμικές γραμμές του πεδίου να μην προδίδουν και σ' αυτή τη περίπτωση την ύπαρξη του στόχου.

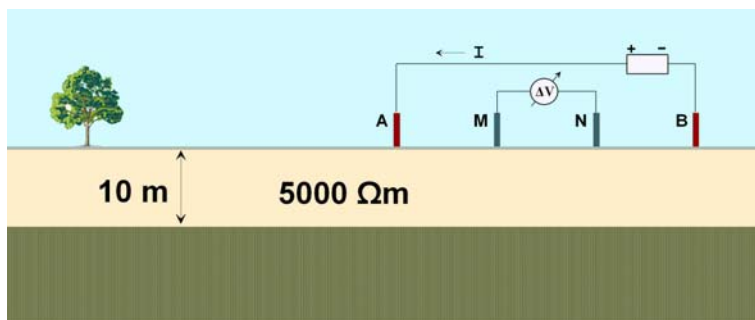
## Παρουσίαση των αποτελεσμάτων

### Γεωηλεκτρικές βυθομετρήσεις

#### Καμπύλες γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων πάνω από Μέσο Ενός Στρώματος

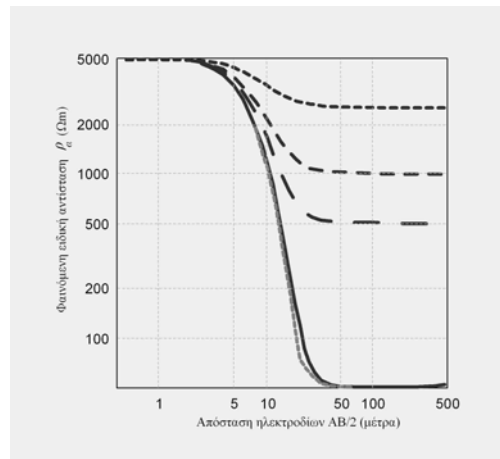
Έχουμε ήδη δει παραδείγματα καμπυλών φαινόμενης ειδικής αντίστασης που παράγονται πάνω από δομές της γης, οι οποίες αποτελούνται από ένα μόνο στρώμα πάνω από έναν ημιχώρο. Θα εξετάσουμε τώρα τις καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που παράγονται πάνω από αυτές τις δομές με πιο συστηματικό τρόπο. Τα παραδείγματα που δείχνονται στις επόμενες σελίδες έχουν προκύψει με χρήση της διάταξης Wenner. Αν χρησιμοποιούσαμε τη διάταξη Schlumberger τα συμπεράσματά μας δεν θα άλλαζαν σημαντικά.

Έστω ότι μετρούμε την φαινόμενη ειδική αντίσταση πάνω από τη δομή που βλέπουμε στο παρακάτω σχήμα. Ένα στρώμα πάχους 10m, ειδικής αντίστασης 5000 Ohm m, υπέρκειται ενός ημιχώρου, του οποίου η ειδική αντίσταση είναι πάντα μικρότερη των 5000 Ohm m.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Στο διάγραμμα του σχήματος 25 έχουν σχεδιαστεί οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που υπολογίστηκαν για διάφορες τιμές ειδικής αντίστασης του ημιχώρου (2500, 1000, 500, 50, 10, 5 Ohm m). Παρατηρούμε ότι στο διάγραμμα το χαμηλότερο όριο φαινόμενης ειδικής αντίστασης έχει οριστεί στα 50 Ohm m. Οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης των 10 και 5 Ohm m εκτείνονται κάτω από το κατώτερο όριο του διαγράμματος.



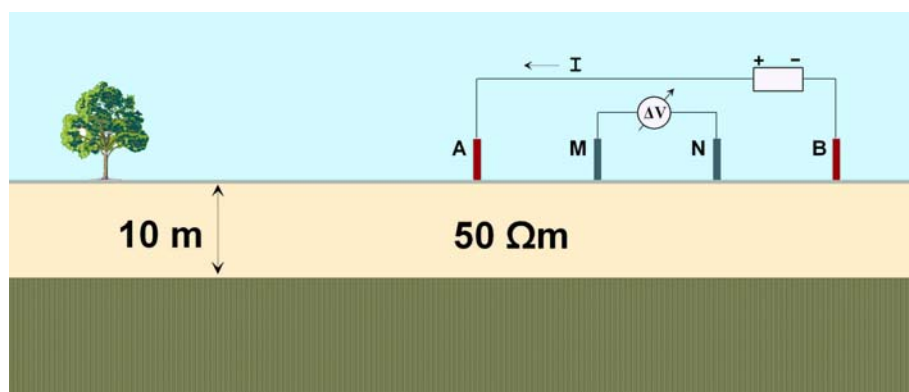
(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Σχήμα 25

Στη συγκεκριμένη περίπτωση, οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης συμπεριφέρονται ακριβώς όπως περιμέναμε βάσει των παρατηρήσεων μας από τα προηγούμενα παραδείγματα. Όλες οι καμπύλες προσεγγίζουν ασυμπτωτικά την ειδική αντίσταση του στρώματος, 5000 Ohm m, για μικρές αποστάσεις των ηλεκτροδίων. Καθώς η απόσταση των ηλεκτροδίων αυξάνει, οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης πλησιάζουν ασυμπτωτικά την πραγματική ειδική αντίσταση του ημίωρου (αυτό ισχύει ακόμα και για τις καμπύλες των 10 και 5 Ohm m, αλλά δεν τις έχουμε σχεδιάσει επειδή είναι πολύ μικρές). Επιπλέον, επισημαίνουμε ότι όλες οι καμπύλες τείνουν να παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη μεταβολή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης σε σχέση με την απόσταση των ηλεκτροδίων (δηλαδή τη μεγαλύτερη κλίση) όταν η απόσταση των ηλεκτροδίων γίνεται σχεδόν ίση με το βάθος του στρώματος, δηλαδή 10 μέτρα.

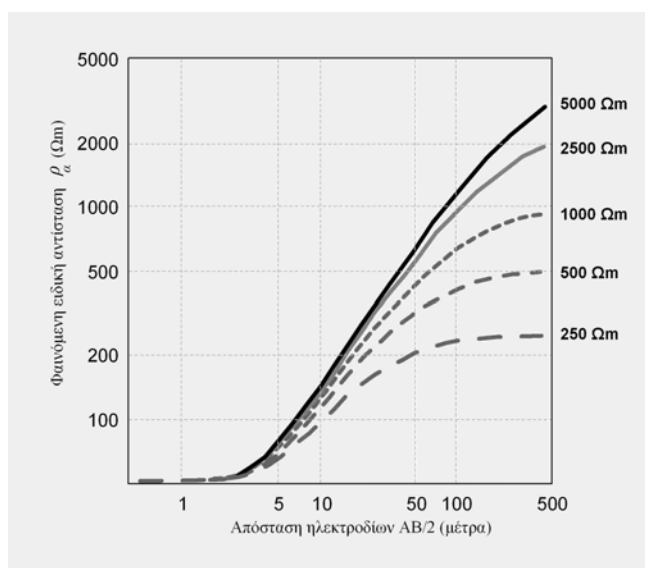
### Καμπύλες γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων πάνω από Μέσο ενός Στρώματος II

Θεωρούμε τώρα τις καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που παράγονται πάνω από ένα μέσο ενός στρώματος, στο οποίο η ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος είναι μικρότερη από την ειδική αντίσταση του ημιχώρου. Ένα παράδειγμα αυτού του τύπου δομής φαίνεται στο παρακάτω σχήμα. Ένα στρώμα πάχους 10 μέτρων και ειδικής αντίστασης 50 Ohm m υπέρκειται του ημιχώρου ο οποίος έχει ειδική αντίσταση, η οποία είναι πάντοτε μεγαλύτερη από 50 Ohm m.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Στο διάγραμμα του σχήματος 26 έχουν σχεδιαστεί οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, οι οποίες έχουν υπολογιστεί για διάφορες τιμές της ειδικής αντίστασης του ημιχώρου (250, 500, 1000, 2500, 5000, 10000 Ohm m). Το παράδειγμα αυτό δεν είναι τόσο απλό όσο το προηγούμενο. Όπως προηγουμένως, όλες οι καμπύλες πλησιάζουν ασυμπτωτικά την ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος, 50 Ohm m, για μικρές αποστάσεις των ηλεκτροδίων. Για μεγάλες αποστάσεις, όμως, η συμπεριφορά είναι λίγο πιο πολύπλοκη. Αν η ειδική αντίσταση του ημιχώρου δεν είναι πολύ μεγαλύτερη από την ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος, τότε η φαινόμενη ειδική αντίσταση προσεγγίζει ασυμπτωτικά την ειδική αντίσταση του ημιχώρου για εφικτές αποστάσεις των ηλεκτροδίων. Καθώς, όμως, η ειδική αντίσταση του ημιχώρου αυξάνει η ασυμπτωτική συμπεριφορά της φαινόμενης ειδικής αντίστασης εμφανίζεται μόνο σε όλο και μεγαλύτερες αποστάσεις των ηλεκτροδίων.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

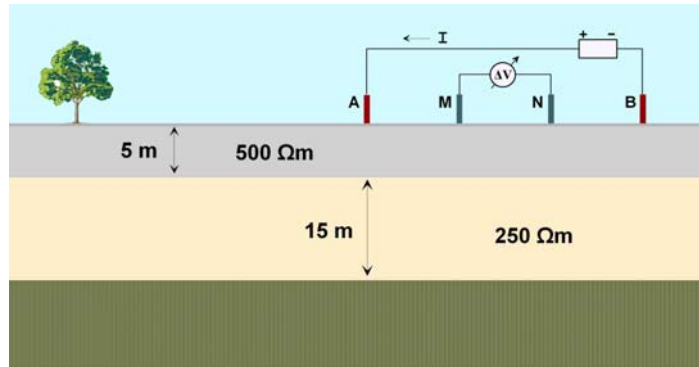
Σχήμα 26

Στο παράδειγμα αυτό, παρατηρούμε ότι πάνω από τις τιμές για την απόσταση των ηλεκτροδίων που έχουμε δεχτεί (0.5 έως 500m), η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης δεν προσεγγίζει ποτέ την ειδική αντίσταση του ημιχώρου για ημιχώρο με ειδική αντίσταση πάνω από 2500 Ohm m. Αντιθέτως, η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης προσεγγίζει μία ευθεία γραμμή με κλίση 45° (μπλε γραμμή). Επίσης παρατηρούμε ότι για σχετικά μικρές τιμές της ειδικής αντίστασης του ημιχώρου, όπως είδαμε και στο προηγούμενο παράδειγμα, η απόσταση των ηλεκτροδίων στην οποία παρατηρείται η μεγαλύτερη μεταβολή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης συναρτήσει της απόστασης των ηλεκτροδίων (κλίση) είναι σχεδόν ίση με το πάχος του στρώματος. Ωστόσο, καθώς η ειδική αντίσταση του ημιχώρου αυξάνει, η απόσταση των ηλεκτροδίων στην οποία παρατηρούμε τη μεγαλύτερη μεταβολή στην φαινόμενη ειδική αντίσταση μεταφέρεται σε αποστάσεις μεγαλύτερες από το πάχος του στρώματος.

### Καμπύλες γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων πάνω από Μέσο Δύο Στρωμάτων

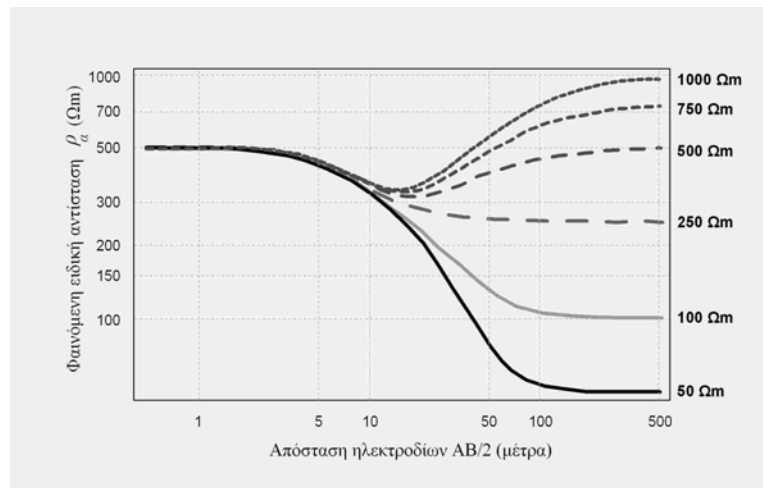
Σε ένα μέσο που αποτελείται από περισσότερα από ένα στρώματα πάνω από τον ημιχώρο, η δυναμική απόκριση στις βυθοσκοπήσεις ειδικής αντίστασης είναι αρκετά πλούσια.

Στις παρούσες σημειώσεις, θα παρουσιάσουμε μόνο δύο παραδείγματα καμπύλων ειδικής αντίστασης πάνω από ένα μέσο δύο στρωμάτων. Οι γεωφυσικοί επιστήμονες που ειδικεύονται στην ανάλυση των βυθοσκοπήσεων έχουν κατατάξει την δυναμική απόκριση πάνω από αυτές τις δομές σε έναν αριθμό πρότυπων καμπύλων. Εμείς δεν κρίνεται απαραίτητο να εξετάσουμε όλους αυτούς τους τύπους καμπύλων αλλά μόνο μερικά χαρακτηριστικά παραδείγματα.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Θεωρούμε τη δομή του παραπάνω σχήματος, η οποία αποτελείται από δύο στρώματα (το ανώτερο έχει πάχος 5m και ειδική αντίσταση  $500 \text{ Ohm m}$ , ενώ το κατώτερο πάχος 15m και ειδική αντίσταση  $250 \text{ Ohm m}$ ) τα οποία υπέρκεινται του ημιχώρου. Στο σχήμα 27 έχει σχεδιαστεί ένα σετ καμπύλων ειδικής αντίστασης, κάθε μία από τις οποίες έχει δημιουργηθεί θεωρώντας διαφορετική ειδική αντίσταση για τον υποκείμενο ημιχώρο (οι τιμές ειδικής αντίστασης που βλέπουμε δίπλα σε κάθε καμπύλη υποδεικνύει την τιμή της ειδικής αντίστασης του ημιχώρου).



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Σχήμα 27

Για μικρές αποστάσεις των ηλεκτροδίων, όλες οι καμπύλες προσεγγίζουν ασυμπτωτικά την ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος. Στο συγκεκριμένο μοντέλο παρατηρούμε ότι αν η ειδική αντίσταση του ημιχώρου είναι μεγαλύτερη από την ειδική αντίσταση του κατώτερου στρώματος, οι επιδράσεις των τριών μέσων μπορούν να διακριθούν στην καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Καθώς η απόσταση των ηλεκτροδίων μεγαλώνει, η ειδική αντίσταση αρχικά μειώνεται και στην συνέχεια αυξάνεται για μεγαλύτερες αποστάσεις των ηλεκτροδίων. Τελικά, για πολύ μεγάλες αποστάσεις των ηλεκτροδίων, η φαινόμενη ειδική

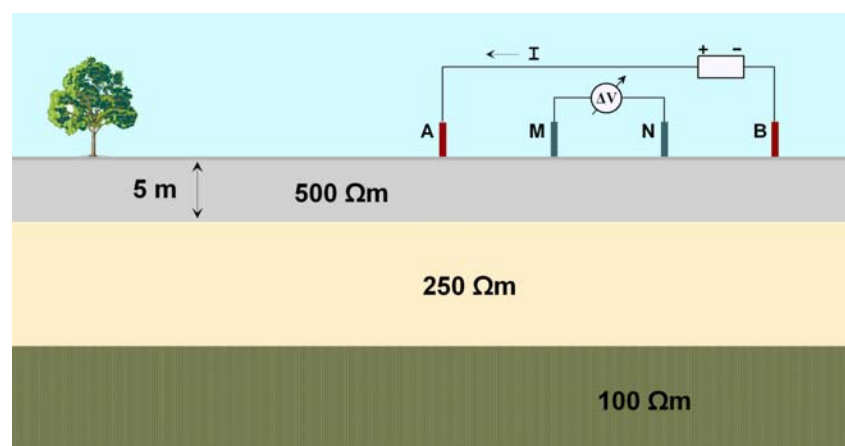
αντίσταση πλησιάζει την ειδική αντίσταση του ημιχώρου. Στο χαμηλότερο σημείο της καμπύλης, όμως, η φαινόμενη ειδική αντίσταση δεν πλησιάζει τα  $250 \text{ Ohm m}$ , δηλαδή την ειδική αντίσταση του μεσαίου μέσου. Είναι όμως δυνατόν να διακριθεί η παρουσία των τριών στρωμάτων και να υπολογιστεί ποιοτικά η ειδική αντίσταση του καθενός (π.χ. η ειδική αντίσταση του πρώτου στρώματος είναι  $500 \text{ Ohm m}$ , η ειδική αντίσταση του δεύτερου είναι μικρότερη, η ειδική αντίσταση του ημιχώρου είναι ίση με την τιμή που προσεγγίζει η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης για μεγάλες αποστάσεις ηλεκτροδίων).

Καθώς η ειδική αντίσταση του ημιχώρου μειώνεται, η κατάσταση γίνεται πιο ασαφής. Για μικρές αποστάσεις των ηλεκτροδίων οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης συνεχίζουν να προσεγγίζουν την ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος. Καθώς η απόσταση των ηλεκτροδίων αυξάνεται, η φαινόμενη ειδική αντίσταση μειώνεται, μέχρι που πλησιάζει την ειδική αντίσταση του ημιχώρου. Για τα μοντέλα αυτά, οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που παράγονται μοιάζουν περισσότερο με αυτά που δημιουργούνταν από τα μοντέλα ενός στρώματος. Επομένως, οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που παράγονται από αυτές τις δομές των δύο στρωμάτων μπορεί να μην διαφέρουν σχεδόν καθόλου από αυτές που παράγονται από τις δομές ενός στρώματος.

### Μέσο Δύο Στρωμάτων: ένα ακόμα παράδειγμα

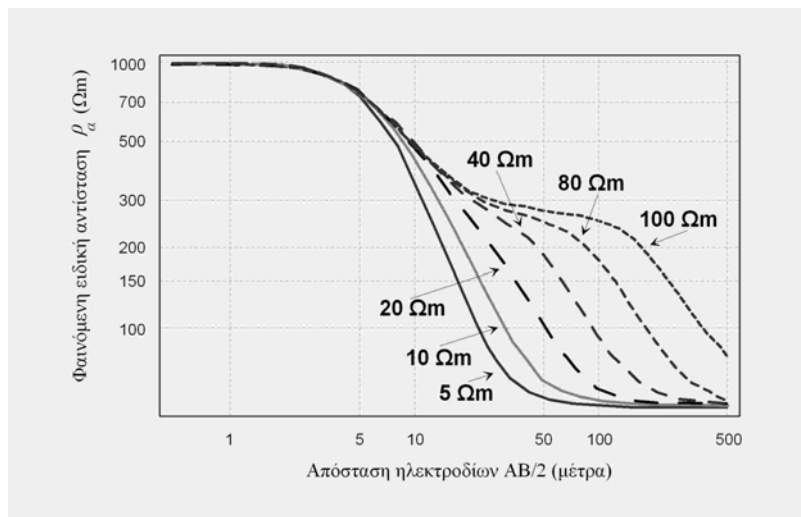
Σε πολλά από τα προηγούμενα παραδείγματα, το μεσαίο στρώμα δεν μπορούσε να αναγνωρισθεί σαν διακριτή μονάδα. Θα διερευνήσουμε λίγο παραπάνω αυτή την παρατήρηση μεταβάλλοντας μία ακόμα παράμετρο στο σετ των μοντέλων δύο στρωμάτων που θα αναπτύξουμε. Στα προηγούμενα παραδείγματα διατηρούσαμε σταθερές την ειδική αντίσταση και το πάχος των δύο στρωμάτων και δείχναμε πώς μεταβάλλεται η φαινόμενη ειδική αντίσταση σε σχέση με την απόσταση των ηλεκτροδίων καθώς άλλαζε η ειδική αντίσταση του ημιχώρου. Τώρα θα διατηρήσουμε σταθερή την ειδική αντίσταση των δύο στρωμάτων και του ημιχώρου και θα μεταβάλλουμε το πάχος του μεσαίου στρώματος. Στο προηγούμενο σετ μοντέλων, όπου μας δόθηκε μια επιλογή ειδικών αντιστάσεων, δεν μπορούσαμε να διακρίνουμε το μεσαίο στρώμα. Τώρα που το μεσαίο στρώμα είναι παχύτερο μπορούμε να το δούμε;

Θεωρούμε τη δομή του παρακάτω σχήματος, η οποία αποτελείται από δύο στρώματα (το ανώτερο πάχους  $5 \text{ m}$  και ειδικής αντίστασης  $500 \text{ Ohm m}$ , το κατώτερο με μεταβαλλόμενο πάχος και ειδική αντίσταση  $250 \text{ Ohm m}$ ), τα οποία υπέρκεινται ενός ημιχώρου με ειδική αντίσταση  $100 \text{ Ohm m}$ . Προηγούμενως, δείξαμε ότι αν το πάχος του μεσαίου στρώματος είναι  $5 \text{ m}$ , η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που παράγεται πάνω από αυτό το μοντέλο δεν διακρίνεται από αυτή του μοντέλου ενός στρώματος.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Ισχύει πάντα αυτό; Ποιοτικά, θα περιμέναμε πως όχι. Για παράδειγμα, αν κάναμε το πάχος του μεσαίου στρώματος πολύ μεγάλο, θα περιμέναμε ότι η φαινόμενη ειδική αντίσταση θα πλησίαζε την ειδική αντίσταση του μεσαίου στρώματος, καθώς η απόσταση των ηλεκτροδίων αυξάνεται, παρά να πλησίαζε την ειδική αντίσταση του ημιχώρου. Επομένως πρέπει να είμαστε σε θέση να ανιχνεύσουμε την παρουσία του μεσαίου στρώματος για κάποιο κρίσιμο πάχος.



(Αναπαράγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Σχήμα 28

Στο διάγραμμα του σχήματος 28 φαίνονται οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης πάνω από μοντέλα της γης με μεταβαλλόμενο πάχος του μεσαίου στρώματος. Για πάχος μικρότερο από 10m, η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης δεν διακρίνεται από αυτή που παράγεται από τη γήινη δομή ενός στρώματος. Το ανώτερο στρώμα έχει ειδική αντίσταση 500 Ohm m και ο κατώτερος ημιχώρος έχει ειδική αντίσταση 100 Ohm m.

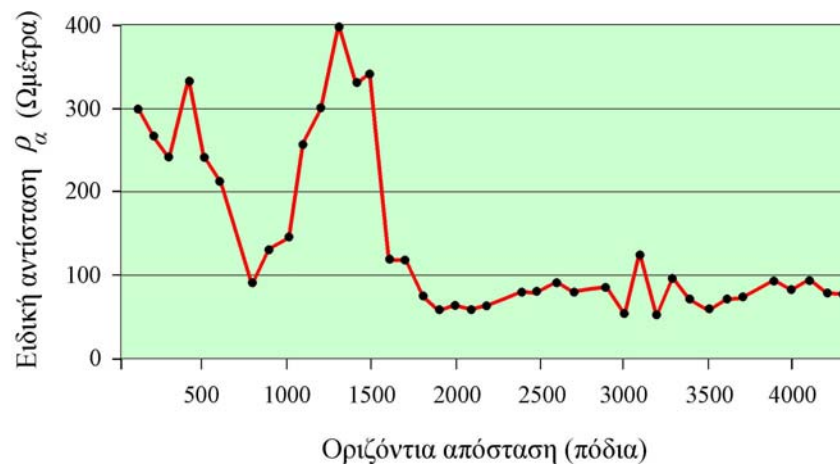
Καθώς το πάχος του μεσαίου στρώματος αυξάνει, η καμπύλη της ειδικής αντίστασης συνεχίζει να μειώνεται μονοτονικά με αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων, όμως μια χαρακτηριστική προεξοχή αρχίζει να αναπτύσσεται στην καμπύλη. Η προεξοχή αυτή γίνεται εμφανής σε πάχος 40m. Καθώς το πάχος αυξάνει, γίνεται ξεκάθαρο ότι η προεξοχή αντιπροσωπεύει μια οριζόντιωση της καμπύλης της φαινόμενης ειδικής αντίστασης για την ειδική αντίσταση του μεσαίου στρώματος, 250 Ohm m. Επομένως, αν το μεσαίο στρώμα είναι αρκετά παχύ, μπορεί να διακριθεί στην καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Σημειώνουμε, όμως, επίσης ότι αν γίνει υπερβολικά παχύ δεν θα δούμε ποτέ την ειδική αντίσταση του ημιχώρου. Δηλαδή αν το πάχος του μεσαίου στρώματος είναι μεγάλο συγκριτικά με τη μέγιστη απόσταση των ηλεκτροδίων, η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης θα πλησιάζει και πάλι αυτήν που παράγεται από το μοντέλο ενός στρώματος. Στην περίπτωση αυτή, όμως, η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης θα προσεγγίζει ασυμπτωτικά την ειδική αντίσταση του μεσαίου στρώματος αντί την ειδική αντίσταση του ημιχώρου.

### Οριζόντια (Πλευρική) Έρευνα

Οι μετρούμενες στο πεδίο φαινόμενες ειδικές αντιστάσεις απεικονίζονται με έναν ή περισσότερους από τους ακόλουθους τρόπους: Ως μονοδιάστατες (1D) τομές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης,  $\rho_w$  (προφίλ ειδικής αντίστασης), ως διδιάστατες (2D) τομές της  $\rho_w$  γνωστές και ως ψευδοτομές της  $\rho_w$  και ως οριζοντιογραφίες (χάρτες) της  $\rho_w$ .



Στα μονοδιάστατα προφίλ ειδικής αντίστασης η  $\rho_a$  αναπαρίσταται στον κατακόρυφο άξονα κατά προτίμηση σε λογαριθμική κλίμακα καθώς είναι οι σχετικές μεταβολές της  $\rho_a$  που έχουν σημασία παρά οι απόλυτες τιμές αυτής.

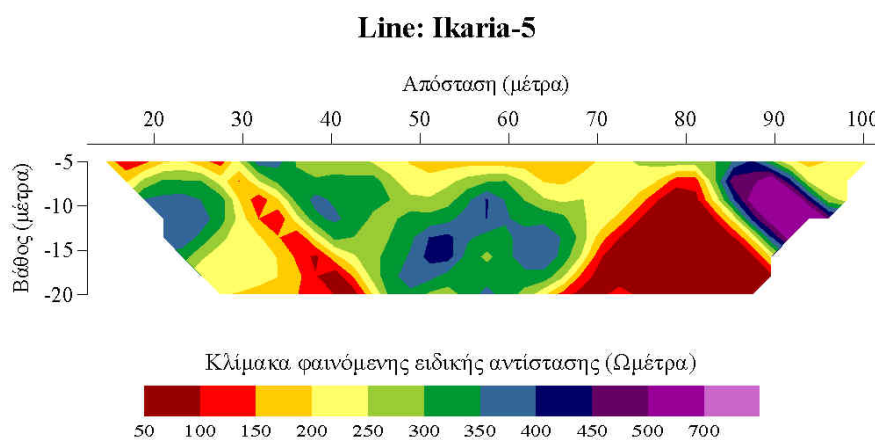


Σχήμα 29. Προφίλ  $\rho_a$  που διεξήχθη πάνω από σχηματισμούς ασβεστόλιθων και ψαμμιτών με κατακόρυφες επαφές (Telford et al., 1976).

Στο σχήμα 29 παρουσιάζεται χαρτογράφηση των τιμών της φαινόμενης ειδικής αντίστασης από προφίλ ειδικής αντίστασης με διάταξη Wenner που διεξήχθη πάνω από εμφανίσεις ασβεστόλιθων και ψαμμιτών που διαχωρίζονται με πρακτικά κατακόρυφες επαφές.

Οι διδιάστατες τομές της  $\rho_a$  (ψευδοτομές) χρησιμοποιούνται για να απεικονίσουν μετρήσεις της  $\rho_a$  που λαμβάνονται κυρίως σε έρευνες πλευρικών μεταβολών της ειδικής αντίστασης με διαφορετικές αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος με σκοπό να διερευνήσουν και κατακόρυφες μεταβολές της  $\rho_a$ . Οι ψευδοτομές χρησιμοποιούνται επίσης για να απεικονίσουν και μετρήσεις της  $\rho_a$  που λαμβάνονται από διαδοχικές ηλεκτρικές βυθομετρήσεις.

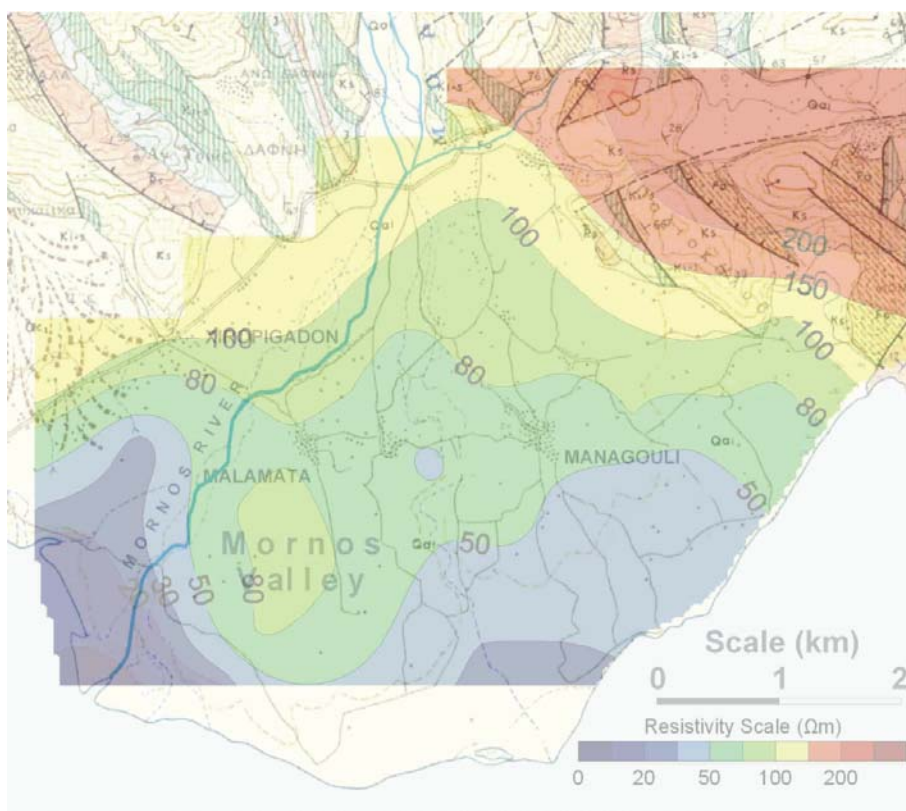
Στο σχήμα 30 παρουσιάζεται μία ψευδοτομή της  $\rho_a$  από σχετικό πείραμα που έγινε σε περιοχή του κρατικού αερολιμένα της Ικαρίας που προορίζεται για επέκταση του υπάρχοντος διαδρόμου προσαπογείωσης των αεροσκαφών.



Σχήμα 30.

Στις περιοχές A, B και C της ψευδοτομής παρατηρούνται έντονες πλευρικές μεταβολές στην φαινόμενη ειδική αντίσταση,  $\rho_a$ , που υποδηλώνουν την ύπαρξη πλευρικών μεταβολών στην υπεδάφινη γεωλογική δομή της περιοχής. Επειδή όμως οι ψευδοτομές είναι πολύ πρόχειρες απεικονίσεις της κατακόρυφης μεταβολής της ειδικής αντίστασης κατά μήκος της γραμμής έρευνας, επισημαίνεται ότι η θέση των πλευρικών μεταβολών της πραγματικής ειδικής αντίστασης των σχηματισμών, που συνδέονται κατά κανόνα με μεταβολές της υπεδάφινης γεωλογίας, δεν είναι η αντίστοιχη αυτών που παρουσιάζονται στην ψευδοτομή. Κατόπιν τούτων η ερμηνεία μιας ψευδοτομής είναι μόνο ποιοτική και γι' αυτό το λόγο θα πρέπει να αντιμετωπίζεται με πολύ προσοχή.

Οι οριζοντιογραφίες (χάρτες) της  $\rho_a$  παριστάνουν την πλευρική μεταβολή της  $\rho_a$  σε μία επιφάνεια που αφορά ένα συγκεκριμένο βάθος έρευνας. Στο σχήμα 31 παρουσιάζεται χάρτης που παριστάνει την οριζόντια (πλευρική) κατανομή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης των υπεδάφινων σχηματισμών στην πεδιάδα της λεκάνης του ποταμού Μόρνου στο απόλυτο υψόμετρο  $-50$  μέτρα.



Σχήμα 31

Σε ότι αφορά την μορφή και θέση των παρατηρούμενων ανωμαλιών της  $\rho_a$  ισχύουν και εδώ οι ίδιοι περιορισμοί που αναφέρθηκαν για τις ψευδοτομές.

Περισσότερες πληροφορίες σε ότι αφορά το τρόπο παρουσίασης των μετρήσεων της  $\rho_a$  αναφέρονται στο εγχειρίδιο των εργαστηριακών ασκήσεων του μαθήματος.

## Ερμηνεία των Μετρήσεων

### Γεωηλεκτρικές Βυθομετρήσεις

Σκοπός της ερμηνείας των γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων είναι η έκφραση της αμοιβαίας σχέσης των αποτελεσμάτων των μετρήσεων με την γεωλογία της περιοχής έρευνας. Μία υπεύθυνη ερμηνεία αξιώνει, αφ' ενός μεν, βαθιά γνώση και ικανή εμπειρία επί της μεθόδου, παράλληλα δε, μία καλή γνώση της γεωλογικής δομής της περιοχής έρευνας.

Η ερμηνεία βασίζεται στην σύγκριση πολλών πειραματικών καμπύλων γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων και στην παρατήρηση κοινών χαρακτηριστικών και προσδευτικών αλλαγών μεταξύ τους παρά στην μελέτη καθεμίας εξ' αυτών ξεχωριστά. Οι συνδυασμένες πληροφορίες μεγάλου πλήθους γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων, γεωλογικών και γεωτρητικών δεδομένων οδηγούν συνήθως σε μία ποσοτική και υπεύθυνη ερμηνεία. Η ερμηνεία διακρίνεται σε δύο φάσεις. Η πρώτη φάση περιλαμβάνει την φυσική ερμηνεία όπου προσδιορίζονται οι γεωηλεκτρικές παράμετροι του υπεδάφους. Η δεύτερη φάση περιλαμβάνει την αμοιβαία σχέση των γεωηλεκτρικών παραμέτρων με την γεωλογία.

Ο Conrad Schlumberger αποκάλεσε την τεχνική των γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων ως «ιοντόφθαλμη» από το γεγονός ότι η διακριτική της ικανότητα περιορίζεται καθώς το βάθος της έρευνας αυξάνει. Οριζόντια στρώματα με μεγάλη αντίθεση στην ειδική αντίσταση όταν ευρίσκονται κοντά στην επιφάνεια της γης είναι πολύ εύκολο να διακριθούν και να εντοπισθούν οι γεωηλεκτρικές τους παράμετροι με την μέθοδο των γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων. Καθώς όμως το βάθος ενός στρώματος αυξάνει και το σχετικό πάχος του (λόγος πάχους στρώματος προς βάθος) αρχίζει να γίνεται μικρό, αρχίζει να γίνεται όλο και περισσότερο δύσκολη η διάκριση της επίδρασης του στην γεωηλεκτρική καμπύλη από αυτές των γειτονικών στρωμάτων εκτός και εάν η ειδική αντίσταση του διαφέρει σημαντικά από αυτές των γειτονικών. Στα μεγάλα βάθη, αυτό που συνήθως δείχνει μία γεωηλεκτρική καμπύλη είναι η παρουσία συνόλων (πακέτων) στρωμάτων με ξεχωριστό γεωηλεκτρικό χαρακτήρα. Με την αύξηση του βάθους αυξάνει παράλληλα και το πάχος του πακέτου των στρωμάτων καθώς όλο και μεγαλύτεροι όγκοι γης (σχήμα 12) υπεισέρχονται στις μετρήσεις.

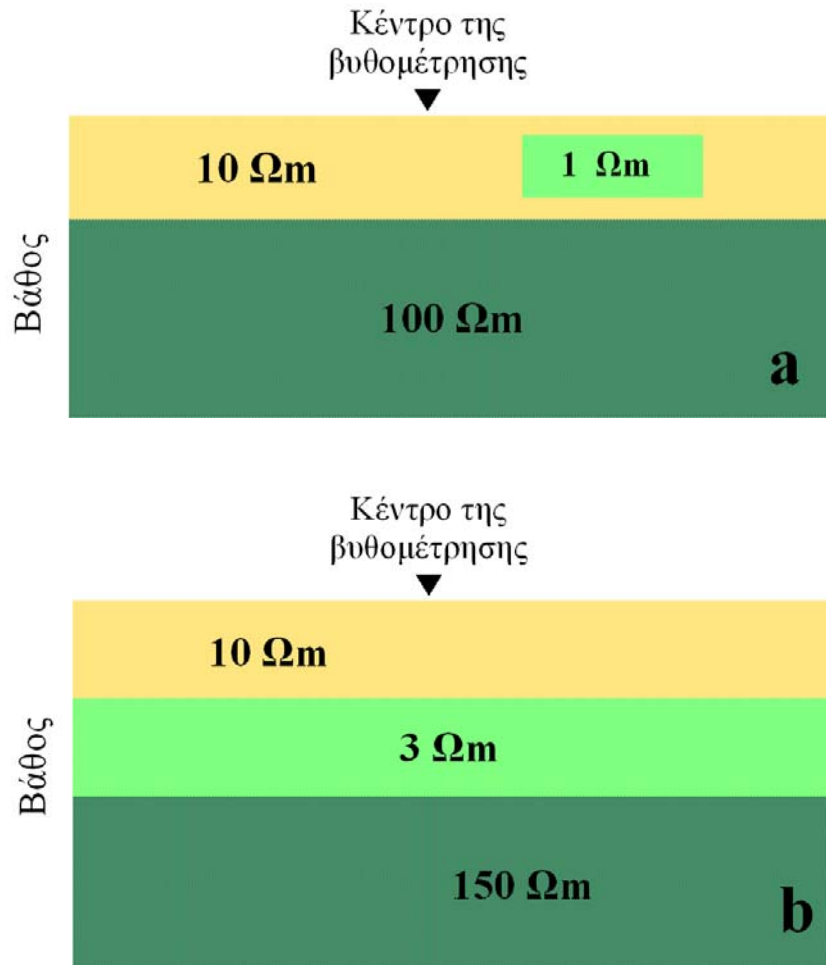
Οι δυνατότητες και οι περιορισμοί της μεθόδου που αναφέραμε συνδέονται άμεσα με τις παραμέτρους της *Εγκάρσιας Αντίστασης* (*Transverse Resistance*), *T*, και της *Διαμήκουσ Αγωγιμότητας* (*Longitudinal Conductance*), *S*. Οι παράμετροι αυτές είναι γνωστές και ως *Dar Zarouk* παράμετροι, από το όνομα τοποθεσίας στην Τυνησία όπου ο Γάλλος γεωφυσικός Maillet, φυλακισμένος κατά τον 2<sup>ο</sup> Παγκόσμιο Πόλεμο, τις προσδιόρισε. Οι παράμετροι *Dar Zarouk* σε συνδυασμό με τις αρχές της *Ισοδυναμίας* (*Equivalence*) και *Καταστολής* (*Suppression*) διέπουν την ερμηνεία των καμπύλων των γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων. Περισσότερες πληροφορίες σε ότι αφορά το τρόπο ερμηνείας των καμπύλων γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων αναφέρονται στο εγχειρίδιο των εργαστηριακών ασκήσεων του μαθήματος.

### Προφίλ Ειδικής Αντίστασης

Τα αποτελέσματα της έρευνας των οριζόντιων μεταβολών της ειδικής αντίστασης επιδέχονται μόνο ποιοτική ερμηνεία. Η ποιοτική ερμηνεία αποκτά μεγαλύτερη αξία αν συνδυασθεί με πληροφορίες που προέρχονται από βαθμονόμηση γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων με στοιχεία γεωτρήσεων που συνυπάρχουν στην περιοχή.

## Εξελιγμένες Μέθοδοι Έρευνας

Το μεγαλύτερο μειονέκτημα (περιορισμός) της τεχνικής των γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων είναι ότι δεν δύνανται να αναγνωρίσουν πλευρικές μεταβολές της ειδικής αντίστασης. Οι μεταβολές αυτές όμως είναι μάλλον ο κανόνας παρά η εξαίρεση στη φύση. Η αδυναμία της τεχνικής να αναγνωρίζει τις πλευρικές μεταβολές της ειδικής αντίστασης έχει σαν συνέπεια την εισαγωγή ανακριβειών στο προσδιορισμό του πάχους ή και της ειδικής αντίστασης των υπεδιαφικών στρωμάτων. Σαν παράδειγμα αναφέρουμε την συνθετική δομή δύο διαστάσεων του σχήματος 16α όπου το πρώτο στρώμα είναι ένας σχηματισμός με ειδική αντίσταση 10 Ωm και πάχος 5 μέτρα, ενώ το βαθύτερο στρώμα έχει ειδική αντίσταση 100 Ωm.

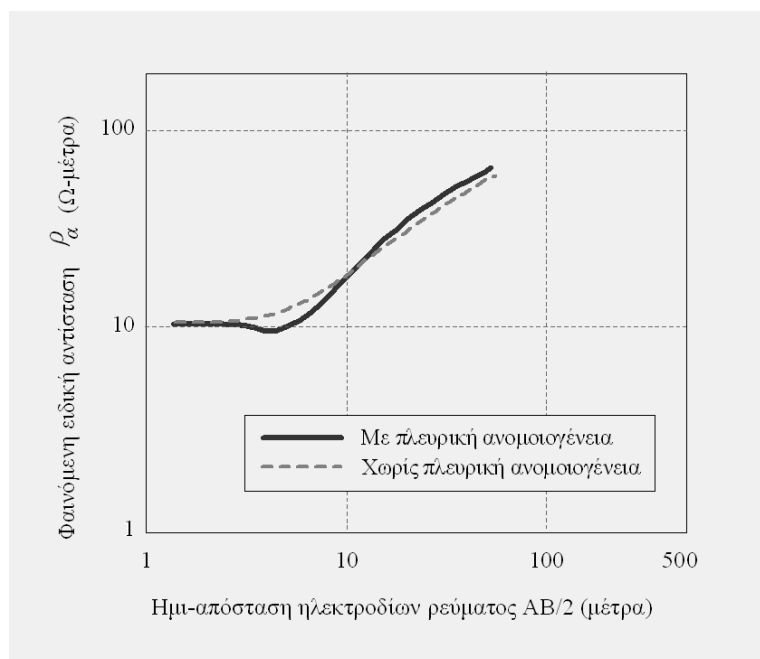


Σχήμα 16

Για να δημιουργήσουμε συνθήκες πλευρικής ανομοιογένειας έχουμε προσθέσει στο πρώτο στρώμα ένα πεπερασμένων διαστάσεων αγωγίμο σώμα ειδικής αντίστασης 1 Ωμέτρα. Μια ηλεκτρική βυθομέτρηση με διάταξη ηλεκτροδίων κατά Schlumberger υποτίθεται ότι διεξάγεται πάνω από τη συνθετική αυτή δομή με το κέντρο της βυθομέτρησης στην επιφάνεια της δομής και στη μέση. Η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού MN είναι ίση με 1 μέτρο.

Η αντίστοιχη καμπύλη που θα προέκυπτε από την βυθομέτρηση φαίνεται στο σχήμα 17 (συνεχής γραμμή με κόκκινο χρώμα). Η μορφή της καμπύλης οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η δομή που επικρατεί απαρτίζεται από τρία οριζόντια στρώματα (καμπύλη τριών στρωμάτων). Αυτό βέβαια συμβαίνει διότι οι μετρήσεις έχουν επηρεασθεί από την παρουσία της πλευρικής

ανομοιογένειας η οποία όμως κατά την φάση ερμηνείας της καμπύλης *εσφαλμένα εκλαμβάνεται σαν ένα επιπλέον στρώμα* λόγω αδυναμίας των συμβατικών μεθόδων ερμηνείας να την εκλάβουν ως μία πεπερασμένων διαστάσεων πλευρική δομή μέσα στο πρώτο στρώμα.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Σχήμα 17

Ενώ δηλαδή η θεωρητική βυθομέτρηση διεξάγεται πάνω από δομή δύο στρωμάτων η καμπύλη που προκύπτει από τις μετρήσεις φαίνεται να αντιστοιχεί σε δομή τριών στρωμάτων η ερμηνεία της οποίας με τις συμβατικές μεθόδους οδηγεί στην παραπλανητική δομή του σχήματος 16b και όχι στην πραγματική δομή (σχήμα 16a). Αυτό το λάθος συμβαίνει επειδή όπως και νωρίτερα αναφέραμε η ερμηνεία των ηλεκτρικών βυθομετρήσεων στηρίζεται στην υπέρ-απλουστευμένη παραδοχή της οριζόντια στρωματωμένης γης όπου σε κάθε στρώμα η ειδική αντίσταση παραμένει οριζόντια (πλευρικά) σταθερή. Η καμπύλη που θα λαμβάναμε πάνω από μια πραγματική δομή δύο στρωμάτων (χωρίς την παρουσία δηλαδή του αγώγιμου σώματος μέσα στο πρώτο στρώμα) φαίνεται στο σχήμα 17 ως διακεκομμένη γραμμή.

Από το προηγούμενο παράδειγμα φάνηκε ότι πλευρικές μεταβολές της ειδικής αντίστασης στο υπέδαφος επηρεάζουν τις μετρήσεις των βυθομετρήσεων με αποτέλεσμα να παρερμηνεύονται ως στρώματα στην πραγματικότητα ανύπαρτα. Σε πολλές τεχνικές και περιβαλλοντικές έρευνες η υπεδάφια γεωλογία είναι συνήθως σύνθετη και πολύπλοκη με αποτέλεσμα η ειδική αντίσταση των σχηματισμών να μεταβάλλεται πλευρικά σε μεγάλο βαθμό. Στις περιπτώσεις αυτές η εφαρμογή των συμβατικών γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων που έχουμε περιγράψει είναι πολύ πιθανό να οδηγήσει σε ανακρίβειες κατά την ερμηνεία. Η διερεύνηση των πλευρικών ανωμαλιών αντιμετωπίζεται βέβαια σε κάποιο βαθμό με τις τεχνικές που διερευνούν οριζόντιες μεταβολές της ειδικής αντίστασης που εξετάσαμε στο προηγούμενο κεφάλαιο. Οι τεχνικές αυτές όμως περιορίζονται μόνο σε ποιοτική ερμηνεία των μετρήσεων και δεν έχουν την δυνατότητα να εντοπίσουν ταυτόχρονες μεταβολές της ειδικής αντίστασης με το βάθος. Την τελευταία δεκαετία αναπτύχθηκαν οι εξελιγμένες μέθοδοι της δισδιάστατης και τρισδιάστατης γεωηλεκτρικής αντιστροφής που είναι σε θέση να αντιμετωπίσουν τις σύνθετες αυτές περιπτώσεις.

## Γεωηλεκτρική Τομογραφία

Η ταχεία ανάπτυξη και εξέλιξη των ηλεκτρονικών υπολογιστών σε υπολογιστική ισχύ και ταχύτητα κατά την τελευταία δεκαπενταετία είχε σαν αποτέλεσμα την ανάπτυξη, βελτίωση και προσαρμογή των μαθηματικών μεθόδων αντιστροφής και στο χώρο της γεωφυσικής επιστήμης με παράλληλη ανάπτυξη σύγχρονων λογισμικών πακέτων για την επίλυση του αντιστροφικού προβλήματος. Η προσαρμογή των μεθόδων της δισδιάστατης και τρισδιάστατης αντιστροφής στην γεωηλεκτρική έρευνα είναι ευρέως γνωστή σήμερα ως *γεωηλεκτρική τομογραφία* και έχει ευρύτατη εφαρμογή στην τεχνική και περιβαλλοντική γεωλογία, στην αρχαιομετρία, την υδρογεωλογία κλπ.

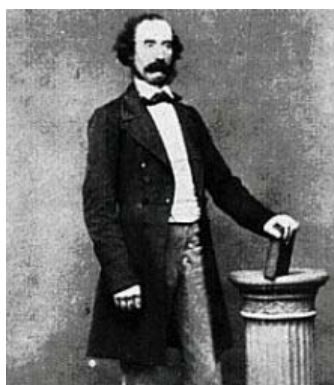
Το μεγάλο πλεονέκτημα της γεωηλεκτρικής τομογραφίας είναι ότι αντιμετωπίζει σύνθετες γεωλογικές δομές αίροντας την θεώρηση της οριζόντια στρωματωμένης γης, προβαίνοντας κατ' αυτό το τρόπο με ασφάλεια στη ποσοτική ερμηνεία των γεωηλεκτρικών μετρήσεων. Τα γεωηλεκτρικά τομογράμματα απεικονίζουν τομές βάθους όπου παρακολουθεί κανείς τόσο τις κατακόρυφες όσο και τις πλευρικές κατανομές της ειδικής αντίστασης των υπεδάφινων σχηματισμών.

## ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ

### Εισαγωγή

Οι σεισμικές μέθοδοι, όπως κατά κανόνα εφαρμόζονται στη σεισμική έρευνα, θεωρούνται ενεργητικές γεωφυσικές μέθοδοι. Στη σεισμική διασκόπηση, η κίνηση του εδάφους που προκαλείται από κάποια πηγή μετριέται σε διάφορες αποστάσεις από την πηγή. Ο τύπος του σεισμικού πειράματος διαφέρει ανάλογα με ποια άποψη της καταγραφόμενης εδαφικής κίνησης χρησιμοποιούμε στην επακόλουθη ανάλυση. Οι δύο τύποι πειραμάτων που περιγράφονται στη συνέχεια έχουν πολύ διαφορετικές απαιτήσεις για την απόκτηση των αντίστοιχων δεδομένων παρατήρησης. Ωστόσο, αυτές οι διαφορές στην απόκτηση, προκύπτουν από την ανάγκη να καταγράψουμε συγκεκριμένα τμήματα της εδαφικής κίνησης σε συγκεκριμένες αποστάσεις.

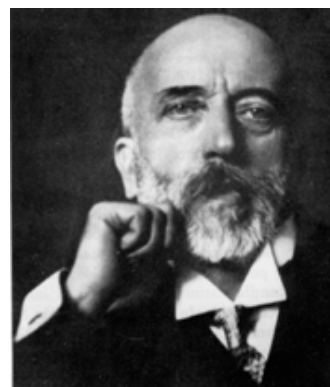
Ένα από τα πρώτα ενεργητικά σεισμικά πειράματα πραγματοποιήθηκε το 1845 από τον Robert Mallet, ο οποίος από πολλούς θεωρείται ο πατέρας της ενόργανης σεισμολογίας.



Robert Mallet (1810-1881)  
Ιρλανδός μηχανικός

Ο Mallet μέτρησε το χρόνο διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, πιθανόν των επιφανειακών κυμάτων, που παράγονται από μία έκρηξη. Για να πραγματοποιήσει τη μέτρηση, ο Mallet τοποθέτησε μικρά δοχεία με υδράργυρο σε διάφορες αποστάσεις από την πηγή της έκρηξης και σημείωσε το χρόνο που χρειάστηκε ώστε να αρχίσει ο κυματισμός στην επιφάνεια του υδράργυρου μετά την έκρηξη.

Το 1909, Andrija Mohorovicic χρησιμοποίησε δρομοχρονικές καμπύλες από σεισμικές πηγές για την εκτέλεση ενός πειράματος διάθλασης και ανακάλυψε την ύπαρξη ενός ορίου μεταξύ φλοιού και μανδύα, το οποίο σήμερα ονομάζεται *ασυνέχεια Moho*. Οι παλαιότερες εφαρμογές των σεισμικών παρατηρήσεων στην έρευνα αποθεμάτων πετρελαίου και ορυκτών χρονολογούνται από το 1920. Η τεχνική της σεισμικής διάθλασης χρησιμοποιήθηκε ειδικά στο Ιράν για την απεικόνιση των δομών που περιείχαν πετρέλαιο.



Andrija Mohorovicic (1857-1936)  
Κροατός σεισμολόγος

Η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης, η οποία είναι αυτή που χρησιμοποιείται σήμερα περισσότερο στη βιομηχανία πετρελαίου, πρωτοπαρουσιάστηκε στην Oklahoma το 1921. Το

1971 η Society of Exploration Geophysicists ανέγειρε μια αναμνηστική πλάκα στην θέση αυτή για να τιμήσει το γεγονός.

*Σεισμική Διάθλαση (Refraction Seismology)* – Τα πειράματα σεισμικής διάθλασης στηρίζονται στους χρόνους άφιξης της αρχικής εδαφικής κίνησης που παράγεται από μία πηγή, οι οποίοι καταγράφονται σε διάφορες αποστάσεις. Οι επόμενες αφίξεις απορρίπτονται. Επομένως, το σύνολο δεδομένων που λαμβάνουμε από τα πειράματα διάθλασης αποτελείται από μία σειρά χρόνων συναρτήσει αποστάσεων. Οι χρόνοι αυτοί στη συνέχεια ερμηνεύονται σε σχέση με το βάθος των υπόγειων επιφανειών ασυνέχειας και τις ταχύτητες με τις οποίες η κίνηση ταξιδεύει μέσα σε κάθε στρώμα. Οι ταχύτητες αυτές ελέγχονται από ένα σύνολο φυσικών σταθερών, οι οποίες ονομάζονται *ελαστικές παράμετροι (elastic parameters)*, οι οποίες περιγράφουν το υλικό.

*Σεισμική Ανάκλαση (Reflection Seismology)* – Στα πειράματα σεισμικής ανάκλασης, η ανάλυση εστιάζεται στην ενέργεια που καταφθάνει μετά την αρχική εδαφική κίνηση. Ειδικότερα, η ανάλυση επικεντρώνεται στην εδαφική κίνηση, την οποία δημιουργούν σεισμικά κύματα που έχουν ανακλαστεί από τις υπόγειες επιφάνειες ασυνέχειας. Από την άποψη αυτή, η μελέτη της ανάκλασης είναι μία πολύ εξειδικευμένη έκδοση της ηχητικής βυθοσκοπησης που χρησιμοποιούν τα υποβρύχια, τα πλοία και τα συστήματα ραντάρ. Η σεισμική ανάκλαση, εκτός από τους χρόνους άφιξης, χρησιμοποιεί επιπλέον το μέγεθος και το σχήμα της εδαφικής κίνησης για να δώσει πληροφορίες για το υπέδαφος. Οι υπόγειες δομές μπορεί να είναι πολύπλοκες σε σχήμα αλλά όπως και στις μεθόδους διάθλασης, ερμηνεύονται σε σχέση με τις ασυνέχειες που χωρίζουν υλικά με διαφορετικές ελαστικές παραμέτρους.

Κάθε μία από αυτές τις τεχνικές έχει συγκεκριμένα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα συγκριτικά η μία με την άλλη και συγκριτικά με άλλες γεωφυσικές τεχνικές. Για το λόγο αυτό, κάθε βιομηχανία εφαρμόζει τις τεχνικές αυτές σε διαφορετικό βαθμό. Για παράδειγμα, οι βιομηχανίες πετρελαίου και φυσικού αερίου χρησιμοποιούν την τεχνική της σεισμικής ανάκλασης σχεδόν κατά αποκλειστικότητα σε σχέση με άλλες τεχνικές. Η περιβαλλοντική και τεχνική γεωφυσική χρησιμοποιεί τις σεισμικές τεχνικές μόνες ή σε συνδυασμό με άλλες γεωφυσικές μεθόδους, κι όταν γίνεται αυτό, τότε συνήθως επιλέγει τη μέθοδο της διάθλασης.

## **Πλεονεκτήματα και Μειονεκτήματα των Σεισμικών Μεθόδων**

Οι σεισμικές μέθοδοι, συγκριτικά με τις υπόλοιπες γεωφυσικές μεθόδους που έχουμε περιγράψει μέχρι στιγμής, παρουσιάζουν συγκεκριμένα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα.

### Πλεονεκτούν στο ότι:

1. Μπορούν να ανιχνεύσουν τόσο τις πλευρικές μεταβολές όσο και τις μεταβολές με το βάθος με μια σχετική φυσική παράμετρο, την σεισμική ταχύτητα.
2. Μπορούν να παράγουν λεπτομερείς απεικονίσεις των δομικών χαρακτηριστικών του υπεδάφους.
3. Μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να απεικονίσουν στρωματογραφικά και αποθεματικά χαρακτηριστικά.
4. Η απόκριση στη διάδοση των σεισμικών κυμάτων εξαρτάται από την πυκνότητα των πετρωμάτων και από ορισμένες φυσικές (ελαστικές) σταθερές. Επομένως, οποιοσδήποτε μηχανισμός μεταβολής αυτών των σταθερών (μεταβολές του πορώδους, διαπερατότητας, συμπίεσης κλπ) μπορεί, κατά κανόνα, να απεικονιστεί με τις σεισμικές μεθόδους.
5. Σε ορισμένες περιπτώσεις, είναι δυνατός ο απευθείας εντοπισμός υδρογονανθράκων.



Μειονεκτήτων στο ότι:

1. Το πλήθος των δεδομένων που συλλέγονται από μια διασκόπηση μπορεί να γίνει πολύ γρήγορα υπερβολικό.
2. Η απόκτηση των δεδομένων είναι ακριβή και ο έλεγχος των λεπτομερειών για την απόκτηση των δεδομένων είναι πιο έντονος από τις άλλες γεωφυσικές μεθόδους.
3. Η αναγωγή και η επεξεργασία των δεδομένων μπορεί να είναι χρονοβόρα, και απαιτεί εξειδικευμένους ηλεκτρονικούς υπολογιστές και μεγάλη ειδίκευση και εμπειρία του ερευνητή.
4. Ο εξοπλισμός για την απόκτηση των σεισμικών παρατηρήσεων είναι, γενικά, πιο ακριβός από τον εξοπλισμό που απαιτείται για τις υπόλοιπες γεωφυσικές μεθόδους διασκόπησης που έχουμε εξετάσει μέχρι τώρα.
5. Δεν είναι δυνατός ο απευθείας εντοπισμός των συνηθισμένων μολυντών που εμφανίζονται σε επίπεδα τα οποία συνήθως βλέπουμε στα επικίνδυνα απόβλητα.

Αν ο ερευνητής έχει κρίνει ότι ο στόχος που τον ενδιαφέρει θα παράγει μια μετρήσιμη σεισμική ανωμαλία, είναι σαφές από την παραπάνω λίστα ότι τα κύρια μειονεκτήματα της χρήσης σεισμικών μεθόδων συγκριτικά με τις άλλες μεθόδους είναι οικονομικού χαρακτήρα. Οι σεισμικές μέθοδοι είναι απλά πιο ακριβές από τις υπόλοιπες μεθόδους. Μπορούν να παράγουν θαυμάσιες εικόνες του υπεδάφους, αυτό όμως συνεπάγεται μεγάλο κόστος. Συνεπώς, όταν επιλέγουμε την κατάλληλη μέθοδο διασκόπησης, πρέπει να αποφασίζουμε αν η πιθανά αυξημένη ανάλυση της διασκόπησης δικαιολογείται όσον αφορά το κόστος διεξαγωγής και ερμηνείας των παρατηρήσεων της διασκόπησης.

### **Πλεονεκτήματα και Μειονεκτήματα των Μεθόδων της Διάθλασης και της Ανάκλασης**

Στο προηγούμενο κεφάλαιο περιγράψαμε μερικά από τα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα των σεισμικών μεθόδων συγκριτικά με άλλες γεωφυσικές μεθόδους. Όπως και οι ηλεκτρικές μέθοδοι, οι σεισμικές μέθοδοι περιλαμβάνουν ένα μεγάλο εύρος δραστηριοτήτων, και γενικεύσεις όπως αυτές που έγιναν στο προηγούμενο κεφάλαιο είναι επικίνδυνες. Μια πιο λεπτομερή εικόνα των δυνατοτήτων και των αδυναμιών των σεισμικών μεθόδων μπορούμε να πάρουμε συγκρίνοντας τις δύο σημαντικότερες σεισμικές μεθόδους, τη διάθλαση και την ανάκλαση, μεταξύ τους.

Έτσι οι μέθοδοι διάθλασης πλεονεκτούν των μεθόδων ανάκλασης στο ότι:

1. Για τις σεισμικές παρατηρήσεις της διάθλασης γενικά χρησιμοποιούνται λιγότερες θέσεις για τις πηγές και τους δέκτες και επομένως είναι σχετικά πιο οικονομική η απόκτησή τους.
2. Απαιτείται λίγη επεξεργασία των παρατηρήσεων της διάθλασης, με εξαίρεση τη κλιμάκωση του σεισμικού ίχνους και το φιλτράρισμα που βοηθούν στη διαδικασία του προσδιορισμού των χρόνων άφιξης (picking) της αρχικής εδαφικής κίνησης.
3. Επειδή χρησιμοποιείται ένα πολύ μικρό κομμάτι από την καταγραφόμενη εδαφική κίνηση, είναι εξίσου εύκολο όσο και για τις προηγούμενες γεωφυσικές μεθόδους να κατασκευάσουμε μοντέλα και πιθανές ερμηνείες.

και μειονεκτούν αυτών στο ότι:

1. Οι σεισμικές παρατηρήσεις της διάθλασης απαιτούν σχετικά μεγάλες αποστάσεις μεταξύ της πηγής και των δεκτών που καταγράφουν την εδαφική κίνηση.

2. Η μέθοδος της διάθλασης είναι αποτελεσματική μόνον όταν η ταχύτητα διάδοσης της κίνησης μέσα στη Γη αυξάνεται με το βάθος.
3. Οι σεισμικές παρατηρήσεις της διάθλασης γενικά ερμηνεύονται σε σχέση με στρώματα. Τα στρώματα αυτά μπορούν να έχουν κλίση και ανάγλυφο.
4. Οι σεισμικές παρατηρήσεις της διάθλασης χρησιμοποιούν μόνο το χρόνο άφιξης της αρχικής εδαφικής κίνησης σε διαφορετικές αποστάσεις από την πηγή.
5. Κατασκευάζουμε το μοντέλο του υπεδάφους επιχειρώντας να αναπαράγουμε τους χρόνους άφιξης που μετρήσαμε.

Αντίστροφα οι μέθοδοι ανάκλασης πλεονεχτούν των μεθόδων διάθλασης στο ότι:

1. Οι σεισμικές παρατηρήσεις της ανάκλασης συλλέγονται σε μικρές αποστάσεις πηγής-δέκτη.
2. Οι μέθοδοι της ανάκλασης λειτουργούν ανεξαρτήτως του τρόπου με τον οποίο η ταχύτητα διάδοσης της κίνησης μεταβάλλεται με το βάθος.
3. Οι σεισμικές παρατηρήσεις της ανάκλασης μπορούν να ερμηνευθούν πιο άμεσα όσον αφορά σε σχέση με την πολυπλοκότητα της γεωλογίας.
4. Οι σεισμικές παρατηρήσεις της ανάκλασης χρησιμοποιούν ολόκληρη την ανακλώμενη κυματομορφή (δηλαδή το ιστορικό χρονικό της εδαφικής κίνησης σε διάφορες αποστάσεις της πηγής και του δέκτη).
5. Το υπέδαφος απεικονίζεται απευθείας από τις μετρήσεις που αποκτήσαμε.

και μειονεχτούν αυτών στο ότι:

1. Επειδή απαιτούνται πολλές θέσεις πηγών και δεκτών για την παραγωγή εικόνων του υπεδάφους της Γης με νόημα, η απόκτηση των σεισμικών παρατηρήσεων της ανάκλασης είναι πιο δαπανηρή.
2. Η σεισμική επεξεργασία της ανάκλασης απαιτεί εντατική χρήση εξειδικευμένου ηλεκτρονικού υπολογιστή και υψηλό επίπεδο εμπειρίας. Επομένως, η επεξεργασία των παρατηρήσεων της ανάκλασης είναι σχετικά ακριβή.
3. Λόγω του τεράστιου όγκου δεδομένων που συλλέγονται, οι πιθανές περιπλοκές που οφείλονται στη διάδοση της εδαφικής κίνησης μέσω ενός πολύπλοκου μέσου, και οι περιπλοκές που προκalamούνται από κάποιες αναγκαίες απλοποιήσεις που απαιτούνται από το σχέδιο της επεξεργασίας των δεδομένων, η ερμηνεία των σεισμικών παρατηρήσεων της ανάκλασης απαιτεί μεγαλύτερη εξειδίκευση και γνώση της διαδικασίας.

Όπως βλέπουμε στην παραπάνω λίστα, η τεχνική της ανάκλασης έχει τη δυνατότητα να είναι πιο ισχυρή όσον αφορά την ικανότητα να παράγει ερμηνεύσιμες παρατηρήσεις πάνω από πολύπλοκες γεωλογικές δομές. Όπως, όμως, προαναφέρθηκε το κόστος της είναι μεγάλο. Οι διασκοπήσεις ανάκλασης είναι πιο ακριβές από τις διασκοπήσεις διάθλασης. Για τον λόγο αυτό, για τεχνικά και περιβαλλοντικά θέματα γενικά προτιμώνται οι διασκοπήσεις διάθλασης, όταν αυτό είναι δυνατό. Στη βιομηχανία πετρελαίου αντιθέτως, οι σεισμικές τεχνικές της ανάκλασης χρησιμοποιούνται σχεδόν αποκλείοντας τις υπόλοιπες γεωφυσικές μεθόδους. Σε αυτό το κεφάλαιο των σημειώσεων θα εξετάσουμε, μόνο τις μεθόδους της σεισμικής διάθλασης.

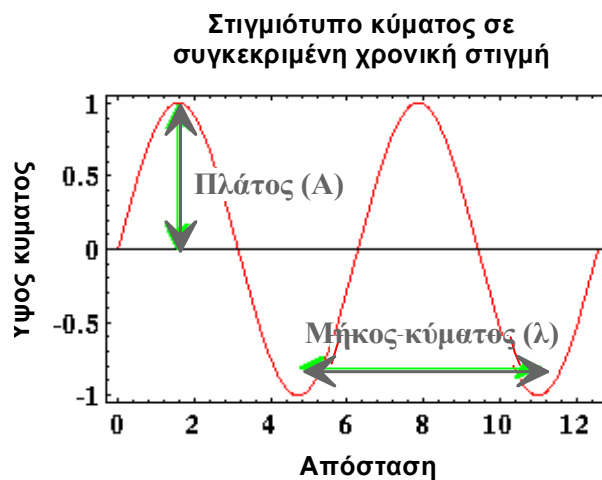
## Ελαστικά Κύματα

Όταν η Γη στιγμιαία εικτοπίζεται ή παραμορφώνεται σε κάποιο σημείο, η ενέργεια που μεταβιβάζεται στη Γη από την πηγή της παραμόρφωσης μπορεί να μεταδοθεί με τη μορφή *ελαστικών κυμάτων* (*elastic waves*). Το κύμα είναι μία διαταραχή που διαδίδεται μέσα, ή στην επιφάνεια, ενός μέσου. Τα ελαστικά κύματα ικανοποιούν αυτή τη συνθήκη και επιπλέον διαδίδονται μέσα στο μέσο χωρίς να προκαλούν μόνιμη παραμόρφωση σε κάποιο σημείο του μέσου. Τα ελαστικά κύματα είναι αρκετά συνηθισμένα. Για παράδειγμα, ο ήχος διαδίδεται στον αέρα με μορφή ελαστικών κυμάτων και τα κύματα του νερού διαδίδονται στην επιφάνεια μιας λίμνης σαν ελαστικά κύματα.

Τα ελαστικά κύματα μοιάζουν με αυτά που δημιουργούνται στην επιφάνεια μιας λίμνης όταν πετάξουμε ένα λίθο όπου η αναταραχή που προκαλείται από αυτόν διαδίδεται ακτινικά προς τα έξω και προς όλες τις κατευθύνσεις. Υπάρχουν δύο διαφορετικοί τρόποι με τους οποίους μπορεί να δει κανείς τα κύματα καθώς αυτά ταξιδεύουν. Οι δύο αυτές διαφορετικές οπτικές γωνίες καλούνται *πλαίσια αναφοράς* (*frames of reference*). Έτσι λοιπόν :

- Μπορούμε να παρατηρήσουμε τα κύματα να διαδίδονται στην επιφάνεια της λίμνης σαν να βρισκόμασταν *πάνω από αυτή*. Οποιαδήποτε στιγμή τα κύματα αυτά σχηματίζουν έναν κυκλικό δακτύλιο γύρω από την πηγή με κάποιες ακτίνες να κατευθύνονται από την ταχύτητα διάδοσης και τον χρόνο που περνά από τη στιγμή που παράγεται. Από αυτή την οπτική, καθορίζουμε το χρόνο και παρατηρούμε την κυματομορφή σε κάθε θέση κατά μήκος ολόκληρης της επιφάνειας.
- Μπορούμε να εξετάσουμε τα ίδια κύματα, καθώς αυτά διαδίδονται μέσω συγκεκριμένων θέσεων πάνω στην επιφάνεια της λίμνης. Αντί να παρατηρούμε τον κυματισμό έξω από τη λίμνη, πλέουμε μέσα σε μία βάρικα πάνω στην επιφάνειά της και καταγράφουμε πώς η βάρικα κινείται πάνω και κάτω σε σχέση με το χρόνο καθώς το κύμα διαδίδεται πέρα από τη βάρικα. Από αυτή την οπτική, καθορίζουμε τη θέση μας στο χώρο και εξετάζουμε την κυματομορφή σε αυτή τη θέση και για κάθε χρόνο.

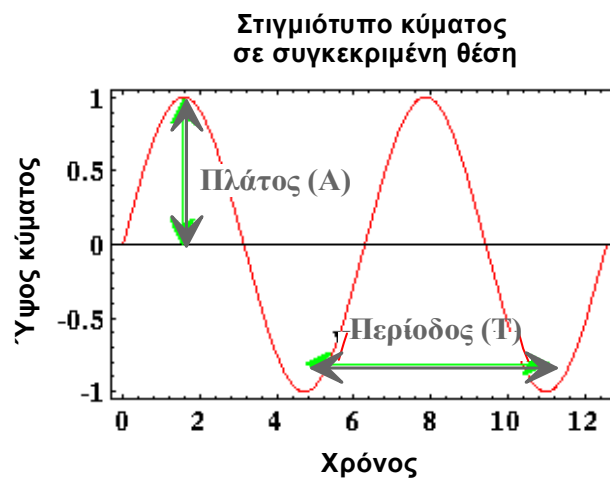
Αυτές οι δύο οπτικές μας δίνουν δύο εντελώς διαφορετικές εικόνες για το ίδιο κύμα. Υποθέσαμε όμως ότι η αναταραχή που διαδίδεται προς τα έξω από την πηγή μπορεί να υπολογιστεί κατά προσέγγιση από ένα κύμα που διαδίδεται έπ' αόριστο.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Από την πρώτη οπτική, μπορούμε να εξετάσουμε το κύμα σε κάθε θέση στην επιφάνεια της λίμνης για κάποιο καθορισμένο χρόνο όπως φαίνεται στο διπλανό σχήμα. Σε αυτό το πλαίσιο αναφοράς το κύμα καθορίζεται από δύο παραμέτρους: το πλάτος (*amplitude*) και το μήκος κύματος (*wavelength*). Πλάτος είναι το σημείο στο οποίο έχουμε τη μέγιστη απομάκρυνση από το σημείο αναφοράς ενώ μήκος είναι η απόσταση πέρα από την οποία το κύμα κάνει ένα πλήρη κύκλο.

Από τη δεύτερη οπτική, μπορούμε να εξετάσουμε το κύμα σε ένα καθορισμένο σημείο στην επιφάνεια της λίμνης καθώς το κύμα το προσπερνάει, δηλαδή καθώς ο χρόνος μεταβάλλεται. Το κύμα τότε θα ήταν όπως περιγράφεται στο επόμενο σχήμα. Σε αυτό το πλαίσιο αναφοράς το κύμα καθορίζεται από την περίοδο (*period*), δηλαδή το χρόνο στον οποίο ολοκληρώνεται ένας πλήρης κύκλος, καθώς και τη συχνότητα (*frequency*) που είναι το αντίστροφο της περιόδου. Αν η περίοδος μετρείται σε seconds (s), η συχνότητα μετρείται σε Hertz (Hz), 1/s.



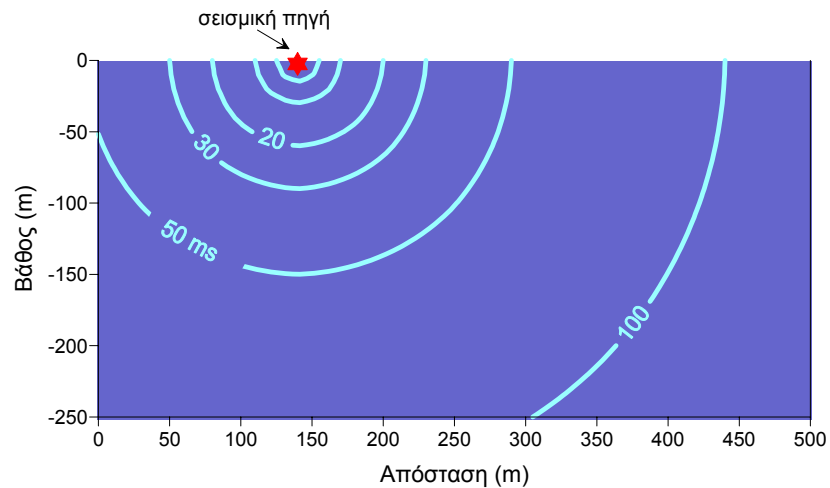
(Αναπαράγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Όπως είναι αναμενόμενο, η περίοδος και η το μήκος κύματος συνδέονται, και μάλιστα μέσω της ταχύτητας με την οποία το κύμα διαδίδεται κατά μήκος της επιφάνειας της λίμνης,  $c$ , όπου  $c$  ισούται με το μήκος κύματος δια την περίοδο του κύματος.

## Σεισμικά Κύματα

Κύματα τα οποία διαδίδονται μέσα στη Γη σαν ελαστικά κύματα ονομάζονται σεισμικά κύματα. Υπάρχουν δύο μεγάλες κατηγορίες σεισμικών κυμάτων ανάλογα με το βάθος διείσδυσης τους μέσα στη Γη, τα κύματα χώρου (*body waves*) και τα κύματα επιφάνειας (*surface waves*).

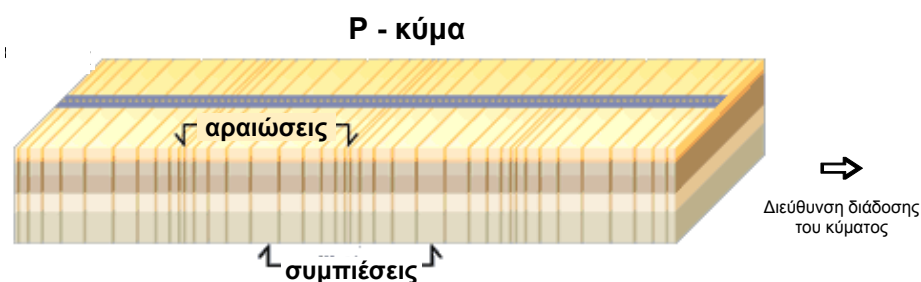
**Κύματα χώρου** - Αυτά είναι ελαστικά κύματα τα οποία διαδίδονται δια μέσου του εσωτερικού της Γης. Στις έρευνες ανάκλισης και διάθλασης, τα κύματα χώρου είναι η πηγή των πληροφοριών που χρησιμοποιούνται για να απεικονίσουμε το εσωτερικό της Γης. Τα κύματα διαδίδονται μακριά από την πηγή προς όλες τις διευθύνσεις. Αν η ταχύτητα με την οποία τα κύματα χώρου διαδίδονται στο εσωτερικό της Γης είναι σταθερή, τότε κάθε στιγμή, τα κύματα αυτά σχηματίζουν μια σφαίρα γύρω από την πηγή, η ακτίνα της οποίας εξαρτάται από το χρόνο που πέρασε από τη στιγμή που η πηγή άρχισε να παράγει τα κύματα. Στο παρακάτω σχήμα βλέπουμε μια τομή μέσα στη Γη, όπου τα κύματα χώρου που εκπέμπονται από την σεισμική πηγή δείχνονται σε διάφορες χρονικές στιγμές.



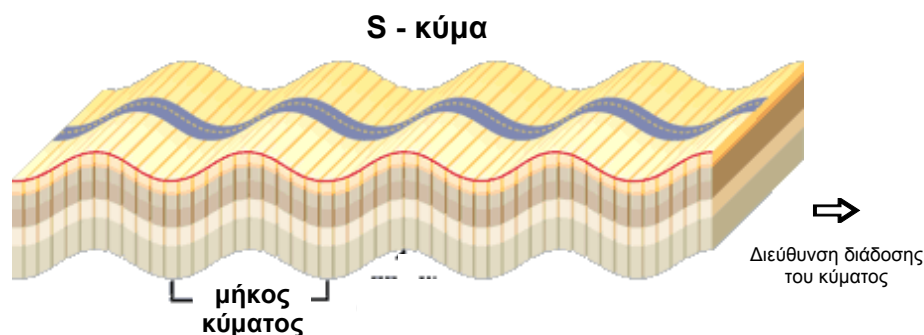
Παρατηρούμε ότι το σχέδιο είναι σαφώς κατασκευασμένο σε ένα πλαίσιο αναφοράς το οποίο καθορίζει το χρόνο, και έτσι μας επιτρέπει να εξετάσουμε τις χωρικές μεταβολές του σεισμικού κύματος. Κάθε στιγμή, παρατηρούμε ότι το κύμα είναι κυκλικό με το κέντρο του εντοπισμένο στην πηγή. Αυτός ο κύκλος φυσικά δεν είναι τίποτα άλλο από μία δισδιάστατη τομή του σφαιρικού σχήματος που έχει το κύμα σε τρεις διαστάσεις.

Τα κύματα χώρου υποδιαιρούνται επιπλέον σε δύο τάξεις κυμάτων ανάλογα με την μετατόπιση που προκαλούν στα μόρια της ύλης κατά την διέλευση τους μέσα από αυτήν, τα *επιμήκη κύματα P* & τα *εγκάρσια κύματα S*.

*Κύματα P* - Τα κύματα P καλούνται επίσης και *πρώτα κύματα (primary waves)*, επειδή διαδίδονται μέσα στο μέσο γρηγορότερα από τους άλλους τύπους κυμάτων. Στα κύματα P, τα μόρια της ύλης μετατοπίζονται στην ίδια διεύθυνση με την οποία διαδίδεται το κύμα (στην συγκεκριμένη περίπτωση ακτινικά). Έτσι, η ύλη αραιώνεται & συμπιέζεται καθώς τα κύματα P διαδίδονται μέσα στο μέσο. Τα κύματα P είναι ανάλογα των ηχητικών κυμάτων που διαδίδονται μέσα στον αέρα.



*Κύματα S* - Τα κύματα S καλούνται και *δεύτερα κύματα (secondary waves)*, διότι διαδίδονται μέσα στο μέσο βραδύτερα από τα κύματα P. Στα κύματα S, τα μόρια που συνιστούν το μέσο εκτοπίζονται σε διεύθυνση κάθετη στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος.

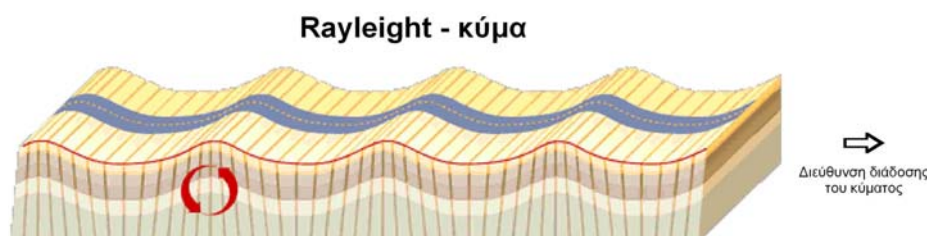


Στις περισσότερες σεισμικές έρευνες χρησιμοποιούνται κύματα P ως πρωταρχική πηγή πληροφοριών. Το παραπάνω σχήμα όμως, μπορεί να αναπαριστά είτε P, είτε S κύματα ανάλογα με την ταχύτητα που έχει επιλεγεί για την δημιουργία του σχεδιαγράμματος.

*Κύματα επιφανείας* – τα κύματα επιφανείας είναι κύματα τα οποία διαδίδονται κοντά στην επιφάνεια της Γης. Το πλάτος τους στην επιφάνεια της Γης μπορεί να είναι πολύ μεγάλο, αλλά μειώνεται εκθετικά με το βάθος. Τα επιφανειακά κύματα διαδίδονται με ταχύτερες μικρότερες από αυτές των S κυμάτων, παράγονται λιγότερο αποτελεσματικά από τις θαμμένες πηγές, και έχουν πλάτη που μειώνονται με την απόσταση από την πηγή πιο αργά από ό,τι παρατηρείται για τα κύματα χώρου.

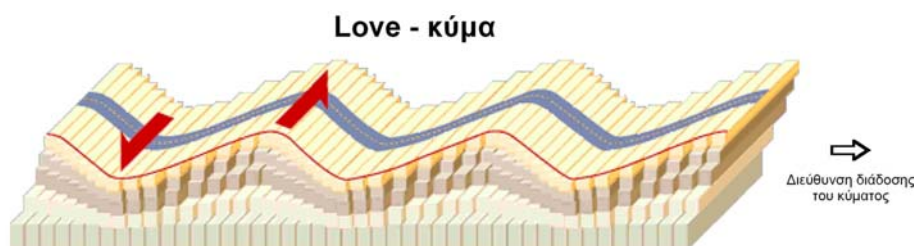
Υπάρχουν δύο κατηγορίες κυμάτων επιφανείας, τα *κύματα Love* και τα *κύματα Rayleigh*, τα οποία διακρίνονται από το είδος της κίνησης που προκαλούν στα σωματίδια της ύλης του μέσου.

Τα κύματα *Rayleigh* κατά τη διάδοσή τους τα υλικά σημεία του μέσου διάδοσης διαγράφουν ελλείψεις με κατακόρυφο το μεγάλο άξονα και το μικρό άξονα παράλληλο προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος.



Κοντά στην επιφάνεια της Γης, η φορά κίνησης κάθε σημείου πάνω στην ελλειπτική τροχιά του είναι ανάστροφη, δηλαδή, η φορά κίνησης στο κατώτερο σημείο της τροχιάς συμπίπτει με τη φορά διάδοσης του κύματος. Η ταχύτητα των κυμάτων Rayleigh είναι μικρότερη από την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων και για το λόγο αυτό τα κύματα Rayleigh φθάνουν και γράφονται σε ορισμένο γεώφωνο μετά τα εγκάρσια κύματα.

Τα κύματα *Love* κατά τη διάδοσή τους τα υλικά σημεία του μέσου διάδοσης πραγματοποιούν οριζόντιες ταλαντώσεις κάθετες προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος.



Τα κύματα Love είναι στην ουσία γραμμικώς πολωμένα εγκάρσια κύματα τα οποία έχουν μόνο οριζόντια συνιστώσα η οποία παριστάνεται με το σύμβολο SH. Τα κύματα Love φθάνουν και καταγράφονται σε ορισμένο γεώφωνο αμέσως μετά τα εγκάρσια κύματα.

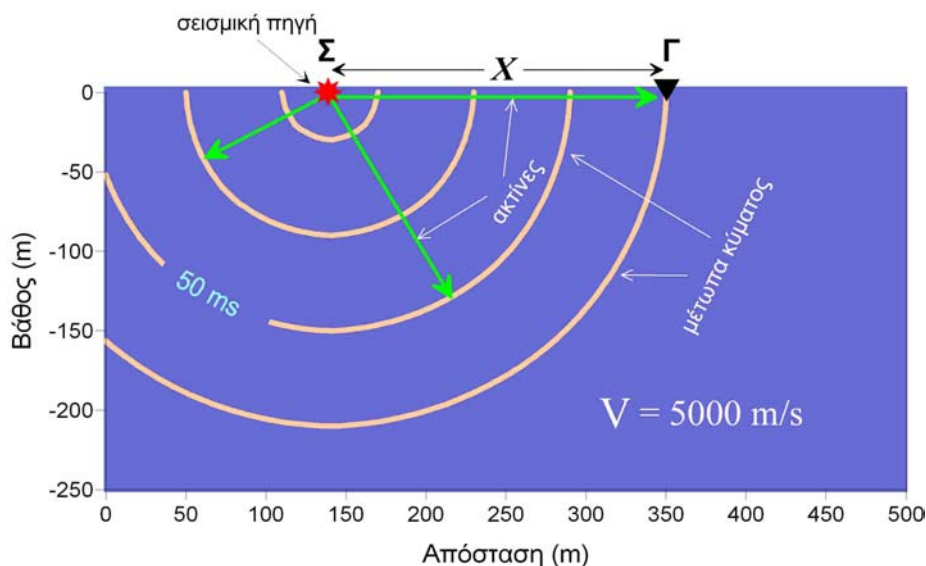
Η ταχύτητα διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων (Rayleigh και Love) εξαρτάται από τη περίοδο τους επειδή ο χώρος που διαδίδονται δεν είναι ομογενής. Το φαινόμενο αυτό, δηλαδή η εξάρτηση της ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων αυτών από τη περίοδο (ή τη συχνότητα) τους λέγεται *σκέδαση*.

Για τους δικούς μας σκοπούς, δεν κρίνεται απαραίτητο να αναφερθούμε με περισσότερη λεπτομέρεια στα επιφανειακά κύματα. Αρχεί να αναφέρουμε ότι για όλες σχεδόν τις ερευνητικές διασκοπήσεις, τα επιφανειακά κύματα αποτελούν μια μορφή θορύβου την οποία προσπαθούμε να περιορίσουμε. Ειδικά για τις διασκοπήσεις ανάκλασης, η καταστολή της ενέργειας των επιφανειακών κυμάτων είναι ιδιαίτερα σημαντική, διότι τα πλάτη τους που παράγονται από ρηχά θαμμένες πηγές συχνά παρατηρείται να είναι μεγαλύτερα από τα πλάτη των κυμάτων χώρου που προσπαθούμε να καταγράψουμε και να ερμηνεύσουμε. Για τις διασκοπήσεις διάθλασης, τα επιφανειακά κύματα αποτελούν μικρότερο πρόβλημα διότι μας ενδιαφέρει μόνο ο χρόνος διαδρομής της πρώτης άφιξης του σεισμικού κύματος. Τα επιφανειακά κύματα δεν είναι ποτέ η πρώτη άφιξη. Στο υπόλοιπο των σημειώσεων θα εξετάσουμε μόνο τα κύματα χώρου.

## Μέτωπο Κύματος και Σεισμικές Ακτίνες

Στις προηγούμενες γεωφυσικές μεθόδους που εξετάσαμε, ιδιαίτερα στις μαγνητικές μεθόδους, χρησιμοποιήσαμε συχνά δύο διαφορετικές περιγραφές του υπό μελέτη γεωφυσικού φαινομένου. Για παράδειγμα, στη συζήτησή μας για τον μαγνητισμό είδαμε την ένταση του μαγνητικού πεδίου αλλά και τη διεύθυνσή του.

Με τον ίδια λογική, υπάρχουν δύο εξίσου χρήσιμες περιγραφές και για τα σεισμικά κύματα. Η σχέση μεταξύ των δύο περιγραφών φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.



Μοντέλο ομογενούς και ισότροπου μέσου με ταχύτητα διάδοσης 5000 m/s. Τα σεισμικά κύματα που παράγονται από τη πηγή Σ παριστάνονται με μέτωπα καθώς και ακτίνες.

*Σεισμικές ακτίνες (Raypaths)* – Οι σεισμικές ακτίνες δεν είναι τίποτα περισσότερο από γραμμές που δείχνουν τη διεύθυνση διάδοσης του σεισμικού κύματος. Για οποιοδήποτε κύμα, υπάρχει

άπειρο πλήθος σεισμικών ακτίνων που μπορούν να χρησιμοποιηθούν. Στο παραπάνω σχήμα, για παράδειγμα, έγκυρη σεισμική ακτίνα μπορεί να είναι μια οποιαδήποτε ακτίνα που σχεδιάζεται με κέντρο την σεισμική πηγή. Σε αυτό το σχήμα, βέβαια, έχουν σχεδιαστεί μόνο μερικές από τις δυνατές σεισμικές ακτίνες.

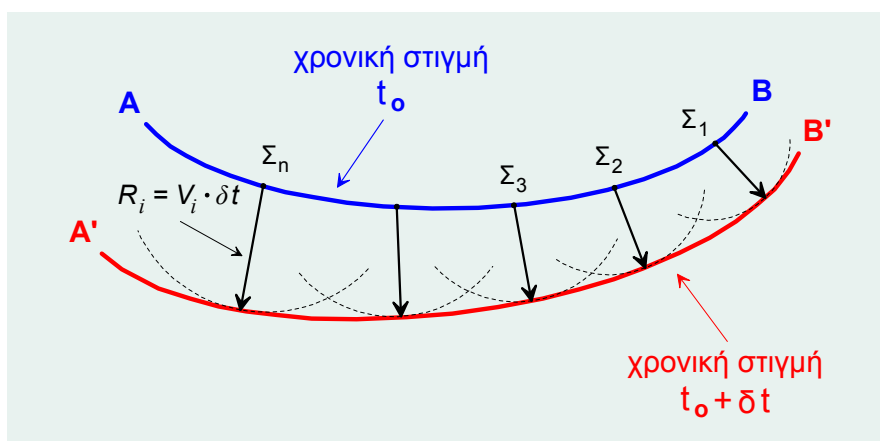
*Μέτωπα Κύματος (Wavefronts)* – Τα μέτωπα κύματος συνδέουν τις θέσεις του σεισμικού κύματος που κάνουν το ίδιο πράγμα την ίδια στιγμή (βρίσκονται στην ίδια φάση). Τα μέτωπα κύματος έχουν στο τρισδιάστατο χώρο σφαιρικό σχήμα. Στο πιο πάνω σχήμα, επειδή αναφερόμαστε σε επίπεδο δύο διαστάσεων (κατακόρυφη τομή της γης), τα σφαιρικά μέτωπα κύματος αντιστοιχούν σε ομόκεντρους κύκλους ή τόξα κύκλων με κέντρο τη σεισμική πηγή. Η επιφάνεια (ή αντίστοιχα το τόξο στο επίπεδο) του μετώπου κύματος συνδέει όλα τα μέρη του κύματος που βρίσκονται στην ίδια φάση σε μία δεδομένη χρονική στιγμή.

Η διάδοση των μετωπικών κυμάτων σε ένα μέσο περιγράφεται με την *αρχή του Huygens*. Η αρχή του Huygens ορίζει ότι κάθε σημείο ενός μετώπου κύματος μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελεί μια δευτερογενή πηγή κυμάτων.



Christiaan Huygens (1629-1695)  
Ολλανδός Μαθηματικός

Η χρησιμότητα της αρχής αυτής οφείλεται κυρίως στο γεγονός ότι μπορούμε, με βάση αυτή, να ορίσουμε τις μελλοντικές θέσεις του μετώπου κύματος, όταν γνωρίζουμε τη θέση του μετώπου σε ορισμένη χρονική στιγμή. Έστω λοιπόν ότι AB είναι το μέτωπο κύματος κατά τη χρονική στιγμή  $t_0$  και θέλουμε να καθορίσουμε το μέτωπο κύματος κατά τη χρονική στιγμή  $t_0 + \delta t$ . Κατά τη διάρκεια του χρόνου  $\delta t$  το κύμα θα προχωρήσει και θα σχηματίσει ένα νέο μέτωπο κύματος A'B'.



AB είναι η αρχική θέση του μετώπου κύματος τη χρονική στιγμή  $t_0$  και A'B' είναι η νέα θέση του μετώπου τη χρονική στιγμή  $t_0 + \delta t$  καθορισμένη σύμφωνα με την αρχή του Huygens.

Η νέα θέση A'B' καθορίζεται σύμφωνα με την αρχή του Huygens θεωρώντας ότι κάθε σημείο  $\Sigma_1, \Sigma_2, \Sigma_3, \dots, \Sigma_n$  του αρχικού μετώπου κύματος αποτελεί δευτερογενή πηγή κυμάτων. Η κάθε μία από τις δευτερογενείς πηγές στο χρονικό διάστημα  $\delta t$  θα έχει εκπέμψει ένα νέο μέτωπο



κύματος το οποίο θα αποτελεί τόξο κύκλου σε απόσταση από τη κάθε πηγή ίση με την ακτίνα

$$R_i = V_i \delta t$$

όπου  $V_i$  ( $i=1,2,3,,n$ ) είναι η ταχύτητα του κύματος σε κάθε μία από τις θέσεις των δευτερογενών πηγών. Μπορούμε συνεπώς να χαράζουμε τόξα κύκλων με κέντρα τα  $\Sigma_1, \Sigma_2, \Sigma_3, \dots \Sigma_n$  και ακτίνες  $R_i$ . Η γραμμή Α'Β', που περιβάλλει τα δευτερογενή μέτωπα κύματος (περιβάλλουσα) αποτελεί το μέτωπο κύματος στη νέα του θέση κατά τη χρονική στιγμή  $t_o + \delta t$ .

Θεωρητικά αλλά και στην πράξη, οι σεισμικές ακτίνες είναι ισοδύναμες της διεύθυνσης του ηλεκτρικού ρεύματος, και τα μέτωπα κύματος ισοδύναμα των ισοδυναμικών γραμμών στις ηλεκτρικές μεθόδους. Επίσης, είναι ισοδύναμα της διεύθυνσης του πεδίου και της έντασης του μαγνητισμού.

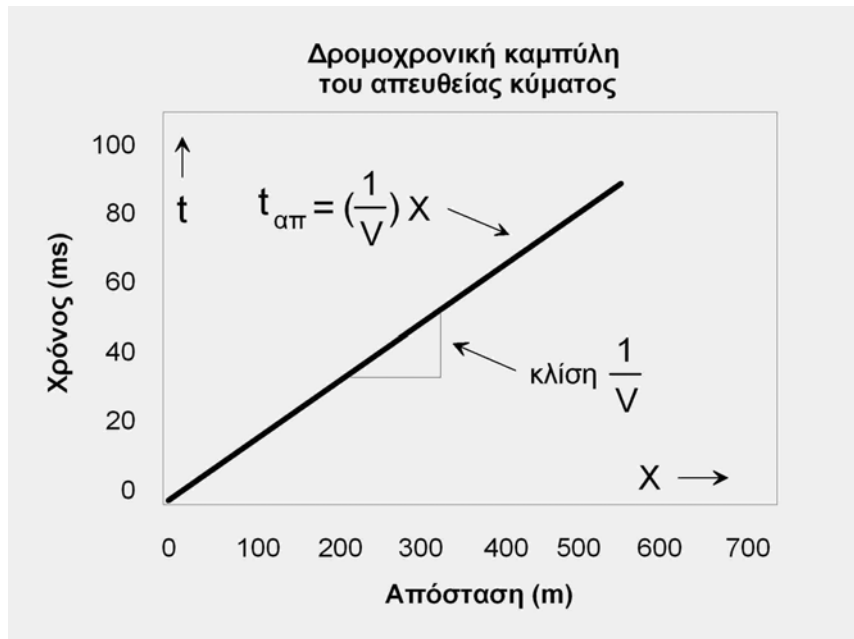
Παρατηρούμε ότι σε αυτό το παράδειγμα, τα μέτωπα του κύματος είναι κάθετα στις σεισμικές ακτίνες. Αυτό, γενικά, ισχύει πάντα. Έτσι, δεδομένου ενός συνόλου μετώπων κύματος ή ενός συνόλου σεισμικών ακτίνων, μπορούμε να κατασκευάσουμε το άλλο σύνολο. Αυτό, άλλωστε, ισχύει και για τη ροή ρεύματος και τις ισοδυναμικές επιφάνειες αλλά και για την ένταση και τη διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου.

Στο μεγαλύτερο μέρος της συζήτησης για τα σεισμικά κύματα που ακολουθεί, θα χρησιμοποιήσουμε την περιγραφή διάδοσης του σεισμικού κύματος με σεισμικές ακτίνες. Η περιγραφή αυτή επιτρέπει να υπολογιστούν πιο εύκολα οι χρόνοι διάδοσης ορισμένων σεισμικών φάσεων, επειδή μπορούμε να κατασκευάσουμε ευκολότερα τη συγκεκριμένη διαδρομή που ακολούθησε το σεισμικό κύμα μέχρι να καταγραφεί από το δέκτη μας. Όπως θα δούμε στη συνέχεια, αν και οι σεισμικές ακτίνες του παραπάνω παραδείγματος είναι πολύ απλές, καθώς θα αρχίσουμε να κατασκευάζουμε μοντέλα της Γης που περιέχουν σύνθετες μεταβολές της ταχύτητας, οι ακτίνες αυτές θα γίνονται πιο πολύπλοκες.

Στη παραπάνω περίπτωση της απλής δομής του ομογενούς και ισότροπου μέσου με σταθερή ταχύτητα  $V$  διάδοσης της σεισμικής ενέργειας, ο χρόνος διαδρομής  $t_{απ}$  του σεισμικού κύματος, που διαδίδεται από τη σεισμική πηγή  $\Sigma$  απευθείας στο γεώφωνο  $\Gamma$  που βρίσκεται σε απόσταση  $X$  από τη πηγή, θα δίδεται από την απλή σχέση της φυσικής

$$t_{απ} = \frac{X}{V}$$

Στο συγκεκριμένο παράδειγμα η σταθερή ταχύτητα του μέσου διάδοσης ισούται με 5000 m/s. Η παραπάνω εξίσωση παριστάνει εξίσωση της ευθείας γραμμής που διέρχεται από την αρχή των αξόνων η γενική μορφή της οποίας είναι  $y = ax$ , όπου  $a$  είναι η κλίση της ευθείας. Η γραφική παράσταση του χρόνου διαδρομής  $t_{απ}$  του απευθείας σεισμικού κύματος σε συνάρτηση με την απόσταση  $X$  του γεώφωνου από τη πηγή, φαίνεται στο διπλανό σχήμα και είναι γνωστή ως *δρομοχρονική καμπύλη* του απευθείας σεισμικού κύματος.

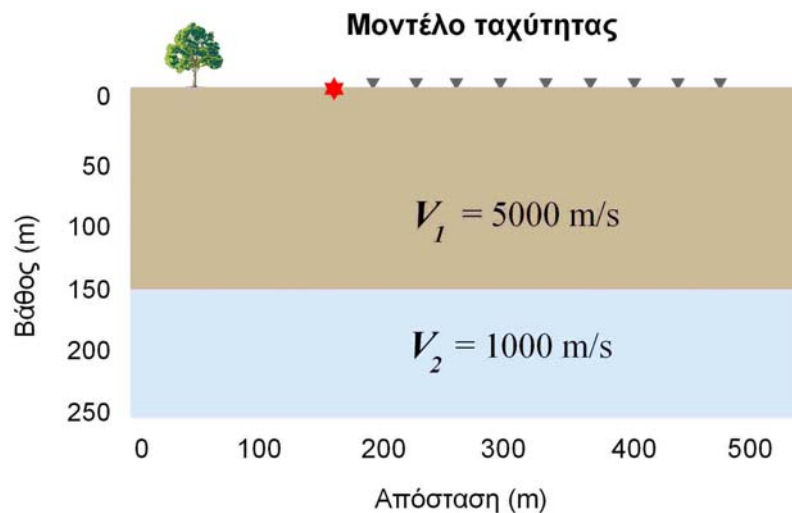


(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

### Αλληλεπίδραση των κυμάτων με επιφάνειες ασυμφωνίας: Περίπτωση στρώματος υψηλής ταχύτητας πάνω από έναν ημιχώρο χαμηλότερης ταχύτητας

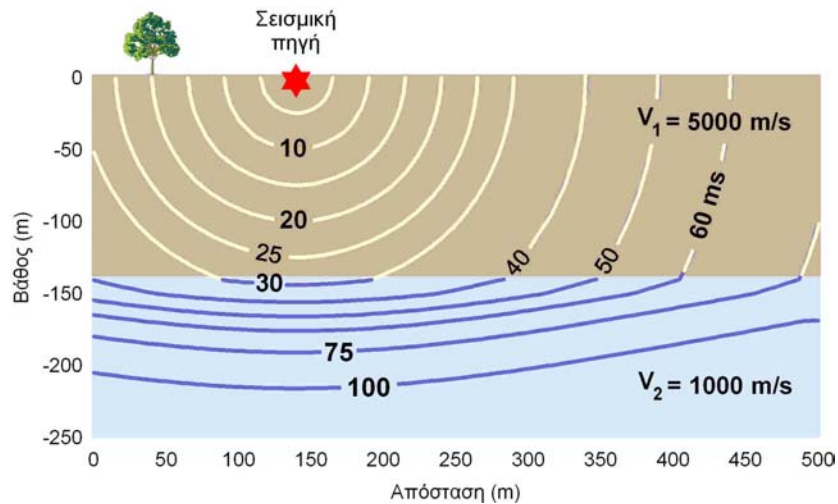
Μέχρι στιγμής έχουμε εξετάσει τη διάδοση των κυμάτων χώρου διαμέσου ενός μέσου με σταθερή ταχύτητα διάδοσης. Εδώ εξετάζουμε τι συμβαίνει όταν το μέσο αποτελείται από στρώματα, κάθε ένα από τα οποία χαρακτηρίζεται από διαφορετική ταχύτητα μετάδοσης του σεισμικού κύματος.

Θεωρούμε το απλό μοντέλο του παρακάτω σχήματος. Το μοντέλο αποτελείται από ένα στρώμα που βρίσκεται πάνω από έναν ημιχώρο. Η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στο στρώμα είναι μεγαλύτερη από την ταχύτητα διάδοσης στον ημιχώρο.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Στην επόμενη εικόνα θα παρακολουθήσουμε πώς τα σεισμικά κύματα (στο παράδειγμά μας εξετάζουμε P κύματα) διαδίδονται στο μέσο, και πώς αλληλεπιδρούν με την ασυνέχεια που συναντούν στα 150 μέτρα βάθος.



Από τη στιγμή διέγερσης της σεισμικής πηγής (χρόνος 0 ms) μέχρι τα περίπου 28 ms, το κύμα διαδίδεται αποκλειστικά στο ανώτερο στρώμα με ταχύτητα 5000 m/s και τα μετώπα κύματος τις στιγμές 5, 10, 20 και 25 ms είναι ομόκεντρες περιφέρειες κύκλων (κίτρινο χρώμα) με ακτίνες συνεχώς αυξανόμενες. Στα 30 ms, το κύμα έχει ήδη αρχίσει να αλληλεπιδρά με την ασυνέχεια στο βάθος των 150 μέτρων. Τούτο γίνεται αντιληπτό καθώς το τμήμα του μετώπου των 30 ms, που έχει εισέλθει στο βαθύτερο στρώμα (ημιχώρο) με ταχύτητα διάδοσης 1000 m/s, έχει αλλάξει καμπυλότητα (μπλε τόξα) και έχει γίνει πεπλατυσμένο. Η αλλαγή καμπυλότητας προς το πεπλατυσμένο οφείλεται στο ότι το συγκεκριμένο τόξο του μετώπου κύματος προωθείται με βραδύτερο ρυθμό (καθυστερεί) σε σχέση με το ρυθμό διάδοσης του στο μεγαλύτερης ταχύτητας υπερκείμενο επιφανειακό στρώμα. Έτσι, για το συγκεκριμένο στιγμιότυπο του μετώπου στα 30 ms παρατηρούμε ότι ένα τμήμα του μετώπου (μπλε χρώμα) διεισδύει στο όριο των δύο στρωμάτων και αναφέρεται ως *διαθλώμενο κύμα* (refracted wave) ενώ το υπόλοιπο τμήμα του (κίτρινο χρώμα) δεν αλληλεπιδρά καθόλου με την ασυνέχεια, προωθείται πλευρικά στο ανώτερο στρώμα και αναφέρεται ως *απευθείας κύμα* (direct wave)\*. Αργότερα θα δούμε ότι ένα μέρος του αρχικού μετώπου κύματος αλληλεπιδρά με την ασυνέχεια και χωρίς να εισέλθει σε αυτή αλλάζει πορεία και επιστρέφει προς την επιφάνεια. Το κύμα αυτό αναφέρεται ως *ανακλώμενο κύμα* (reflected wave).

Τις χρονικές στιγμές 40, 50, 60, 75 και 100 ms όλο και μεγαλύτερα τμήματα των μετώπων έχουν αλλάξει καμπυλότητα εισερχόμενα στο μικρότερης ταχύτητας βαθύτερο στρώμα μετατρέπόμενα σε διαθλώμενα κύματα ενώ τα υπόλοιπα αυτών διαδίδονται πλευρικά στο ανώτερο στρώμα ως απευθείας κύματα.

\* Στο συγκεκριμένο παράδειγμα έχουμε απλοποιήσει λίγο την κατάσταση. Γενικά, όταν ένα P κύμα αλληλεπιδρά με μια επιφάνεια ασυνέχειας, δεν παράγει μόνο ένα διαθλώμενο και ένα ανακλώμενο P κύμα, αλλά μπορεί να παράγει επίσης ένα διαθλώμενο και ένα ανακλώμενο S κύμα. Παρομοίως και τα S κύματα μπορούν να παράγουν ένα διαθλώμενο και ένα ανακλώμενο P κύμα. Οι μετατροπές των P κυμάτων σε S και αντίστροφα, καλούνται *μετατροπές φάσης*. Στις παρούσες σημειώσεις για απλούστευση δεχόμαστε ότι δεν έχουμε μετατροπές φάσης ή, διαφορετικά, οι μετατροπές φάσης δεν μας ενδιαφέρουν. Πράγματι, για τις διασκοπήσεις διάθλασης η παραδοχή αυτή γίνεται δεκτή διότι μας ενδιαφέρει μόνο ο χρόνος της πρώτης άφιξης και οι μετατροπές φάσης δεν φθάνουν ποτέ πρώτες. Στις διασκοπήσεις όμως της ανάκλασης, επειδή οι ανακλάσεις δεν φθάνουν ποτέ πρώτες, επιλέγουμε κατάλληλα όργανα καταγραφής που να μπορούν να ελαχιστοποιήσουν τις επιδράσεις των μετατροπών φάσης.

Υπάρχουν ορισμένα ενδιαφέροντα χαρακτηριστικά που μπορούμε να παρατηρήσουμε στην άφιξη του διαθλώμενου κύματος.

- Παρατηρούμε ότι το μέτωπο του κύματος που ορίζει την άφιξη του διαθλώμενου κύματος, παραμένει κυκλικό, αλλά η ακτίνα του δεν επικεντρώνεται πλέον στην πηγή, έχει δηλαδή διαφορετικό κέντρο καμπυλότητας. Οι γεωφυσικοί περιγράφουν το φαινόμενο αυτό ως μεταβολή στην καμπυλότητα του μετώπου.
- Παρατηρούμε ότι το φαινόμενο μήκος κύματος (*apparent wavelength*) της διαθλώμενης άφιξης είναι πολύ μικρότερο από της απευθείας άφιξης.

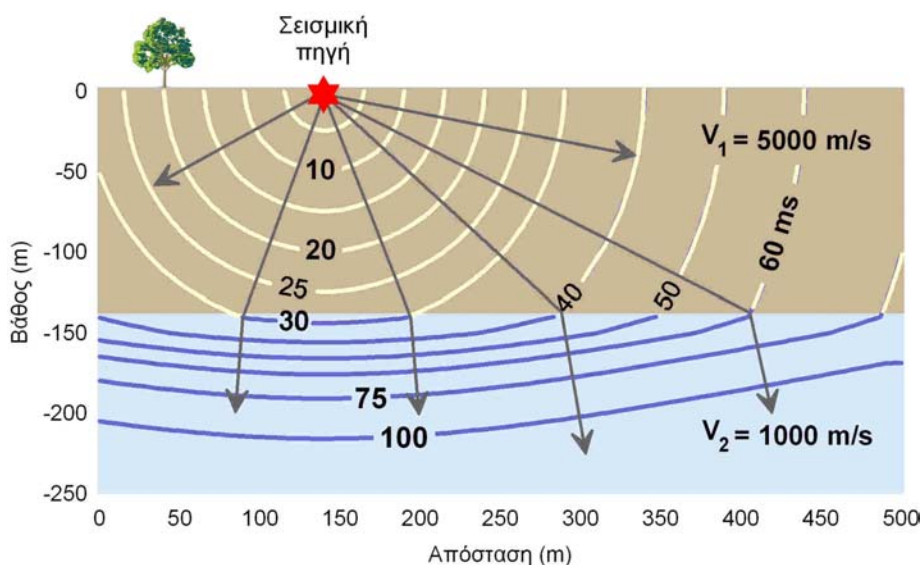
Και τα δύο αυτά φαινόμενα συνδέονται με την παρουσία της ασυνέχειας. Γνωρίζουμε ότι η περίοδος του κύματος συνδέεται με το μήκος κύματος μέσω της ταχύτητας με την οποία το κύμα διαδίδεται στο μέσο. Το μήκος κύματος ισούται με την ταχύτητα επί την περίοδο. Επομένως, αν η περίοδος του κύματος παραμένει σταθερή και η ταχύτητα του μέσου μειώνεται, τότε το μήκος κύματος επίσης μειώνεται με τον ίδιο ρυθμό.

Η μεταβολή στην καμπυλότητα του μετώπου του κύματος, καθώς το κύμα περνάει από τη διαχωριστική επιφάνεια, υπονοεί ότι οι κυματικές ακτίνες που περιγράφουν τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος, αλλάζουν διεύθυνση όταν διελάνουν την ασυνέχεια. Η μεταβολή αυτή στη διεύθυνση των ακτινών που διασχίζουν την ασυνέχεια, περιγράφεται παρακάτω από το 1<sup>ο</sup> Νόμο του Snell.

Αν εξετάσουμε την εδαφική κίνηση, από οποιοδήποτε σημείο της επιφάνειας της Γης, θα παρατηρήσουμε δύο διακριτά κύματα. Αρχικά, θα παρατηρήσουμε μία πρώτη άφιξη μεγάλου πλάτους που αντιστοιχεί στο απευθείας κύμα. Λίγο αργότερα, θα παρατηρήσουμε το ανακλώμενο κύμα, μικρότερου πλάτους. Η διαφορά χρόνου μεταξύ των δύο αφίξεων εξαρτάται από την απόσταση πηγή-γεώφωνο, την ταχύτητα διάδοσης του κύματος στο στρώμα και το βάθος της ασυνέχειας. Επομένως, εξετάζοντας αυτή τη διαφορά χρόνου, μπορούμε να πάρουμε πληροφορίες για την υπόγεια δομή.

## Η Αρχή του Fermat και οι Νόμοι του Snell

Αν συμπεριλάβουμε τις ακτίνες των διαθλώμενων και απευθείας αφίξεων στο προηγούμενο παράδειγμα, θα πάρουμε το παρακάτω σχήμα.



Οι ακτίνες σχεδιάζονται έτσι, ώστε κάθε στιγμή να είναι κάθετες στη διεύθυνση διάδοσης των μετώπων των κυμάτων. Καθώς οι ακτίνες αλληλεπιδρούν με την ασυνέχεια, υπακούουν στην αρχή του Fermat.

Η αρχή του Fermat ορίζει ότι το κύμα ακολουθεί τη διαδρομή, που απαιτεί το ελάχιστο χρόνο για τη μετάδοσή του μεταξύ δύο συγκεκριμένων σημείων. Για το λόγο αυτό η αρχή του Fermat είναι γνωστή και ως αρχή του ελαχίστου χρόνου.

Στο σχήμα που ακολουθεί θεωρούμε μία από τις διαθλώμενες ακτίνες του προηγούμενου σχήματος. Στη συγκεκριμένη περίπτωση η ταχύτητα του ημιχώρου,  $V_2$ , είναι μικρότερη αυτής του στρώματος  $V_1$ .



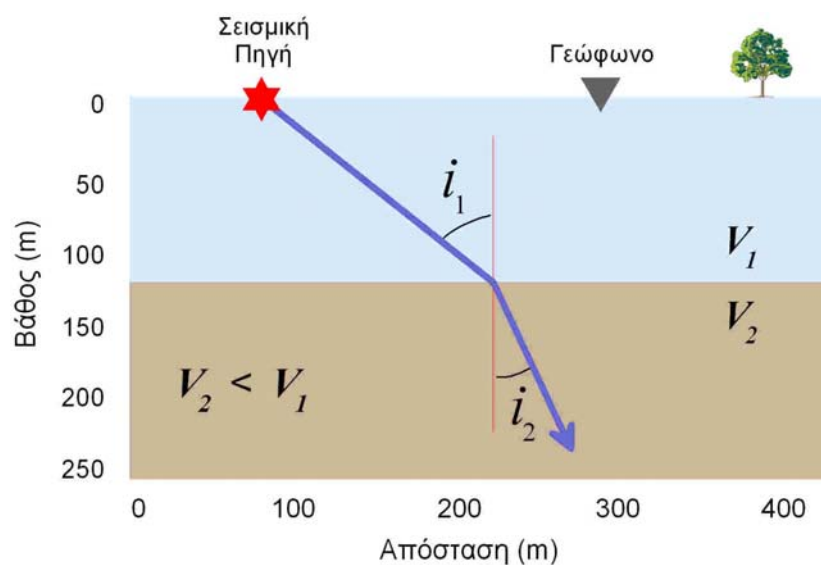
Pierre de Fermat (1661-1665)  
Γάλλος Μαθηματικός



[Roijen Snell \(1580-1626\)](#)  
Ολλανδός Μαθηματικός

Ο 1<sup>ος</sup> νόμος του Snell δηλώνει ότι σ' αυτή την περίπτωση η γωνία  $i_2$  μεταξύ της καθέτου στην ασυνέχεια και της διαθλώμενης ακτίνας πρέπει να είναι μικρότερη της γωνίας  $i_1$  μεταξύ της καθέτου στην ασυνέχεια και της διεύθυνσης της προσπίπτουσας ακτίνας. Αυτή ακριβώς είναι η κατάσταση που προβλέπεται από τα μέτωπα του κύματος στο πιο πάνω σχήμα. Αν η  $V_2$  ήταν μεγαλύτερη της  $V_1$ , όπως στην περίπτωση του παρακάτω σχήματος με την οποία θα ασχοληθούμε αργότερα πιο αναλυτικά, ο νόμος του Snell προβλέπει ότι η  $i_2$  θα ήταν μεγαλύτερη της  $i_1$ .

Στην περίπτωση αυτή, το μέτωπο του διαθλώμενου κύματος θα είχε μεγαλύτερη καμπυλότητα από το μέτωπο του απευθείας κύματος.

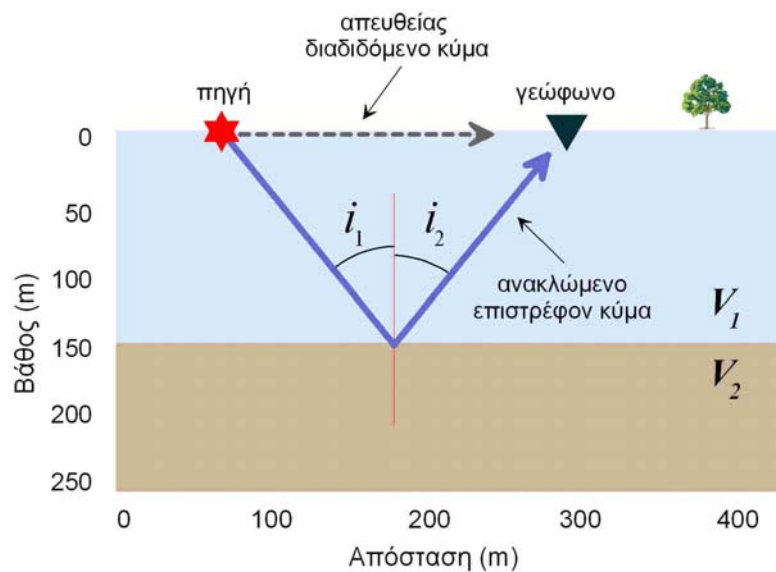


Οι γωνίες πρόσπτωσης και διάθλασης  $i_1$  και  $i_2$  συνδέονται με τις ταχύτητες  $V_1$  και  $V_2$  με τη σχέση

$$\frac{\eta \mu i_1}{\eta \mu i_2} = \frac{V_1}{V_2}$$

η οποία εκφράζει τον 1<sup>ο</sup> νόμο του Snell ή νόμο της διάθλασης.

Ο νόμος του Snell μπορεί επίσης να εφαρμοστεί και στην ακτίνα που ανακλάται στην επιφάνεια ασυνέχειας και επιστρέφει στο μέσο με ταχύτητα  $V_1$ . Στην ανάκλαση η γωνία ανάκλασης  $i_2$  είναι ίση με τη γωνία του προσπίπτοντος κύματος  $i_1$ .



Η ισότητα

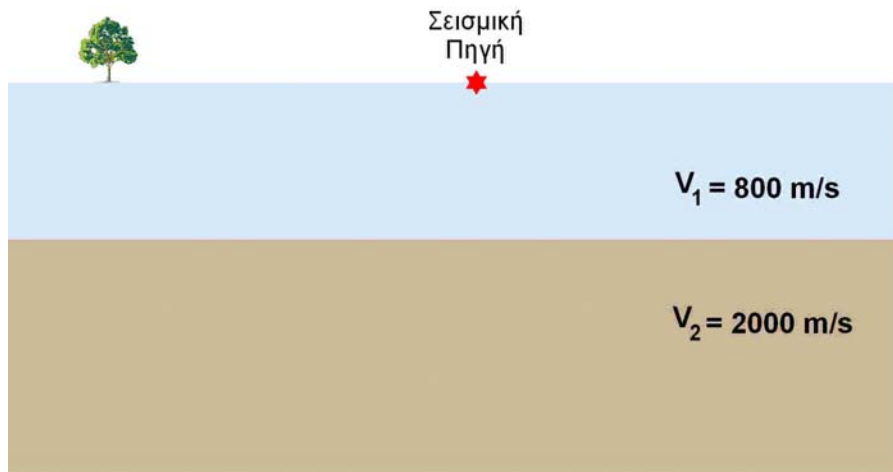
$$i_1 = i_2$$

εκφράζει τον 2<sup>ο</sup> νόμο του Snell ή νόμο της ανάκλασης.

Στο σημείο αυτό, πρέπει να αναφέρουμε ότι, αν τοποθετούσαμε δέκτες στην επιφάνεια της Γης, δεν θα παρατηρούσαμε ποτέ την διαθλωμένη άφιξη, διότι συνεχίζει τη διάδοσή της προς τα κάτω, χωρίς να επιστρέφει ποτέ στην επιφάνεια. Το απευθείας διαδιδόμενο σεισμικό κύμα προηγείται πάντοτε του ανακλώμενου στην ασυνέχεια κύματος και φθάνει πάντοτε πρώτο στο γεώφωνο, καθόσον το ανακλώμενο κύμα διανύει με την ίδια ταχύτητα  $V_1$  μεγαλύτερη διαδρομή (κατερχόμενος και ανερχόμενος κλάδος της τροχιάς).

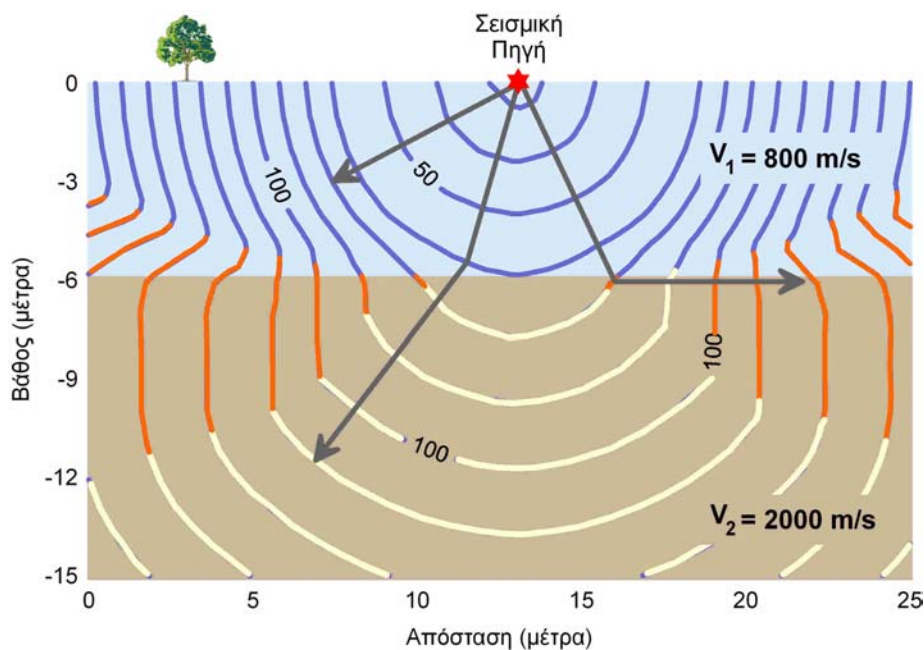
### Ένα ακόμα απλό γήινο μοντέλο: Περίπτωση στρώματος χαμηλής ταχύτητας πάνω από ημιχώρο υψηλότερης ταχύτητας

Μέχρι στιγμής έχουμε εξετάσει τη διάδοση των κυμάτων χώρου μέσα σε μέσο σταθερής ταχύτητας και σε μέσο που αποτελείται από ένα στρώμα υψηλής ταχύτητας πάνω από ημιχώρο χαμηλότερης ταχύτητας. Εδώ εξετάζουμε την αντίθετη περίπτωση του τελευταίου παραδείγματος όπου η ταχύτητα του ημιχώρου είναι υψηλότερη του επιφανειακού στρώματος. Για να μελετήσουμε την περίπτωση αυτή θεωρούμε το παρακάτω μοντέλο.

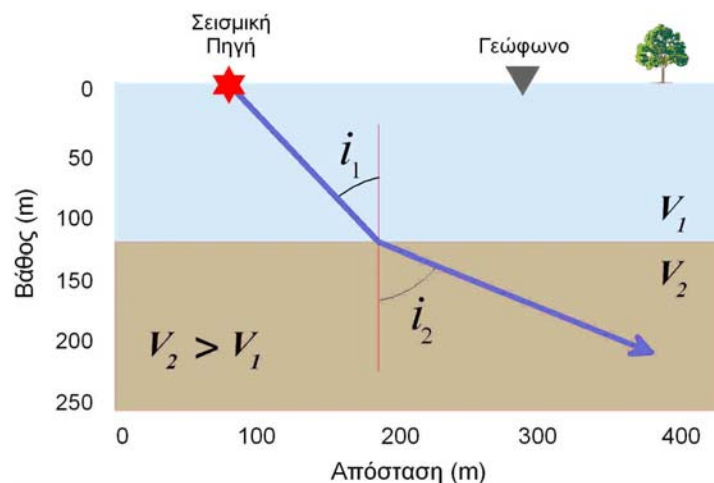


(Αναπαράγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Το σχήμα που ακολουθεί δείχνει στιγμιότυπα της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στις διάφορες χρονικές στιγμές.



Για αυτές τις χρονικές στιγμές, η κυματομορφή μοιάζει ποιοτικά με αυτές που είδαμε στο προηγούμενο μοντέλο με στρώματα, όπου ένα στρώμα υψηλής ταχύτητας βρισκόταν πάνω από ημιχώρο χαμηλής ταχύτητας. Αυτό ισχύει πράγματι, με εξαίρεση τις διαφορές που υπάρχουν τώρα στη σχετική καμπυλότητα των μετώπων κύματος και στη κατεύθυνση των σεισμικών ακτίνων, οι οποίες όπως είναι γνωστό είναι κάθετες στα μέτωπα κύματος. Στην συγκεκριμένη περίπτωση, το διαθλώμενο κύμα δεν είναι πεπλατυσμένο αλλά είναι πιο καμπύλο από το απευθείας κύμα καθόσον τώρα προωθείται με ταχύτερο ρυθμό στον ταχύτερο ημιχώρο. Στο σχήμα που ακολουθεί θεωρούμε μία από τις διαθλώμενες ακτίνες του προηγούμενου σχήματος. Στη συγκεκριμένη περίπτωση η ταχύτητα του ημιχώρου,  $V_2$ , είναι μεγαλύτερη αυτής του στρώματος  $V_1$ .



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Ο 1<sup>ος</sup> νόμος του Snell δηλώνει ότι σ' αυτή την περίπτωση η γωνία  $i_2$  μεταξύ της καθέτου στην ασυνέχεια και της διαθλώμενης ακτίνας πρέπει να είναι *μεγαλύτερη* της γωνίας  $i_1$  μεταξύ της καθέτου στην ασυνέχεια και της διεύθυνσης της προσπίπτουσας ακτίνας. Αυτή ακριβώς είναι η κατάσταση που προβλέπεται από τα μέτωπα του κύματος στο προηγούμενο σχήμα. Επειδή οι ταχύτητες αυξάνουν κατά μήκος της ασυνέχειας με το βάθος, το διαθλώμενο κύμα έχει τώρα μεγαλύτερο μήκος κύματος από το απευθείας ή το ανακλώμενο κύμα.

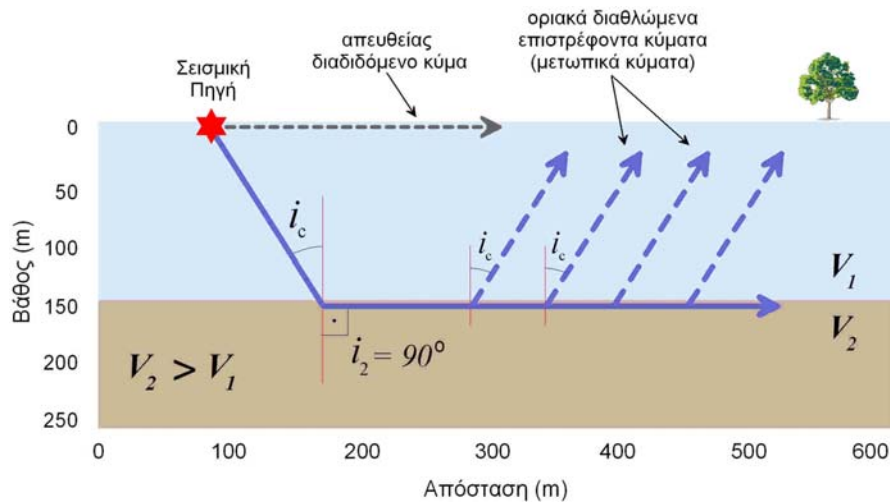
Και σε αυτή τη περίπτωση πρέπει να αναφέρουμε ότι, αν τοποθετούσαμε δέκτες στην επιφάνεια της Γης, δεν θα παρατηρούσαμε ποτέ την διαθλώμενη άφιξη, διότι συνεχίζει τη διάδοσή της προς τα κάτω, χωρίς να επιστρέφει ποτέ στην επιφάνεια. Όπως θα διαπιστώσουμε στη συνέχεια, ένας τύπος διαθλώμενου κύματος επιστρέφει στην επιφάνεια της Γης και είναι δυνατόν να προηγηθεί του απευθείας κύματος και να φθάσει πρώτο σε γεώφωνο που βρίσκεται σε ορισμένη θέση από τη πηγή.

## Οριακά Διαθλώμενα Κύματα

Αν, στη παραπάνω περίπτωση όπου η ταχύτητα του ημιχώρου είναι μεγαλύτερη αυτής του επιφανειακού στρώματος, επιτρέψουμε την περαιτέρω διάδοση των κυμάτων, ένα ενδιαφέρον φαινόμενο αρχίζει να λαμβάνει χώρα, σε σχέση με τη διαθλώμενη άφιξη. Πιο συγκεκριμένα, από όλες τις σεισμικές ακτίνες που ξεκινούν από τη πηγή και προσπίπτουν στην ασυνέχεια, αναφερόμαστε σε εκείνη του σχήματος που ακολουθεί, η οποία συναντά την ασυνέχεια με μια συγκεκριμένη γωνία  $i_c$  για την οποία η συνέχιση της διαθλώμενης στον ημιχώρο ακτίνας σχηματίζει με την κάθετο στο σημείο πρόσπτωσης γωνία  $i_2$  ίση με  $90^\circ$ . Η συγκεκριμένη γωνία πρόσπτωσης  $i_c$  ονομάζεται *οριακή γωνία (critical angle)* πρόσπτωσης. Αναφερόμενοι στο στιγμιότυπο του ίδιου σχήματος, καθώς η διαθλώμενη σεισμική ακτίνα διαδίδεται στον ημιχώρο, επειδή ταξιδεύει γρηγορότερα από το απευθείας κύμα στο επιφανειακό στρώμα, αρχίζει να κινείται κατά μήκος της ασυνέχειας του στρώματος με ταχύτητα μεγαλύτερη αυτής του απευθείας κύματος. Θέλουμε εδώ να επισημάνουμε ότι η ακτίνα που περιγράφει το οριακά διαθλώμενο κύμα, δεν διεισδύει στον ημιχώρο, αλλά διαδίδεται μέσα σ' αυτόν κατά μήκος της ασυνέχειας που χωρίζει το στρώμα από τον ημιχώρο.

Η διαθλώμενη άφιξη διαδίδεται οριζόντια με την ταχύτητα του ημιχώρου, ενώ η απευθείας άφιξη (μαύρη στικτή γραμμή) διαδίδεται οριζόντια με την ταχύτητα του στρώματος.





Καθώς το διαθλώμενο κύμα κινείται κατά μήκος της ασυνέχειας του στρώματος διεγείρει την ασυνέχεια κάθε σημείο της οποίας παράγει ένα νέο τύπο κύματος στο στρώμα, το οποίο ονομάζεται *οριακά διαθλώμενο κύμα ή μετωπικό κύμα (critically refracted wave ή head wave)* που διαδίδεται προς τα πάνω και επιστρέφει στην επιφάνεια σχηματίζοντας με τη κάθετο γωνία ίση με την οριχή  $i_c$  (μπλε στικτή γραμμή). Στη περίπτωση που εξετάσαμε σε προηγούμενο κεφάλαιο, όπου το επιφανειακό στρώμα έχει υψηλότερη ταχύτητα από το βαθύτερο σχηματισμό (ημιχώρο) το οριακά διαθλώμενο κύμα δεν εμφανίζεται ποτέ. Αυτό συμβαίνει κυρίως διότι, όπως έχουμε επισημάνει, η διαθλώμενη ακτίνα στη περίπτωση αυτή σχηματίζει με τη κάθετο στο σημείο πρόσπτωσης γωνία  $i_2$  η οποία είναι πάντοτε μικρότερη της γωνίας πρόσπτωσης  $i_1$ , έτσι που, για οποιαδήποτε τιμή της γωνίας  $i_1$ , η γωνία  $i_2$  να μην γίνεται ποτέ ίση με  $90^\circ$ , που ως γνωστό είναι η προϋπόθεση δημιουργίας οριακά διαθλωμένων κυμάτων.

Σαν ανακεφαλαίωση αναφέρουμε ότι από μια σεισμική πηγή αναχωρούν τρία διαφορετικού τύπου κύματα τα οποία, ακολουθώντας διαφορετικές διαδρομές, φθάνουν σε γεώφωνο που βρίσκεται σε ορισμένη θέση στην επιφάνεια της Γης:

1. το απευθείας κύμα που διανύει την απόσταση πηγή-γεώφωνο με την ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος
2. το ανακλώμενο κύμα που φθάνει στο γεώφωνο μετά από ανάκλαση στην ασυνέχεια διαδιδόμενο με την ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος και
3. το οριακά διαθλώμενο κύμα που φθάνει στο γεώφωνο διανύοντας ένα μέρος της διαδρομής του (κατερχόμενος και ανερχόμενος κλάδος) με την ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος και το υπόλοιπο αυτής (οριζόντιος κλάδος) κατά μήκος της ασυνέχειας με την ταχύτητα του ημιχώρου.

Αναφερόμενοι στη χρονική σειρά άφιξης των τριών σεισμικών φάσεων που περιγράφηκαν προηγούμενα παρατηρούμε ότι:

1. το ανακλώμενο κύμα φθάνει πάντοτε μετά την απευθείας άφιξη σε οποιαδήποτε απόσταση από την πηγή, επομένως δεν μπορεί ποτέ να είναι η ενέργεια που φθάνει πρώτη
2. σε μικρές αποστάσεις μεταξύ πηγής και δέκτη, το απευθείας διαδιδόμενο κύμα θα προηγείται του οριακά διαθλωμένου κύματος
3. σε μεγαλύτερες αποστάσεις, ωστόσο, το οριακά διαθλώμενο κύμα μπορεί να προηγηθεί, όπως θα δούμε στη συνέχεια, του απευθείας κύματος και να φθάσει πρώτο στο δέκτη.

Οι παρατηρήσεις αυτές αποτελούν τη θεωρητική βάση της *σεισμικής μεθόδου της διάθλασης (seismic refraction method)*. Στην έρευνα σεισμικής διάθλασης, μετράμε τους πρώτους χρόνους άφιξης των σεισμικών κυμάτων, σε διάφορες αποστάσεις από την πηγή. Στο μοντέλο του στρώματος πάνω από ημιχώρο, η πρώτη άφιξη μπορεί να σχετίζεται με απευθείας ή οριακά διαθλωμένο κύμα.

Όπως ήδη έχουμε αναφέρει, ο υπολογισμός του χρόνου άφιξης του απευθείας κύματος είναι σχετικά απλός και ορίζεται από το πηλίκο της οριζόντιας απόστασης μεταξύ της πηγής και του δέκτη προς της ταχύτητας με την οποία το κύμα διαδίδεται μέσα στο επιφανειακό στρώμα. Ο υπολογισμός του χρόνου άφιξης του οριακά διαθλωμένου κύματος γίνεται αφού πρώτα μελετήσουμε τη χάραξη της διαδρομής κατά μήκος της οποίας διαδίδεται το κύμα. Αυτό γίνεται με χρήση των κυματικών ακτινών και με τη βοήθεια του νόμου του Snell.

Από την περιγραφή των κυματικών ακτίνων του οριακά διαθλωμένου κύματος είδαμε ότι ένα οριακά διαθλωμένο κύμα (μετωπικό κύμα) παράγεται μόνο από εκείνη τη σεισμική ακτίνα η οποία διαδιδόμενη προς τα κάτω (μέσα στο στρώμα) με ταχύτητα  $V_1$  συναντά την ασυνέχεια υπό γωνία ίση με την οριζική  $i_c$ . Στη συνέχεια η ακτίνα εισερχόμενη στον ημιχώρο διαθλάται με γωνία διάθλασης ίση με  $90^\circ$  διαδίδεται κατά μήκος της ασυνέχειας με ταχύτητα ίση με τη  $V_2$  και επιστρέφει πίσω στο επιφανειακό στρώμα υπό γωνία ίση με την οριζική για να φθάσει τελικά στην επιφάνεια της Γης όπου και καταγράφεται. Το οριακά διαθλωμένο κύμα διανύει μεγαλύτερη διαδρομή από το απευθείας μέχρι να φτάσει και να καταγραφεί στην επιφάνεια της Γης. Ταξιδεύει όμως στο κατώτερο σημείο του στρώματος με ταχύτητα μεγαλύτερη από αυτή της απευθείας άφιξης. Έτσι, είναι προφανές ότι, ανάλογα με την απόσταση από την πηγή, είναι δυνατόν το οριακά διαθλωμένο κύμα να φτάσει πριν το απευθείας καθόσον κερδίζει χρόνο διανύοντας τμήμα της τροχιάς του (οριζόντιο τμήμα) με μεγαλύτερη ταχύτητα.

## Ταχύτητες των Σεισμικών Κυμάτων και Ιδιότητες των Πετρωμάτων

Στο κεφάλαιο αυτό, θα περιγράψουμε πώς η διάδοση των σεισμικών κυμάτων συνδέεται με τη γεωλογική δομή. Μεταβολές στην ταχύτητα με την οποία τα σεισμικά κύματα διαδίδονται μέσα στη Γη μπορούν να προκαλέσουν μεταβολές στα σεισμικά κύματα που καταγράφονται στην επιφάνεια της Γης. Για παράδειγμα, ανακλώμενα κύματα μπορούν να δημιουργηθούν από μια επίπεδη ασυνέχεια στην ταχύτητα, που παρατηρείται σε κάποιο βάθος, τα οποία μπορούν να καταγραφούν στην επιφάνεια της Γης. Οι μεταβολές στην ταχύτητα συνδέονται με τις ιδιότητες των πετρωμάτων ή εδαφών δια μέσου των οποίων διαδίδονται τα κύματα.

Μπορεί να δείχθει ότι σε ομογενή και ισότροπα μέσα, οι ταχύτητες των P και S κυμάτων εντός του μέσου δίνονται από τις παρακάτω σχέσεις.

$$V_p = \sqrt{\frac{\left(\frac{4}{3}\mu + k\right)}{\rho}}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

$V_p$  και  $V_s$  είναι οι ταχύτητες των P και S κυμάτων στο μέσο,  $\rho$  είναι η πυκνότητα του μέσου  $\mu$  και  $k$  είναι οι συντελεστές διάτμησης και ακαμψίας του μέσου αντίστοιχα. Μαζί τα  $\mu$  &  $k$  είναι επίσης γνωστά και ως *ελαστικές παράμετροι (elastic parameters)*. Οι ελαστικές παράμετροι περιγράφουν ποσοτικά τα ακόλουθα χαρακτηριστικά του μέσου.

**Συντελεστής Ακαμψίας (Bulk Modulus)  $k$**  - Είναι επίσης γνωστός και ως *ασυμπίεστοτητα (incompressibility)* του μέσου. Φανταζόμαστε ότι έχουμε ένα μικρό κύβο από το υλικό που αποτελείται το μέσο & ότι υποβάλλουμε τον κύβο σε πίεση, συμπιέζοντάς τον από όλες τις πλευρές. Αν το υλικό δεν είναι πολύ σκληρό (άκαμπτο), είναι δυνατόν να συμπιέσουμε το υλικό αυτού του κύβου σε έναν μικρότερο κύβο. Ο συντελεστής ακαμψίας περιγράφει το λόγο της πίεσης που εφαρμόζεται στον κύβο, προς την μεταβολή του όγκου που υπόκειται ο κύβος. Αν το  $k$  είναι πολύ μεγάλο, τότε το υλικό είναι πολύ δύσκαμπτο, δηλαδή δεν συμπιέζεται πολύ ακόμα και κάτω από μεγάλες πιέσεις. Αν το  $k$  είναι μικρό, τότε μικρή πίεση συμπιέζει το υλικό σε μεγάλο βαθμό. Για παράδειγμα, τα αέρια έχουν πολύ μικρή ασυμπίεστοτητα. Τα στερεά και τα υγρά έχουν μεγάλη ασυμπίεστοτητα.

**Συντελεστής Διάτμησης (Shear Modulus)  $\mu$**  - Ο συντελεστής διάτμησης περιγράφει πόσο δύσκολο είναι να παραμορφωθεί ένας κύβος από υλικό του μέσου κάτω από διατμητική δύναμη. Για παράδειγμα, φανταζόμαστε ότι έχουμε ένα κύβο ο οποίος είναι σταθερά στερεωμένος πάνω σε ένα τραπέζι. Αν το υλικό έχει μικρό συντελεστή διάτμησης, μπορούμε να παραμορφώσουμε τον κύβο προς την κατεύθυνση που πιέζουμε, έτσι ώστε ο κύβος να αποκτήσει σχήμα παραλληλογράμμου. Αν το υλικό έχει μεγάλο συντελεστή διάτμησης θα χρειαστεί μεγάλη δύναμη προς την διεύθυνση αυτή για να παραμορφωθεί ο κύβος. Τα αέρια και τα υγρά δεν μπορούν να υποστούν διατμητικές δυνάμεις. Αυτό σημαίνει ότι έχουν συντελεστή διάτμησης μηδέν. Από τις παραπάνω εξισώσεις, παρατηρούμε ότι αυτό σημαίνει ότι τα υγρά και τα αέρια δεν επιτρέπουν τη διάδοση S κυμάτων.

Οποιαδήποτε αλλαγή στις ιδιότητες του πετρώματος ή του εδάφους που προκαλεί μεταβολή των  $\rho$ ,  $\mu$  &  $k$ , θα προκαλέσει μεταβολή και της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων. Για παράδειγμα, αν περάσουμε από ένα στεγνό πέτρωμα σε ένα διαποτισμένο πέτρωμα, θα μεταβληθεί η πυκνότητα καθώς και ο συντελεστής ακαμψίας. Ο συντελεστής ακαμψίας αλλάζει διότι οι γεμάτοι με αέρα πόροι γίνονται γεμάτοι με νερό. Το νερό είναι πιο δύσκολο να συμπιεστεί από τον αέρα. Για την ακρίβεια, οι μεταβολές του συντελεστή όγκου κυριαρχούν στο συγκεκριμένο παράδειγμα. Επομένως, η ταχύτητα του κύματος P αλλάζει πολύ κατά μήκος του διαποτισμένου στρώματος ενώ οι ταχύτητες των S κυμάτων αλλάζουν πολύ λίγο.

Αν και αυτό είναι ένα μόνο παράδειγμα για το πώς μπορούν να αλλάξουν οι σεισμικές ταχύτητες στο υπέδαφος, μπορούμε να φανταστούμε πολλούς άλλους παράγοντες που προκαλούν μεταβολές της ταχύτητας (αλλαγές στη λιθολογία, στο περιεχόμενο σε ρευστά, στη συνεκτικότητα). Επομένως μεταβολές στις σεισμικές ταχύτητες προσφέρουν τη δυνατότητα για χαρτογράφηση πολλών διαφορετικών χαρακτηριστικών του υπεδάφους.

## Οι Σεισμικές Ταχύτητες των Υλικών της Γης

Οι ταχύτητες των επιμήκων κυμάτων P και εγκάρσιων S, σε διάφορα υλικά που απαντούν στο φλοιό της γης, φαίνονται στο παρακάτω πίνακα.

Υλικό	Ταχύτητα P κυμάτων (m/s)	Ταχύτητα S κυμάτων (m/s)
Αέρας	332	
Νερό	1400-1500	
Πετρέλαιο	1300-1400	
Σίδηρο	6100	3500
Τσιμέντο	3600	2000
Γρανίτης	5500-5900	2800-3000
Βασάλτης	6400	3200
Ψαμμίτης	1400-4300	700-2800
Ασβεστόλιθος	5900-6100	2800-3000
Άμμος (ακόρεστη σε νερό)	200-1000	80-400
Άμμος (κορεσμένη σε νερό)	800-2200	320-880
Άργιλος	1000-2500	400-1000
Πλειστοκαινικές αποθέσεις (κορεσμένες)	1500-2500	600-1000

Αντίθετα με την πυκνότητα, στη σεισμική ταχύτητα μπορεί να υπάρχουν μεγάλες μεταβολές μεταξύ διαφορετικών τύπων πετρωμάτων και μεταξύ κορεσμένων και ακόρεστων πετρωμάτων. Ακόμα όμως και για αυτές τις μεταβολές, υπάρχει παρόλα αυτά αξιόλογη επικάλυψη στις μετρούμενες ταχύτητες. Επομένως, μόνο η γνώση της σεισμικής ταχύτητας δεν αρκεί για τον καθορισμό του τύπου του πετρώματος.

## Εξοπλισμός

Συγκριτικά με τον εξοπλισμό που χρησιμοποιείται στη βαρυτομετρική, τη μαγνητική ή ακόμα και στην γεωηλεκτρική διασκόπηση, η πολυπλοκότητα και το μέγεθος του εξοπλισμού που χρησιμοποιείται στη σεισμική διασκόπηση είναι εντυπωσιακά.

Ένα τυπικό σύστημα απόκτησης σεισμικών δεδομένων αποτελείται από τα παρακάτω συστατικά

*Σεισμική πηγή (Seismic Source)* - Πρόκειται για συσκευές που διοχετεύουν σεισμική ενέργεια στο έδαφος. Μπορεί να διαφέρουν πολύ σε μέγεθος και πολυπλοκότητα. Όλες όμως έχουν τα εξής κοινά χαρακτηριστικά:

- Πρέπει να είναι επαναληπτικές. Αυτό σημαίνει ότι η φύση της ενέργειας που διοχετεύεται στο έδαφος (η ποσότητα και το χρονικό διάστημα διάδοσης), δεν πρέπει να αλλάζει καθώς η πηγή χρησιμοποιείται σε διαφορετικές θέσεις.
- Ο χρόνος διοχέτευσης της σεισμικής ενέργειας στο έδαφος πρέπει να είναι ελεγχόμενος. Πρέπει να είμαστε σε θέση να ορίσουμε ακριβώς τη στιγμή που η πηγή διοχέτευσε την ενέργεια στο έδαφος. Σε μερικές περιπτώσεις, μπορούμε να ελέγχουμε το χρόνο διοχέτευσης. Σε άλλες, απλά σημειώνουμε το χρόνο που η πηγή διοχέτευσε την ενέργεια.

*Γεώφωνα (Geophones)* - Πρόκειται για συσκευές που μπορούν να μετρήσουν την κίνηση του εδάφους που παράγεται από μία σεισμική πηγή. Όπως θα δούμε στη συνέχεια, τα γεώφωνα μετατρέπουν την εδαφική κίνηση σε ηλεκτρικά σήματα (τάσεις) που καταγράφονται από μία ξεχωριστή συσκευή.

*Σύστημα Καταγραφής (Recording System)* – Αυτό αποτελείται από ένα σύνολο συστατικών. Στην ουσία, ολόκληρο το σύστημα δεν κάνει τίποτα περισσότερο από το να αποθηκεύει την εδαφική κίνηση που καταγράφουν ένας αριθμός γεωφώνων. Ο αριθμός αυτός μπορεί να είναι αρκετά μεγάλος. Σήμερα είναι σύνηθες οι διασκοπήσεις για την έρευνα πετρελαίου να αποθηκεύουν την εδαφική κίνηση που καταγράφεται από 1000 σεισμόμετρα ταυτόχρονα. Εκτός από την καταγραφή και αποθήκευση της εδαφικής κίνησης, το σύστημα πρέπει επίσης να ελέγχει το συγχρονισμό της πηγής. Αποτελείται όχι μόνο από ένα «μαύρο κουτί» που αποθηκεύει τις πληροφορίες αλλά και από ένα σύνολο πολύπλοκων ηλεκτρικών συνδέσεων με τα γεώφωνα και την πηγή και συνήθως μία συσκευή που επιλέγει υποσύνολα για τις καταγραφές των εγκατεστημένων γεωφώνων.

## Σεισμικές Πηγές

Οι πηγές σεισμικής ενέργειας εμφανίζονται σε ποικιλία μεγεθών και σχημάτων. Πρακτικώς, οτιδήποτε προσκρούει ή προκαλεί κίνηση στην επιφάνεια της Γης είναι πηγή σεισμικής ενέργειας. Δυστυχώς όμως, οι περισσότερες από αυτές είναι ανεξέλεγκτες, όπως η κυκλοφορία στους δρόμους, ο αέρας (προκαλεί θόρυβο με την κίνηση των θάμνων και των δέντρων), τα αεροπλάνα, οι άνθρωποι που περπατούν, κλπ. Για τα πειράματά μας, θέλουμε να ελέγχουμε την πηγή της εδαφικής κίνησης. Εδώ θα περιορίσουμε τα παραδείγματα μας στις πηγές που

χρησιμοποιούνται συνήθως στις έρευνες κοντά στην επιφάνεια (δηλαδή σε περιβαλλοντικές και τεχνικές έρευνες). Τρεις τύποι πηγών χρησιμοποιούνται συνήθως τόσο για τις έρευνες ανάκλασης όσο και διάθλασης κοντά στην επιφάνεια.

## Πηγές κρούσης (Impact Sources)

Πηγές που παράγουν σεισμική ενέργεια με κρούση στην επιφάνεια της Γης είναι πιθανόν οι πιο ευρέως διαδεδομένες. Παρόλο που οι πηγές κρούσης μπορεί να είναι αρκετά εξειδικευμένες στην κατασκευή τους, ο περισσότερο χρησιμοποιούμενος τύπος είναι η σεισμική σφύρα (*sledge hammer*). Η σεισμική σφύρα είναι ένα απλό σφυρί βάρους 3 ή 5 kg (βαριά) και στην περίπτωση αυτή ο χειριστής δεν κάνει τίποτα περισσότερο από το να το κραδαίνει στο έδαφος. Αντί να χτυπάει απευθείας το έδαφος, είναι πιο σύνηθες, για καλύτερη ζεύξη, να χτυπάει μια μεταλλική πλάκα που βρίσκεται ακουμπισμένη (με καλή επαφή) στο έδαφος. Η σφύρα συνήθως συνδέεται με το σύστημα καταγραφής με καλώδιο. Τη στιγμή που η σφύρα χτυπάει την πλάκα το σύστημα καταγραφής αρχίζει να καταγράφει την εδαφική κίνηση στη θέση των γεωφώνων.



Απλή πηγή κρούσης αποτελούμενη από τη σεισμική σφύρα και τη μεταλλική πλάκα. Διακρίνεται το λευκό καλώδιο που μεταφέρει στο σειсмоγράφο τη χρονική στιγμή έναρξης παραγωγής σεισμικών κυμάτων (στιγμή κρούσης της σφύρας με τη μεταλλική πλάκα).



Χειριστής κραδαίνει τη σεισμική σφύρα σε ξύλινη δοκό για τη παραγωγή εγγραφών σεισμικών κυμάτων. Το γεωφυσικό συνεργείο δημιουργεί βάρος στη δοκό για την επίτευξη καλής ζεύξης της δοκού με το έδαφος (1998, Αγ. Νικόλαος Κρήτης).

Μια ισχυρότερη σε απόδοση πηγή κρούσης είναι το *πίπτον βάρος* (*dropping weight*) το οποίο αποτελείται από ένα μεταλλικό δίσκο διαμέτρου 60 εκ. περίπου και βάρους 120 έως 150 kg ο οποίος πέφτει ελεύθερα από ύψος 2μ. περίπου και κρούει το έδαφος.

Το βάρος επαναφέρεται στην αρχική του θέση με μηχανισμό (κινητήρα), ο οποίος τροφοδοτείται από σύστημα συσσωρευτών, και είναι έτοιμο για μια νέα πτώση. Το όλο σύστημα είναι ρυμουλκούμενο για την εύκολη μεταφορά του στη θέση εργασίας.



Γεωφυσικό συνεργείο του Τομέα Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών ενώ μεταφέρει τον μηχανισμό του πίπτοντος βάρους στη προβλεπόμενη θέση παραγωγής σεισμικής ενέργειας (1995, σεισμική έρευνα στο φαράγγι Χαβρία, Χαλκιδική).



Τεχνικός του Τομέα Γεωφυσικής ενώ προετοιμάζει το έδαφος για επίτευξη καλύτερης ζεύξης με τη γη του μεταλλικού δίσκου του πίπτοντος βάρους. (1995, φαράγγι Χαβρία, Χαλκιδική).

Τα βασικά πλεονεκτήματα των σεισμικών πηγών κρούσης είναι κυρίως:

- το χαμηλό κόστος.
- η απλότητα στη χρήση και τη συντήρηση.

Τα βασικά τους μειονεκτήματα είναι:

- Μπορεί να είναι δύσκολο να εξασφαλισθεί ότι η πηγή θα λειτουργεί με επαναληπτικό τρόπο.
- Ο χειρισμός της σεισμικής σφύρας είναι κουραστικός.
- Η πηγή αποδίδει συγκριτικά μικρά ποσά σεισμικής ενέργειας. Έτσι, είναι δυνατόν να είναι δύσκολη η καταγραφή αξιόπιστων παρατηρήσεων σε μεγάλες αποστάσεις.
- Η πηγή αποδίδει σεισμική ενέργεια η οποία τείνει να είναι χαμηλής συχνότητας στη φύση (δηλαδή η πηγή δημιουργεί πολλά επιφανειακά κύματα).

### Όπλα (Gun Sources)

Όπως και οι πηγές κρούσεις, τα όπλα παράγουν σεισμική ενέργεια μετατρέποντας την κινητική ενέργεια ενός κινούμενου αντικειμένου σε σεισμική ενέργεια. Στην προκειμένη περίπτωση, το κινούμενο αντικείμενο είναι μία σφαίρα. Μερικές πηγές χρησιμοποιούν άσφαιρα φυσίγγια αντί για κανονικές σφαίρες. Στην περίπτωση αυτή η ενέργεια μεταδίδεται από τη στήλη του αέρα μέσα στην κάνη, που τέθηκε σε κίνηση από το άσφαιρο, στο έδαφος.

Όπως και με το σφυρί, έτσι και τα όπλα πρέπει να συνδέονται με το σύστημα καταγραφής έτσι ώστε να μπορούμε να αρχίσουμε την καταγραφή της εδαφικής κίνησης με τα γεώφωνα από τη στιγμή που η σφαίρα χτυπάει το έδαφος.

Τα κύρια πλεονεκτήματα των όπλων είναι:

- πηγή μεγάλης επαναληπτικής ικανότητας.
- ενέργεια που διοχετεύεται στο έδαφος είναι μεγαλύτερη από αυτή που μπορεί να δώσει το σφυρί.
- γενικά αποδίδουν μεγαλύτερης συχνότητας ενέργεια. Αυτό βοηθάει να περιοριστεί η παραγωγή επιφανειακών κυμάτων.

Τα κύρια μειονεκτήματα τους είναι:

- ασφάλεια.

- ο εξοπλισμός είναι πιο ογκώδης και πιο ακριβός από τις απλές πηγές κρούσης.
- η απόκτηση άδειας για την χρήση αυτής της πηγής συχνά είναι δύσκολη.



Γεωφυσικό συνεργείο του Τομέα Γεωφυσικής ενώ ρυμουλκεί συσκευή όπλου (Betsy Gun) για την παραγωγή σεισμικών κυμάτων σε πείραμα σεισμικής διάθλασης στη νησίδα Ρεβυθούσα (1997, Δημόσια Επιχείρηση Παροχής Λεπίου, ΔΕΠΛ).

### Εκρηκτικές Πηγές (Explosive Sources)

Οι εκρηκτικές πηγές μπορούν να μεταδώσουν ένα μεγάλο ποσό σεισμικής ενέργειας στο έδαφος δεδομένου του σχετικά μικρού τους μεγέθους. Οι πηγές αυτές μπορεί να διαφέρουν σε μέγεθος και τύπο από μικρά εκρηκτικά καψούλια έως μεγάλα εκρηκτικά δύο φάσεων. Όλες οι εκρηκτικές πηγές ενεργοποιούνται εξ αποστάσεως από μία συσκευή που ονομάζεται πυροδοτικός μηχανισμός (blasting box). Ο πυροδοτικός μηχανισμός συνδέεται τόσο με την εκρηκτική ύλη όσο και με το σύστημα καταγραφής. Την ίδια στιγμή που το πυροδοτικό πυροδοτεί τα εκρηκτικά, στέλνει επίσης σήμα στο σύστημα καταγραφής να αρχίσει να καταγράφει την εδαφική κίνηση από τα γεώφωνα.

Τα κύρια πλεονεκτήματα των εκρηκτικών πηγών είναι:

- Οι πηγές αυτές διαβιβάζουν τη μεγαλύτερη ποσότητα σεισμικής ενέργειας στο έδαφος από οποιαδήποτε από τις πηγές που περιγράψαμε.
- Η ενέργεια τείνει να είναι πολύ υψηλής συχνότητας, και επειδή τα εκρηκτικά τοποθετούνται συνήθως σε ρηχές γεωτρήσεις, συνήθως δεν επηρεάζεται από τα κύματα επιφανείας.
- Οι εκρηκτικές πηγές είναι πολύ επαναληπτικές.

Τα κύρια μειονεκτήματα των εκρηκτικών πηγών είναι:

- Ασφάλεια.
- Η χρονοβόρα γραφειοκρατική διαδικασία για την απόκτηση άδειας μεταφοράς και χρήσης εκρηκτικών υλών.
- Η απόκτηση δεδομένων με χρήση εκρηκτικών πηγών είναι πολύ πιο αργή διαδικασία από ό,τι με χρήση των πηγών κρούσης και των όπλων. Αυτό συμβαίνει κυρίως διότι πρέπει πρώτα να γίνουν οι γεωτρήσεις μέσα στις οποίες θα μπουν τα εκρηκτικά.
- Τα εκρηκτικά στοιχίζουν ακριβά.

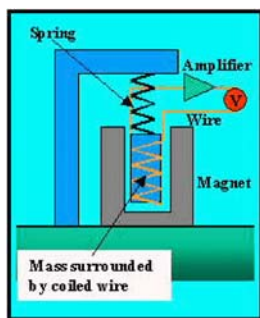


(Ανω). Ενεργοποίηση σεισμικής πηγής με έκρηξη δυναμίτη σε πείραμα σεισμικής διάθλασης στη κοίτη του ποταμού Εύηνου (Φράγμα Αγ. Δημητρίου, 1996).

(Αριστερά). Ενεργοποίηση σεισμικής πηγής με έκρηξη δυναμίτη σε πείραμα σεισμικής διάθλασης στη κοίτη του ποταμού Άραχθου (ΔΕΗ, Υδροηλεκτρικό Έργο Στενού-Καλλαρίτικου, 1985).

## Γεώφωνα

Σε αντίθεση με ό,τι μπορεί να πιστευτεί κανείς, τα γεώφωνα είναι αξιοσημείωτα απλές συσκευές. Όπως και στα βαρυτόμετρα, το ενεργό στοιχείο της συσκευής είναι μία μάζα η οποία είναι αναρτημένη σε ένα ελατήριο. Όταν κινείται το έδαφος, η μάζα (λόγω αδράνειας) έχει την τάση να παραμείνει ακίνητη. Εάν παρατηρούσαμε το σεισμόμετρο καθώς το έδαφος κινείται, θα φαινόταν σαν να κινείται αποικλειστικά η αναρτημένη μάζα. Στη πραγματικότητα, όμως, εμείς κινούμαστε με το έδαφος και η μάζα είναι αυτή που παραμένει ακίνητη.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

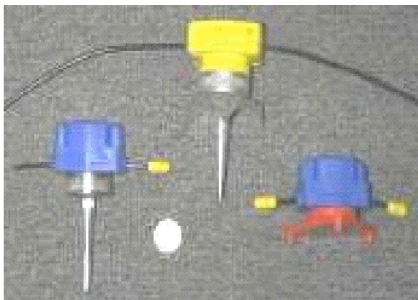
Γύρω από την αναρτημένη μάζα είναι τυλιγμένο ένα καλώδιο, το οποίο περιβάλλεται από ένα μαγνήτη ο οποίος είναι στερεωμένος στο έδαφος. Καθώς το έδαφος κινείται, ο μαγνήτης κινείται πάνω κάτω, γύρω από την αναρτημένη μάζα. Το μαγνητικό πεδίο του κινούμενου μαγνήτη παράγει ηλεκτρική τάση στο καλώδιο. Η τάση αυτή ενισχύεται και καταγράφεται από ένα απλό βολτόμετρο. Είναι σχετικά εύκολο να δείξουμε ότι η τάση που καταγράφεται είναι ανάλογη της ταχύτητας με την οποία κινείται το έδαφος. Αυτός ο τύπος γεωφώνου εφευρέθηκε το 1906 από τον πρίγκιπα της Ρωσικής Αυτοκρατορίας Β. Β. Galitzin.

Στα αριστερά μπορούμε να δούμε ένα αντιπροσωπευτικό παράδειγμα γεωφώνου από αυτά που συνήθως χρησιμοποιούνται στις εργασίες σεισμικής διάθλασης και ανάγλυσης. Το συγκεκριμένο γεώφωνο έχει κοπεί στη μέση ώστε να φαίνονται τα μέρη λειτουργίας του. Το καλώδιο (χάλκινο καλώδιο στην προκειμένη περίπτωση) φαίνεται καθαρά στο εσωτερικό του γεωφώνου. Το ελατήριο που συνδέει το γεώφωνο στη βάση δεν φαίνεται, βρίσκεται όμως ακριβώς πάνω από τη μάζα.



Η ασημένια βάση μέσα στη μπλε εξωτερική πλαστική θήκη είναι μαγνητισμένη. Τα μαύρα καλώδια που βγαίνουν από κάθε πλευρά της μπλε θήκης μεταδίδουν της μεταβολές της τάσης στο σύστημα καταγραφής. Το μακρύ μεταλλικό καρφί κάτω από τη μπλε θήκη χρησιμοποιείται για να στερεώσουμε σταθερά το γεώφωνο στο έδαφος. Το καρφί αυτό πιέζεται στο έδαφος πατώντας το από πάνω μέχρι που το γεώφωνο να θαφτεί τελείως. Διαφορετικοί τύποι θηκών γεωφώνων διατίθενται για χρήση ανάλογα με το περιβάλλον. Ορισμένα δείγματα φαίνονται στην παρακάτω εικόνα. Το γεώφωνο στο δεξί άκρο της εικόνας (αυτό χωρίς καρφί), για παράδειγμα, έχει σχεδιαστεί για χρήση σε σκληρές επιφάνειες στις οποίες δεν μπορεί να βυθιστεί το καρφί του γεωφώνου.

Τα γεώφωνα που χρησιμοποιούνται στην διερευνητική σεισμολογία είναι σχετικά φθηνά. Το κόστος κυμαίνεται από \$75 έως \$150 για κάθε γεώφωνο. Αν και το κόστος ανά γεώφωνο είναι μικρό, υπενθυμίζουμε ότι πολλά (1000άδες) γεώφωνα μπορεί να χρησιμοποιηθούν σε μεγάλες σεισμικές διασκοπήσεις όπως αυτές που πραγματοποιούνται από τις βιομηχανίες πετρελαίου.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Οι έρευνες κοντά στην επιφάνεια είναι κατά κανόνα μικρότερης κλίμακας, τόσο όσον αφορά την περιοχή που καλύπτουν όσο και τον εξοπλισμό που απαιτείται. Για μία διασκόπηση διάθλασης κοντά στην επιφάνεια μπορεί κανείς να χρησιμοποιήσει από 12 έως 100 γεώφωνα.

Οι διασκοπήσεις ανάθλασης κοντά στην επιφάνεια απαιτούν λίγο περισσότερα γεώφωνα (24 έως 150) κάθε φορά.

## Σεισμικά Συστήματα Καταγραφής

Πολυκαναλικά σεισμικά συστήματα καταγραφής διατίθενται ευρέως από διάφορους κατασκευαστές. Τα γεώφωνα συνδέονται με το σύστημα καταγραφής με ειδικό πολύκλωνο καλώδιο (σεισμικό καλώδιο). Κάθε σεισμικό καλώδιο μπορεί να μεταφέρει τα σήματα που παράγονται από αρκετά (10άδες έως 100άδες) γεώφωνα ταυτόχρονα. Στο σιακρίφημα διάταξης των εργασιών πεδίου που είδαμε προηγουμένα, φαίνεται η σειρά γεωφώνων που συνδέονται με το σεισμικό καλώδιο. Το συγκεκριμένο καλώδιο χρησιμοποιείται ευρέως σε έρευνες μεγάλου βάθους όπως αυτές που πραγματοποιήθηκαν από τις βιομηχανίες πετρελαίου και φυσικού αερίου κατά τη διάρκεια των δεκαετιών του '70 και '80. Η εδαφική κίνηση αποθηκεύεται είτε απευθείας σε ψηφιακή κασέτα ή στο σκληρό δίσκο του υπολογιστή που υπάρχει μέσα στο ίδιο το σύστημα καταγραφής. Τα περισσότερα σύγχρονα συστήματα καταγραφής μπορούν να παρουσιάσουν την καταγραφή της εδαφικής κίνησης σχεδόν αμέσως μετά από τη λήψη. Στην παρακάτω εικόνα παρουσιάζονται δύο συστήματα τα οποία χρησιμοποιούνται ευρέως σήμερα στις σεισμικές έρευνες κοντά στην επιφάνεια\*.

\*σήμερα οι βιομηχανίες πετρελαίου και φυσικού αερίου συνεχίζουν να πραγματοποιούν σεισμικές έρευνες με διαφορετικά όμως συστήματα από αυτά που βλέπουμε εδώ. Οι σύγχρονες σεισμικές έρευνες στηρίζονται στη συλλογή δεδομένων από ένα τρισδιάστατο πλέγμα. Αυτό απαιτεί μεγάλο πλήθος, χιλιάδες, γεώφωνα στο έδαφος και συστήματα καταγραφής ικανά να καταγράφουν την εδαφική κίνηση από όλες αυτές τις θέσεις. η τεχνολογία που χρησιμοποιείται για το σκοπό αυτό διαφέρει σημαντικά από αυτή που περιγράφεται εδώ.



Strata Visor NZ του οίκου Geometrics  
(<http://geometrics.com>)



Σεισμογράφος τύπου Terraloc Mark 6 του οίκου  
ABEM (<http://www.abem.se>).

Τα συστήματα καταγραφής που κατά κανόνα χρησιμοποιούνται στις έρευνες μικρού βάρους είναι ικανά να καταγράψουν την εδαφική κίνηση από 24 έως 142 γεώφωνα. Τα συστήματα αυτά συνήθως στοιχίζουν περίπου \$1000 για κάθε κανάλι καταγραφής. Επομένως, ένα σύστημα ικανό να καταγράφει την εδαφική κίνηση από 48 γεώφωνα ταυτόχρονα θα στοιχίζει περίπου \$48,000.



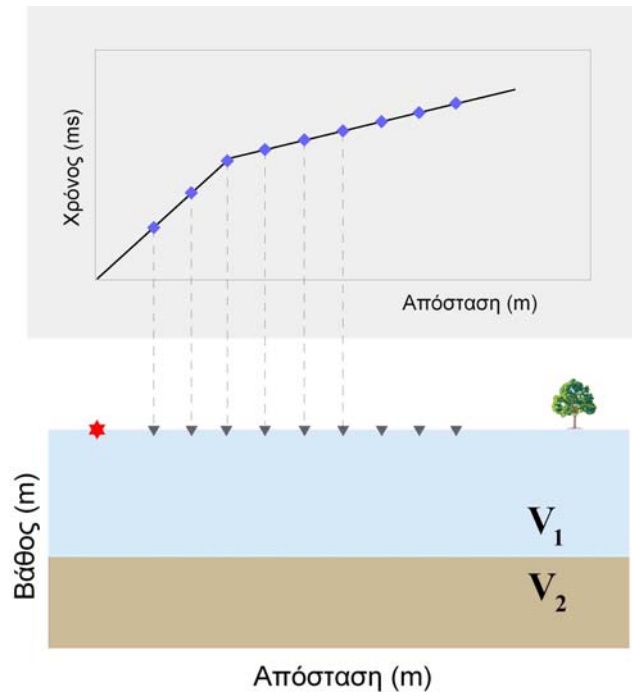
Γεωφυσικό συνεργείο του Τομέα Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών σε εργασία αναπτύγματος γραμμής κατακόρυφων γεωφώνων σε πλάτωμα λατομείου στη περιοχή Μαντουδίου Ευβοίας. Πείραμα με εφαρμογή της μεθόδου σεισμικής ανάλασης υψηλής ευκρίνειας στα πλαίσια υδρογεωλογικής μελέτης (Νομαρχιακή Αυτοδιοίκηση Ευβοίας, 1999).



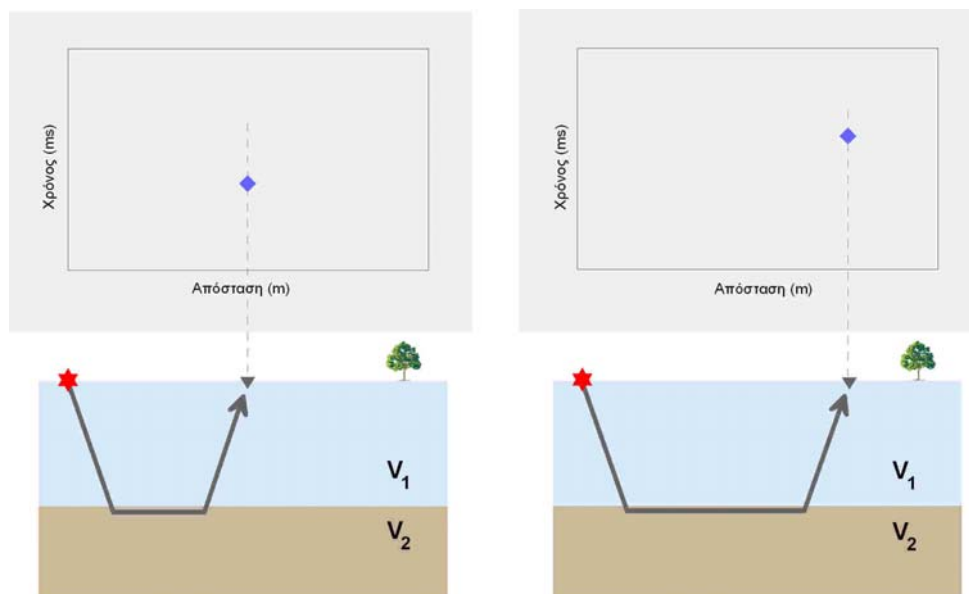
Γεωφυσικό συνεργείο του Τομέα Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών σε εργασία αναπτύγματος γραμμής οριζόντιων και κατακόρυφων γεωφώνων σε δημόσιο δρόμο της πόλης Αγίου Νικολάου Λασιθίου. Πείραμα με εφαρμογή της μεθόδου σεισμικής διάθλασης στα πλαίσια μικροζωνικής έρευνας (Δήμος Αγίου Νικολάου Λασιθίου, 1999).

## Σχεδιασμός των Εργασιών Υπαίθρου

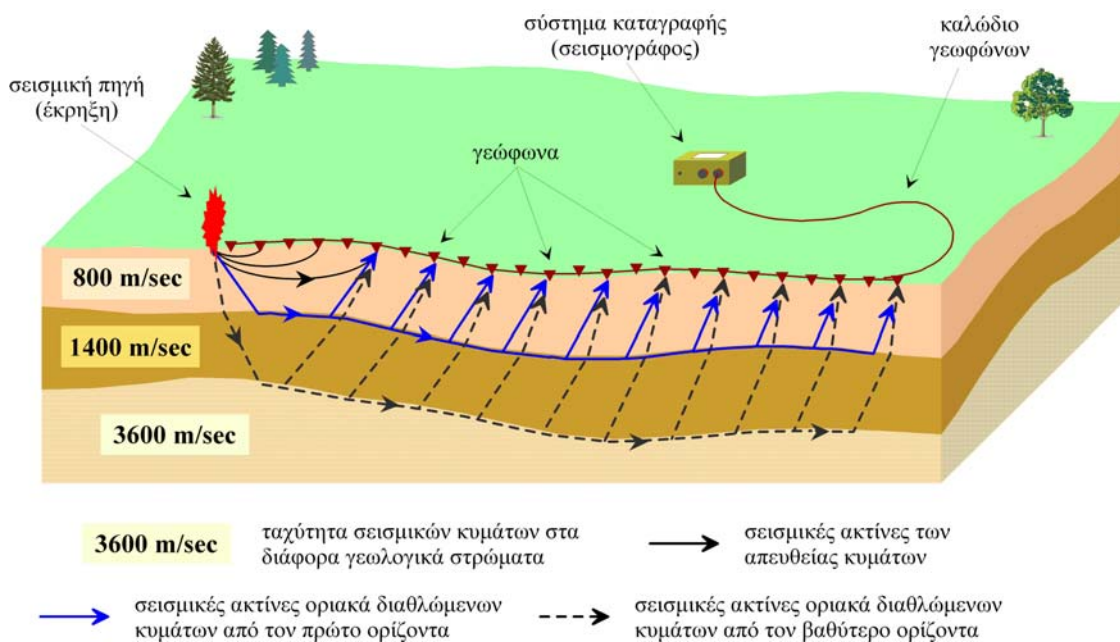
Προφανώς, κοιτώντας μια δρομοχρονική καμπύλη, όπως αυτή του παρακάτω σχήματος, αντιλαμβανόμαστε ότι με το να καθορίσουμε το χρόνο της πρώτης άφιξης σε ένα μόνο γεώφωνο που βρίσκεται σε κάποια απόσταση από τη σεισμική πηγή δεν θα είχαμε αρκετές πληροφορίες για να καθορίσουμε τη δομή του υπεδάφους, δεδομένου, ότι όπως θα δούμε στα επόμενα, χρειάζεται να έχουμε πληροφορίες από μια ολόκληρη σειρά γεωφώνων για να καθορίσουμε τη δομή.



Άρα, πώς ακριβώς μπορούμε να συλλέξουμε τις πληροφορίες που χρειαζόμαστε; Όπως φαίνεται παρακάτω, μια στρατηγική θα ήταν να τοποθετήσουμε ένα μόνο γεώφωνο σε κάποια θέση και να καταγράψουμε την πληροφορία (χρόνος διαδρομής σεισμικού κύματος) που παράγεται από μια πηγή. Θα μπορούσαμε τότε να μετακινήσουμε το γεώφωνο σε μία νέα θέση, να κρατήσουμε την πηγή στην ίδια θέση, και να επαναλάβουμε το πείραμα όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.



Με τον τρόπο αυτό, για κάθε νέα θέση του γεωφώνου θα έπρεπε να μετακινήσουμε το όργανο καταγραφής πολλές φορές ώστε να συλλέξουμε αριστετές μετρήσεις για να ορίσουμε το σχήμα της δρομοχρονικής καμπύλης με την απόσταση. Μια καλύτερη στρατηγική (δηλαδή λιγότερο χρονοβόρα) θα ήταν να κατασκευάσουμε ένα όργανο καταγραφής που να μπορεί να καταγράφει την εδαφική κίνηση από διάφορους δέκτες την ίδια στιγμή. Θα μπορούσαμε τότε να συνδέσουμε με ένα καλώδιο πολλούς δέκτες σε όλες τις αποστάσεις που θέλουμε προκειμένου να καταγράψουμε δεδομένα στο σύστημα αυτό και να πάρουμε όλες τις παρατηρήσεις με τη μία. Μια τέτοια διάταξη εγκατεστημένη στο πεδίο για τη συλλογή δεδομένων φαίνεται στο παρακάτω σχηματικό.



Στο παραπάνω σχηματικό παρατηρούμε μια σειρά τέτοιων γεωφώνων να είναι τοποθετημένοι σε απόσταση μεταξύ τους και να είναι όλοι συνδεδεμένοι με ένα κοινό πολύκλωνο καλώδιο γνωστό ως καλώδιο γεωφώνων το οποίο μεταφέρει την πληροφορία που λαμβάνει ο κάθε δέκτης στο σύστημα καταγραφής που ονομάζεται σειсмоγράφος. Για την παραγωγή των σεισμικών κυμάτων διεγείρεται μια σεισμική πηγή, όπως μια έκρηξη δυναμίτη, που στις εργασίες διάθλασης πραγματοποιείται συνήθως στα άκρα της γραμμής του αναπτύγματος των γεωφώνων καθώς και σε άλλες επιλεγμένες θέσεις κατά μήκος του αναπτύγματος.

Η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων και κατά συνέπεια το συνολικό μήκος του αναπτύγματος ποικίλει ανάλογα με το είδος του προβλήματος που θέλουμε να επιλύσουμε. Για τη διερεύνηση ρηχών δομών, όπως είναι για παράδειγμα το βάθος του μητρικού πετρώματος ή το πάχος του χαλαρού επιφανειακού στρώματος για εργασίες θεμελίωσης η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων είναι της τάξης των μερικών μέτρων. Για την διερεύνηση βαθέων δομών με παγκόσμιο επιστημονικό ενδιαφέρον, όπως είναι για παράδειγμα ο υπολογισμός του βάθους της ασυνέχειας Moho η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων είναι της τάξης εκατοντάδων ή και μερικών χιλιάδων μέτρων.

Η ακριβής χωροθέτηση των σεισμικών γραμμών, των γεωφώνων και των σεισμικών πηγών απαιτεί τη συνδρομή τοπογραφικών συνεργειών. Η διάνοιξη των οπών για τη τοποθέτηση των εκρηκτικών υλών απαιτεί τη χρήση χειροκίνητων ή βενζινοκίνητων διατρητικών εργαλείων και η πυροδότηση των εκρηκτικών για την ενεργοποίηση των σεισμικών πηγών απαιτεί για λόγους ασφαλείας και προστασίας την συνδρομή ειδικού προσωπικού με γνώσεις και κατοχή ειδικής άδειας από την πολιτεία για τέτοιου είδους εργασίες (γομωτές).



Στιγμιότυπο ανάπτυξης γραμμής γεωφώνων σε πείραμα σεισμικής διάθλασης που διεξήγαγε ο Τομέας Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών στην έρημο Dahna της Σαουδικής Αραβίας για τον εντοπισμό κοιτάσματος χαλκίων (Saudi Government Railways Organization, Dammam 1983).



Στιγμιότυπο ανάπτυξης σεισμικής γραμμής σε πείραμα σεισμικής διάθλασης που διεξήγαγε ο Τομέας Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών στη πίστα του αεροδρομίου της Ικαρίας στα πλαίσια γεωερευνητικών εργασιών για την επέκταση του αεροδιαδρόμου (ΓΓΜΕ, 1996).

Ένα γεωφυσικό συνεργείο ειδικευμένο για σεισμικές έρευνες συγκροτείται επίσης από προσωπικό για το άπλωμα και μάζεμα των σεισμικών καλωδίων γεωφώνων, την τοποθέτηση των γεωφώνων στο έδαφος στις θέσεις που έχει προκαθορίσει το τοπογραφικό συνεργείο, τον χειρισμό και συντήρηση του συστήματος καταγραφής και του λοιπού εξοπλισμού και φυσικά από τον επιστήμονα γεωφυσικό ο οποίος επιβλέπει και συντονίζει τις πολυποικίλες εργασίες πεδίου μελετά την ποιότητα των σεισμικών καταγραφών και αποφασίζει, όταν απαιτείται, την επανάληψη ορισμένων πειραμάτων όσον είναι ακόμα το συνεργείο στο πεδίο.



Γεωφυσικό συνεργείο του Τομέα Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών στα πλαίσια σεισμικής έρευνας διάθλασης στο ποταμό Άραχθο. Σε πρώτο πλάνο διακρίνονται τα γεώφωνα (κίτρινα) καρφωμένα στο έδαφος, τα καρούλια με τα καλώδια των γεωφώνων, το χαρτοκιβώτιο με τις ράβδους του δυναμίτη πίσω από τα γεώφωνα για την παραγωγή σεισμικής ενέργειας και οι συσκευές επικοινωνίας μεταξύ του προσωπικού. Στα αριστερά της πίσω σειράς διακρίνεται ο τοπογράφος με τον εξοπλισμό του και στο άκρο δεξιά ο πυροδότης (γομωτής) των εκρηκτικών (ΔΕΗ, ΥΠΕ Στενού, 1978).

Για την μεταφορά του προσωπικού και του εξοπλισμού χρησιμοποιούνται αυτοκίνητα με κίνηση στους τέσσερες τροχούς επειδή οι θέσεις έρευνας είναι συνήθως δυσπρόσιτες για τα κοινά οχήματα. Πολλές φορές η πρόσβαση στις θέσεις των εργασιών πεδίου είναι αδύνατη ακόμα και για αυτοκίνητα με κίνηση στους τέσσερες τροχούς. Σε τέτοιες ορεινές περιοχές μισθώνονται συνήθως ζώα (μουλάρια κλπ.) στα οποία φορτώνεται ο εξοπλισμός για τη μεταφορά του. Αυτός είναι ο τρόπος με τον οποίο λαμβάνονται στην πραγματικότητα τα σεισμικά δεδομένα στην ύπαιθρο. Τα συστήματα καταγραφής που χρησιμοποιούνται από τις

βιομηχανίες πετρελαίου σήμερα μπορούν να μετρήσουν την εδαφική κίνηση από χιλιάδες γεώφωνα ταυτόχρονα.

Γεωφυσικό συνεργείο του Τομέα Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών σε όχημα ενώ προσπαθεί να διέλθει τον ποταμό Αώο στη περιοχή των Πηγών Αώου. Το Land Rover είναι ακινητοποιημένο λόγω εισροής υδάτων στη μηχανή. Ο γεωφυσικός προσπαθεί να δει τι ακριβώς συμβαίνει με τη μηχανή και ο τοπογράφος απολαμβάνει τη χειμωνιάτικη λιακάδα στην οροφή του οχήματος. (ΔΕΗ, Υδρο Ηλεκτρικό Έργο Πηγών Αώου, Δεκέμβρης 1997).



Για περιβαλλοντικές και ρηχές διασκοπήσεις διάθλασης, χρησιμοποιούνται συνήθως συστήματα καταγραφής που είναι ικανά να καταγράψουν την εδαφική κίνηση συνήθως από 12 ή 24 γεώφωνα.

## Πηγές Θορύβου

Όπως σε όλες τις γεωφυσικές μεθόδους, έτσι και στις σεισμικές ο θόρυβος μπορεί να αλλοιώσει τις σεισμικές παρατηρήσεις μας. Επειδή, όμως, ελέγχουμε την σεισμική πηγή, μπορούμε να ελέγξουμε και μερικούς τύπους θορύβου. Αν, για παράδειγμα, ο ήχος εμφανίζεται τυχαία, όπως μερικοί τύποι θορύβου που θα περιγράψουμε στη συνέχεια, μπορούμε να ελαχιστοποιήσουμε την επίδρασή του στις παρατηρήσεις μας καταγράφοντας επαναλήψεις από πηγές στην ίδια θέση και υπολογίζοντας το μέσο όρο των αποτελεσμάτων. Έχουμε ήδη δει την αποτελεσματικότητα του υπολογισμού του μέσου όρου στη μείωση του θορύβου στις γεωφυσικές τεχνικές που έχουμε εξετάσει μέχρι στιγμής. Πρέπει όμως να τονίσουμε ότι ο υπολογισμός του μέσου όρου έχει αποτέλεσμα μόνο όταν ο θόρυβος είναι τυχαίος. Αν παρουσιάζει κάποια συστηματικότητα τότε η μέθοδος αυτή δεν θα τον αφαιρέσει.

Ο σεισμικός θόρυβος διακρίνεται σε τρεις κατηγορίες ανάλογα με την πηγή προέλευσής του.

- *Μη Ελεγχόμενη Εδαφική Κίνηση (Uncontrolled Ground Motion)* – Πρόκειται για τον πιο προφανή τύπο θορύβου. Οτιδήποτε προκαλεί την κίνηση του εδάφους, εκτός από τη δική μας πηγή παράγει θόρυβο. Όπως είναι αναμενόμενο, είναι μεγάλη η ποικιλία των πηγών που μπορούν να παράγουν αυτό το θόρυβο. Έτσι, πηγές του μπορεί να είναι η κίνηση οχημάτων, αεροσκαφών, το ανθρώπινο περπάτημα καθώς και μετεωρολογικά φαινόμενα. Ο αέρας μπορεί να προκαλέσει θόρυβο με διάφορους τρόπους, αυτός όμως που μας ανησυχεί περισσότερο είναι η επίδρασή του στη βλάστηση. Αν η διασκόπηση πραγματοποιείται κοντά σε δέντρα, ο αέρας έχει σαν αποτέλεσμα να κινούνται τα κλαδιά, και η κίνηση αυτή μεταδίδεται μέσω των κορμών των δέντρων στις ρίζες και από εκεί στο έδαφος.
- *Ηλεκτρονικός Θόρυβος (Electronic Noise)* – Όπως έχουμε ήδη δει, γεώφωνα μετατρέπουν την κίνηση του εδάφους σε ηλεκτρικά σήματα. Τα σήματα αυτά στη συνέχεια μεταδίδονται

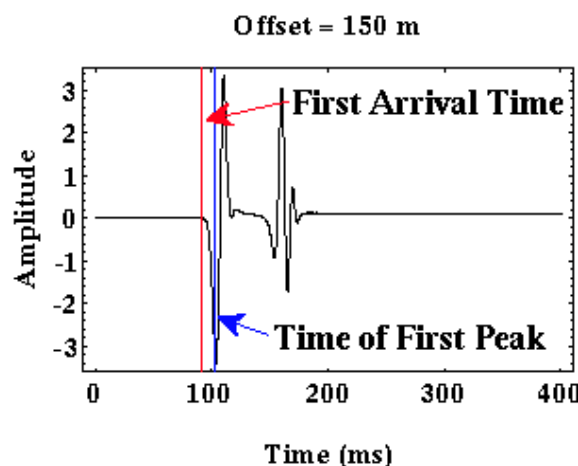
μέσω του καλωδίου ενώ ταυτόχρονα ενισχύονται και καταγράφονται από το σύστημα καταγραφής. Οτιδήποτε λοιπόν προκαλεί μεταβολές στο ηλεκτρικό σήμα του καλωδίου ή του συστήματος καταγραφής προκαλεί αλλοίωση των δεδομένων. Τέτοιος θόρυβος μπορεί να προκληθεί από διάφορες πηγές. Για παράδειγμα, χαλαρή ή βρώμικη σύνδεση μεταξύ των γεωφώνων και του καλωδίου ή μεταξύ του καλωδίου και του συστήματος καταγραφής μπορεί να προκαλέσει θόρυβο. Επίσης η υγρασία σε οποιοδήποτε σημείο του συστήματος είναι πηγή θορύβου. Ο άνεμος μπορεί επίσης να προκαλέσει θόρυβο εάν το καλώδιο κρέμεται από θάμνους και κινείται. Το καλώδιο είναι στην πραγματικότητα ένας μακρύς αγωγός. Καθώς κινείται μέσα στο μαγνητικό πεδίο της Γης, ηλεκτρικό ρεύμα παράγεται μέσα στο καλώδιο.

- *Γεωλογικός θόρυβος (Geological Noise)* – Οποιοδήποτε είδος υπεδαφικού γεωλογικού σχηματισμού που μας είναι δύσκολο να απεικονίσουμε μπορεί να θεωρηθεί πηγή θορύβου. Στη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης υποθέτουμε ότι η γεωλογική δομή μεταβάλλεται πλευρικά μόνο κατά μήκος της ευθείας που συνδέει τα γεώφωνα με την πηγή. Εάν όμως η δομή της Γης μεταβάλλεται σημαντικά πέρα από την ευθεία μας (δεξιά και αριστερά της για παράδειγμα), τότε είναι πιθανό να ερμηνεύσουμε λανθασμένα τις καταγραφές που προέρχονται από την πλευρική δομή ως δομή κάτω από τα γεώφωνα. Όπως με τις παρατηρήσεις της ειδικής αντίστασης, θα ερμηνεύσουμε τις σεισμικές παρατηρήσεις σαν να είχαν προκληθεί από σχετικά απλά γήινα μοντέλα. Αν και τα μοντέλα αυτά μπορούν να είναι πιο πολύπλοκα από αυτά των μετρήσεων της ειδικής αντίστασης (π.χ. στρώματα με κλίση και στρώματα με ανώμαλη τοπογραφία), για την ερμηνεία των σεισμικών παρατηρήσεων της διάθλασης θα δεχτούμε ότι οι μεταβολές συμβαίνουν μόνο κατά μήκος της γραμμής από την οποία συλλέγουμε τα δεδομένα.

## Ερμηνεία: Ανάγνωση των Πρώτων Αφίξεων

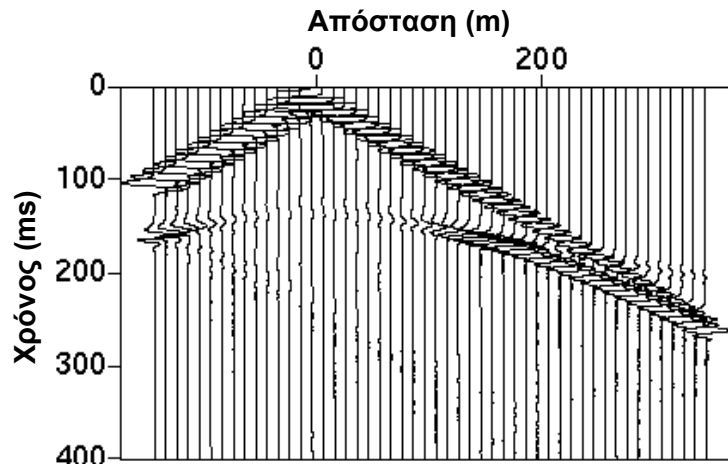
Όπως έχουμε ήδη περιγράψει, λαμβάνουμε τις καταγραφές της εδαφικής κίνησης που καταγράφεται από κάθε γεώφωνο για κάποιο χρονικό διάστημα. Το κομμάτι της πληροφορίας που θέλουμε να εξάγουμε από αυτές τις καταγραφές είναι ο χρόνος διαδρομής της σεισμικής ενέργειας που φτάνει πρώτη.

Μια τέτοια καταγραφή φαίνεται στο παρακάτω σχήμα. Στην καταγραφή αυτή είναι σχετικά εύκολο να δει κανείς ότι η σεισμική ενέργεια που φθάνει πρώτη αντιστοιχεί στην μπλε γραμμή. Η καταγραφή αυτή δεν περιέχει θόρυβο. Αν υπάρχει θόρυβος, η επιλογή του χρόνου της πρώτης άφιξης γίνεται πιο δύσκολη και πρέπει να θεωρείται μέρος της διαδικασίας ερμηνείας.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Σε δεδομένα με θόρυβο, είναι συχνά πιο εύκολο να επιλέξουμε τις πρώτες αφίξεις συγκρίνοντας την εδαφική κίνηση που παράγεται για διάφορες αποστάσεις πηγής και δέκτη. Στο παρακάτω παράδειγμα είναι πολύ πιο εύκολο να διακρίνουμε τις μικρές διαθλώμενες αφίξεις σε μακρινές αποστάσεις όταν τα ίχνη τους σχεδιαστούν μαζί σε ένα τμήμα της καταγραφής.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Ο καλύτερος τρόπος για να καταλάβουμε πώς να επιλέγουμε τις πρώτες αφίξεις είναι να δοκιμάσουμε την επιλογή (*time picking*) σε μερικές καταγραφές.

## Καταγραφές της Εδαφικής Κίνησης

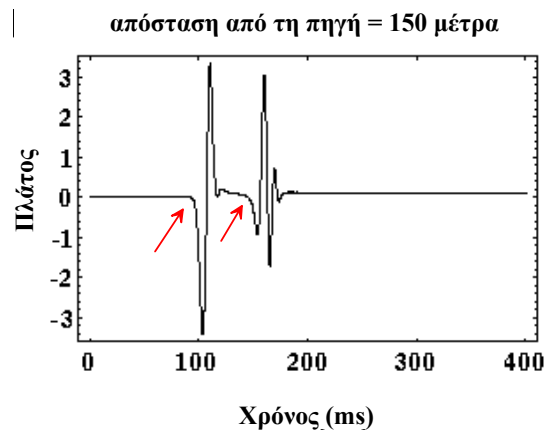
Μέχρι στιγμής, έχουμε περιγράψει τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων μέσα σε διάφορα μέσα. Όταν τα σεισμικά κύματα αλληλεπιδρούν με μία επιφάνεια ασυνέχειας του υπεδάφους, ένα μέρος της ενέργειας διαβιβάζεται μέσω της ασυμφωνίας, ένα μέρος ανακλάται από την επιφάνεια ασυμφωνίας, και αν οι ταχύτητες των μέσων που χωρίζει η ασυμφωνία απεικονίζουν μία αύξηση στην ταχύτητα του διαδιδόμενου κύματος, ένα μέρος της ενέργειας διαβιβάζεται κατά μήκος της επιφάνειας ασυμφωνίας με μορφή οριζικά διαθλώμενων κυμάτων.

Δυστυχώς, δεν μπορούμε να καταγράψουμε το κύμα καθώς διαδίδεται μέσα στη γη σε συγκεκριμένες θέσεις και συγκεκριμένους χρόνους όπως κάναμε με τα στιγμιότυπα των προηγούμενων παραδειγμάτων. Αντιθέτως, θα πρέπει να είμαστε ευχαριστημένοι που μπορούμε να καταγράψουμε το κύμα κατά μήκος της επιφάνειας της Γης. Δηλαδή, αυτό που θα καταγράψουμε στην πραγματικότητα είναι η κίνηση της επιφάνειας της Γης που παράγεται από τη σεισμική μας πηγή. Τα όργανα που χρησιμοποιούνται για την καταγραφή της εδαφικής κίνησης ονομάζονται *σεισμόμετρα* (*seismometers*) ή *γεώφωνα* (*geophones*). Σε επόμενο κεφάλαιο θα περιγράψουμε με περισσότερη λεπτομέρεια τα όργανα αυτά. Προς το παρόν αρκεί να πούμε ότι τα όργανα αυτά είναι ικανά να καταγράψουν την εδαφική κίνηση που προκαλείται από τα σεισμικά κύματα που μας ενδιαφέρει να μελετήσουμε.

Ένα παράδειγμα εδαφικής κίνησης που θα καταγράψαμε από ένα σεισμικό κύμα που διαδίδεται μέσω ενός στρώματος που υπέρκειται ενός ημιχώρου φαίνεται στο παρακάτω σχήμα. Στον οριζόντιο άξονα σημειώνεται ο χρόνος και στον κατακόρυφο το πλάτος της εδαφικής κίνησης. Επομένως, η γραμμή στο διάγραμμα, το οποίο ονομάζεται *σεισμόγραμμα* (*seismogram*) απεικονίζει το ιστορικό χρονικό της εδαφικής κίνησης στη συγκεκριμένη θέση. Το σεισμόμετρο που χρησιμοποιήθηκε στη συγκεκριμένη περίπτωση, καταγράφει μόνο κατακόρυφη εδαφική κίνηση. Στο παράδειγμα αυτό, η προς τα κάτω εκτροπή του ίχνους

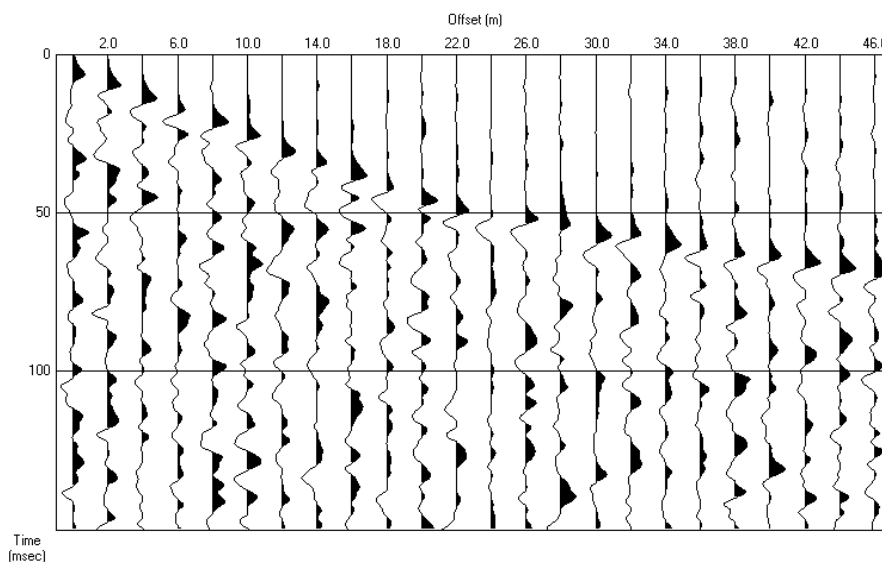


αντιπροσωπεύει εδαφική κίνηση προς τα πάνω, ενώ η προς τα πάνω εκτροπή του ίχνους αντιπροσωπεύει εδαφική κίνηση προς τα κάτω.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Υπάρχουν δύο διακριτές σεισμικές αφίξεις που έχουν καταγραφεί στην συγκεκριμένη καταγραφή, η μία σε χρόνο 100ms περίπου και η άλλη σε χρόνο 150ms περίπου. Από αυτή την καταγραφή και μόνο είναι δυνατόν καταλάβουμε τι είναι οι αφίξεις αυτές. Για παράδειγμα, η πρώτη άφιξη μπορεί να είναι το απευθείας κύμα ή το οριακά διαθλωμένο κύμα. Συνήθως, θα καταγράφουμε την εδαφική κίνηση σε πολλούς διαφορετικούς δέκτες και θα απεικονίζουμε την κίνηση ως συνάρτηση του χρόνου και της απόστασης από την πηγή. Ένα τέτοιο διάγραμμα φαίνεται στο επόμενο σχήμα.



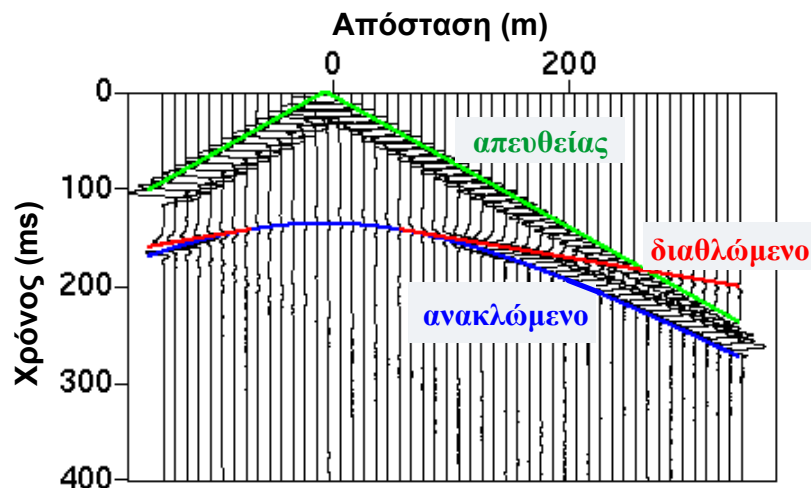
Στο παραπάνω σχήμα παρουσιάζονται οι καταγραφές 24 δεκτών (γεώφωνα). Στο διάγραμμα αυτό, ο χρόνος σημειώνεται στον κατακόρυφο άξονα και η απόσταση από την πηγή στον οριζόντιο άξονα. Παρατηρούμε ότι για κάθε κατάλληλη απόσταση μεταξύ έκρηξης και δέκτη, έχουμε σχεδιάσει το αντίστοιχο σεισμόγραμμα το οποίο ονομάζουμε *σεισμικό ίχνος* (*seismic trace*). Για το πείραμα αυτό, οι δέκτες τοποθετήθηκαν σε διαστήματα των 2m. Τα διαγράμματα αυτού του τύπου συνήθως καλούνται *σεισμικές καταγραφές κοινής πηγής* (*common shot seismic records*).

Το πλεονέκτημα του να κοιτάει κανείς τις καταγραφές κοινής πηγής είναι ότι βλέπει πώς μεταβάλλεται ο χρόνος διαδρομής καθώς μεταβάλλεται η απόσταση. Αυτή η μεταβολή του χρόνου συναρτήσει της απόστασης συνήθως αναφέρεται ως *χρονική απόκλιση (moveout)*. Οι αφίξεις με μεγάλες χρονικές αποκλίσεις κλίνουν απότομα στις καταγραφές κοινής πηγής, ενώ αυτές με μικρές χρονικές αποκλίσεις κλίνουν λιγότερο απότομα.

Αν εξετάσουμε προσεκτικά τις καταγραφές της κοινής πηγής του παραπάνω σχήματος, μπορούμε να δούμε\* τα δύο σεισμικά κύματα που ορίσαμε προηγουμένως (δηλαδή το απευθείας και το διαθλώμενο).

## Δρομοχρονικές Καμπύλες

Θεωρώντας το απλό μοντέλο που φαίνεται στο σχήμα που ακολουθεί, μπορούμε να υπολογίσουμε τους χρόνους διαδρομής των τριών διαφορετικών διακριτών σεισμικών κυμάτων που ορίσαμε προηγουμένως και να παραθέσουμε αυτούς στην σεισμική καταγραφή της έκρηξης που προκαλούμε.



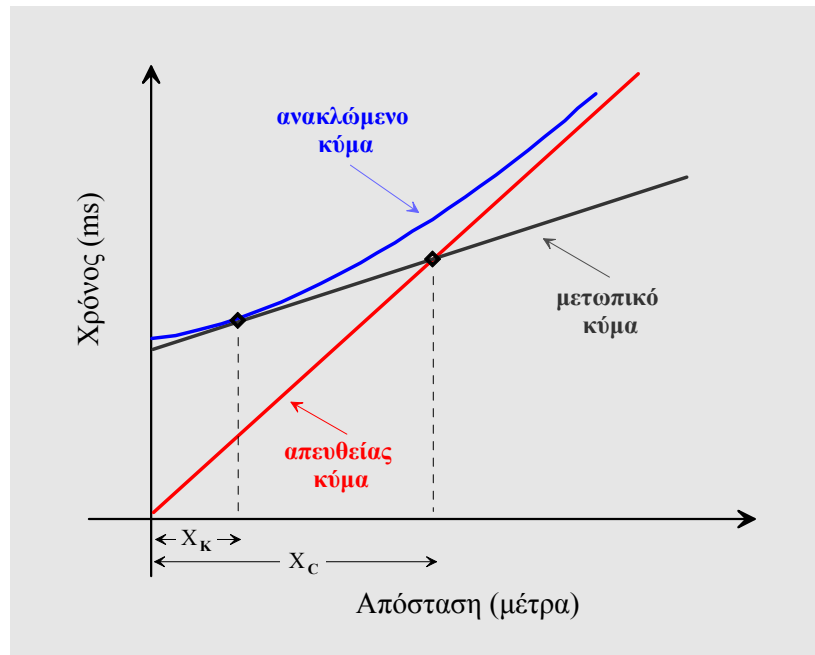
(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Παρατηρούμε ότι η πρώτη άφιξη, σε μικρές αποστάσεις από την πηγή προέρχεται από το απευθείας κύμα. Η άφιξη αυτή έχει πολύ μεγάλο πλάτος και η χρονική απόκλιση είναι σταθερή για όλες τις αποστάσεις. Αυτό σημαίνει ότι οι χρόνοι διαδρομής θα βρίσκονται πάνω σε μία ευθεία γραμμή. Σε μεγαλύτερες αποστάσεις (>275 m), η πρώτη άφιξη είναι το διαθλώμενο κύμα. Η άφιξη αυτή χαρακτηρίζεται από μικρό πλάτος και σταθερή χρονική απόκλιση, πού είναι μικρότερης σημασίας όμως από αυτή του απευθείας κύματος. Αυτό σημαίνει ότι η κλίση της γραμμής που ενώνει τους χρόνους άφιξης του διαθλώμενου κύματος είναι μικρότερη (η γραμμή είναι πιο επίπεδη) από αυτή του απευθείας κύματος. Η τελευταία άφιξη που καταγράφεται σε όλες τις αποστάσεις είναι η ανακλώμενη άφιξη. Παρατηρούμε επίσης ότι η ανακλώμενη άφιξη δεν έχει σταθερή χρονική απόκλιση σε όλες τις αποστάσεις. Η χρονική απόκλιση είναι ίση με μηδέν σε απόσταση μηδέν και προσεγγίζει την χρονική απόκλιση της απευθείας άφιξης σε πολύ μεγάλες αποστάσεις.

Τα διαγράμματα των χρόνων άφιξης των διάφορων κυμάτων που καταγράφονται συναρτήσει της απόστασης από την πηγή καλούνται *δρομοχρονικές καμπύλες* ή *καμπύλες χρόνων διαδρομής (time-travel curves)*. Στη συνέχεια θα δούμε αριστέες δρομοχρονικές καμπύλες των σεισμικών

\* Χρησιμοποιώντας τα στιγμιότυπα της διάδοσης των κυμάτων που περιγράφτηκαν νωρίτερα, προσπαθήστε να αναγνωρίσετε τις δύο αφίξεις στην καταγραφή.

αφίξεων χωρίς να τις προβάλλουμε πάνω στην καταγραφή της έκρηξης, όπως έχει γίνει για το επόμενο διάγραμμα.

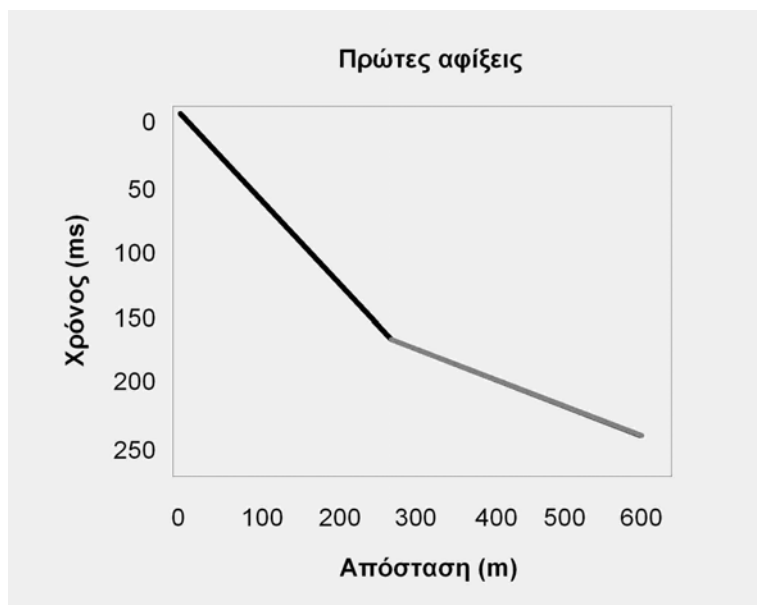


(Αναπαράγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Η χάραξη των δρομοχρονικών καμπύλων των σεισμικών αφίξεων (P-κύματα) σαν συνάρτηση της απόστασης των σταθμών (γεώφωνα) από τη σεισμική πηγή είναι ο κύριος στόχος μας στη σεισμική μέθοδο της διάθλασης. Επομένως, αν και καταγράφουμε ολόκληρο το ιστορικό χρονικό της εδαφικής κίνησης σε έναν αριθμό σταθμών, στη μέθοδο της διάθλασης, το μόνο πράγμα που μας ενδιαφέρει να πάρουμε από τις καταγραφές αυτές είναι ο χρόνος διαδρομής της πρώτης άφιξης του σεισμικού κύματος που καταγράφεται σε κάθε γεώφωνο. Από το παραπάνω διάγραμμα προκύπτει ότι η πρώτη άφιξη σε ένα γεώφωνο σχετίζεται με το απευθείας κύμα όταν η απόσταση του γεώφωνα από τη σεισμική πηγή παραμένει μικρότερη της απόστασης  $X_C$ , η οποία όπως θα γνωρίσουμε στα επόμενα είναι πολύ σημαντική και ονομάζεται *ορική απόσταση*. Από το ίδιο παραπάνω διάγραμμα προκύπτει ότι η πρώτη άφιξη σε ένα γεώφωνο θα σχετίζεται με το οριακά διαθλωμένο κύμα όταν η απόσταση του από τη πηγή παραμένει μεγαλύτερη της ορικής απόστασης  $X_C$ . Από το ίδιο διάγραμμα προκύπτει ακόμα ότι για καμία απόσταση γεώφωνα από τη πηγή η πρώτη άφιξη θα μπορούσε να σχετίζεται με ανακλώμενο κύμα. Όπως θα δούμε στη συνέχεια, δεν είναι πάντα εύκολο να καθορίζει κανείς τους χρόνους αυτούς από τα σειсмоγράμματα.

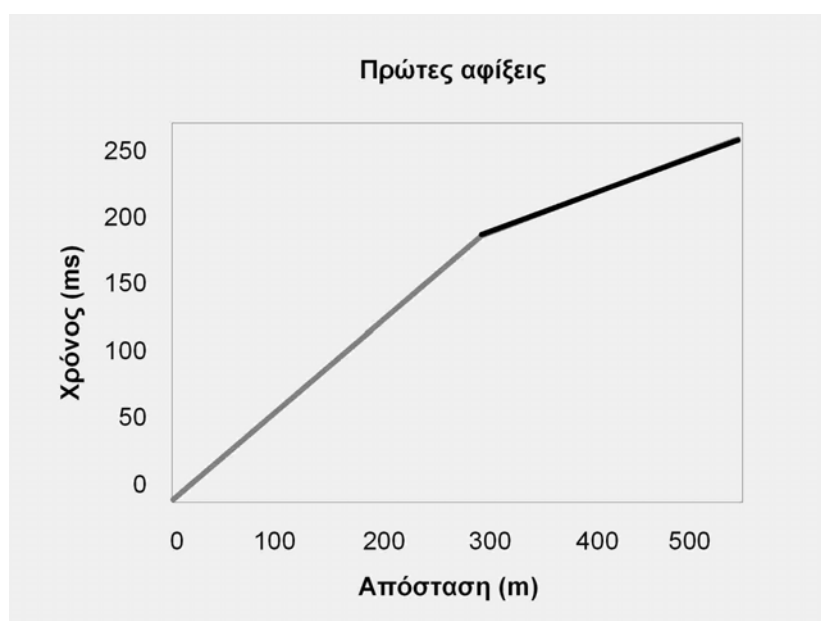
## Πρώτες Αφίξεις

Θα εστιάσουμε τώρα την προσοχή μας στους χρόνους άφιξης του πρώτου κύματος που καταγράφεται σε κάθε απόσταση από την πηγή. Όταν πραγματοποιούμε ένα πείραμα διάθλασης, αυτή είναι η μόνη πληροφορία που κρατάμε και χρησιμοποιούμε από τα σειμογράμματα. Η απεικόνιση των χρόνων άφιξης συναρτήσει της απόστασης πηγής-γεωφώνου δίνει τη δρομοχρονική καμπύλη του παρακάτω σχήματος.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

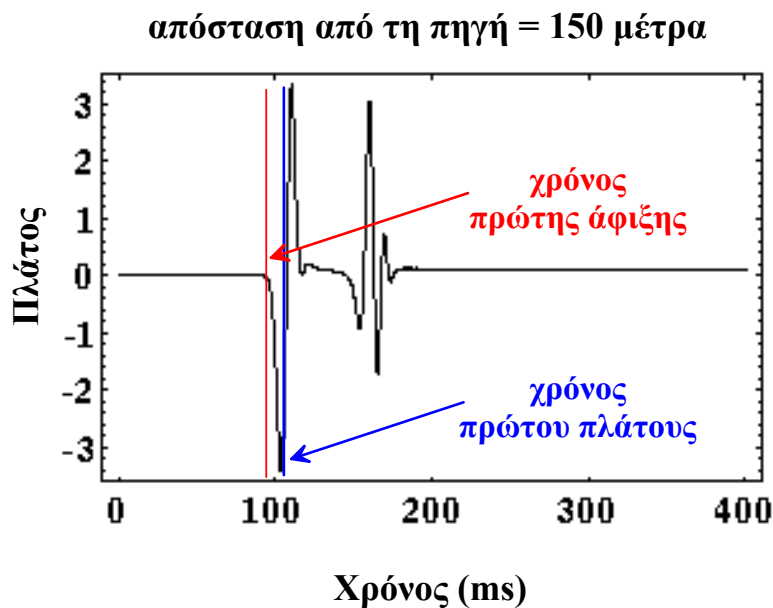
Σε αυτό το σημείο πρέπει να αναφέρουμε τις συνθήκες σχεδίασης που εφαρμόζονται στην παρουσίαση των σεισμικών παρατηρήσεων. Όπως έχει γίνει σε όλα τα δρομοχρονικά διαγράμματα που έχουμε δει μέχρι τώρα, ο χρόνος αυξάνει προς τα κάτω. Η συνθήκη αυτή εφαρμόζεται περισσότερο στις μεθόδους ανάκλασης. Στη διάθλαση, είναι πιο σύνηθες η σχεδίαση του χρόνου να γίνεται με αύξηση του χρόνου προς τα πάνω. Επομένως, είναι καλύτερο να σχεδιάσουμε ξανά το παραπάνω διάγραμμα με αυτό τον τρόπο.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Και τα δύο διαγράμματα απεικονίζουν τον ίδιο χρόνο διαδρομής συναρτήσει της απόστασης, απλά παρουσιάζονται με δύο διαφορετικούς τρόπους. Στο υπόλοιπο των σημειώσεων θα σχεδιάζουμε το χρόνο να αυξάνει προς τα πάνω.

Για το μοντέλο του απλού στρώματος πάνω από έναν ημιχώρο η δρομοχρονική καμπύλη που σχετίζεται με τις πρώτες αφίξεις δίνεται από δύο ευθύγραμμο τμήματα. Για μικρές αποστάσεις (γκρι ευθύγραμμο τμήμα), η δρομοχρονική καμπύλη αντιστοιχεί στην απευθείας άφιξη. Για μεγαλύτερες αποστάσεις (μαύρο ευθύγραμμο τμήμα) η δρομοχρονική καμπύλη αντιστοιχεί στην διαθλώμενη άφιξη. Τα δύο αυτά τμήματα διαχωρίζονται ξεκάθαρα μεταξύ τους από μια αλλαγή στην κλίση σε κάποια απόσταση η οποία ονομάζεται *οριική απόσταση* (*cross-over distance*). Αυτή η απόσταση αντιπροσωπεύει την απόσταση πέρα από την οποία η άφιξη του απευθείας κύματος δεν είναι πλέον η πρώτη που καταγράφεται.



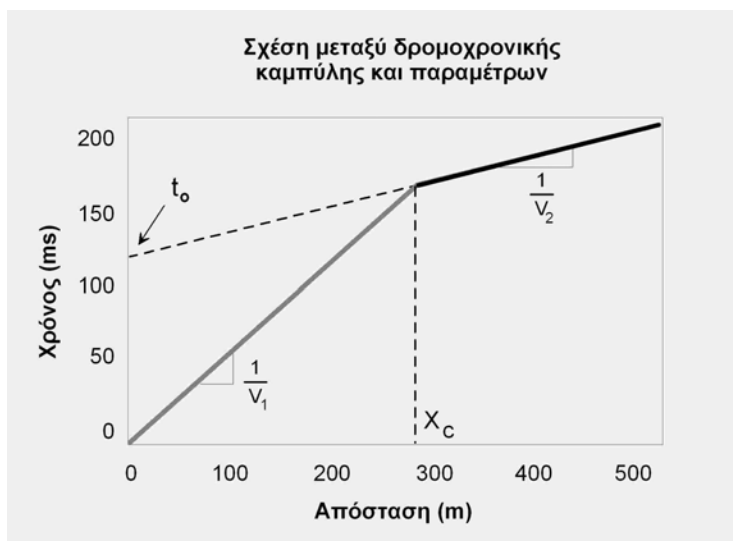
(Αναπαράγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Για να περάσουμε από τα σειсмоγράμματα στις δρομοχρονικές καμπύλες των πρώτων αφίξεων, πρέπει να καθορίσουμε τη χρονική στιγμή στην οποία ξεκινά η εδαφική κίνηση σε κάθε σεισμόγραμμα. Στο σεισμόγραμμα που βλέπουμε στο σχήμα πάνω, ο χρόνος αυτός αντιστοιχεί στο χρώμα που σημειώνεται με κόκκινη γραμμή. Στην καταγραφή αυτή, η επιλογή του χρόνου της πρώτης άφιξης δεν είναι δύσκολη, διότι στο σεισμόγραμμα δεν υπάρχει άλλο σήμα πριν το χρόνο αυτό. Αν, όμως, έχει καταγραφεί οποιουδήποτε είδους θόρυβος πριν το χρόνο της πρώτης άφιξης, τότε μπορεί να είναι πολύ δύσκολο να επιλέξουμε τον χρόνο αυτό. Στη πράξη, η επιλογή του χρόνου άφιξης των πρώτων κυμάτων θεωρείται πιο πολύ ως διαδικασία ερμηνείας παρά ως διαδικασία συλλογής δεδομένων. Συχνά οι γεωφυσικοί δεν επιλέγουν τον χρόνο πρώτης άφιξης αλλά αυτόν της πρώτης διακεκριμένης καταγραφής, όπως είναι η θέση του σημείου καμπής (pick) του πρώτου πλάτους, που ακολουθεί την πρώτη άφιξη, όπως δείχνει η μπλε γραμμή. Με αυτό τον τρόπο τα αποτελέσματα επηρεάζονται σε κάποιο βαθμό, όμως η επίδραση αυτή είναι μικρή συγκριτικά με το αποτέλεσμα που θα είχε η επιλογή των χρόνων των πρώτων αφίξεων κατά ασυνεχή τρόπο από σημείο σε σημείο.

## Καθορισμός της Δομής της Γης από τους Χρόνους Διαδρομής

Τι μπορούμε να καθορίσουμε για τη δομή που είναι υπεύθυνη για τη δημιουργία της δρομοχρονικής καμπύλης της πρώτης άφιξης από την ίδια την δρομοχρονική καμπύλη; Αρχικά πράγματα. Αν θεωρήσουμε ότι η δομή που είναι υπεύθυνη για τη δημιουργία της δρομοχρονικής καμπύλης του επόμενου σχήματος αποτελείται από ένα στρώμα πάνω από

έναν ημιχώρο και ότι η επιφάνεια ασυμφωνίας που χωρίζει το στρώμα από τον ημιχώρο είναι οριζόντια, μπορούμε να καθορίσουμε την ταχύτητα του στρώματος και του ημιχώρου και το πάχος του στρώματος.



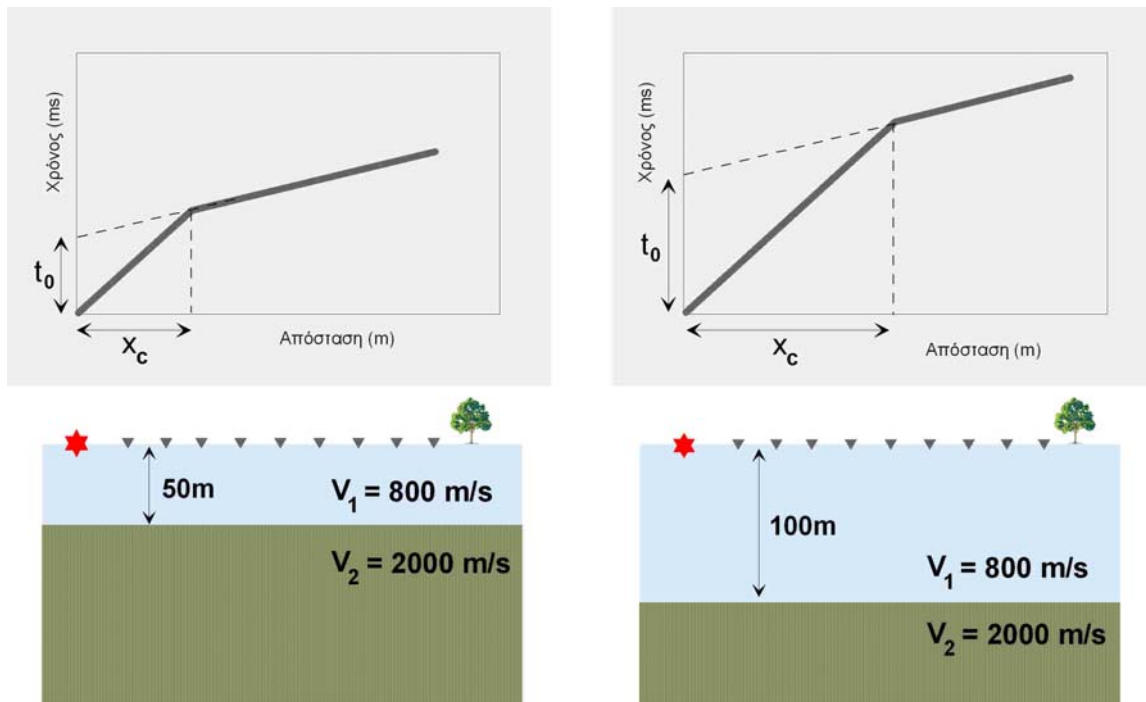
(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Θα εστιάσουμε την προσοχή μας πρώτα στο κομμάτι εκείνο της δρομοχρονικής καμπύλης που σχετίζεται με την απευθείας άφιξη (γκρι). Η άφιξη αυτή έχει διαδοθεί οριζόντια από την πηγή κατά μήκος της επιφάνειας της γης με την ταχύτητα του σεισμικού κύματος που σχετίζεται με το ανώτερο στρώμα. Επομένως, αν γνωρίζαμε την ταχύτητα διάδοσης του κύματος στο ανώτερο στρώμα, θα μπορούσαμε να προβλέψουμε το χρόνο άφιξης του απευθείας κύματος διαιρώντας απλά την απόσταση του δέκτη από την πηγή με την ταχύτητα. Αντίστροφα, αν γνωρίζαμε το χρόνο άφιξης σε κάποια απόσταση, θα μπορούσαμε να υπολογίσουμε την ταχύτητα διαιρώντας την απόσταση με το χρόνο άφιξης. Ένας καλύτερος τρόπος (καλύτερος με την έννοια ότι επηρεάζεται λιγότερο από το θόρυβο) για να υπολογίσουμε την ταχύτητα από τους χρόνους άφιξης είναι να συνειδητοποιήσουμε ότι η κλίση της ευθείας που περιγράφει τους χρόνους άφιξης του απευθείας κύματος είναι ίση με το αντίστροφο της ταχύτητας του κύματος στο στρώμα.

Παρόμοια, η κλίση της ευθείας που περιγράφει τους χρόνους άφιξης του διαθλώμενου κύματος είναι ίση με το αντίστροφο της ταχύτητας του κύματος στον ημιχώρο. Αυτό συμβαίνει διότι η ασυνέχεια του ημιχώρου είναι οριζόντια και το οριακά διαθλώμενο κύμα φαίνεται να ταξιδεύει κατά μήκος της ασυνέχειας με την ταχύτητα του ημιχώρου. Επομένως, από τις κλίσεις των δύο ευθύγραμμων τμημάτων που περιγράφουν τη δρομοχρονική καμπύλη, μπορούμε να υπολογίσουμε τις δύο ταχύτητες του μέσου που εξετάζουμε.

Μπορούμε επίσης να υπολογίσουμε και το πάχος του στρώματος. Για να κατανοήσουμε και ποιοτικά πώς μπορεί να γίνει αυτό, θεωρούμε δύο μοντέλα με πανομοιότυπες ταχύτητες, όπου στο ένα το επιφανειακό στρώμα έχει πάχος 50m ενώ στο άλλο το πάχος είναι 100m. Δύο συχνά τίθεμα ερωτήματα που αφορούν στις δρομοχρονικές καμπύλες βείναι: θα διαφέρουν οι κλίσεις των ευθειών που περιγράφουν την απευθείας άφιξη; οι κλίσεις των ευθειών που περιγράφουν τη διαθλώμενη άφιξη θα διαφέρουν; Η απάντηση και για τις δύο περιπτώσεις είναι ΟΧΙ. Τα χαρακτηριστικά αυτά της δρομοχρονικής καμπύλης ελέγχονται μόνο από τις ταχύτητες. Ένα άλλο συχνό ερώτημα είναι: στο μοντέλο με το παχύ στρώμα των 100m,

περιμένουμε να δούμε το οριακά διαθλώμενο κύμα σε μεγαλύτερες ή μικρότερες αποστάσεις από τη σεισμική πηγή σε σχέση με το μοντέλο του λεπτού στρώματος των 50m;



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

όπως φαίνεται στο παραπάνω σχήμα, θα περιμέναμε το οριακά διαθλώμενο κύμα του παχύτερου στρώματος να παρατηρείται σαν πρώτη άφιξη σε μεγαλύτερες αποστάσεις από αυτές που θα παρατηρούσαμε για οριακά διαθλώμενο κύμα που παράγεται από το λεπτότερο στρώμα. Γιατί:

Έχουμε αναφέρει νωρίτερα ότι το οριακά διαθλώμενο μετωπικό κύμα πρέπει να ταξιδέψει προς τα κάτω μέχρι την επιφάνεια ασυνέχειας που χωρίζει το επιφανειακό στρώμα από τον ημιχώρο και πίσω στην επιφάνεια της γης. Το οριακά διαθλώμενο μετωπικό κύμα γίνεται αντιληπτό ως πρώτη άφιξη, δηλαδή φθάνει νωρίτερα από το απευθείας κύμα, διότι κατά μήκος ενός τμήματος της σεισμικής ακτίνας του (διαδρομής του) διαδίδεται με ταχύτητα ίση με την ταχύτητα του ημιχώρου, η οποία είναι μεγαλύτερη στο παράδειγμα αυτό και κατ' αυτό το τρόπο κερδίζει χρόνο στο συνολικό χρόνο της διαδρομής του. Όμως, αυτό συμβαίνει μόνο για αρκετά μεγάλες αποστάσεις πηγής-δέκτη όπου το κέρδος χρόνου στη διαδρομή με την υψηλή ταχύτητα αντισταθμίζει και υπερκαλύπτει το χάσιμο χρόνου κατά μήκος του κατερχόμενου και ανερχόμενου κλάδου της διαδρομής στο στρώμα με την χαμηλή ταχύτητα. Επομένως, αν και το οριακά διαθλώμενο κύμα διανύει μεγαλύτερη διαδρομή από ό,τι το απ' ευθείας κύμα μέχρι να καταγραφούν από κάποιο δέκτη (γεώφωνο), μπορεί εντούτοις να φτάσει πριν από αυτό.

Όσο πιο παχύ είναι το στρώμα χαμηλής ταχύτητας, τόσο μεγαλύτερη είναι η διαδρομή, και κατά συνέπεια η καθυστέρηση, στον κατερχόμενο και ανερχόμενο κλάδο και τόσο μεγαλύτερη απόσταση μεταξύ πηγής – δέκτη χρειάζεται ώστε το μετωπικό κύμα αρχίζει να γίνεται αντιληπτό ως πρώτη άφιξη διότι τότε αυξάνει και το τμήμα της σεισμικής ακτίνας, που διαδίδεται με την υψηλότερη ταχύτητα του ημιχώρου, το οποίο είναι υπεύθυνο για την

χρονική αντιστάθμιση που αναφέραμε προηγουμένως. Αυτό ακριβώς βλέπουμε στις δύο δρομοχρονικές καμπύλες που έχουν σχεδιαστεί παραπάνω.

Δύο παράμετροι συνήθως χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν την εξάρτηση με την απόσταση πηγή-δέκτη όταν το οριακά διαθλώμενο κύμα γίνεται πρώτη άφιξη.

Η πρώτη αναφέρεται στα παραπάνω διαγράμματα ως *οριική απόσταση (cross-over distance)*,  $X_c$ . *Οριική απόσταση είναι η απόσταση πηγής-δέκτη στην οποία το απευθείας και το οριακά διαθλώμενο μετωπικό κύμα φθάνουν ταυτόχρονα.* Για αποστάσεις *μικρότερες* της  $X_c$  το απευθείας κύμα είναι η πρώτη άφιξη ενώ για αποστάσεις *μεγαλύτερες* της  $X_c$  πρώτη άφιξη γίνεται το οριακά διαθλώμενο κύμα. Η οριική απόσταση  $X_c$  στις δρομοχρονικές καμπύλες των προηγούμενων σχημάτων είναι η απόσταση που ορίζει στον άξονα των αποστάσεων η προβολή του σημείου τομής των δύο κλάδων της δρομοχρονικής καμπύλης.

Αναφερόμενοι στις ίδιες δρομοχρονικές καμπύλες όπως προηγουμένως, η δεύτερη παράμετρος ονομάζεται *χρόνος συνάντησης (zero-offset time)*,  $t_0$ . Ο χρόνος συνάντησης  $t_0$  είναι η απόσταση που ορίζει στον άξονα των χρόνων η προς τα πίσω προέκταση του δεύτερου κλάδου της δρομοχρονικής καμπύλης δηλαδή του κλάδου των οριακά διαθλωμένων μετωπικών κυμάτων. Ο χρόνος συνάντησης δεν είναι τίποτε περισσότερο από το χρόνο στον οποίο θα παρατηρηθεί η διαθλώμενη άφιξη σε απόσταση μηδέν μέτρα από την πηγή. Στο σημείο αυτό να σημειώσουμε ότι η διαθλώμενη άφιξη σε απόσταση μηδέν δεν υπάρχει πραγματικά. Αυτό που στην ουσία κάνουμε είναι ότι προεκτείνουμε την ευθεία που περιγράφει το οριακά διαθλώμενο κύμα προς τα πίσω σε απόσταση μηδέν. Το βάθος  $h$  μέχρι την ασυνέχεια συνδέεται με τις παραμέτρους  $X_c$  και  $t_0$  με τις ακόλουθες αντίστοιχες σχέσεις (1) και (2)

$$h = \frac{t_0 V_2 V_1}{2(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \quad (1)$$

$$h = \frac{X_c}{2} \left( \frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1} \right)^{1/2} \quad (2)$$

Ο τρόπος υπολογισμού των παραπάνω σχέσεων θα αναλυθεί στη συνέχεια. Θεωρητικά, οποιαδήποτε από τις δύο αυτές παραμέτρους μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό του βάθους  $h$ . Στη πράξη όμως ο χρόνος συνάντησης χρησιμοποιείται περισσότερο διότι είναι πιο εύκολο να μετρηθεί όταν οι μετρήσεις περιέχουν θόρυβο.

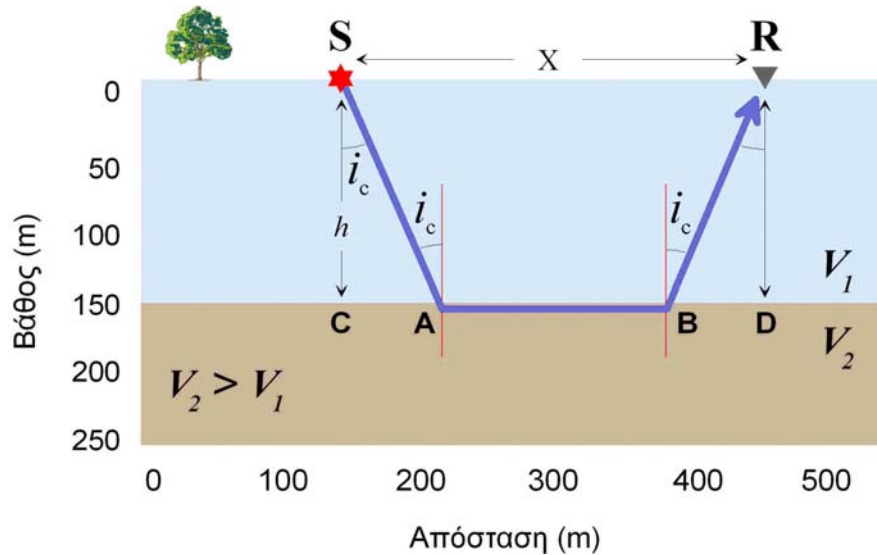
### **Κατασκευή των Εξισώσεων για το Χρόνο Διαδρομής: Οριζόντιο Στρώμα πάνω από Ημιχώρο**

Στο κεφάλαιο αυτό θα περιγράψουμε λεπτομερώς πώς προέκυψαν οι εξισώσεις (1) και (2) που είδαμε προηγουμένως. Για να δημιουργήσουμε τις εξισώσεις πρέπει πρώτα να είμαστε σε θέση να κατασκευάσουμε μια εξίσωση που να μας παρέχει το χρόνο διαδρομής  $t_T$  του οριακά διαθλώμενου μετωπικού κύματος που παράγεται από μια σεισμική πηγή S, που διεγείρεται στην επιφάνεια της γης και καταγράφεται από γεώφωνο R, που βρίσκεται σε κάποια απόσταση



$X$  από τη πηγή. Για να γίνει αυτό, θα εξετάσουμε τη διαδρομή του οριακά διαθλώμενου κύματος από την πηγή μέχρι το δέκτη, όπως ορίζεται από το νόμο του Snell.

Θεωρούμε το παρακάτω απλό μοντέλο της γης, το οποίο αποτελείται από ένα στρώμα με χαμηλή ταχύτητα  $V_1$ , το οποίο υπερέχειται ενός ημιχώρου με υψηλότερη ταχύτητα  $V_2$ . Το βάθος μέχρι την οροφή του ημιχώρου είναι  $h$ .



Η διαδρομή του οριακά διαθλώμενου κύματος που παρατηρείται σε απόσταση  $X$  είναι η SABR. Η διαδρομή αυτή αποτελείται από τρία τμήματα: ένα (SA) καθώς ταξιδεύει προς τα κάτω μέσω του στρώματος χαμηλής ταχύτητας (κατερχόμενος κλάδος), ένα (AB) καθώς ταξιδεύει μέσα στον υψηλότερης ταχύτητας ημιχώρο (οριζόντιος κλάδος), και ένα (BR) το οποίο είναι πανομοιότυπο με το πρώτο) καθώς ταξιδεύει πάνω προς το δέκτη μέσω του στρώματος χαμηλής ταχύτητας (ανερχόμενος κλάδος). Μπορούμε συνεπώς να εξάγουμε την εξίσωσή μας για το συνολικό χρόνο διαδρομής  $t_T$  αυτού του κύματος υπολογίζοντας το χρόνο διαδρομής σε κάθε κλάδο και αθροίζοντας τους χρόνους αυτούς.

Θα υπολογίσουμε το χρόνο  $t_T$  αθροίζοντας τους χρόνους διαδρομής κατά μήκος των τριών τμημάτων της σεισμικής ακτίνας SABR. Ο χρόνος κατά μήκος κάθε τμήματος δεν είναι τίποτα περισσότερο από το μήκος της διαδρομής δια την ταχύτητα με την οποία διαδίδεται το κύμα στο τμήμα αυτό. Δηλαδή:

$$t_T = t_1 + t_2 + t_3 = \frac{SA}{V_1} + \frac{AB}{V_2} + \frac{BR}{V_1} \quad (3)$$

η διαδρομή SA υπολογίζεται από το ορθογώνιο τρίγωνο SCA όπου έχουμε ότι

$$SA = \frac{h}{\sin i_c}$$

η διαδρομή BR (λόγω της ισότητας των ορθογωνίων τριγώνων) είναι ίδια με την SA. Η διαδρομή AB είναι ίση με SR-CA-BD είναι δηλαδή

$$AB = X - h \varepsilon \phi i_c - h \varepsilon \phi i_c = X - 2h \varepsilon \phi i_c$$

με αντικατάσταση στην (3) λαμβάνουμε

$$t_T = \frac{h}{V_1 \sigma \nu i_c} + \frac{X - 2h \epsilon \phi i_c}{V_2} + \frac{h}{V_1 \sigma \nu i_c}$$

Λαμβάνοντας υπόψη ότι, από τον νόμο του Snell, το  $\eta \mu i_c$  είναι ίσο με το λόγο  $V_1/V_2$  και με αντικατάσταση των τριγωνομετρικών αριθμών  $\sigma \nu i_c$  και  $\epsilon \phi i_c$  συναρτήσει του  $\eta \mu i_c$  προκύπτει η σχέση που μας παρέχει τον συνολικό χρόνο  $t_T$  του οριακά διαθλώμενου μετωπικού κύματος

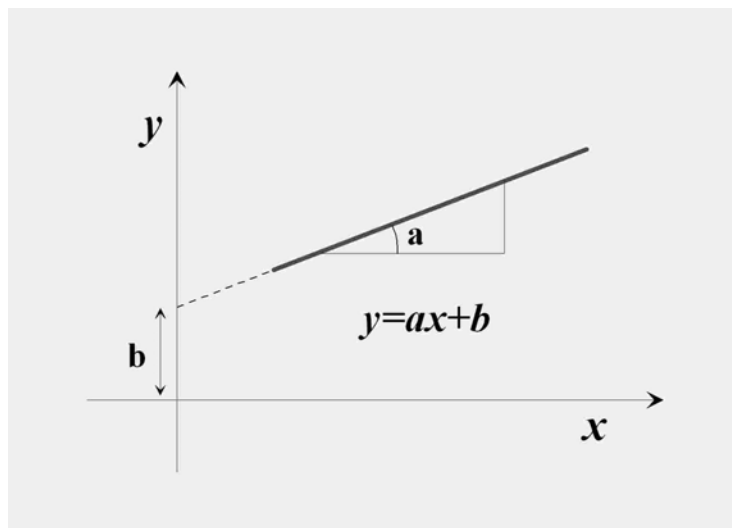
$$t_T = \frac{X}{V_2} + \frac{2h \sigma \nu i_c}{V_1} \quad (4)$$

με αντικατάσταση στην (4) του  $\sigma \nu i_c$  συναρτήσει των ταχυτήτων  $V_1$  και  $V_2$  προκύπτει μια εναλλακτική σχέση

$$t_T = \frac{X}{V_2} + \frac{2h \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1} \quad (5)$$

Η παραπάνω εξίσωση είναι μία εξίσωση ευθείας γραμμής

$$y = ax + b$$



Η ποσότητα  $b$  είναι ο σταθερός όρος  $\frac{2h \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1}$  της (5) και είναι αυτό που προηγουμένα

ονομάσαμε χρόνο συνάντησης  $t_0$ . Το  $a$  είναι η κλίση της ευθείας και αντιστοιχεί στη ποσότητα  $1/V_2$  της (5). Αν θέσουμε το δεύτερο όρο του δεξιού σκέλους της (5) ίσο με  $t_0$  και λύσουμε ως προς  $h$ , παίρνουμε τη σχέση (1) που παρέχει το πάχος του στρώματος.

Για να αποδείξουμε τη σχέση (2) θα πρέπει να θυμηθούμε ότι στην οριζική απόσταση το απευθείας και το οριακά διαθλωμένο μετωπικό κύμα φθάνουν ταυτόχρονα. Ο χρόνος διαδρομής,  $t_{απ}$ , του απευθείας κύματος από τη πηγή S στο γεώφωνο R παρέχεται από την απλή σχέση

$$t_{απ} = \frac{X}{V_1} \quad (6)$$

ο χρόνος διαδρομής,  $t_T$ , του οριακά διαθλωμένου μετωπικού κύματος παρέχεται από τη σχέση (6). Στην οριζική απόσταση  $X_c$  τα πρώτα μέλη των (5) και (6) θα είναι ίσα

$$t_{απ} = t_T$$

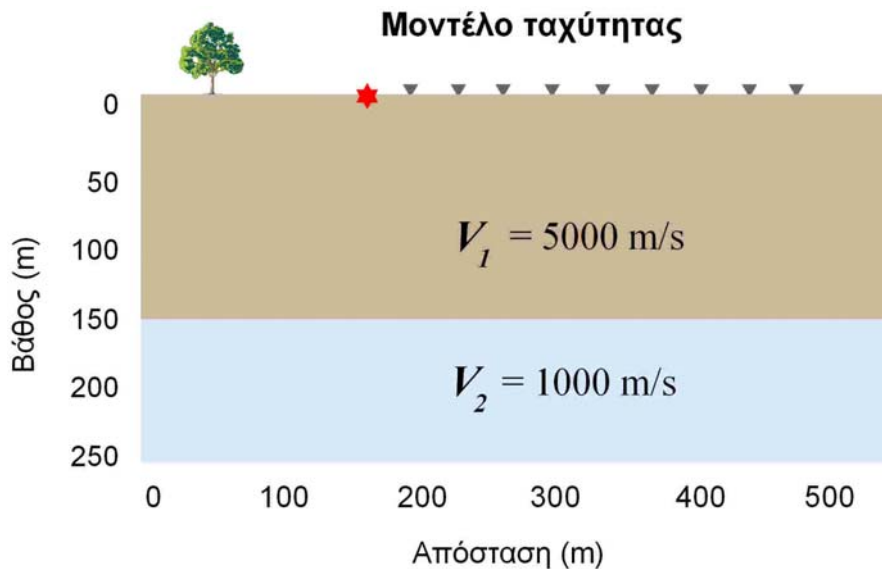
δηλαδή θα έχουμε

$$\frac{X_c}{V_1} = \frac{X_c}{V_2} + \frac{2h\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2V_1}$$

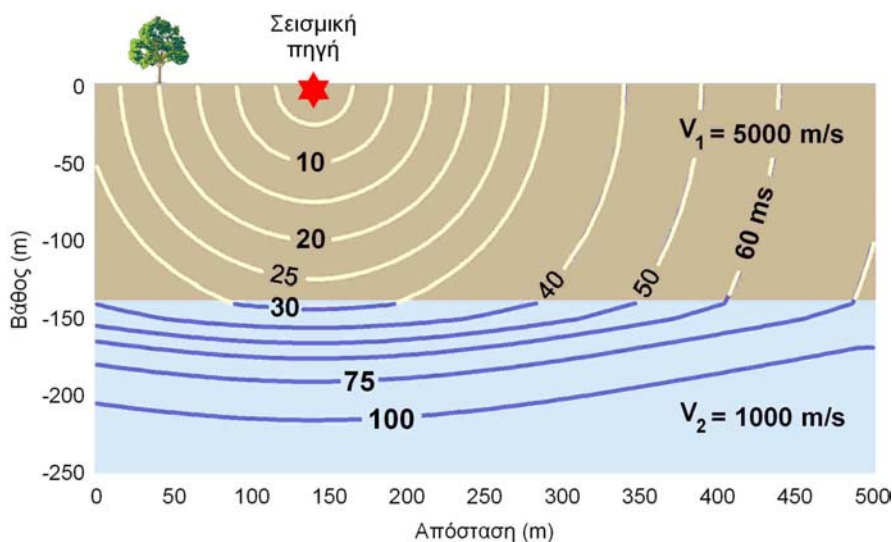
με επίλυση της παραπάνω εξίσωσης ως προς  $h$  λαμβάνουμε τελικά την ζητούμενη σχέση (2).

### Χρόνοι Διαδρομής: Στρώμα Υψηλής Ταχύτητας πάνω από Ημιχώρο Χαμηλής Ταχύτητας.

Στο πρώτο μοντέλο που εξετάσαμε είχαμε ένα στρώμα υψηλής ταχύτητας πάνω από ημιχώρο χαμηλότερης ταχύτητας, όπως φαίνεται παρακάτω.

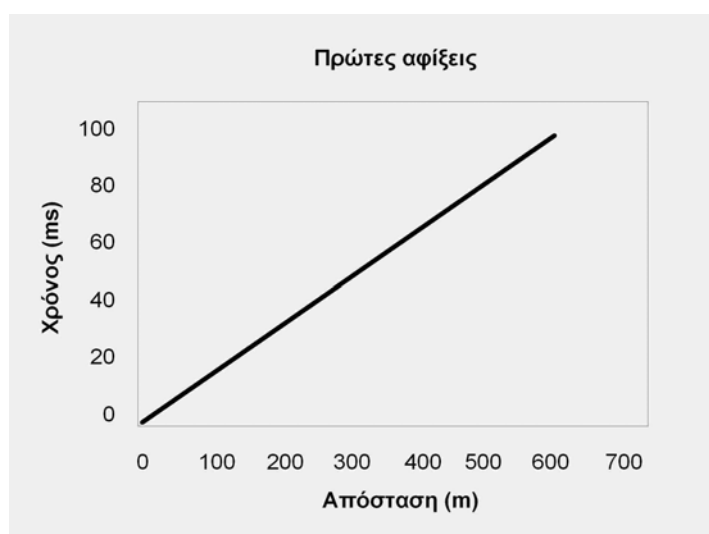


Για το μοντέλο αυτό, ποιες περιμένουμε να είναι οι πρώτες αφίξεις και τι μπορούμε να καθορίσουμε για τη δομή του υπεδάφους από τις αφίξεις αυτές; Ένα στιγμιότυπο των κυμάτων που παράγονται από μία επιφανειακή πηγή καθώς αυτά αλληλεπιδρούν με την επιφάνεια ασυνέχειας φαίνεται στο επόμενο σχήμα με το οποίο έχουμε ήδη ασχοληθεί σε προηγούμενο κεφάλαιο.



Όπως περιγράψαμε και νωρίτερα, πρέπει να εξετάσουμε τρεις τύπους κυμάτων. Την απευθείας άφιξη, τη διαθλώμενη άφιξη και την ανακλώμενη άφιξη. Παρατηρούμε ότι η διαφορά των κυμάτων που παράγονται από αυτό το μοντέλο σε σχέση με εκείνα που παράγονται όταν έχουμε ένα στρώμα χαμηλής ταχύτητας πάνω από ημιχώρο υψηλότερης ταχύτητας είναι ότι απουσιάζει το οριακά διαθλώμενο κύμα.

Ας εξετάσουμε πρώτα την διαθλώμενη άφιξη. Η διαθλώμενη άφιξη διαδίδεται κάτω από την επιφάνεια ασυνέχειας μέσα στον ημιχώρο κινούμενη προς τα κάτω. Αν δεν υπάρχει άλλη δομή κάτω από το πρώτο στρώμα, το κύμα αυτό θα συνεχίσει να κινείται προς τα κάτω. Άρα, το κύμα αυτό δεν μπορεί ποτέ να ληφθεί από τους δέκτες στην επιφάνεια της Γης. Η ανακλώμενη άφιξη μπορεί να φτάσει στην επιφάνεια, όπως όμως γνωρίζουμε θα φτάνει πάντα *μετά* την απευθείας άφιξη. Συνεπώς, η μόνη άφιξη που παρατηρούμε ως πρώτη άφιξη είναι η απευθείας άφιξη. Στο μοντέλο αυτό, η απευθείας άφιξη διαδίδεται μακριά από την πηγή με σταθερή ταχύτητα (5000 m/s). Έτσι, αν σχεδιάσουμε το χρόνο διαδρομής της πρώτης άφιξης σε συνάρτηση με την απόσταση από την πηγή, θα πάρουμε μία γραφική παράσταση της παρακάτω μορφής:



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

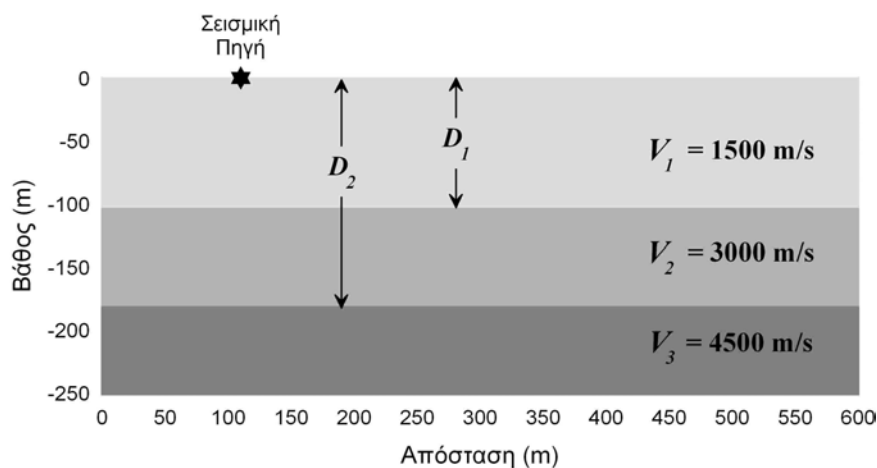
Τι πληροφορίες παίρνουμε από το διάγραμμα αυτό; Όχι πολλές. Το μοναδικό που μπορούμε να προσδιορίσουμε από αυτό είναι η ταχύτητα με την οποία η σεισμική ενέργεια διαδίδεται μέσα στο στρώμα από τον υπολογισμό της κλίσης της καμπύλης. Παρατηρούμε δηλαδή ότι η πρώτη άφιξη δεν μας δίνει πλέον πληροφορίες για την ταχύτητα με την οποία διαδίδονται τα κύματα στον ημιχώρο. Για την ακρίβεια, δεν υποδηλώνει καν την ύπαρξη ενός ημιχώρου!! Με αυτό εννοούμε ότι οι παραπάνω χρόνοι διαδρομής θα ήταν πανομοιότυποι με αυτούς ενός ομογενούς μοντέλου της Γης με ταχύτητα διάδοσης 5000 m/s.

Το παράδειγμα αυτό απεικονίζει έναν από τους βασικότερους περιορισμούς της χρήσης της σεισμικής μεθόδου της διάθλασης. Για να εφαρμοστεί επιτυχώς (δηλαδή για να πάρουμε σωστές ερμηνείες από τις καταγραφές), η ταχύτητα του σεισμικού κύματος *πρέπει* να αυξάνει με το βάθος. Αν η ταχύτητα μειώνεται με το βάθος, δεν θα μπορέσουμε να ανιχνεύσουμε αυτή τη μείωση. Επομένως, σχεδόν σίγουρα θα ερμηνεύσουμε λανθασμένα τις πρώτες αφίξεις, το οποίο θα έχει ως αποτέλεσμα μια λανθασμένη εκτίμηση της δομής του υπεδάφους.

### Διάδοση Κυμάτων σε Πολλαπλά Στρώματα

Έχουμε ήδη εξετάσει τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων μέσα στο απλό μοντέλο της Γης που αποτελείται από ένα στρώμα χαμηλής ταχύτητας, το οποίο υπέρκειται ενός ημιχώρου υψηλότερης ταχύτητας. Σε ορισμένες θέσεις στην επιφάνεια, στο μοντέλο αυτό, μπορούμε να παρατηρήσουμε τρεις διαφορετικές αφίξεις, την απευθείας, την ανακλώμενη και την οριακά διαθλώμενη άφιξη. Μόνο η απευθείας και η οριακά διαθλώμενη άφιξη μπορούν να είναι πρώτες αφίξεις. Μπορούμε να καθορίσουμε την ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μέσα στο στρώμα και τον ημιχώρο καθώς και το πάχος του στρώματος μετρώντας τους χρόνους άφιξης των πρώτων αφίξεων για διάφορες αποστάσεις από την πηγή.

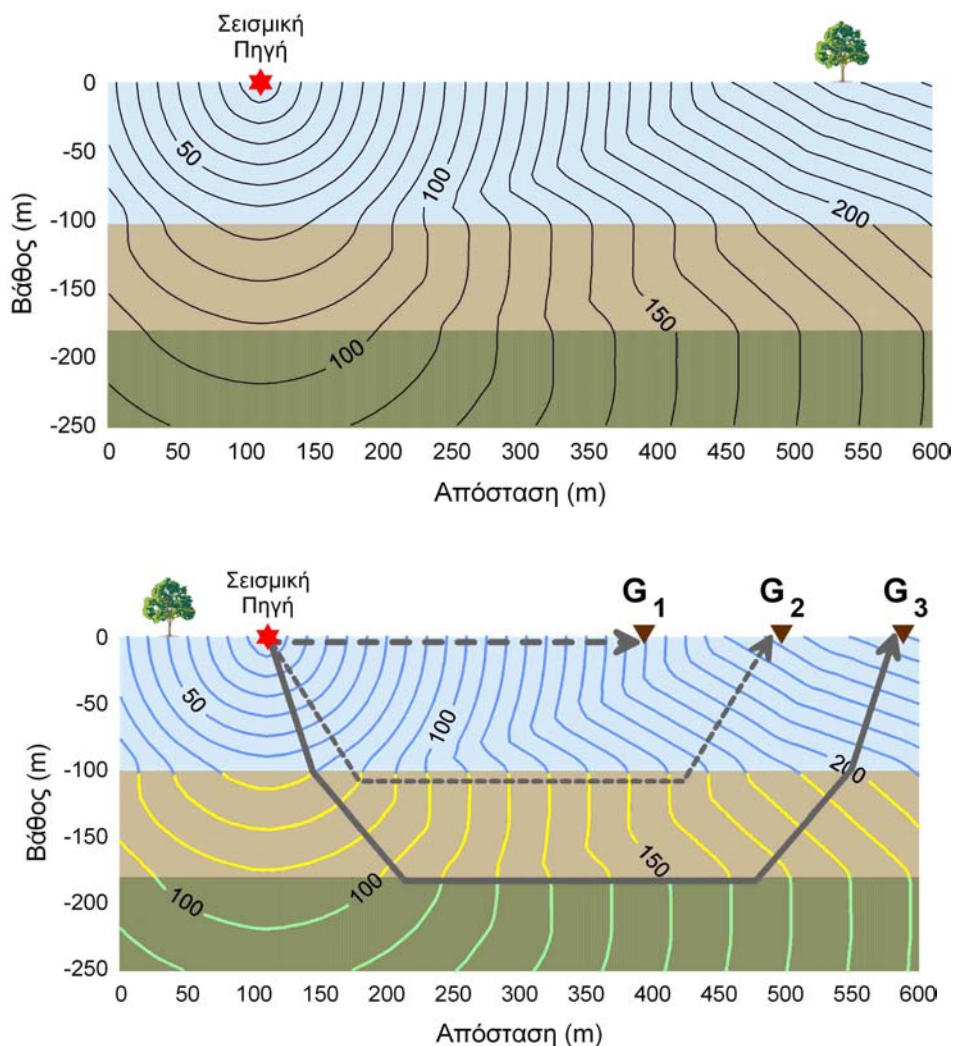
Τι γίνεται όμως αν η δομή της Γης είναι πιο πολύπλοκη; Θεωρούμε το λίγο πιο πολύπλοκο μοντέλο του παρακάτω σχήματος.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Το μοντέλο αυτό αποτελείται από δύο στρώματα τα οποία υπέρκεινται ενός ημιχώρου. Η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων στον ημιχώρο είναι μεγαλύτερη από αυτή των δύο στρωμάτων, και η ταχύτητα του μεσαίου στρώματος είναι μεγαλύτερη από αυτή του επιφανειακού στρώματος (δηλαδή, η ταχύτητα αυξάνει με το βάθος). Για το μοντέλο αυτό, η μέτρηση του χρόνου της πρώτης άφιξης μπορεί να μας δώσει αρκετές πληροφορίες για να υπολογίσουμε όλες τις σχετικές παραμέτρους του μοντέλου; Η απάντηση είναι ναι!

Στο επόμενο σχήμα βλέπουμε στιγμιότυπα της κυματομορφής σε διάφορες χρονικές στιγμές μετά την διέγερση της πηγής.



Αρκετά σεισμικά κύματα είναι εμφανή στη παραπάνω εικόνα. Αυτό που παρατηρούμε πρώτα είναι, όπως και στο μοντέλο του ενός στρώματος, ότι υπάρχει απευθείας κύμα (άφιξη στο γεώφωνο G<sub>1</sub>), και οριακά διαθλώμενο κύμα (άφιξη στο γεώφωνο G<sub>2</sub>), οι οποίες προέρχονται από την ανώτερη ασυνέχεια. Το οριακά διαθλώμενο κύμα που παράγεται και απομακρύνεται από την ανώτερη ασυνέχεια διαδίδεται οριζόντια με ταχύτητα ίση με αυτή του μεσαίου στρώματος.

Τώρα όμως, επειδή υπάρχει και δεύτερη ασυνέχεια από κάτω, παράγονται επιπλέον αφίξεις τις οποίες μπορούμε να παρατηρήσουμε στην επιφάνεια. Έτσι, υπάρχει ένα δεύτερο οριακά διαθλώμενο κύμα (άφιξη στο γεώφωνο G<sub>2</sub>) που προέρχονται από την κατώτερη ασυνέχεια. Το δεύτερο οριακά διαθλώμενο κύμα μόλις αρχίζει να εμφανίζεται ως πρώτη άφιξη σε απόσταση περίπου 550m. όπως και το οριακά διαθλώμενο κύμα από την ανώτερη ασυνέχεια, το κύμα αυτό θα διαδοθεί οριζόντια με ταχύτητα ίση με αυτή του ημιχώρου. Επομένως, σε οποιαδήποτε απόσταση μπορούμε να παρατηρήσουμε μια από τρεις διαφορετικές πρώτες αφίξεις.

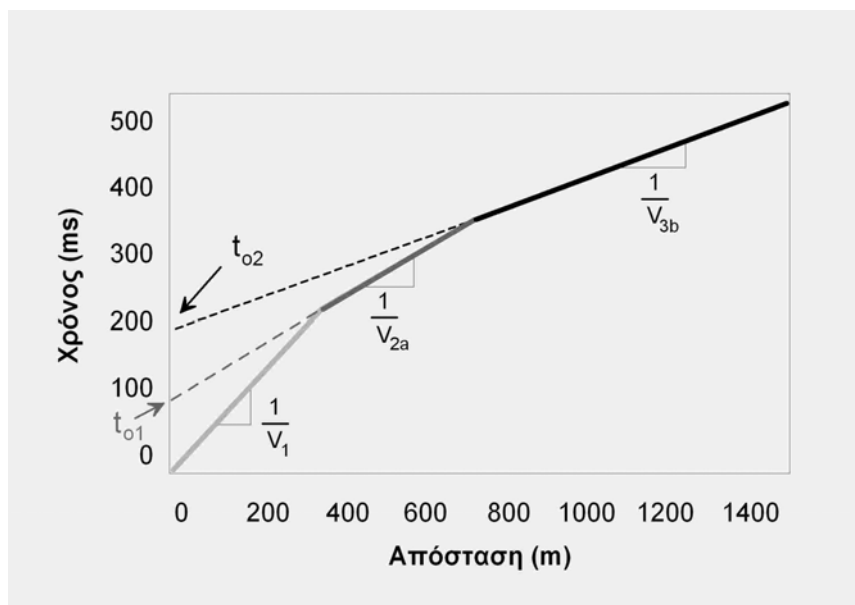
Σε μικρές αποστάσεις από την πηγή, θα παρατηρήσουμε την απευθείας άφιξη. Η άφιξη αυτή διαδίδεται οριζόντια κατά μήκος της επιφάνειας της Γης με ταχύτητα ίση με την ταχύτητα του ανώτερου στρώματος.

- Σε ενδιάμεσες αποστάσεις από την πηγή, θα παρατηρήσουμε το οριακά διαθλώμενο κύμα από την ανώτερη ασυνέχεια σαν πρώτη άφιξη. Η άφιξη αυτή διαδίδεται οριζόντια κατά μήκος της επιφάνειας της Γης με ταχύτητα ίση με την ταχύτητα του μεσαίου στρώματος.
- Σε μεγάλες αποστάσεις από την πηγή, θα παρατηρήσουμε το οριακά διαθλώμενο κύμα από την οροφή του ημιχώρου σαν πρώτη άφιξη. Η άφιξη αυτή διαδίδεται οριζόντια κατά μήκος της επιφάνειας της Γης με ταχύτητα ίση με την ταχύτητα του ημιχώρου.

Αν και το μοντέλο αυτό περιλαμβάνει δύο μόνο στρώματα, αν περιείχε περισσότερα στρώματα θα μπορούσαμε και πάλι, γενικά, να εντοπίσουμε την παρουσία των στρωμάτων αυτών μόνο από τους χρόνους των πρώτων αφίξεων. Ωστόσο, είναι σημαντικό να τονίσουμε, ότι θα υπάρχουν κάποιες συγκεκριμένες περιπτώσεις στις οποίες αυτό δεν θα ισχύει.

### Δρομοχρονικές Καμπύλες από Πολλαπλά Στρώματα

Η δρομοχρονική καμπύλη των πρώτων αφίξεων που παίρνουμε από το προηγούμενο μοντέλο φαίνεται στο επόμενο σχήμα. Το ανοικτό γκρι τμήμα της γραμμής αντιπροσωπεύει τους χρόνους διαδρομής που σχετίζονται με την απευθείας άφιξη, το πιο έντονο γκρι τμήμα τους χρόνους διαδρομής που σχετίζονται με το οριακά διαθλώμενο κύμα από την ανώτερη ασυνέχεια, και το μαύρο τμήμα της γραμμής τους χρόνους διαδρομής που σχετίζονται με το οριακά διαθλώμενο κύμα από την κατώτερη ασυνέχεια. Παρατηρούμε ότι στο παράδειγμα αυτό, αν και η κατώτερη ασυνέχεια είναι μόλις 175 μέτρα βαθιά, δεν παρατηρούμε αφίξεις από αυτή ως πρώτες αφίξεις μέχρι η απόσταση από την πηγή να ξεπεράσει τα 550 μέτρα!! Ένας γενικός εμπειρικός κανόνας είναι ότι χρειάζομαστε αποστάσεις πηγής-δέκτη ίσες με 3 έως 5 φορές το βάθος μέχρι το οποίο θέλουμε να δούμε.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

κυμάτων στα δύο στρώματα και τον ημιχώρο από τις κλίσεις των δρομοχρονικών καμπυλών. Πρόκειται για την ίδια ακριβώς διαδικασία που ακολουθήσαμε και για την ερμηνεία των πιο απλών καμπυλών που προέκυπταν από το μοντέλο του απλού στρώματος που υπέρκειται ενός ημιχώρου. Τα βάθη μέχρι την κάθε ασυνέχεια, και πάλι όπως στο απλό μοντέλο που περιγράψαμε νωρίτερα, μπορούν να υπολογιστούν από τους χρόνους συνάντησης,  $t_{o1}$  και  $t_{o2}$ ,

και τις ταχύτητες. Οι εξισώσεις για τον υπολογισμό των βαθών δίνονται παρακάτω, χωρίς να αποδεικνύονται.  $D_1$  είναι το βάθος μέχρι την πρώτη ασυνέχεια και  $D_2$  το βάθος μέχρι τη δεύτερη ασυνέχεια.

$$D_1 = \frac{t_{o1} V_2 V_1}{2\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

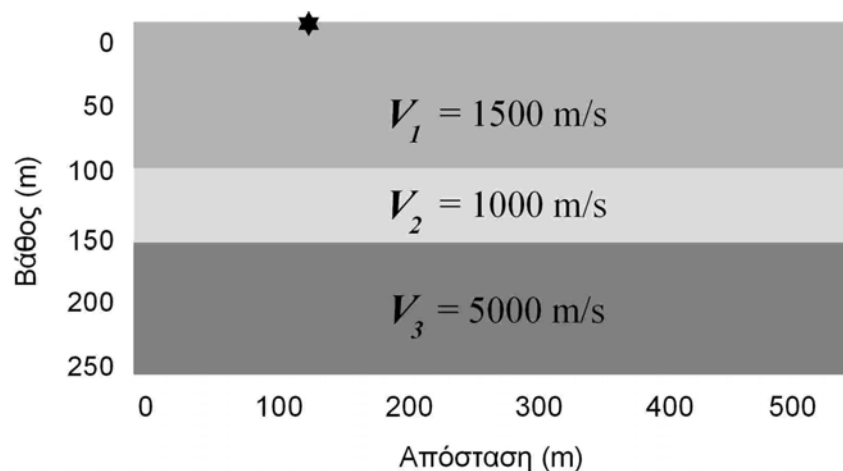
$$D_2 = \left[ t_{o2} - \frac{2D_1 \sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_3 V_1} \right] \frac{V_3 V_2}{2\sqrt{V_3^2 - V_2^2}} + D_1$$

Επιπλέον στρώματα προσθέτουν επιπλέον γραμμικά τμήματα στην δρομοχρονική καμπύλη που παίρνουμε. Από τα τμήματα αυτά και τους σχετικούς χρόνους συνάντησης, μπορούμε να υπολογίσουμε τις ταχύτητες μέσα σε κάθε στρώμα και το βάθος μέχρι την κάθε ασυνέχεια ... συνήθως!

### Τυφλά Στρώματα

Μπορεί να υπάρχουν στρώματα στο υπέδαφος τα οποία να μην παρατηρούνται στην επιφάνεια από τους χρόνους των πρώτων αφίξεων; Η απάντηση είναι ναι! Τα στρώματα τα οποία δεν διακρίνονται από τους χρόνους των πρώτων αφίξεων ονομάζονται *Τυφλά Στρώματα (Hidden Layers)*. Υπάρχουν δύο πιθανά σενάρια που παράγουν τυφλά στρώματα:

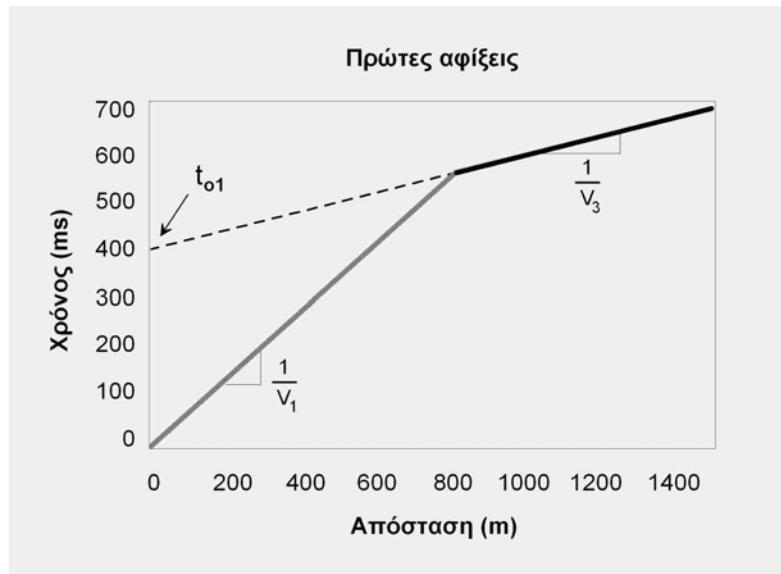
*Στρώματα Χαμηλής Ταχύτητας* – Αυτή είναι η πιο φανερή αιτία των τυφλών στρωμάτων. Θεωρούμε το παρακάτω μοντέλο.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Επειδή η ταχύτητα μειώνεται προς τα κάτω κατά μήκος της πρώτης ασυνέχειας δεν παράγεται οριακά διαθλώμενο κύμα σε αυτή την επιφάνεια ασυνέχειας. Στη δεύτερη ασυνέχεια όμως παράγεται ένα οριακά διαθλώμενο κύμα το οποίο μπορεί να παρατηρηθεί σε αρκετά μεγάλες αποστάσεις. Επομένως, οι παρατηρήσεις του χρόνου της πρώτης άφιξης θα αποτελούνται από απευθείας αφίξεις για μικρές αποστάσεις από τη σεισμική πηγή και οριακά διαθλώμενες αφίξεις από τη βαθύτερη ασυνέχεια, για μεγαλύτερες αποστάσεις. Η δρομοχρονική καμπύλη των πρώτων αφίξεων που παράγεται από αυτό το μοντέλο φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.

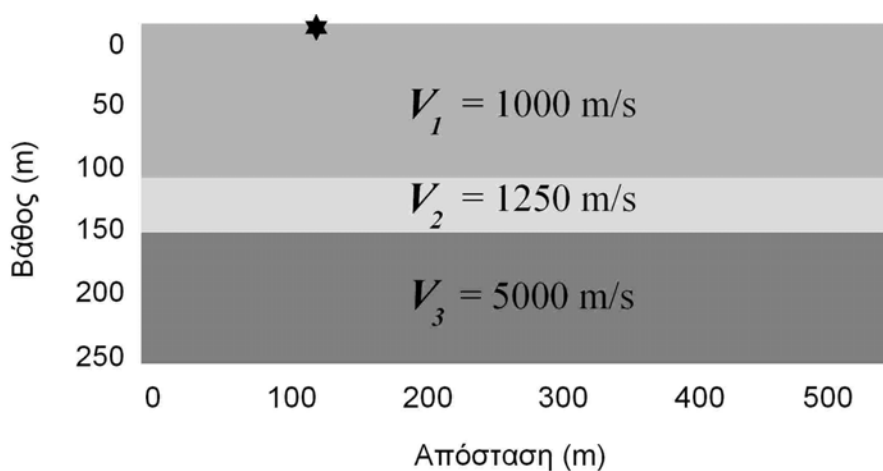




(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Παρατηρούμε ότι αυτή η δρομοχρονική καμπύλη δεν διακρίνεται από τις καμπύλες που παράγονται από ένα μοντέλο που περιέχει μία μόνο ασυνέχεια. Συνεπώς, δεν μπορούμε να ανιχνεύσουμε την ύπαρξη του ενδιαμέσου στρώματος από τα δεδομένα αυτά και μόνο. Χρησιμοποιώντας την μεθοδολογία που περιγράψαμε προηγουμένως, θα απεικονίζαμε το υπέδαφος σαν να αποτελείται από ένα μόνο στρώμα με ταχύτητα 1500m/s (από την κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης της απευθείας άφιξης) στο οποίο υπόκειται ημιχώρος ταχύτητας 5000m/s (από την κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης της οριακά διαθλώμενης άφιξης). Χρησιμοποιώντας την τιμή του  $t_{o1}$  από το γράφημα και τις τιμές των ταχυτήτων, θα βρίσκαμε ότι το πάχος του στρώματος είναι 314m! Αυτό είναι λάθος.

*Λεπτά Στρώματα Μεγάλης Αντίθεσης Ταχυτήτων* – Ένας άλλος τύπος τυφλού στρώματος παράγεται από μέσα των οποίων η ταχύτητα αυξάνει απότομα με μικρή αλλαγή του βάθους. Θεωρούμε το μοντέλο του παρακάτω σχήματος.

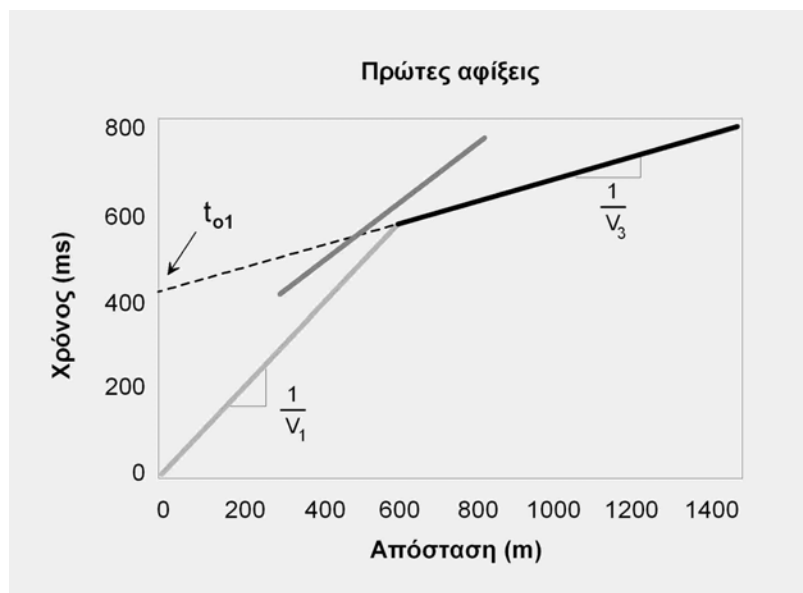


(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Παρατηρούμε ότι σε αυτό το μοντέλο υπάρχει ένα λεπτό στρώμα που υπέρκειται ενός ημιχώρου, ο οποίος έχει ταχύτητα πολύ μεγαλύτερη από αυτή του ανώτερου στρώματος.

Σε αντίθεση με το προηγούμενο παράδειγμα, οριακά διαθλώμενα κύματα παράγονται και στις δύο ασυνέχειες. Ωστόσο, επειδή το στρώμα είναι λεπτό και η ταχύτητα του υποκειμένου μέσου είναι μεγαλύτερη, το οριακά διαθλώμενο κύμα που προέρχεται από την ανώτερη επιφάνεια συμφωνίας δεν παρατηρείται ποτέ ως πρώτη άφιξη. Αυτό συμβαίνει γιατί το ταχύτερο οριακά διαθλώμενο κύμα της κατώτερης επιφάνειας ασυνέχειας το προσπερνά προτού προσπεράσει αυτό την απευθείας άφιξη. Η δρομοχρονική καμπύλη που προκύπτει φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.

Η μέσης απόχρωσης του γκρι γραμμή στο σχήμα δείχνει τους χρόνους διαδρομής για το οριακά διαθλώμενο κύμα που προέρχεται από την ανώτερη επιφάνεια ασυνέχειας. Έτσι, όπως και προηγουμένως, θα ερμηνεύαμε τις πρώτες αφίξεις σαν να παράγονταν από μία υπόγεια δομή που αποτελείται από ένα στρώμα πάνω από έναν ημιχώρο. Οι ταχύτητες του πάνω στρώματος και του ημιχώρου μπορούν να υπολογιστούν σωστά, επειδή όμως χάνουμε το ενδιάμεσο στρώμα, το βάθος που υπολογίζουμε από το  $t_{o1}$  έως την οροφή του ημιχώρου, είναι εσφαλμένο.



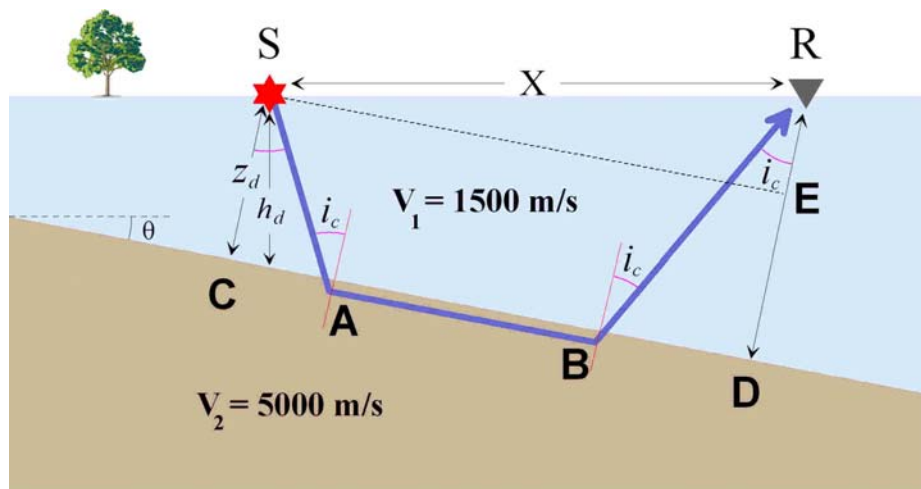
(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Και στις δύο περιπτώσεις, παρατηρούμε ότι η παρουσία του τυφλού στρώματος δεν μπορεί να καθοριστεί από τις τιμές των χρόνων διαδρομής. Για το λόγο αυτό, στη πράξη δεν θα γνωρίζουμε ποτέ αν υπάρχουν τυφλά στρώματα στην υπό μελέτη περιοχή, εκτός κι αν πραγματοποιήσουμε γεωτρήσεις!

### Οριακά Διαθλώμενα Κύματα από Κεκλιμένο Στρώμα: Το Στρώμα κλίνει από την Πηγή προς τα Γεώφωνα

Θεωρούμε την δομή και τη γεωμετρία της διάταξης που φαίνονται στο παρακάτω σχήμα. Ένας ημιχώρος υψηλής ταχύτητας υπόκειται ενός στρώματος χαμηλότερης ταχύτητας. Η επιφάνεια ασυνέχειας μεταξύ του στρώματος και του ημιχώρου κλίνει από αριστερά προς τα δεξιά. Παρατηρούμε ότι, στο παράδειγμα αυτό, η πηγή βρίσκεται αριστερά (up dip) από τους δέκτες. Στην περίπτωση αυτή, τα οριακά διαθλώμενα κύματα παράγονται κατά μήκος της οροφής του ημιχώρου και διαδίδονται προς τα πάνω μέσω του στρώματος, μέχρι την

επιφάνεια της Γης όπου τα καταγράφουμε. Η γεωμετρία του μοντέλου Γης καθώς και η διαδρομή του οριακά διαθλώμενου κύματος (μπλε γραμμή) για μια συγκεκριμένη απόσταση  $X$ , πηγής-δέκτη έχουν σχεδιαστεί στο παραπάνω σχήμα.



(Αναπαράγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Παρατηρούμε ότι, αν μπορούσαμε να τοποθετήσουμε γεώφωνα μέσα στη Γη κατά μήκος της γραμμής που περνάει από την πηγή και είναι παράλληλη με την οροφή του ημιχώρου (διακεκομμένη μαύρη γραμμή SE), θα βλέπαμε το οριακά διαθλώμενο κύμα σαν να προερχόταν από μία επίπεδη επιφάνεια ασυμφωνίας. Επομένως οι χρόνοι στους οποίους το οριακά διαθλώμενο κύμα ταξιδεύει από την πηγή μέχρι τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή είναι πανομοιότυποι με αυτούς που προκύπτουν από επίπεδες επιφάνειες ασυμφωνίας.

Τα γεώφωνα όμως, δεν βρίσκονται μέσα στη Γη. Βρίσκονται πάνω στην επιφάνεια της Γης. Τα οριακά διαθλώμενα κύματα πρέπει να ταξιδέψουν μια επιπλέον απόσταση πέρα από τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή για να φτάσουν στα γεώφωνα. Παρατηρούμε ότι η απόσταση που πρέπει να διανύσει το οριακά διαθλώμενο κύμα πέρα από τη διακεκομμένη γραμμή αυξάνει όσο το γεώφωνο απομακρύνεται από την πηγή. Επομένως, αν συγκρίνουμε με τους χρόνους διαδρομής από επίπεδο στρώμα, το κεκλιμένο στρώμα έχει ως αποτέλεσμα την καθυστέρηση της διαθλώμενης άφιξης. Το μέγεθος της καθυστέρησης αυξάνει με την απόσταση από τη πηγή.

Μπορούμε εύκολα να υπολογίσουμε το χρόνο διαδρομής του οριακά διαθλώμενου κύματος για κάθε απόσταση από την πηγή αν γνωρίζουμε την κλίση του στρώματος,  $\theta$ , και την απόσταση από την πηγή,  $X$ .

Η διαδρομή του οριακά διαθλώμενου κύματος που παρατηρείται σε απόσταση  $X$  είναι η SABR. Η διαδρομή αυτή αποτελείται από τρία τμήματα: ένα (SA) καθώς ταξιδεύει προς τα κάτω μέσω του στρώματος χαμηλής ταχύτητας (κατερχόμενος κλάδος), ένα (AB) καθώς ταξιδεύει μέσα στον υψηλότερης ταχύτητας ημιχώρο (κεκλιμένος κλάδος), και ένα (BR) καθώς ταξιδεύει πάνω προς το δέκτη μέσω του στρώματος χαμηλής ταχύτητας (ανερχόμενος κλάδος). Μπορούμε συνεπώς να εξάγουμε την εξίσωσή μας για το συνολικό χρόνο διαδρομής  $t_T$  αυτού του κύματος υπολογίζοντας το χρόνο διαδρομής σε κάθε κλάδο και αθροίζοντας τους χρόνους αυτούς.

Θα υπολογίσουμε το χρόνο  $t_T$  αθροίζοντας τους χρόνους διαδρομής κατά μήκος των τριών τμημάτων της σεισμικής ακτίνας SABR. Ο χρόνος κατά μήκος κάθε τμήματος δεν είναι

τίποτα περισσότερο από το μήκος της διαδρομής δια την ταχύτητα με την οποία διαδίδεται το κύμα στο τμήμα αυτό. Δηλαδή:

$$t_{Td} = t_1 + t_2 + t_3 = \frac{SA}{V_1} + \frac{AB}{V_2} + \frac{BR}{V_1} \quad (7)$$

η διαδρομή SA υπολογίζεται από το ορθογώνιο τρίγωνο SCA όπου έχουμε ότι

$$SA = \frac{Z_d}{\sigma\nu i_c}$$

η διαδρομή BR υπολογίζεται από το ορθογώνιο τρίγωνο RBD όπου παρομοίως έχουμε ότι

$$BR = \frac{RD}{\sigma\nu i_c}$$

αλλά  $RD = RE + Z_d$  και η RE από το ορθογώνιο τρίγωνο RES είναι  $RE = X\eta\mu\theta$

οπότε το BR θα ισούται με

$$BR = \frac{Z_d + X\eta\mu\theta}{\sigma\nu i_c}$$

Η διαδρομή AB είναι ίση με CD-CA-BD και επειδή  $CD = SE = X\sigma\nu\nu\theta$  και από τα ορθογώνια τρίγωνα RCA και RBD έχουμε ότι

$$CA = Z_d \varepsilon\phi i_c \text{ και } BD = (Z_d + X\eta\mu\theta)\varepsilon\phi i_c$$

προκύπτει ότι

$$AB = X\sigma\nu\nu\theta - Z_d \varepsilon\phi i_c - (Z_d + X\eta\mu\theta)\varepsilon\phi i_c$$

με αντικατάσταση στην (7) λαμβάνουμε

$$t_{Td} = \frac{Z_d}{V_1 \sigma\nu i_c} + \frac{X\sigma\nu\nu\theta - Z_d \varepsilon\phi i_c - (Z_d + X\eta\mu\theta)\varepsilon\phi i_c}{V_2} + \frac{Z_d + X\eta\mu\theta}{V_1 \sigma\nu i_c}$$

Λαμβάνοντας υπόψη ότι,

από τον νόμο του Snell, το  $\eta\mu i_c$  είναι ίσο με το λόγο  $V_1/V_2$  και με αντικατάσταση των τριγωνομετρικών αριθμών  $\sigma\nu i_c$  και  $\varepsilon\phi i_c$  συναρτήσει του  $\eta\mu i_c$  προκύπτει ότι

$$t_{Td} = \frac{Z_d}{V_1 \sigma\nu i_c} + \frac{X\sigma\nu\nu\theta \eta\mu i_c \sigma\nu i_c - 2Z_d \eta\mu^2 i_c - X\eta\mu\theta \eta\mu^2 i_c}{V_1 \sigma\nu i_c} + \frac{Z_d + X\eta\mu\theta}{V_1 \sigma\nu i_c}$$

$$t_{Td} = \frac{2Z_d + X\eta\mu\theta + X\eta\mu i_c \sigma\nu i_c \sigma\nu\nu\theta - 2Z_d \eta\mu^2 i_c - X\eta\mu\theta \eta\mu^2 i_c}{V_1 \sigma\nu i_c}$$

$$t_{Td} = \frac{2Z_d(1 - \eta\mu^2 i_c) + X\eta\mu\theta(1 - \eta\mu^2 i_c) + X\eta\mu i_c \sigma\nu i_c \sigma\nu\nu\theta}{V_1 \sigma\nu i_c}$$

$$t_{Td} = \frac{2Z_d \sigma\nu\nu^2 i_c + X\eta\mu\theta \sigma\nu\nu^2 i_c + X\eta\mu i_c \sigma\nu i_c \sigma\nu\nu\theta}{V_1 \sigma\nu i_c}$$

$$t_{Td} = \frac{X\eta\mu\theta\sigma\nu i_c + X\eta\mu i_c\sigma\nu\theta}{V_1} + \frac{2Z_d\sigma\nu i_c}{V_1}$$

τελικά η σχέση που μας παρέχει τον συνολικό χρόνο  $t_T$  του οριακά διαθλώμενου μετωπικού κύματος είναι η

$$t_{Td} = \frac{X}{V_1}\eta\mu(i_c + \theta) + \frac{2Z_d\sigma\nu i_c}{V_1} \quad (8)$$

η (8) είναι η εξίσωση ευθείας γραμμής της μορφής  $y = ax + c$

όπου η κλίση  $a$  της ευθείας είναι η ποσότητα  $\frac{\eta\mu(i_c + \theta)}{V_1}$  την οποία συμβολίζουμε ως

$$S_d = \frac{\eta\mu(i_c + \theta)}{V_1} = \frac{\eta\mu(i_c + \theta)}{V_2\eta\mu i_c} \quad (9)$$

και ο σταθερός όρος  $c$  εκφράζει το χρόνο συνάντησης  $t_{0d}$ , που είναι η ποσότητα

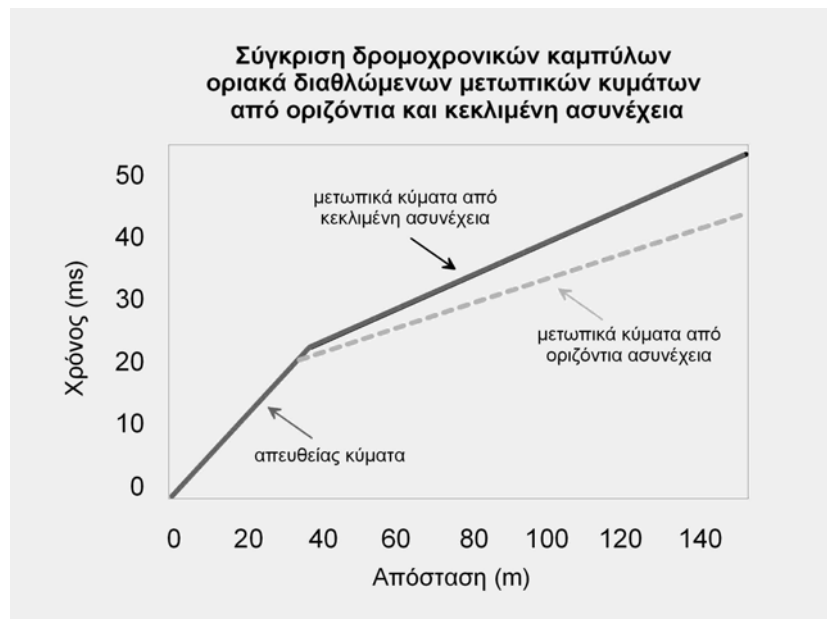
$$t_{0d} = \frac{2Z_d\sigma\nu i_c}{V_1} \quad (10)$$

Η (8) γράφεται και ως  $t_{Td} = \frac{X}{V_2} \frac{\eta\mu(i_c + \theta)}{\eta\mu i_c} + \frac{2Z_d\sigma\nu i_c}{V_1}$  (11)

Από τη σύγκριση του χρόνου διαδρομής  $t_T$  που παρέχεται από την (11) για την περίπτωση της κεκλιμένης ασυνέχειας με τον αντίστοιχο χρόνο για τη περίπτωση της οριζόντιας ασυνέχειας που παρέχεται από τη σχέση (7) προκύπτει ότι οι (11) και (7) διαφέρουν κατά το παράγοντα  $\frac{\eta\mu(i_c + \theta)}{\eta\mu i_c}$  με τον οποίο είναι πολλαπλασιασμένος ο πρώτος προσθετός της (11).

Επειδή ο παράγοντας  $\frac{\eta\mu(i_c + \theta)}{\eta\mu i_c} > 1$  προκύπτει ότι ο χρόνος διαδρομής, στη περίπτωση που η

επιφάνεια ασυνέχειας μεταξύ του στρώματος και του ημιχώρου κλίνει από αριστερά προς τα δεξιά και η πηγή βρίσκεται αριστερά (up dip) από τους δέκτες, είναι μεγαλύτερος του αντίστοιχου χρόνου για την οριζόντια ασυνέχεια. Οι χρόνοι διαδρομής από το κεκλιμένο στρώμα καθώς και οι χρόνοι που θα μετρούσαμε για οριζόντια ασυνέχεια φαίνονται στο παρακάτω διάγραμμα.



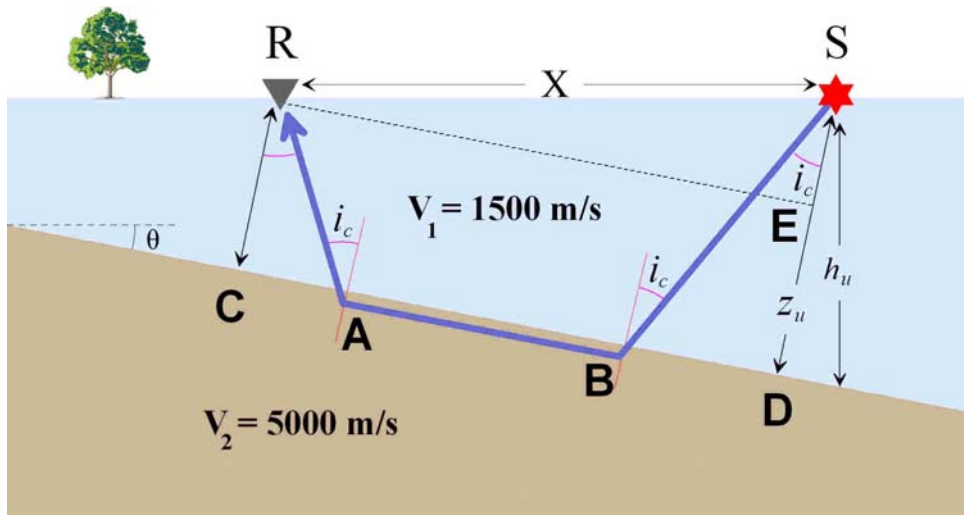
(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Οι απευθείας αφίξεις αντιστοιχούν στο μέσης απόχρωσης του γκρι τμήμα της γραμμής. Αυτές δεν επηρεάζονται από την κλίση του στρώματος. Το οριακά διαθλώμενο κύμα που παράγεται από το κεκλιμένο στρώμα όπως το βλέπουμε εμείς στην επιφάνεια αντιστοιχεί στο μαύρου χρώματος τμήμα της γραμμής. Με στικτή γαμμή έχει σχεδιαστεί αυτό που θα παρατηρούσαμε στην οριζόντια ασυνέχεια. Όπως ήταν αναμενόμενο, το οριακά διαθλώμενο κύμα που παρατηρούμε στην επιφάνεια της Γης φτάνει καθυστερημένο, και η διαφορά χρόνου αυξάνει με την απόσταση από την πηγή. Επομένως, κατά τη συλλογή δεδομένων πάνω από ένα κεκλιμένο στρώμα, ισχύουν τα παρακάτω:

- Δεν μπορούμε από το σχήμα της δρομοχρονικής καμπύλης να συμπεράνουμε ότι το στρώμα κλίνει. Τόσο στην περίπτωση του κεκλιμένου όσο και στην περίπτωση του μη-κεκλιμένου στρώματος, η καμπύλη αποτελείται από δύο απλά ευθύγραμμα τμήματα (κλάδους).
- Μπορούμε να υπολογίσουμε την ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος από την κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης της απευθείας άφιξης.
- Όταν χρησιμοποιούμε την κλίση της δρομοχρονικής του οριακά διαθλώμενου κύματος, υπολογίζουμε μια ταχύτητα για τον ημιχώρο, η οποία είναι πολύ *μικρή*, και δεν αντιπροσωπεύει την πραγματική ταχύτητα, η οποία ονομάζεται *φαινόμενη ταχύτητα*.

### **Οριακά Διαθλώμενα Κύματα από Κεκλιμένο Στρώμα: Το Στρώμα κλίνει από τα Γεώφωνα προς την Πηγή**

Τι θα συμβεί αν τοποθετήσουμε την πηγή προς το μέρος που η ασυνέχεια βαθιάίνει (*down deep*), στα δεξιά, και τους δέκτες αντίθετα (*up deep*), στα αριστερά; Η γεωμετρία του μοντέλου Γης καθώς και η πορεία της οριακά διαθλώμενης στην κεκλιμένη ασυνέχεια σεισμικής ακτίνας (μπλε γραμμή), φαίνονται στο παρακάτω σχήμα.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Εργαζόμενοι πανομοιότυπα όπως και στη προηγούμενη περίπτωση και αφού συμβολίσουμε τις αντίστοιχες παραμέτρους που παρέχουν οι σχέσεις (8), (9) και (10) με,  $t_{Tu}$ ,  $S_u$  και  $t_{0u}$  προκύπτουν τελικά οι ακόλουθες αντίστοιχες σχέσεις

$$t_{Tu} = \frac{X}{V_1} \eta \mu(i_c - \theta) + \frac{2Z_u \sigma \nu i_c}{V_1} \quad (12)$$

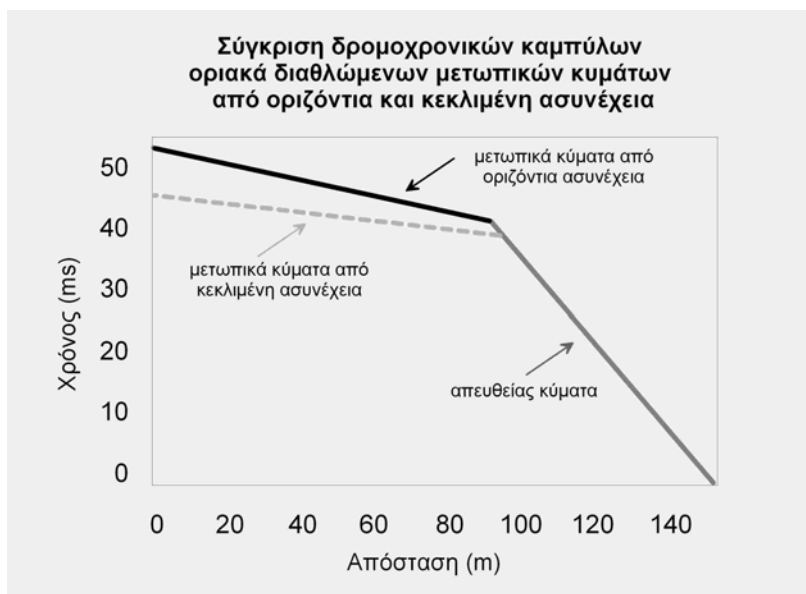
$$S_u = \frac{\eta \mu(i_c - \theta)}{V_1} = \frac{\eta \mu(i_c - \theta)}{V_2 \eta \mu i_c} \quad (13)$$

$$t_{0u} = \frac{2Z_u \sigma \nu i_c}{V_1} \quad (14)$$

Από τη σύγκριση του χρόνου διαδρομής  $t_{Tu}$  που παρέχεται από την (12) για την περίπτωση της κεκλιμένης ασυνέχειας με τον αντίστοιχο χρόνο για τη περίπτωση της οριζόντιας ασυνέχειας που παρέχεται από τη σχέση (7) προκύπτει ότι οι (12) και (7) διαφέρουν κατά το παράγοντα  $\frac{\eta \mu(i_c - \theta)}{\eta \mu i_c}$  με τον οποίο είναι πολλαπλασιασμένος ο πρώτος προσθετός της (12).

Επειδή ο παράγοντας  $\frac{\eta \mu(i_c - \theta)}{\eta \mu i_c} < 1$  προκύπτει ότι ο χρόνος διαδρομής, στη περίπτωση που η

επιφάνεια ασυνέχειας μεταξύ του στρώματος και του ημιχώρου κλίνει από αριστερά προς τα δεξιά και η πηγή βρίσκεται δεξιά (down dip) από τους δέκτες, είναι μικρότερος του αντίστοιχου χρόνου για την οριζόντια ασυνέχεια. Οι χρόνοι διαδρομής από το κεκλιμένο στρώμα καθώς και οι χρόνοι που θα μετρούσαμε για οριζόντια ασυνέχεια φαίνονται στο παρακάτω διάγραμμα.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Οι απευθείας αφίξεις αντιστοιχούν στο ανοικτής απόχρωσης του γκρι τμήμα της δρομοχρονικής καμπύλης και δεν επηρεάζονται από την κλίση του στρώματος. Το οριακά διαθλώμενο κύμα που παράγεται από το κεκλιμένο στρώμα όπως το βλέπουμε στην επιφάνεια αντιστοιχά στο μαύρου χρώματος τμήμα της δρομοχρονικής. Αυτό που θα παρατηρούσαμε κατά μήκος μιας οριζόντιας ασυνέχειας έχει σχεδιαστεί με στικτή γραμμή. Το οριακά διαθλώμενο κύμα που παρατηρούμε στην επιφάνεια της Γης φτάνει σε όλο και μικρότερους χρόνους με αύξηση της απόστασης του γεώφωου από την πηγή. Όπως και προηγουμένως, οι δρομοχρονικές καμπύλες αποτελούνται από τα ίδια ακριβώς συστατικά όπως αυτές που παίρνουμε πάνω από ένα επίπεδο στρώμα (δηλαδή από δυο ευθύγραμμα τμήματα).

Αν ερμηνεύσουμε τα δεδομένα αυτά χωρίς άλλες πληροφορίες, θα προκύψουν τα παρακάτω συμπεράσματα:

- Δεν μπορούμε να συμπεράνουμε για τη κλίση της ασυνέχειας από το σχήμα της δρομοχρονικής καμπύλης. Τόσο στην περίπτωση της κεκλιμένης ασυνέχειας όσο και στην περίπτωση της οριζόντιας, η καμπύλη αποτελείται από δύο απλά ευθύγραμμα τμήματα. Επομένως, το πιθανότερο είναι ότι θα ερμηνεύσουμε λανθασμένα τις παρατηρήσεις, σαν να προέκυψαν από μια απλή επίπεδη ασυνέχεια
- Μπορούμε να υπολογίσουμε την ταχύτητα του στρώματος από την κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης της απευθείας αφίξης
- Όταν χρησιμοποιούμε την κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης του οριακά διαθλώμενου κύματος, υπολογίζουμε μια ταχύτητα για τον ημιχώρο η οποία είναι *πολύ μεγάλη*, και δεν αντιπροσωπεύει την πραγματική ταχύτητα, η οποία όπως και στη προηγούμενη περίπτωση που το στρώμα έκλινε από τη πηγή προς τα γεώφωνα, ονομάζεται *φανόμενη ταχύτητα*.

Οι σχέσεις (9) και (13) γράφονται αντίστοιχα και ως

$$\eta\mu(i_c + \theta) = S_d V_1 \quad \eta \quad i_c + \theta = \tau \xi \eta \mu(S_d V_1) \quad (15) \text{ και}$$

$$\eta\mu(i_c - \theta) = S_u V_1 \quad \eta \quad i_c - \theta = \tau \xi \eta \mu(S_u V_1) \quad (16)$$



με πρόσθεση κατά μέλη των (15) και (16) προκύπτει τελικά ότι

$$i_c = \frac{1}{2} [\tau_{\xi\eta\mu}(S_d V_1) + \tau_{\xi\eta\mu}(S_u V_1)] \quad (17)$$

με αφαίρεση κατά μέλη των (15) και (16) προκύπτει τελικά ότι

$$\theta = \frac{1}{2} [\tau_{\xi\eta\mu}(S_d V_1) - \tau_{\xi\eta\mu}(S_u V_1)] \quad (18)$$

Τα  $S_d$  και  $S_u$  είναι οι κλίσεις των δευτέρων κλάδων των δρομοχρονικών καμπύλων που φαίνονται στα προηγούμενα διαγράμματα και συνεπώς είναι γνωστές ποσότητες δεδομένου ότι μπορούν να μετρηθούν από τις δρομοχρονικές καμπύλες. Η ταχύτητα  $V_1$  επίσης είναι γνωστή ποσότητα δεδομένου ότι προκύπτει από το αντίστροφο της κλίσης του πρώτου κλάδου των δρομοχρονικών καμπύλων. Κατόπιν αυτών οι σχέσεις (17) και (18) μας παρέχουν την κλίση  $\theta$  της ασυνέχειας και την ορική γωνία  $i_c$ . Επειδή  $\eta\mu i_c = \frac{V_1}{V_2}$  (νόμος του Snell) και η  $V_1$  είναι ήδη υπολογισμένη, μπορούμε πλέον να υπολογίσουμε και την ταχύτητα  $V_2$ .

Οι χρόνοι συνάντησης  $t_{0d}$  και  $t_{0u}$  είναι γνωστοί από το σημείο που ορίζουν στον άξονα των χρόνων οι προς τα πίσω προεκτάσεις των δευτέρων κλάδων των δρομοχρονικών καμπύλων που προκύπτουν από τις εκρήξεις αριστερά και δεξιά του αναπτύγματος των γεωφώνων. Κατόπιν τούτων από τις σχέσεις (10) και (14) είναι πλέον δυνατόν να προσδιορίσουμε τις αποστάσεις (καθέτους)  $Z_d$  και  $Z_u$  των θέσεων των εκρήξεων μέχρι την κεκλιμένη ασυνέχεια.

Πρέπει να διευκρινίσουμε ότι οι αποστάσεις  $Z_d$  και  $Z_u$  δεν εκφράζουν στη περίπτωση της κεκλιμένης ασυνέχειας τα βάθη μέχρι την ασυνέχεια όπως συνέβαινε με τη περίπτωση του οριζόντιου στρώματος. Εδώ τα βάθη μέχρι την κεκλιμένη ασυνέχεια κάτω από τις θέσεις των εκρήξεων εκφράζουν οι κατακόρυφες αποστάσεις  $h_d$  και  $h_u$  που φαίνονται στα αντίστοιχα σχήματα. Τα βάθη  $h_d$  και  $h_u$  είναι τελικά δυνατόν να προσδιορισθούν από τις αποστάσεις  $Z_d$  και  $Z_u$  μέσω των σχέσεων

$$h_d = Z_d \sigma \nu \theta \quad \text{και} \quad h_u = Z_u \sigma \nu \theta$$

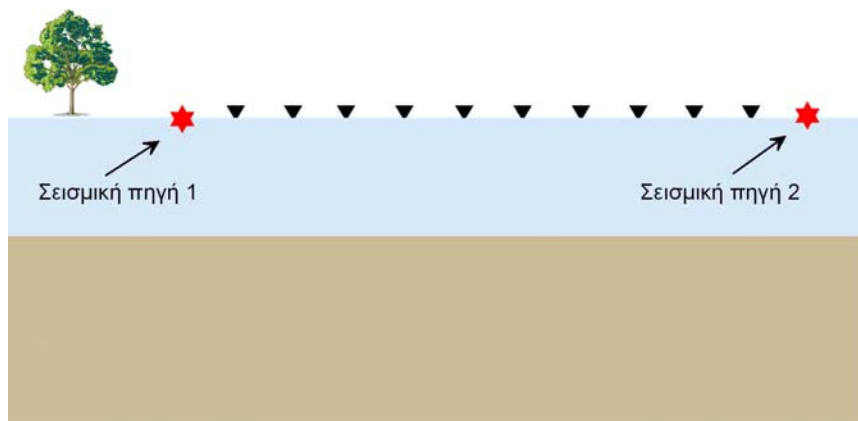
που τις συνδέουν.

### Αναγνώριση των Κεκλιμένων Στρωμάτων

Στα προηγούμενα δύο κεφάλαια είδαμε ότι οι δρομοχρονικές καμπύλες που προκύπτουν πάνω από κεκλιμένα στρώματα έχουν το ίδιο σχήμα με αυτές που προκύπτουν πάνω από οριζόντια στρώματα. Μπορούμε από τις δρομοχρονικές καμπύλες να πούμε αν τα στρώματα είναι κεκλιμένα ή όχι;

Η απάντηση είναι ναι. Αν και η μορφή των καμπύλων είναι η ίδια, παρατηρούμε ότι η κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης που ορίζεται από την διαθλώμενη άφιξη και τον χρόνο συνάντησης της διαθλώμενης άφιξης διαφέρει ανάλογα αν η πυροδότηση γίνεται προς το μέρος της ασυνέχειας που βαθαίνει ή αντίστροφα.

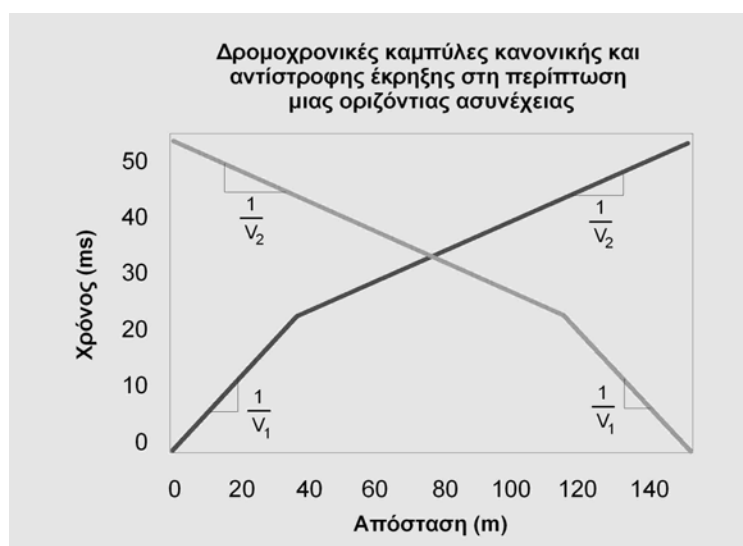
Έστω ότι συλλέγουμε σεισμικές παρατηρήσεις διάθλασης πάνω από μία επίπεδη, οριζόντια επιφάνεια ασυνέχειας όπως φαίνεται στο επόμενο σχήμα.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Τοποθετούμε μια σειρά γεωφώνων με ορισμένη απόσταση μεταξύ τους από δεξιά προς τα αριστερά (συμπαγή μαύρα ανάποδα τρίγωνα). Μετά, τοποθετούμε την πηγή μας στα αριστερά της γραμμής των γεωφώνων και μετράμε τους χρόνους διαδρομής. Στη συνέχεια, μετακινούμε την πηγή μας σε ίση απόσταση στα δεξιά της γραμμής των γεωφώνων και ξαναμετράμε τους χρόνους διαδρομής. Συγκρίνοντας τα δύο σετ δεδομένων, με τι περιμένουμε να μοιάζουν;

Στην συγκεκριμένη περίπτωση, δεδομένου ότι το στρώμα είναι οριζόντιο και οι αποστάσεις μεταξύ των δύο πηγών είναι οι ίδιες, αλλά απλά ανεστραμμένες, περιμένουμε οι δρομοχρονικές καμπύλες που παίρνουμε από κάθε πηγή να είναι πανομοιότυπες όταν σχεδιάζονται συναρτήσει της απόστασης πηγής-δέκτη αλλά αντίστροφες όταν σχεδιάζονται συναρτήσει της θέσης των γεωφώνων. Ένα διάγραμμα της δεύτερης περίπτωσης φαίνεται στο επόμενο σχήμα.

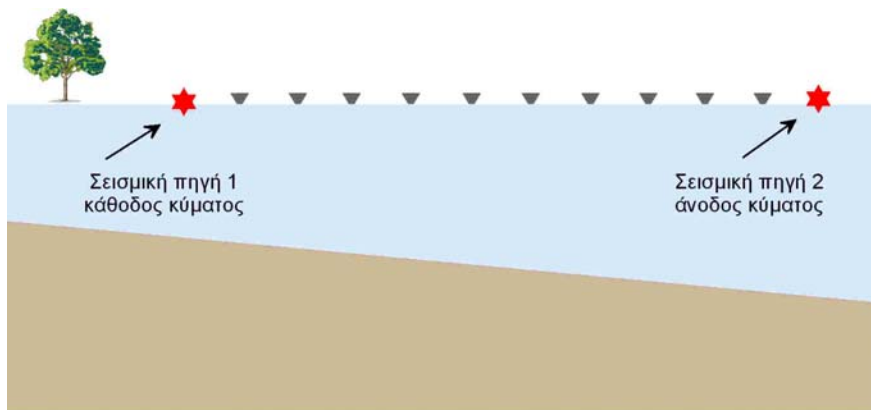


(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Στο συγκεκριμένο διάγραμμα, φαίνεται ότι η πρώτη πηγή βρίσκεται στη θέση των 0m, και η δεύτερη στη θέση των 150m. Επειδή η γεωμετρία του στρώματος είναι η ίδια κάτω από όλες

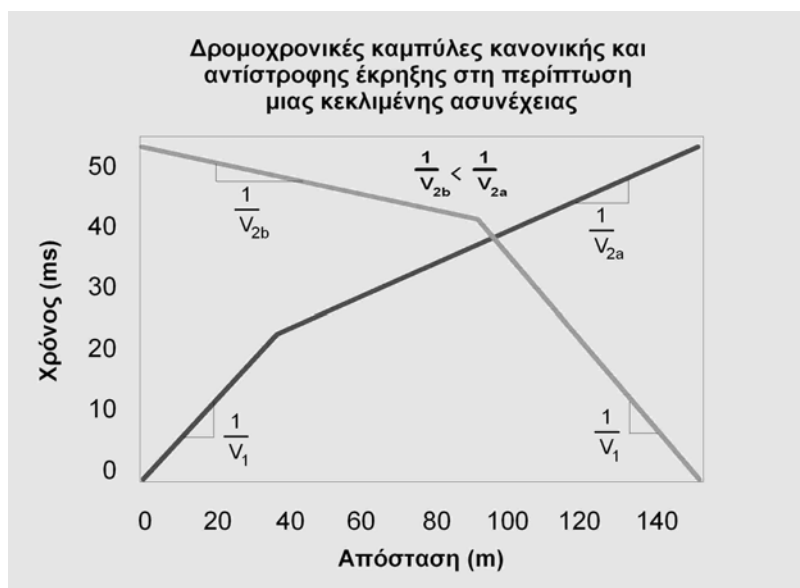
τις πηγές και τους δέκτες, ανεξάρτητα από τη θέση στην οποία βρίσκονται, από τη στιγμή που οι αποστάσεις από την πηγή είναι σταθερές, οι δρομοχρονικές καμπύλες θα έχουν ακριβώς το ίδιο σχήμα.

Έστω ότι πραγματοποιούμε το ίδιο πείραμα πάνω από ένα κεκλιμένο στρώμα όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Οι αντίστοιχες δρομοχρονικές καμπύλες δείχνονται παρακάτω. Υπενθυμίζουμε ότι όταν η πυροδότηση γίνεται στο μέρος που η ασυνέχεια βαθαίνει (shooting down dip), η δρομοχρονική καμπύλη του οριακά διαθλώμενου κύματος έχει κλίση μεγαλύτερη από  $1/V_2$  και χρόνο συνάντησης από τα οποία μπορούμε να υπολογίσουμε ένα βάθος μέχρι την ασυνέχεια μεγαλύτερο από το βάθος της ασυνέχειας κάτω από την πηγή. Πυροδοτώντας από την αντίθετη κατεύθυνση (shooting up deer) η δρομοχρονική καμπύλη έχει κλίση μικρότερη από  $1/V_2$  και χρόνο συνάντησης από τα οποία μπορούμε να υπολογίσουμε ένα βάθος μέχρι την ασυνέχεια μικρότερο από το βάθος της ασυνέχειας κάτω από την πηγή.



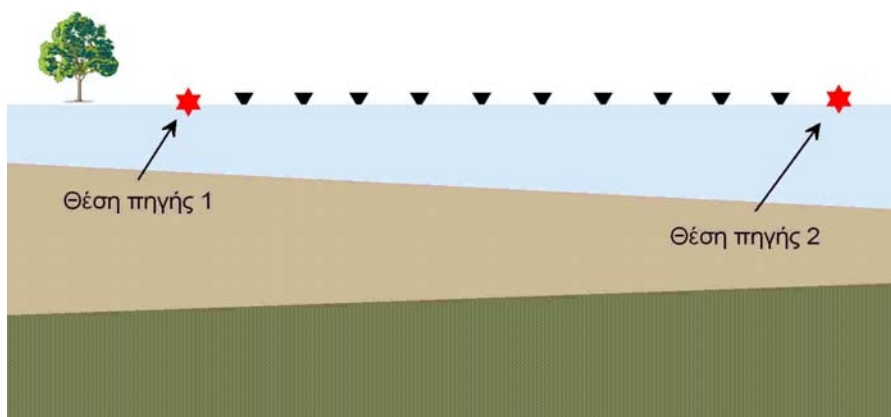
(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Επομένως, συλλέγοντας παρατηρήσεις της διάθλασης σε δύο διευθύνσεις, μπορούμε να καθορίσουμε άμεσα αν τα υπόγεια στρώματα είναι κεκλιμένα ή όχι. Αν υπάρχουν κεκλιμένα στρώματα, οι δρομοχρονικές καμπύλες που παίρνουμε στις δύο διευθύνσεις δεν είναι πλέον αντικατοπτρικές (συμμετρικές).

### Υπολογισμός της Κλίσης και του Βάθους από της Παρατηρήσεις της Διάθλασης

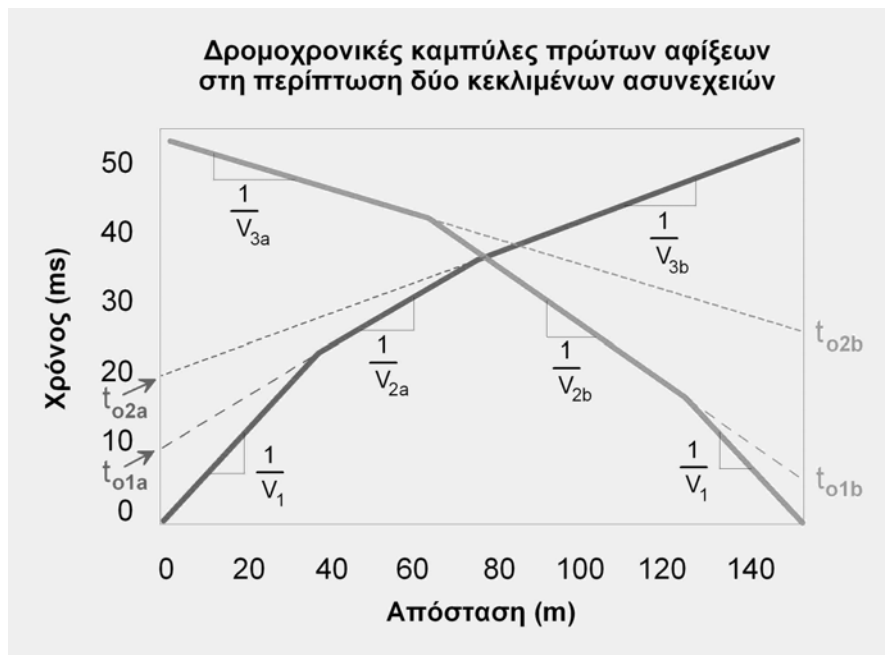
Παρόλο που μπορούμε να πάρουμε ακριβείς εκφράσεις από τις οποίες να υπολογίζουμε τα βάθη και τις κλίσεις πολλαπλών κεκλιμένων στρωμάτων από τις παρατηρήσεις των πρώτων αφίξεων, για τους σκοπούς μας αρκεί να είμαστε σε θέση να υπολογίσουμε τις παραμέτρους αυτές από τις καταγραφές της υπαίθρου. Η διαδικασία για τον υπολογισμό των παραμέτρων αυτών που περιγράφεται στο κεφάλαιο αυτό ισχύει μόνο όταν τα στρώματα δεν έχουν πολύ μεγάλες κλίσεις.

Όπως και στην περίπτωση των πολλαπλών οριζόντιων στρωμάτων, τα πολλαπλά κεκλιμένα στρώματα επίσης παράγουν οριακά διαθλώμενα κύματα τα οποία φτάνουν στην επιφάνεια και από τα οποία μπορεί να καθοριστεί η υπόγεια δομή της Γης. Οι ίδιες προειδοποιήσεις (ή περιορισμοί) ισχύουν και στην περίπτωση αυτή σχετικά με τις δομές αυτές που δεν γίνεται να προκύψουν από τις παρατηρήσεις των πρώτων αφίξεων.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Επομένως, γενικά, δομές της Γης όπως η παραπάνω παράγουν δρομοχρονικές καμπύλες όπως αυτές του παρακάτω σχήματος από τις οποίες μπορούν να υπολογιστούν τα βάθη και οι κλίσεις κάθε στρώματος. Και πάλι, για να αναγνωρίσουμε την παρουσία των κεκλιμένων στρωμάτων, πρέπει να συλλέξουμε δεδομένα από ειρήξεις σε δύο διευθύνσεις. Παρατηρούμε ότι στο συγκεκριμένο παράδειγμα, η επίδραση της κλίσης στους μετρούμενους χρόνους διαδρομής είναι μάλλον ανεπαίσθητη. Κάθε στρώμα στο μοντέλο αυτό κλίνει κατά μισό βαθμό.



(Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999)

Αν οι κλίσεις είναι μικρές μπορούμε να εκτιμήσουμε τη δομή κάτω από κάθε πηγή δεχόμενοι ότι οι κλίσεις είναι ίσες με μηδέν και χρησιμοποιώντας τις εξισώσεις που έχουμε ήδη εξετάσει. Αφού το κάνουμε αυτό για κάθε πηγή, μπορούμε τότε να υπολογίσουμε την κλίση κάθε στρώματος. Η διαδικασία που ακολουθείται για το σκοπό αυτό περιλαμβάνει τα ακόλουθα βήματα:

- Καθορισμό της κλίσης κάθε ευθύγραμμου τμήματος στις δρομοχρονικές καμπύλες και των δύο πηγών
- Οι κλίσεις των πρώτων κλάδων των δύο δρομοχρονικών καμπυλών πρέπει να είναι ίσες μεταξύ τους και να έχουν τιμή ίση με  $1/V_1$
- Για τα τμήματα των δρομοχρονικών που αντιπροσωπεύουν την διαθλώμενη άφιξη, υπολογισμός του μέσου όρου των κλίσεων της διαθλώμενης άφιξης που ταξιδεύει προς το ανερχόμενο μέρος της ασυνέχειας (up dip) και της διαθλώμενης άφιξης που ταξιδεύει προς το κατερχόμενο (down dip) σε κάθε διαθλαστήρα. Αυτό απαιτεί να αναγνωρίσουμε στις δρομοχρονικές καμπύλες τα τμήματα της καμπύλης που προέρχονται από την ίδια ασυνέχεια. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, θα υπολογίζαμε το μέσο όρο των κλίσεων  $1/V_{2a}$  και  $1/V_{2b}$  και των κλίσεων  $1/V_{3a}$  και  $1/V_{3b}$ . Στον υπολογισμό αυτό χρησιμοποιούμε την απόλυτη τιμή της κλίσης
- Υπολογίζουμε την τιμή των  $V_2$  και  $V_3$  χρησιμοποιώντας το αντίστροφο του μέσου όρου που υπολογίσαμε στο προηγούμενο βήμα
- Χρησιμοποιώντας τις ταχύτητες αυτές, τους χρόνους συνάντησης σε κάθε πηγή ( $t_{01a}$  και  $t_{02a}$  για την πηγή στα αριστερά και  $t_{01b}$  και  $t_{02b}$  για την πηγή στα δεξιά) μπορούμε από τις εξισώσεις που είδαμε προηγουμένως να υπολογίσουμε το βάθος κάθε στρώματος κάτω από κάθε πηγή
- Από τα βάθη αυτά και γνωρίζοντας την απόσταση που χωρίζει τις δύο πηγές, υπολογίζουμε την κλίση κάθε στρώματος

## Βιβλιογραφία

Thomas M. Boyd, 1999, Introduction to Geophysical Exploration

[http://www.mines.edu/fs\\_home/tboyd/GP311](http://www.mines.edu/fs_home/tboyd/GP311)

D. S. Parasnis 1979, Principles of Applied Geophysics, London, Chapman and Hall

D. H. Griffiths and R. F. King, 1976, Applied Geophysics For Engineers and Geologists, Pergamon Press

W. M. Telford, L. P. Geldart, R. E. Sheriff and D. A. Keys, 1976, Applied Geophysics, Cambridge University Press

M. H. Loke, 2001, Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys

J. S. V. Van Zijl, 1985, A practical Manual on the Resistivity Method, WNNR VERSLAG K79 Report.

S. Breiner, 1973, Applications Manual for Portable Magnetometers, GEOMETRICS, USA