

ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ



"ΠΡΟΣΩΜΟΙΩΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ ΓΙΑ ΤΟ ΣΧΕΔΙΑΣΜΟ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ ΣΤΟ ΘΑΛΑΣΣΙΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΠΑΤΡΑΪΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ."

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΠΑΓΙΑΛΑΚΗΣ ΜΙΧΑΗΛ

2005020052

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ:

ΒΑΦΕΙΔΗΣ ΑΝΤΩΝΙΟΣ,

ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Π.Κ.

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ

ΜΑΝΟΥΤΣΟΓΛΟΥ ΕΜΜΑΝΟΥΗΛ,

ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Π.Κ.

ΕΠΙΤΡΟΠΗ:

ΠΑΣΑΔΑΚΗΣ ΝΙΚΟΛΑΟΣ,

Αν. ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Π.Κ.

ΧΑΝΙΑ

10/2014

*"πάντων χρημάτων μέτρον
ἐστὶν ἄνθρωπος, τῶν μὲν
ὄντων ὡς ἐστίν, τῶν δὲ οὐκ
ὄντων ὡς οὐκ ἐστίν"*
(Αρχαίο Ελληνικό γνωμικό)

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Στα πλαίσια μιας προσπάθειας εξόδου από την οικονομική κρίση που έχει μαστίσει την Ευρώπη και ειδικότερα την Ελλάδα, η αναζήτηση νέων οικονομικών πόρων για ανάπτυξη και τόνωση της ελληνικής οικονομίας, οδήγησε αρχικά στην αναζήτηση και μετέπειτα στην εξόρυξη των πιθανών εκμεταλλεύσιμων υδρογονανθράκων της χώρας.

Σύμφωνα μ' αυτούς τους στόχους, το Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής της σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης καταβάλλει σημαντική προσπάθεια να ακολουθήσει τη νέα τάξη πραγμάτων, χωρίς βέβαια να παραγκωνίζει τις εδώ και χρόνια καταξιωμένες τεχνικές γεωφυσικών διασκοπήσεων.

Η παρούσα διπλωματική εργασία καλείται να εξετάσει πιθανή ύπαρξη υδρογονανθράκων σε μια περιοχή μελέτης όπου υπάρχουν ενδείξεις για την παρουσία τους. Στην ολοκλήρωση της εργασίας καταλυτικό ρόλο έπαιξε ο επιβλέπων Καθηγητής, Βαφείδης Αντώνιος, ο οποίος με την καθοδήγησή του και τις εύστοχες παρατηρήσεις του, αποτέλεσε σημαντικό στήριγμα στις δυσκολίες που παρουσιάστηκαν. Για τον λόγο αυτό, αλλά και για την αμέριστη συμπαράσταση που μου έδειξε, τον ευχαριστώ θερμά.

Παράλληλα, θα ήθελα να εκφράσω της ευχαριστίες μου στα μέλη της εξεταστικής επιτροπής, Μανούτσουλου Εμμανουήλ και Πασαδάκη Νικόλαο, οι οποίοι έβαλαν την τελευταία πινελιά στην εργασία αυτή με τις πολύτιμες παρατηρήσεις τους στο τελικό σύγγραμμα.

Ευχαριστίες επίσης οφείλονται σε όλους όσους βοήθησαν αλλά και σ' αυτούς που παραχώρησαν ανιδιοτελώς συνθετικά ή πραγματικά δεδομένα. Ειδικότερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τον βοηθό του Εργαστηρίου Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής της σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης, δρ. Κρητικάκη Γεώργιο για την συνεχή παρακολούθηση της εξέλιξης της εργασίας καθώς και για τις εύστοχες παρατηρήσεις του. Τους συναδέλφους Μηχ. Περιβάλλοντος Περάκη Μαρία και Παλόγο Ιωάννη για την ενθάρρυνση και την καταλυτική τους βοήθεια την ύστατη στιγμή.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τους γονείς μου, Βασσάλου Πηνελόπη και Παγιαλάκη Νικόλαο, την γιαγιά μου Βασσάλου Ευριδίκη καθώς επίσης και τον αδερφό μου Παγιαλάκη Εμμανουήλ, τόσο για την οικονομική, όσο και για την ηθική στήριξη που μου έδωσαν από τα πρώτα κιόλας χρόνια της εκπαίδευσής μου. Δεν θα μπορούσα να παραλείψω βέβαια, να μην ευχαριστήσω τους φίλους μου για την περίοδο των σπουδών μου στα Χανιά.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Το αντικείμενο της διπλωματικής εργασίας είναι η χρήση συνθετικών δεδομένων σεισμικής ανάκλασης για τον σχεδιασμό διασκόπησης στην περιοχή του Πατραϊκού κόλπου. Για την πειραματική διαδικασία (προσομοιώσεις) επιλέχθηκε τμήμα υπάρχουσας ερμηνευμένης σεισμικής γραμμής, της ION-7, χρησιμοποιήθηκαν κατάλληλοι αλγόριθμοι οι οποίοι αναπτύχθηκαν στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής της Σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης, ακολούθως πραγματοποιήθηκε επεξεργασία των συνθετικών καταγραφών με την χρήση των παραπάνω αλγορίθμων. Ακολούθως, πραγματοποιήθηκε αξιολόγηση των συνθετικών δεδομένων ανάκλασης για την μελέτη της στρωματογραφίας της περιοχής καθώς και των πετρελαιοπιθανών περιοχών του Πατραϊκού κόλπου.

Στη περιοχή μελέτης παλαιότερες σεισμικές καταγραφές εντόπισαν διαπυρισμό αλατούχου δόμου όπου μπορεί να αποτελέσει παγίδα πετρελαίου. Επιλύθηκε η κυματική εξίσωση που περιγράφει ελαστικά κύματα (διαμήκη και εγκάρσια) με την μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών, για την δημιουργία συνθετικών δεδομένων του πειράματος. Χρησιμοποιήθηκαν μέθοδοι επεξεργασίας των καταγραφών για την αύξηση των ανακλώμενων κυμάτων. Οι καταγραφές κοινής απόστασης πηγής – δέκτη (Common Offset) αποτελούν μια γρήγορη ένδειξη του υπεδάφους αλλά δεν είναι αποτελεσματικές καθώς υπάρχουν έντονες πολλαπλές ανακλάσεις. Η μέθοδος σεισμικής χωροθέτησης που αντιπροσωπεύει εν μέρη το μοντέλο μας είναι η μέθοδος των Πεπερασμένων Διαφορών.

Περιεχόμενα

ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	iii
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	iv
1ο ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	1
1.1 ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΙΟΝΙΟ ή ΑΔΡΙΑΤΙΚΟ-ΙΟΝΙΟ ΖΩΝΗ.....	1
1.2 Η ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΖΩΝΗΣ ΤΟΥ ΙΟΝΙΟΥ	4
1.3 ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΖΩΝΗ ΠΑΞΩΝ ή ΠΡΟΑΠΟΥΛΙΑ ΖΩΝΗ	8
1.4 Η ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΖΩΝΗΣ ΠΑΞΩΝ	10
1.5 ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΙΣ ΣΤΟ ΙΟΝΙΟ.....	13
1.6 ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΓΡΑΜΜΗ ΙΟΝ – 7.....	17
1.7 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΤΟΜΗΣ (CDP 12000 - 12800) ΤΗΣ ΓΡΑΜΜΗΣ ΙΟΝ - 7 ...	17
1.8 ΠΕΡΙΓΡΑΦΜΑ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗΣ.....	19
2ο ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΜΕΘΟΔΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ.....	20
2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	20
2.2 ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ	20
2.3 ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΤΩΝ ΕΛΑΣΤΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ.....	21
2.4 ΓΕΩΦΩΝΑ, ΥΔΡΟΦΩΝΑ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΟ ΚΑΛΩΔΙΟ.....	21
2.5 ΙΣΑΠΟΣΤΑΣΗ ΟΜΑΔΩΝ ΓΕΩΦΩΝΩΝ.....	22
2.6 ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΠΗΓΕΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΕΛΑΣΤΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ.....	23
2.7 ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ	25
2.8 ΑΠΟΚΤΗΣΗ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ	26
2.9 ΥΠΕΔΑΦΙΚΗ ΚΑΛΥΨΗ	28
2.10 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΑΠΟ ΤΙΣ ΟΠΟΙΕΣ ΕΞΑΡΤΑΤΑΙ Η ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ.....	30
2.11 ΕΞΑΣΘΕΝΙΣΗ ΤΩΝ ΕΛΑΣΤΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΑΠΟΣΤΑΣΗ	32
2.12 ΜΕΣΗ ΤΕΤΡΑΓΩΝΙΚΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ	33
2.13 ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΔΙΟΡΘΩΣΗ (NMO CORRECTION)	34
2.14 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΥΠΕΡΘΕΣΗ (STACKING).....	36
2.15 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΧΩΡΟΘΕΤΗΣΗ (MIGRATION)	37
3ο ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΣ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	39
3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	39
3.2 ΟΜΟΓΕΝΗΣ ΚΑΙ ΕΤΕΡΟΓΕΝΗΣ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ	40
3.2.1 Ετερογενής προσέγγιση για υπερβολικά συστήματα πρώτου βαθμού	40
3.3 ΑΚΡΙΒΕΙΑ, ΣΤΑΘΕΡΟΤΗΤΑ, ΣΥΓΚΛΙΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΣΠΟΡΑ.....	45

3.3.1	Ακρίβεια.....	45
3.3.2	Σταθερότητα.....	46
3.3.3	Σύγκλιση.....	47
3.3.4	Διασπορά.....	47
3.4	ΠΕΠΕΡΑΣΜΕΝΕΣ ΔΙΑΦΟΡΕΣ ΣΕ ΕΝΑ ΔΙΑΝΥΣΜΑΤΙΚΟ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΤΗ.....	48
3.5	ΠΕΠΕΡΑΣΜΕΝΕΣ ΔΙΑΦΟΡΕΣ ΣΤΗΝ ΕΞΙΣΩΣΗ ΚΥΜΑΤΟΣ (P-SV).....	50
3.6	ΟΡΙΑ ΑΠΟΡΡΟΦΗΣΗΣ (ABSORBING BOUNDARIES)	51
4ο	ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	53
4.1	ΘΕΣΗ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ.....	53
4.2	ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	57
5ο	ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	64
5.1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	64
5.2	ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΤΗΣ ΜΕΣΗΣ ΤΕΤΡΑΓΩΝΙΚΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ	65
5.3	ΑΝΑΔΙΑΤΑΞΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΕ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΚΟΙΝΟΥ ΕΝΔΙΑΜΕΣΟΥ ΣΗΜΕΙΟΥ (CMP sorting).....	67
5.4	ΚΑΝΟΝΙΚΗ ΧΡΟΝΙΚΗ ΔΙΟΡΘΩΣΗ (NMO correction).....	70
5.5	ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΥΠΕΡΘΕΣΗ (stacking).....	71
5.6	ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΧΩΡΟΘΕΤΗΣΗ (migration)	71
6ο	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΕΙΣ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ	76
6.1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	76
6.2	ΑΝΤΙΠΑΡΑΒΟΛΗ ΣΥΜΒΑΤΙΚΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ ΚΑΙ ΑΠΟΚΤΗΣΗΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΜΕΣΩ ΤΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ	76
6.3	ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗΣ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑΣ	76
6.4	ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	77
6.5	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ	78
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	80

1ο ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Τα Ιόνια νησιά βρίσκονται πάνω στην εναλλαγή δύο εξωτερικών γεωτεκτονικών ζωνών του Ελλαδικού χώρου. Πρόκειται για την Ιόνιο ή Αδριατικοϊόνιο ζώνη και τη ζώνη των Παξών ή Προαπούλια ζώνη. Κύριο χαρακτηριστικό των ζωνών αυτών, είναι ότι έχουν υποστεί ένα μόνο ορογενετικό τεκτονισμό κατά το Τριτογενές. Στις εξωτερικές γεωτεκτονικές ζώνες ανήκουν και οι ζώνες Παρνασσού - Γκιώνας, Ωλόνου - Πίνδου και Γαβρόβου - Τρίπολης.

1.1 ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΙΟΝΙΟ ή ΑΔΡΙΑΤΙΚΟΪΟΝΙΟ ΖΩΝΗ

Το όνομα Ιόνιος για τη ζώνη αυτή, δόθηκε από τον Philippson (1898) ενώ οι Nopcsa (1921) και Renz (1940) την ονομάζουν Αδριατικοϊόνιο. Η Ιόνιος ζώνη ξεκινάει από την Αλβανία και εκτείνεται κατά μήκος των δυτικών παραλίων της ηπειρωτικής Ελλάδας με διεύθυνση Β-Ν. Έτσι, συναντάται στη δυτική ηπειρωτική Ελλάδα (Ηπειρο και Ακαρνανία), τα Ιόνια νησιά (Κέρκυρα, ανατολικό τμήμα Λευκάδας, Ιθάκη, Ανατολική Κεφαλονιά και ένα μικρό τμήμα της Ζακύνθου) και τη βορειοδυτική Πελοπόννησο. Στην περιοχή των Ιονίων νησιών η παραπάνω ζώνη είναι επωθημένη προς τα δυτικά πάνω στην ζώνη Παξών, ενώ προς τα ανατολικά βρίσκεται επωθημένη πάνω σ' αυτήν η ζώνη της Πίνδου.

Ομόλογη ζώνη της Ιονίου στην περιοχή της κεντρικής Ιταλίας είναι η ζώνη Gargano-Marches Ombrie-Molise. Έπειτα από σχετικά πρόσφατες έρευνες, στην Ιόνιο ζώνη συμπεριλαμβάνεται και η ημιμεταμορφωμένη σειρά των πλακωδών ασβεστολίθων. Η σειρά αυτή απαντάται με μορφή τεκτονικών παραθύρων σε πολλές περιοχές του νότιου ελλαδικού χώρου όπως είναι ο Ταΰγετος, ο Πάρνωνας, τα Κύθηρα, η Κρήτη, η Κάσος και η Ρόδος. Η κατάταξη αυτή της σειράς των πλακωδών ασβεστολίθων στηρίζεται στη σχετική ομοιότητα που παρουσιάζουν αυτοί με τους ασβεστολίθους κυρίως της «Βίγλας» που απαντώνται στην Ιόνιο ζώνη. Αποτέλεσμα του γεγονότος αυτού, είναι ότι τα παλαιογεωγραφικά-τεκτονικά όρια της Ιονίου ζώνης επεκτείνονται και στις παραπάνω περιοχές (Σχήμα 1.1).

Η διαφοροποίηση του παλαιογεωγραφικού χώρου της Ιονίου ζώνης ξεκίνησε κατά το Ανώτερο Λιάσιο (Ιουρασικό) με τη δημιουργία της υποθαλάσσιας Ιόνιας αύλακας που παρεμβλλόταν μεταξύ των υβωμάτων Γαβρόβου - Τρίπολης και Απούλιου-Προαπούλιου. Η ιζηματογένεση στην παρούσα φάση είναι συνεχής με μοναδική εξαίρεση την κατά θέσεις και

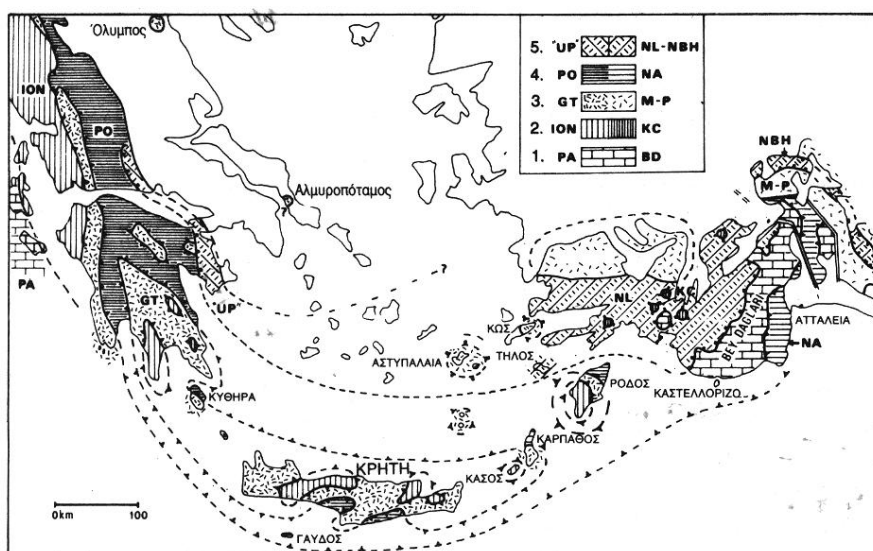
για μικρό σχετικά χρονικό διάστημα, χέρσευση της περιοχής κατά το Μέσο-Ανώτερο Ιουρασικό, με αποτέλεσμα να εμφανίζεται μια κατά περιοχές στρωματογραφική ασυμφωνία στην επαλληλία των στρωμάτων της ζώνης. Ακολούθησε παραπέρα διαφοροποίηση του παλαιογεωγραφικού αυτού χώρου, σε επί μέρους επιμήκεις αύλακες και υποθαλάσσια υβώματα, λόγω της δράσης κυρίως υποθαλασσιών ρηγμάτων (Μπραουδάκη, 2004).

Αποτέλεσμα αυτού, ήταν κατά την περίοδο Αν. Λιάσιου - Μέσου Ιουρασικού, στα μεν επιμήκη επιμέρους υβώματα και στις παρυφές τους να παρατηρείται απόθεση κονδυλωδών ασβεστολίθων με πλούσια πανίδα Αμμωνιτών (*Ammonitico rosso*), στις δε υποθαλάσσιες επί μέρους αύλακες, απόθεση πυριτικών σχιστολίθων με *Posidonia* και πυριτικούς ασβεστολίθους με *Filaments*. Τέλος, εδώ συναντώνται μεγάλα εγκάρσια ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, επιμήκη ρήγματα με διεύθυνση BBD-NNA, καθώς και κανονικά μεταγενέστερα ρήγματα που προκάλεσαν το σχηματισμό των μεγάλων τάφρων - λεκάνων στο χώρο Ηπείρου - Δυτικής Στερεάς (Κατσικάτσος, 1992).

Σε έρευνα που έγινε, διαπιστώθηκε ότι η Ιόνιος ζώνη στην περιοχή της Δυτικής Ελλάδας διακρίνεται από τα δυτικά προς τα ανατολικά σε τρείς επί μέρους ζώνες. Η διάκριση αυτή έγινε με βάση τις διαφορές τις οποίες παρουσιάζει η ζώνη στη στρωματογραφική επαλληλία της, τόσο στην αξονική περιοχή, όσο και στις περιοχές των παρυφών της (Σχήμα 1.2). Πρόκειται για τις ζώνες:

- α) -Εξωτερική Ιόνιος ζώνη, η οποία διακρίνεται στη Δυτική Εξωτερική και στην Ανατολική Εξωτερική Ιόνιο ζώνη
- β) -Κεντρική Ιόνιος ζώνη και
- γ) -Ανατολική ή Εσωτερική Ιόνιος ζώνη

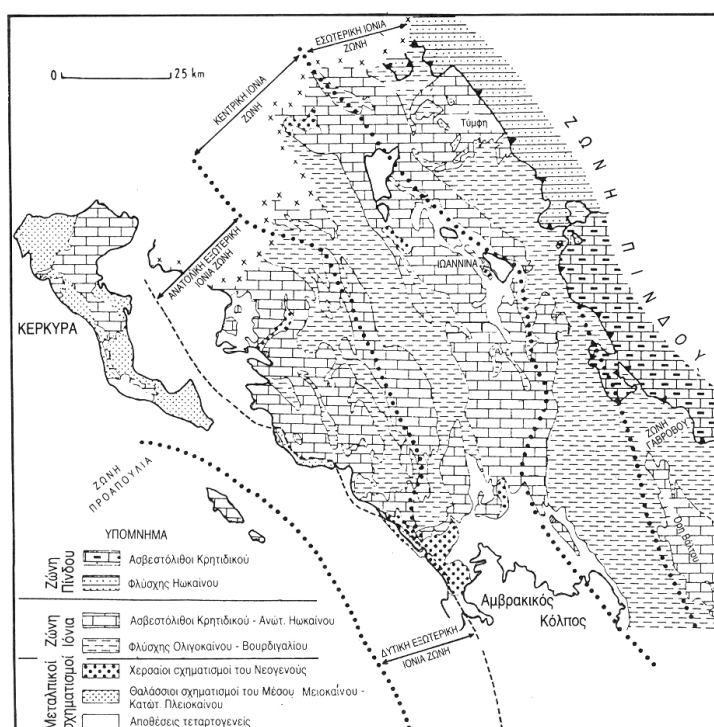
Η πτύχωση της Αδριατικοϊονίου ζώνης έγινε στο Κάτω Μειόκαινο με την ονομαζόμενη Στυριακή φάση πτυχώσεων, κατά την οποία τα στρώματα της ζώνης υπέστησαν έντονη λεπίωση, ενώ η γύψος έπαιξε το ρόλο του λιπαντικού μέσου που διευκόλυνε τις εσωτερικές ολισθήσεις. Η μορφή των πτυχών που προέρχεται από την τελική Τριτογενή πτύχωση συνήθως δεν είναι απλή. Συνοδεύεται από διαρρήξεις στις πτέρυγες έτσι ώστε να δημιουργούνται συνεχείς επωθήσεις ή αριππεύσεις και να εμφανίζονται παραμορφωμένες πτυχωμένες μορφές.



Σχήμα 1.1: Τεκτονικό σκαρίφημα των μεγάλων Εξωτερικών και Ενδιάμεσων Ενοτήτων των Ελληνίδων και των Ταυρίδων. Πραγματοποιήθηκε συσχέτιση των παραπάνω ενοτήτων με βάση στοιχεία από διάφορους μελετητές (Κατσικάτσος, 1992).

Υπόμνημα:

- 1: Ζώνες Προαπούλια και Απούλια (PA) - Bey Daglari (BD).
- 2: Ζώνη Ιόνια (ION) - Kizilca Corak gol (KC).
- 3: Ζώνη Γαβρόβου – Τρίπολης (GT) – Μάζα Μεντερές και Ζώνη Pisidienne (M-P).
- 4: Ζώνη Πίνδου – Ωλονού (PO) – Καλύμματα της Αττάλειας (NA).
- 5: Υποζώνη Υπερπινδική (UP) – Καλύμματα Λυκίας (NL) και Beysehir – Hoyran (NBH).



Σχήμα 1.2: Η επί μέρους διάκριση της Ιόνιας ζώνης (Δυτική εξωτερική, Ανατολική Εξωτερική, Κεντρική και Εσωτερική) και η επωθημένη ζώνη της Πίνδου (Κατσικάτσος, 1992).

1.2 Η ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΖΩΝΗΣ ΤΟΥ ΙΟΝΙΟΥ

Η Ιόνιος ζώνη είναι η μόνη από τις μεγάλες ισοτοπικές ζώνες που έχει αλλάξει το βασικό παλαιογεωγραφικό της χαρακτήρα από νηριτικό σε πελαγικό κατά τη διάρκεια της προορογενετικής εξέλιξης του αλπικού κύκλου. Μέχρι το Λιάσιο δηλαδή, οι ενότητες Παξών – Μάνης – Ιονίου – Γαβρόβου - Τρίπολης αποτελούσαν ενιαία ανθρακική πλατφόρμα, στην οποία υπήρχαν ίδια πετρώματα και ίδια φάση. Από το Δογγέριο, ο χώρος της Ιόνιας ζώνης βαθαίνει, ενώ οι Παξοί και το Γάβροβο συνεχίζουν να δέχονται νηριτικά ιζήματα. Εικάζεται ότι την εποχή αυτή (Αν. Λιάσιο) κάτι σημαντικό συνέβη στον ωκεανό της Τηθύος και η ως τότε ενιαία πλατφόρμα “έσπασε” (πιθανή ταφροποίηση) και βάθυνε. Το γεγονός αυτό μάλλον συνδέεται με τη δημιουργία τυπικών οφιολίθων. Η ταφροποίηση έγινε με το σχηματισμό συνιζηματογενών ρηγμάτων τα οποία άρχισαν να βυθίζουν ένα τμήμα της ως τότε ενιαίας πλατφόρμας, ενώ η αλλαγή αυτή είχε παλαιογεωγραφικές επιπτώσεις στα διάφορα τεκτονικά τεμάχια (στρέψεις, χερσεύσεις κ.λ.π.).

Αυτή η πολυμορφία του χώρου κατά τη μεταβατική περίοδο, είχε σαν αποτέλεσμα πολυμορφία φάσεων. Με τα σπασίματα αυτά, κάποιες περιοχές για κάποια χρονικά διαστήματα αναδύθηκαν, χέρσευσαν και έπειτα βυθίστηκαν πάλι. Έτσι ανάμεσα στις δύο κύριες φάσεις, την πελαγική και την νηριτική, έχουμε και ποικιλία φάσεων σχηματισμών ή και στρωματογραφικά κενά με ασύμφωνα καθισμένη την πελαγική ακολουθία πάνω στη νηριτική.

Η νηριτική ιζηματογένεση για την Ιόνιο ζώνη, ξεκινάει από το Ανώτερο Τριαδικό και φθάνει μέχρι το Αν. Λιάσιο. Από το Ανώτερο Λιάσιο μέχρι και το Ανώτερο Ηώκαινο η ιζηματογένεση είναι πελαγική, με πυριτικούς σχιστόλιθους στο Μέσο Ιουρασικό, πελαγικούς ασβεστόλιθους με Ακτινόζωα και πυριτόλιθους στο Ανώτερο Ιουρασικό - Κατώτερο Σενώνιο και με πελαγικούς ασβεστόλιθους με παρεμβολές λατυποπαγών στο Ανώτερο Σενώνιο - Ανώτερο Ηώκαινο. Έτσι, γενικά στη στρωματογραφική επαλληλία της Ιονίου ζώνης, διακρίνονται δύο χαρακτηριστικά όρια που τη χωρίζουν από πλευράς ιζηματογένεσης σε τρία τμήματα. Πρόκειται για τα νηριτικής και πελαγικής ιζηματογένεσης τμήματα, που έχουν ήδη αναφερθεί, αλλά και για το τμήμα κλαστικής ιζηματογένεσης. Το ένα όριο χωρίζει την πελαγική ιζηματογένεση που είναι βιοχημική, από την κλαστική ιζηματογένεση του φλύσχη, ενώ το άλλο χωρίζει τη νηριτική από την πελαγική ιζηματογένεση. Το δεύτερο αυτό όριο, χωρίζει τη σειρά της Ιονίου ζώνης σε μία κατώτερη ακολουθία στρωμάτων που αποτελείται από νηριτικούς ασβεστόλιθους και δολομίτες παχυστρωματώδεις έως άστρωτους, και στη βάση της οποίας υπάρχουν εβαπορίτες και σε μια ανώτερη ακολουθία που χαρακτηρίζεται από πελαγικά ιζήματα. Ανάμεσα στις δύο αυτές ακολουθίες απαντούν στρώματα με μεταβατικούς χαρακτήρες, όπως είναι οι ερυθροϊώδεις κονδυλώδεις ασβεστόλιθοι με

Αμμωνίτες (Ammonitico rosso) ή στρώματα πυριτικών σχιστολίθων με Posidonia και οι πυριτικοί ασβεστόλιθοι με Filaments.

Η ύπαρξη προαλπικού υποβάθρου δεν έχει αποδειχθεί για την Αδριατικοϊόνιο ζώνη. Εικάζεται όμως ότι τα ημιμεταμορφωμένα πετρώματα Πελοποννήσου – Κυθήρων - Κρήτης, αποτελούν κοινό ανωπαλαιozoϊκό υπόβαθρο για την Αδριατικοϊόνιο ζώνη. Πρώτα αλπικά ιζήματα της ζώνης θεωρούνται οι εβαπορίτες Περμοτριάδικης ηλικίας. Υπάρχουν δύο θεωρίες για τις παλαιογεωγραφικές συνθήκες δημιουργίας των εβαποριτών αυτών. Σύμφωνα με την πρώτη θεωρία, ο σχηματισμός τους έγινε σε κατάλληλο περιβάλλον εξάτμισης το οποίο δημιουργήθηκε από πολλές συνεχόμενες παραθαλάσσιες και ρηχές λίμνες και των οποίων η επικοινωνία με τη θάλασσα φράσσονταν με χαμηλούς βραχίονες. Λόγω των παλιρροιών η θάλασσα κατόρθωνε να υπερπηδά τους βραχίονες και να εμπλουτίζει τις λίμνες με άλατα. Η δεύτερη θεωρία υποστηρίζει ότι ο σχηματισμός των εβαποριτών έγινε σε μεγάλες ρηχές και κλειστές λίμνες - λεκάνες, χωρίς επικοινωνία με τη θάλασσα αλλά με συνεχή τροφοδοσία σε άλατα από τους ποταμούς που προέρχονταν από περιοχές με αλατούχα πετρώματα. Σήμερα πιστεύεται ότι η Αδριατικοϊόνιος ζώνη κατά τη διάρκεια του Περμοτριάδικού ήταν μια χερσαία ή πολύ ρηχή θαλάσσια περιοχή, η οποία είχε τη δυνατότητα να χερσεύει συχνά και να σχηματίζει τελικά τα τόσο μεγάλου πάχους στρώματα εβαποριτών που με γεωτρήσεις βρέθηκαν να φτάνουν τα 1500 m.

Οι εβαπορίτες της κατηγορίας αυτής, βρίσκονται συχνά και ενδιάμεσα στα νεώτερα στρώματα της Ιονίου ζώνης (Κρητιδικά και Ηωκαινικά) στα οποία έχουν ανέλθει διαπηρικά δια μέσου των ρηγμάτων. Πάνω στις γύψους επίκειται μαύρος ασβεστόλιθος ηλικίας Καρνίου, τον οποίο ο C. Renz ονόμασε “Ασβεστόλιθο Φουσταπήδημα” και ακολουθούν άσπροι δολομίτες του Νορίου (Άνω Τριαδικό). Στη συνέχεια αποθέτονται οι νηριτικοί ασβεστόλιθοι Νορίου - Μέσου Λιασίου, που είναι γνωστοί στη βιβλιογραφία ως “ασβεστόλιθοι του Παντοκράτορα” με πάχος γύρω στα 600 m, και μέσα σε αυτούς εγκλείονται διάφορα φύκη, κοράλλια και άλλα νηριτικά απολιθώματα.

Στο μέσο Λιάσιο συναντώνται οι “Ασβεστόλιθοι Σινιών” που είναι καλά στρωμένοι και φέρουν πυριτόλιθους. Κατά κανόνα δεν περιέχουν απολιθώματα και γενικά αποτελούν μεταβατικά ιζήματα ρηχής προς βαθύτερης θάλασσας, πάχους από λίγα μέτρα έως 200 m.

Στο Άνω Λιάσιο διαφοροποιείται η αξονική περιοχή της ζώνης σε βαθύτερο χώρο ιζηματογένεσης, όπου αποτίθενται κερατόλιθοι σε εναλλαγές με μαργαϊκούς ασβεστόλιθους και έγχρωμους αργιλικούς σχιστόλιθους, οι οποίοι είναι γνωστοί ως “σχιστόλιθοι με Posidonomyes” από τα απολιθώματα που περιέχουν. Την ίδια περίοδο, στις δύο πλευρές της ζώνης (εσωτερική και εξωτερική) αποτίθενται κόκκινοι ασβεστόλιθοι με αμμωνίτες της φάσης Ammonitico rosso. Η διττή αυτή ιζηματογένεση διαρκεί όλο το Δογγέριο (Μέσο

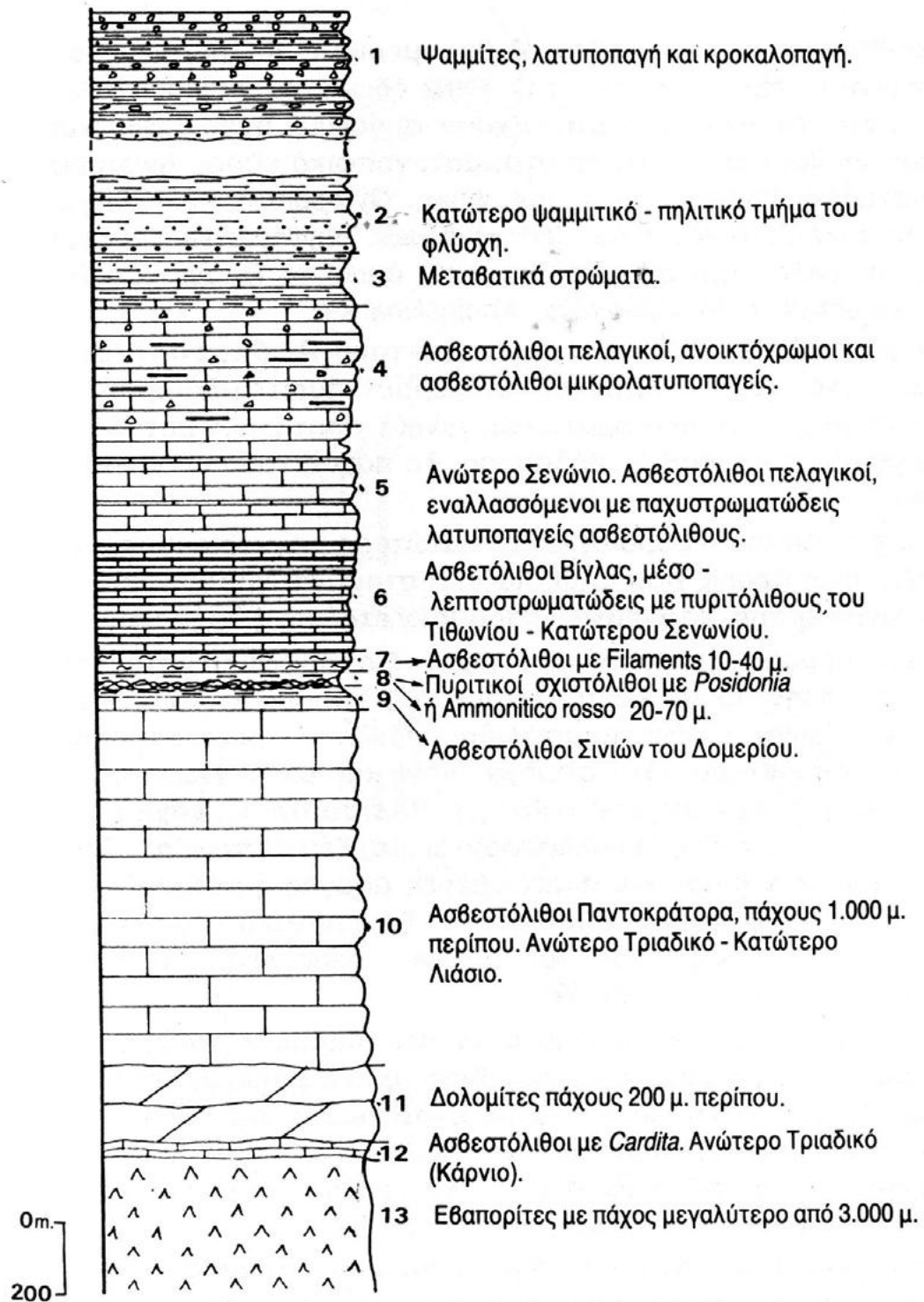
Ιουρασικό) ενώ στο Μάλμιο, γίνεται ενιαία σε όλο το πλάτος της ζώνης με την απόθεση λεπτοπλακωδών πελαγικών ασβεστολίθων με ενστρώσεις κερατολίθων, οι οποίοι αναφέρονται με το όνομα “ασβεστόλιθοι Βίγλας”. Οι Ασβεστόλιθοι αυτοί περιέχουν άφθονα Ακτινόζωα *Calpionella alpina* και πολλά είδη *Globotruncana*, ενώ η απόθεση τους κράτησε από το Μάλμιο, το Κάτω και Μέσο Κρητιδικό μέχρι και το μέσο του Άνω Κρητιδικού (Σενώνιο). Το συνολικό τους πάχος κυμαίνεται στα 400 m περίπου.

Η ιζηματογένεση συνεχίζεται αδιάκοπα προς τα πάνω με λατυποπαγείς ασβεστόλιθους Ανωτέρου Κρητιδικού - Μέσου Ηωκαίνου, οι οποίοι στην αξονική υποζώνη χαρακτηρίζονται περισσότερο πελαγικοί και των οποίων το πάχος κυμαίνεται γύρω στα 400 m.

Τέλος, αποτίθεται ο φλύσχος από το Πριαμπόνιο του Ηωκαίνου μέχρι το Ακουϊτάνιο του Κάτω Μειοκαίνου, οπότε και έλαβε χώρα η παροξυσμική πτύχωση της ζώνης. Το συνολικό πάχος του φλύσχη υπολογίζεται ότι ξεπερνά τα 2000 m αν και οι πτυχωμένες μορφές του είναι πιθανόν να επηρεάζουν το φαινόμενο πάχος του. Η σύστασή του στα κατώτερα στρώματα είναι κυρίως ψαμμιτική - μαργαϊκή και εξελίσσεται προς τα πάνω σε εναλλαγές μαργών, μαργαϊκών ασβεστολίθων και κροκαλοπαγών (Σχήμα 1.3).

Η ανάδυση της περιοχής της Ιόνιας ζώνης, έγινε μετά την ολοκλήρωση της απόθεσης του Φλύσχη (κατά το Ακουϊτάνιο στην Εσωτερική Ιόνια ζώνη και κατά το Βουρδιγάλιο στην Εξωτερική). Στη συνέχεια, στα όρια Βουρδιγαλίου και Μέσου Μειοκαίνου στην περιοχή της Εξωτερικής Ιόνιας ζώνης και ακόμα νωρίτερα (κατά το Βουρδιγάλιο) στην περιοχή της Κεντρικής Ιόνιας ζώνης, έλαβε χώρα επίκλυση της θάλασσας με αποτέλεσμα την απόθεση θαλάσσιων μολασσικών ιζημάτων, κυρίως από μάργες και λιγότερο από ψαμμίτες με ενστρώσεις ασβεστολίθων.

Η ιζηματογένεση των Αλπικών χρόνων στην Αδριατικοϊόνια ζώνη, θεωρείται γενικά συνεχής και αδιάκοπη όπως σε όλες τις εξωτερικές ζώνες. Εντούτοις υπάρχουν παρατηρήσεις που θέτουν υπό αμφισβήτηση αυτή τη γενική αντίληψη. Συγκεκριμένα, σε ορισμένες περιοχές της ζώνης παρατηρήθηκαν ιζηματολογικές ασυμφωνίες των ασβεστολίθων του Ανωτέρου Ιουρασικού - Κρητιδικού (Βίγλας) πάνω στα παλιότερα στρώματα της ίδιας ζώνης, παρατηρήσεις που ερμηνεύθηκαν με κάποια πιθανή διακοπή της ιζηματογένεσης στη διάρκεια του Ιουρασικού. Το φαινόμενο αυτό όμως, δεν έχει εξηγηθεί από την άποψη της τεκτοορογενετικής εξέλιξης.



Σχήμα 1.3: Στρωματογραφική στήλη της Ιόνιας ζώνης (Κατσικάτσος, 1992).

1.3 ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΖΩΝΗ ΠΑΞΩΝ Ή ΠΡΟΑΠΟΥΛΙΑ ΖΩΝΗ

Η ζώνη αυτή πήρε το όνομα της σύμφωνα με τον Renz (1940), από τα νησιά Παξοί του Ιονίου πελάγους. Η ονομασία Προαπούλια δόθηκε από τον Aubouin (1959) επειδή η ίδια ζώνη αποτελεί το εσωτερικό (ανατολικό) περιθώριο της Απούλιας ζώνης. Απαντά με μορφή υποθαλάσσιας τράπεζας στην περιοχή της Νότιας Ιταλίας (Σχήμα 1.4) και είναι η πιο εξωτερική και δυτική ζώνη των Ελληνίδων, που χαρακτηρίζεται από μεγάλης καμπυλότητας διαρρηγμένες πτυχές και θεωρείται σχετικά αυτόχθονη συγκρινόμενη με τις άλλες εξωτερικές ζώνες που είναι αλλόχθονες.

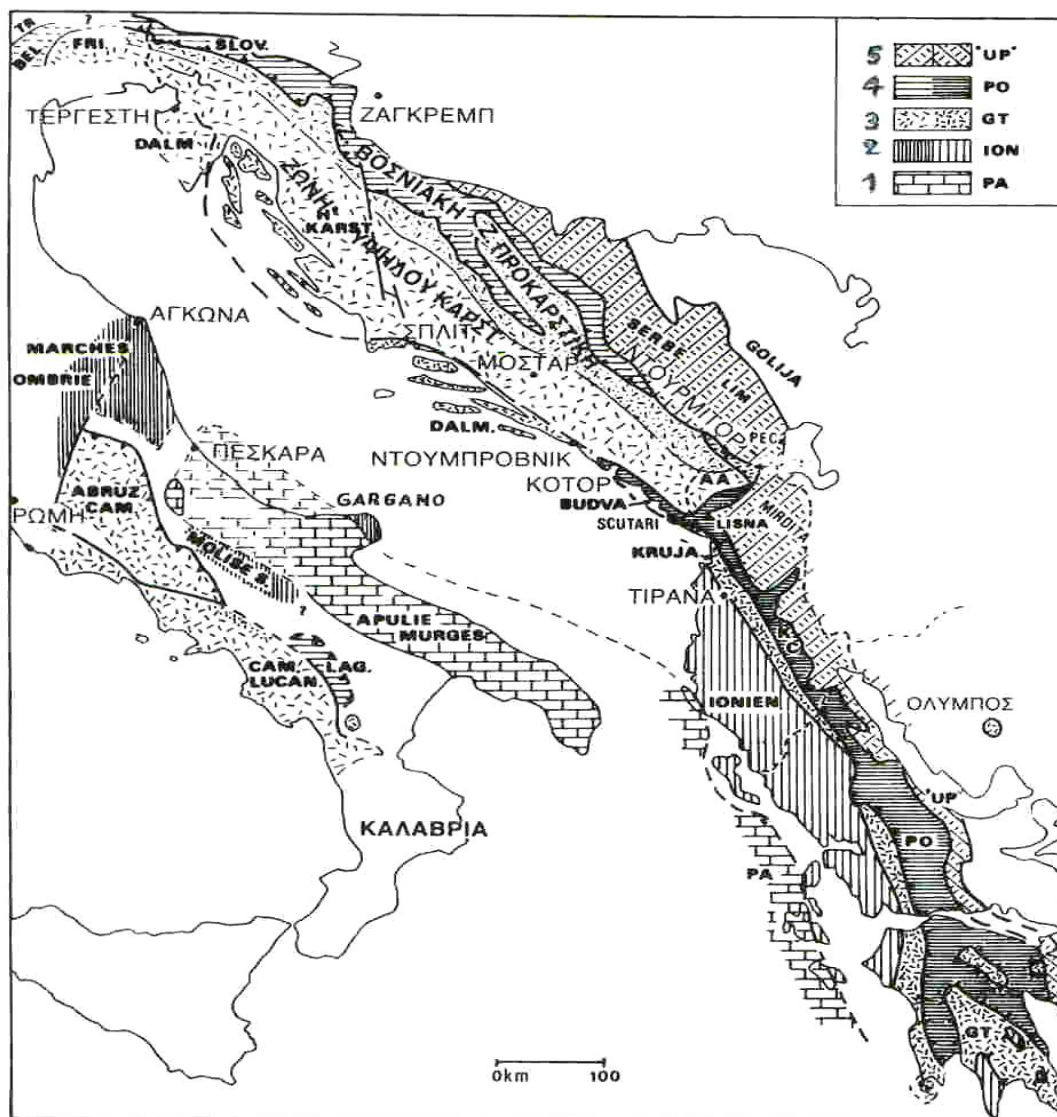
Οι περιοχές που δομούνται από σχηματισμούς της παραπάνω ζώνης, είναι τα νησιά Παξοί και Αντίπαξοι, το δυτικό τμήμα της Λευκάδας (χερσόνησος Λευκάτα), το μεγαλύτερο τμήμα της Κεφαλλονιάς και σχεδόν ολόκληρη η Ζάκυνθος (εκτός του όρους Σκοπός). Σχηματισμοί της ίδιας ζώνης έχουν επίσης συναντηθεί στην περιοχή των Φιλιατρών και στην χερσόνησο της Μάνης, ενώ ενότητα σχηματισμών για την οποία δεχόμαστε ότι ανήκει στην ζώνη Παξών, είναι αυτή του Καστελόριζου με τις γύρω νησίδες Ρω και Στρογγυλή.

Δυτικά των νησιών του Ιονίου Πελάγους εντοπίζεται η Ελληνική τάφρος, κατά μήκος της οποίας βρίσκεται το Ελληνικό τόξο. Κατά μήκος του τόξου αυτού, γίνεται η καταβύθιση του βόρειου περιθωρίου της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Η κίνηση αυτή για τη ζώνη Παξών σταμάτησε στο όριο Μειοκαίνου - Πλειοκαίνου. Το μεγαλύτερο πάντως τμήμα της ζώνης Παξών, είναι βέβαιο ότι βρίσκεται κάτω από τη θάλασσα του Ιονίου πελάγους, καθώς κάτω από αυτή βρίσκεται και το πέρασμα ανάμεσα στη ζώνη Παξών και στην Απούλια ζώνη, το οποίο και θεωρούμε κανονικό, επειδή δεν υπάρχουν στοιχεία για την ύπαρξη κάποιας μεγάλης τεκτονικής επαφής στο χώρο αυτό μεταξύ των δύο παραπάνω ζωνών.

Σήμερα πάντως παραμένει το ερώτημα, αν η ανάδυση των τμημάτων που ανήκουν στη ζώνη των Παξών ήταν ενιαία για όλη τη ζώνη, ή έγινε μεμονωμένα από την τεκτονική συμπίεσης που έλαβε χώρα κατά το σχηματισμό του Ελληνικού τόξου και επομένως η ιζηματογένεση συνεχίζεται αδιάκοπα στον υπόλοιπο χώρο της ζώνης. Στην πρώτη περίπτωση, θεωρείται ότι η ανάδυση έγινε με μία παροξυσμική ορογενετική φάση, την οποία ακολούθησε η βύθιση με ρηξιγενή τεκτονική του χώρου ανάμεσα στα νησιά Παξοί, Λευκάδα, Κεφαλλονία και Ζάκυνθο, που σήμερα αποτελούν τις μοναδικές εμφανίσεις της ζώνης. Χαρακτηριστικό πάντως στοιχείο είναι, ότι η ιζηματογένεση δεν τελειώνει με την απόθεση φλύσχη, ο οποίος και απουσιάζει από την ζώνη.

Ο τεκτονισμός της ζώνης είναι Μειοκαινικής ηλικίας, ενώ για τη Ζάκυνθο και την Κεφαλλονιά αυτός εντοπίζεται στο όριο Μειοκαίνου - Πλειοκαίνου. Στη Ζάκυνθο έχουμε μία

από τις ελάχιστες περιπτώσεις, όπου μπορεί να βρεθεί μια σχεδόν πλήρης στρωματογραφική τομή του Μειοκαίνου.



Σχήμα 1.4: Τεκτονικό σκαρίφημα των μεγάλων Εξωτερικών και Ενδιάμεσων Ενοτήτων των Διναρίδων και Ελληνίδων, καθώς και των Ενοτήτων των Απέννινων. Πραγματοποιήθηκε συσχέτιση των παραπάνω ενοτήτων με βάση στοιχεία από διάφορους μελετητές (Κατσικάτσος, 1992).

Υπόμνημα:

- 1: Ζώνες Προαπούλια και Απούλια (PA) – Ζ. Apulie Murges.
- 2: Ζώνη Ιόνια (IONIEN) – Ζ. Gargano – Ζ. Marches Ombrie – Ζ. Molise.
- 3: Ζώνη Γαβρόβου – Τρίπολης (GT) – Ζ. Kruja – Ζ. Αλβανικών Άλπεων (AA) – Ζ. Δαλματίας (DALM.) – Ζώνη Υψηλού Καρστ (HAUT KARST – Ζ. Frioul (FRI)) – Ζ. Abruzzes Campanie (ABRUZ. – CAM.) – Campanie Lucanie (CAM. – LUCAN).
- 4: Ζώνη Πίνδου – Ωλόνου (PO) – Ζ. Krasta Cukali – Ζ. Budva – Ζ. Βοσνιακή – Ζ.Σλοβενίας (SLOV.) – Ζ. Laganegro (LAG.).
- 5: Υποζώνη Υπερπινδική («UP») – Ενότητα Κόζιακα και Μαλιακή ζώνη – Ζ. Lisma – Ζ. Serbe.

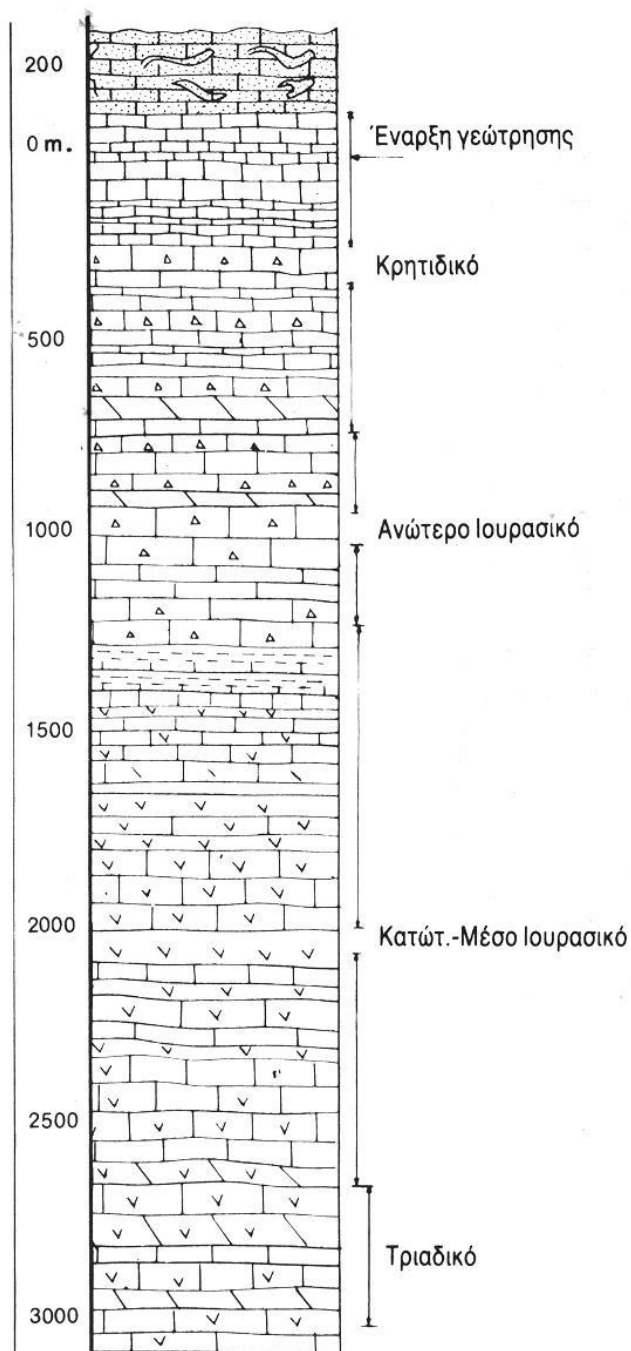
1.4 Η ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΖΩΝΗΣ ΠΑΞΩΝ

Η ζώνη Παξών χαρακτηρίζεται από μία συνεχή σειρά νηριτικών ανθρακικών πετρωμάτων, η οποία αρχίζει από το Ανώτερο τριαδικό και φθάνει μέχρι και το Ολιγόκαινο. Η στρωματογραφική της διάρθρωση από τους αρχαιότερους προς τους νεώτερους στρωματογραφικούς ορίζοντες φαίνεται στο σχήμα 1.5.

Τα παλαιότερα ιζήματα της ζώνης είναι εβαπορίτες, δολομίτες και νηριτικοί ασβεστόλιθοι Ανωτριάδικης έως Μεσοϊουρασικής ηλικίας, που εμφανίζουν μια σαφή αναλογία με τα αντίστοιχα ιζήματα της Ιόνιας ζώνης και των οποίων το πάχος φθάνει τα 1500 m περίπου. Χαρακτηριστική περίπτωση αποτελεί η νήσος Ζάκυνθος, στην οποία η στρωματογραφική σειρά της ζώνης Παξών τελειώνει με γύψους του Μεσσηνίου, πάνω στις οποίες έρχονται με τεκτονική επαφή επώθησης τριαδικές γύψοι της Ιόνιας ζώνης.

Στη συνέχεια ακολουθούν νηριτικοί ασβεστόλιθοι και δολομίτες του Ανωτέρου Ιουρασικού με *Clypeina* sp., στους οποίους παρεμβάλλονται ενστρώσεις πυριτικών σχιστολίθων και μαργών, των οποίων το πάχος φθάνει τα 500 m περίπου. Η προηγούμενη ανθρακική ιζηματογένεση συνεχίζεται σε ολόκληρο το Κρητιδικό μέχρι και το Παλαιογενές (Παλαιόκαινο - Ηώκαινο - Ολιγόκαινο), με απόθεση νηριτικών ασβεστολίθων συνολικού πάχους 1500 m περίπου (Κεφαλλονιά) οι οποίοι είναι συχνά μικρολατυποπαγείς. Συγκεκριμένα, το Ανώτερο Κρητιδικό αντιπροσωπεύεται από νηριτικούς και υφαλογόνους ασβεστολίθους με ιππουρίτες, ενώ το Μαιστρίχτιο, περιλαμβάνει ένα χαρακτηριστικό ασβεστολιθικό ορίζοντα με *Orbitoides*. Το Ηώκαινο και το Ολιγόκαινο, αντιπροσωπεύονται από νηριτικούς ασβεστολίθους που έχουν χαρακτηριστικά όμοια με αυτά των ασβεστολίθων της Απούλιας ζώνης και εναλλάσσονται με μικρολατυποπαγείς ασβεστολίθους. Όλοι οι παραπάνω ασβεστόλιθοι είναι πλούσιοι σε μικροαπολιθώματα. Στο Μειόκαινο τέλος, εμφανίζονται μαργαϊκοί σχηματισμοί πολλές φορές ψαμμιτούχοι, εναλλασόμενοι με λατυποπαγείς ασβεστολίθους που υποκαθιστούν την τυπική φλυσχική ιζηματογένεση των άλλων γεωτεκτονικών ζωνών.

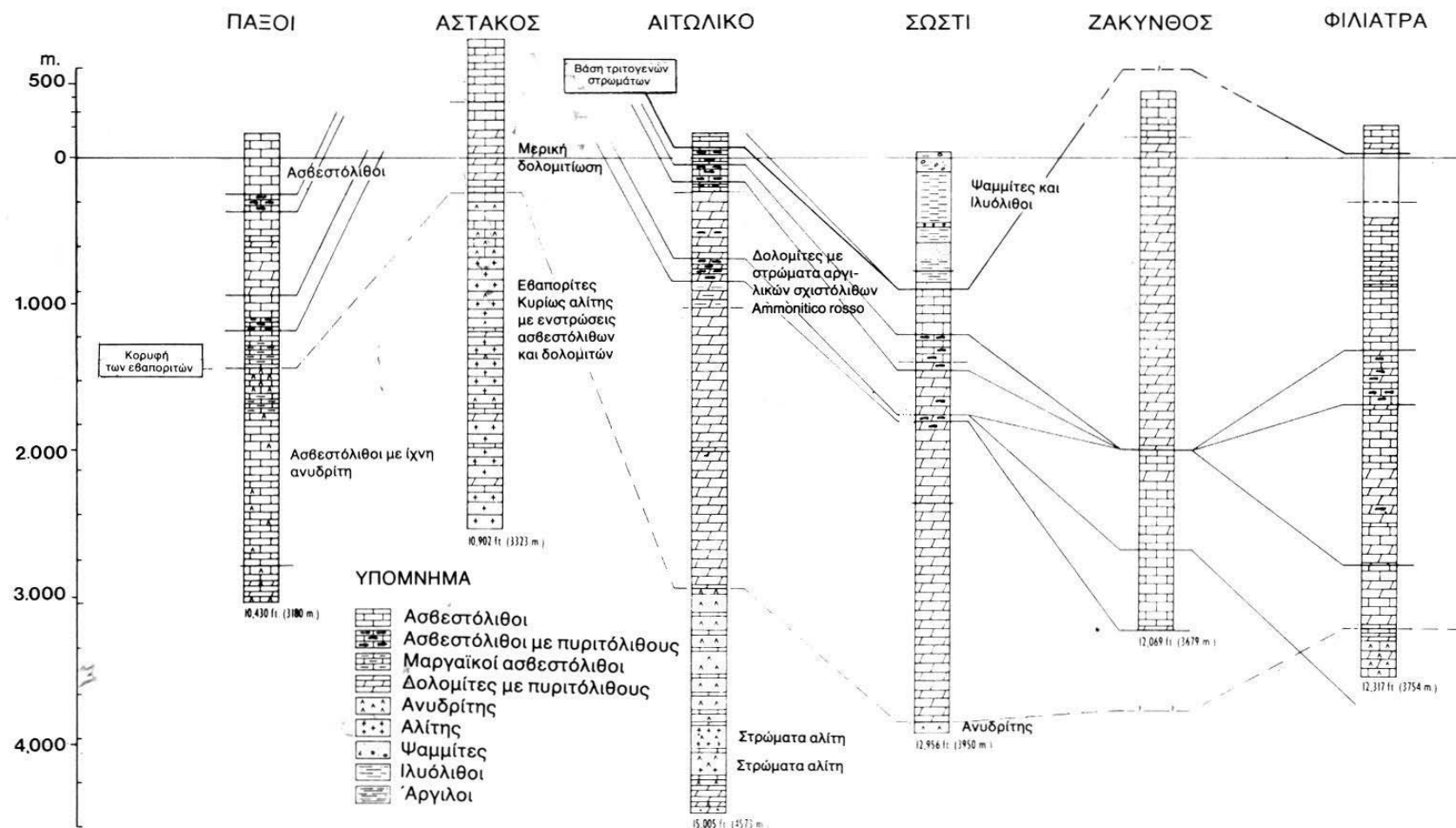
Η έλλειψη σαφών συμπερασμάτων για την τεκτορογενετική και παλαιογεωγραφική εξέλιξη της ζώνης, οφείλεται κυρίως στο γεγονός ότι οι εμφανίσεις, είναι περιορισμένης έκτασης. Έτσι, από τους προαναφερόμενους αλπικούς σχηματισμούς, μόνο αυτοί που αποτέθηκαν μετά το Μέσο Κρητιδικό βρίσκονται σε επιφανειακές εμφανίσεις, ενώ όλοι οι παλαιότεροι (Τριαδικοϊουρασικοί και Κατωκρητιδικοί) διαπιστώθηκαν με τις βαθιές γεωτρήσεις που έγιναν στην περιοχή για την εύρεση υδρογονανθράκων (σχήμα 1.6).



ΥΠΟΜΝΗΜΑ

	Πελαγικοί ασβεστόλιθοι.		Δολομιτικοί ασβεστόλιθοι.
	Ασβεστόλιθοι μικροκοκκώδεις.		Σχιστόλιθοι μαύροι βιτουμενιούχοι.
	Θραυσματογενείς ασβεστόλιθοι.		Ασβεστόλιθοι, αργιλικόι σχιστόλιθοι και εβαπορίτες.
	Δολομίτες		Δολομίτες και εβαπορίτες.

Σχήμα 1.5: Στρωματογραφική στήλη της ζώνης Παξών με βάση τις επιφανειακές εμφανίσεις και τα αποτελέσματα της βαθιάς γεώτρησης που εκτελέστηκε στους Παξούς (Κατσικάτσος, 1992).



Σχήμα 1.6: Στρωματογραφικές στήλες των γεωτρήσεων που εκτελέστηκαν σε περιοχές της Δυτικής Ελλάδας, Πελοποννήσου και Παξών για την ανεύρεση υδρογονανθράκων (Κατσικάτσος, 1992).

1.5 ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΙΣ ΣΤΟ ΙΟΝΙΟ.

Τα Ιόνια νησιά βρίσκονται στη μεταβατική ζώνη ανάμεσα στη ζώνη καταβύθισης (ΝΔ Ιόνιο Πέλαγος) και στη σύγκρουση μεταξύ πλακών με ηπειρωτικό φλοιό που πραγματοποιείται στο χώρο της ΒΔ Ελλάδας. Η ενεργός τεκτονική δράση στα Ιόνια νησιά παίζει ένα σημαντικό ρόλο στα γεωδυναμικά μοντέλα της σύγχρονης παραμόρφωσης. Παρακάτω αναφέρονται τα αποτελέσματα που προκύπτουν για την περιοχή από διάφορες γεωφυσικές μεθόδους.

Βαρυτικές μέθοδοι

Στο Σχήμα 1.8 παρουσιάζεται ένας χάρτης με την ανωμαλία Bouguer για τον Ελλαδικό χώρο. Διακρίνεται η γραμμή ION-7 κατά μήκος της οποίας, και για διεύθυνση από ΝΔ προς ΒΑ, παρατηρείται μια σταδιακή μεταβολή απ τις θετικές ανωμαλίες Bouguer της τάξης των 200 mgal από τις αρνητικές ανωμαλίες της τάξης των -50 mgal. Οι θετικές ανωμαλίες εμφανίζονται στο τμήμα της τομής που αντιστοιχεί στην πολύ βαθιά θάλασσα του Ιονίου ενώ οι αρνητικές ανωμαλίες αναφέρονται στο αβαθές τμήμα της ίδια τομής. Η εικόνα μεταβολής από θετικές σε αρνητικές ανωμαλίες είναι τυπική σε συστήματα σύγκλισης.

Γεωθερμικές μέθοδοι

Για τον ευρωπαϊκό χώρο έχει παρατηρηθεί μία αύξηση της γεωθερμικής δραστηριότητας σε μια κατεύθυνση από ΒΑ προ ΝΔ, και η οποία μάλλον αποτελεί αποτέλεσμα της μεγάλης κλίμακας τεκτονικής εξέλιξης της ηπείρου. Η περιοχή του Ιονίου παρουσιάζει γενικά χαμηλή ροή θερμότητας, η οποία εκτιμάται στα 30 mWm^{-2} περίπου, σε σχέση με τη νοτιοανατολική Ευρώπη η οποία χαρακτηρίζεται ως ζώνη με κανονική προς υψηλή γεωθερμική ενέργεια.

Ένας γενικός κανόνας που επικρατεί για τη γεωθερμική ενέργεια, είναι ότι επικρατεί μία τάση αύξησης της ροής αυτής όσο ελαττώνεται το πάχος του φλοιού. Εξαίρεση αποτελεί η περιοχή που μελετάμε στην οποία η γενικά χαμηλή ροή θερμότητας δικαιολογείται από το μεγάλο πάχος των ιζημάτων τα οποία πιθανότατα απορροφούν σημαντικό ποσό θερμότητας. Τα πάχη των Νεογενών ιζημάτων για την περιοχή μελέτης ορισμένες φορές είναι μεγαλύτερα από 5 Km.

Μαγνητικές μέθοδοι

Στην ευρύτερη περιοχή του βορείου Ιονίου πελάγους το μαγνητικό πεδίο εμφανίζει χαρακτήρα διαφορετικό απ' αυτό της περιοχής του νοτίου Ιονίου. Οι Abraham et al. (1983) μελέτησαν τις ανωμαλίες της ευρύτερης περιοχής και κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι το

Ιόνιο πέλαγος συνίσταται από τεμάχια φλοιού προερχόμενα από διαφορετικές κατευθύνσεις και άρα υπήρξε σχετική κίνηση μαζών γύρω απ' αυτό.

Σεισμικές μέθοδοι και σεισμολογικές μετρήσεις

Από μελέτες στην περιοχή φάνηκε ότι η μεγαλύτερη συγκέντρωση σεισμικών εστιών πολύ κοντά στη γραμμή μελέτης εμφανίζεται σε δύο διευθύνσεις, μια εγκάρσια και μια παράλληλη στη γραμμή ION-7. Είναι επίσης εμφανής μια απότομη αύξηση της πυκνότητας των εστιακών βαθών από ΒΔ προς ΝΑ, γεγονός που συνδέεται με την καταβύθιση του ωκεάνιου φλοιού, απομεινάρι της Τηθύος, από τον οποίο αποτελείται η θαλάσσια περιοχή του Ιονίου κάτω από τον ηπειρωτικό φλοιό του Ελλαδικού χώρου.

Στην περιοχή του Ιονίου μεγάλη πυκνότητα εμφανίζουν οι σεισμοί με μεγέθη από 3 έως 5 της κλίμακας Richter. Ο μεγαλύτερος αριθμός σεισμών προέρχεται από βάθη μικρότερα των 40 Km, ενώ παρατηρείται μια σταδιακή αύξηση των σεισμικών βαθών από τα ανατολικά προς τα δυτικά και από το βορρά προς το Νότο. Μελέτες που έγιναν στην περιοχή έδειξαν ότι η παραμόρφωση κατά μήκος των ακτών της Αλβανίας και της βορειοδυτικής Ελλάδας, προς το ρήγμα της Κεφαλληνίας και κοντά στη Λευκάδα έχει συμπίεστική μορφή με διεύθυνση κάθετη στην ακτογραμμή και σχετικά χαμηλή ταχύτητα 4 mm/y.

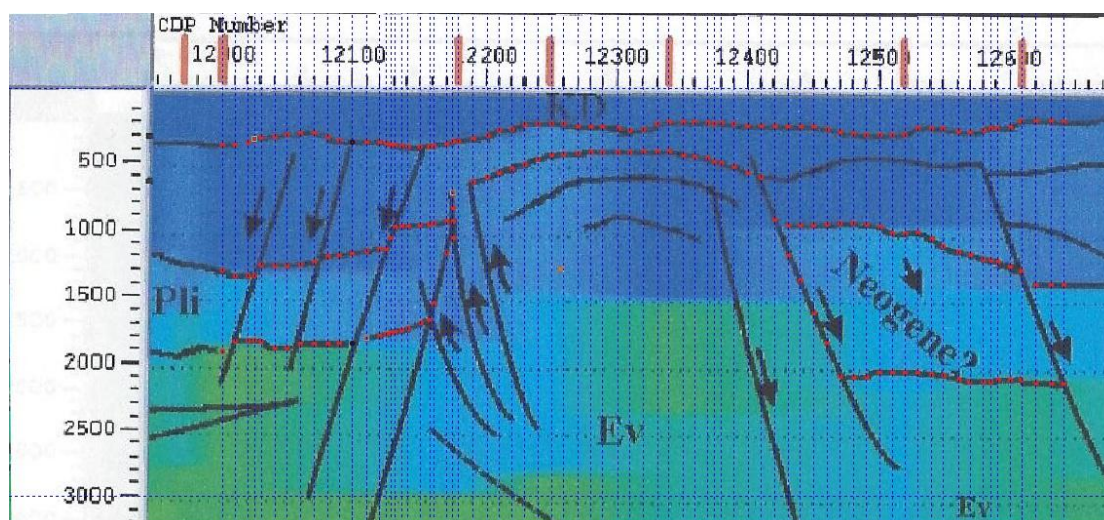
Κάποια γενικά συμπεράσματα από τα σεισμολογικά και σεισμικά δεδομένα της περιοχής καταλήγουν στο ότι η σεισμική γραμμή ION-7 αποτελεί πιθανή ζώνη καταβύθισης αλλά και στο ότι η περιοχή πριν το διαπείρισμό της Κεφαλληνίας (KD) αλλά και στο τμήμα αυτού, η σεισμική δραστηριότητα είναι εξαιρετικά έντονη. Διακρίνονται 3 ζώνες σεισμικών εστιών. Η πρώτη εντοπίζεται σε βάθος 2–3 Km και αφορά κυρίως στα ιζήματα Πλειοκαίνου–Τεταρτογενούς και Ανωτ. Μειοκαίνου–Κατ. Πλειοκαίνου. Η δεύτερη σε βάθος 3.5–6 Km και σχετίζεται με τη Μεσοζωϊκή ακολουθία της περιοχής και ειδικότερα με τους ασβεστόλιθους των Ζωνών Παξών και Ιονίου, καθώς και με τις επιφάνειες αποκόλλησης που δημιουργήθηκαν από τις συνεχείς επωθήσεις προς τα δυτικά με τη βοήθεια των Μεσοζωϊκών εβαποριτών που έδρασαν ως "λιπαντικό μέσο". Η τρίτη ζώνη εντοπίζεται γενικά μέσα στα Παλαιοζωϊκά ιζήματα και το κρυσταλλικό υπόβαθρο της περιοχής σε βάθη 9–12 Km τα οποία δεν μένουν ανεπηρέαστα από την τεκτονική δραστηριότητα των υπερκείμενων στρωμάτων.

Μετρήσεις GPS

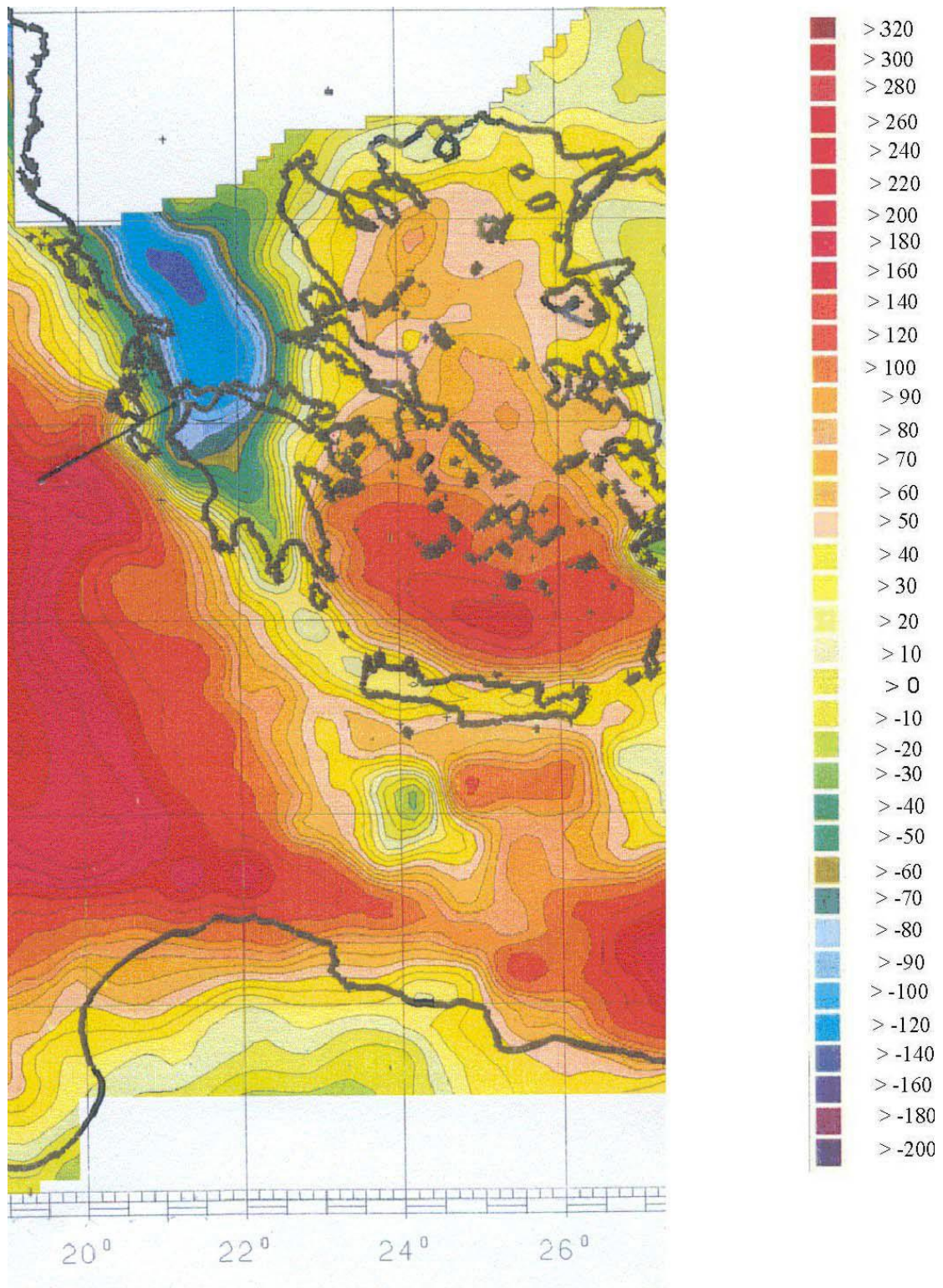
Από μετρήσεις GPS στην περιοχή αναγνωρίστηκαν δύο κινηματικά καθεστώτα. Η περιοχή βόρεια της Λευκάδας δε δείχνει σχεδόν καμία κίνηση σχετικά με τη νότια Ιταλία, ενώ στα νησιά Λευκάδα, Ιθάκη, Κεφαλληνία, Ζάκυνθο, Στροφάδες, σε τμήμα της

Πελοποννήσου, καθώς και στα νησιά Κήθυρα, Κρήτη και Γαύδο εντοπίζεται μια έντονη νοτιοδυτική κίνηση. Οι ταχύτητες μετακίνησης αυξάνουν κατά μήκος των κεντρικών νησιών του Ιονίου από 10 mm/y στη Λευκάδα έως 35 mm/y στο νότιο άκρο της Πελοποννήσου, την Αττική και την Κρήτη.

Ανάμεσα στη νότια Κεφαλληνία-Ζάκυνθο και τον Πατραϊκό κόλπο επικρατούν συμπίεστικές τάσεις με τον συμπίεστικό άξονα να περιστρέφεται από ΒΑ–ΝΔ διεύθυνση έξω από τον κόλπο σε Α–Δ μέσα στον κόλπο. Οι παραμορφώσεις που προκαλούνται εκφράζονται με ανάστροφα ρήγματα τα οποία διαπιστώνονται μέσα στα θαλάσσια ιζήματα νότια της Κρήτης και της Πελοποννήσου με γεωφυσικές μεθόδους και βαθιές γεωτρήσεις αλλά και με υπαίθριες παρατηρήσεις πάνω στα πετρώματα (Ιόνια νησιά).



Σχήμα 1.7: Ανακλαστήρες σεισμικής τομής ΙΟΝ-7 (CDP 12000 - 12800) (Κοκκίνου, 2002).



Σχήμα 1.8: Χάρτης της ανωμαλίας Bouguer για τον Ελλαδικό χώρο και τις γύρω περιοχές (Κοκκίνου, 2002).

1.6 ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΓΡΑΜΜΗ ΙΟΝ – 7

Η σεισμική γραμμή ΙΟΝ – 7 (μήκος 180 Km) (Σχήμα 3.1) σύμφωνα με προηγούμενη ερμηνεία (Κόκκινου, 2002), συναντά από δυτικά προς ανατολικά τα παρακάτω τμήματα: - Την Άβυσσο του Ιονίου (για CDPs 815 – 3815 και μήκος από 0 έως τα 35.172 Km της γραμμής) η οποία οριοθετείται στο ρήγμα της Κεφαλληνίας. - Ένα μικρό τμήμα της Μεσογειακής ράχης (για CDPs 3815 – 4565 και μήκος από 35.172 έως 44.547 Km της γραμμής). - Την Ελληνική τάφρο (για CDPs 4565 – 5465 και μήκος από 44.547 έως 55.797 Km της γραμμής) - Το Ελληνικό τόξο (για CDPs 5465 - 15298 και μήκος από 55.797 έως 178.71 Km της γραμμής). Τα δεδομένα της παρούσας εργασίας προέρχονται από το ανατολικό τμήμα του Ελληνικού τόξου και γενικότερη ανάλυση για την θέση του πειράματος θα γίνει στο κεφάλαιο 4.

1.7 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΤΟΜΗΣ (CDP 12000 - 12800) ΤΗΣ ΓΡΑΜΜΗΣ ΙΟΝ - 7

Πρώτος ανακλαστήρας: Πυθμένας της θάλασσας.

Το βάθος του πυθμένα της θάλασσας διατηρείται σταθερό κατά μήκος της γραμμής μελέτης όπως φαίνεται από το Σχήμα 1.7. Η ανάκλαση απ' αυτόν κυμαίνεται στα 0.15 s TWT περίπου, ενώ η ταχύτητα των κυμάτων στο στρώμα του νερού μεταβάλλεται από 1.43 Km/s έως 1.5 Km/s. Σύμφωνα με τα παραπάνω, το βάθος του πυθμένα εκτιμάται στα 112m περίπου.

Δεύτερος ανακλαστήρας: Ιζήματα Αν. Πλειοκαίνου – Τεταρτογενούς (P - Q).

Κάτω από τον πυθμένα της θάλασσας και μέχρι τα 0.45 s TWT περίπου, βρίσκονται τα ιζήματα Αν. Πλειοκαίνου – Τεταρτογενούς (P - Q). Τα ιζήματα αυτά εκτείνονται χρονικά σε ένα διάστημα 0.3 s TWT, με ταχύτητα να κυμαίνεται μεταξύ 1.6 και 1.7 Km/s. Σ' αυτό τον ισχυρό ανακλαστήρα και για το τμήμα που μελετήθηκε, παρατηρείται ένα κανονικό ρήγμα μεταξύ των CDPs 12432 - 12436 περίπου (Σχήμα 1.7).

Τρίτος ανακλαστήρας: Ιζήματα Αν. Μειοκαίνου – Κ. Πλειοκαίνου (Mi-Pli).

Κάτω από τα ιζήματα (P - Q), βρίσκονται τα ιζήματα Αν. Μειοκαίνου – Κ. Πλειοκαίνου (Mi-Pli) τα οποία εκτείνονται μέχρι 0.85 s TWT περίπου. Στην παραπάνω ιζηματογενή ακολουθία, η ταχύτητα κυμαίνεται από 1.8 Km/s μέχρι και 2 Km/s, ενώ εμφανίζονται και πάλι ρήγματα στην ίδια περιοχή. Το πρώτο ρήγμα συναντάται από τα 12415 μέχρι τα 12424 CDPs ενώ το δεύτερο ανατολικότερα και για μεγαλύτερο βάθος, από το CDP 12442 μέχρι και το 12483 (Σχήμα 1.7).

Δυτικότερα της περιοχής που μελετάται εδώ και πάνω στην γραμμή ION-7, παρατηρείται μία αναθόλωση στο CDP 12350 η οποία αναφέρεται με το όνομα διαπειρισμός της Κεφαλληνίας (Kefallinia Diapir, KD, Κόκκινου 2002). Η συνέχεια των ιζηματογενών ακολουθιών (P-Q) και (Mis-Pli) στην περιοχή του διαπειρισμού της Κεφαλληνίας διακόπτεται από κανονικά ρήγματα.

Η εμφάνιση αυτή θεωρείται ως το αποτέλεσμα της αφελκυστικής τεκτονικής που ακολούθησε μετά την επώθηση των Εξωτερικών Ελληνίδων και η οποία πραγματοποιήθηκε σε τρεις τεκτονικές φάσεις: Κατ. - Μέσο Μειόκαινο, Μέσο Πλειόκαινο και Μέσο Πλειστόκαινο (Sorel et al., 1992). Συνέπεια των τεκτονικών αυτών φάσεων ήταν ο σχηματισμός (4) χρονοστρωματογραφικών ενοτήτων. Πρόκειται για το Πλειόκαινο – Τεταρτογενές, το Αν. Μειόκαινο – Κατ. Πλειόκαινο, το Κατ. Μειόκαινο (Kamberis et al. 2000) την ανθρακική σειρά Τριαδικού – Ηωκαίνου με τους Εβαπορίτες του Τριαδικού.

Τέταρτος ανακλαστήρας: Νεογενή ιζήματα (Neogene).

Την προηγούμενη ακολουθία διαδέχονται τα Νεογενή ιζήματα με χρονική διάρκεια από 0.85 s μέχρι 1.6 s TWT περίπου. Στο δυτικό τμήμα της σεισμικής τομής υπέρθεσης, τα ιζήματα του Νεογενούς εμφανίζονται μέχρι τα 1.6 s, ενώ στο ανατολικό τμήμα αυτής τα Νεογενή εντοπίζονται σε μεγαλύτερους χρόνους (έως τα 2.2 s). Έτσι από το CDP 12487 μέχρι και το τέλος της γραμμής μελέτης υπάρχει πτώση της ιζηματογενούς ακολουθίας του Νεογενούς η οποία ξεκινάει από τα 1.6 s και φθάνει στα 2.2 s για την τομή μας. Η ταχύτητα στους Νεογενείς σχηματισμούς κυμαίνεται στα 2 Km/s – 2.3 Km/s και το φαινόμενο αυτό σχετίζεται πιθανότατα με την παρουσία Τριαδικών εβαποριτών όπως θα δούμε στη συνέχεια (Κόκκινου 2002).

Πέμπτος ανακλαστήρας: Εβαπορίτες του Τριαδικού (Ev).

Σε όλη την έκταση της περιοχής του Ιονίου, οι Finetti και Morelli (1973) δέχονται την ύπαρξη εβαποριτών του Μεσσήνιου. Από τις εκτιμήσεις αυτές έχουν εξαιρεθεί μόνο οι περιοχές των αβαθών ηπειρωτικών περιθωρίων. Ο διαπειρισμός της Κεφαλληνίας κατά τους Kambars et al. (1996) και Hirn et al. (1996) οφείλεται σε διείδυση Τριαδικών εβαποριτών στην περιοχή. Η παρουσία διάπειρων σε αντίκλινα που σχηματίζονται από προϋπάρχοντα επωθητικά ρήγματα (thrusts) έχει αναφερθεί από διάφορους ερευνητές όπως είναι οι Monopolis και Bruneton (1982), Nicolaou (1986) και Underhill (1988). Στην τομή σεισμικής υπέρθεσης της παρούσας εργασίας, εμφανίζεται διαπυρισμός ο στο δυτικό τμήμα της τομής (CDPs 12180 -12445) κάτω από τα 0.5s TWT, ο οποίος πιθανόν να προέρχεται από Εβαπορίτες του Τριαδικού (Ev) , με ταχύτητα που κυμαίνεται από 3.6 Km/s - 4.4 Km/s.

1.8 ΠΕΡΙΓΡΑΦΜΑ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗΣ

Στο πρώτο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στη Γεωλογία της περιοχής μελέτης καθώς και στη στρωματογραφική και την τεκτονική της δομή. Από παλαιότερες σεισμικές καταγραφές εντοπίζεται ένας διαπυρισμός αλατούχου δόμου όπου μπορεί να αποτελέσει παγίδα πετρελαίου. Έπειτα ακολουθεί μια γενική αναφορά στη μέθοδο σεισμικής ανάκλασης όπου αναφέρονται οι βασικές αρχές διάδοσης των ελαστικών κυμάτων, στα στοιχεία που αφορούν τις διατάξεις και τις ταχύτητες της στρωματογραφίας όπως επίσης και στην θεωρία επεξεργασίας των συνθετικών δεδομένων δημιουργήθηκε μοντέλο. Επιλύθηκε η κυματική εξίσωση που περιγράφει ελαστικά κύματα (διαμήκη και εγκάρσια) με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών όπου είναι η βασική αρχή. Για την δημιουργία των συνθετικών δεδομένων του πειράματος γίνεται λόγος για τις διαδικασίες επεξεργασίας των καταγραφών στη σεισμική ανάκλαση. Κύριος σκοπός των διαδικασιών είναι η αύξηση του λόγου του σήματος προς το θόρυβο και η βελτίωση της διακριτικής ικανότητας των δεδομένων. Η παρουσίαση των αποτελεσμάτων της επεξεργασίας αλλά και τα συμπεράσματα και οι μελλοντικές προτάσεις που απορρέουν από την παρούσα εργασία παρατίθενται στο έκτο κεφάλαιο.

2ο ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΜΕΘΟΔΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ

2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Για να καθοριστεί η γεωλογική δομή μιας περιοχής, χρησιμοποιείται η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης η οποία βασίζεται στους νόμους διάδοσης των ελαστικών κυμάτων. Τα ελαστικά κύματα παράγονται τεχνητά (με εκρήξεις, πτώση βαρών κ.λ.π.) στην επιφάνεια της γης ή σε μικρό βάθος, διαδίδονται μέσα στα στρώματα του φλοιού όπου υφίστανται συνεχείς ανακλάσεις και διαθλάσεις σε διαχωριστικές επιφάνειες και καταγράφονται από γεώφωνα που τοποθετούνται σε μικρές αποστάσεις από το σημείο παραγωγής των κυμάτων, συνήθως μικρότερες από το επιθυμητό βάθος διασκόπησης.

2.2 ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ

Η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης, βρίσκει την πρώτη εφαρμογή της το 1914 όταν ο Fessenden μέτρησε τους χρόνους διαδρομής των ανακλώμενων κυμάτων από τον πυθμένα της θάλασσας και υπολόγισε το βάθος του. Η ίδια μέθοδος είναι σήμερα η πιο συχνά χρησιμοποιούμενη στη γεωφυσική διασκόπηση. Η εξαιρετική σημασία της οφείλεται κυρίως στο γεγονός ότι εξυπηρετεί στη χαρτογράφηση των επιφανειών ασυνέχειας με την ίδια σχεδόν ακρίβεια με την οποία καθορίζεται η δομή από δεδομένα γεωτρήσεων. Είναι επίσης δυνατή η χαρτογράφηση δομών που βρίσκονται σε μεγάλα βάθη χωρίς να απαιτείται σχετικά μεγάλη απόσταση μεταξύ των γεωφώνων και χωρίς να επηρεάζονται οι μετρήσεις από τα στρώματα χαμηλής σεισμικής ταχύτητας. Αυτό κατορθώνεται με την ίδια σχεδόν ακρίβεια με την οποία χαρτογραφούνται οι επιφανειακές δομές.

Στο παρελθόν, η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης χρησιμοποιήθηκε κυρίως στην έρευνα κοιτασμάτων πετρελαίου και φυσικού αερίου για τον εντοπισμό δομών στις οποίες είναι πιθανή η παγίδευση αυτών. Σήμερα η εφαρμογή της έχει επεκταθεί στους τομείς ανίχνευσης υπογείων υδάτων και γεωθερμικών πεδίων στη μελέτη του φλοιού της γης, σε χαρτογραφήσεις αρχαιολογικών χώρων καθώς και σε μελέτες θεμελίωσης (Βαφειδής, 1993). Μια πλήρης μελέτη με σεισμικές μεθόδους, συνοδεύεται απαραίτητα με πληροφορίες από άλλες γεωφυσικές μεθόδους, γεωλογικά δεδομένα και αποτελέσματα γεωτρήσεων.

2.3 ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΤΩΝ ΕΛΑΣΤΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Ο προσδιορισμός του μετώπου κύματος, δηλαδή του γεωμετρικού τόπου των σημείων στα οποία φθάνει το σεισμικό κύμα ταυτόχρονα, γίνεται αρκετά συχνά πολύ πιο γρήγορα, κάνοντας χρήση απλών νόμων της φυσικής οι οποίοι επιτρέπουν την αποφυγή πολύπλοκων υπολογισμών. Οι κυριότεροι από τους νόμους αυτούς, είναι η αρχή του Huygens, η αρχή του Fermat, (ή αρχή του Ήρωνα) και ο νόμος του Snell που αναφέρονται παρακάτω (Μπραουδάκη, 2004):

Αρχή του Huygens

Σύμφωνα με την αρχή αυτή, κάθε σημείο του μετώπου κύματος, της επιφάνειας δηλαδή όπου τα υλικά σημεία ταλαντώνονται με την ίδια φάση, αποτελεί μια δευτερεύουσα πηγή παραγωγής σεισμικών κυμάτων. Η αρχή αυτή μας δίνει τη θέση του μετώπου κύματος για κάθε χρονική στιγμή, δεν εξηγεί όμως κυματικά φαινόμενα όπως η περίθλαση των σεισμικών κυμάτων σε ανώμαλες διαχωριστικές επιφάνειες (π.χ. ρήγματα).

Αρχή του Fermat

Ο προσδιορισμός της διαδρομής του ελάχιστου χρόνου που ακολουθεί η σεισμική ακτίνα εφόσον η πηγή και το γεώφωνο βρίσκονται σε διαφορετικά στρώματα αναφέρεται ως αρχή του Fermat. Σύμφωνα με την αρχή αυτή, “το κύμα το οποίο φθάνει σε ορισμένο δέκτη από ορισμένη πηγή, ακολουθεί το συντομότερο από τους δρόμους που είναι δυνατό να ακολουθήσει, δηλαδή αυτόν που απαιτεί τον ελάχιστο χρόνο”. Με τον τρόπο αυτό, είναι δυνατή η χάραξη των σεισμικών ακτινών σε ελαστικό μέσο όπου είναι γνωστή η κατανομή ταχύτητας διάδοσης των ελαστικών κυμάτων.

Νόμος του Snell

Όταν ένα διαμήκες κύμα προσπέσει στη διαχωριστική επιφάνεια δύο μέσων, τα σημεία της επιφάνειας αυτής γίνονται εστίες διαμήκων ανακλώμενων και διαθλώμενων κυμάτων. Σύμφωνα με τον νόμο του Snell “ο λόγος των ημιτόνων των γωνιών που σχηματίζουν οι σεισμικές ακτίνες με την κάθετη στη διαχωριστική επιφάνεια δύο μέσων, είναι ίσος με το λόγο των αντίστοιχων ταχυτήτων διάδοσης των κυμάτων”.

2.4 ΓΕΩΦΩΝΑ, ΥΔΡΟΦΩΝΑ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΟ ΚΑΛΩΔΙΟ

Στις χερσαίες διασκοπήσεις η εδαφική κίνηση γίνεται αισθητή από τα γεώφωνα, ενώ στη θάλασσα η μεταβολή της πίεσης του νερού που οφείλεται στα σεισμικά κύματα καταγράφεται από τα υδρόφωνα.

Τα γεώφωνα είναι όργανα ευαίσθητα στις εδαφικές κινήσεις και τα πιο διαδεδομένα στις σεισμικές διασκοπήσεις είναι αυτά της κατακόρυφης συνιστώσας. Κάθε ένα από αυτά

απαιτεί καλωδιακούς αγωγούς ο αριθμός των οποίων εξαρτάται από τον αριθμό των γεωφώνων που χρησιμοποιούνται στη διασκόπηση.

Ένα είδος καλωδίου που χρησιμοποιείται από την μέθοδο “ανάκλασης κοινού σημείου βάθους” (CDP) αποτελώντας πλεονέκτημα αυτής, είναι το “τμηματικό” σεισμικό καλώδιο. Κάθε τμήμα σ’ αυτό, είναι συνήθως μερικές δεκάδες μέχρι εκατοντάδες μέτρα μακρύ και έχει μία μόνο θέση για γεώφωνο και δύο υποδοχές στα άκρα. Με τον τρόπο αυτό επιτρέπει σε ένα απλό τμήμα καλωδίου και στο αντίστοιχο γεώφωνο να μετακινηθούν από το ένα άκρο της γραμμής στο άλλο χωρίς να επηρεαστούν τα υπόλοιπα γεώφωνα ενώ γίνεται παράλληλη χρήση ενός διακόπτη rollalong. Ο διακόπτης αυτός είναι πολυκάνναλος και έχει τη δυνατότητα να επιλέγει μία ομάδα γεωφώνων από διάταξη που περιλαμβάνει περισσότερα επιτρέποντας έτσι τη γρήγορη μετακίνηση της γραμμής μελέτης κατά τη διάρκεια του πειράματος. Κατά τη μελέτη των επιμήκων και εγκάρσιων κυμάτων είναι απαραίτητη η χρήση γεωφώνων τριών συνιστωσών. Γεωφώνων δηλαδή, τα οποία είναι ευαίσθητα όχι μόνο στις κατακόρυφες αλλά και στις οριζόντιες εδαφικές κινήσεις.

Τα υδρόφωνα τοποθετούνται σε θαλάμους πλαστικού κυλινδρικού καλωδίου (streamers) και είναι συνήθως πιεζοηλεκτρικού τύπου. Η ασκούμενη δηλαδή πίεση στο πιεζοηλεκτρικό υλικό μετατρέπεται σε ηλεκτρική τάση.

Τα σήματα από τα παραπάνω όργανα με τη βοήθεια του σειсмоγράφου ενισχύονται, ψηφιοποιούνται και καταγράφονται σε μαγνητικό μέσο (ψηφιακός καταγραφέας) με τη βοήθεια συστήματος καταγραφής της εδαφικής κίνησης.

2.5 ΙΣΑΠΟΣΤΑΣΗ ΟΜΑΔΩΝ ΓΕΩΦΩΝΩΝ

Στη σεισμική έρευνα η ισαπόσταση των γεωφώνων καθορίζεται από τον αριθμό αυτών και το μήκος της γραμμής του αναπτύγματος.

Η μέγιστη δυνατή ισαπόσταση των ομάδων γεωφώνων G_m για την αποφυγή της αναδίπλωσης συχνοτήτων, καθορίζεται με βάση τον αριθμό των καναλιών NC που διαθέτει το όργανο καταγραφής και δίνεται από τη σχέση:

$$G_m = (H_{\max} - H_{\min}) / (NC - 1) \quad (2.1)$$

Όπου H_{\max} , H_{\min} η μέγιστη και η ελάχιστη οριζόντια απόσταση της πηγής από την ομάδα των γεωφώνων. Οποιαδήποτε ισαπόσταση μικρότερη απ’ αυτήν που δίνει η παραπάνω σχέση θεωρείται ικανοποιητική. Γενικά η ελάχιστη απόσταση γεωφώνων σε μία γραμμική διάταξη καθορίζεται κυρίως από τον περιβάλλοντα θόρυβο και κάποιες φορές από το θόρυβο που προκαλεί η πηγή (Γεωργιά, 1998).

2.6 ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΠΗΓΕΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΕΛΑΣΤΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Η παραγωγή των ελαστικών κυμάτων στις σεισμικές διασκοπήσεις γίνεται με διάφορους τρόπους ανάλογα με τη μορφολογία του ανάγλυφου (ξηρά ή θάλασσα) και τον επιδιωκόμενο σκοπό (βαθιά ή επιφανειακή σεισμική διασκόπηση).

Σχεδόν αποκλειστική σεισμική πηγή μέχρι τη δεκαετία του 1950 τόσο στη ξηρά όσο και στη θάλασσα, ήταν η έκρηξη με δυναμίτη. Η πηγή αυτή παράγει διαμήκη και εγκάρσια κύματα υψηλής ενέργειας ενώ είναι σχετικά φθηνή. Με την πάροδο του χρόνου όμως, η χρήση της περιορίστηκε καθώς έγιναν αντιληπτά τα βασικά μειονεκτήματα που παρουσίαζε, όπως η χρονοβόρα προετοιμασία για την πραγματοποίηση των εκρήξεων, ο κίνδυνος από τη χρήση δυναμίτη, η καταστροφή μεγάλου αριθμού ψαριών, η ειδική άδεια και η απασχόληση έμπειρου πυροτεχνουργού.

Στις θαλάσσιες διασκοπήσεις ειδικά για τις έρευνες μικρού βάθους εξελίχθηκαν περισσότερο τα όπλα αερίων. Αρχικά χρησιμοποιήθηκε μείγμα προπανίου και οξυγόνου που εκτονωνόταν στην οροφή μερικώς βυθισμένου σωλήνα. Αποτέλεσμα της εκτόνωσης αυτής, ήταν η δημιουργία ωστικού κύματος το οποίο διαδιδόταν στο σωλήνα και κατόπιν στο νερό. Εξαιτίας του κόστους και της δυσκολίας μεταφοράς του μείγματος, το οξυγόνο αντικαταστάθηκε από πεπιεσμένο αέρα και τελικά χρησιμοποιήθηκε μόνο αέρας.

Ακολούθησε η χρήση μικρών εκρηκτικών πηγών της τάξης των 0.2Kgr, στις οποίες η γόμωση εκρήγνυται σε διάτρητο θαλαμίσκο από χυτοσίδηρο υποχρεώνοντας τα παραγόμενα αέρια σε τυρβώδη ροή μέσω διατρήσεων του θαλαμίσκου και εξαλείφοντας τελικά το φαινόμενο της φυσαλίδας (Flexotir). Το φαινόμενο αυτό αποτελεί ένα από τα μεγαλύτερα προβλήματα των θαλάσσιων σεισμικών πηγών στο οποίο παρουσιάζονται δευτερεύοντες παλμοί που προκαλούνται από την ταλάντωση της φυσαλίδας αερίου μέσα στο νερό (Cole 1948). Η περίοδος ταλάντωσης της φυσαλίδας αυτής ελαττώνεται με το βάθος και αυξάνει με τον όγκο του αέρα και την πίεση (Sengbush, 1983). Δίνεται από την εξίσωση των Rayleigh-Willis:

$$T = [K * (P * V)^{1/3}] / (D + 10)^{5/6} \quad (2.2)$$

όπου P: η πίεση

V: ο όγκος του θαλάμου

D: το βάθος σε μέτρα και

K: η σταθερά ασυμπίεστότητας.

Στη θάλασσα έχει γίνει χρήση και άλλων σεισμικών πηγών, όπως είναι το water gun (υδροβόλο), το Sparker (ηλεκτρικός εκκενωτής), το ringer (βυθόμετρο) κ.α. Το water gun εκτοξεύει νερό με μεγάλη ταχύτητα χωρίς να δημιουργεί φυσαλίδα αέρα, ενώ το Sparker χρησιμοποιείται για διασκόπηση υψηλής ανάλυσης, όπου ηλεκτρική ενέργεια μετατρέπεται σε ακουστικά κύματα λόγω απευθείας εκφόρτισης πυκνωτή μεγάλης χωρητικότητας. Στην τελευταία αυτή περίπτωση, με την ελάττωση της συχνότητας της πηγής αυξάνει και η ικανότητα του σήματος το οποίο φθάνει σε μεγαλύτερα βάθη.

Οι δύο πιο συχνά χρησιμοποιούμενες σήμερα σεισμικές πηγές στις θαλάσσιες διασκοπήσεις είναι το Vibroseis και το Air-gun τα οποία περιγράφονται παρακάτω.

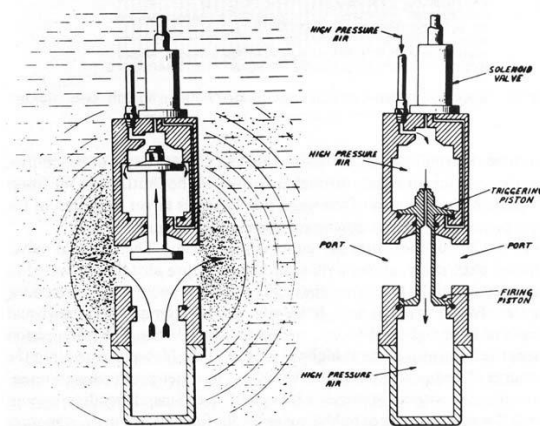
Air-gun

Μια άλλη σεισμική πηγή η οποία χρησιμοποιείται κατά κόρον στη θάλασσα αλλά μπορεί να χρησιμοποιηθεί και σε βαθιές γεωτρήσεις είναι το air-gun (αεροβόλο). Το air-gun αποτελείται από ένα θάλαμο ο οποίος πληρούται με αέρα υψηλής πίεσης και έναν αεροσυμπιεστή. Η απότομη εκτόνωση του αέρα στο νερό δημιουργεί σεισμικό κύμα και ανάλογα με τις διαστάσεις του θαλάμου είναι δυνατό να παραχθούν κύματα διαφόρων συχνοτήτων και ενεργειών.

Ο αέρας που απελευθερώνεται από το air-gun δημιουργεί φυσαλίδα υψηλής πίεσης η οποία καθώς ταλαντώνεται αυξάνει τη χρονική διάρκεια του σήματος. Συνήθως στις θαλάσσιες διασκοπήσεις χρησιμοποιούνται περισσότερα του ενός air-gun με σκοπό την ελάττωση της επίδρασης της φυσαλίδας. Η πηγή αυτή είναι περιβαλλοντικά φιλική και έχει καλή επαναληπτικότητα, το κόστος αγοράς της όμως είναι υψηλό.

Η αρχή λειτουργίας του air-gun, φαίνεται στο Σχήμα 2.1. Στα δεξιά το όπλο είναι γεμάτο. Ένας αεροσυμπιεστής από το πλοίο, εφοδιάζει με αέρα υψηλής πίεσης τον ανώτερο θάλαμο ελέγχου και ο αέρας εξέρχεται στη συνέχεια στον κατώτερο θάλαμο πυροδότησης. Στα αριστερά το όπλο φαίνεται μετά την εκτυρσοκρότηση. Η σωληνοειδής βαλβίδα ενεργοποιείται ηλεκτρικά και επιτρέπει στη φυσαλίδα αέρα να απελευθερωθεί παράγοντας έναν αρχικό παλμό ο οποίος εξαρτάται από το μέγεθος του όπλου και ο οποίος εμφανίζεται με ένα συνεχώς αυξανόμενο χρόνο (από 1-5 ms).

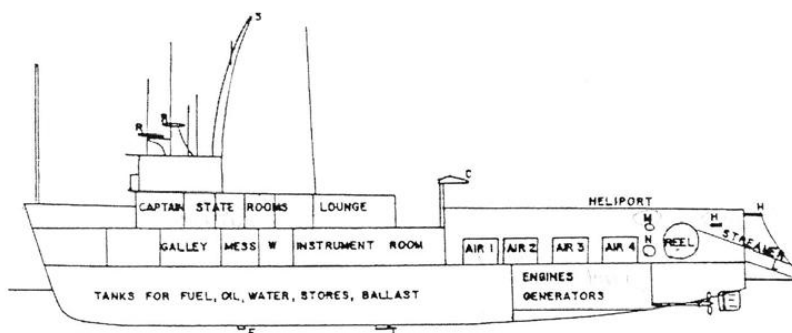
Σε αντίθεση με τους παλμούς φυσαλίδας που παράγονται από εκρήξεις χημικών και των οποίων η περίοδος ταλάντωσης μειώνεται προοδευτικά, η περίοδος ταλάντωσης των επιθυμητών παλμών από τη φυσαλίδα του airgun παραμένει σχεδόν σταθερή.



Σχήμα 2.1: Σχηματική παράσταση του Airgun (αεροσυμπιεστή) (Fitch, 1983)

2.7 ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ

Ένα χαρακτηριστικό πλοίο για θαλάσσιες σεισμικές έρευνες φαίνεται στο Σχήμα 2.2. Το μήκος του πλοίου είναι περίπου 50 m και μπορεί να ρυμουλκήσει καλώδιο μήκους έως και 3 km το οποίο περιέχει τους ανιχνευτές των σεισμικών κυμάτων (υδρόφωνα). Η χρησιμοποιούμενη πηγή είναι το airgun (αεροβόλο) και η παραγόμενη κυματομορφή πρέπει να είναι μικρής χρονικής διάρκειας για να προκύψουν καλύτερα αποτελέσματα. Ο μεγαλύτερος χώρος του πλοίου καλύπτεται από αεροσυμπιεστές που παρέχουν αέρα υψηλής πίεσης (10-15MPa). Το πλεονέκτημα της παραπάνω διάταξης, είναι ότι κατά τη διάρκεια των μετρήσεων οι αποστάσεις πηγής-υδροφώνων παραμένουν σταθερές.



Σχήμα 2.2: Πλοίο θαλασσιών σεισμικών ερευνών (Sheriff 1978).

Το ίδιο πλοίο είναι εξοπλισμένο με όλα τα απαραίτητα όργανα εντοπισμού θέσης όπως η κεραία λήψης διαφόρων τύπων σημάτων και παρακολούθησης δορυφόρων, όργανα GPS, βυθομετρικά όργανα, γυροσκοπικές πυξίδες, ραντάρ και συσκευές ραδιοεπικοινωνίας. Η χρήση των παραπάνω οργάνων γίνεται κατά τη διάρκεια των θαλάσσιων διασκοπήσεων για τη συλλογή δεδομένων που έχουν να κάνουν κυρίως με τη θέση του σκάφους και της πηγής καθώς και τις καταγραφές προσανατολισμού του καλωδίου. Από τα δεδομένα που συλλέγονται υπολογίζονται οι συντεταγμένες του καλωδίου και καθορίζεται το σχήμα αυτού

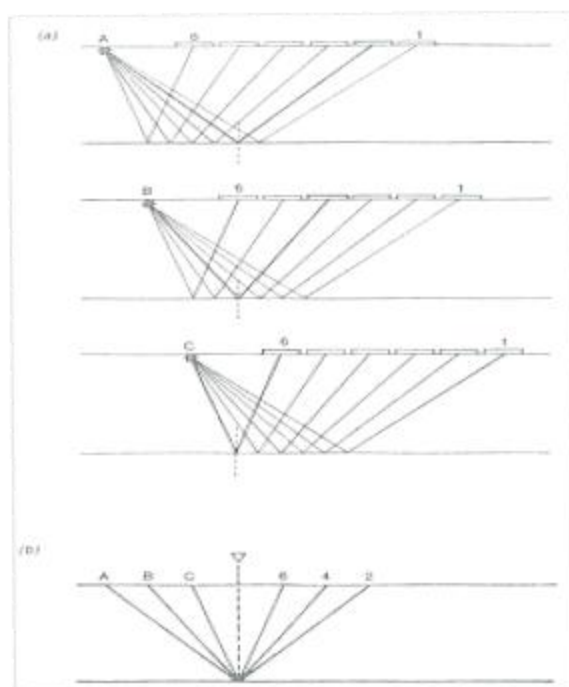
2.8 ΑΠΟΚΤΗΣΗ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ

Η διάταξη κοινής πηγής απαρτίζεται από σεισμικά ίχνη που προέρχονται από την εκτόνωση μιας πηγής και την καταγραφή των δονήσεων από πολλούς δέκτες. Τόσο η πηγή όσο και οι δέκτες συνήθως τοποθετούνται κατά μήκος ευθείας (Σχήμα 2.3).



Μετά την ολοκλήρωση της αρχικής καταγραφής, η διάταξη του αναπτύγματος πηγής και γεωφώνων μετατοπίζεται κατά μήκος της γραμμής και το επόμενο σήμα της πηγής καταγράφεται στις καινούριες θέσεις των γεωφώνων. Στη θάλασσα η μετακίνηση της διάταξης πραγματοποιείται τραβώντας αυτή πίσω από το πλοίο, ενώ στη ξηρά η μεταφορά γίνεται ηλεκτρονικά χωρίς τη μετακίνηση των γεωφώνων από τις αρχικές τους θέσεις, αυτό προϋποθέτει την σύνδεση πολλών περισσότερων γεωφώνων με το καταγραφικό απ' ό,τι απαιτείται για την σεισμική γραμμή.

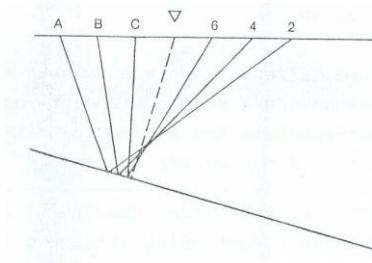
Ο τρόπος συλλογής των δεδομένων φαίνεται στο Σχήμα 2.4(a). Η ακτίνα 2 από την πηγή A, η ακτίνα 4 από την πηγή B και η ακτίνα 6 από την πηγή C δειγματίζουν το ίδιο σημείο του υπεδάφους. Όταν ο ανακλαστήρας είναι παράλληλος στην επιφάνεια το σημείο αυτό του υπεδάφους βρίσκεται ακριβώς κάτω από ένα σημείο της επιφάνειας γύρω από το οποίο τα τρία ζευγάρια πηγής-γεωφώνων είναι συμμετρικά καταναμεμένα (Σχήμα 2.4.(b)). Το σημείο αυτό στην επιφάνεια ονομάζεται “κοινό ενδιάμεσο σημείο” και η αντίστοιχη προβολή του στην επιφάνεια ανάκλασης ονομάζεται “κοινό σημείο βάθους”. Το τελευταίο αυτό σημείο διεθνώς συμβολίζεται με CDP (Common Depth Point).



Σχήμα 2.4: Διάταξη κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP). (a) Σχηματική αναπαράσταση της απόκτησης των σεισμικών δεδομένων ανάκλασης (b) Ζεύγη πηγών - γεωφώνων στα οποία καταγράφετε ανάκλαση από κοινό σημείο βάθους (CDP) (a) (Sodbinow, 1989).

Στη διάταξη “κοινού σημείου βάθους” παρέχεται για κάθε ανακλώμενο σημείο ένα σημαντικός αριθμός καταγραφών. Αποτέλεσμα αυτού είναι να εξασφαλίζεται πολλαπλή κάλυψη της επιφάνειας ανάκλασης και να διευκολύνεται η διάκριση των ανακλώμενων κυμάτων στα σειсмоγράμματα. Με τον τρόπο αυτό εξασφαλίζεται και μια λεπτομερής εικόνα για τη δομή του υπεδάφους.

Η διάταξη “κοινού ενδιαμέσου σημείου” και η αντίστοιχη διαδικασία επεξεργασίας των καταγραφών, είναι περισσότερο αποτελεσματική όταν η επιφάνεια ανάκλασης είναι οριζόντια και πολύ λιγότερο όταν η ίδια επιφάνεια είναι κεκλιμένη. Στη δεύτερη περίπτωση, οι διάφορες αφίξεις δεν αντιστοιχούν σε ανακλάσεις από ένα σημείο αλλά από μια περιοχή και τα ίχνη μοιράζονται ένα κοινό ενδιαμέσο σημείο αλλά όχι ένα κοινό σημείο βάθους (Σχήμα 2.5).



Σχήμα 2.5: Στην περίπτωση κεκλιμένου οριζοντα ανάκλασης το κοινό ενδιαμέσο σημείο δεν συμπίπτει με το κοινό σημείο βάθους (Sodbinow, 1989).

Η διαδικασία κατάταξης των ιχνών που έχουν “κοινό ενδιαμέσο σημείο” ονομάζεται ομαδοποίηση (gathering) ενώ η ακολουθία των σεισμικών ιχνών που δημιουργείται με τον τρόπο αυτό ονομάζεται “διάταξη κοινού ενδιαμέσου σημείου” (common midpoint gather).

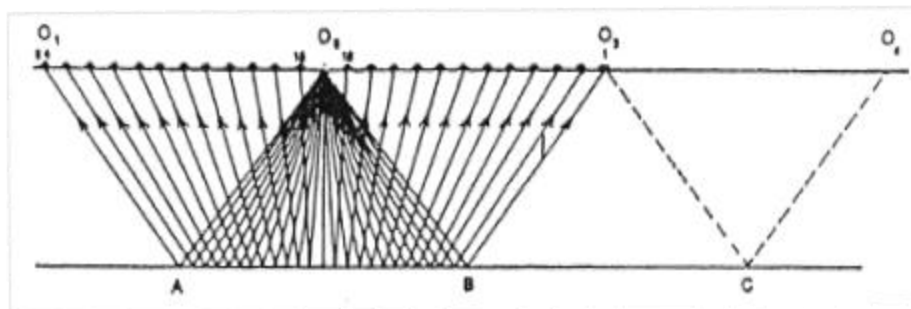
2.9 ΥΠΕΔΑΦΙΚΗ ΚΑΛΥΨΗ

Ο αριθμός των σεισμικών ιχνών που ανήκουν στην ίδια διάταξη “κοινού ενδιαμέσου σημείου” εκφράζει την υπεδαφική κάλυψη (fold) και είναι μία από τις κυριότερες παραμέτρους στη σεισμική ανάκλαση.

Η υπεδαφική κάλυψη χρησιμοποιείται στον υπολογισμό της ισαπόστασης των πηγών αφού εξαρτάται από τον αριθμό των καναλιών (NC) του σειсмоγράφου που καταγράφουν, την ισαπόσταση γεωφώνων (Δx) και την ισαπόσταση των πηγών Δs :

$$\text{Fold} = (\text{NC}/2) * (\Delta x / \Delta s) \quad (2.3)$$

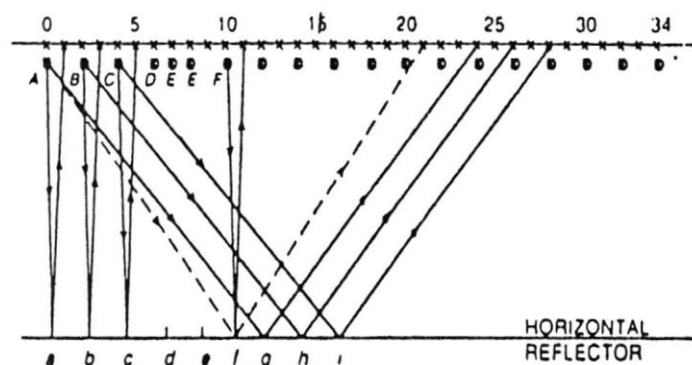
Ένα παράδειγμα σεισμικής τομής μοναδιαίας υπεδαφικής κάλυψης (singlefold recording), παρουσιάζεται στο Σχήμα 2.6. Τα γεώφωνα τοποθετούνται εκατέρωθεν της σεισμικής πηγής η οποία βρίσκεται στο σημείο O_2 και το ανάπτγμα εκτείνεται από το σημείο O_1 έως το σημείο O_3 . Στην περίπτωση αυτή τα ανακλώμενα κύματα προέρχονται από το τμήμα του ανακλαστήρα που βρίσκεται μεταξύ των σημείων A και B. Στη συνέχεια, το τμήμα του αναπτύγματος μεταξύ των σημείων O_1 και O_2 μετακινείται μεταξύ των σημείων B και C. Το ανάπτγμα κατ’ αυτό τον τρόπο μεταφέρεται κατά μήκος της γραμμής μελέτης και λαμβάνονται οι επόμενες καταγραφές.



Σχήμα 2.6: Συμμετρικό ανάπτυγμα μοναδιαίας υπεδαφικής κάλυψης. Το μέσο του αναπτύγματος μετακινείται πάνω στη γραμμή μελέτης (Sheriff and Geldart, 1995).

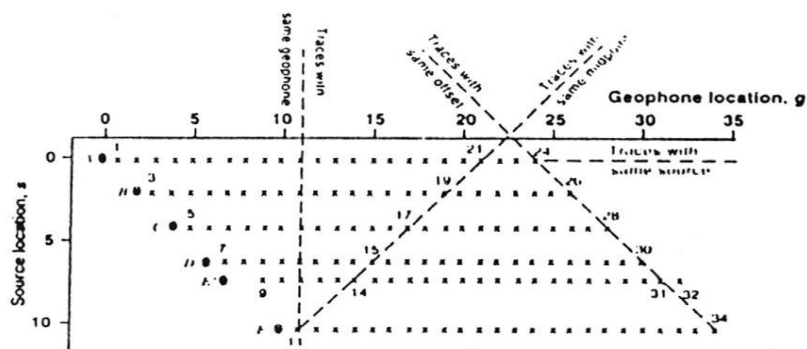
Παράδειγμα σεισμικής τομής όπου επιτυγχάνεται πολλαπλή υπεδαφική κάλυψη με την εφαρμογή της μεθόδου του “κοινού ενδιάμεσου σημείου” παρουσιάζεται στο Σχήμα 2.7. Στην περίπτωση αυτή, θεωρείται σεισμική πηγή στο σημείο A και τα γεώφωνα στις θέσεις 1-24. Τα σημεία ανάκλασης είναι τα σημεία a έως g. Μετακινώντας την πηγή στη θέση B αποσυνδέονται τα γεώφωνα 1 και 2 και συνδέονται στο άλλο άκρο του αναπτύγματος τα γεώφωνα 25 και 26. Στην περίπτωση αυτή, τα σημεία ανάκλασης μετατοπίζονται και είναι τα b έως h. Η πηγή C χρησιμοποιείται με τα γεώφωνα 5-28 δίνοντας ανακλάσεις από το c έως το i και ούτω καθεξής μέχρι να καλυφθεί όλο το μήκος της σεισμικής γραμμής. Το ανακλώμενο κύμα που φθάνει στο γεώφωνο 21 προέρχεται από το σημείο ανάκλασης f και την πηγή A. Από το ίδιο σημείο προέρχονται ανακλώμενα κύματα και για τα παρακάτω ζευγάρια πηγής - γεωφώνων. Πηγή B - γεώφωνο 19, πηγή C - γεώφωνο 17, πηγή D - γεώφωνο 15, πηγή E - γεώφωνο 13 και πηγή F - γεώφωνο 11.

Αθροίζοντας στη συνέχεια τα 6 σεισμικά ίχνη από το ίδιο "κοινό ενδιάμεσο σημείο" παρατηρείται ότι το σημείο ανάκλασης f δειγματίζεται 6 φορές έχοντας πετύχει υπεδαφική κάλυψη ίση με 6. Στις περισσότερες καταγραφές επιδιώκεται τουλάχιστον υπεδαφική κάλυψη 12, υπεδαφική κάλυψη 24 και 48 είναι συνήθεις.



Σχήμα 2.7: Μέθοδος κοινού ενδιάμεσου σημείου και εφαρμογή πολλαπλής υπεδαφικής κάλυψης. Με x συμβολίζονται τα κέντρα των ομάδων των γεωφώνων (Sheriff and Geldart, 1995).

Προκειμένου να περιγραφεί ο τρόπος συγκέντρωσης των καταγραφών κατά την εφαρμογή της μεθόδου “κοινού ενδιάμεσου σημείου” κατασκευάζονται διαγράμματα υπέρθεσης (Morgan, 1970). Στο διάγραμμα αυτό (Σχήμα 2.8) η τετμημένη αντιστοιχεί στις θέσεις των γεωφώνων (g) και η τεταγμένη στις θέσεις της σεισμικής πηγής (s). Ένα τυχαίο ίχνος το οποίο καταγράφεται στο γεωφώνο g και προέρχεται από την πηγή s απεικονίζεται στο σημείο (g,s) του διαγράμματος υπέρθεσης.



Σχήμα 2.8: Μέθοδος κοινού ενδιάμεσου σημείου και κατασκευή διαγράμματος υπέρθεσης. Με ο συμβολίζονται οι πηγές των σεισμικών κυμάτων, ενώ με x τα κέντρα των ομάδων των γεωφώνων. Το διάγραμμα υπέρθεσης αυτό είναι επιφανειακό (Sheriff and Geldart, 1995).

Διαπιστώνεται ότι τα έξι ίχνη τα οποία έχουν κοινό ενδιάμεσο σημείο (common midpoint) το f (βλ. Σχήμα 2.7) βρίσκονται σε διαγώνιο, ενώ τα ίχνη με την ίδια οριζόντια απόσταση μεταξύ πηγής και γεωφώνου (common offset) αντιστοιχούν σε σημεία που βρίσκονται σε άλλη διαγώνιο. Σημεία κατά μήκος της οριζόντιας γραμμής αντιστοιχούν σε ίχνη κοινής πηγής και σημεία κατά μήκος της κατακόρυφης γραμμής αντιπροσωπεύουν ίχνη από την κοινή ομάδα γεωφώνων.

2.10 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΑΠΟ ΤΙΣ ΟΠΟΙΕΣ ΕΞΑΡΤΑΤΑΙ Η ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ

Η διάδοση των ελαστικών κυμάτων μέσα στα στερεά σώματα πραγματοποιείται με ταχύτητες οι οποίες εξαρτώνται από τις μηχανικές ιδιότητες των υλικών. Οι μέθοδοι ερμηνείας των σεισμικών καταγραφών στοχεύουν στον καθορισμό ενός μοντέλου ταχυτήτων για το υπέδαφος. Για να έχει σημασία το μοντέλο αυτό, πρέπει να συσχετιστούν οι ταχύτητες διάδοσης των ελαστικών κυμάτων με την κατά περίπτωση λιθολογία και κάποιες φορές με άλλες ιδιότητες των γεωλογικών σχηματισμών όπως είναι η πυκνότητα, το πορώδες, ο βαθμός και ο τρόπος ρηγμάτωσης, η ηλικία και το βάθος του γεωλογικού σχηματισμού καθώς και το είδος του ρευστού των πόρων.

Τα ιζηματογενή πετρώματα είναι κοκκώδη υλικά και η πυκνότητά τους (bulk density) εξαρτάται κατά κύριο λόγο από το πορώδες τους. Σε πετρώματα με χαμηλό πορώδες, συμπεριλαμβανομένων των πυριγενών, των μεταμορφωμένων και των εβαποριτών, οι ταχύτητες εξαρτώνται περισσότερο από τη σύσταση του πετρώματος και υπολογίζονται από τις ταχύτητες διάδοσης αυτών στα κύρια ορυκτά των πετρωμάτων.

Το βάθος ταφής είναι σημαντική παράμετρος και σε χαμηλού πορώδους πετρώματα, αφού εύκολα οι μικρορωγμές ελαττώνουν την τιμή της ταχύτητας σε βάθη μικρότερα από 3km (Griffiths and King, 1981). Ισχύει ότι

$$\alpha = \sqrt{3} * b \quad (2.4)$$

όπου α: η αρχική ταχύτητα του κύματος και b: η ταχύτητα για παρουσία μικρορωγμών.

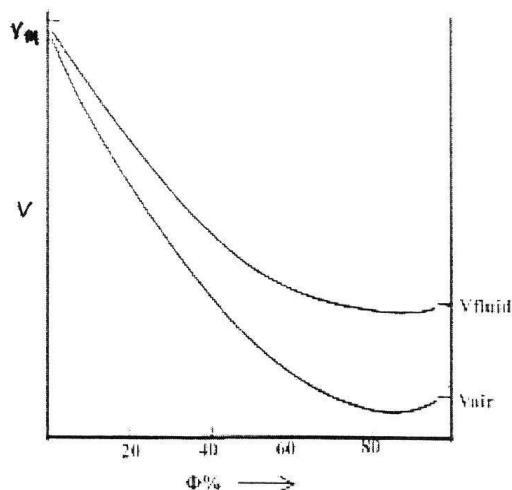
Σε πετρώματα υψηλού πορώδους η ταχύτητα (ειδικά για τα κύματα P), εξαρτάται από το είδος του ρευστού που υπάρχει στους πόρους (Σχήμα 2.9). Για πιέσεις μεγαλύτερες των 10kbar (βάθος περίπου 30km) η σχέση ταχύτητας πυκνότητας γίνεται γραμμική αφού το πορώδες είναι μηδαμινό (Birch 1961).

Όταν το μέσο ατομικό βάρος του πετρώματος και η πυκνότητα είναι γνωστά, είναι δυνατόν να προσδιοριστεί η ταχύτητα χωρίς λεπτομερή γνώση της ορυκτολογίας του πετρώματος.

Τέλος η εξάρτηση της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων από την ηλικία T και το βάθος ταφής z στα ιζηματογενή πετρώματα (ψαμμίτες, αργιλικόι σχιστόλιθοι), εκφράζεται από τη σχέση (Μπραουδακη, 2004):

$$\alpha = K * (z * T)^{1.6} \quad (2.5)$$

Όπου K: σταθερά με τιμή 46,5 όταν z: το βάθος ταφής (m), T: ο χρόνος (years) και α: η ταχύτητα (m/sec).



Σχήμα 2.9: Εξάρτηση της ταχύτητας των P κυμάτων από το πορώδες σε ξηρά (V_{air}) και κορεσμένα (V_{fluid}) πετρώματα. Η ταχύτητα στο βράχο είναι V_m (Griffiths and King 1981).

2.11 ΕΞΑΣΘΕΝΙΣΗ ΤΩΝ ΕΛΑΣΤΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΑΠΟΣΤΑΣΗ

Τα πλάτη των ελαστικών κυμάτων μεταβάλλονται όταν συναντήσουν διαχωριστικές επιφάνειες και ελαττώνονται με την απόσταση από την πηγή. Κατά τη διάδοσή τους δηλαδή υφίστανται εξασθένιση (attenuation) η οποία διακρίνεται σε γεωμετρική διασπορά και σε απόσβεση (absorption) λόγω μετατροπής μέρους της ενέργειάς τους σε θερμότητα. Η γεωμετρική διασπορά είναι ανεξάρτητη των ιδιοτήτων του μέσου διάδοσης σε αντίθεση με την απόσβεση που εξαρτάται από αυτές.

Το πλάτος των σεισμικών κυμάτων τα οποία διαδίδονται σε πολυστρωματικό μέσο, εξαρτάται άμεσα από τον αριθμό των διαχωριστικών επιφανειών τις οποίες συναντούν τα κύματα καθώς και τους συντελεστές ανάκλασης και διάθλασης. Έμμεσα, εξαρτώνται ακόμα από τη γωνία πρόσπτωσης, τις ταχύτητες καθώς και τις πυκνότητες των στρωμάτων. Το πλάτος αυτό, είναι αντιστρόφως ανάλογο της απόστασης r από την πηγή λόγω του ότι η ολική ενέργεια κατανέμεται σε επιφάνεια (γεωμετρική διασπορά).

Αποδεικνύεται ότι λόγω της γεωμετρικής διασποράς, η ένταση του κύματος μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα του τετραγώνου της απόστασης την οποία έχει διανύσει το κύμα. Αν I_0 είναι η ένταση κοντά στην πηγή του κύματος και I η ένταση σε απόσταση r απ' αυτήν ισχύει ότι:

$$I = I_0 * e^{-qr} \quad (2.6)$$

όπου q : ο συντελεστής απόσβεσης. Ο συντελεστής αυτός αυξάνεται με τη συχνότητα του κύματος και σε πρώτη προσέγγιση μπορεί να θεωρηθεί ανάλογος αυτής. Αυτός είναι και ο

κύριος λόγος για τον οποίο τα ελαστικά κύματα υψηλής συχνότητας αποσβένονται περισσότερο με την απόσταση.

2.12 ΜΕΣΗ ΤΕΤΡΑΓΩΝΙΚΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ

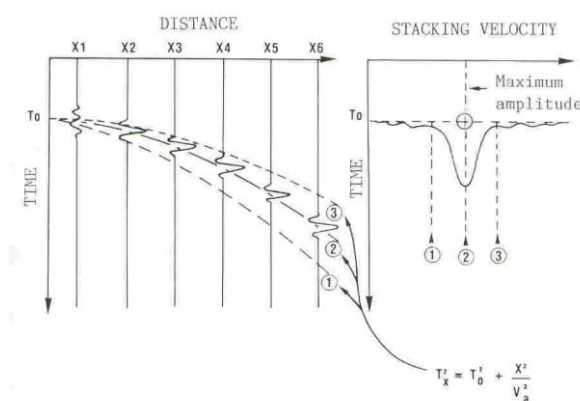
Η διαδικασία της ανάλυσης ταχύτητας σκοπό έχει τον προσδιορισμό της μέσης τετραγωνικής ταχύτητας (V_{RMS}) και υπάρχουν αρκετές τεχνικές για την πραγματοποίησή της. Με την ολοκλήρωση της διαδικασίας αυτής παρέχονται τα πρώτα στοιχεία για την περιοχή που ερευνάται και τυχόν αλλαγές στην τιμή της ταχύτητας είναι δυνατό να υποδηλώνουν στρωματογραφικές ή/και λιθολογικές μεταβολές.

Σκοπός της ανάλυσης ταχύτητας είναι η αναζήτηση της εξίσωσης της υπερβολής που ταιριάζει καλύτερα στα δεδομένα. Η σωστή τοποθέτηση καθορίζεται οπτικά ή αριθμητικά. Η ταχύτητα υπέρθεσης V_a αυξάνει όσο αυξάνει το μήκος της γραμμής μελέτης και δεν χρησιμοποιείται σε εξισώσεις. Τη θέση της στην πράξη παίρνει η μέση τετραγωνική ταχύτητα (V_{RMS}) που θεωρείται μία αρκετά καλή προσέγγιση αυτής.

Για ίχνη που προέρχονται από κοινό σημείο ανάκλασης, ο υπολογισμός της ταχύτητας ξεκινάει με την εκτίμηση του κάθετου διπλού χρόνου διαδρομής T_0 . Για την τιμή αυτή του χρόνου, επιλέγεται ένας αριθμός τιμών V_{RMS} και υπολογίζεται η συσχέτιση των σημάτων για κάθε ίχνος κατά μήκος της υπερβολής με εξίσωση:

$$T_x^2 = T_0^2 + x^2/V_a^2 \quad (2.7)$$

όπου T_x είναι ο ολικός χρόνος διαδρομής. Η καλύτερη συσχέτιση θα δώσει το V_{RMS} για τη δοσμένη τιμή του T_0 .



Σχήμα 2.10: Αρχή της ανάλυσης ταχύτητας (Cordier, 1985).

Στο Σχήμα 2.10 η υπερβολή (2) είναι αυτή που αποτυπώνει καλύτερα τα σήματα που βρίσκονται σε φάση και έτσι καθορίζει την ταχύτητα. Ακόμα και στις λεπτομερείς καταγραφές, οι ανακλάσεις δε βρίσκονται ακριβώς πάνω στην υπερβολή και έτσι η τιμή της

μέσης τετραγωνικής ταχύτητας αντιστοιχεί στην καλύτερη δυνατή προσέγγιση της υπερβολής για κάθε περίπτωση.

Η ίδια διαδικασία επαναλαμβάνεται για μία επόμενη τιμή του T_0 η οποία προκύπτει από την προηγούμενη τιμή αν προστεθεί σε αυτή το μισό του μήκους του παραθύρου που χρησιμοποιείται στην ανάλυση.

2.13 ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΔΙΟΡΘΩΣΗ (NMO CORRECTION)

Πριν την άθροιση των σεισμικών ιχνών της διάταξης κοινού ενδιαμέσου σημείου, είναι απαραίτητη η εφαρμογή της δυναμικής διόρθωσης. Η διόρθωση αυτή εφαρμόζεται στους χρόνους διαδρομής των ανακλώμενων κυμάτων για τα παραπάνω σεισμικά ίχνη και σκοπός της είναι, η αναγωγή των αρχικών χρόνων διαδρομής σε αντίστοιχους χρόνους κυμάτων που διαδίδονται στην κατακόρυφη διεύθυνση. Η διαδικασία αυτή θεωρεί ότι η πηγή και ο δέκτης συμπίπτουν και βρίσκονται στη θέση του κοινού ενδιάμεσου σημείου της διάταξης (Μπραουδάκη 2004).

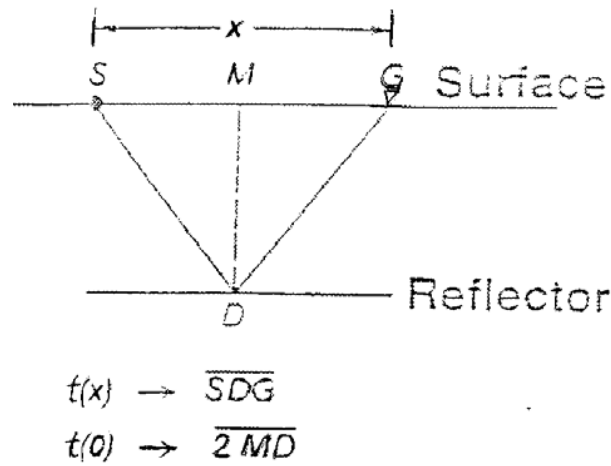
Στην περίπτωση κεκλιμένου ανακλαστήρα με γωνία κλίσης θ , “η κανονική χρονική απόκλιση” (NMO correction) υπολογίζεται όπως και στην περίπτωση οριζόντιου στρώματος από τη σχέση:

$$\Delta T_{NMO} = t(x) - t(0) = t(0) * \left\{ \left[1 + \left(\frac{x}{V_{NMO} * t(0)} \right)^2 \right]^{1/2} - 1 \right\} \quad (2.8)$$

Όπου $t(x)$: ο διπλός χρόνος διαδρομής και αναφέρεται σε γεώφωνο που απέχει από την πηγή απόσταση x

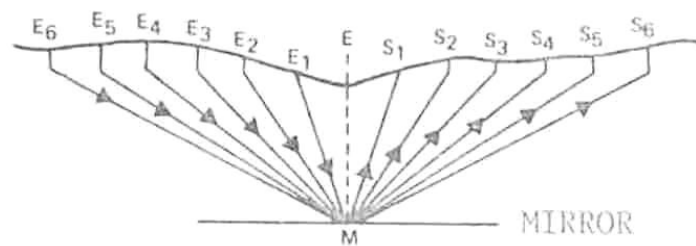
V_{NMO} : η ταχύτητα υπέρθεσης NMO, η οποία υπολογίζεται από την ανάλυση ταχύτητας και

$t(0)$: ο διπλός κάθετος χρόνος (two-way-time) που χρειάζεται το κύμα για να διατρέξει την απόσταση MD δύο φορές (Σχήμα 2.11).

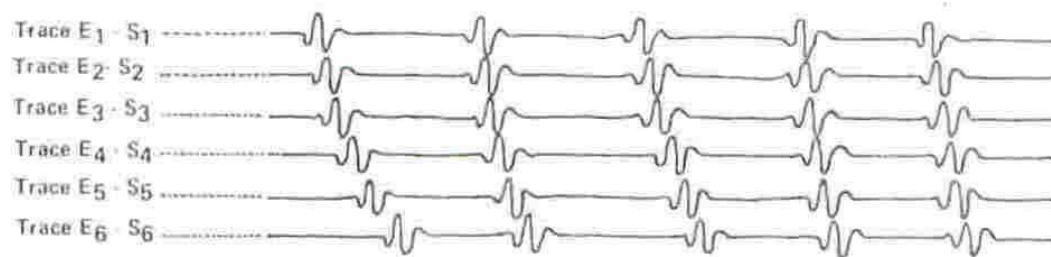


Σχήμα 2.11: Γεωμετρία κανονικής διόρθωσης για την περίπτωση οριζόντιου ανακλαστήρα (Yilmaz 1987)

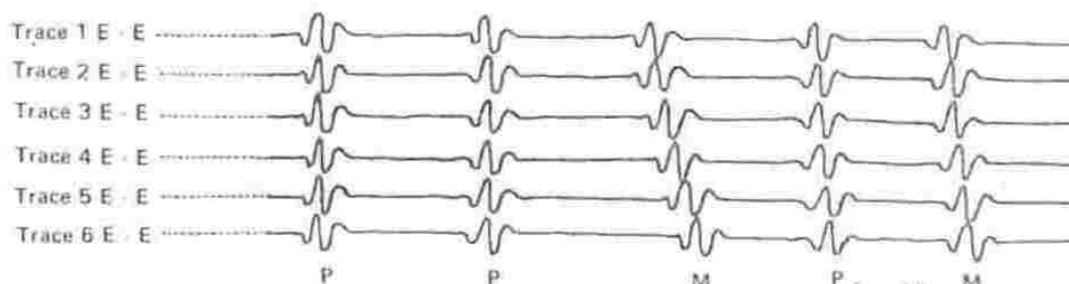
Από την παραπάνω εξίσωση προκύπτει ότι η κανονική χρονική απόκλιση αυξάνει ανάλογα με την απόσταση πηγής-γεωφώνου (offset), ενώ μειώνεται με το διπλό χρόνο κατακόρυφης ακτίνας $t(0)$ και την αύξηση των τιμών της ταχύτητας (V_{NMO}). Είναι σημαντικό στην ίδια εξίσωση να χρησιμοποιηθεί η σωστή ταχύτητα του μέσου. Αν η χρησιμοποιούμενη ταχύτητα είναι μεγαλύτερη από την πραγματική, η διόρθωση είναι μικρότερη της πραγματικής (undercorrection), ενώ αν η ταχύτητα είναι μικρότερη από την πραγματική ταχύτητα του μέσου, η διόρθωση είναι μεγαλύτερη της πραγματικής (overcorrection). Στο Σχήμα 2.12 που ακολουθεί φαίνεται η διαδικασία της δυναμικής διόρθωσης που οδηγεί σε αθροισμένα ίχνη (Cordier, 1985).



Τομή του υπεδάφους που απεικονίζει 6 ζεύγη πηγών-δεκτών (υπεδαφική κάλυψη ίση με 6) που αντιστοιχούν στο ίδιο κοινό ενδιάμεσο σημείο (E).



(α)



(β)



(γ)

Σχήμα 2.12: Παράδειγμα δυναμικών διορθώσεων που οδηγούν σε ένα αθροισμένο ίχνος (Cordier, 1985). (α) Διάταξη κοινού ενδιαμέσου σημείου για τα 6 ίχνη που θα αθροιστούν. Τα ίχνη φαίνονται πριν τη δυναμική διόρθωση και έχουν τοποθετηθεί κατά σειρά ως προς την απόσταση της πηγής (ή του δέκτη) από το κοινό ενδιαμέσο σημείο, (β) Διάταξη κοινού ενδιαμέσου σημείου για τα 6 ίχνη μετά τη δυναμική διόρθωση, (γ) Σεισμικό ίχνος που προέκυψε από την σεισμική υπέρθεση των 6 διορθωμένων ως προς την δυναμική διόρθωση ιχνών.

Ο υπολογισμός της δυναμικής διόρθωσης στα σειсмоγράμματα διάταξης κοινού ενδιαμέσου σημείου γίνεται με τον ίδιο τρόπο τόσο στις οριζόντιες όσο και στις κεκλιμένες διαχωριστικές επιφάνειες. Όταν όμως η ανάκλαση προέρχεται από οριζόντια διαχωριστική επιφάνεια, η ταχύτητα V_{NMO} ισούται με τη μέση τετραγωνική ταχύτητα.

Μετά τη δυναμική διόρθωση και την άθροιση (stacking) των σεισμικών ιχνών, παρατηρείται τόσο ενίσχυση των πλατών των ανακλώμενων κυμάτων όσο και μείωση του όγκου των δεδομένων κατά το ποσό της υπεδαφικής κάλυψης. Τα σεισμικά ίχνη κοινού ενδιαμέσου σημείου αθροιζόμενα δημιουργούν τη σεισμική τομή υπέρθεσης.

2.14 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΥΠΕΡΘΕΣΗ (STACKING)

Σεισμική υπέρθεση (stacking) ονομάζεται η άθροιση των σειсмоγραμμάτων που έχουν κοινό ενδιαμέσο σημείο (common midpoint, CMP) μεταξύ σεισμικής πηγής και γεωφώνου.

Κατά τη διαδικασία αυτή συλλέγονται τα σειсмоγράμματα κοινού ενδιαμέσου σημείου (CMP sorting), εφαρμόζεται σ' αυτά δυναμική διόρθωση και στη συνέχεια αθροίζονται (CMP stacking).

Πριν την υπέρθεση είναι απαραίτητος ο λεπτομερής καθορισμός των ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στα υπό μελέτη γεωλογικά στρώματα. Αυτό απαιτείται τόσο για τον ακριβή υπολογισμό των διορθώσεων, όσο και για διάφορους άλλους σκοπούς όπως είναι ο μετασχηματισμός του χρόνου διαδρομής σε βάθος αλλά και η σεισμική χωροθέτηση (migration).

Όταν η στρωμάτωση είναι οριζόντια και επίπεδη, η τομή υπέρθεσης μοιάζει με τη γεωλογική τομή. Για πολύπλοκη όμως γεωλογική τομή η αντίστοιχη τομή μπορεί να φαίνεται διαφορετική από τη σεισμική. Το πρόβλημα εντοπίζεται στο ότι ενώ η ανακλώμενη ακτίνα είναι κάθετη στον ανακλαστήρα, η ίδια ακτίνα στην τομή υπέρθεσης σχεδιάζεται κάτω από το σημείο πηγής-γεωφώνου.

Οι κυριότεροι στόχοι της υπέρθεσης είναι:

- Η αύξηση του σήματος σε σχέση με το συναφή και τυχαίο θόρυβο.
- Η βελτίωση του αρχικού σήματος σε σχέση με τις πολλαπλές ανακλάσεις οι οποίες εξασθενούν με τη διαδικασία αυτή.
- Η μείωση του όγκου των σεισμικών δεδομένων. Αυτό είναι ιδιαίτερα σημαντικό για θαλάσσιες διατάξεις οι οποίες αρκετά συχνά είναι μεγαλύτερες απ' αυτή της 48-απλής κάλυψης.
- Επιτρέπει την εμφάνιση των ιχνών σε μία μορφή που μοιάζει με αυτή της μηδενικής απόστασης πηγής-γεωφώνου (normal-incidence section).

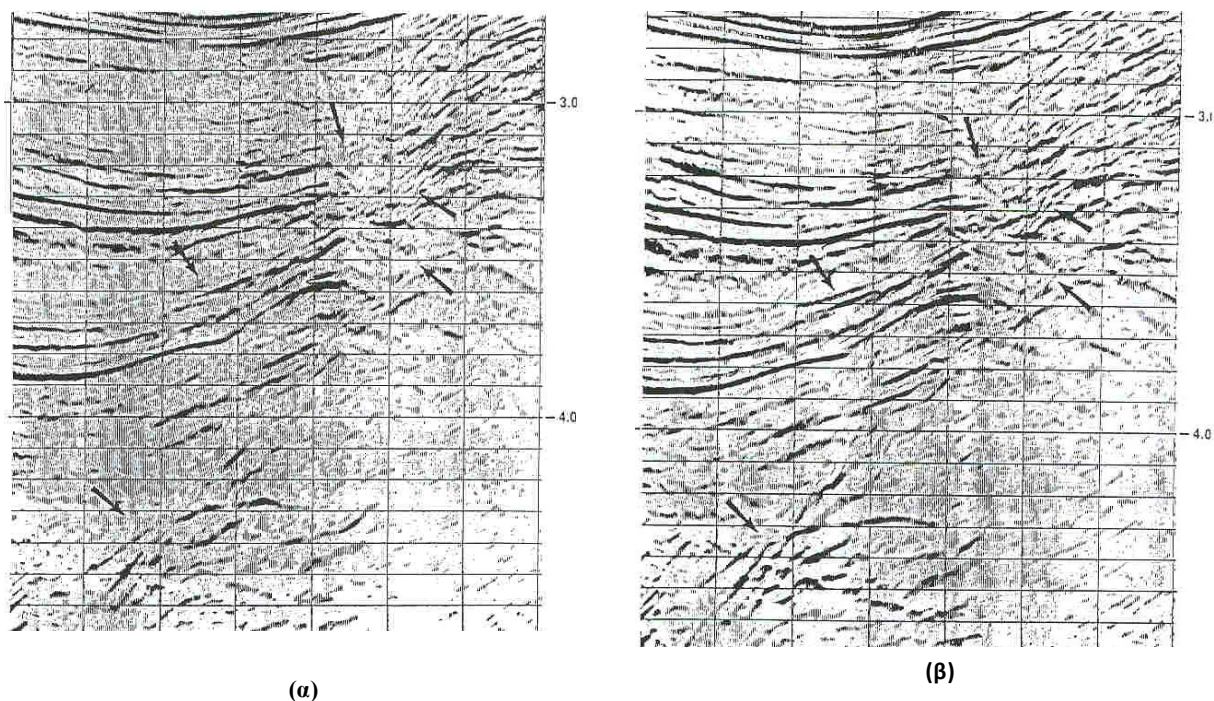
2.15 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΧΩΡΟΘΕΤΗΣΗ (MIGRATION)

Σκοπός της σεισμικής χωροθέτησης είναι η ανακατασκευή και σωστή τοποθέτηση των επιφανειών ανάκλασης που παρουσιάζουν κλίση (dipping seismic events) σε μία τομή υπέρθεσης. Είναι πολύ συνηθισμένο φαινόμενο, οι ορίζοντες που εμφανίζονται σε μία τέτοια τομή να παρουσιάζουν μικρότερη κλίση και μεγαλύτερο μήκος σε σχέση με τους αντίστοιχους ορίζοντες στη γεωλογική τομή (Yilmaz, 1987). Η χωροθέτηση καθιστά τη σεισμική τομή συγκρίσιμη με την αντίστοιχη γεωλογική.

Το πρόβλημα της χωροθέτησης είναι αρκετά πολύπλοκο και απαιτεί πολλούς υπολογισμούς. Η διαδικασία όμως αυτή θεωρείται σήμερα αναντικατάστατη στην αλυσίδα επεξεργασίας σημάτων, αφού συμβάλλει στη βελτίωση της χωρικής διακριτικής ικανότητας της σεισμικής τομής.

Συνήθως δεν υπάρχει ταχύτητα που να χωροθετεί όλα τα γεγονότα σωστά. Στις περιπτώσεις αυτές και όταν υπάρχουν πλευρικές μεταβολές ταχυτήτων, μια ακολουθία από συναρτήσεις ταχυτήτων χωροθέτησης χρησιμοποιείται μέχρι να επιτευχθεί αποδεκτή χωροθέτηση.

Η σεισμική χωροθέτηση εφαρμόζεται συνήθως στο τελευταίο στάδιο μετά τη σεισμική υπέρθεση, εφόσον αυτή έχει εξασφαλίσει καλύτερο λόγο σήματος προς θόρυβο. Δεν αποκλείεται όμως η εφαρμογή της και πριν την υπέρθεση (pre-stack migration). Αυτό συμβαίνει σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο και δύσκολη γεωλογία καθώς η υπέρθεση εξομαλύνει και κάποιες φορές καταστρέφει αρκετές πληροφορίες ανάκλασης όπως έδειξαν οι Schultz, Sherwood (1980) και Hatton et al. (1981) (Σχήμα 2.13 α&β). Όταν η χωροθέτηση χρησιμοποιείται πριν την υπέρθεση υπάρχει ανάγκη για μεγαλύτερο υπολογιστικό χρόνο.



Σχήμα 2.13: Εφαρμογή χωροθέτησης στην ίδια περιοχή α) μετά την υπέρθεση, β) πριν την υπέρθεση όπου παρατηρείται βελτίωση των αποτελεσμάτων (Γεωργιλιά, 1998).

Η σεισμική χωροθέτηση τέλος, βελτιώνει τις τομές υπέρθεσης που προέρχονται από περιοχές με ρήγματα. Κατά την πρόσπτωση των ελαστικών κυμάτων στα άκρα ρηγματωμένων στρωμάτων, εμφανίζεται το φαινόμενο της περίθλασης. Η σεισμική χωροθέτηση επανατοποθετεί όλες τις αφίξεις που προέρχονται από περίθλαση στη σωστή τους θέση επιτυγχάνοντας έτσι ακριβέστερη εικόνα των τεκτονικά ρηγματωμένων περιοχών.

3ο ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΣ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στα περισσότερα γεωφυσικά προβλήματα τα δεδομένα συνδέονται με μη γραμμικές σχέσεις με τις παραμέτρους του μοντέλου. Διακρίνονται 3 μεγάλες κατηγορίες προβλημάτων τα οποία περιγράφονται από διαφορικές εξισώσεις (Βαφείδης, 1988):

α) Το παραβολικό πρόβλημα

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad u(0, t) = u(1, t) \quad (3.1)$$

Είναι το πρότυπο για χρονικά μεταβαλλόμενα φαινόμενα. Η εξίσωση ικανοποιείται σε μια λωρίδα $0 \leq x \leq 1$, $0 \leq z \leq 1$. Στα όρια της λωρίδας οι τιμές της $u(x, t)$ είναι γνωστές.

β) Το ελλειπτικό πρόβλημα

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = 0 \quad 0 \leq x \leq 1, \quad 0 \leq z \leq 1 \quad (3.2)$$

Είναι το πρόβλημα Dirichlet. Αυτό, όπως και το παραβολικό πρόβλημα λύνεται, με την μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών. Περισσότερα για το ελλειπτικό πρόβλημα και την μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών θα δοθούν στην συνέχεια.

γ) Το υπερβολικό πρόβλημα

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad -\infty < x < \infty, \quad 0 \leq t \quad (3.3)$$

Αυτό είναι το πρότυπο για προβλήματα που αναφέρονται στην διάδοση κυμάτων και θερμότητας. Για την επίλυση τους χρησιμοποιούνται και εδώ οι μέθοδοι με τις πεπερασμένες διαφορές.

3.2 ΟΜΟΓΕΝΗΣ ΚΑΙ ΕΤΕΡΟΓΕΝΗΣ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ

Οι Kelly et al. (1976) επισήμαναν ότι δύο διατυπώσεις μπορούν να διακριθούν: Η ομογενής προσέγγιση (homogeneous approach) επιλύει την κυματική εξίσωση σε κάθε ομογενές στρώμα ξεχωριστά. Οριακές συνθήκες πρέπει να τεθούν ρητά στις διεπιφάνειες μεταξύ των διαφόρων στρωμάτων. Η ετερογενής διατύπωση (heterogeneous formulation) επιλύει άμεσα την κυματική εξίσωση για ολόκληρο το μοντέλο. Η κυματική εξίσωση σε αυτήν την περίπτωση επιτρέπει τις φυσικές ιδιότητες να ποικίλλουν τόσο πλευρικά όσο και κατακόρυφα. Για την ετερογενή προσέγγιση, οι οριακές συνθήκες ικανοποιούνται εμμέσως και πιο περίπλοκες γεωμετρίες μπορούν να γίνουν αποδεκτές χωρίς επιπλέον προσπάθεια.

3.2.1 Ετερογενής προσέγγιση για υπερβολικά συστήματα πρώτου βαθμού

Η ετερογενής προσέγγιση έχει ορισμένα πλεονεκτήματα επί της ομογενούς, αφού μπορεί να εφαρμοστεί σε κάθε γεωμετρία μοντέλου χωρίς να απαιτούνται σημαντικές αλλαγές στον κώδικα του προγράμματος. Στην προσέγγιση της κυματικής εξίσωσης δευτέρου βαθμού είναι αναγκαία η αριθμητική παραγωγή των ελαστικών παραμέτρων. Εδώ αντί αυτού, το αντίστοιχο υπερβολικό σύστημα πρώτου βαθμού θα προσεγγιστεί.

Ένα πρώτου βαθμού σύστημα στις δύο διαστάσεις μπορεί να εκφραστεί ως

$$\partial_t U(x, z, t) = A \partial_x U(x, z, t) + B \partial_z U(x, z, t) \quad (3.4)$$

όπου U υποδηλώνει μία διανυσματική συνάρτηση των x , z και t ; A και B είναι πίνακες, συναρτήσεις των x , z με $0 < x < H_x$, $z < H_z$, $t > 0$ και ∂_s υποδηλώνει μία μερική παράγωγο με βάση μία χωρική ή χρονική μεταβλητή s . Αυτό το σύστημα θα επιλυθεί αριθμητικά, υπό κάποιες αρχικές συνθήκες: $U(x, z, t = 0)$.

Ένα σύστημα καλείται υπερβολικό αν για όλα τα πραγματικά α , β με $\alpha^2 + \beta^2 = 1$, υπάρχει ένας αντιστρέψιμος πίνακας μετασχηματισμού Q , τέτοιος ώστε

$$Q(\alpha A + \beta B)Q^{-1} = D \quad (3.5)$$

όπου D είναι ένας διαγώνιος πίνακας με πραγματικά στοιχεία. Όλες αυτές οι συνθήκες ικανοποιούνται αν οι πίνακες A και B είναι πραγματικοί και συμμετρικοί.

Για την εφαρμογή της μεθόδου πεπερασμένων διαφορών επιλέχθηκαν δύο ακέραιοι $J>0$, $M>0$ και ένα χρονικό βήμα $\kappa > 0$. Αν H_x και H_z είναι τα τελικά σημεία του δικτύου με $h=H_x/J=H_z/M$, τα σημεία του δικτύου (x_j, z_m, t_n) ορίζονται από

$$x_j = jh \text{ για κάθε } j = 0, 1, \dots, J$$

$$z_m = mh \text{ για κάθε } m = 0, 1, \dots, M$$

$$t_n = nk \text{ για κάθε } n = 0, 1, \dots, N$$

Ποικίλες διαφορικές προσεγγίσεις για υπερβολικά συστήματα έχουν καθιερωθεί και εφαρμοστεί σε διάφορα πεδία. Η πιο γνωστή μέθοδος για υπερβολικά συστήματα πρώτου βαθμού είναι η μέθοδος Lax-Wendroff (Lax and Wendroff, 1964, Mitchell, 1981) όπου η λύση της διαφορικής εξίσωσης καθορίζεται έτσι ώστε να έχει ακρίβεια δευτέρου βαθμού. Το τροποποιημένο σύστημα Lax-Wendroff είναι βασισμένο στο ανάπτυγμα σε σειρά Taylor του U σε χρόνο $t+\kappa$ για $\kappa>0$

$$U(x, z, t + \kappa) = U(x, z, t) + \kappa \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{1}{2} \kappa^2 \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} + O(\kappa^3)$$

το οποίο γίνεται, μετά την αντικατάσταση των χρονικών παραγώγων από χωρικές παραγώγους της εξίσωσης 3.4 και με διατήρηση των όρων δευτέρου βαθμού στο κ .

$$U(x, z, t + \kappa) = U(x, z, t) + \kappa \left(A \frac{\partial U}{\partial x} + B \frac{\partial U}{\partial z} \right) + \frac{1}{2} \kappa^2 \left[A \frac{\partial}{\partial x} \left(A \frac{\partial U}{\partial x} + B \frac{\partial U}{\partial z} \right) + B \frac{\partial}{\partial z} \left(A \frac{\partial U}{\partial x} + B \frac{\partial U}{\partial z} \right) \right]$$

Αντικαθιστώντας τις μερικές παραγώγους με πεπερασμένες διαφορές προκύπτει

$$\begin{aligned} U_{j,m}^{n+1} = & \{ I + \frac{p}{2} A_{j,m} (\Delta_x + \nabla_x) + \frac{p}{2} B_{j,m} (\Delta_z + \nabla_z) + \frac{p^2}{4} (A_{j,m} \Delta_x A_{j,m} \nabla_x + A_{j,m} \nabla_x A_{j,m} \Delta_x) \\ & + \frac{p^2}{4} (B_{j,m} \Delta_z B_{j,m} \nabla_z + B_{j,m} \nabla_z B_{j,m} \Delta_z) + \frac{p^2}{4} [A_{j,m} (\nabla_x B_{j,m}) \Delta_z + A_{j,m} (\Delta_x B_{j,m}) \nabla_z] \\ & + \frac{p^2}{4} [B_{j,m} (\nabla_z A_{j,m}) \Delta_x + B_{j,m} (\Delta_z A_{j,m}) \nabla_x] + \frac{p^2}{8} (A_{j,m} B_{j,m} + B_{j,m} A_{j,m}) (\Delta_x + \nabla_x) (\Delta_z + \nabla_z) \} U_{j,m}^n \end{aligned} \quad (3.6)$$

όπου οι προς τα εμπρός (forward) και προς τα πίσω (backward) διαφορικοί συντελεστές Δ_s, ∇_s ($s = x$ or z) είναι

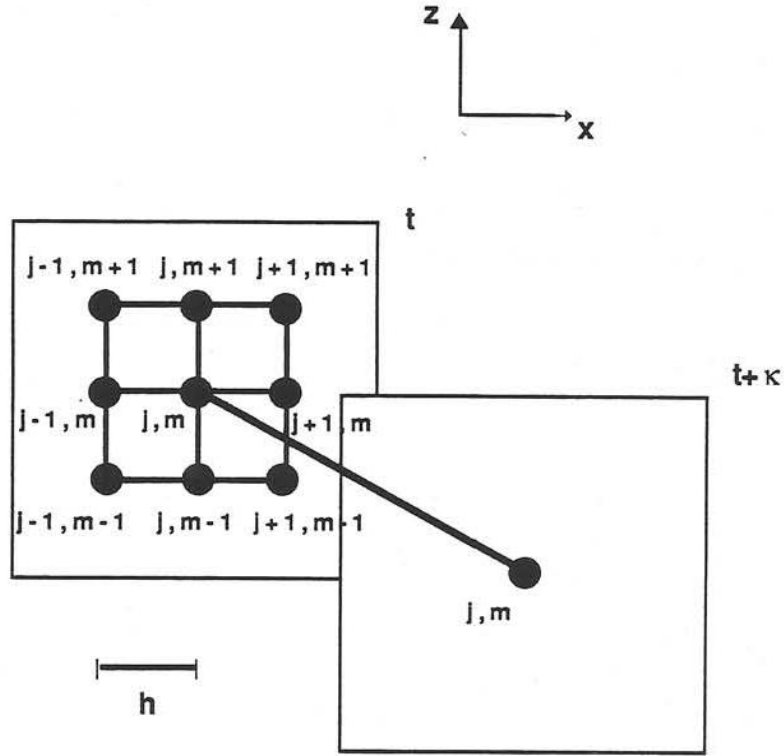
$\Delta U_s = U_{s+1} - U_s$, $\nabla U_s = U_s - U_{s-1}$ και $p = \kappa/h$. Η (3.6) μπορεί να γραφτεί και ως εξής:

$$\begin{aligned}
U_{j,m}^{n+1} = & \left\{ I - \frac{p^2}{4} [A_{j,m}(A_{j+1,m} + 2A_{j,m} + A_{j-1,m}) + B_{j,m}(B_{j,m+1} + 2B_{j,m} + B_{j,m-1})] \right. \\
& + \frac{p^2}{4} [A_{j,m}(B_{j+1,m} - 2B_{j,m} + B_{j-1,m}) + B_{j,m}(A_{j,m+1} - 2A_{j,m} + A_{j,m-1})] \left. \right\} U_{j,m}^n \\
& + \frac{p}{2} \{ A_{j,m} [I + \frac{p}{2}(A_{j+1,m} + A_{j,m})] + \frac{p}{2} B_{j,m}(A_{j,m} - A_{j,m-1}) \} U_{j+1,m}^n \\
& + \frac{p}{2} \{ B_{j,m} [I + \frac{p}{2}(B_{j,m+1} + B_{j,m})] + \frac{p}{2} A_{j,m}(B_{j,m} - A_{j-1,m}) \} U_{j,m+1}^n \\
& - \frac{p}{2} \{ A_{j,m} [I - \frac{p}{2}(A_{j,m} + A_{j-1,m})] + \frac{p}{2} B_{j,m}(A_{j,m+1} - A_{j,m}) \} U_{j-1,m}^n \\
& - \frac{p}{2} \{ B_{j,m} [I - \frac{p}{2}(B_{j,m} + B_{j,m-1})] + \frac{p}{2} A_{j,m}(B_{j+1,m} - B_{j,m}) \} U_{j,m-1}^n \\
& + \frac{p^2}{8} (A_{j,m}B_{j,m} + B_{j,m}A_{j,m}) \{ U_{j+1,m+1}^n - U_{j-1,m+1}^n - U_{j+1,m-1}^n + U_{j-1,m-1}^n \} \quad (3.7)
\end{aligned}$$

Το σχήμα διαφύρεσης Lax-Wendroff παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.1 σύμφωνα με την σχέση (3.7). Δοσμένης της αρχικής τιμής του διανύσματος U σε μία χρονική στιγμή, είναι απλός ο υπολογισμός των τιμών του διανύσματος σε μία οποιαδήποτε χρονική στιγμή.

Αν μία τυπική, αρμονική συνιστώσα Fourier $U = U_0 \exp(i\beta x + i\gamma z)$ όπου U_0 είναι ένα σταθερό διάνυσμα, αντικατασταθεί στην διαφορική εξίσωση για U_n , έχει βρεθεί ότι το U^{n+1} είναι της ίδιας μορφής αλλά με GU_0 αντί του U_0 . Ο πίνακας G ονομάζεται πίνακας ενίσχυσης. Ο πίνακας ενίσχυσης για την εξίσωση 3.7 είναι:

$$G = I - \frac{p^2}{2} [G_1 e^{-i\xi} + G_2 e^{i\xi} + G_3 e^{-i\eta} + G_4 e^{i\eta} + (AB + BA) \sin \xi \sin \eta] + ip[A \sin \xi + B \sin \eta] \quad (3.8)$$



Σχήμα 3.1: Σχήμα διαφόρησης για σύστημα Lax-Wendroff

Όπου $\xi = \beta h$, $\eta = \gamma h$ και

$$G_1 = \frac{1}{2} [A_{j,m} (A_{j-1,m} + A_{j,m}) + B_{j,m} (A_{j,m} - A_{j,m+1})]$$

$$G_2 = \frac{1}{2} [A_{j,m} (A_{j+1,m} + A_{j,m}) + B_{j,m} (A_{j,m} - A_{j,m-1})]$$

$$G_3 = \frac{1}{2} [B_{j,m} (B_{j,m-1} + B_{j,m}) + A_{j,m} (B_{j,m} - B_{j+1,m})]$$

$$G_4 = \frac{1}{2} [B_{j,m} (B_{j,m+1} + B_{j,m}) + A_{j,m} (B_{j,m} - B_{j-1,m})] \quad (3.9)$$

Εναλλακτικά χρησιμοποιείται η μέθοδος McCormack (Strang, 1968) όπου η εξίσωση 3.4 μπορεί να γραφτεί ως:

$$\partial_t U(x, z, t) = A \partial_x U(x, z, t) + B \partial_z U(x, z, t) = (L_x + L_z) U(x, z, t) \quad (3.10)$$

Από το θεώρημα Taylor

$$U(x, z, t + \kappa) = (1 + \kappa \frac{\partial}{\partial t} + \frac{1}{2} \kappa^2 \frac{\partial^2}{\partial t^2} + \dots) U(x, z, t) = \exp(\kappa \frac{\partial}{\partial t}) U(x, z, t)$$

ή

$$U(x, z, t + \kappa) = \exp[\kappa(L_x + L_z)] U(x, z, t)$$

αλλά

$$\exp[\kappa(L_x + L_z)] = \exp[\frac{\kappa L_x}{2}] \exp[\kappa L_z] \exp[\frac{\kappa L_x}{2}]$$

Η αντίστοιχη προσέγγιση περιγράφεται από

$$U^{n+2} = F_x F_z F_z^+ F_x^+ U^n \quad (3.11)$$

Όπου F_x, F_x^+, F_z, F_z^+ είναι μονοδιάστατοι διαφορικοί συντελεστές. Ένα πλεονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι ότι οι ιδιότητες σταθερότητας είναι λιγότερο δεσμευτικές. Επίσης, έχουν μικρότερο σφάλμα φάσης σε σχέση με τα ευρείας κλάσης συστήματα (Turkel, 1974).

Η τεχνική MacCormack (Gottlieb και Turkel, 1976), εφαρμόστηκε στο μονοδιάστατο σύστημα διαφορικών εξισώσεων

$$\partial_t U(x, z, t) = A \partial_x U(x, z, t) \quad (3.12)$$

$$U_{j,m}^{(1)} = U_{j,m}^n - \frac{P}{6} A_{j,m} (7U_{j,m}^n - 8U_{j+1,m}^n + U_{j+2,m}^n)$$

$$U_{j,m}^{n+1} = \frac{1}{2} (U_{j,m}^{(1)} + U_{j,m}^n) + \frac{P}{12} A_{j,m} (7U_{j,m}^{(1)} - 8U_{j-1,m}^{(1)} + U_{j-2,m}^n) \quad (3.13)$$

Όπου ο εκθέτης (1) υποδηλώνει ένα ενδιάμεσο βήμα. Αυτό χρησιμοποιείται σε εναλλασσόμενα χρονικά βήματα με

$$U_{j,m}^{(1)} = U_{j,m}^n + \frac{P}{6} A_{j,m} (7U_{j,m}^n - 8U_{j-1,m}^n + U_{j-2,m}^n)$$

$$U_{j,m}^{n+1} = \frac{1}{2} (U_{j,m}^{(1)} + U_{j,m}^n) - \frac{P}{12} A_{j,m} (7U_{j,m}^{(1)} - 8U_{j+1,m}^{(1)} + U_{j+2,m}^n) \quad (3.14)$$

Ο πίνακας ενίσχυσης που σχετίζεται με αυτήν την προσέγγιση είναι

$$G = I - ipA \frac{\sin \xi}{12 - 3 \cos \xi} - \frac{1}{2} p^2 A^2 (1 - \cos \xi) (2 + \sigma - \sigma \cos \xi) \quad (3.15)$$

Όπου $\sigma=7/9$ για την εξίσωση 3.13 και $\sigma=55/9$ για την εξίσωση 3.14. Οι εξισώσεις 3.13 και 3.14 αντιστοιχούν στους τελεστές F_x, F_x^+ αντίστοιχα. Παρόμοιες εξισώσεις περιγράφουν τους συντελεστές F_z, F_z^+ .

3.3 ΑΚΡΙΒΕΙΑ, ΣΤΑΘΕΡΟΤΗΤΑ, ΣΥΓΚΛΙΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΣΠΟΡΑ

Για να εξασφαλιστεί ότι οι λύσεις των διαφορικών εξισώσεων θα παραμείνουν οριοθετημένες ενόσω οι υπολογισμοί προχωράνε, και ότι ενόσω η απόσταση του δικτύου (grid spacing) καθίσταται όλο και μικρότερη αυτές οι λύσεις προσεγγίζουν τη λύση της διαφορικής εξίσωσης, η ακρίβεια (accuracy), η σύγκλιση (convergence) και η σταθερότητα (stability) πρέπει να ελεγχθούν (Βαφείδης, 1988).

3.3.1 Ακρίβεια

Ένα κριτήριο για την τοπική ακρίβεια των πεπερασμένων διαφορών ορίζεται από την διαφορά, E , ανάμεσα στην ακριβή λύση της διαφορικής εξίσωσης, W , και την αριθμητική, U , σε ένα σημείο του δικτύου ($jh, mh, (n+1)\kappa$)

$$E_{j,m}^n = W_{j,m}^n - U_{j,m}^n \quad (3.16)$$

Η σειρά Taylor για W^n είναι:

$$W^{n+1} = W^n + \kappa W_t^n + \frac{\kappa^2}{2} W_{tt}^n + O[\kappa^3] \quad (3.17)$$

Αντικαθιστώντας τις παραγώγους του χρόνου από το διαφορικό σύστημα (3.4) έχουμε:

$$W^{n+1} = W^n + \kappa (AW_x + BW_z)^n + \frac{\kappa^2}{2} [A(AW_x + BW_z)_x^n + B(AW_x + BW_z)_z^n] + O[\kappa^3] \quad (3.18)$$

$$(\Delta_x + \nabla_x)U^n \approx 2hU_x^n, (\Delta_z + \nabla_z)U^n \approx 2hU_z^n, (\Delta_x A \nabla_x + \nabla_x A \Delta_x)U^n \approx 2h^2(AU_x^n)_x$$

$$(\Delta_z B \nabla_z + \nabla_z B \Delta_z)U^n \approx 2h^2(BU_z^n)_z, (\Delta_x + \nabla_x)(\Delta_z + \nabla_z)U^n \approx 4h^2U_{xz}^n$$

$$[(\Delta_z A) \nabla_x + (\nabla_z A) \Delta_x]U^n \approx 2h^2 A_z U_x^n, [(\Delta_x B) \nabla_z + (\nabla_x B) \Delta_z]U^n \approx 2h^2 B_x U_z^n \quad (3.19)$$

$$U^{n+1} = U^n + ph(AU_x + BU_z)^n + \frac{p^2 h^2}{2} [A(AU_x)_x^n + A(BU_{xz} + B_x U_z)^n]$$

$$+ B(AU_{xz} + A_z U_x)'' + B(BU_z)_z''] \quad (3.20)$$

Με αντικατάσταση των εξισώσεων 3.18 και 3.20 στην εξίσωση 3.16, το σφάλμα αποκοπής είναι τρίτης τάξεως στο χρόνο. Ομοίως, με ανάπτυξη σε σειρά Taylor στον χώρο, μπορεί να υπολογιστεί η ακρίβεια της τάξεως (h^2, κ^2) ή (2, 2).

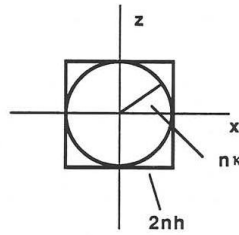
Το σφάλμα αποκοπής του MacCormack scheme (3.13) και (3.14) είναι της μορφής:

$$E = \kappa[\pm \frac{1}{6} A_0 (A_x U_x)_x \kappa h + O(h^4) + O(\kappa h^2) + O(\kappa^2)] \quad (3.21)$$

Με την εναλλαγή των 3.13 και 3.14 σε διαδοχικά χρονικά βήματα, ο πρώτος όρος του σφάλματος μηδενίζεται και η ακρίβεια της αριθμητικής λύσης είναι (2, 4).

3.3.2 Σταθερότητα

Το πρόβλημα της σταθερότητας αφορά την εύρεση των συνθηκών κάτω από τις οποίες η διαφορά μεταξύ της θεωρητικής και της αριθμητικής λύσης της διαφορικής εξίσωσης παραμένει ορισμένη καθώς ο χρόνος προχωράει. Ένα σύστημα πεπερασμένων διαφορών είναι ασταθές όταν το σφάλμα του μεγαλώνει χωρίς όριο. Ο ευκολότερος τρόπος για να διερευνηθεί η σταθερότητα είναι η χρήση της σειράς Fourier, προσέγγιση η οποία εφαρμόστηκε πρώτη φορά από τον von Neumann. Σε αυτή τη συζήτηση, οριακές ή αρχικές συνθήκες δε θα ληφθούν υπόψη.



Σχήμα 3.2: Τα πεδία εξάρτησης στο επίπεδο x-z: ένα τετράγωνο για το σύστημα Lax-Wendroff και ένας κύκλος για το απλούστερο ($\rho(x,z)=\mu(x,z)=1$) SH κυματική εξίσωση.

Μια ανάλυση σταθερότητας και ένα υπερβολικό σύστημα σε δύο διαστάσεις χώρου είναι δύσκολη, ακόμα και με τους A και B σταθερούς. Η αναγκαία συνθήκη von Neumann για την σταθερότητα απαιτεί το μέγεθος της μέγιστης ιδιοτιμής του πίνακα διεύρυνσης (amplification matrix) να είναι μικρότερο από ένα. Ο πίνακας διεύρυνσης για το σύστημα Lax-Wendroff (3.8) με σταθερές τους A και B

$$G = I - p^2[A^2(1 - \cos \xi) + B^2(1 - \cos \eta) + \frac{1}{2}(AB + BA)\sin \xi \sin \eta] + ip[A\sin \xi + B\sin \eta] \quad (3.22)$$

χρησιμοποιείται για την αξιολόγηση των ιδιοτιμών. Οι Lax και Wendroff (1964) απέδειξαν ότι αν

$$|a_m| = \max_{A,B} (|a_A|, |a_B|) \quad (3.23)$$

όπου a_A και a_B οι ιδιοτιμές των πινάκων A και B αντίστοιχα. Το σύστημα Lax-Wendroff με τους A και B σταθερούς είναι σταθερό αν

$$p|a_m| \leq \frac{1}{2\sqrt{2}} \quad (3.24)$$

Για το σύστημα MacCormack, εφόσον ο πίνακας A (ή B) μπορεί να διαγωνοποιηθεί, η συνθήκη von Neumann είναι ταυτόχρονα αναγκαία και επαρκής για τη σταθερότητα. Αν a είναι μία ιδιοτιμή του A , η συνθήκη σταθερότητας για αυτό το σύστημα (Gottlieb και Turkel, 1976) δίνεται από

$$p|a_m| \leq \frac{2}{3} \quad (3.25)$$

Η συνθήκη σταθερότητας του συστήματος MacCormack είναι σχεδόν κατά το ήμισυ τόσο περιοριστική όσο η συνθήκη του συστήματος Lax-Wendroff. Το πλήθος των χρονικών βημάτων που απαιτούνται για την παραγωγή του συνθετικού ίχνους δοσμένης διάρκειας είναι επομένως το μισό έτσι ώστε η μέθοδος να γίνει λιγότερο ακριβή.

3.3.3 Σύγκλιση

Στις δύο διαστάσεις η συνθήκη σύγκλισης είναι λιγότερο αυστηρή από τη συνθήκη σταθερότητας. Η ανάλυση σύγκλισης για τη πιο γενική, κυματική εξίσωση με τους A και B μη σταθερούς γίνεται δυσκίνητο. Η σύγκλιση μπορεί επίσης να εξασφαλιστεί όταν ένα σύστημα είναι σταθερό και το σφάλμα αποκοπής τείνει στο μηδέν με h , κ να τείνουν στο μηδέν (συνεπές σύστημα, Boore, 1972).

3.3.4 Διασπορά

Οι ιδιότητες της αριθμητικής διασποράς σχετίζεται με την ταχύτητα διάδοσης της αριθμητικής λύσης. Ένα μέτρο της διασποράς είναι το σφάλμα φάσης (phase error). Τα σφάλματα φάσης επέρχονται λόγω της αντικατάστασης της διαφορικής εξίσωσης με μία εξίσωση διαφορών. Τα σφάλματα φάσης παράγουν μεταβολή στην ταχύτητα φάσης με τη

συχνότητα (διασπορά χρόνου) ή τον κυματαριθμό (διασπορά χώρου). Κύματα τα οποία διαδίδονται σε ένα διακριτό δίκτυο διασκορπίζονται σταδιακά με την αύξηση του χρόνου διαδρομής.

3.4 ΠΕΠΕΡΑΣΜΕΝΕΣ ΔΙΑΦΟΡΕΣ ΣΕ ΕΝΑ ΔΙΑΝΥΣΜΑΤΙΚΟ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΤΗ

Η μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών έχει χρησιμοποιηθεί με επιτυχία για να λύσει την διαφορική εξίσωση διάδοσης των σεισμικών κυμάτων αριθμητικά. Αρχικά δημιουργείται το υπό μελέτη μοντέλο ταχυτήτων, το οποίο στη συνέχεια χωρίζεται σε κελιά. Καθορίζονται περιορισμοί για τις διαστάσεις του μοντέλου. Λόγω αριθμητικών σφαλμάτων που προκύπτουν κατά την αριθμητική επίλυση της διαφορικής εξίσωσης διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, το μέγεθος των κελιών θα πρέπει να επιλεγούν προσεκτικά έτσι ώστε να είναι το μικρότερο δυνατό.

Όταν λοιπόν επιλεγεί η διάσταση των κελιών, η συνθήκη σταθερότητας καθορίζει το μέγιστο χρονικό βήμα. Ένας σημαντικός παράγοντας για την επιλογή αυτή είναι η μέγιστη ταχύτητα του μοντέλου.

Οι πεπερασμένες διαφορές μπορεί να είναι ακριβείς όταν η ανάλυση των ισαποστάσεων είναι υψηλή ακόμα και όταν οι ταχύτητες του μοντέλου είναι αρκετά υψηλές. Έτσι λοιπόν η αποδοτικότητα της μεθόδου εξαρτάται κυρίως από την τεχνική του υπολογισμού του πλάτους σε κάθε βήμα.

Η έλευση των υπερυπολογιστών άνοιξε νέους ορίζοντες στην εφαρμογή των πεπερασμένων διαφορών. Ακολουθεί μια λειτουργία του διανύσματος που μπορεί να περιγραφεί για μια εξίσωση πεπερασμένων διαφορών όπου αντιστοιχεί στην απλούστερη εξίσωση ροής θερμότητας σε μια διάσταση χώρου (Βαφείδης, 1988):

$$\partial_t T(x,t) = \partial_{xx} T(x,t) \quad (3.26)$$

όπου $T(x,t)$ είναι η θερμοκρασία. Μια προσεγγιστική εξίσωση διαφορών

$$\frac{1}{\kappa} (T_x^{t+1} - T_x^t) = \frac{1}{h^2} (T_{x+1}^t - 2T_x^t + T_{x-1}^t) \quad (3.27)$$

μπορεί επίσης να γραφτεί:

$$T_x^{t+1} = qT_{x+1}^t + (1-2q)T_x^t + qT_{x-1}^t \quad (3.28)$$

όπου $q = \frac{\kappa}{h^2}$.

Ας υποθεθεί ότι το μοντέλο αποτελείται από 4 σημεία πλέγματος όπου είναι:

$$T^t : (T_1, T_2, T_3, T_4)$$

Τα στοιχεία του διανύσματος υπολογίζονται ένα κάθε φορά.

Η νέα γενιά των υπολογιστών γνωστοί και ως *vector computers* μπορεί να δουλέψει γρηγορότερα και πιο αποτελεσματικά μόνο όταν οι υπολογισμοί μπορούν να γίνουν ταυτόχρονα σε διαφορετικά μέρη. Έτσι πρέπει κανείς να εξετάσει κατά πόσο η εξίσωση (3.28) μπορεί να ξαναγραφτεί για να επωφεληθούν στον υπολογισμό του διανύσματος. Η εξίσωση (3.28) μπορεί επίσης να γραφτεί ως ένα σύστημα εξισώσεων σε μορφή πίνακα

$$\begin{bmatrix} T_1 \\ T_2 \\ T_3 \\ T_4 \end{bmatrix}^{t+1} = \begin{bmatrix} 1-2q & q & 0 & 0 \\ q & 1-2q & q & 0 \\ 0 & q & 1-2q & q \\ 0 & 0 & q & 1-2q \end{bmatrix} \begin{bmatrix} T_1 \\ T_2 \\ T_3 \\ T_4 \end{bmatrix}^t \quad (3.29)$$

Αντί του υπολογισμού ενός στοιχείου του T κάθε φορά, μπορεί κανείς να υπολογίσει το διάνυσμα, T , συγχρόνως.

Μια μέθοδος η οποία χρησιμοποιεί τις διαγώνιους του πίνακα αναπτύχθηκε από τον Madsen et al(1976).

Στην εξίσωση (3.29) οι υπολογισμοί εκτελούνται σε 3 στάδια:

$$\begin{aligned} T^{t+1} &= (1-2q)T^t \\ T^{t+1}(1;3) &= T^t(1;3) + qT^t(2;3) \\ T^{t+1}(2;3) &= T^t(2;3) + qT^t(1;3) \end{aligned} \quad (3.30)$$

όπου $T(i;j)$ υποδηλώνει j στοιχεία σε συνεχόμενες τοποθεσίες αρχίζοντας από το i στοιχείο,

$$\text{π.χ. } T(1;3) \equiv (T_1, T_2, T_3) \text{ και } T(2;3) \equiv (T_2, T_3, T_4) \quad (3.31)$$

Αυτός ο αλγόριθμος έχει δύο πλεονεκτήματα

1. Όλοι οι υπολογισμοί εκτελούνται σε συνεχόμενες τοποθεσίες (θέσεις) του διανύσματος.
2. Μόνο οι απαραίτητοι υπολογισμοί εκτελούνται στην περίπτωση ενός αραιού (διαγωνίου) πίνακα.

Αυτός ο αλγόριθμος αυξάνει την αποδοτικότητα της μεθόδου σε διανυσματικό υπολογιστή. Μια παρόμοια μέθοδο μπορεί να δημιουργηθεί για δύο διαστάσεων προβλήματα όπου αντί ενός τριδιαγωνίου πίνακα υπάρχει ένα σύνολο από αραιούς πίνακες όπου ο αριθμός των διαγωνίων είναι ίσος με τον αριθμό των στοιχείων του σχήματος διαφόρησης.

3.5 ΠΕΠΕΡΑΣΜΕΝΕΣ ΔΙΑΦΟΡΕΣ ΣΤΗΝ ΕΙΣΩΣΗ ΚΥΜΑΤΟΣ (P-SV)

Μια ρεαλιστική προσομοίωση της διάδοσης κυμάτων σε δύο διαστάσεις μπορεί να πραγματοποιηθεί μέσω της ελαστικής κυματικής εξίσωσης.

Σε αυτό το κεφάλαιο, δεύτερης και τέταρτης τάξης πεπερασμένες διαφορές εφαρμόζονται σε σύστημα διαφορικών εξισώσεων (VIRIEUX, 1986, Bayliss et al, 1986). Η λύση της δισδιάστατης ελαστικής εξίσωσης κύματος σε ομογενές μέσο με μια γραμμική σεισμική πηγή διαμορφώνεται και εφαρμόζεται σε σχέση με τις ταχύτητες των σωματιδίων.

Το πρόβλημα της διάδοσης σεισμικών κυμάτων σε 2 διαστάσεις (X και Z), μπορεί να επιλυθεί χρησιμοποιώντας την οριζόντια (X) και την κατακόρυφη (Z) συνιστώσα της ταλάντωσης των σωματιδίων, ενώ η ταλάντωση στην τρίτη (Y) συνιστώσα θεωρείται πάντα μηδέν (θεώρηση επίπεδων κυμάτων). Οι βασικές εξισώσεις για το δισδιάστατο P-SV διάδοσης κυμάτων σε ανομοιογενή μέσα είναι

$$\begin{aligned} \rho(x, z) \frac{\partial^2 u(x, z, t)}{\partial t^2} = & \frac{\partial}{\partial x} ((\lambda(x, z) + 2\mu(x, z)) \frac{\partial u(x, z, t)}{\partial x} + \lambda(x, z) \frac{\partial w(x, z, t)}{\partial z}) \\ & + \frac{\partial}{\partial z} (\mu(x, z) \frac{\partial w(x, z, t)}{\partial x} + \mu(x, z) \frac{\partial u(x, z, t)}{\partial z}) \end{aligned} \quad (3.32)$$

$$\begin{aligned} \rho(x, z) \frac{\partial^2 w(x, z, t)}{\partial t^2} = & \frac{\partial}{\partial z} ((\lambda(x, z) + 2\mu(x, z)) \frac{\partial w(x, z, t)}{\partial z} + \lambda(x, z) \frac{\partial u(x, z, t)}{\partial x}) \\ & + \frac{\partial}{\partial x} (\mu(x, z) \frac{\partial u(x, z, t)}{\partial z} + \mu(x, z) \frac{\partial w(x, z, t)}{\partial x}) \end{aligned} \quad (3.33)$$

όπου $u(x, z, t)$, $w(x, z, t)$ είναι οι μετατοπίσεις στις X και Z κατευθύνσεις αντίστοιχα, $\mu(x, z)$ και $\lambda(x, z)$ είναι οι παράμετροι Lamé, $\rho(x, z)$ είναι η πυκνότητα και ∂ υποδηλώνει μερική παράγωγο.

Αντί για την επίλυση αυτού του συστήματος δεύτερης τάξης, το ισοδύναμο πρώτης σύστημα τάξης θα πρέπει να επιλυθεί αριθμητικά. Αυτό το σύστημα αποτελείται από τις βασικές εξισώσεις της κίνησης στις κατευθύνσεις X και Z

$$\begin{aligned} \rho(x, z) \partial_t \dot{u}(x, z, t) = & \partial_x \sigma_{xx}(x, z, t) + \partial_z \sigma_{xz}(x, z, t) \\ \rho(x, z) \partial_t \dot{w}(x, z, t) = & \partial_x \sigma_{xz}(x, z, t) + \partial_z \sigma_{zz}(x, z, t) \end{aligned} \quad (3.34)$$

και των τάσεων-παραμορφώσεων σχέσεις μετά τη λήψη των πρώτων παραγώγων φορά

$$\begin{aligned}
\partial_t \sigma_{xx}(x, z, t) &= (\lambda(x, z) + 2\mu(x, z)) \partial_x \dot{u}(x, z, t) + \lambda(x, z) \partial_z \dot{w}(x, z, t) \\
\partial_t \sigma_{xz}(x, z, t) &= \mu(x, z) \partial_x \dot{w}(x, z, t) + \mu(x, z) \partial_z \dot{u}(x, z, t) \\
\partial_t \sigma_{zz}(x, z, t) &= \lambda(x, z) \partial_x \dot{u}(x, z, t) + (\lambda(x, z) + 2\mu(x, z)) \partial_z \dot{w}(x, z, t)
\end{aligned} \tag{3.35}$$

όπου σ_{xx} , σ_{xz} , σ_{zz} , είναι τα στοιχεία του τανυστή της τάσης και οι τελείες σημαίνουν παράγωγο ως προς το χρόνο. Σε αυτή την τυποποίηση δεν υπάρχουν παράγωγα χώρου των σταθερών του Lamé.

Οι εξισώσεις (3.34) και (3.35) μπορούν να γραφούν με τη μορφή πίνακα ως εξής:

$$\partial_t \begin{bmatrix} \dot{u} \\ \dot{w} \\ \sigma_{xx} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & 0 & \rho^{-1} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \rho^{-1} \\ \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \mu & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \partial_x \begin{bmatrix} \dot{u} \\ \dot{w} \\ \sigma_{xx} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xz} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 & \rho^{-1} \\ 0 & 0 & 0 & \rho^{-1} & 0 \\ 0 & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ \mu & 0 & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \partial_z \begin{bmatrix} \dot{u} \\ \dot{w} \\ \sigma_{xx} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xz} \end{bmatrix}$$

ή

$$\partial U = A \partial_x U + B \partial_z U \tag{3.36}$$

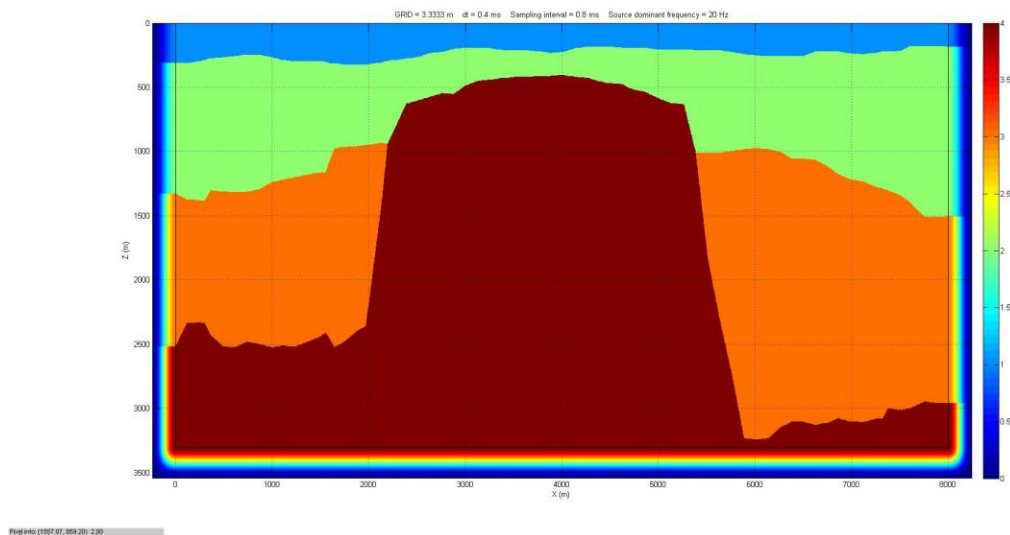
Αυτό το σύστημα μπορεί να γραφτεί

$$E_0 \partial_t U = A_0 \partial_x U + B_0 \partial_z U \tag{3.37}$$

3.6 ΟΡΙΑ ΑΠΟΡΡΟΦΗΣΗΣ (ABSORBING BOUNDARIES)

Οι περιορισμοί που αφορούν τον αποθηκευτικό χώρο του υπολογιστή καθιστούν το πρόβλημα της διάδοσης κυμάτων μέσω ενός μέσου μη ορισμένου σε οποιαδήποτε διεύθυνση, ανέφικτο. Οριακές συνθήκες πρέπει να εισαχθούν στις άκρες του μέσου, ώστε να ξεπεραστεί το πρόβλημα. Οι οριακές συνθήκες της ελεύθερης επιφάνειας (άνευ πιέσεως) και της άκαμπτης επιφάνειας (μηδενική ταχύτητα) είναι εύκολο να εφαρμοστούν, αλλά παράγουν ψευδείς αντανάκλασεις (Smith, 1974). Οι απορροφητικές (absorbing) οριακές συνθήκες (Clayton και Engquist, 1977) αφαιρούν την επίδραση των προαναφερόμενων αντανάκλασεων κατά έναν πιο άμεσο και αποδοτικό τρόπο, αλλά όχι εντελώς καθώς είναι σχεδόν αδύνατο να σχεδιαστούν οριακές συνθήκες οι οποίες να απορροφούν τελείως όλα τα είδη κυμάτων.

Οι μέθοδοι των σύνθετων ορίων απορρόφησης έχουν αναπτυχθεί για την αριθμητική προσομοίωση των σεισμικών κυμάτων. Αυτές οι μέθοδοι συνδυάζουν συνθήκες ορίων απορρόφησης χαμηλής γωνίας, με βάση την χαρακτηριστική ανάλυση της μονοδιάστατης κυματικής εξίσωσης και την εφαρμογή, είτε ανισότροπου φίλτρου είτε «φίλτρου-σφουγγάρι». Η μέθοδος ανισότροπων φίλτρων ρυθμίζει την κατεύθυνση διάδοσης των κυμάτων, έτσι ώστε η γωνία πρόσπτωσης το όριο να είναι 90° . Η μέθοδος του «φίλτρου-σφουγγάρι» προσδίδει στη μεταβατική ζώνη ένα μηχανισμό διάχυσης ο οποίος αποσβένει επιλεκτικά τα εισερχόμενα κύματα. Αυτές οι μέθοδοι απορροφούν όχι μόνο τα κύματα του χώρου, αλλά και τα επιφανειακά κύματα. Μια στενή ζώνη μετάβασης, της οποίας το πλάτος είναι μικρότερο απ' ότι στην προσέγγιση του «φίλτρου-σφουγγάρι», εισάγεται δίπλα σε ένα υπολογιστικό όριο. Αριθμητικά παραδείγματα επεξηγούν την αποτελεσματικότητα των μεθόδων αυτών στην απορρόφηση των τεχνητών ανακλάσεων (Σχήμα 3.3) (Βαφειδης,1994).



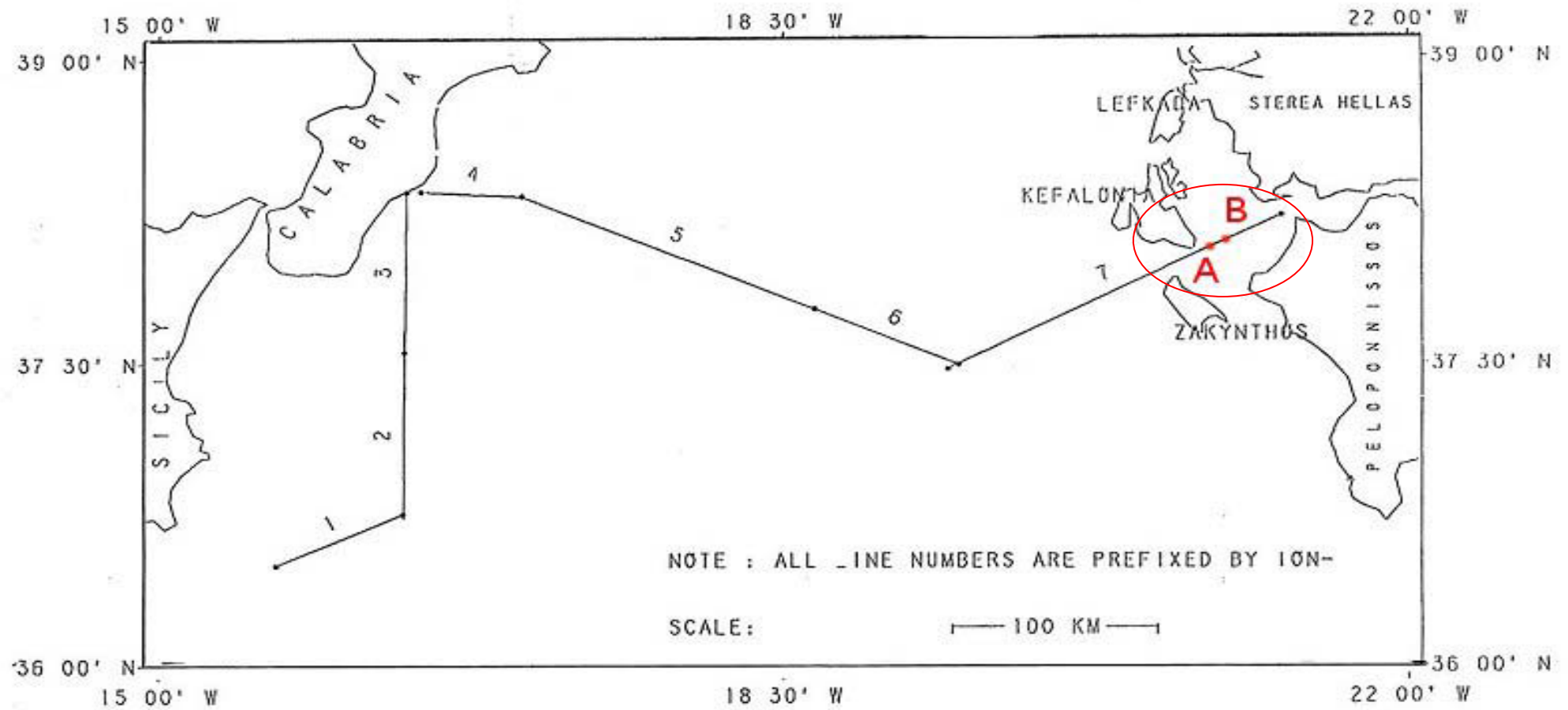
Σχήμα 3.3: Όρια απορρόφησης (Absorbing Boundaries) (Βαφειδης,1994)

4ο ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

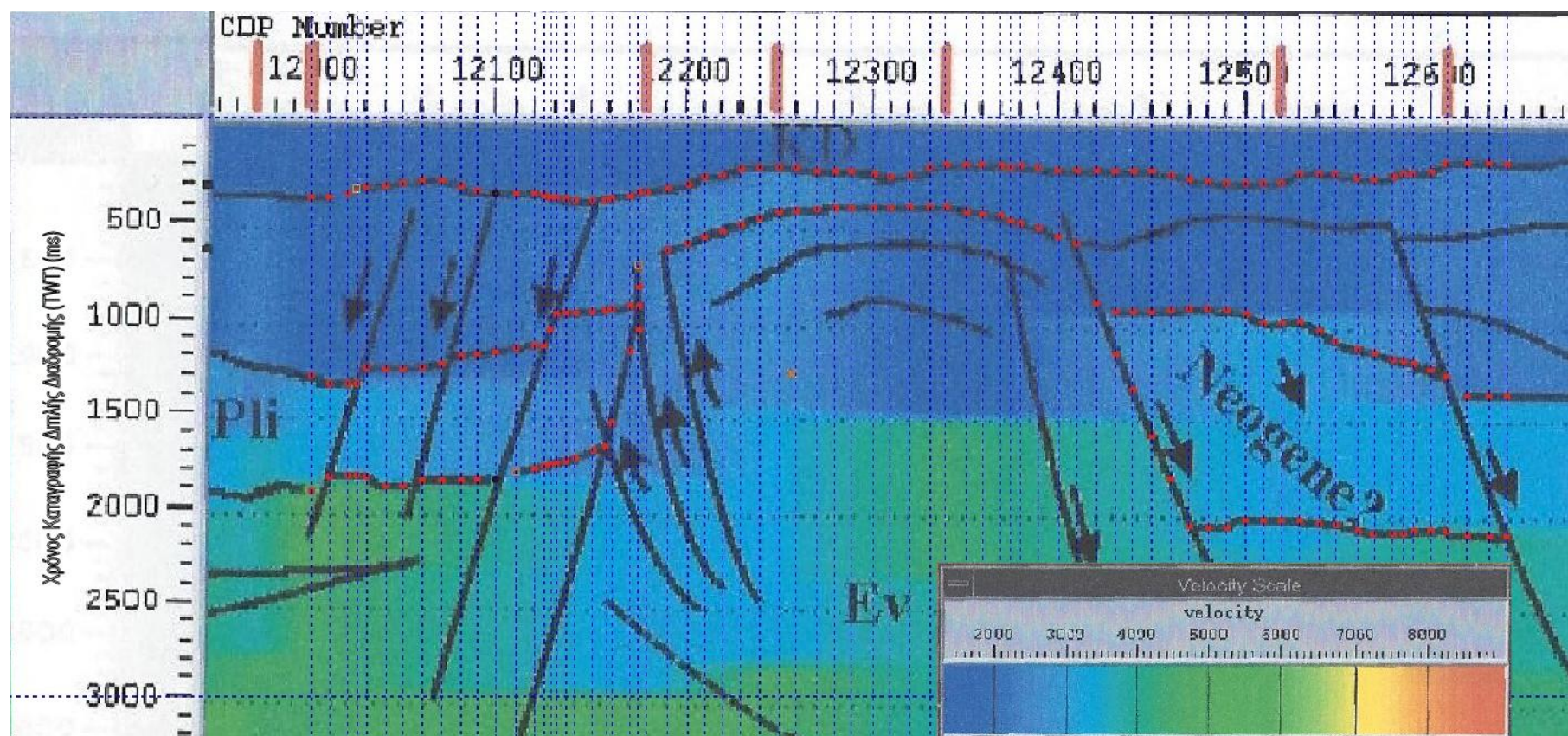
4.1 ΘΕΣΗ ΤΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ

Για την εκπόνηση της διπλωματικής εργασίας χρειάστηκε να ληφθούν δεδομένα για την περιοχή μελέτης από την διδακτορική διατριβή της δρ.Κόκκινου (2002). Η σεισμική γραμμή μελέτης η οποία εξετάστηκε είναι ένα μέρος της ION-7 (Σχήμα 4.1), μεταξύ Ζακύνθου και Κεφαλληνία και γύρω από τον κόλπο της Πάτρας, μήκους 8km. Στη θέση αυτή εντοπίζεται στις πραγματικές σεισμικές καταγραφές ένας διαπυρισμός αλατούχου δόμου, ο οποίος δυνητικά μπορεί να αποτελέσει παγίδα υδρογονανθράκων. Σε υπάρχουσα ερμηνευμένη τομή σεισμικών ταχυτήτων (Κόκκινου,2002) (Σχήμα 4.2) πραγματοποιήθηκε ψηφιοποίηση του μοντέλου για τον καθορισμό των ακριβών συντεταγμένων σε οριζόντια έκταση και σε βάθος, σε μέτρα (m), για να προσδιοριστεί ο αριθμός στρωμάτων - διεπιφανειών - διπλοί χρόνοι διαδρομής (πίνακας 4.1). Η διακριτική ικανότητα κατά την ψηφιοποίηση του μοντέλου ως προς των άξονα x και ως προς τον άξονα του χρόνου t (βάθους) είναι της τάξεως του 0,2mm δηλαδή 17,532m σε οριζόντια διάσταση και 13,562m σε βάθος.

STREAMERS-IONIAN LEG

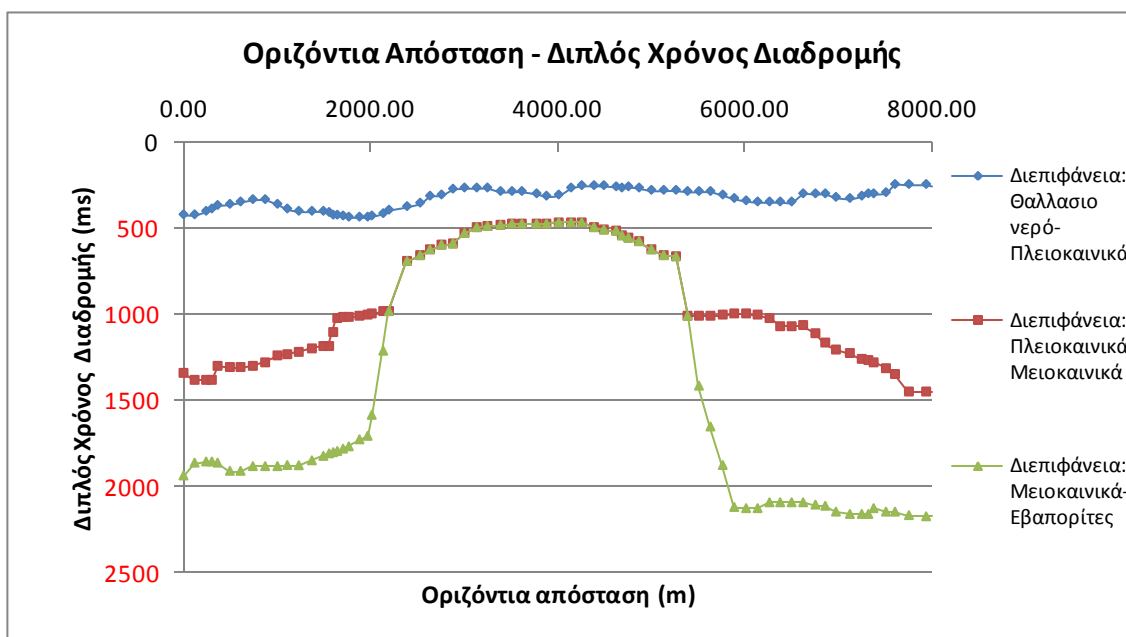


Σχήμα 4.1: Χάρτης των θαλάσσιων σεισμικών γραμμών του προγράμματος STREAMER. Τα δεδομένα της παρούσας εργασίας προέρχονται από τη γραμμή 7 και βρίσκονται μεταξύ των σημείων A και B.



Σχήμα 4.2: Ψηφιοποίηση της ερμηνευμένης τομής σεισμικών ταχυτήτων. (Κόκκινου,2002)

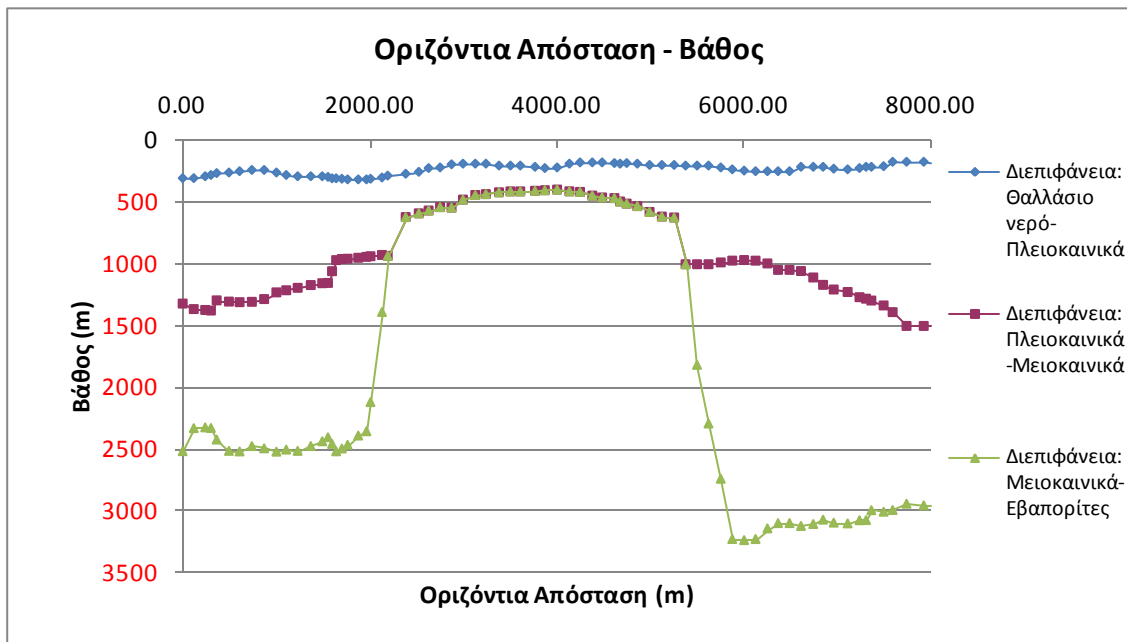
Εξετάστηκαν ενδελεχώς τα σεισμικά δεδομένα στην περιοχή αυτή και στο βάθος όπου το μοντέλο αποτελείται από 4 στρώματα (3 διεπιφάνειες). Ως πρώτο στρώμα ορίστηκε το θαλασσινό νερό που εκτείνεται σε βάθος από την επιφάνεια έως τα 181m, το δεύτερο στρώμα αντιστοιχεί σε Πλειοκαινικά ιζήματα, φτάνει σε βάθος ως τα 1841m το τρίτο στρώμα, μειοκαινικά-νεογενή, ως τα 3422m ενώ το τέταρτο στρώμα, εβαπορίτες παρεμβάλλονται στο δεύτερο και τρίτο στρώμα και εκτείνονται σε μεγάλο βάθος.



Σχήμα 4.3: Διάγραμμα Οριζόντιας απόστασης - Διπλού Χρόνου διαδρομής των τριών διεπιφανειών.

ΣΤΡΩΜΑ	Vp(m/s)	Vs(m/s)	$\rho(\text{g/cm}^3)$
Θαλασσινό νερό	1500	0,01	1
Πλειοκαινικά	2200	1060	2,6
Μειοκαινικά- Νεογενή	4000	1920	2,7
Εβαπορίτες	4750	2280	2,55

Πίνακας 4.1: Διαμήκη (Vp) και εγκάρσια (Vs) ταχύτητα και πυκνότητα (ρ) κάθε στρώματος (Κόκκινου,2002).



Σχήμα 4.4: Διάγραμμα Οριζόντιας απόστασης -Βάθους των τριών διεπιφανειών.

4.2 ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Για την δημιουργία και επεξεργασία των συνθετικών δεδομένων σεισμικής ανάκλασης χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό Matlab^(TM), κατάλληλοι αλγόριθμοι αναπτύχθηκαν στο εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης για την προσομοίωση της διάδοσης σεισμικών κυμάτων (P-SV) σε 2 διαστάσεις με τη χρήση πεπερασμένων διαφορών.

Η εντολή όπου χρησιμοποιήθηκε για να λειτουργήσει ο αλγόριθμος και να δημιουργηθεί το μοντέλο είναι:

$Vx, Vz, SnS, Model_Parameters, Receivers, Source = PSV_SYNTHETICS_NEW9;$

Για την αποφυγή προβλημάτων ευστάθειας και αριθμητικής διασποράς κατά την επίλυση της διαφορικής κυματικής εξίσωσης με την χρήση των πεπερασμένων διαφορών θα πρέπει να πληρούνται οι κατάλληλοι περιορισμοί. Ειδικότερα:

- Για την ευστάθεια θα πρέπει να επαληθευτεί το εξής κριτήριο:

$$\frac{\Delta t}{\Delta x} * \alpha_{\max} \leq \frac{2}{3} \quad (4.1)$$

όπου: α_{\max} : η μέγιστη ταχύτητα των P - κυμάτων.

- Για την αριθμητική διασπορά (μεταβολή της ταχύτητας διάδοσης με την συχνότητα) θα πρέπει να επαληθευτεί το εξής κριτήριο:

$$\frac{\lambda_{\min}}{\Delta x} > 5 \quad (4.2)$$

όπου: $\lambda_{\min} = \frac{\alpha_{\min}}{f_{\max}}$

α_{\min} : η ελάχιστη ταχύτητα των S - κυμάτων

f_{\max} : κεντρική συχνότητα διάδοσης σεισμικών κυμάτων.

Αφού λοιπόν έγιναν οι κατάλληλοι περιορισμοί βάση των παραπάνω κριτηρίων ορίστηκαν οι παράμετροι του πλέγματος, το χρονικό βήμα $\Delta t=0.4\text{ms}$, ενώ οι διαστάσεις του κάθε κελιού καθορίζονται από τις ισαποστάσεις των κόμβων στην X και Z διεύθυνση οι οποίες είναι ίσες με $\Delta x = \Delta z = 3.33\text{ m}$.

Ακολούθως ζητήθηκε να εισαχθεί η οριζόντια έκταση 8000m και το βάθος του μοντέλου 3500m, η ελάχιστη εγκάρσια ταχύτητα των στρωμάτων 0.01m/s, η συχνότητα της πηγής 20Hz και η ισαπόσταση των υδροφώνων 10m (Σχήμα 4.5). Θα πρέπει να σημειωθεί ότι κανονικά η ελάχιστη εγκάρσια ταχύτητα θα έπρεπε να πάρει την τιμή 0 m/s επειδή τα εγκάρσια δεν διαδίδονται στα ρευστά (στρώμα θαλασσινού νερού). Ωστόσο, λόγω του ότι παρουσίασε πρόβλημα αστάθειας στους υπολογισμούς, ορίστηκε μια πολύ μικρή τιμή ίση με 0,01m/s.

INITIAL MODEL PARAMETERS

Enter the HORIZONTAL extend of model in meters
8000

Enter the VERTICAL extend of model in meters
3500

Enter the minimum S-wave velocity (Vs) of model in m/s
0.01

Enter the dominant frequency of the source in Hz
20

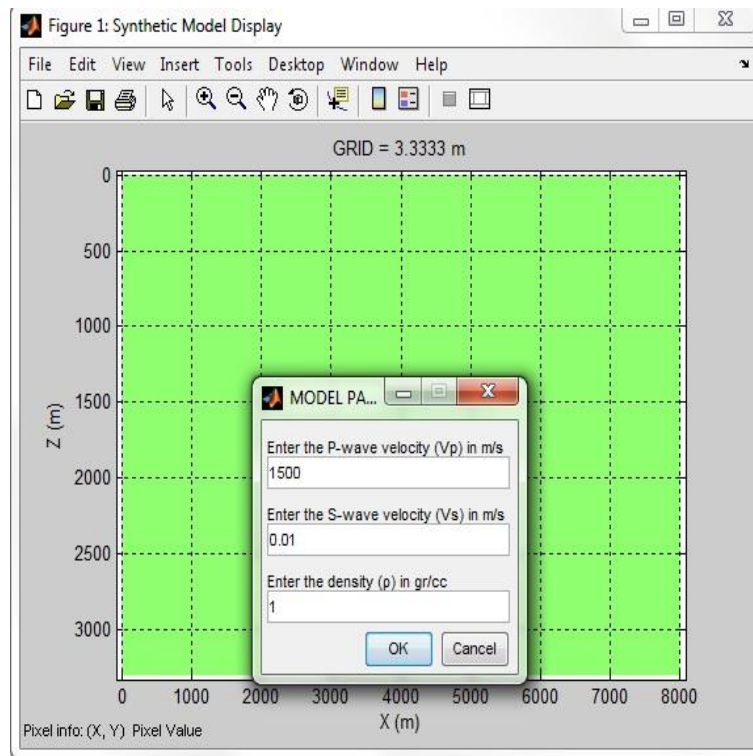
Enter receiver increment in meters
10

The upper surface (Z=0) of model is FREE or ABSORBING boundary ?
FREE

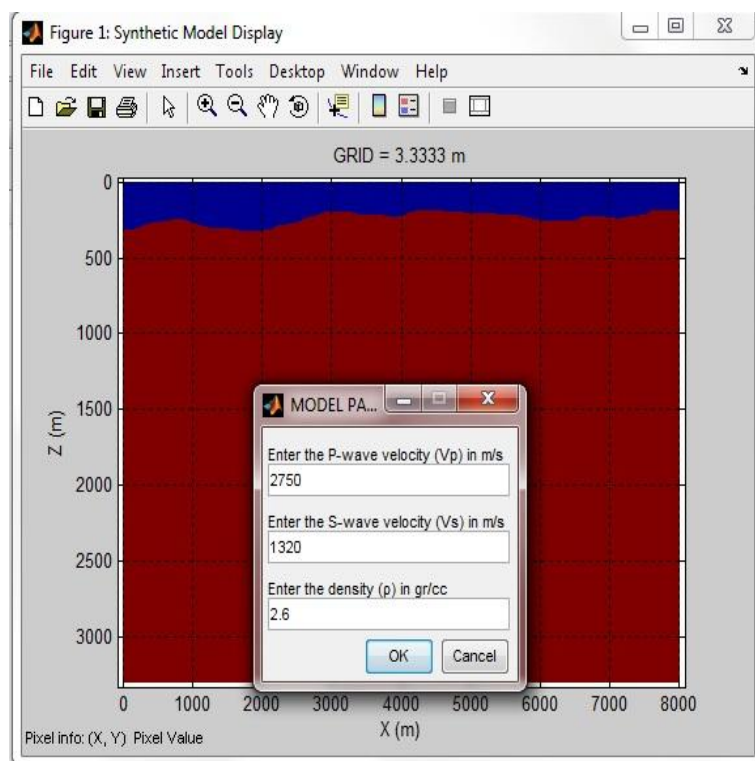
OK Cancel

Σχήμα 4.5: Απεικόνιση αρχικών παραμέτρων μοντέλου.

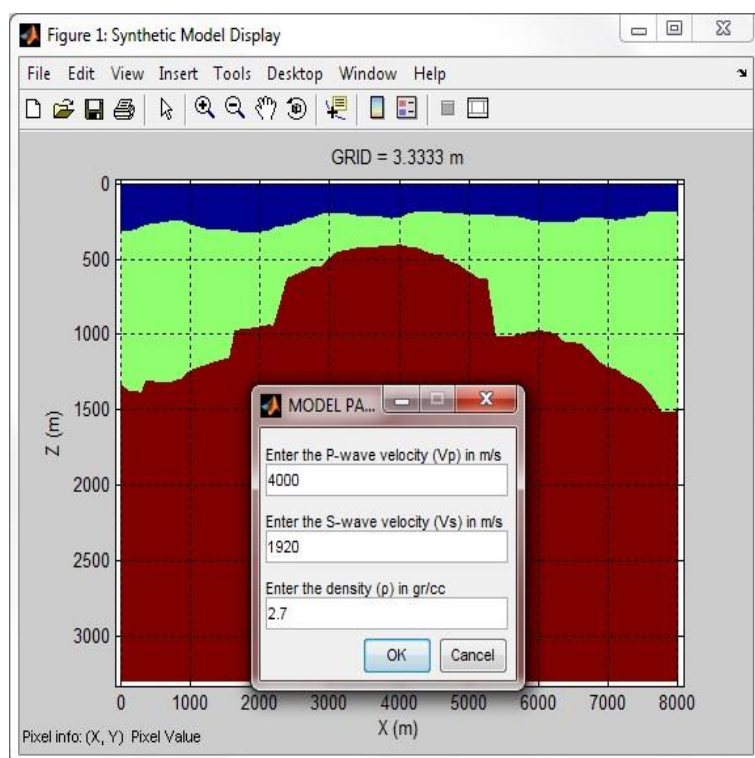
Το επόμενο βήμα ήταν η οριοθέτηση των στρωμάτων του πειράματος. Ο αλγόριθμος δίνει την δυνατότητα στο χρήστη είτε να σχεδιάσει τα όρια του κάθε στρώματος, είτε να εισάγει τις συντεταγμένες του μέσω πινάκων Matlab. Αφού σχεδιαστεί το κάθε στρώμα ο χρήστης καλείται να εισάγει τις ταχύτητες διάδοσης των P και S-κυμάτων καθώς και την πυκνότητα. (Σχήματα 4.6-4.9) (Πίνακας 4.1).



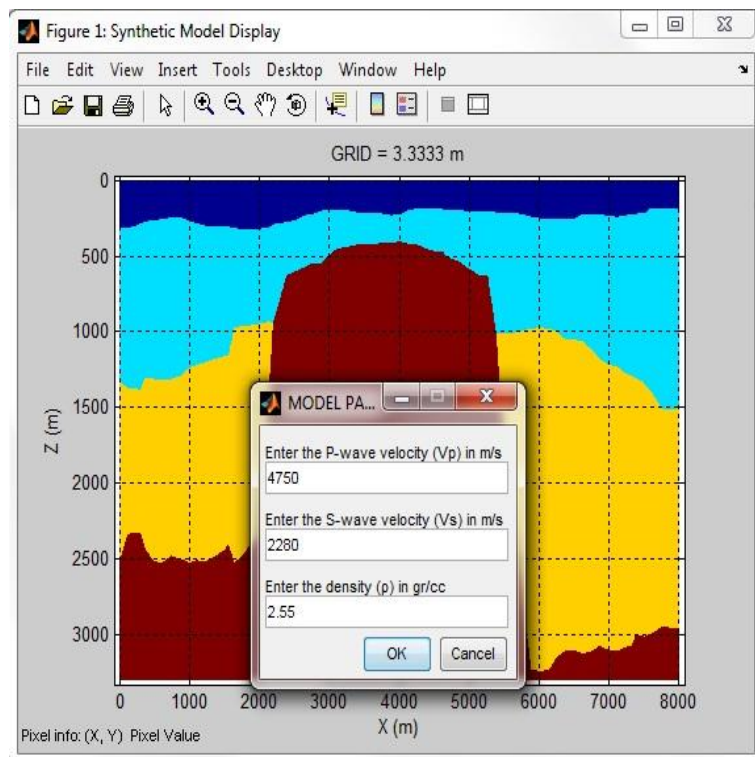
Σχήμα 4.6: Στρώμα νερού.



Σχήμα 4.7: Στρώμα Πλειοκαινικών.



Σχήμα 4.8: Στρώμα Μειοκαινικών - Νεογενή



Σχήμα 4.9: Στρώμα Εβαπορίτων

Επόμενο βήμα ήταν ο ορισμός των παραμέτρων των υδροφώνων (Σχήμα 4.10) και της πηγής (Σχήμα 4.11) δηλαδή το πλήθος τους, 801 υδρόφωνα και 79 πηγές, την θέση του πρώτου υδροφώνου (0m) και της πρώτης πηγής (100m) στον οριζόντιο άξονα καθώς και σε ποιο βάθος θα βρίσκονται τα υδρόφωνα (0m) και οι πηγές (10m), καθώς και η ισαπόσταση των πηγών (100m). Θα πρέπει να σημειωθεί ότι υπάρχει περιορισμός ως προς τη θέση όπου τοποθετούνται οι πηγές. Ειδικότερα, η ελάχιστη θέση πηγών ορίζεται η τριπλάσια τιμή της ισαπόστασης των διαδοχικών κόμβων του πλέγματος ($3 \cdot \Delta x = 10\text{m}$) από οποιαδήποτε διαχωριστική επιφάνεια ή όριο του μοντέλου.

RECEIVER PAR...

Receiver increment = 10 m

Coordinates must be multiple of 3.3333 m

Enter the Number of receivers

801

Enter the Z coordinate of receivers (m)

0

Enter the X coordinate of 1st receiver

0

OK Cancel

Σχήμα 4.10: Παράμετροι Υδροφώνων.

SOURCE PARAMETERS

Source dominant frequency is 20 Hz

Source increment and coordinates must be multiple of 3.3333 m

Enter the No of shots

79

Enter the shot increment

100

Enter the Z coordinate of source (m)

10

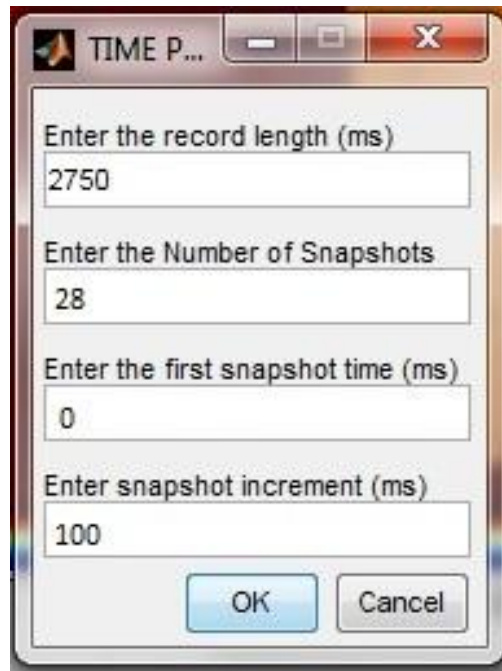
Enter the X coordinate of 1st source

100

OK Cancel

Σχήμα 4.11: Παράμετροι Πηγής.

Τέλος ορίζεται ο συνολικός χρόνος καταγραφής (2750ms) καθώς επίσης υπάρχει και η δυνατότητα απεικόνισης και αποθήκευσης στιγμιότυπων (snapshots) του κυματικού πεδίου σε προκαθορισμένες χρονικές στιγμές (Σχήματα 4.12 και 4.13).

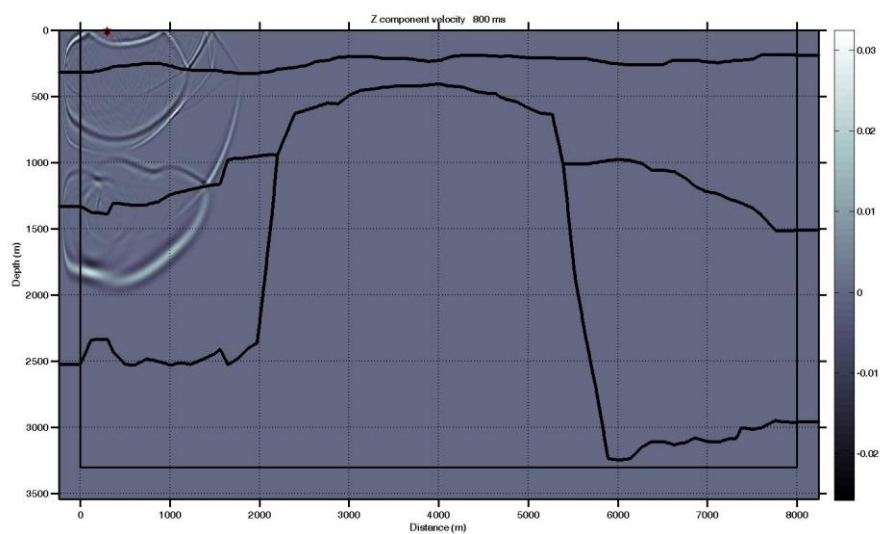


The image shows a software dialog box titled "TIME P...". It contains four input fields with the following labels and values:

- Enter the record length (ms): 2750
- Enter the Number of Snapshots: 28
- Enter the first snapshot time (ms): 0
- Enter snapshot increment (ms): 100

At the bottom of the dialog are two buttons: "OK" and "Cancel".

Σχήμα 4.12: Παράμετροι Χρόνου καταγραφής / στιγμιότυπων.



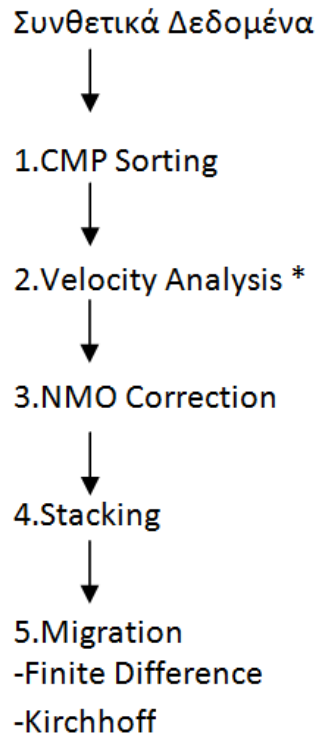
Εικόνα 4.13: Στιγμιότυπο καταγραφής 800ms με πηγή στα 300m

5ο ΚΕΦΑΛΑΙΟ - ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

5.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Σε αυτό το κεφάλαιο παρουσιάζεται η επεξεργασία των δεδομένων από το λογισμικό Matlab^(TM) με την χρήση αλγορίθμων όπου αναπτύχθηκαν με σκοπό την αναβάθμιση στην διδασκαλία και εξερεύνηση της σεισμολογίας με αλγορίθμους (Margrave, 2006).

Μετά την λήψη των αποτελεσμάτων (συνθετικών δεδομένων) από το λογισμικό Matlab^(TM), ακολούθησε η δημιουργία του μοντέλου ταχυτήτων (Velocity Model), δηλαδή η μέση τετραγωνική ταχύτητα της ακτίνας κάθε γεωφώνου η οποία προσπίπτει κάθετα στην νιοστή διαχωριστική επιφάνεια, ακολούθως έγινε η ενίσχυση των ανακλάσεων σε σχέση με το θόρυβο τα δεδομένα αναδιατάχθηκαν από καταγραφές κοινής πηγής σε διάταξη σταθερής απόστασης πηγής - γεωφώνου κοινού ενδιαμέσου σημείου (CMP). Στη συνέχεια έγινε η δυναμική διόρθωση (NMO) δηλαδή η αναγωγή των αρχικών χρόνων διαδρομής σε αντίστοιχους χρόνους κυμάτων που διαδίδονται στην κατακόρυφη διεύθυνση. Ακολούθως, πραγματοποιήθηκε σεισμική υπέρθεση (Stacking) δηλαδή η άθροιση των σειсмоγραμμάτων που έχουν κοινό ενδιαμέσο σημείο (CMP) μεταξύ σεισμικής πηγής-γεωφώνου και έχουν υποστεί δυναμική διόρθωση (NMO). Τελευταίο στάδιο της επεξεργασίας των αποτελεσμάτων είναι η σεισμική χωροθέτηση (Migration) δηλαδή η ανακατασκευή και σωστή τοποθέτηση των επιφανειών ανάκλασης που παρουσιάζουν κλίση σε μια τομή υπέρθεσης. Στο Σχήμα 5.1 παρατίθενται ένα συμβατικό διάγραμμα ροής επεξεργασίας των σεισμικών καταγραφών.

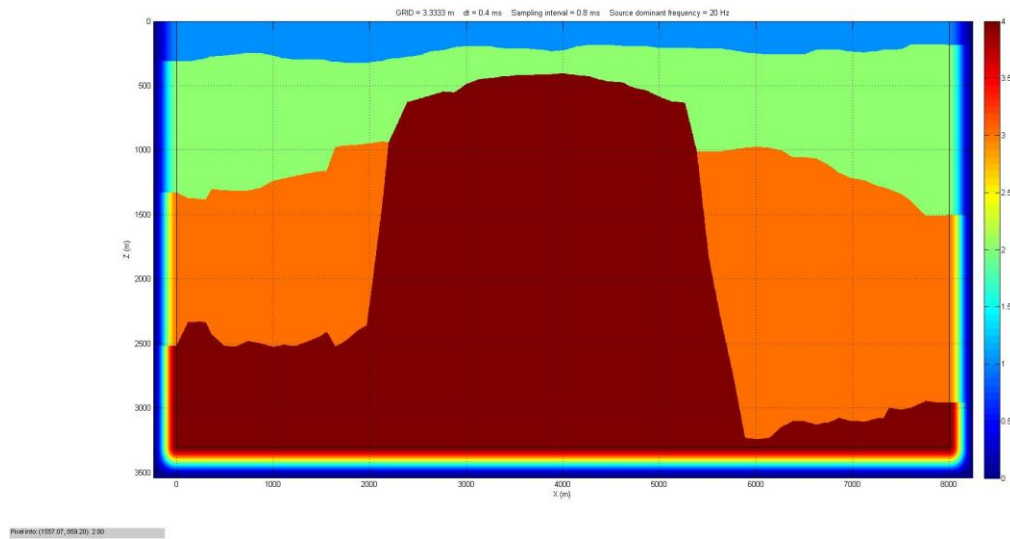


Σχήμα 5.1: Διάγραμμα ροής επεξεργασίας. (*Στην προκειμένη περίπτωση δεν έγινε ανάλυση της ταχύτητας διότι υπήρχε έτοιμο το μοντέλο ταχυτήτων V_{rms})

5.2 ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΤΗΣ ΜΕΣΗΣ ΤΕΤΡΑΓΩΝΙΚΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ

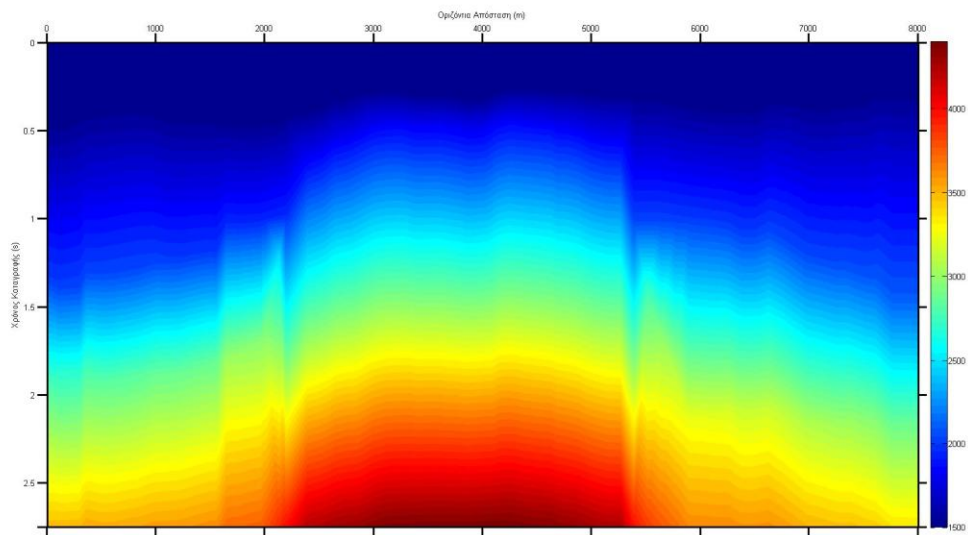
Οι τμηματικές ταχύτητες (V_{int}) έχουν οριστεί από προηγούμενες μελέτες (Σχήμα 5.2) οι οποίες χρειάζονται μαζί με τους διπλούς χρόνους διαδρομής (T_0), για τον υπολογισμό της μέσης τετραγωνικής ταχύτητας (V_{rms}), οι παραπάνω παράμετροι ορίζονται από την παρακάτω σχέση:

$$V_n = \left[\frac{\sum_{j=1}^n a_j^2 * t_j}{\sum_{j=1}^n t_j} \right]^{1/2} \quad (5.1)$$



Σχήμα 5.2: Τμηματικές ταχύτητες του μοντέλου (V_{int}) (m/s).

Οι παραπάνω παράμετροι μαζί με την οριζόντια απόσταση (x) που αντιστοιχεί για κάθε μέση τετραγωνική ταχύτητα (V_{RMS}), εισήχθησαν στο λογισμικό MatlabTM όπου εφαρμόστηκε ο αλγόριθμος *Grid Data*, η εξαγωγή των αποτελεσμάτων απεικονίζει το μοντέλο ταχυτήτων σε χρωματική κλίμακα (Σχήμα 5.3).

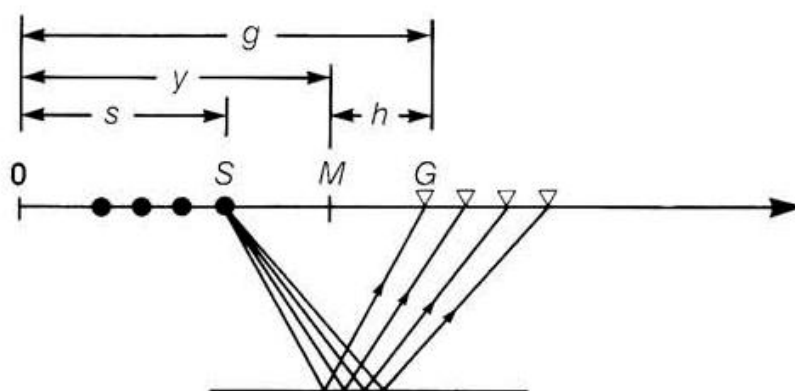


Σχήμα 5.3: Η μέση τετραγωνική ταχύτητα (V_{RMS}) (m/s) του μοντέλου μέχρι τα 2,7s.

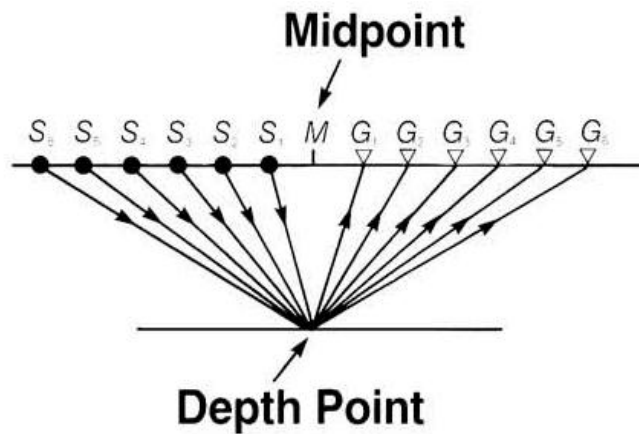
5.3 ΑΝΑΔΙΑΤΑΞΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΕ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΚΟΙΝΟΥ ΕΝΔΙΑΜΕΣΟΥ ΣΗΜΕΙΟΥ (CMP sorting)

Μετά την αρχική επεξεργασία του σήματος, τα δεδομένα μετατρέπονται από καταγραφές κοινής πηγής σε καταγραφές κοινού ενδιάμεσου σημείου. Αυτή είναι η διαλογή τύπου CMP, η οποία απαιτεί πληροφορίες από την γεωμετρία του πειράματος. Να σημειωθεί ότι ο όρος κοινού σημείου βάθους (common depth point) (CDP) συχνά χρησιμοποιεί αντί του όρου κοινού ενδιάμεσου σημείου (common midpoint) (Yilmaz, 1987).

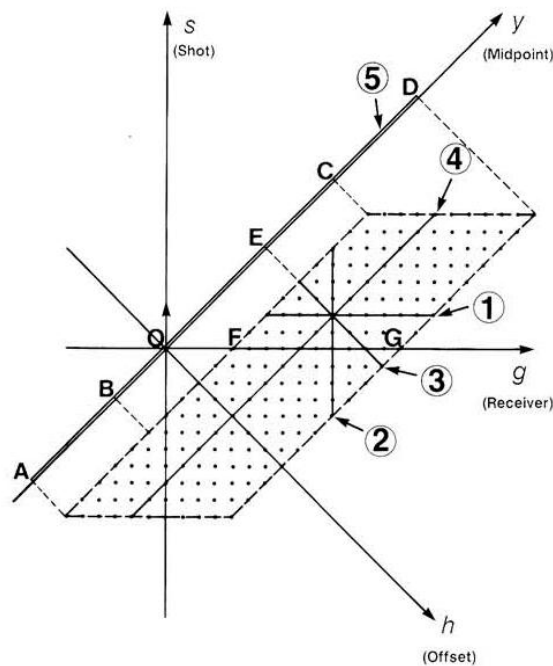
Η λήψη σεισμικών δεδομένων με πολλαπλή (multifold) κάλυψη πραγματοποιείται με τη χρήση της διάταξης κοινής πηγής (s, g). Στο Σχήμα 5.4 παρατίθεται μία σχηματική απεικόνιση της γεωμετρίας καταγραφής. Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων συνήθως εκτελείται με καταγραφές κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP gathers) (y, h). Η απαιτούμενη μετατροπή των συντεταγμένων επιτυγχάνεται μέσω της ταξινόμησης των καταγραφών κοινής πηγής σε CMP (gathers). Τα σεισμικά ίχνη από διαφορετικές καταγραφές κοινής πηγής με κοινό ενδιάμεσο σημείο ομαδοποιούνται σχηματίζοντας ένα CMP gather. Να σημειωθεί ότι ένα CDP gather είναι ανάλογο ενός CMP gather μόνο όταν οι ανακλαστήρες (reflectors) είναι οριζόντιοι και οι ταχύτητες δεν διαφέρουν οριζοντίως. Ωστόσο, όταν υφίστανται κεκλιμένοι ανακλαστήρες κάτω από την επιφάνεια, οι δύο καταγραφές δεν είναι ανάλογες και μόνο ο όρος κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP gather) θα πρέπει να χρησιμοποιηθεί.



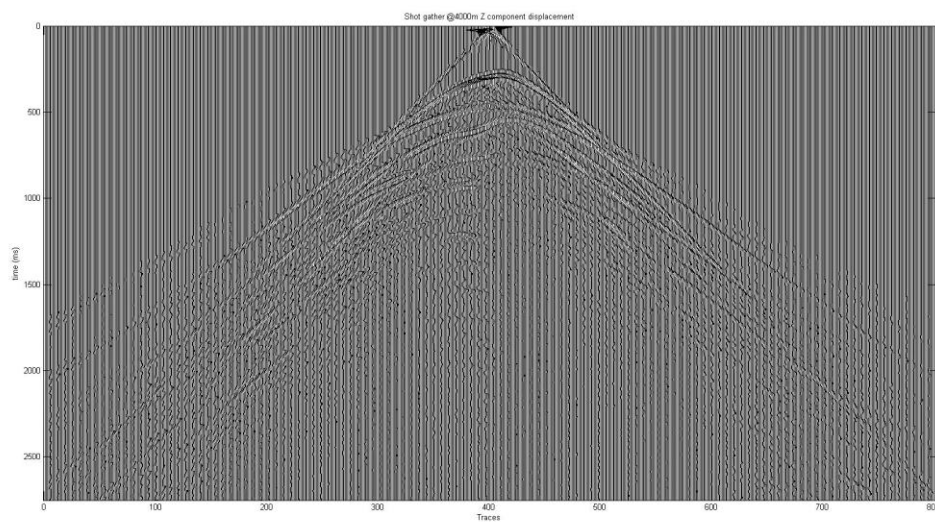
Σχήμα 5.4: Η σεισμική απόκτηση δεδομένων πραγματοποιείται στις συντεταγμένες πηγής-δέκτη (s, g). Οι σεισμικές ακτίνες που εμφανίζονται σχετίζονται με έναν επίπεδο οριζόντιο ανακλαστήρα από μια θέση πηγής S για αρκετές θέσεις δέκτη G . Οι συντεταγμένες επεξεργασίας, midpoint-(half) offset, (y, h) ορίζονται (s, g): $y = (g + s) / 2$, $h = (g - s) / 2$. Τα σημεία στον άξονα της πηγής είναι σε αντίθετη κατεύθυνση από αυτά που έχουν οριστεί.



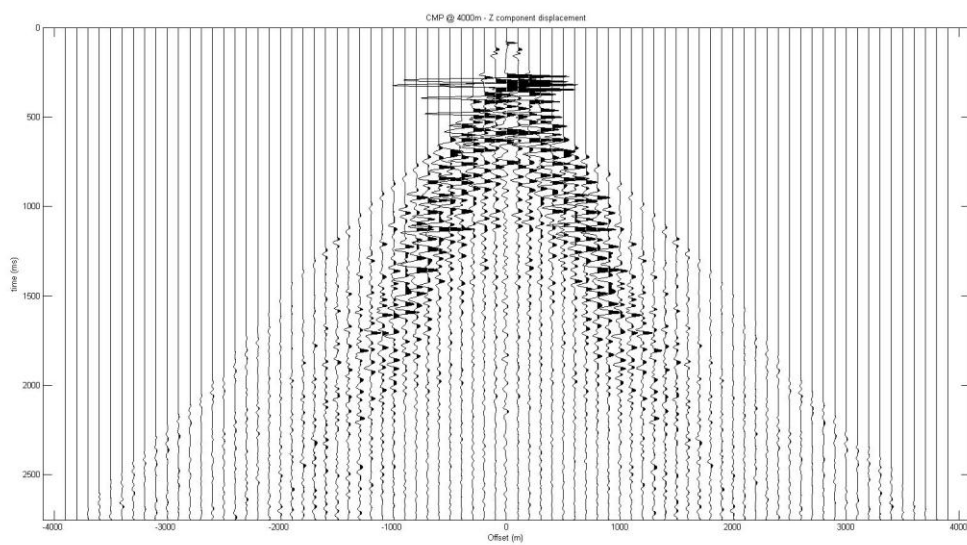
Σχήμα 5.5: Σεισμική επεξεργασία των δεδομένων διάταξης κοινού ενδιαμέσου σημείου στο χώρο οριζόντιας απόστασης πηγής - δέκτη (h) και οριζόντιας απόστασης κοινού ενδιαμέσου σημείου. Οι διαδρομές ακτινών δείχνουν να συνδέονται με ένα μόνο CMP. Μια CMP συγκέντρωση είναι ταυτόσημη με μία CDP συγκεντρωθούν αν το βάθος του σημείου ήταν σε έναν επίπεδο οριζόντιο ανακλαστήρα και αν το μέσο βρισκόταν πάνω από το οριζόντιο στρώμα.



Σχήμα 5.6: Σε ένα υποθετικό διάγραμμα στοιβάγματος (Claerbout, 1976). Κάθε κουκίδα αντιπροσωπεύει ένα μόνο σημείο με τον άξονα του χρόνου που είναι κάθετος στο επίπεδο της σελίδας. Τα shots των γεωφώνων (s, g) και τα μέσα σημεία αντιστάθμισης (y, h) υπερτίθενται των περιστρεφόμενων επιπέδων 45ο σε σχέση με το επίπεδο (s, g). Εδώ, (1) είναι ένα κοινό σημείο συγκέντρωσης, (2) είναι ένας κοινός δέκτης συγκέντρωσης, (3) είναι ένα CMP συγκέντρωσης, (4) είναι ένα κοινό τμήμα αντιστάθμισης και (5) είναι ένα τμήμα στοιβάξης CMP. Το υπόλοιπο σημειογράφημα έχει οριστεί στο κείμενο.



Σχήμα 5.7: Καταγραφή δεδομένων κοινής πηγής του μοντέλου επεξεργασίας στα 4000m.



Σχήμα 5.8: Καταγραφή κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP gather) στα 4000m.

5.4 ΚΑΝΟΝΙΚΗ ΧΡΟΝΙΚΗ ΔΙΟΡΘΩΣΗ (NMO correction)

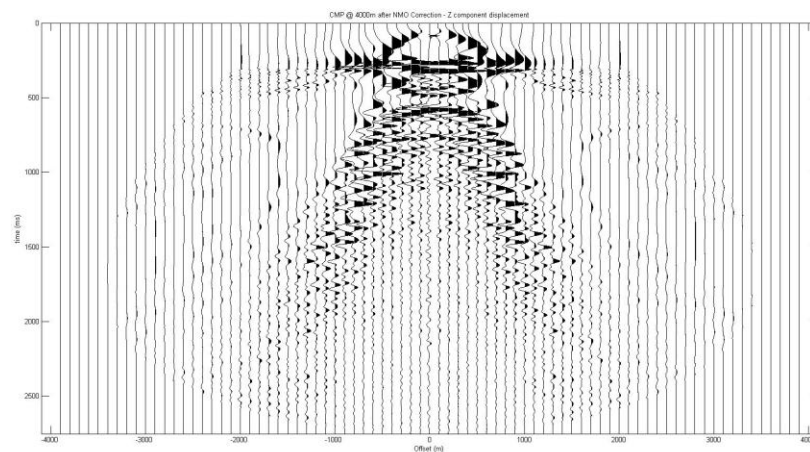
Για την εκτέλεση της δυναμικής διόρθωσης χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος $sout=nmor(s,t,x,v,dir)$; όπου:

- s : Πίνακας διάταξης κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP) για όλη την σεισμική γραμμή.
- t : Διάνυσμα χρόνου καταγραφής.
- x : Θέση για κάθε κοινό ενδιάμεσο σημείο (CMP) του πίνακα s .
- v : Πίνακας μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων (V_{rms}).
- dir : 1 Δυναμική διόρθωση / -1 Αντίστροφη δυναμική διόρθωση.

Αποτέλεσμα εξόδου:

- $sout$: Πίνακας καταγραφών κοινού ενδιάμεσου σημείου μετά την εφαρμογή της δυναμικής διόρθωσης (NMO).

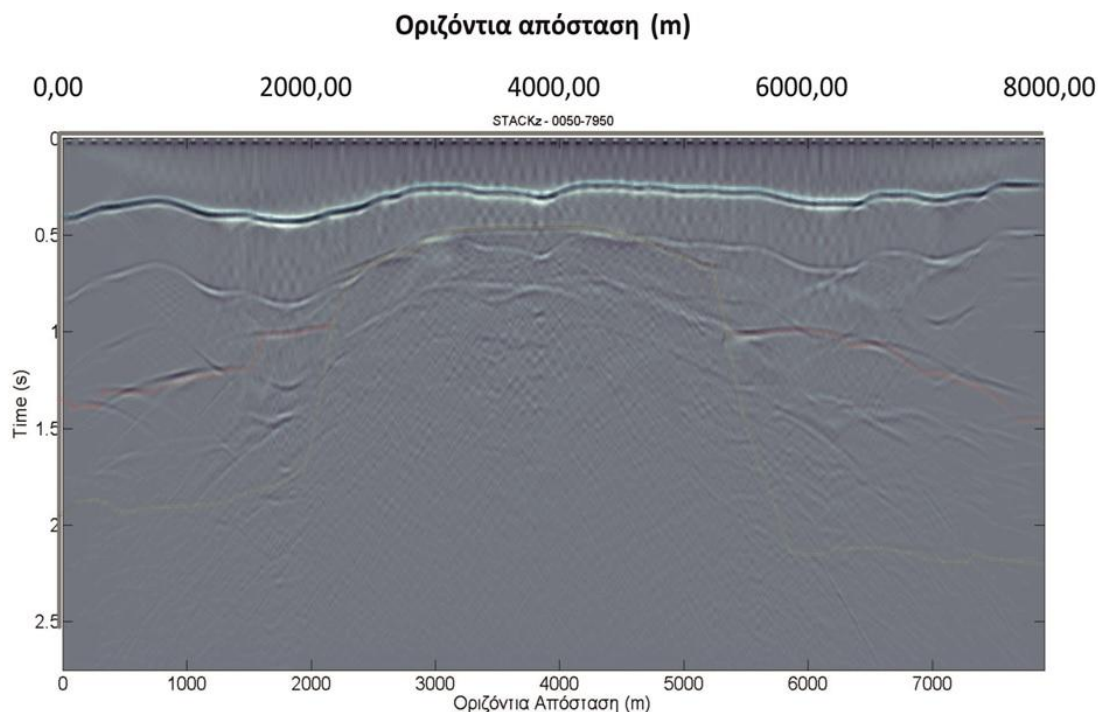
Στο Σχήμα 5.9 απεικονίζεται η δυναμική διόρθωση που έχει για την επιλεγμένη θέση κοινού ενδιάμεσου σημείου (Σχήμα 5.8) στα 4000m.



Σχήμα 5.9: Δυναμική διόρθωση (NMO correction) στα 4000m.

5.5 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΥΠΕΡΘΕΣΗ (stacking)

Μετά την δυναμική διόρθωση NMO πραγματοποιείται άθροιση των διορθωμένων σειсмоγραμμάτων που έχει ως αποτέλεσμα την σεισμική τομή υπέρθεσης (Σχήμα 5.10).



Σχήμα 5.10: Αθροισμένα σειсмоγράμματα κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP) που έχουν υποστεί δυναμική διόρθωση (NMO).

5.6 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΧΩΡΟΘΕΤΗΣΗ (migration)

Κατά την επεξεργασία της σεισμικής χωροθέτησης, έγινε η χρήση δύο βασικών αλγορίθμων στο λογισμικό Matlab^(TM), πεπερασμένων διαφορών (Finite Difference) και Kirchhoff, όπου αναλύονται παρακάτω οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν κάθε φορά.

➤ FINITE DIFFERENCE

Η εντολή η οποία χρησιμοποιήθηκε για την εκτέλεση του αλγορίθμου είναι:
`[aryin,tmig,xmig]=fd15mig(aryin,aryvel,t,x,dtau);`

Ακολούθως, παρατίθενται οι παράμετροι οι οποίοι εξετάστηκαν ενδελεχώς για την καλύτερη απεικόνιση των αποτελεσμάτων:

- *aryin*: Πίνακας αποτελεσμάτων ο οποίος έχει προέλθει από σεισμική υπέρθεση.

- *arvel*: Πίνακας ταχυτήτων rms, ίδιες διαστάσεις με τον παραπάνω πίνακα.
- *t*: Διάνυσμα χρόνου καταγραφής.
- *x*: Διάνυσμα αποστάσεων.
- *dtau*: Ένα βαθμωτό μέγεθος που υποδεικνύει το παράθυρο στο χρόνο.

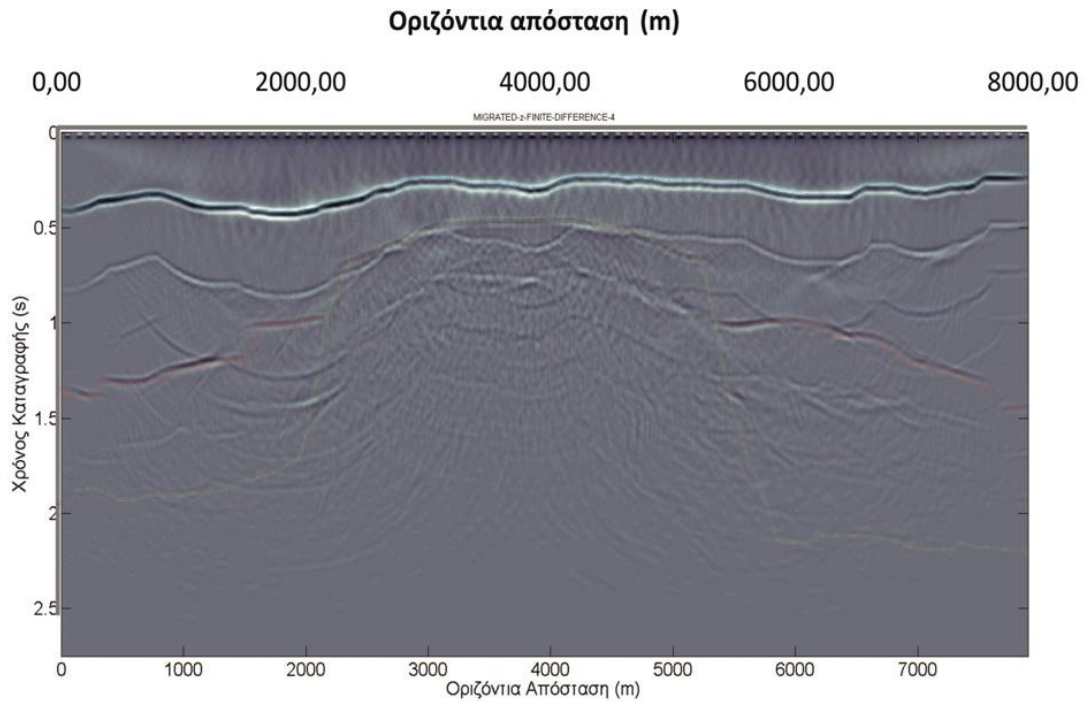
Αποτελέσματα εξόδου:

- *arymig*: Πίνακας σεισμικής χωροθέτησης.
- *tmig*: *t* συντεταγμένες των αποτελεσμάτων χωροθέτησης.
- *xmig*: *x* συντεταγμένες των αποτελεσμάτων χωροθέτησης.

Κατά την πειραματική διαδικασία πραγματοποιήθηκαν τέσσερα πειράματα (Πίνακας 4.1), το αποτέλεσμα του ενός παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.11 ενώ τα άλλα παρατίθενται στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.

	aryin	arvel	t (ms)	x(m)	dtau(ms)
Πείραμα 1	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	8
Πείραμα 2	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	4
Πείραμα 3	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	1
Πείραμα 4	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	0.5

Πίνακας 5.1: Πειραματικές δοκιμές για τον αλγόριθμο *finite difference*.



Σχήμα 5.11: Αποτέλεσμα δοκιμής 3 επεξεργασίας με την χρήση αλγορίθμου *finite difference*.

➤ **KIRCHHOFF**

Η εντολή η οποία χρησιμοποιήθηκε για την εκτέλεση του αλγορίθμου είναι:

$[aryin,tmig, xmig]=kirk_mig2(aryin,aryvel,dt,dx,params);$

Ακολούθως, παρατίθενται οι παράμετροι οι οποίοι εξετάστηκαν ενδελεχώς για την καλύτερη απεικόνιση των αποτελεσμάτων:

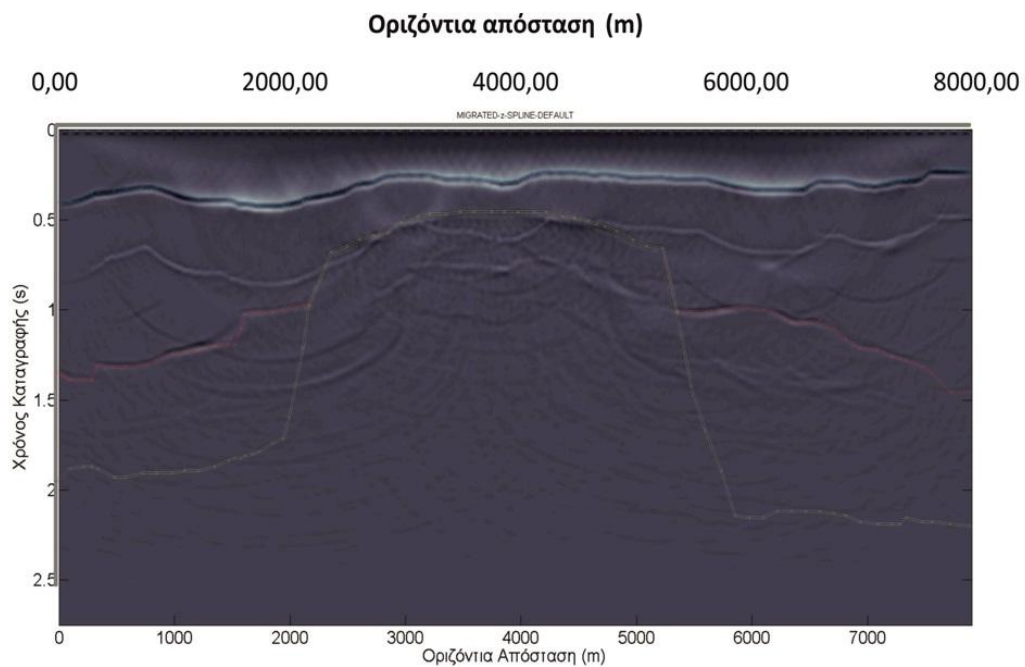
- *aryin*: Πίνακας αποτελεσμάτων ο οποίος έχει προέλθει από σεισμική υπέρθεση.
- *arvel*: Πίνακας ταχυτήτων rms, ίδιες διαστάσεις με τον παραπάνω πίνακα.
- *t*: Διάνυσμα χρόνου καταγραφής.
- *x*: Διάνυσμα αποστάσεων.
- *params*: Διάνυσμα παραμέτρων χωροθέτησης
 - params(1-3)*: Άνοιγμα χωροθέτησης και του κάθε κώνου.
 - params(4-6)*: Όριο γωνίας σε μοίρες.
 - params(7)*: Σχετικό με την παρεμβολή του δείγματος.
 - params(8-11)*: Σχετικό με το παράθυρο χωροθέτησης.
 - params(12)*: Φίλτρο για την λανθασμένη αναγνώριση της συχνότητας του σώματος.

Αποτελέσματα εξόδου:

- *arymig*: Πίνακας σεισμικής χωροθέτησης.
- *tmig*: t συντεταγμένες των αποτελεσμάτων χωροθέτησης.
- *xmig*: x συντεταγμένες των αποτελεσμάτων χωροθέτησης.

Στον πίνακα 5.2, όπως παρατηρείτε, οι δοκιμές που έλαβαν χώρα για την υλοποίηση της επεξεργασίας και παρουσίασης των αποτελεσμάτων.

Κατά την πειραματική διαδικασία πραγματοποιήθηκαν δεκαέξι πειράματα (Πίνακας 5.2), το αποτέλεσμα του ενός παρουσιάζεται στο Σχήμα 5.12 ενώ τα άλλα παρατίθενται στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.



Σχήμα 5.12: Αποτέλεσμα δοκιμής 9 επεξεργασίας με την χρήση αλγορίθμου *Kirchhoff*.

	Aryin	arvel	t(ms)	x(m)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	7900	395	1	60	9	1	2	0	2.7504	0	7950	0
2	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	7900	395	1	80	12	1	2	0	2.7504	0	7950	0
3	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	100	5	1	60	9	1	2	0	2.7504	0	7950	0
4	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	100	5	1	80	12	1	2	0	2.7504	0	7950	0
5	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	500	25	1	60	9	1	2	0	2.7504	0	7950	0
6	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	500	25	1	80	12	1	2	0	2.7504	0	7950	0
7	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	1000	50	1	60	9	1	2	0	2.7504	0	7950	0
8	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	1000	50	1	80	12	1	2	0	2.7504	0	7950	0
9	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	7900	395	1	60	9	1	3	0	2.7504	0	7950	0
10	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	7900	395	1	80	12	1	3	0	2.7504	0	7950	0
11	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	100	5	1	60	9	1	3	0	2.7504	0	7950	0
12	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	100	5	1	80	12	1	3	0	2.7504	0	7950	0
13	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	500	25	1	60	9	1	3	0	2.7504	0	7950	0
14	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	500	25	1	80	12	1	3	0	2.7504	0	7950	0
15	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	1000	50	1	60	9	1	3	0	2.7504	0	7950	0
16	Stacked Section	Velocity Analysis	0.8	5	1000	50	1	80	12	1	3	0	2.7504	0	7950	0

Πίνακας 5.2: Πειραματικές δοκιμές για τον αλγόριθμο *Kirchhoff*.

6ο ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΕΙΣ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

6.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στο Κεφάλαιο αυτό περιγράφεται το συμβατικό και μη συμβατικό πείραμα διασκοπήσεων σεισμικής ανάκλασης, ακολούθως, αξιολογείται η πειραματική διαδικασία του μη συμβατικού πειράματος που πραγματοποιήθηκε στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης και στο τέλος πραγματοποιείται αξιολόγηση των αποτελεσμάτων που προήλθαν από τα συνθετικά σεισμικά δεδομένα ανάκλασης.

6.2 ΑΝΤΙΠΑΡΑΒΟΛΗ ΣΥΜΒΑΤΙΚΟΥ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ ΚΑΙ ΑΠΟΚΤΗΣΗΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΜΕΣΩ ΤΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ

Η προσομοίωση απόκτησης των δεδομένων σεισμικής ανάκλασης πραγματοποιήθηκε στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης, στην πράξη δεν είναι εφικτό να πραγματοποιηθεί, δηλαδή σε μία σεισμική γραμμή όπως ένα τμήμα της ION-7 του πειράματος, να τοποθετηθούν σε σταθερές θέσεις κατά μήκος μεγάλο πλήθος με υδρόφωνα να πραγματοποιείται μόνο μετακίνηση της θέσεις των πηγών γι' αυτό και χαρακτηρίζεται ως μη συμβατικό πείραμα.

Στην πραγματικότητα, ένα χαρακτηριστικό πλοίο για θαλάσσιες σεισμικές έρευνες μεταφέρει ένα καλώδιο το οποίο περιέχει τους ανιχνευτές των σεισμικών κυμάτων (υδρόφωνα) και η χρησιμοποιούμενη πηγή είναι το airgun (αεροβόλο). Τόσο η πηγή, όσο και τα υδρόφωνα μετακινούνται κατά μήκος γραμμών μελέτης και ανα συγκεκριμένα διαστήματα (ισαπόστασης πηγών) πραγματοποιείται εκτόνωση της πηγής και συλλογή των σεισμικών δεδομένων. Εκτενέστερη ανάλυση γίνεται στο Κεφάλαιο 2.11.

6.3 ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗΣ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑΣ

Το πείραμα συνθετικών δεδομένων σεισμικής ανάκλασης αναφέρεται στην περιοχή του Πατραϊκού κόλπου, για ένα τμήμα της σεισμικής γραμμής ION-7 που εκτείνεται στα 8km μήκος. Ακολουθούν οι παράμετροι οι οποίοι ορίστηκαν για την εκτέλεση της πειραματικής διαδικασίας.

➤ Ισαπόσταση πηγών(m)	100
➤ Ισαπόσταση υδροφώνων (m)	10

➤ Κυρίαρχη συχνότητα πηγής(Hz)	20
➤ Διάρκεια καταγραφής(s)	2.7504
➤ Μήκος μοντέλου(m)	8000
➤ Βάθος μοντέλου(m)	3500
➤ Διάσταση πλέγματος(m)	3.333
➤ Διάστημα δειγματοληψίας(ms)	0.8
➤ Υπεδαφική κάλυψη (fold)	40

6.4 ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Μετά την προετοιμασία του πειράματος, την εκτέλεση του, την λήψη και την επεξεργασία των αποτελεσμάτων, γίνεται αξιολόγηση αυτών.

Αφού πραγματοποιηθεί η λήψη των ιχνών κοινής απόστασης πηγής της πειραματικής διαδικασίας, συλλέγονται τα σειсмоγραμμάτα κοινού ενδιαμέσου σημείου. Σε πολύπλοκες γεωλογικές τομές δεν παρατηρείται σαφής αναγνώριση των ανακλαστήρων, επίσης, τα αρχικά δεδομένα καταλαμβάνουν μεγάλο όγκο που καθιστούν αδύνατη την ερμηνεία τους.

Ακολουθεί, δυναμική διόρθωση (NMO) και άθροιση (stacking) των σεισμικών ιχνών όπου παρατηρείται τόσο ενίσχυση των πλατών των ανακλώμενων κυμάτων όσο και μείωση του όγκου των δεδομένων. Στην προκύπτουσα σεισμική τομή απεικονίζονται οι κύριοι ανακλαστήρες στην περίπτωση που είναι σχεδόν οριζόντιοι. Για πολύπλοκες γεωλογικές συνθήκες απαιτείται η περαιτέρω επεξεργασία με την μέθοδο σεισμικής χωροθέτησης (migration). Δεν αποκλείεται όμως η εφαρμογή της και πριν την υπέρθεση (pre-stack migration). Αυτό συμβαίνει σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο και σύνθετη γεωλογία καθώς η υπέρθεση εξομαλύνει και κάποιες φορές καταστρέφει αρκετές πληροφορίες. Όταν η χωροθέτηση χρησιμοποιείται πριν την υπέρθεση, απαιτείται μεγαλύτερος υπολογιστικός χρόνος.

Στην σεισμική χωροθέτηση γίνεται ανακατασκευή και σωστή τοποθέτηση των επιφανειών ανάκλασης που παρουσιάζουν κλίση (dipping seismic events) σε μία τομή υπέρθεσης, έτσι λοιπόν, καθιστά τη σεισμική τομή συγκρίσιμη με την αντίστοιχη γεωλογική. Κατά την διάρκεια εφαρμογής της σεισμικής χωροθέτησης, εξετάστηκαν δύο μέθοδοι χωροθέτησης, αυτή του Kirchhoff και αυτή των Πεπερασμένων Διαφορών (Finite Diferrence), όπου η μέθοδος η οποία έδειξε την σεισμική τομή να είναι σχεδόν ταυτόσημη με την γεωλογική τομή είναι η μέθοδος των Πεπερασμένων Διαφορών.

6.5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Παρακάτω παρουσιάζονται τα συμπεράσματα που προκύπτουν από την παρούσα διπλωματική εργασία, ενώ παράλληλα γίνεται αναφορά και σε μελλοντικές προτάσεις για την ανάπτυξη των συνθετικών δεδομένων ανάκλασης.

Συμπεράσματα από την δημιουργία και επεξεργασία συνθετικών δεδομένων σεισμικής ανάλυσης στο λογισμικό Matlab^(TM).

- Στην απόκτηση συνθετικών δεδομένων το πρόγραμμα δεν δίνει την δυνατότητα για ρεαλιστική αναπαράσταση της διαδικασίας.
- Μεγάλος υπολογιστικός χρόνος όπου αντιμετωπίστηκε με το να τρέχουμε ομάδες πηγών σε διαφορετικά παράθυρα Matlab.
- Δεν δίνεται η δυνατότητα να μπαίνουν οι δέκτες και οι πηγές σε ανάγλυφο.
- Στις καταγραφές κοινής απόστασης πηγής – δέκτη (*Common Offset*) δεν είναι ευδιάκριτοι οι ανακλαστήρες, παρατηρούνται πολλαπλές ανακλάσεις από την διεπιφάνεια του θαλασσινού νερού.
- Στην σεισμική τομή υπέρθεσης εμφανίζεται ελαφρώς ο δεύτερος ανακλαστήρας και αμυδρά ο τρίτος στα 6000m - 7500m του μοντέλου αλλά εξακολουθούν να φαίνονται οι πολλαπλές ανακλάσεις.
- Η μέθοδος χωροθέτησης που αναπαράγει καλύτερα το μοντέλο είναι η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών.

Για περιοχή Ιονίου:

- Έντονες τεκτονικές κινήσεις.
- Σύνθετη μορφολογία υπεδάφους: φαινόμενα διαπυρισμού, ρήγματα.
- Η μεθοδολογία που εξετάστηκε ενδείκνυται για την απεικόνιση πολύπλοκων υπεδαφικών δομών όπως αυτή της περιοχής του Ιονίου.

Μελλοντικές Προτάσεις.

- Μεγαλύτερη συχνότητα από 20Hz σε 50Hz.
- Να εξετασθούν τα συνθετικά δεδομένα με θόρυβο.
- Αλλαγή τρόπου απόκτησης δεδομένων π.χ.: πύκνωση πηγών (50m).
- Ανάπτυξη μεθοδολογίας απόσβεσης πολλαπλών ανακλάσεων.
- Να εξετασθούν τα συνθετικά δεδομένα με μεγαλύτερο χρόνο καταγραφής.

- Ανάλυση ταχυτήτων.
- Να πραγματοποιηθεί σεισμική χωροθέτηση (migration) πριν την υπέρθεση (stacking).
- Τα συνθετικά δεδομένα να αποθηκεύονται σε αρχεία κατάλληλα αποθήκευσης σεισμικών δεδομένων π.χ.:SGY.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Βαφείδης Α., 1993, Εφαρμοσμένη Γεωφυσική Ι - Σεισμικές μέθοδοι, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων.
2. Γεωργιά Κ. Θ., 1998, Συμβολή της σεισμικής ανάκλασης στην επίλυση υδρογεωλογικών προβλημάτων, Μεταπτυχιακή εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης.
3. Birch, Francis (July 1961). "The velocity of Compressional Waves in Rocks to 10 kilobars. Part 2". Journal of Geophysical Research.
4. Clayton R. and Engquist B., 1977, Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations, Bull. Seism. Soc. Am., v. 67, pp. 1529-1540.
5. Cordier J.-P., Velocities in Reflection Seismology, Seismic reflection method.
6. Dai N., Vafidis A., Kanasevich E., 1994, Composite Absorbing Boundaries for the Numerical Simulation of Seismic Waves, Bulletin of the Seismological Society of America, v. 84, No 1. pp. 185-191
7. Fitch A. A., 1983, Developments in Geophysical Exploration Methods –1, Developments Series.
8. Garry F. Margrave, 2006, Numerical Methods of Exploration Seismology with algorithms in Matlab.
9. Griffiths D. H. and King R. F, 1981, Applied Geophysics for Geologists and Engineers, Pergamon International Library of Science, Technology, Engineering and Social Studies, Publisher Robert Maxwell M.C.
10. Κατσικάτσου .Χ. Γεωργίου 1992, Γεωλογία της Ελλάδας
11. Kelly K. R., Ward R. W., Treitel S. and Alford R. M., 1976, Synthetics seismograms: A finite difference approach: Geophysics, 41, 2-27.
12. Κόκκινου Ε., 1998, Εφαρμογή της σεισμικής τομογραφίας σε θαλάσσια δεδομένα στο Ιόνιο, Μεταπτυχιακή εργασία, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολ. Κρήτης.
13. Κόκκινου Ε., 2002, Επεξεργασία και ερμηνεία θαλάσσιων σεισμικών καταγραφών ανάκλασης στην περιοχή του Ιονίου, Διδακτορική διατριβή, Πολ. Κρήτης.
14. Lax P. and B. Wendroff, 1964, Difference schemes for hyperbolic equation with high order accuracy, Comm. in Pure and Applied Math, v. 17. p.381-398.
15. MacCormack Z. W., 1971, Numerical solution of the interaction of a shock wave with a laminar boundary layer, Proceedings of the second international Conference on Numerical Methods in Fluid Dynamics, (ed. M. Holt) Lecture notes in Physics, v. 8, Springer-Verlag.
16. Μουντράκης .Μ. Δημοσθένης, 1985, Γεωλογία της Ελλάδας, University studio press.
17. Μπραουδάκη Γ. Καλλιόπη, 2004, Σεισμικά Ανάκλασης στο Ιόνιο, Διπλωματική εργασία, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολ. Κρήτης.

18. Παπαζάχος Β.Κ., 1986, Εισαγωγή στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
19. Sodbinow E. S. 1989, Stacking, Filtering, and Display, Exploration Geophysics. GP 406.
20. Robinson E, A., 1983, Migration of Geophysical data, Seismic waves.
21. Sheriff R. E., 1978, A first course in geophysical exploration and interpretation, D. Reidel Publishing company, Dordrecht/Boston/Lancaster.
22. Sheriff R. E. and Geldart L. P., 1995, Exploration seismology. Cambridge Univ. Press.
23. Smith W. D., 1974, A non reflecting plane boundary for wave propagation problems, J. Comp. Phys., v. 15, 492-508.
24. Van Nostrand R., 1984, Seismic filtering, Seismic pro.
25. Vafidis A., 1988, Supercomputer Finite Difference Methods for Seismic Wave Propagation, University of Alberta.
26. Yilmaz O., 1987, Seismic data processing Society of Exploration Geophysicists.