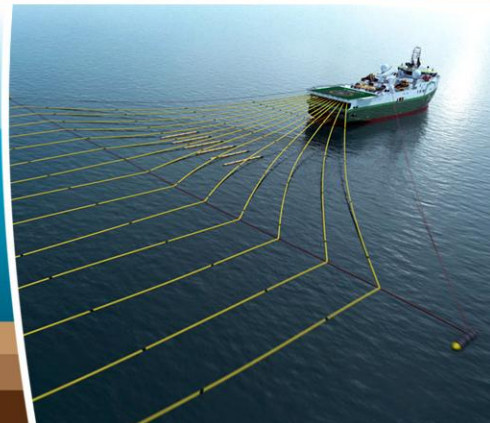
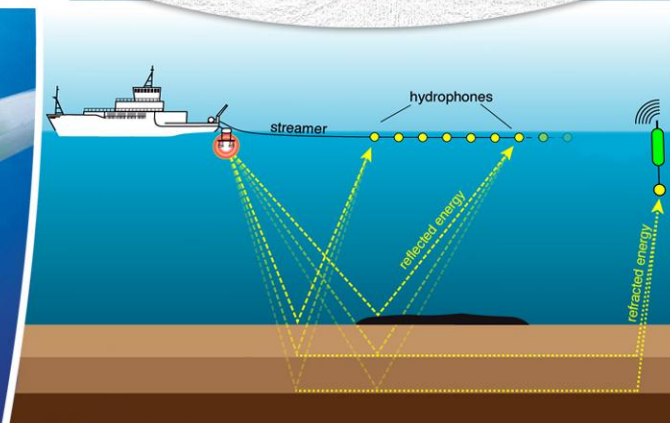
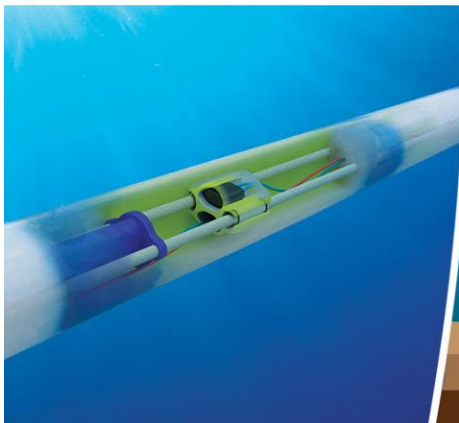


24766 24903 25040 25177 25314 25451 25588 25725 25862 25999 26136 26273 26410 26547 26684 26821 26958 27095 27232 27369 27506 27643 27780 28054 28191 28328 28465 28602 28739 28876 29013 29150 29287 29424 29561 29698 29835 29972 30109 30246 30383 30520 30657 30794 30931 31068 31205 31342 31479 31616 31753 31890 32027 32164 32301 32438 32575 32712 32849 32986 33123 33260 33397 33534 33671 33808 33945 34082 34219 34356 34493 34630 34767 34904 35041 35178 35315 35452 35589 35726 35863 35999 36136 36273 36410 36547 36684 36821 36958 37095 37232 37369 37506 37643 37780 38054 38191 38328 38465 38602 38739 38876 39013 39150 39287 39424 39561 39698 39835 39972 40109 40246 40383 40520 40657 40794 40931 41068 41205 41342 41479 41616 41753 41890 42027 42164 42301 42438 42575 42712 42849 42986 43123 43260 43397 43534 43671 43808 43945 44082 44219 44356 44493 44630 44767 44904 45041 45178 45315 45452 45589 45726 45863 45999 46136 46273 46410 46547 46684 46821 46958 47095 47232 47369 47506 47643 47780 48054 48191 48328 48465 48602 48739 48876 49013 49150 49287 49424 49561 49698 49835 49972 50109 50246 50383 50520 50657 50794 50931 51068 51205 51342 51479 51616 51753 51890 52027 52164 52301 52438 52575 52712 52849 52986 53123 53260 53397 53534 53671 53808 53945 54082 54219 54356 54493 54630 54767 54904 55041 55178 55315 55452 55589 55726 55863 55999 56136 56273 56410 56547 56684 56821 56958 57095 57232 57369 57506 57643 57780 58054 58191 58328 58465 58602 58739 58876 59013 59150 59287 59424 59561 59698 59835 59972 60109 60246 60383 60520 60657 60794 60931 61068 61205 61342 61479 61616 61753 61890 62027 62164 62301 62438 62575 62712 62849 62986 63123 63260 63397 63534 63671 63808 63945 64082 64219 64356 64493 64630 64767 64904 65041 65178 65315 65452 65589 65726 65863 65999 66136 66273 66410 66547 66684 66821 66958 67095 67232 67369 67506 67643 67780 68054 68191 68328 68465 68602 68739 68876 69013 69150 69287 69424 69561 69698 69835 69972 70109 70246 70383 70520 70657 70794 70931 71068 71205 71342 71479 71616 71753 71890 72027 72164 72301 72438 72575 72712 72849 72986 73123 73260 73397 73534 73671 73808 73945 74082 74219 74356 74493 74630 74767 74904 75041 75178 75315 75452 75589 75726 75863 75999 76136 76273 76410 76547 76684 76821 76958 77095 77232 77369 77506 77643 77780 78054 78191 78328 78465 78602 78739 78876 79013 79150 79287 79424 79561 79698 79835 79972 80109 80246 80383 80520 80657 80794 80931 81068 81205 81342 81479 81616 81753 81890 82027 82164 82301 82438 82575 82712 82849 82986 83123 83260 83397 83534 83671 83808 83945 84082 84219 84356 84493 84630 84767 84904 85041 85178 85315 85452 85589 85726 85863 85999 86136 86273 86410 86547 86684 86821 86958 87095 87232 87369 87506 87643 87780 88054 88191 88328 88465 88602 88739 88876 89013 89150 89287 89424 89561 89698 89835 89972 90109 90246 90383 90520 90657 90794 90931 91068 91205 91342 91479 91616 91753 91890 92027 92164 92301 92438 92575 92712 92849 92986 93123 93260 93397 93534 93671 93808 93945 94082 94219 94356 94493 94630 94767 94904 95041 95178 95315 95452 95589 95726 95863 95999 96136 96273 96410 96547 96684 96821 96958 97095 97232 97369 97506 97643 97780 98054 98191 98328 98465 98602 98739 98876 99013 99150 99287 99424 99561 99698 99835 99972

**ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ**  
**ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ**



**«Επεξεργασία των πρωτογενών δεδομένων σεισμικής  
ανάκλασης από τη θαλάσσια περιοχή του Νοτίου Αιγαίου  
με τη μέθοδο της σεισμικής χωροθέτησης»**

Μεταπτυχιακή διατριβή

**Μαρία Α. Γιαλιτάκη**  
Διπλ. Μηχανικός Ορυκτών Πόρων

**Εξεταστική επιτροπή:**  
Αντώνιος Βαφείδης, Καθηγητής (επιβλέπων)  
Παντελής Σουπιός, Καθηγητής  
Μάρκος Λουκογιαννάκης, Δρ. Γεωφυσικός

**Χανιά**  
**Οκτώβριος, 2015**

Αφιερώνεται στους  
Μιχάλη Α. Γιαλιτάκη  
Δημήτρη Χ. Βαρδαλαχάκη

Το γνωστικό αντικείμενο της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής είναι η επεξεργασία πρωτογενών δεδομένων σεισμικής ανάκλασης με διάφορες τεχνικές σεισμικής χωροθέτησης, όπως η χωροθέτηση Kirchhoff και η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών.

Για την επεξεργασία επιλέχθηκαν δεδομένα από τμήμα υπάρχουσας σεισμικής γραμμής, της AEG-1, η οποία βρίσκεται στη θαλάσσια περιοχή του Νοτίου Αιγαίου. Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε στο πρόγραμμα Paradigm® 14.1 στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής της Σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης.

Πριν τη εφαρμογή της σεισμικής χωροθέτησης χρησιμοποιήθηκαν μέθοδοι επεξεργασίας των καταγραφών για τη μείωση του υψίσυχνου θορύβου, ανάλυση ταχυτήτων, ενίσχυση του πλάτους των ανακλώμενων κυμάτων (διόρθωση γεωμετρικής διασποράς), απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων, μείωση της διάρκειας της κυματομορφής της πηγής των ανακλώμενων κυμάτων (αποσυνέλιξη) και δυναμική διόρθωση των χρόνων διαδρομής λόγω της επίδρασης της οριζόντιας απόστασης πηγής - υδροφώνου. Τέλος, κατασκευάστηκε η σεισμική τομή υπέρθεσης στην οποία εφαρμόστηκε χωροθέτηση. Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε μελέτη των παραμέτρων των μεθόδων χωροθέτησης κατά Kirchhoff και πεπερασμένων διαφορών (στον χώρο  $f-x$ ) και σύγκριση των χωροθετημένων τομών.

Σκοπός της παραπάνω επεξεργασίας είναι η απεικόνιση της γεωλογικής δομής του υπεδάφους της προαναφερθείσας θαλάσσιας περιοχής. Από τη χωροθετημένη τομή προέκυψε ότι το υπέδαφος στην περιοχή αυτή συνίσταται από α) τη βασική ακολουθία η οποία αποτελείται από ανθρακικά πετρώματα ηλικίας Άνω Τριαδικού - Κάτω Ιουρασικού μεταμορφωμένα (μάρμαρα) σε συνθήκες υψηλών πιέσεων και χαμηλών θερμοκρασιών, τα οποία υπερκαλύπτονται από μετα-φλύσχη ηλικίας Τριτογενούς, επίσης μεταμορφωμένο σε συνθήκες υψηλών πιέσεων και χαμηλών θερμοκρασιών, β) τη γλαυκοφανιτική σειρά η οποία βρίσκεται ως τεκτονικό κάλυμμα πάνω στη βασική αυτόχθονη ακολουθία των μαρμάρων και αποτελείται από γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους, μεταβασίτες, μετα-ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα, μεταπηλίτες και παλαιοζωικούς γνεύσιους, γ) την ανώτερη τεκτονική ακολουθία που τοποθετείται ως τεκτονικό κάλυμμα πάνω στη δεύτερη κατώτερη ακολουθία και αποτελείται από ηφαιστειοκλαστικά πετρώματα Περμιο-Τριαδικού,

ανθρακικά πετρώματα Άνω Τριαδικού - Ιουρασικού, υπολείμματα οφιολιθικών πετρωμάτων με Άνω-Κρητιδικούς ασβεστολίθους, γνευσιακά και αμφιβολιτικά πετρώματα υποβάθρου, δ) ιζηματογενή πετρώματα του Νεογενούς, ε) ιζήματα Τεταρτογενούς και στ) πρόσφατα ιζήματα αποτεθειμένα σε ήρεμο αποθετικό περιβάλλον.



The topic of the hereof MSc. thesis is the seismic-reflection raw data processing with various seismic-migration methods, such as Kirchhoff Migration and Finite-Difference Migration.

Data from a part of the existing AEG-1 seismic line, located in the marine area of the South Aegean, was selected for this processing. The processing of the seismic data was realized in a Seismic Processing and Imaging Software by Paradigm (Paradigm® 14.1) in the Laboratory of Applied Geophysics of the Technical University of Crete.

Prior to the seismic-migration application, trace-processing methods such as band-limited noise suppression, velocity analysis, gain (spherical divergence correction), slant-stack domain multiple suppression, zero-phase deconvolution, Normal Moveout (NMO) correction and stacking were used. Next, the parameters of Kirchhoff and finite-difference migration (f-x) were studied. Finally, the migrated sections were compared.

The purpose of the above processing is the depiction of the geological subsurface structure of the aforementioned marine area. Taking the migrated section into account, it can be concluded that the subsurface in this particular area consists of a) the basic sequence which is composed of high-pressure/low-temperature metamorphic carbonate rocks (marbles) of the Upper Triassic - Lower Jurassic overcovered with high-pressure/low-temperature metamorphic meta-flysch of the Tertiary, b) the glaucophane series which lies as nappe on the basic autochthonous sequence of marbles and is comprised of glaucophane schists, metabasites, meta-volcano-sedimentary rocks, metapelites and Palaeozoic gneisses, c) the upper tectonic sequence which is placed as nappe on the second lower sequence and consists of volcanoclastic rocks of the Permian - Triassic, carbonate rocks of the Upper Triassic - Jurassic, residues of ophiolitic rocks with limestones of the Upper Cretaceous, gneiss and amphibolite substratum rocks, d) sedimentary rocks of the Neogene, e) sediments of the Quaternary and f) recent sediments deposited in a quiet depositional environment.

Η σεισμική ανάκλαση έχει καθιερωθεί σαν η πλέον αξιόπιστη γεωφυσική μέθοδος αναζήτησης υδρογονανθράκων. Μπορεί να απεικονίσει γεωλογικούς σχηματισμούς στο υπέδαφος με καλή ακρίβεια και σε βάθος μερικών χιλιομέτρων. Η παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή εντάσσεται στα πλαίσια των δραστηριοτήτων του τομέα «Ανίχνευση και Εντοπισμός Ορυκτών Πόρων» και αξιοποιεί την παραπάνω μέθοδο.

Η ολοκλήρωση της παρούσας διατριβής δεν θα ήταν εφικτή χωρίς τη συνεργασία κάποιων ανθρώπων, οι οποίοι βοήθησαν στις διάφορες φάσεις της. Αρχικά, θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές ευχαριστίες μου στον επιβλέποντα καθηγητή, κ. Αντώνιο Βαφείδη, για τη συνεχή καθοδήγηση, επίβλεψη και συνεργασία κατά τη διάρκεια της επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων και της συγγραφής.

Παράλληλα, θα ήθελα να ευχαριστήσω τα μέλη της εξεταστικής επιτροπής, καθηγητή κ. Παντελή Σουπιό και Δρ. Μάρκο Λουκογιαννάκη, για τις εύστοχες παρατηρήσεις τους και για τον χρόνο που διέθεσαν.

Ευχαριστίες επίσης οφείλονται στον Δρ. Γεώργιο Κρητικάκη για τις πολύτιμες συμβουλές, τα εποικοδομητικά σχόλια και τη συνεχή παρακολούθηση της εξέλιξης της διατριβής. Ευχαριστώ επίσης τον κ. Νίκο Ανδρονικίδη, του οποίου η βοήθεια ήταν σημαντική στο στάδιο της ανάλυσης ταχυτήτων. Επιπροσθέτως, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή κ. Εμμανουήλ Μανούτσογλου, του οποίου η συμβολή ήταν πολύτιμη στη φάση της γεωλογικής ερμηνείας της χωροθετημένης σεισμικής τομής.

Ιδιαίτερα ευχαριστώ την ΕΛ.ΠΕ. Α.Ε. για τη διάθεση των σεισμικών δεδομένων καθώς επίσης και την Paradigm® για την παραχώρηση του λογισμικού.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τους γονείς μου για τη συνεχή ηθική και υλική στήριξη.

Μαρία Α. Γιαλιτάκη

Χανιά, 2015

Περίληψη.....	ii
Abstract.....	iv
Πρόλογος.....	v
Κατάλογος σχημάτων.....	ix
Δομή μεταπτυχιακής διατριβής.....	xv

## **Κεφάλαιο 1: Βασικές έννοιες σεισμικής έρευνας, δεδομένα και γεωλογία**

1.1 Εισαγωγή.....	1
1.2 Ελαστικά κύματα.....	1
1.3 Εξασθένηση σεισμικών κυμάτων.....	2
1.4 Αρχές διάδοσης ελαστικών κυμάτων.....	3
1.5 Περίθλαση.....	4
1.6 Θαλάσσιες σεισμικές πηγές.....	5
1.7 Υδρόφωνα.....	6
1.8 Θαλάσσιες σεισμικές έρευνες.....	7
1.9 Διάταξη σεισμικής ανάκλασης.....	9
1.10 Περιγραφή σεισμικών δεδομένων.....	10
1.11 Γεωλογία του Νοτίου Αιγαίου.....	11

## **Κεφάλαιο 2: Θεωρία μεθόδων επεξεργασίας**

2.1 Εισαγωγή.....	15
2.2 Εξάλειψη θορύβου περιορισμένου εύρους ζώνης.....	15
2.3 Ανάλυση ταχυτήτων.....	15
2.4 Διόρθωση γεωμετρικής διασποράς.....	18
2.5 Απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων στον χώρο tau-p.....	21

2.5.1 Ο βασικός αλγόριθμος.....	22
2.5.2 Κατασκευή πλάγιας υπέρθεσης.....	23
2.5.3 Φίλτρο ταχυτήτων για καμπύλες $\tau(p)$ υπερβολικού τύπου.....	24
2.5.4 Πλεονεκτήματα του HVF.....	27
2.6 Θεωρία της αποσυνέλιξης.....	29
2.6.1 Συνέλιξη.....	29
2.6.2 Συσχέτιση.....	30
2.6.3 Αποσυνέλιξη.....	31
2.7 Δυναμική διόρθωση.....	35
2.8 Σεισμική υπέρθεση.....	38
2.9 Σεισμική χωροθέτηση.....	38
2.9.1 Χωροθέτηση Kirchhoff.....	41
2.9.2 Χωροθέτηση με τη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών.....	44

### **Κεφάλαιο 3: Επεξεργασία σεισμικών δεδομένων**

3.1 Εισαγωγή.....	55
3.2 Εισαγωγή σεισμικών δεδομένων.....	55
3.3 Μεταφορά της γεωμετρίας στις επικεφαλίδες.....	57
3.4 Διάγραμμα ροής και απεικόνιση δεδομένων.....	58
3.5 Εξάλειψη θορύβου περιορισμένου εύρους ζώνης.....	62
3.6 Ανάλυση ταχυτήτων.....	62
3.7 Διόρθωση γεωμετρικής διασποράς.....	64
3.8 Απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων στον χώρο $\tau$ - $p$ .....	64
3.9 Αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης.....	65
3.10 Δυναμική διόρθωση.....	69
3.11 Σεισμική υπέρθεση.....	69
3.12 Σεισμική χωροθέτηση.....	72
3.12.1 Χωροθέτηση Kirchhoff.....	72

3.12.2 Χωροθέτηση με τη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών.....	72
---	----

## **Κεφάλαιο 4: Συμπεράσματα - Ερμηνεία**

Συμπεράσματα - Ερμηνεία.....	84
------------------------------	----

<b>Βιβλιογραφία.....</b>	<b>90</b>
--------------------------	-----------

<b>Παράρτημα.....</b>	<b>94</b>
-----------------------	-----------



## Κατάλογος σχημάτων

---

	Σελ.
Σχήμα 1.1: Μέτωπο κύματος και σεισμική ακτίνα (Αποστολόπουλος, 2013)	3
Σχήμα 1.2: Περίθλαση (Αποστολόπουλος, 2013)	4
Σχήμα 1.3: (a) Αεροβόλο και (b) Υδροβόλο (Βαφείδης, 2011)	6
Σχήμα 1.4: Streamer ( <a href="https://www.geoexpro.com">https://www.geoexpro.com</a> )	7
Σχήμα 1.5: Πλοίο που σύρει συστοιχίες αεροβόλων και σεισμικό καλώδιο ( <a href="http://www.dwtship.com">http://www.dwtship.com</a> )	7
Σχήμα 1.6: Πλοίο για θαλάσσιες σεισμικές έρευνες (Sheriff, 1978)	8
Σχήμα 1.7: Κοινό ενδιάμεσο σημείο και κοινό σημείο βάθους ( <a href="http://walrus.wr.usgs.gov">http://walrus.wr.usgs.gov</a> )	9
Σχήμα 1.8: Θαλάσσια σεισμική γραμμή AEG-1. Με λευκό χρώμα απεικονίζεται το τμήμα της γραμμής που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή.	10
Σχήμα 1.9: Γεωμετρία της σεισμικής γραμμής AEG-1	11
Σχήμα 1.10: Τα βασικά στοιχεία του ελληνικού τόξου· η πρόταφρος (ή ελληνική τάφρος), το νησιωτικό τόξο, η οπισθόταφρος και το ηφαιστειακό τόξο	12
Σχήμα 2.1: Διάγραμμα συνάφειας (semblance) για συγκεκριμένο CMP (Αποστολόπουλος, 2013)	17
Σχήμα 2.2: Εξάρτηση της έντασης της ενέργειας από την απόσταση	20
Σχήμα 2.3: Μετατροπή από τον χώρο t-x στον χώρο tau-p (Donati and Martin, 1995)	24
Σχήμα 2.4: Μια υπερβολική καμπύλη στον χώρο t-x απεικονίζεται ως ελλειπτική στον χώρο t-p (Yilmaz, 1987)	24

Σχήμα 2.5: (a) Απεικόνιση στον χώρο tau-p ενός ίχνους από συνθετική καταγραφή και (b) Απεικόνιση του ίδιου ίχνους στον χώρο tau-p μετά την εφαρμογή του φίλτρου HVF (Mitchell and Kelamis, 1990)	25
Σχήμα 2.6: (a) Γεγονός με μορφή καμπύλης υπερβολικού τύπου (single hyperbolic event), (b) Πλάγια υπέρθεση ιχνών, επιλεγμένων από το Σχήμα a. Χρησιμοποιήθηκε βήμα 15 ιχνών, (c) Πλάγια υπέρθεση με HVF χρησιμοποιώντας το $\pm 30\%$ της ταχύτητας υπέρθεσης και (d) Πλάγια υπέρθεση με HVF χρησιμοποιώντας το $\pm 15\%$ της ταχύτητας υπέρθεσης (Mitchell and Kelamis, 1990).	26
Σχήμα 2.7: (a) Καταγραφή CMP δεδομένων πεδίου με μη συναφή θόρυβο και (b) Πλάγια υπέρθεση με HVF του a. Η βελτίωση του λόγου S/N είναι εμφανής (Mitchell and Kelamis, 1990).	27
Σχήμα 2.8: (a) Συνθετική καταγραφή με δύο κύριες ανακλάσεις και πολλαπλές ανακλάσεις που δημιουργούνται μέσα στο πρώτο στρώμα, (b) Πλάγια υπέρθεση του a, (c) Πλάγια υπέρθεση με HVF του a. Παρατηρείται μείωση της ενέργειας των πολλαπλών ανακλάσεων (Mitchell and Kelamis, 1990).	28
Σχήμα 2.9: Συσχέτιση κυματιδίου 1 (2, 1, -1, 0, 0) και κυματιδίου 2 (0, 0, 2, 1, -1) [Yilmaz, 1987]	30
Σχήμα 2.10: Σεισμική τομή υπέρθεσης (a) χωρίς την εφαρμογή της αποσυνέλιξης και (b) μετά την εφαρμογή της αποσυνέλιξης (Yilmaz, 1987)	31
Σχήμα 2.11: Βήματα εφαρμογής της αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης στον χώρο της συχνότητας	33
Σχήμα 2.12: Βήματα εφαρμογής της αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης στον χώρο του χρόνου	33
Σχήμα 2.13: Ο ανακλαστήρας C'D' της τομής b όταν χωροθετείται μικραίνει, η κλίση του γίνεται πιο απότομη και μετακινείται ρηχότερα, όπως φαίνεται στην τομή a (Yilmaz, 1987).	39
Σχήμα 2.14: (a) Τομή υπέρθεσης και (b) η ίδια τομή μετά την εφαρμογή της χωροθέτησης (Yilmaz, 1987).	39

Σχήμα 2.15: Τα τοξοειδή (bowties) στην τομή υπέρθεσης a μετατρέπονται σε σύγκλινα στην τομή b (Yilmaz, 1987).	40
Σχήμα 2.16: Χωροθέτηση Kirchhoff με ταχύτητα μεγαλύτερη από την πραγματική ταχύτητα του μέσου (υπερχωροθέτηση) [Yilmaz, 1987]	43
Σχήμα 2.17: Χωροθέτηση Kirchhoff με ταχύτητα μικρότερη από την πραγματική ταχύτητα του μέσου (υποχωροθέτηση) [Yilmaz, 1987]	43
Σχήμα 2.18: Επίδραση του βήματος βάθους (20, 40, 60 και 80 ms) στην καμπύλη περίθλασης (Yilmaz, 1987)	45
Σχήμα 2.19: Επίδραση του βήματος βάθους (4, 8, 12 και 16 ms) στην καμπύλη περίθλασης (Yilmaz, 1987)	45
Σχήμα 2.20: Επίδραση του βήματος βάθους (20, 40, 60 και 80 ms) στη χωροθέτηση κεκλιμένων ανακλαστήρων (Yilmaz, 1987)	47
Σχήμα 2.21: Επίδραση του βήματος βάθους (4, 8, 12 και 16 ms) στη χωροθέτηση κεκλιμένων ανακλαστήρων (Yilmaz, 1987)	47
Σχήμα 2.22: Υποχωροθέτηση που προκλήθηκε από τη χρήση ταχυτήτων μικρότερων από τις ταχύτητες του μέσου (Yilmaz, 1987)	49
Σχήμα 2.23: Υπερχωροθέτηση που προκλήθηκε από τη χρήση ταχυτήτων μεγαλύτερων από τις ταχύτητες του μέσου (Yilmaz, 1987)	49
Σχήμα 2.24: Υποχωροθέτηση που προκλήθηκε από ταχύτητες μικρότερες από τις ταχύτητες του μέσου (Yilmaz, 1987)	50
Σχήμα 2.25: Δοκιμές με ταχύτητες μεγαλύτερες από τις ταχύτητες του μέσου (Yilmaz, 1987)	51
Σχήμα 2.26: Σύγκριση μεθόδων χωροθέτησης: Πάνω σεισμική τομή υπέρθεσης, στο μέσο με χωροθέτηση Kirchhoff και κάτω χωροθέτηση με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών (Reilly and Greene, 1976).	54
Σχήμα 3.1: Δημιουργία νέας διασκόπησης	55
Σχήμα 3.2: Εισαγωγή και φόρτωση δεδομένων τύπου SEG-Y	56
Σχήμα 3.3: Έλεγχος δυαδικών δεδομένων επικεφαλίδων (binary headers)	57

Σχήμα 3.4: Έλεγχος επικεφαλίδων των σεισμικών ιχνών (trace headers)	57
Σχήμα 3.5: Echos 14.1 Production Window	59
Σχήμα 3.6: Απεικόνιση των CDPs 26486, 26487 και 26488 στο Echos 14.1 Comparison Window	60
Σχήμα 3.7: Διάγραμμα ροής για την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων	61
Σχήμα 3.8: Σεισμικά δεδομένα πριν και μετά την εφαρμογή φίλτρου για εξάλειψη θορύβου	63
Σχήμα 3.9: Εικόνα από την ανάλυση ταχυτήτων για το CDP 25187 (διάγραμμα συνάφειας)	64
Σχήμα 3.10: Σεισμικά δεδομένα πριν και μετά την εφαρμογή της διόρθωσης γεωμετρικής διασποράς	66
Σχήμα 3.11: Σεισμικά δεδομένα πριν και μετά την εφαρμογή της εντολής "RADMUS". Στα μικρά offsets είναι πιο εμφανής η μείωση των πολλαπλών (π.χ. CDP 26486 στα 2-2.5 s)	67
Σχήμα 3.12: Σεισμικά δεδομένα πριν και μετά την εφαρμογή της αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης. Παρατηρείται μείωση της διάρκειας της κυματομορφής της πηγής (π.χ. CDP 26487 στα 2.5-3 s)	68
Σχήμα 3.13: Παράμετροι αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης	69
Σχήμα 3.14: Εφαρμογή της διόρθωσης NMO για όλα τα σεισμικά δεδομένα	70
Σχήμα 3.15: Τομή υπέρθεσης πριν και μετά την εφαρμογή της εντολής "RADMUS"	71
Σχήμα 3.16: Σεισμική τομή υπέρθεσης αφού πριν εφαρμόστηκε χωροθέτηση Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 60°	74
Σχήμα 3.17: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 30° και "SCALE" 1 και 1,05 μετά τη σεισμική υπέρθεση. Παρατηρείται διόρθωση των κεκλιμένων ανακλαστήρων στο όριο της λεκάνης (CDPs 25314-25588)	75
Σχήμα 3.18: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 40° και "SCALE" 1 και 1,05 μετά τη σεισμική υπέρθεση	76

Σχήμα 3.19: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 50° και "SCALE" 1 και 1,05 μετά τη σεισμική υπέρθεση	77
Σχήμα 3.20: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 60° και "SCALE" 1 και 1,05 μετά τη σεισμική υπέρθεση	78
Σχήμα 3.21: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 70° και "SCALE" 1 και 1,05 μετά τη σεισμική υπέρθεση	79
Σχήμα 3.22: Εφαρμογή χωροθέτησης με τη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών (f-x) για "DIPMODE" ίσο με 65° και "TAU" 22 ms μετά τη σεισμική υπέρθεση	80
Σχήμα 3.23: Εφαρμογή χωροθέτησης με τη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών (f-x) για "DIPMODE" ίσο με 80° και "TAU" 32 ms μετά τη σεισμική υπέρθεση	81
Σχήμα 3.24: Εφαρμογή χωροθέτησης με τη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών (f-x) για "DIPMODE" ίσο με 87° και "TAU" 32 ms μετά τη σεισμική υπέρθεση	82
Σχήμα 3.25: Εφαρμογή χωροθέτησης με τη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών (f-x) για "DIPMODE" ίσο με 90° και "TAU" 32 ms μετά τη σεισμική υπέρθεση	83
Σχήμα 4.1: Η μεσο-κυκλαδική γράμμωση και η θέση της γραμμής μελέτης ( <a href="http://geolmag.geoscienceworld.org">http://geolmag.geoscienceworld.org</a> )	87
Σχήμα 4.2: Ερμηνευμένη χωροθετημένη σεισμική τομή	89
Σχήμα A.1: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 30° και "SCALE" 0,95 μετά τη σεισμική υπέρθεση	95
Σχήμα A.2: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 30° και "SCALE" 0,90 μετά τη σεισμική υπέρθεση	96
Σχήμα A.3: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 30° και "SCALE" 1,1 μετά τη σεισμική υπέρθεση	97
Σχήμα A.4: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 40° και "SCALE" 0,95 μετά τη σεισμική υπέρθεση	98



Σχήμα A.5: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 40° και "SCALE" 0,90 μετά τη σεισμική υπέρθεση	99
Σχήμα A.6: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 40° και "SCALE" 1,1 μετά τη σεισμική υπέρθεση	100
Σχήμα A.7: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 50° και "SCALE" 0,95 μετά τη σεισμική υπέρθεση	101
Σχήμα A.8: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 50° και "SCALE" 0,90 μετά τη σεισμική υπέρθεση	102
Σχήμα A.9: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 50° και "SCALE" 1,1 μετά τη σεισμική υπέρθεση	103
Σχήμα A.10: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 60° και "SCALE" 0,95 μετά τη σεισμική υπέρθεση	104
Σχήμα A.11: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 60° και "SCALE" 0,90 μετά τη σεισμική υπέρθεση	105
Σχήμα A.12: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 60° και "SCALE" 1,1 μετά τη σεισμική υπέρθεση	106
Σχήμα A.13: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 70° και "SCALE" 0,95 μετά τη σεισμική υπέρθεση	107
Σχήμα A.14: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 70° και "SCALE" 0,90 μετά τη σεισμική υπέρθεση	108
Σχήμα A.15: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 70° και "SCALE" 1,1 μετά τη σεισμική υπέρθεση	109

## Δομή μεταπτυχιακής διατριβής

---

Το πρώτο κεφάλαιο πραγματεύεται βασικές έννοιες της θαλάσσιας σεισμικής έρευνας, όπως τα ελαστικά κύματα, τις αρχές διάδοσής τους, τις σεισμικές πηγές, τους σεισμικούς φωρατές και τη διάταξη της σεισμικής ανάκλασης. Επίσης περιγράφονται τα σεισμικά δεδομένα και η γεωλογία της περιοχής του Νοτίου Αιγαίου.

Στο δεύτερο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στο θεωρητικό υπόβαθρο των σταδίων της επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων, κάποια από τα οποία είναι η μείωση του υψίσυχνου θορύβου, η ανάλυση ταχυτήτων, η ενίσχυση του πλάτους των ανακλώμενων κυμάτων, η απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων, η αποσυνέλιξη, η δυναμική διόρθωση των χρόνων διαδρομής, η σεισμική υπέρθεση και η χωροθέτηση.

Το τρίτο κεφάλαιο αρχικά παρέχει πληροφορίες για το πρόγραμμα επεξεργασίας. Στη συνέχεια παρουσιάζεται λεπτομερώς η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων.

Τέλος, στο Κεφάλαιο 4 παρουσιάζονται τα συμπεράσματα και η ερμηνεία. Ακολουθούν η βιβλιογραφία και το παράρτημα.

# Κεφάλαιο 1

## ***Βασικές έννοιες σεισμικής έρευνας, δεδομένα και γεωλογία***

---

### **1.1 Εισαγωγή**

Για να καθοριστεί η γεωλογική δομή μιας περιοχής και η λιθοστρωματογραφική ακολουθία της χρησιμοποιείται η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης. Με τη μέθοδο αυτή καθορίζονται οι μεταβολές της ταχύτητας διάδοσης των ελαστικών κυμάτων στα στρώματα του φλοιού της γης, με μετρήσεις των χρόνων διαδρομής των ανακλώμενων κυμάτων στην επιφάνεια. Τα ελαστικά κύματα παράγονται τεχνητά στην επιφάνεια της γης ή σε μικρό βάθος, διαδίδονται μέσα στα στρώματα του φλοιού της γης και καταγράφονται όταν επιστρέφουν στην επιφάνεια από καταγραφικά όργανα (Κόκκινου, 1998).

Η μελέτη της γεωλογικής δομής του υπεδάφους με τη μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης περιλαμβάνει τρία βασικά βήματα: τη λήψη των δεδομένων, την επεξεργασία και την ερμηνεία τους. Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων περιλαμβάνει τρία βασικά βήματα: αποσυνέλιξη (deconvolution), υπέρθεση (stack) και χωροθέτηση (migration). Ενδιάμεσα παρεμβάλλονται αρκετές διαδικασίες βελτίωσης του σήματος (Κόκκινου, 2002).

Η ερμηνεία των σεισμικών ανάκλασης απαιτεί πολύ καλή γεωλογική γνώση της περιοχής μελέτης και γίνεται σε συνδυασμό με διαθέσιμα γεωλογικά δεδομένα.

### **1.2 Ελαστικά κύματα**

Οι σεισμικές μέθοδοι βασίζονται στη διάδοση κυμάτων σε ελαστικό μέσο. Υπάρχουν δύο βασικοί τύποι κυμάτων, τα κύματα χώρου και τα επιφανειακά κύματα. Τα ελαστικά κύματα με τα οποία ασχολείται η σεισμική ανάκλαση είναι τα διαμήκη και τα εγκάρσια. Στα διαμήκη ή κύματα P (Primus), τα μόρια της ύλης κινούνται κατά τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος με διαδοχικές συμπιέσεις και αραιώσεις. Τα διαμήκη κύματα διαδίδονται με τη μεγαλύτερη ταχύτητα. Στη μέθοδο σεισμικής ανάκλασης μελετώνται κυρίως τα ανακλώμενα κύματα P. Στα εγκάρσια κύματα ή κύματα S (Secundus), η κίνηση των μορίων είναι κάθετη προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Τα εγκάρσια κύματα δεν διαδίδονται στα ρευστά (υγρά και αέρια) [Βαφείδης, 2011].

Εκτός από τα κύματα χώρου που διαδίδονται σε ελαστικό μέσο, υπάρχουν και κύματα που διαδίδονται κατά μήκος της ελεύθερης επιφάνειας του ελαστικού μέσου. Το κυριότερο χαρακτηριστικό των επιφανειακών κυμάτων είναι ότι το πλάτος τους ελαττώνεται όσο απομακρυνόμαστε από την επιφάνεια της Γης. Υπάρχουν δύο είδη επιφανειακών κυμάτων, τα κύματα Rayleigh και τα κύματα Love.

Στα κύματα Rayleigh η κίνηση των μορίων είναι ελλειπτική. Η φορά της κίνησης είναι τέτοια ώστε η εφαπτομένη στο κάτω σημείο της έλλειψης να έχει τη φορά της διεύθυνσης διάδοσης του κύματος (Αποστολόπουλος, 2013). Η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων Rayleigh είναι μικρότερη από την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων.

Τα υλικά σημεία κατά τη διάδοση των κυμάτων Love πραγματοποιούν ταλαντώσεις οριζόντιας διεύθυνσης, η οποία είναι κάθετη στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Η ταχύτητα των κυμάτων Love εξαρτάται και από τη συχνότητα και είναι συνήθως μικρότερη από την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων. Στις υψηλές συχνότητες, τα κύματα Love διαδίδονται με ταχύτητες συγκρίσιμες των κυμάτων S (Βαφείδης, 2011).

Γενικά, η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων μέσα σε γεωλογικό σχηματισμό εξαρτάται από πολλούς παράγοντες. Οι σημαντικότεροι από αυτούς είναι η ορυκτολογική σύσταση, το πορώδες και το είδος των ρευστών που περιέχει, ο βαθμός και ο τρόπος ρηγμάτωσης και τέλος, η ηλικία και το βάθος στο οποίο βρίσκεται ο γεωλογικός σχηματισμός (Γεωργιλιά, 1998).

### **1.3 Εξασθένηση σεισμικών κυμάτων**

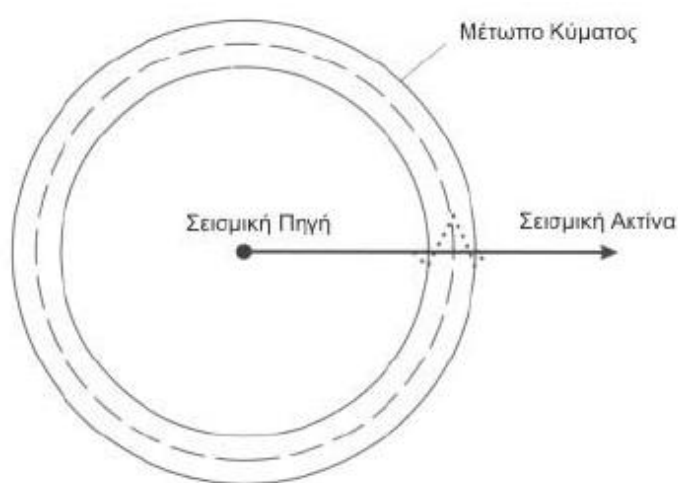
Το πλάτος των ελαστικών κυμάτων μεταβάλλεται όταν συναντήσουν διαχωριστικές επιφάνειες και ελαττώνεται με την απόσταση που έχουν διανύσει. Υφίστανται δηλαδή εξασθένηση (attenuation) κατά τη διάδοσή τους, η οποία διακρίνεται σε γεωμετρική διασπορά και σε απόσβεση (absorption) των κυμάτων. Η γεωμετρική διασπορά είναι ανεξάρτητη των ιδιοτήτων του μέσου διάδοσης σε αντίθεση με την απόσβεση.

Γενικά, το πλάτος των σεισμικών κυμάτων τα οποία διαδίδονται σε πολυστρωματικό μέσο εξαρτάται από το πλήθος των διαχωριστικών επιφανειών τις οποίες συναντά το κύμα κατά τη διάδοσή του και τους συντελεστές ανάκλασης και διάθλασης. Οι συντελεστές αυτοί εξαρτώνται από τη γωνία πρόσπτωσης, τη σεισμική ταχύτητα και την πυκνότητα κάθε γεωλογικού στρώματος (Γεωργιλιά, 1998).

Λόγω της γεωμετρικής διασποράς, το πλάτος των κυμάτων χώρου είναι αντιστρόφως ανάλογο της απόστασης την οποία έχει διανύσει το κύμα.

#### 1.4 Αρχές διάδοσης ελαστικών κυμάτων

Δύο βασικές έννοιες για τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων είναι το μέτωπο κύματος και η σεισμική ακτίνα (Σχήμα 1.1). Το μέτωπο κύματος (wavefront) αποτελείται από τα σημεία όπου ο παλμός έχει φτάσει σε συγκεκριμένο χρόνο. Η σεισμική ακτίνα (seismic ray) περιγράφει τη διαδρομή του κύματος και είναι πάντα κάθετη στο μέτωπο κύματος.



Σχήμα 1.1: Μέτωπο κύματος και σεισμική ακτίνα (Αποστολόπουλος, 2013)

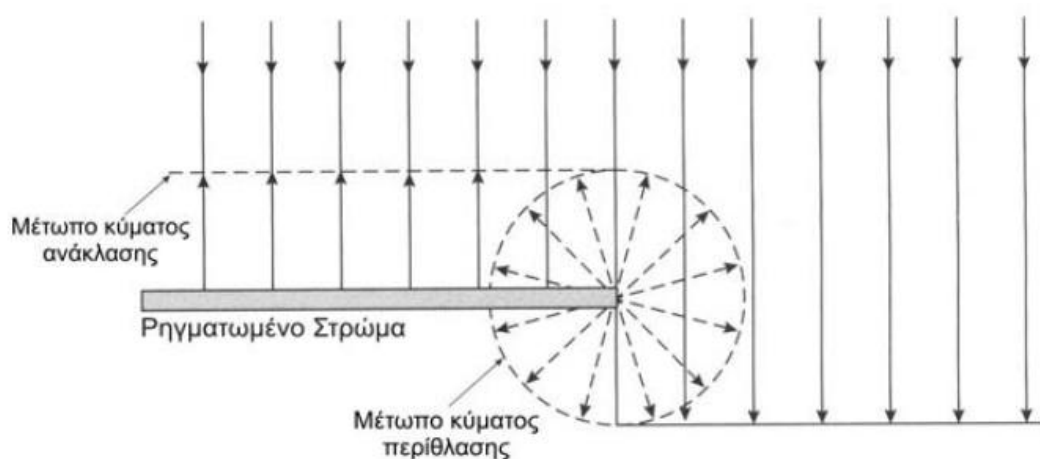
Σύμφωνα με την αρχή του Huygens, κάθε σημείο του μετώπου κύματος, της επιφάνειας δηλαδή όπου τα υλικά σημεία ταλαντώνονται με την ίδια φάση, αποτελεί δευτερεύουσα πηγή σεισμικών κυμάτων. Σύμφωνα με την αρχή του Fermat, το κύμα για να φτάσει σε ένα σημείο από ορισμένη πηγή ακολουθεί τον δρόμο ελάχιστου χρόνου.

Κατά την πρόσπτωση διαμήκους κύματος στη διαχωριστική επιφάνεια δύο μέσων, τα σημεία της επιφάνειας αυτής γίνονται εστίες διαμήκων ανακλώμενων και διαθλώμενων κυμάτων. Σύμφωνα με τον νόμο του Snell, «τα ημίτονα των γωνιών που σχηματίζουν οι σεισμικές ακτίνες με την κάθετη στη διαχωριστική επιφάνεια δύο μέσων είναι ανάλογα των αντίστοιχων ταχυτήτων διάδοσης των κυμάτων».



## 1.5 Περίθλαση

Όταν τα ελαστικά κύματα προσπίπτουν σε ασυνεχείς επιφάνειες ή επιφάνειες των οποίων οι ακτίνες καμπυλότητας είναι μικρότερες από το μήκος κύματος του ελαστικού κύματος που τις συναντάει, τότε δεν ισχύουν οι νόμοι της ανάκλασης και διάθλασης. Κατά την πρόσπτωση των ελαστικών κυμάτων σε τέτοιες ανώμαλες δομές, αυτές γίνονται δευτερογενείς εστίες ακτινικής ακτινοβολίας ελαστικών κυμάτων, με συνέπεια να φτάνουν κύματα και σε περιοχές όπου δεν αναμένονται σύμφωνα με τη θεωρία της ανάκλασης και διάθλασης. Το φαινόμενο αυτό λέγεται περίθλαση των ελαστικών κυμάτων (Σχήμα 1.2). Συνηθισμένες πηγές ελαστικών κυμάτων περίθλασης στη σεισμική διασκόπηση αποτελούν τα άκρα ρηγματωμένων στρωμάτων και μεμονωμένα αντικείμενα τα οποία βρίσκονται μέσα σε ομογενή στρώματα (Δρακοπούλου, 2004).



Σχήμα 1.2: Περίθλαση (Αποστολόπουλος, 2013)

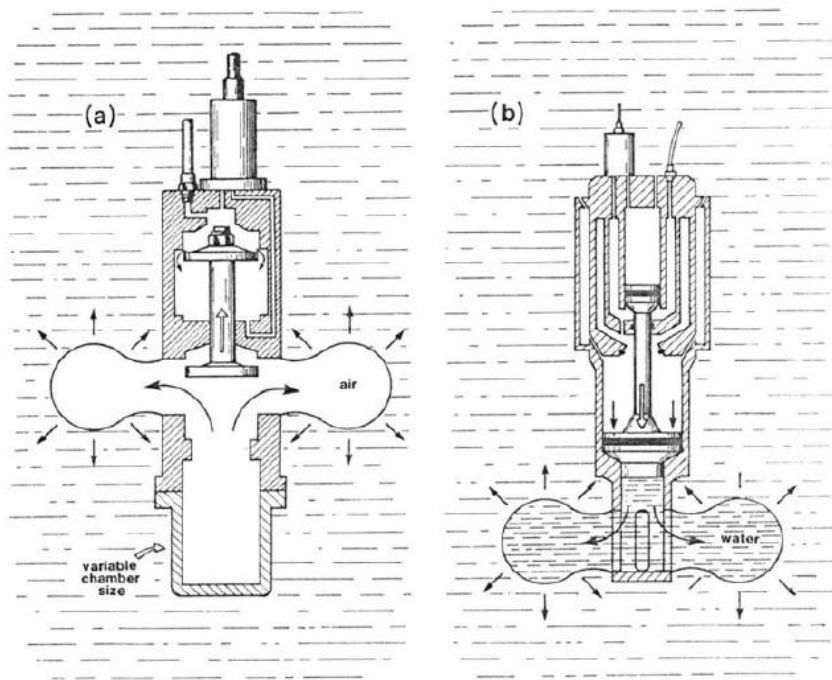
## 1.6 Θαλάσσιες σεισμικές πηγές

Σεισμικά κύματα παράγονται από φυσικές ή τεχνητές πηγές. Οι κυριότερες φυσικές πηγές είναι οι σεισμοί, τα θαλάσσια κύματα, ο άνεμος κλπ. Η βασική λειτουργική αρχή κάθε τεχνητής θαλάσσιας σεισμικής πηγής είναι να προκαλέσει την απότομη δημιουργία μιας περιοχής υποπίεσης ή υπερπίεσης μέσα στη μάζα του νερού, προκαλώντας έτσι τη γένεση σεισμικών κυμάτων (Αποστολόπουλος, 2013).

Η σεισμική πηγή η οποία χρησιμοποιείται κατά κόρον σήμερα στη θάλασσα αλλά και σε γεωτρήσεις, είναι το αεροβόλο (air gun). Το αεροβόλο αποτελείται από θάλαμο ο οποίος πληρούται με αέρα υψηλής πίεσης (10-15 MPa) [Σχήμα 1.3a] και αεροσυμπιεστή. Η απότομη εκτόνωση του αέρα στο νερό δημιουργεί σεισμικό κύμα. Ανάλογα με τις διαστάσεις του θαλάμου είναι δυνατόν να παραχθούν κύματα με διαφορετική κυρίαρχη συχνότητα και ενέργεια.

Στη θάλασσα, ο αέρας που απελευθερώνεται από το αεροβόλο δημιουργεί φουσαλίδα υψηλής πίεσης η οποία καθώς ταλαντώνεται αυξάνει τη χρονική διάρκεια της κυματομορφής της πηγής. Συνήθως στις θαλάσσιες διασκοπήσεις χρησιμοποιούνται περισσότερα του ενός αεροβόλα για την ελάττωση της επίδρασης της φουσαλίδας. Το αεροβόλο είναι περιβαλλοντικά φιλικό και έχει καλή επαναληπτικότητα, αλλά το κόστος αγοράς είναι υψηλό.

Στις θαλάσσιες έρευνες, εκτός από το αεροβόλο, έχουν χρησιμοποιηθεί και άλλες σεισμικές πηγές όπως το υδροβόλο (water gun) [Σχήμα 1.3b], ο ηλεκτρικός εκκενωτής (Sparkler), το Boomer κ.ά. Το υδροβόλο εκτοξεύει νερό με μεγάλη ταχύτητα χωρίς να δημιουργεί φουσαλίδα αέρα. Το Sparkler μετατρέπει την ηλεκτρική ενέργεια σε ακουστικά κύματα λόγω απευθείας εκφόρτισης πυκνωτή μεγάλης χωρητικότητας (Βαφείδης, 2011).

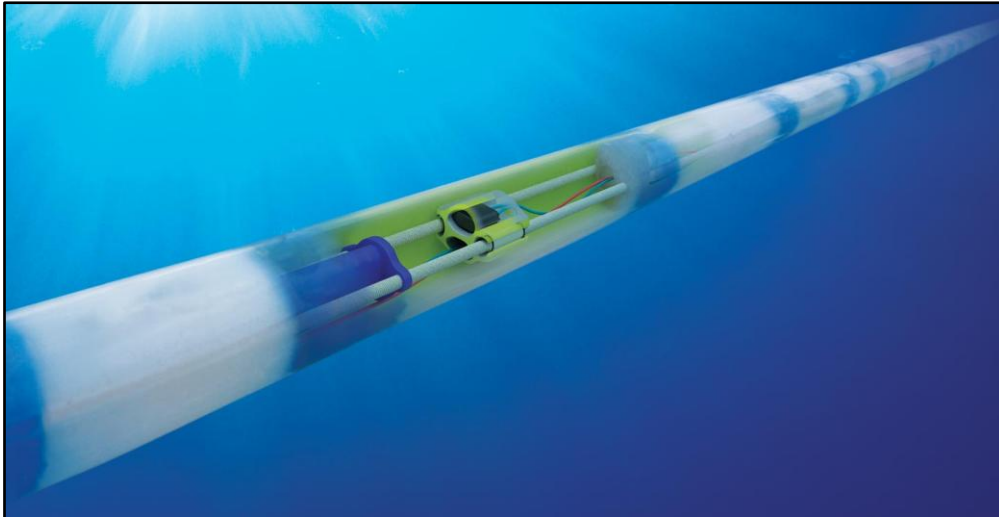


Σχήμα 1.3: (a) Αεροβόλο και (b) Υδροβόλο (Βαφείδης, 2011)

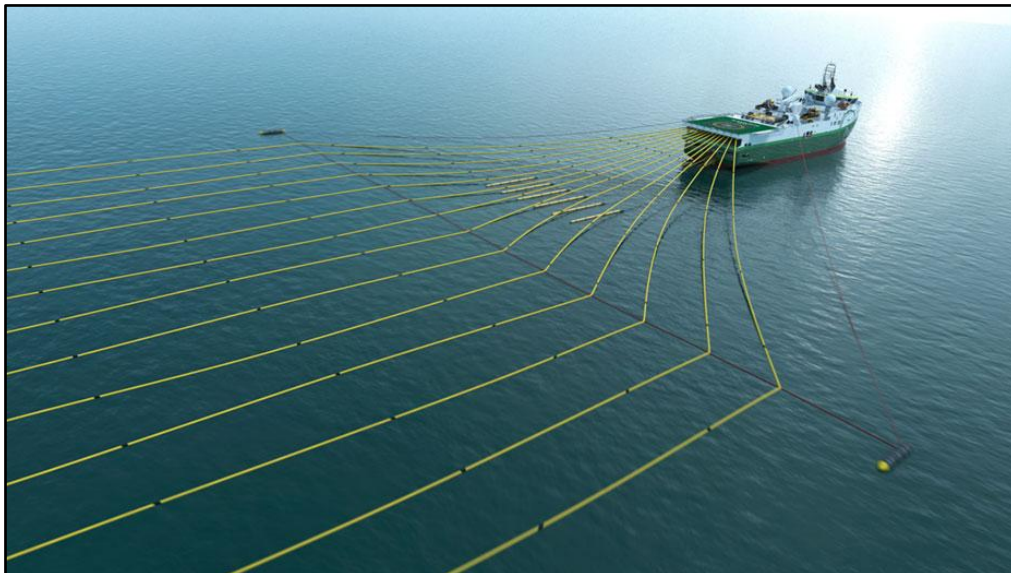
## 1.7 Υδρόφωνα

Στις θαλάσσιες διασκοπήσεις, η μεταβολή της πίεσης του νερού που οφείλεται στα σεισμικά κύματα γίνεται αισθητή από τα υδρόφωνα.

Τα υδρόφωνα είναι συνήθως πιεζοηλεκτρικού τύπου, δηλαδή η ασκούμενη πίεση στο πιεζοηλεκτρικό υλικό, μετατρέπεται σε ηλεκτρική τάση. Τα υδρόφωνα τοποθετούνται σε θαλάμους πλαστικού κυλινδρικού καλωδίου (streamers) [Σχήμα 1.4], οι οποίοι σύρονται μαζί με συστοιχίες αεροβόλων από κατάλληλα διαμορφωμένα πλοία (Σχήμα 1.5) [Βαφείδης, 2011]. Τα σήματα από τα υδρόφωνα ενισχύονται, ψηφιοποιούνται και καταγράφονται σε μαγνητικό μέσο (ψηφιακός καταγραφέας) από καταγραφικό σύστημα.



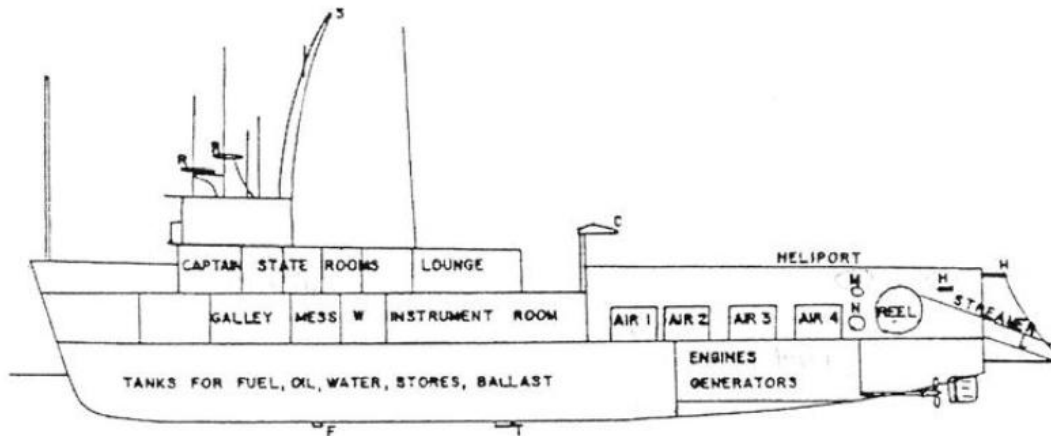
Σχήμα 1.4: Streamer (<https://www.geoexp.com>)



Σχήμα 1.5: Πλοίο που σύρει συστοιχίες αεροβόλων και σεισμικό καλώδιο  
(<http://www.dwtship.com>)

## 1.8 Θαλάσσιες σεισμικές έρευνες

Χαρακτηριστικά πλοία για θαλάσσιες σεισμικές έρευνες παρουσιάζονται στα Σχήματα 1.5 και 1.6.



Σχήμα 1.6: Πλοίο για θαλάσσιες σεισμικές έρευνες (Sheriff, 1978)

Το πλοίο μπορεί να ρυμουλκήσει καλώδιο μήκους έως και 12 km, το οποίο περιέχει τους ανιχνευτές των σεισμικών κυμάτων (υδροφωνα). Η κυματομορφή της πηγής πρέπει να είναι μικρής χρονικής διάρκειας, για να προκύψουν καλύτερα αποτελέσματα. Η χρησιμοποιούμενη σεισμική πηγή είναι το αεροβόλο. Η θαλάσσια σεισμική διασκόπηση έχει το πλεονέκτημα ότι οι αποστάσεις πηγής-υδροφώνων παραμένουν σταθερές κατά τη διάρκεια της έρευνας. Επίσης το πλοίο είναι εξοπλισμένο με όλα τα απαραίτητα όργανα εντοπισμού θέσης, όπως κεραία λήψης διαφόρων τύπων σημάτων και παρακολούθησης δορυφόρων, όργανα GPS, βυθομετρικά όργανα, γυροσκοπικές πυξίδες, ραντάρ και συσκευές ραδιοεπικοινωνίας. Το αρχικό ωστικό κύμα δημιουργείται καθώς διοχετεύεται ο αέρας μέσα στο νερό και παράγει μέγιστο (peak). Τμήμα αυτής της ενέργειας διαδίδεται προς τα πάνω, ανακλάται στην επιφάνεια του νερού και μετά συμβάλλει με το απευθείας κύμα.

Τα ρεύματα και ο κυματισμός της θάλασσας προκαλούν παρέκκλιση του καλωδίου από τη κανονική του πορεία (feathering). Τα δεδομένα ναυσιπλοΐας που συλλέγονται κατά τη διάρκεια της θαλάσσιας σεισμικής διασκόπησης περιλαμβάνουν κυρίως τη θέση του σκάφους, τη θέση της πηγής και τις καταγραφές προσανατολισμού του καλωδίου. Από αυτά υπολογίζονται οι συντεταγμένες του καλωδίου (Κόκκινου, 2002).

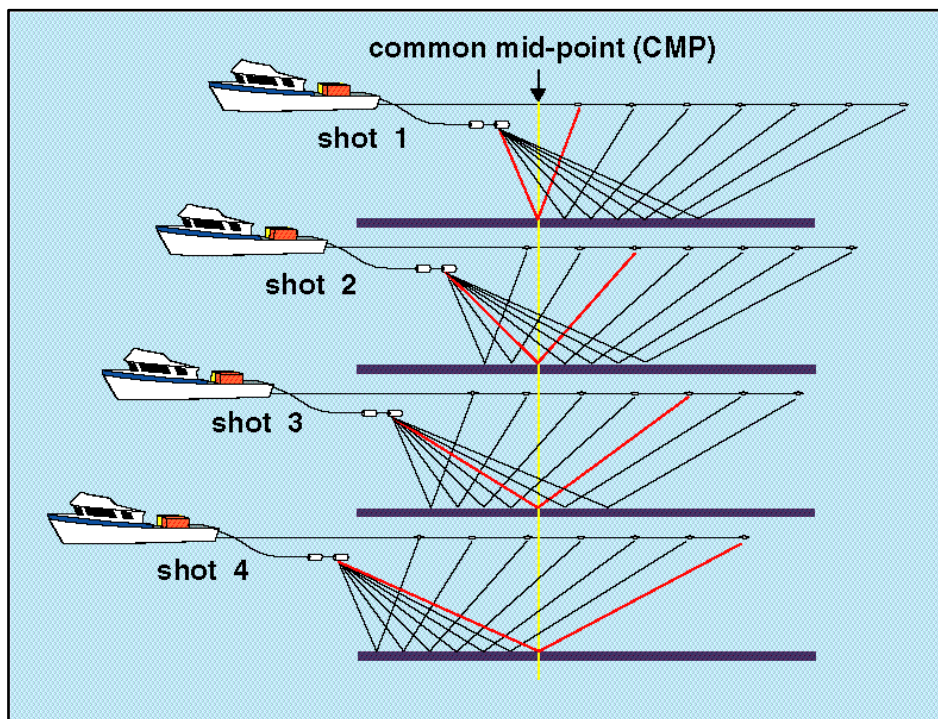


## 1.9 Διάταξη σεισμικής ανάκλασης

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 (Παγιαλάκης, 2014).

Μετά την ολοκλήρωση της αρχικής καταγραφής, η διάταξη του αναπτύγματος πηγής και υδροφώνων μετατοπίζεται κατά μήκος της γραμμής και η επόμενη καταγραφή γίνεται στις νέες θέσεις των υδροφώνων.

Ο τρόπος συλλογής των δεδομένων παρουσιάζεται στο Σχήμα 1.7.



Σχήμα 1.7: Κοινό ενδιάμεσο σημείο και κοινό σημείο βάθους  
(<http://walrus.wr.usgs.gov>)

Οι ακτίνες κόκκινου χρώματος δειγματίζουν το ίδιο σημείο του υπεδάφους. Όταν ο ανακλαστήρας είναι παράλληλος στην επιφάνεια της γης, το σημείο αυτό του υπεδάφους βρίσκεται ακριβώς κάτω από ένα σημείο της επιφάνειας γύρω από το οποίο τα ζευγάρια πηγής - υδροφώνων είναι συμμετρικά κατανομημένα. Το σημείο αυτό στην επιφάνεια ονομάζεται κοινό ενδιάμεσο σημείο ή CMP και η αντίστοιχη προβολή του στην επιφάνεια ανάκλασης ονομάζεται κοινό σημείο βάθους ή CDP (Common Depth Point).

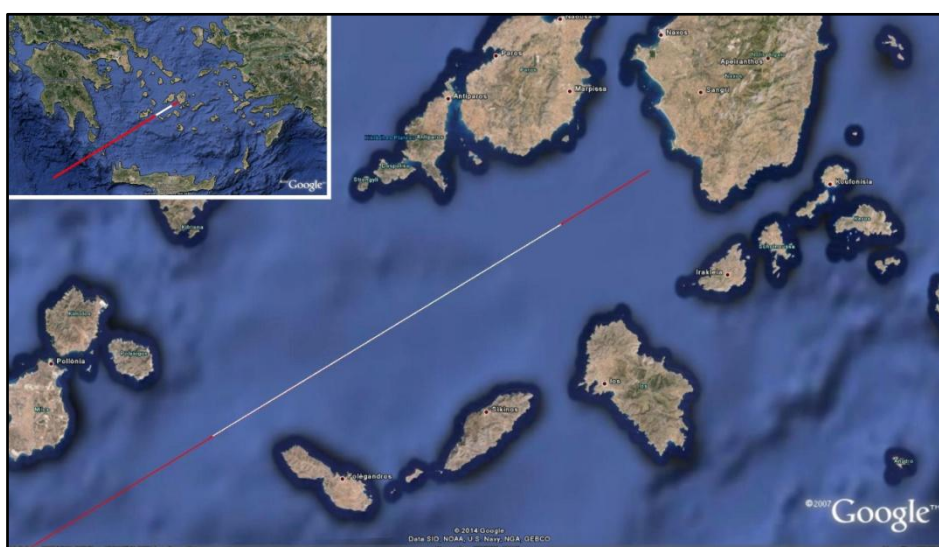
Στη διάταξη κοινού σημείου βάθους παρέχεται για κάθε σημείο του ανακλαστήρα σημαντικός αριθμός καταγραφών και ως αποτέλεσμα εξασφαλίζεται πολλαπλή κάλυψη της επιφάνειας ανάκλασης (Μπραουδάκη, 2004). Η διαδικασία ταξινόμησης των ιχνών που έχουν κοινό ενδιάμεσο σημείο ονομάζεται ομαδοποίηση (gathering) σε διάταξη κοινού ενδιάμεσου σημείου (common midpoint gather). Ο αριθμός των σεισμικών ιχνών που ανήκουν σε διάταξη κοινού ενδιάμεσου σημείου εκφράζει την υπεδafική κάλυψη (fold) και είναι μία από τις κυριότερες παραμέτρους στη σεισμική ανάκλαση.

Η ονομαστική υπεδafική κάλυψη χρησιμοποιείται στον υπολογισμό της ισαπόστασης των πηγών, αφού εξαρτάται από τον αριθμό των καναλιών (NC) του σειсмоγράφου που καταγράφουν, την ισαπόσταση των υδροφώνων ( $\Delta x$ ) και την ισαπόσταση των πηγών ( $\Delta s$ ) [Παγιαλάκης, 2014]:

$$Fold = \frac{NC}{2} \times \frac{\Delta x}{\Delta s} \quad (1.1)$$

## 1.10 Περιγραφή σεισμικών δεδομένων

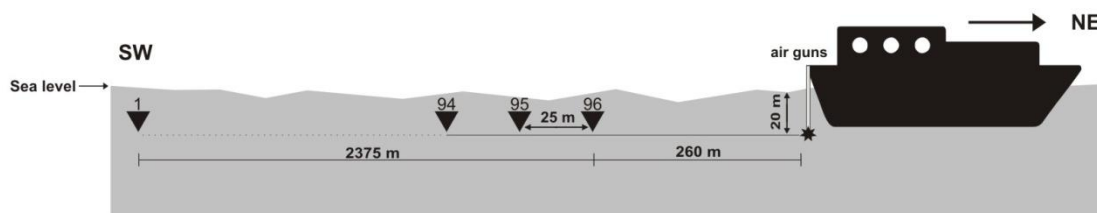
Ο σχεδιασμός και η επίβλεψη για την απόκτηση των σεισμικών δεδομένων έγινε από κοινού από το γαλλικό ινστιτούτο IPGP, τη ΔΕΠ-ΕΚΥ Α.Ε. και το βρετανικό ίδρυμα BIRPS κατά μήκος της θαλάσσιας σεισμικής γραμμής AEG-1 (Σχήμα 1.8), τον Απρίλιο του 1994 στα πλαίσια του έργου "PROFILES" του ευρωπαϊκού προγράμματος "JOULE II".



Σχήμα 1.8: Θαλάσσια σεισμική γραμμή AEG-1. Με λευκό χρώμα απεικονίζεται το τμήμα της γραμμής που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή.

Η γραμμή μελέτης έχει μήκος 358 km και εκτείνεται από την περιοχή νότια της Πελοποννήσου και δυτικά της Κρήτης ( $22^{\circ} 10'$ ,  $35^{\circ} 25'$ ) μέχρι το νησί της Νάξου στις Κυκλάδες ( $25^{\circ} 15'$ ,  $36^{\circ} 50'$ ). Για την επεξεργασία επιλέχθηκαν δεδομένα από τμήμα της σεισμικής γραμμής AEG-1 (πηγές 5900 έως 6900).

Το ερευνητικό πλοίο ανήκε στο γαλλικό ινστιτούτο IFREMER. Στο πλοίο, το οποίο κινούνταν ΝΔ-ΒΑ, υπήρχαν οκτώ αεροβόλα χωρητικότητας  $1425 \text{ in}^3$  το καθένα, σε βάθος 20 m. Στο ίδιο βάθος βρίσκονταν και οι 96 συστοιχίες των υδροφώνων σε σεισμικό καλώδιο μήκους 2375 m. Η ισαπόσταση των πηγών και των υδροφώνων ήταν 50 και 25 m αντίστοιχα, ενώ η απόσταση πηγής - πρώτου υδροφώνου (offset) ήταν 260 m. Τα δεδομένα αποτελούνται από 7100 ομάδες καταγραφών κοινής πηγής με 96 σεισμικά ίχνη η κάθε ομάδα (Σχήμα 1.9). Το χρονικό διάστημα της καταγραφής ήταν 17 s με ρυθμό δειγματοληψίας 4 ms. Η ονομαστική υπεδαφική κάλυψη (fold) ήταν 24. Επίσης εφαρμόστηκε φίλτρο για την αποκοπή συχνοτήτων υψηλότερων των 77 Hz. Τα δεδομένα αποθηκεύτηκαν σε μορφή SEG-D (Ανδρονικίδης, 2015).



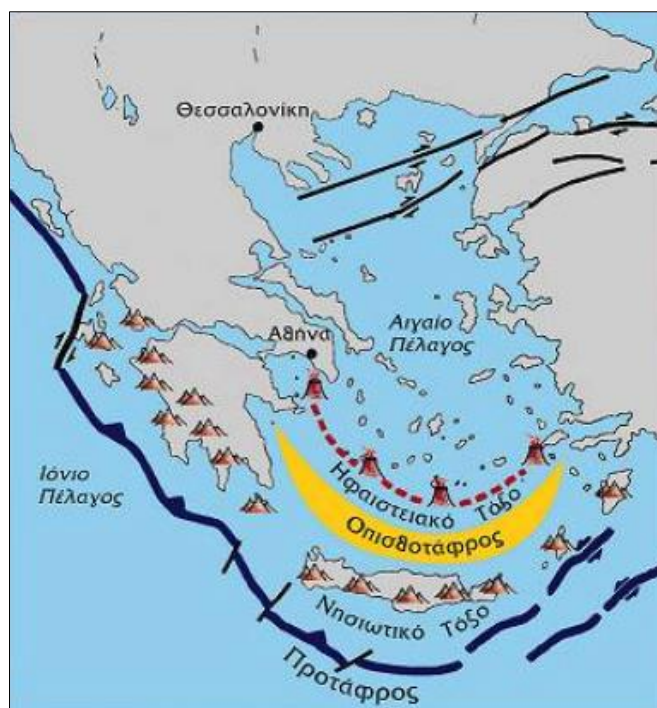
Σχήμα 1.9: Γεωμετρία της σεισμικής γραμμής AEG-1

### 1.11 Γεωλογία του Νοτίου Αιγαίου

Η Ελλάδα ανήκει στην ευρύτερη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου, η οποία αποτελεί ένα φυσικό εργαστήριο για τη μελέτη της κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών. Ο ελληνικός χώρος αποτελεί χαρακτηριστικό τμήμα του αλπικού συστήματος και της Νεο-Ευρώπης αποτελώντας συνέχεια της ορογενετικής αλυσίδας των Άλπεων που διαμέσου επιμέρους οροσειρών (Δειναρίδες, Ελληνίδες, Ταυρίδες, Ιρανίδες και Αφγανίδες) καταλήγει στο ορεινό συγκρότημα των Ιμαλαΐων. Πρόκειται για τη μία από τις δύο κύριες ορεινές αλυσίδες του αλπικού συστήματος η οποία περιλαμβάνει τις υψηλότερες κορυφές του κόσμου και η οποία είναι αποτέλεσμα της σύγκρουσης δύο πλακών με ηπειρωτικό φλοιό, δηλαδή της Ευρασίας προς βορρά και των τεμαχίων της πρώην Γκοντβάνας προς νότο (κυρίως Αφρική, Αραβία και Ινδία). Η αλπικο-ιμαλαϊκή ζώνη θεωρείται ως μοναδική ηπειρωτική περιοχή στην οποία εξελίσσεται μεγάλης κλίμακας τεκτονική παραμόρφωση. Συνεπώς, το

κυρίαρχο γεωλογικό πλαίσιο που έχει διαμορφωθεί στην περιοχή οφείλεται στις διάφορες φάσεις της αλπικής ορογένεσης. Η ορεινή αλυσίδα Άλπεις - Ιμαλάια δημιουργήθηκε από την πτύχωση ιζημάτων που είχαν αποθεθεί κατά το Μεσοζωικό και μέρος του Καινοζωικού αιώνα μέσα σε ένα μεγάλο ωκεανό, την Τηθύ, που χώριζε τις ηπείρους Ευρασία και Γκοντβάνα. Το ορογενετικό σύστημα της Τηθύος περιλαμβάνει ευθύγραμμα περίπου τμήματα, καθώς και περιοχές με καμπυλόγραμμα τμήματα που αποτελούν συγκεκριμένα τόξα.

Το ελληνικό τόξο είναι ένα σεισμικά, τεκτονικά και ηφαιστειακά ενεργό τόξο που οφείλει τη δημιουργία του κατά τους περισσότερους ερευνητές στη σύγκρουση της ευρασιατικής με την αφρικανική πλάκα. Το ελληνικό τόξο διαμορφώθηκε τα τελευταία δέκα εκατομμύρια χρόνια στη λεγόμενη νεοτεκτονική περίοδο. Τα χαρακτηριστικά του ελληνικού τόξου είναι ότι έχει μήκος 1500 km με μορφοτεκτονική διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ στην Αλβανία, στα Σκόπια και στην ηπειρωτική Ελλάδα, κάμπτεται σε διεύθυνση Α-Δ από τα Κύθηρα στην Κρήτη και στη συνέχεια σε διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ στα Δωδεκάνησα και στη Λυσία της νοτιοδυτικής Μικράς Ασίας (Σχήμα 1.10). Το κυριότερο χαρακτηριστικό του ελληνικού τόξου είναι ότι πρόκειται για το μόνο τμήμα από ολόκληρο το σύστημα της Τηθύος όπου συνεχίζεται αυτή τη στιγμή η ορογένεση και το οποίο έχει όλα τα γεωδυναμικά χαρακτηριστικά ενός υπό εξέλιξη ορογενετικού τόξου.



Σχήμα 1.10: Τα βασικά στοιχεία του ελληνικού τόξου· η πρόταφρος (ή ελληνική τάφρος), το νησιωτικό τόξο, η οπισθοτάφρος και το ηφαιστειακό τόξο

Η περιοχή του Νοτίου Αιγαίου είναι τμήμα του μικρού, αλλά γεωδυναμικά εξαιρετικά ενεργού ελληνικού χώρου. Το κυρίαρχο γεωλογικό πλαίσιο που έχει διαμορφωθεί στην περιοχή οφείλεται στις διάφορες φάσεις της αλπικής ορογένεσης.

Το ευρύ θαλάσσιο κάλυμμα του Νοτίου Αιγαίου δεν επιτρέπει τις άμεσες γεωλογικές και πετρολογικές παρατηρήσεις. Για αυτό το λόγο, οι πληροφορίες απορρέουν κυρίως από τις χερσαίες περιοχές (νότια Πελοπόννησος, νησιωτικό σύμπλεγμα Κυκλάδων, Κρήτη, Δωδεκάνησα κλπ.). Το κύριο μέρος του Νοτίου Αιγαίου καταλαμβάνεται από γεωτεκτονικές ζώνες που ανήκουν στις εξωτερικές Ελληνίδες, με εξαίρεση τις Κυκλάδες, που ανήκουν στην αττικο-κυκλαδική ζώνη. Οι εξωτερικές Ελληνίδες αποτελούνται από τεκτονικά καλύμματα με διαφορετική λιθολογία και βαθμό μεταμόρφωσης που αποτέθηκαν πάνω στη σειρά των πλακωδών ασβεστολίθων κατά τη διάρκεια της συμπίεσης που έλαβε χώρα στη διεύθυνση B-N κατά το Ολιγόκαινο-Κάτω Μειόκαινο. Στην Πελοπόννησο και στην Κρήτη εμφανίζεται η ακόλουθη διαδοχή γεωλογικών ενοτήτων από πάνω προς τα κάτω: α) Το κάλυμμα της Τρίπολης που αποτελείται κυρίως από ανθρακικά ιζήματα ρηχής θάλασσας που αποτέθηκαν στο διάστημα Τριαδικό - Τριτογενές, β) το κάλυμμα των φυλλιτών που αποτελείται κυρίως από πυροκλαστικά πετρώματα που αποτέθηκαν στο διάστημα Άνω Λιθανθρακοφόρο - Κάτω Τριαδικό και γ) από την παρααυτόχθονη σειρά των πλακωδών ασβεστολίθων που αποτελείται κυρίως από ανθρακικά ιζήματα που αποτέθηκαν στο διάστημα Πέρμιο-Τριτογενές. Αυτές οι εξωτερικές ενότητες καλύφθηκαν από τις κάτωθι εσωτερικές ενότητες: α) Το οφιολιθικό σύμπλεγμα που αποτελείται από υπολείμματα ωκεάνιου φλοιού ηλικίας Ιουρασικού, ιζήματα βαθιάς θάλασσας και πετρώματα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης, β) το Πελαγονικό κάλυμμα που αποτελείται κυρίως από πυροκλαστικά πετρώματα και ανθρακικά ιζήματα ρηχής θάλασσας ηλικίας Πέρμιου - Μεσοζωικού, μερικώς μεταμορφωμένα και γ) το κάλυμμα της Πίνδου - Εθιάς που αποτελείται κυρίως από ιζήματα βαθιάς θάλασσας ηλικίας Τριαδικού - Τριτογενούς.

Το ελληνικό τόξο βρίσκεται στην επαφή μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Ευρώπης και της Αφρικής, οι οποίες συγκλίνουν με ρυθμό μεγαλύτερο από 4 cm το χρόνο, όπως προκύπτει από σεισμολογικές και γεωδαιτικές παρατηρήσεις. Η σύγκλιση έχει ως επακόλουθο τη σύγκρουση των δύο πλακών, ενώ παρατηρείται μια ταυτόχρονη επέκταση (extension) στη μικροπλάκα του Αιγαίου, η οποία παρουσιάζει ιδιαίτερη κινητικότητα.

Η μικροπλάκα του Αιγαίου αποτελεί τμήμα της ευρασιατικής πλάκας και κινείται από ΒΑ προς ΝΔ με ρυθμό 3 cm το χρόνο εξαιτίας της ώθησης που δέχεται από την

πλάκα της Ανατολίας, η οποία κινείται δυτικά εξαιτίας της ώθησης που δέχεται από την κίνηση της αραβικής πλάκας (Ανδρονικίδης, 2015).

### Θεωρία μεθόδων επεξεργασίας

---

#### 2.1 Εισαγωγή

Για την καλύτερη κατανόηση της επεξεργασίας, στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζεται το θεωρητικό υπόβαθρο των μεθόδων που χρησιμοποιήθηκαν για να επιτευχθεί η τελική σεισμική τομή στην οποία απεικονίζεται η γεωλογική δομή του υπεδάφους.

#### 2.2 Εξάλειψη θορύβου περιορισμένου εύρους ζώνης

Στην παρούσα εργασία πραγματοποιείται εξάλειψη θορύβου περιορισμένου εύρους ζώνης (band-limited noise suppression). Παραδείγματα τέτοιου θορύβου είναι ο εδαφικός θόρυβος (ground roll) και ο θόρυβος λόγω θαλάσσιων κυμάτων (swell noise). Κατά τη διαδικασία αυτή, τα σεισμικά ίχνη αναλύονται σε συνιστώσες θορύβου και σήματος και ορίζεται από τον εκάστοτε χρήστη η ελάχιστη και η μέγιστη συχνότητα του ζωνοπερατού φίλτρου Butterworth. Η παραπάνω διαδικασία μπορεί να εφαρμοστεί πριν και μετά τη σεισμική υπέρθεση (Paradigm Online Manual, 2014).

#### 2.3 Ανάλυση ταχυτήτων

Η χαρτογράφηση των δομών στο υπέδαφος απαιτεί τη μετατροπή των σεισμικών ιχνών από συναρτήσεις του χρόνου σε συναρτήσεις του βάθους. Η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων εξαρτάται από το μέσο στο οποίο διαδίδονται. Γενικά, η ταχύτητα αυξάνεται με το βάθος, αν και περιστασιακά εμφανίζονται στρώματα στα οποία η ταχύτητα μειώνεται. Στην ανακλαστική σεισμολογία, αν είναι γνωστά ο χρόνος άφιξης των ανακλάσεων και η ταχύτητα, τότε μπορεί να υπολογιστεί το βάθος (Κόκκινου, 1998).

Η μέθοδος των χαρτών συνάφειας αποτελεί την κύρια τεχνική εκτίμησης της σεισμικής ταχύτητας από τα δεδομένα ανάκλασης. Η ανάλυση ταχυτήτων (velocity analysis) εφαρμόστηκε αφού ελέγχθηκε η ορθότητα της γεωμετρίας μέσω των επικεφαλίδων (headers).

Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιείται η μέθοδος της συνάφειας του σήματος (coherency ή semblance) για να προσδιοριστούν οι μέσες τετραγωνικές ταχύτητες (picks) που αντιστοιχούν στη μέγιστη συνάφεια. Οι Neidell και Taner (1971) έχουν παρουσιάσει διάφορους τρόπους μέτρησης της συνάφειας. Για καταγραφές κοινού σημείου βάθους, το πλάτος στην τομή υπέρθεσης (stacked amplitude) ορίζεται από τη σχέση:

$$S_t = \sum_{i=1}^M f_{i,t(i)} \quad (2.1)$$

όπου  $f_{i,t(i)}$  είναι το πλάτος του ισοτού σεισμικού ίχνους με διπλό χρόνο διαδρομής  $t(i)$ . Με  $M$  συμβολίζεται ο αριθμός των σεισμικών ιχνών στις καταγραφές CDP. Ο διπλός χρόνος διαδρομής  $t(i)$  του ανακλώμενου κύματος υπολογίζεται από τη σχέση:

$$t(i) = [t^2(0) + x_i^2 / U_{st}^2]^{\frac{1}{2}} \quad (2.2)$$

όπου  $U_{st}$  είναι η ταχύτητα υπέρθεσης και  $x_i$  η απόσταση πηγής - υδροφώνων.

Το κανονικοποιημένο πλάτος υπέρθεσης (normalized stacked amplitude) ορίζεται ως εξής:

$$NS = |S_t| / \left( \sum_i |f_{i,t(i)}| \right) \quad (2.3)$$

και το εύρος των τιμών του είναι:

$$0 \leq NS \leq 1 \quad (2.4)$$

Επομένως, η συνάφεια σύμφωνα με τον τύπο αυτό ορίζεται από το κανονικοποιημένο πλάτος υπέρθεσης (Κόκκινου, 2002). Η συνάφεια τελικά δίνεται από το πηλίκο της ενέργειας πριν και μετά την υπέρθεση:

$$NE = \frac{1}{M} \cdot \left[ \left( \sum_t S_t^2 \right) / \left( \sum_t \sum_{i=1}^M f_{i,t(i)}^2 \right) \right] \quad (2.5)$$

με εύρος τιμών:

$$0 \leq NE \leq 1 \quad (2.6)$$

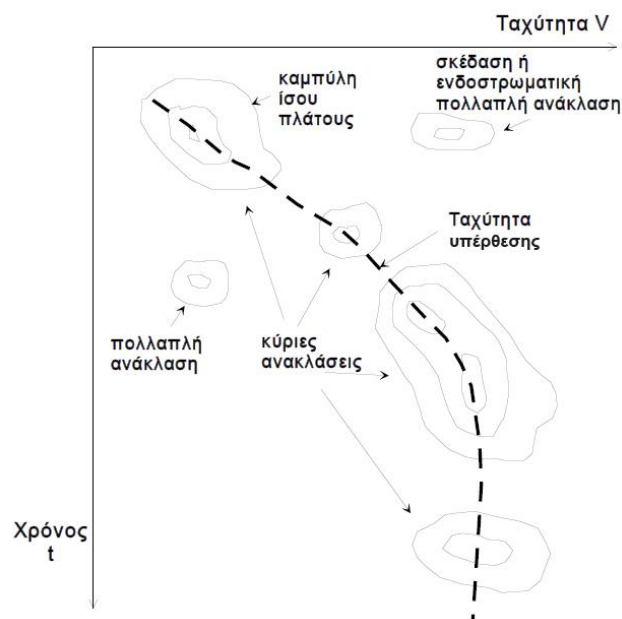
Η ανάλυση ταχυτήτων αποσκοπεί στην αναζήτηση μιας καμπύλης υπερβολικού τύπου η οποία θα προσεγγίζει ικανοποιητικά τα δεδομένα. Η υπερβολή καθορίζεται



οπτικά ή αριθμητικά. Στο Σχήμα 2.1 παρουσιάζεται μια τυπική εικόνα από την ανάλυση ταχυτήτων. Ο οριζόντιος άξονας αντιστοιχεί στην ταχύτητα, ενώ ο κάθετος στον χρόνο (διάγραμμα συνάφειας). Χαρτογραφώντας τα πλάτη των συναθροισμένων σημάτων, μπορεί να βρεθεί η πιθανή συνάρτηση ταχύτητας υπέρθεσης ( $V_{st}$ ). Η  $V_{st}$  καθορίζεται από τον εκάστοτε χρήστη για κάθε επιλογή σημείου (picking). Στην πράξη, τη θέση της  $V_{st}$  παίρνει η μέση τετραγωνική ταχύτητα,  $V_{RMS}$ .

Για την επιλογή των ταχυτήτων πρέπει να ληφθεί υπόψη ότι:

- Οι ταχύτητες υπέρθεσης σε οριζόντες με απότομες κλίσεις δεν είναι αξιόπιστες
- Μικρές ταχύτητες υπέρθεσης σε μεγάλους χρόνους διαδρομής αντιστοιχούν σε πολλαπλές ανακλάσεις
- Μεγάλες ταχύτητες υπέρθεσης σε μικρούς χρόνους διαδρομής είναι δυνατό να οφείλονται σε πλευρικές ανακλάσεις (Γεωργιλά, 1998).



Σχήμα 2.1: Διάγραμμα συνάφειας (semblance) για συγκεκριμένο CMP  
(Αποστολόπουλος, 2013)

Η σχέση η οποία προσδιορίζει τη  $V_{st}$  είναι:

$$T_n^2(x) = T_n^2(0) + \frac{x^2}{V_{st}^2} \quad (2.7)$$

όπου  $x$  είναι η απόσταση πηγής - γεωφώνου/υδροφώνου,  $T_n(x)$  ο χρόνος διαδρομής ανακλώμενου κύματος από την πηγή στο γεωφώνο/υδρόφωνο, αφού ανακλαστεί στη νιοστή διαχωριστική επιφάνεια και  $T_n(0)$  είναι ο διπλός χρόνος διαδρομής της κατακόρυφης ακτίνας.

Η ταχύτητα στο νιοστό στρώμα  $a_n$  υπολογίζεται από τις μέσες τετραγωνικές ταχύτητες  $V_n$  και  $V_{n-1}$  (ή  $V_{RMS}$ ) και τους διπλούς χρόνους διαδρομής της κατακόρυφης ακτίνας  $T_n(0)$  και  $T_{n-1}(0)$ . Η σχέση που συνδέει αυτές τις ταχύτητες είναι η εξής:

$$a_n^2 = \frac{V_n^2 T_n(0) - V_{n-1}^2 T_{n-1}(0)}{T_n(0) - T_{n-1}(0)} \quad (2.8)$$

Άρα η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στο νιοστό στρώμα  $a_n$  υπολογίζεται από τους χρόνους διαδρομής των κυμάτων, τα οποία ανακλώνται στις δύο διαδοχικές διαχωριστικές επιφάνειες που περικλείουν αυτό το στρώμα (Βαφείδης, 2011).

## 2.4 Διόρθωση γεωμετρικής διασποράς

Κατά τη διάδοση κύματος μέσα στη γη, η ενέργειά του μεταβάλλεται. Η γεωμετρική διασπορά (geometrical spreading), η απορρόφηση (absorption) και η διάχυση (dispersion) αποτελούν τα βασικότερα φαινόμενα εξασθένησης του κύματος κατά τη διάδοσή του. Στην παρούσα παράγραφο θα αναλυθεί η γεωμετρική διασπορά, μιας και έγινε ανάλογη διόρθωση στα δεδομένα.

Μια από τις σημαντικότερες παραμέτρους που περιγράφουν τη μετάδοση ενός κύματος μέσα σε ένα μέσο είναι η ενέργεια. Αρχικά πρέπει να καθοριστεί ο όρος πυκνότητα ενέργειας, που αφορά την ενέργεια ανά μονάδα όγκου (Telford *et al.*, 1990). Θεωρείται σφαιρικό αρμονικό κύμα, του οποίου η ακτινική μετατόπιση για συγκεκριμένη ακτίνα  $r$  δίνεται από τη σχέση:

$$u = A \cdot \cos(\omega \cdot t + \gamma) \quad (2.9)$$

όπου  $A$  το πλάτος του κύματος,  $\omega$  η κυκλική συχνότητα και  $\gamma$  η φάση του. Η μετατόπιση  $u$  παίρνει τιμές από  $-A$  έως  $A$ .

Επειδή η μετατόπιση μεταβάλλεται με τον χρόνο, κάθε σωματίδιο του μέσου που μετατοπίζεται, αποκτά μια ταχύτητα:

$$\dot{u} = \frac{\partial u}{\partial t} \quad (2.10)$$

Η μέγιστη κινητική ενέργεια  $\delta E_k$  για κάθε σωματίδιο του μέσου, όγκου  $\delta V$  δίνεται από τη σχέση:

$$\delta E_k = \frac{1}{2} (\rho \cdot \delta V) \dot{u}^2 \quad (2.11)$$

όπου  $\rho$  η πυκνότητα του μέσου. Η κινητική ενέργεια ανά μονάδα όγκου είναι:

$$\frac{\delta E_k}{\delta V} = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot \dot{u}^2 = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot \omega^2 \cdot A^2 \cdot \sin^2(\omega \cdot t + \gamma) \quad (2.12)$$

και παίρνει τιμές από 0 έως  $1/2 \rho \omega^2 A^2$ .

Το κύμα έχει επίσης και δυναμική ενέργεια, η οποία οφείλεται στις ελαστικές τάσεις που δημιουργούνται κατά τη διάδοσή του. Καθώς το μέσο υφίσταται ταλάντωση, η ενέργεια μετατρέπεται από κινητική σε δυναμική, ενώ η συνολική ενέργεια παραμένει σταθερή. Όταν ένα σωματίδιο του μέσου έχει μηδενική μετατόπιση, η δυναμική του ενέργεια είναι μηδέν και η κινητική του μέγιστη. Επειδή η συνολική ενέργεια ισούται με το μέγιστο της κινητικής, η πυκνότητα ενέργειας  $E$  ενός αρμονικού κύματος θα είναι:

$$E = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot \omega^2 \cdot A^2 = 2 \cdot \pi^2 \cdot \rho \cdot \nu^2 \cdot A^2 \quad (2.13)$$

όπου  $\nu$  είναι η συχνότητα.

Μια άλλη ποσότητα είναι ο ρυθμός ροής της ενέργειας ή αλλιώς, ένταση της ενέργειας (intensity). Η ένταση της ενέργειας ορίζεται ως η ενέργεια που ρέει από μοναδιαία περιοχή στη μονάδα του χρόνου και κατά τη διεύθυνση διάδοσης. Θεωρείται κύλινδρος απειροελάχιστης τομής  $\delta J$ , του οποίου ο άξονας είναι παράλληλος προς τη διεύθυνση διάδοσης και το μήκος του ισούται με την απόσταση η οποία διανύεται από το κύμα σε χρόνο  $\delta t$ . Η συνολική ενέργεια στον κύλινδρο τη χρονική στιγμή  $t$  είναι  $E \nu \delta t \delta J$ , ενώ σε χρόνο  $t + \delta t$  η ενέργεια αυτή έχει φύγει από το άλλο άκρο του κυλίνδρου. Αν διαιρέσουμε με την επιφάνεια  $\delta J$  και με το χρονικό διάστημα  $\delta t$ , λαμβάνουμε την ποσότητα  $I$ , που είναι η συνολική ενέργεια η οποία περνάει από τον κύλινδρο μοναδιαίας επιφάνειας στη μονάδα του χρόνου:

$$I = E \cdot \nu \quad (2.14)$$

Για ένα αρμονικό κύμα, η εξίσωση (2.14) γίνεται:

$$I = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot V \cdot \omega^2 \cdot A^2 = 2 \cdot \pi^2 \cdot \rho \cdot V \cdot v^2 \cdot A^2 \quad (2.15)$$

Στο Σχήμα 2.2 απεικονίζονται τα μέτωπα κυμάτων σε αποστάσεις  $r_1$  και  $r_2$  από την πηγή. Οι δύο επιφάνειες διαφέρουν χρονικά μεταξύ τους 1 s. Θεωρούμε δύο τμήματα  $J_1$  και  $J_2$  των δύο αυτών επιφανειών ακτίνων  $r_1$  και  $r_2$ , από όπου περνάει η ίδια ποσότητα ενέργειας σε 1 s. Η ροή της ενέργειας ανά δευτερόλεπτο ισούται με το γινόμενο της έντασης επί την επιφάνεια:

$$I_1 J_1 = I_2 J_2 \quad (2.16)$$

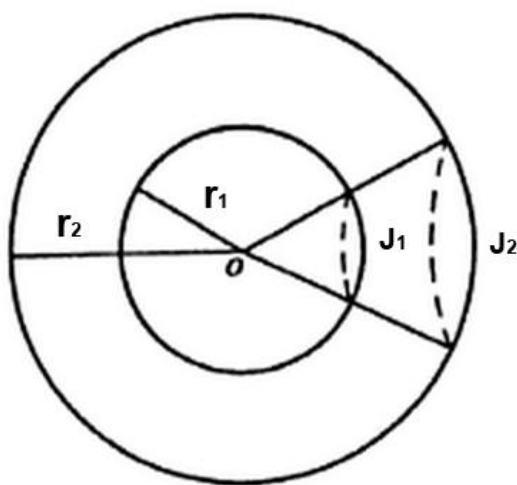
Επειδή οι δύο επιφάνειες  $J_1$  και  $J_2$  είναι ανάλογες με τα τετράγωνα των ακτίνων που αντιστοιχούν σε αυτές, η παραπάνω σχέση γίνεται:

$$\frac{I_2}{I_1} = \frac{J_1}{J_2} = \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2 \quad (2.17)$$

Λαμβάνοντας υπόψη και την εξίσωση  $I = E \cdot V$  προκύπτει:

$$\frac{I_2}{I_1} = \frac{E_2}{E_1} = \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2 \quad (2.18)$$

Η παραπάνω σχέση περιγράφει το φαινόμενο που ορίζεται ως σφαιρική διασπορά (spherical divergence) και κατά το οποίο η ένταση της ενέργειας και η πυκνότητα ενέργειας των σφαιρικών κυμάτων ελαττώνονται αντίστροφα με το τετράγωνο της απόστασης από την πηγή (Newman, 1973) [Κόκκινου, 2002].



Σχήμα 2.2: Εξάρτηση της έντασης της ενέργειας από την απόσταση

Γενικά, οι διορθώσεις σφαιρικής διασποράς εφαρμόζονται συνήθως σε σεισμικά δεδομένα λόγω της μείωσης του πλάτους του κύματος που συμβαίνει εξαιτίας της γεωμετρικής διασποράς του κύματος. Η μείωση του πλάτους προκύπτει καθώς αυξάνεται η απόσταση του κύματος από την πηγή ενέργειας.

Στην επεξεργασία των δεδομένων της παρούσας διατριβής κάθε δείγμα κάθε ίχνους πολλαπλασιάζεται με το μήκος της ακτίνας του σφαιρικού κύματος που προέρχεται από την πηγή στον χρόνο που αντιστοιχεί σε κάθε δείγμα (Paradigm Online Manual, 2014).

## 2.5 Απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων στον χώρο tau-p

Η ανάλυση του κυματικού πεδίου επιτυγχάνεται εφαρμόζοντας γραμμική χρονική απόκλιση (Linear Moveout, LMO) και αθροίζοντας τα πλάτη κατά μήκος του άξονα απόστασης πηγής - γεωφώνου/υδροφώνου (offset). Η διαδικασία αυτή ονομάζεται πλάγια υπέρθεση (slant stacking). Μια παραδοχή η οποία χρησιμοποιείται στην πλάγια υπέρθεση είναι ότι η γη είναι οριζόντια στρωματωμένη. Κατά τη διαδικασία της πλάγιας υπέρθεσης, τα δεδομένα αναπαρίστανται από τον χώρο απόστασης πηγής-γεωφώνου/υδροφώνου - διπλού χρόνου διαδρομής στον χώρο της παραμέτρου ακτίνας,  $p$  (ray parameter) - χρόνου  $t$ . Η παράμετρος ακτίνας είναι το αντίστροφο της οριζόντιας ταχύτητας φάσης. Μια ομάδα ιχνών με εύρος τιμών  $p$  ονομάζεται καταγραφή πλάγιας υπέρθεσης (slant-stack gather). Επίσης είναι γνωστή και ως καταγραφή tau-p (tau-p gather) ή πιο απλά καταγραφή  $p$  (p-gather). Κάθε ίχνος σε αυτή την καταγραφή αναπαριστά ένα επίπεδο κύμα το οποίο διαδίδεται με ορισμένη γωνία από την κατακόρυφο. Συνεπώς, η παράμετρος ακτίνας δίνεται από τη σχέση:

$$p = v^{-1} \cdot \sin\theta \quad (2.19)$$

Η κλίση  $\theta$  ενός μετώπου κύματος (ή η γωνία διάδοσης του επίπεδου κύματος) μπορεί να ελεγχθεί χρησιμοποιώντας την παρακάτω εξίσωση:

$$\sin\theta = v\Delta t/\Delta x \quad (2.20)$$

Η θέση της πηγής πρέπει να μετακινείται με ταχύτητα  $\Delta x/\Delta t = v/\sin\theta$  κατά μήκος της οριζόντιας διεύθυνσης. Η ταχύτητα με την οποία πρέπει να κινείται η θέση της πηγής ( $v/\sin\theta$ ) ονομάζεται οριζόντια ταχύτητα φάσης (horizontal phase velocity). Ο χρόνος

καθυστερήσης που σχετίζεται με το επίπεδο κύμα που διαδίδεται με γωνία  $\theta$  από την κατακόρυφο δίνεται από την εξίσωση:

$$\Delta t = (\sin\theta/v)\Delta x \quad (2.21)$$

Σύμφωνα με το νόμο του Snell, η ποσότητα  $\sin\theta/v$ , η οποία είναι το αντίστροφο της οριζόντιας ταχύτητας φάσης, είναι σταθερή κατά μήκος της ακτίνας σε στρωματωμένο μέσο. Η σταθερά αυτή ονομάζεται παράμετρος ακτίνας  $p$ . Συνεπώς, η εξίσωση (2.21) μπορεί να ξαναγραφεί ως εξής:

$$\Delta t = p\Delta x \quad (2.22)$$

Η γωνία διάδοσης επίπεδου κύματος ελέγχεται ρυθμίζοντας την τιμή  $p$ . Η τιμή  $p=0$  αντιστοιχεί σε επίπεδο κύμα που διαδίδεται κάθετα. Ένα επίπεδο κύμα που διαδίδεται σε στρωματωμένη γη ονομάζεται κύμα Snell.

Γενικότερα, τα γεωφωνα/υδροφωνα σε όλες τις αποστάσεις πηγής-γεωφώνου/υδροφώνου καταγράφουν επίπεδα κύματα πολλών τιμών  $p$ . Για να αναλυθεί η καταγραφή απόστασης πηγής-γεωφώνου/υδροφώνου σε επίπεδα κύματα, πρέπει να αθροιστούν κατά μήκος αρκετών πλάγιων διαδρομών όλα τα πλάτη ιχνών στην καταγραφή, το καθένα με μοναδικό χρόνο καθυστέρησης, ο οποίος ορίζεται από την εξίσωση (2.22) [Yilmaz, 1987].

Η πλάγια υπέρθεση για πραγματικά δεδομένα, δηλαδή η μετατροπή από τον χώρο  $t$ - $x$  στον χώρο  $t$ - $p$ , υποβαθμίζεται από τη χωρική αναδίπλωση και την περιορισμένη χωρική απόσταση πηγής - γεωφώνου/υδροφώνου (Mitchell and Kelamis, 1990).

### 2.5.1 Ο βασικός αλγόριθμος

Θεωρώντας την ύπαρξη υπερβολικού τύπου καμπυλών που περιγράφουν τον χρόνο διαδρομής των ανακλώμενων κυμάτων προκύπτει η σχέση:

$$t^2 = t_0^2 + x^2/v^2 \quad (2.23)$$

όπου  $t$  είναι ο διπλός χρόνος σε απόσταση  $x$ ,  $t_0$  είναι ο διπλός χρόνος ανάκλασης μηδενικής απόστασης πηγής-γεωφώνου/υδροφώνου και  $v$  είναι η ταχύτητα χρονικής απόκλισης (moveout velocity). Στη συνέχεια, παραγωγίζοντας την εξίσωση (2.23) ως προς  $x$  και λαμβάνοντας υπόψη ότι η παράμετρος ακτίνας δίνεται από τη σχέση  $p=dt/dx$ , προκύπτει η εξίσωση (2.24):

$$p = x/(tv^2) \quad (2.24)$$

Συνδέοντας ένα εύρος ταχυτήτων ( $v_{\min}, v_{\max}$ ) με κάθε σημείο ( $x, t$ ), μπορεί να καθοριστεί ένα περιορισμένο εύρος τιμών  $p$  από την εξίσωση (2.24) από τις παρακάτω ανισότητες:

$$x/(tv_{\max}^2) \leq p \leq x/(tv_{\min}^2) \quad (2.25)$$

Οι τιμές ταχύτητας  $v_{\min}$  και  $v_{\max}$  που συνδέονται με το σημείο ( $x, t$ ) επιλέγονται έτσι ώστε όλες οι πιθανές ταχύτητες υπέρθεσης που σχετίζονται με αυτό το σημείο να βρίσκονται μέσα στο επιλεγμένο εύρος. Στην πράξη, οι ταχύτητες  $v_{\min}$  και  $v_{\max}$  αντικαθιστώνται από τα χρονικά μεταβαλλόμενα ισοδύναμά τους  $v_{\min}(x, t)$  και  $v_{\max}(x, t)$ , τα οποία δίνονται από τις παρακάτω εξισώσεις:

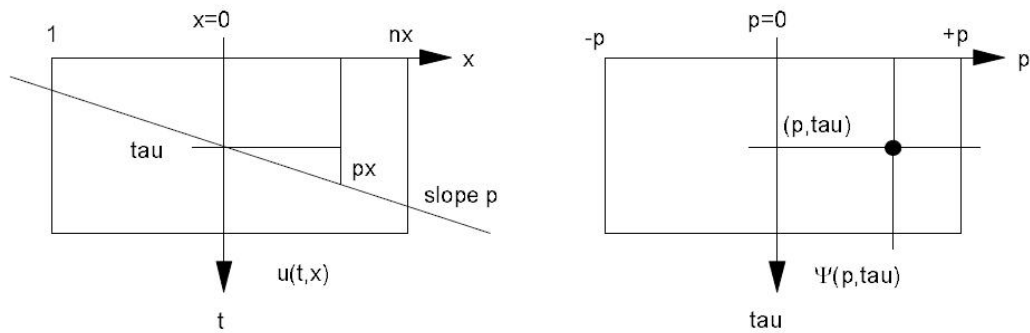
$$v_{\min}(x, t) = (1 - k)v(x, t) \quad (2.26)$$

$$v_{\max}(x, t) = (1 + k)v(x, t) \quad (2.27)$$

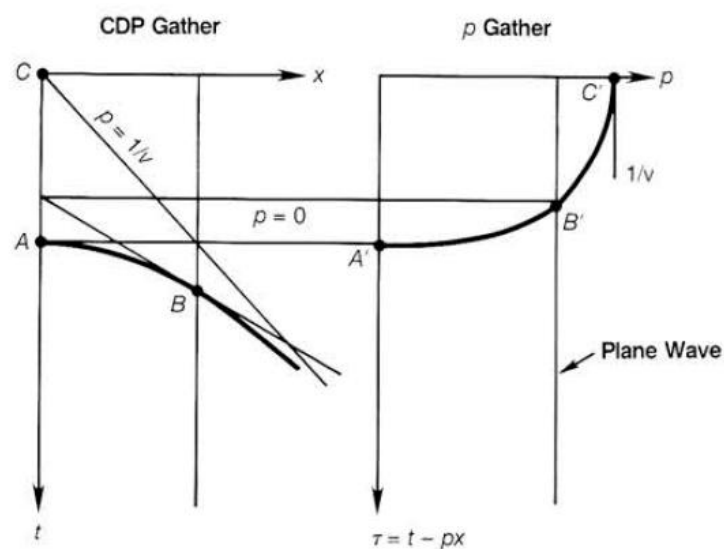
όπου  $k$  είναι μια συγκεκριμένη τιμή κλασματικού ποσοστού (συνήθως μεταξύ 15-25%) της αρχικής συνάρτησης ταχύτητας και η  $v(x, t)$  περιγράφει την ταχύτητα υπέρθεσης, μέσω της εξίσωσης χρόνου διαδρομής για απόσταση  $x$ . Η ανισότητα (2.25) χρησιμοποιείται από τον βασικό αλγόριθμο (Mitchell and Kelamis, 1990).

## 2.5.2 Κατασκευή πλάγιας υπέρθεσης

Η  $v(t, x)$  αντιστοιχεί σε σεισμικά δεδομένα δύο διαστάσεων που καταγράφονται συναρτήσει του χρόνου διαδρομής ( $t$ ) και της απόστασης πηγής-γεωφώνου/υδροφώνου ( $x$ ). Η μεταβλητή  $t = t + px$  αντιστοιχεί σε ευθεία στο επίπεδο  $t$ - $x$  με κλίση  $p$  (ή  $1/v$ ) και χρόνο συνάντησης,  $\tau$  (intercept time). Συνεπώς, η πλάγια υπέρθεση είναι μια διαδικασία κατά την οποία τα αθροισμένα πλάτη κατά μήκος δεδομένης ευθείας με κλίση  $p$  και χρόνο συνάντησης  $\tau$  στον χώρο  $t$ - $x$ , απεικονίζονται ως ένα σημείο στον χώρο  $\tau$ - $p$  (Σχήμα 2.3). Με αυτόν τον τρόπο, αθροίζοντας τα πλάτη ενός γεγονότος (π.χ. ανακλώμενων κυμάτων) κατά μήκος ευθειών με διαφορετικές τιμές  $p$  και  $\tau$ , το γεγονός αυτό μπορεί να απεικονιστεί ως ελλειπτική καμπύλη στον χώρο  $\tau$ - $p$  (Σχήμα 2.4) [Donati and Martin, 1995].



Σχήμα 2.3: Μετατροπή από τον χώρο  $t$ - $x$  στον χώρο  $\tau$ - $p$  (Donati and Martin, 1995)



Σχήμα 2.4: Μια υπερβολική καμπύλη στον χώρο  $t$ - $x$  απεικονίζεται ως ελλειπτική στον χώρο  $\tau$ - $p$  (Yilmaz, 1987)

### 2.5.3 Φίλτρο ταχυτήτων για καμπύλες $\tau(p)$ υπερβολικού τύπου

Το φίλτρο ταχυτήτων για καμπύλες  $\tau(p)$  υπερβολικού τύπου ( $\tau$ - $p$  hyperbolic velocity filtering ή HVF) μειώνει τα σφάλματα (artifacts) που σχετίζονται με τη μετατροπή καθώς επίσης και τον συναφή και μη συναφή θόρυβο, διατηρώντας τα ελλειπτικά γεγονότα (ανακλάσεις). Το HVF μπορεί να θεωρηθεί ως μια διαδικασία αποκοπής (muting) στην πλάγια υπέρθεση.

Συνεχίζοντας με τις εξισώσεις, το  $t$  στην εξίσωση (2.24) αντικαθιστάται από  $t + px$  και έτσι προκύπτει η εξίσωση (2.28):



$$p^2 v^2 x + p v^2 \tau - x = 0 \quad (2.28)$$

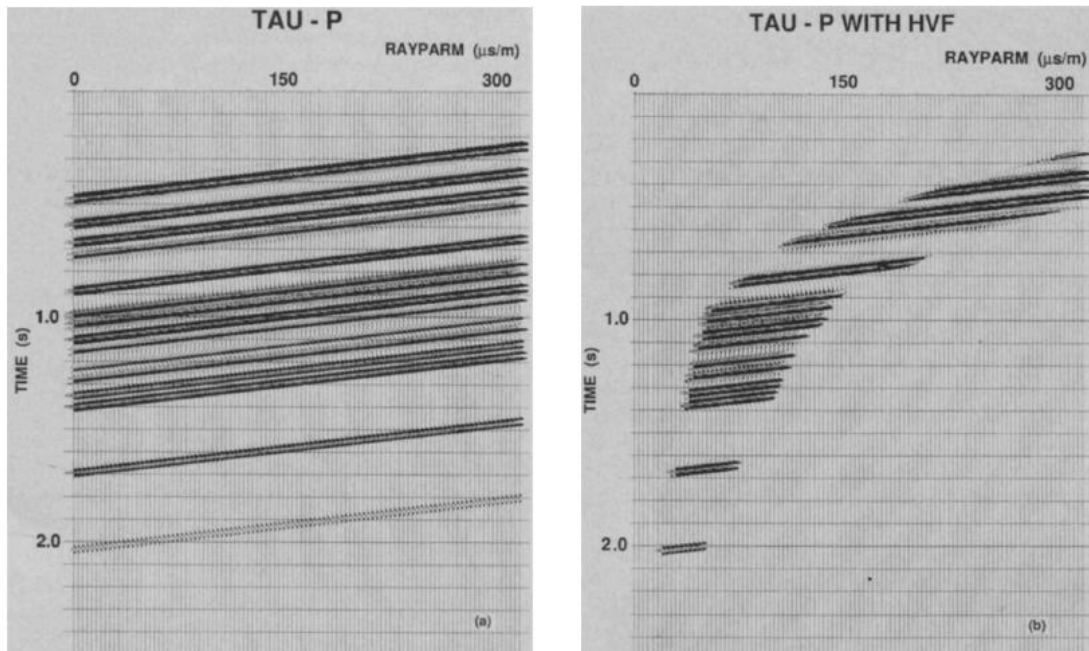
Λύνοντας την παραπάνω εξίσωση ως προς την παράμετρο ακτίνας, προκύπτει:

$$p = -\tau/(2x) \pm \sqrt{(\tau/(2x))^2 + 1/v^2} \quad (2.29)$$

Περιορίζοντας το  $p$  σε θετικές τιμές, θέτοντας  $w=\tau/(2x)$  και χρησιμοποιώντας την εξίσωση (2.29), οι ανισότητες (2.25) μπορεί να ξαναγραφούν ως εξής:

$$-w + \sqrt{w^2 + 1/v_{max}^2} \leq p \leq -w + \sqrt{w^2 + 1/v_{min}^2} \quad (2.30)$$

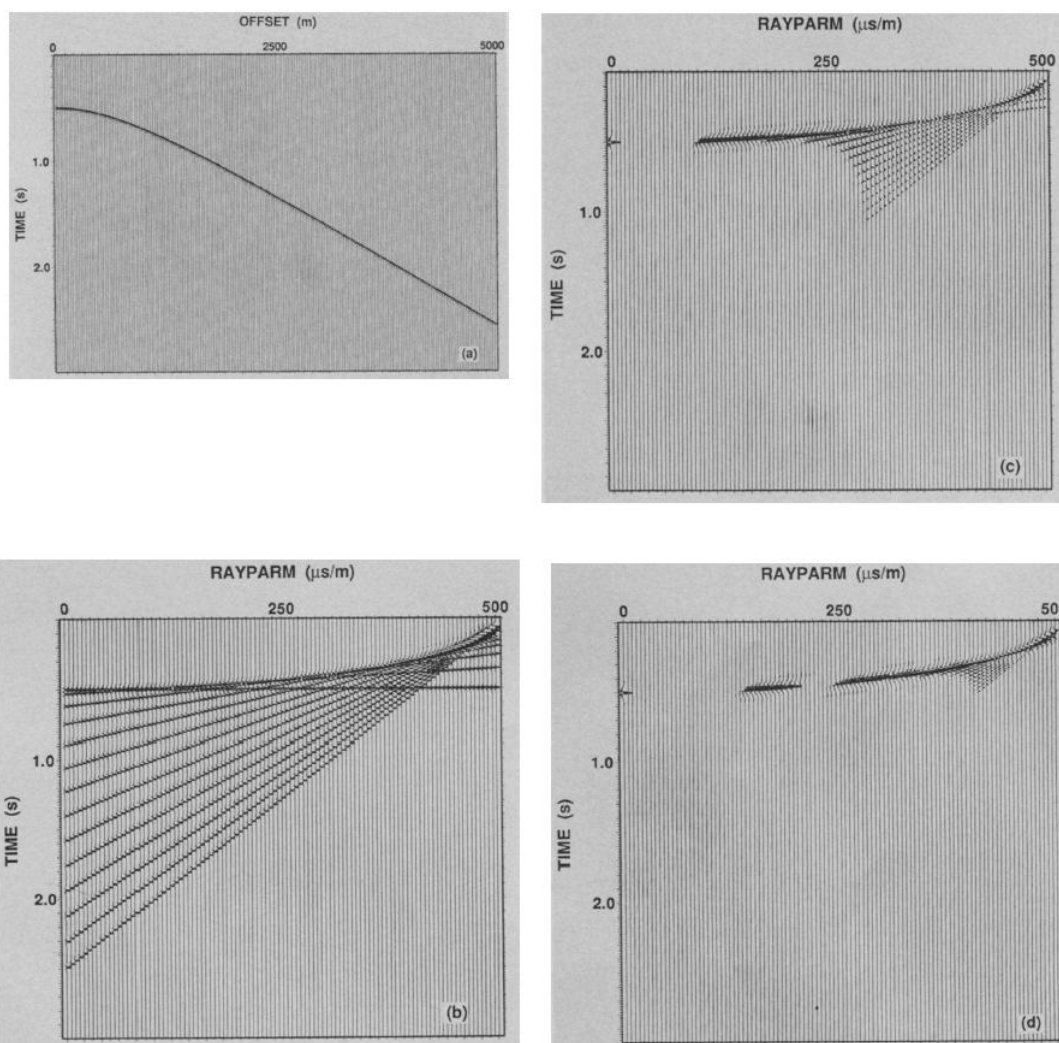
Ορίζοντας την απόσταση  $x$ , παρατηρείται ότι οι ανισότητες (2.30) μπορεί να ερμηνευτούν ως οδηγός αποκοπής στον χώρο  $\tau$ - $p$ . Η αποκοπή αυτή απεικονίζεται στο Σχήμα 2.5, όπου φαίνεται η πλάγια υπέρθεση για συγκεκριμένη απόσταση από συνθετική καταγραφή χωρίς και με HVF.



Σχήμα 2.5: (α) Απεικόνιση στον χώρο  $\tau$ - $p$  ενός ίχνους από συνθετική καταγραφή και (β) Απεικόνιση του ίδιου ίχνους στον χώρο  $\tau$ - $p$  μετά την εφαρμογή του φίλτρου HVF (Mitchell and Kelamis, 1990)

Τα σημεία κατά μήκος υπερβολικού τύπου καμπύλης μετατρέπονται σε γραμμές στον χώρο  $\tau$ - $p$ , οι οποίες συμβάλλουν σε σημεία κατά μήκος ελλειπτικού τύπου καμπύλης. Το φίλτρο ταχυτήτων για καμπύλες υπερβολικού τύπου επιλέγει μόνο τα τμήματα γύρω από τα σημεία επαφής με την ελλειπτική καμπύλη (Σχήμα 2.6). Οι

επιλεγμένες αποστάσεις από την υπερβολικού τύπου καμπύλη του Σχήματος 2.6a οι οποίες μετατρέπονται σε γραμμές, όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.6b. Αφού εφαρμόστηκε φίλτρο ταχυτήτων για καμπύλες υπερβολικού τύπου, χρησιμοποιώντας 30% και 15% αντίστοιχα για το παράθυρο ταχυτήτων, οι γραμμές αυτές περιορίστηκαν, όπως φαίνεται στα Σχήματα 2.6c και 2.6d (Mitchell and Kelamis, 1990).

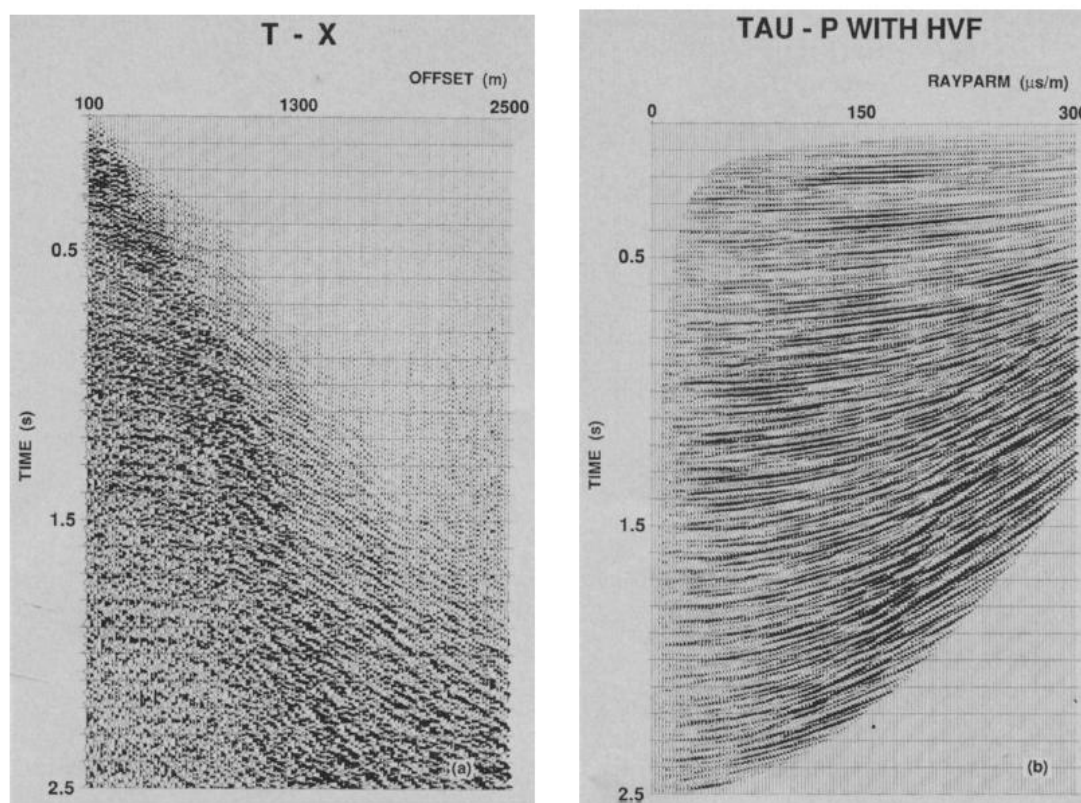


Σχήμα 2.6: (a) Γεγονός με μορφή καμπύλης υπερβολικού τύπου (single hyperbolic event), (b) Πλάγια υπέρθεση ιχνών, επιλεγμένων από το Σχήμα a. Χρησιμοποιήθηκε βήμα 15 ιχνών, (c) Πλάγια υπέρθεση με HVF χρησιμοποιώντας το  $\pm 30\%$  της ταχύτητας υπέρθεσης και (d) Πλάγια υπέρθεση με HVF χρησιμοποιώντας το  $\pm 15\%$  της ταχύτητας υπέρθεσης (Mitchell and Kelamis, 1990).

## 2.5.4 Πλεονεκτήματα του HVF

Υπάρχουν δύο βασικά πλεονεκτήματα στη χρήση του HVF όταν συνδυάζεται με πλάγια υπέρθεση. Το πρώτο είναι ότι το HVF λειτουργεί ως μια ισχυρή τεχνική μείωσης θορύβου για σφάλματα αναδίπλωσης (aliasing).

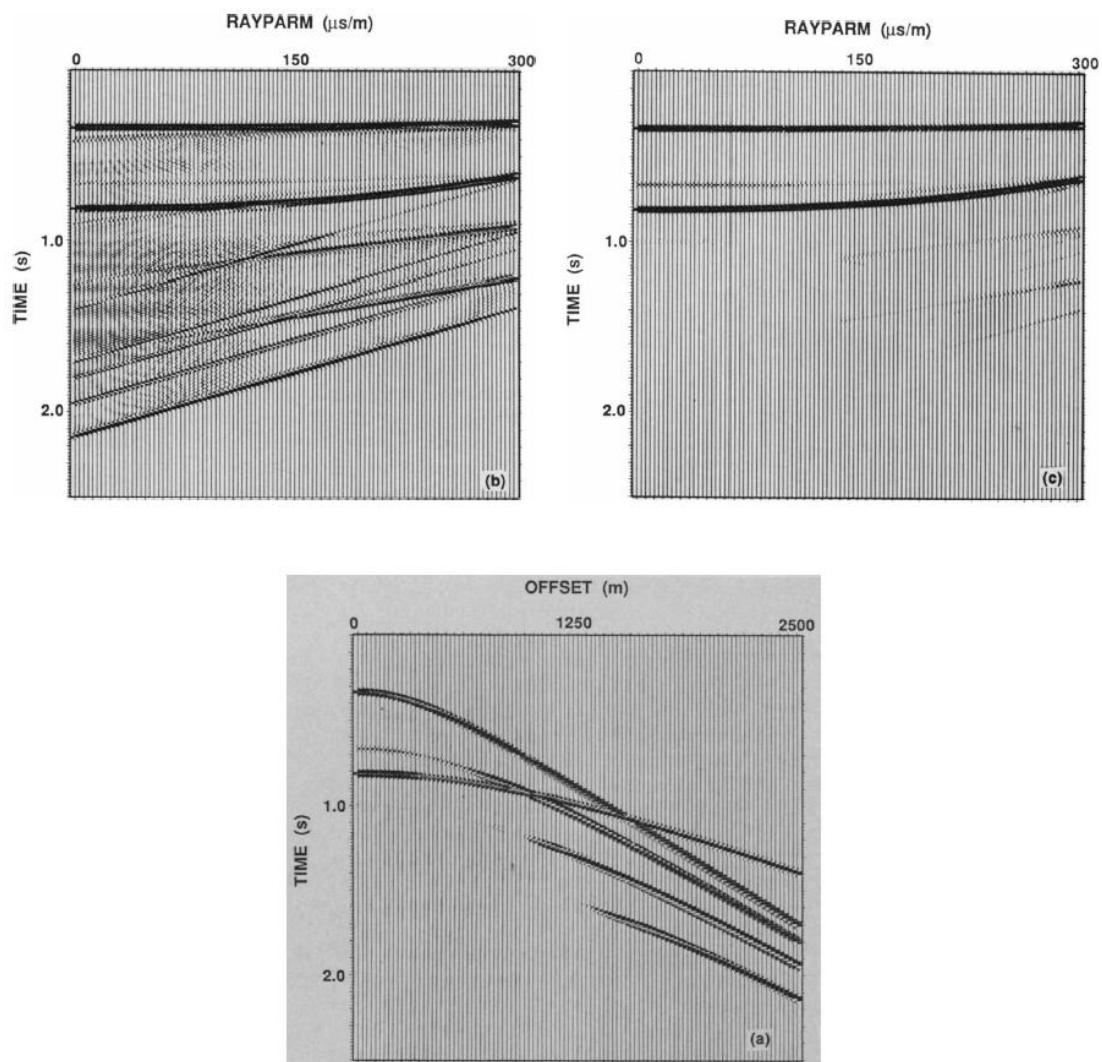
Ένα παράδειγμα με πραγματικά δεδομένα δίνεται στο Σχήμα 2.7. Στο Σχήμα 2.7a απεικονίζεται μια καταγραφή κοινού ενδιάμεσου σημείου η οποία έχει μεγάλη ποσότητα μη συναφούς ενέργειας. Η ενέργεια (καμπύλη υπερβολικού τύπου) σε αυτή την καταγραφή είναι ασθενής. Στο Σχήμα 2.7b φαίνεται ότι στη μετατροπή με HVF, ο λόγος σήματος προς θόρυβο (S/N) βελτιώνεται και τα ελλειπτικά γεγονότα είναι ορατά.



Σχήμα 2.7: (a) Καταγραφή CMP δεδομένων πεδίου με μη συναφή θόρυβο και (b) Πλάγια υπέρθεση με HVF του α. Η βελτίωση του λόγου S/N είναι εμφανής (Mitchell and Kelamis, 1990).

Το δεύτερο πλεονέκτημα που προσφέρει το HVF σχετίζεται με την απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων (multiple suppression). Στο Σχήμα 2.8 φαίνεται συνθετικό παράδειγμα που απεικονίζει πως το HVF μειώνει την ενέργεια των πολλαπλών

ανακλάσεων και τα σφάλματα που σχετίζονται με αυτές. Στο Σχήμα 2.8a φαίνεται μοντέλο (διάγραμμα χρόνου - απόστασης) που αποτελείται από δύο στρώματα. Στο Σχήμα 2.8b απεικονίζεται ο μετασχηματισμός της καταγραφής στον χώρο tau-p και στο Σχήμα 18c απεικονίζεται ο μετασχηματισμός στον χώρο tau-p με HVF. Το HVF μείωσε σημαντικά την επίδραση των άκρων του ανακλαστήρα (edge effect) και τα σφάλματα αναδίπλωσης που προήλθαν από τις πολλαπλές ανακλάσεις. Επίσης, η ενέργεια πολλαπλών ανακλάσεων έχει μειωθεί αρκετά συγκριτικά με την καταγραφή στον χώρο χρόνου - απόστασης.



Σχήμα 2.8: (a) Συνθετική καταγραφή με δύο κύριες ανακλάσεις και πολλαπλές ανακλάσεις που δημιουργούνται μέσα στο πρώτο στρώμα, (b) Πλάγια υπέρθεση του a, (c) Πλάγια υπέρθεση με HVF του a. Παρατηρείται μείωση της ενέργειας των πολλαπλών ανακλάσεων (Mitchell and Kelamis, 1990).

Η πλάγια υπέρθεση δεν καθιστά απαραίτητο τον αντίστροφο μετασχηματισμό και αποφεύγει τα σφάλματα που σχετίζονται με αυτόν. Επιπροσθέτως, μειώνεται το φαινόμενο της παραμόρφωσης των κυματομορφών (stretching) κατά τη διόρθωση NMO (Mitchell and Kelamis, 1990).

## 2.6 Θεωρία της αποσυνέλιξης

Στην παρούσα παράγραφο περιγράφεται η αποσυνέλιξη (deconvolution), η οποία αποτελεί σημαντική διαδικασία του διαγράμματος ροής της εργασίας. Επίσης γίνεται αναφορά στη συνέλιξη (convolution), η οποία είναι η αντίστροφη διαδικασία της αποσυνέλιξης και στη συσχέτιση (correlation).

### 2.6.1 Συνέλιξη

Το συνελικτικό μοντέλο περιγράφεται από την παρακάτω εξίσωση:

$$x(t) = w(t) * e(t) + n(t) \quad (2.31)$$

όπου  $x(t)$  είναι το σεισμόγραμμα,  $w(t)$  το κυματίδιο,  $e(t)$  η απόκριση του παλμού της Γης και  $n(t)$  ο τυχαίος περιβάλλον θόρυβος. Ο αστερίσκος (\*) υποδηλώνει συνέλιξη.

Λαμβάνοντας υπόψη την εξίσωση (2.31), το συνελικτικό μοντέλο για σεισμόγραμμα που δεν περιλαμβάνει θόρυβο περιγράφεται από τη σχέση:

$$x(t) = w(t) * e(t) \quad (2.32)$$

Η συνέλιξη στον χώρο των χρόνων ισοδυναμεί με πολλαπλασιασμό στον χώρο των συχνοτήτων. Συγκεκριμένα, το φάσμα πλάτους του σειсмоγράφματος ισοδυναμεί με το γινόμενο των φασμάτων του πλάτους του κυματιδίου και της απόκρισης του παλμού της Γης:

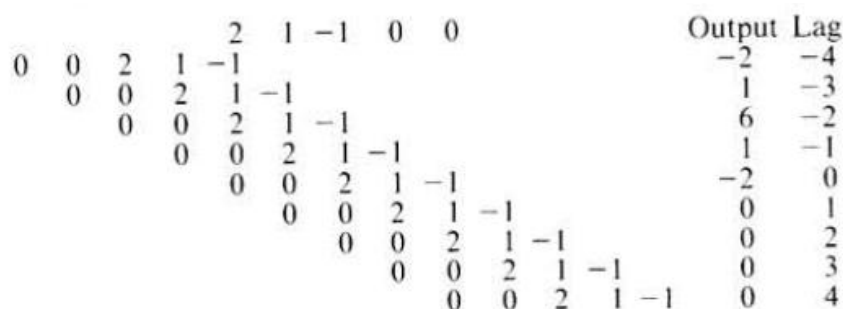
$$X(\omega) = W(\omega)E(\omega) \quad (2.33)$$

όπου  $X(\omega)$ ,  $W(\omega)$  και  $E(\omega)$  είναι οι μετασχηματισμοί Fourier του σειсмоγράφματος, της κυματομορφής της πηγής και της απόκρισης παλμού, αντίστοιχα (Yilmaz, 1987).

## 2.6.2 Συσχέτιση

Η συσχέτιση αποτελεί μέτρο σύγκρισης της ομοιότητας μεταξύ δύο ιχνών (χρονοσειρών). Αν ο βαθμός ομοιότητας δύο ιχνών είναι μεγάλος, η τιμή της συσχέτισης θα είναι μεγάλη και αντίστροφα. Για τη συσχέτιση δύο ιχνών, μετακινείται το ένα ίχνος προς το άλλο πριν τον πολλαπλασιασμό των στοιχείων των ιχνών και την άθροιση των μερικών γινομένων. Κάθε μετακίνηση του ίχνους προς τα δεξιά χαρακτηρίζεται ως θετική, ενώ κάθε μετακίνηση του ίχνους προς τα αριστερά χαρακτηρίζεται ως αρνητική. Μετακινώντας το ίχνος δεξιά και αριστερά και συσχετίζοντας το σε κάθε μετακίνηση με το άλλο ίχνος, είναι δυνατή η συσχέτιση (crosscorrelation) των δύο ιχνών (Σχήμα 2.9) για την οποία ισχύουν:

- Αν τα δύο σύνολα δεδομένων είναι σχεδόν όμοια, το αποτέλεσμα θα είναι θετικό και η συσχέτιση μεγάλη
- Αν η συσχέτιση έχει μεγάλη αρνητική τιμή, τα δύο σύνολα δεδομένων θα ήταν όμοια στην περίπτωση που το ένα εκ των δύο συνόλων θα είχε αντίθετο πρόσημο.

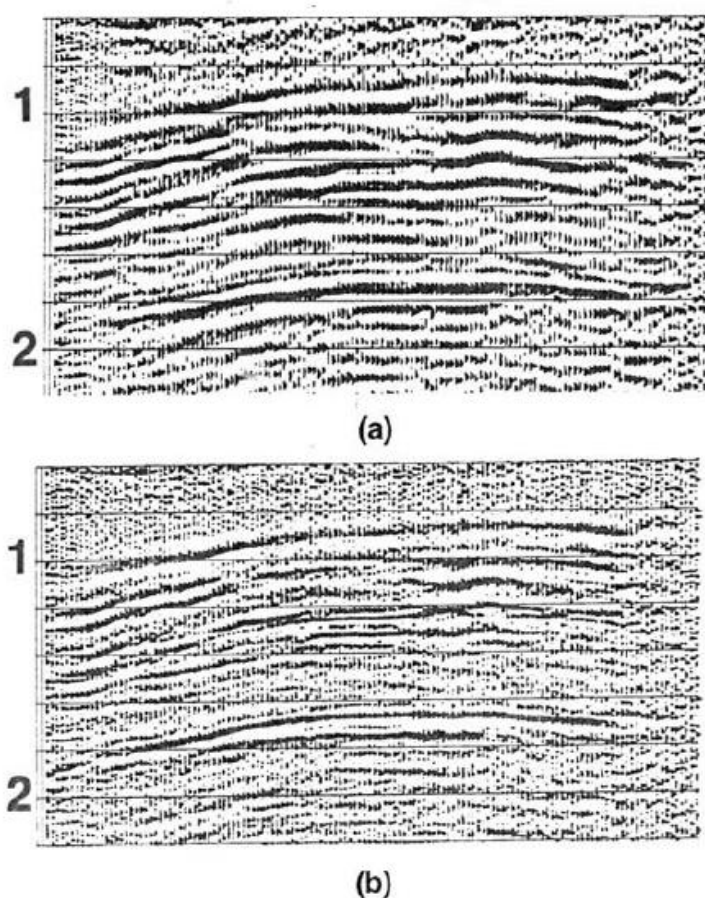


Σχήμα 2.9: Συσχέτιση κυματιδίου 1 (2, 1, -1, 0, 0) και κυματιδίου 2 (0, 0, 2, 1, -1)  
[Yilmaz, 1987]

Η ειδική περίπτωση συσχέτισης ίχνους με τον εαυτό του χαρακτηρίζεται ως αυτοσυσχέτιση (autocorrelation). Η συνάρτηση της αυτοσυσχέτισης είναι συμμετρική και έχει τη μέγιστη τιμή της στη μηδενική χρονική μετατόπιση (zero lag) των δεδομένων. Για τη μηδενική χρονική μετατόπιση των δεδομένων, η αυτοσυσχέτιση εκφράζει την ενέργεια του ίχνους (Γεωργιλιά, 1998).

### 2.6.3 Αποσυνέλιξη

Αποσυνέλιξη είναι η μέθοδος η οποία βελτιώνει τη χρονική διακριτική ικανότητα των σεισμικών δεδομένων. Αύξηση της χρονικής διακριτικής ικανότητας σημαίνει διάκριση δύο ανακλάσεων που προέρχονται από λεπτά στρώματα, οι οποίες πριν από την αποσυνέλιξη εμφανίζονται ως μία ανάκλαση. Συνήθως, η αποσυνέλιξη των σεισμικών δεδομένων πραγματοποιείται πριν από τη σεισμική υπέρθεση. Στο Σχήμα 2.10 παρουσιάζεται σεισμική τομή υπέρθεσης με και χωρίς την εφαρμογή της αποσυνέλιξης. Είναι φανερό η αύξηση της χρονικής διακριτικής ικανότητας στη σεισμική τομή όπου εφαρμόστηκε η αποσυνέλιξη (Σχήμα 2.10b).



Σχήμα 2.10: Σεισμική τομή υπέρθεσης (a) χωρίς την εφαρμογή της αποσυνέλιξης και (b) μετά την εφαρμογή της αποσυνέλιξης (Yilmaz, 1987)

Η αποσυνέλιξη εκτός του ότι απαλλάσσει το σήμα από την παρουσία της κυματομορφής της σεισμικής πηγής, μερικές φορές αποσβένει σημαντικό τμήμα της ενέργειας των πολλαπλά ανακλώμενων σεισμικών κυμάτων. Δυστυχώς, η αποσυνέλιξη δεν αποσβένει πάντα τις πολλαπλές ανακλάσεις (Βαφειδής, 2011).

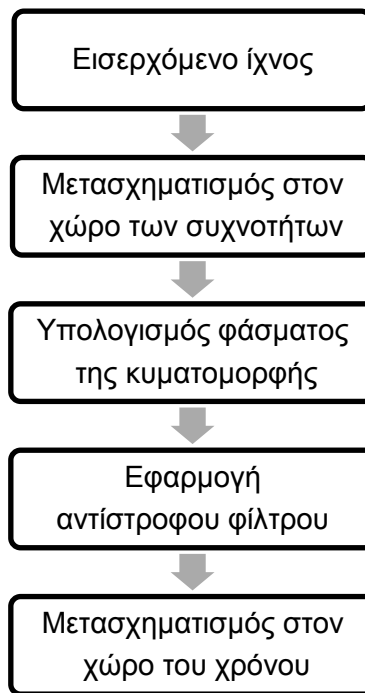
Σύμφωνα με τον Yilmaz (1987), για την εφαρμογή της αποσυνέλιξης καθορίζονται τρεις παράμετροι. Η πρώτη είναι ο θόρυβος που προστίθεται στα δεδομένα (prewhitening). Η προσθήκη «λευκού» θορύβου (white noise) επιτυγχάνεται προσθέτοντας μια σταθερά στη μηδενική χρονική μετατόπιση της συνάρτησης της αυτοσυσχέτισης. Η δεύτερη παράμετρος αφορά το μήκος του τελεστή (operator length) της αποσυνέλιξης. Η ποιότητα των αποτελεσμάτων βελτιώνεται με την αύξηση του μήκους του τελεστή, όμως η υπερβολική αύξηση μπορεί να επιφέρει καταστροφή του σήματος ενδιαφέροντος. Η τρίτη παράμετρος σχετίζεται με τη διάρκεια του τμήματος του ίχνους στο οποίο θα εφαρμοστεί το φίλτρο της αποσυνέλιξης.

Στα συγκεκριμένα δεδομένα εφαρμόζεται αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης (zero-phase deconvolution). Στην περίπτωση αυτή, θεωρείται κυματομορφή μηδενικής φάσης και αμελητέος θόρυβος. Θετικοί συντελεστές ανάκλασης στις σεισμικές τομές αντιστοιχούν στα μέγιστα πλάτη των ανακλώμενων κυμάτων.

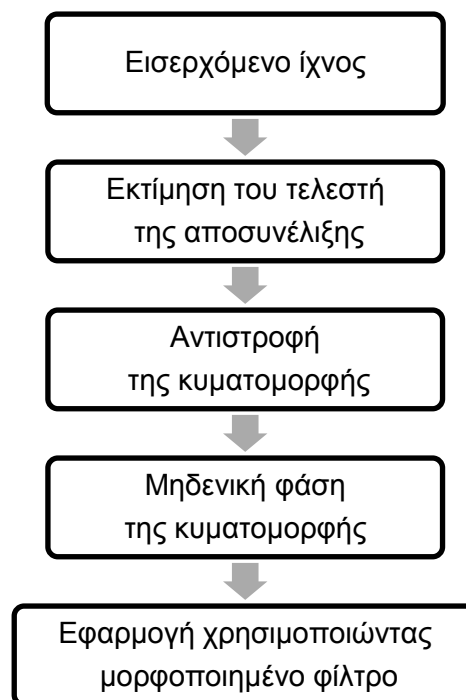
Για την εφαρμογή της αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης στο χώρο των συχνοτήτων ακολουθούνται τα εξής στάδια (Σχήματα 2.11 και 2.12):

- Μετασχηματίζονται τα δεδομένα από τον χώρο του χρόνου, στον χώρο των συχνοτήτων
- Προσδιορίζεται το φάσμα του πλάτους της κυματομορφής από το φάσμα του πλάτους των δεδομένων
- Εφαρμόζεται το αντίστροφο φίλτρο που ισοδυναμεί με διατήρηση του φάσματος του πλάτους των δεδομένων (Γεωργιλιά, 1998).





Σχήμα 2.11: Βήματα εφαρμογής της αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης στον χώρο της συχνότητας



Σχήμα 2.12: Βήματα εφαρμογής της αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης στον χώρο του χρόνου

Στόχος της αποσυνέλιξης είναι να παράξει έναν τελεστή αποσυνέλιξης (φίλτρο),  $F(f)$ , και να τον εφαρμόσει στα σεισμικά ίχνη,  $X(f)$ , για να προκύψει η ανακλαστικότητα της Γης,  $R(f)$  (earth reflectivity). Μαθηματικώς, η αποσυνέλιξη είναι:

$$R(f)_{estimated} = X(f) \times F(f) \quad (2.34)$$

Για να παραχθεί το φίλτρο  $F(f)$ , χρησιμοποιείται το παρακάτω συνελικτικό μοντέλο στον χώρο των συχνοτήτων:

$$X(f) = R(f) \times W_t(f) + N(f) \quad (2.35)$$

όπου  $X(f)$  είναι τα σεισμικά ίχνη (αρχική πληροφορία),  $R(f)$  η άγνωστη ανακλαστικότητα της Γης,  $W_t(f)$  το άγνωστο χρονικά μεταβαλλόμενο κυματίδιο και  $N(f)$  ο άγνωστος θόρυβος.

Εφόσον υπάρχουν τρεις άγνωστοι στην παραπάνω εξίσωση, λαμβάνονται ως παραδοχές οι παρακάτω προτάσεις:

- Ο όρος  $N(f)$  θεωρείται αμελητέος, επομένως το συνελικτικό μοντέλο παίρνει τη μορφή  $X(f) = R(f) \times W_t(f)$ . Στο σημείο αυτό, το επιθυμητό φίλτρο,  $F(f)$ , μπορεί να οριστεί ως το αντίστροφο του κυματιδίου, δηλαδή  $F(f)=1/W_t(f)$ .
- Το κυματίδιο θεωρείται χρονικά μη μεταβαλλόμενο (σε ένα παράθυρο δεδομένων), επομένως  $W_t(f)=W(f)$ .
- Η φάση του  $W(f)$  θεωρείται μηδέν, άρα  $W(f)=|W(f)|$ . Το συνελικτικό μοντέλο μπορεί να ξαναγραφεί ως  $X(f) = R(f) \times |W(f)|$
- Θεωρείται ότι  $|W(f)| = |X(f)|$

Το φίλτρο που προκύπτει και εφαρμόζεται στα σεισμικά ίχνη είναι:

$$F(f) = \frac{1}{|X(f)|} \quad (2.36)$$

Κατά τη διαδικασία της αποσυνέλιξης τα δεδομένα φιλτράρονται με το αντίστροφο φίλτρο του κυματιδίου:

$$\hat{R}(f) = X(f) \times \frac{1}{W(f)} = \frac{X(f)}{|X(f)|} \quad (2.37)$$

όπου  $\hat{R}(f)$  είναι το προκύπτον αποσυνελιγμένο ίχνος,  $X(f)$  το εισερχόμενο ίχνος και  $W(f)$  το προκύπτον κυματίδιο (Paradigm Online Manual, 2014).

## 2.7 Δυναμική διόρθωση

Πριν από την άθροιση των σειсмоγραμμάτων της διάταξης κοινού ενδιάμεσου σημείου είναι απαραίτητη η εφαρμογή της δυναμικής διόρθωσης. Η δυναμική διόρθωση ισοδυναμεί με την αφαίρεση χρόνου ίσου με την κανονική χρονική απόκλιση, από τον χρόνο διαδρομής του ανακλώμενου κύματος το οποίο εμφανίζεται σε σεισμόγραμμα διάταξης κοινού ενδιάμεσου σημείου. Σκοπός της δυναμικής διόρθωσης είναι η αναγωγή όλων των χρόνων διαδρομής των ανακλώμενων κυμάτων σε χρόνους διαδρομής ανακλώμενων κυμάτων που προσπίπτουν κάθετα στις διαχωριστικές επιφάνειες, δηλαδή προέρχονται από πειράματα όπου η πηγή και το υδρόφωνο είναι τοποθετημένα στη θέση του κοινού ενδιάμεσου σημείου της διάταξης.

Στην περίπτωση όπου ο ανακλαστήρας είναι οριζόντιος, αλλά και στην περίπτωση κεκλιμένου ανακλαστήρα, η κανονική χρονική απόκλιση (Normal Moveout, NMO) υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση:

$$\Delta t_{NMO} = t(x) - t(0) = t(0) \left[ \left( 1 + \frac{x^2}{V_{NMO}^2 t^2(0)} \right)^{\frac{1}{2}} - 1 \right] \quad (2.38)$$

όπου  $t(x)$  είναι ο διπλός χρόνος διαδρομής που αναφέρεται σε υδρόφωνο το οποίο απέχει απόσταση  $x$  από την πηγή,  $t(0)$  είναι ο διπλός χρόνος διαδρομής της κατακόρυφης ακτίνας και  $V_{NMO}$  είναι ταχύτητα ίση με τη μέση τετραγωνική ταχύτητα στην περίπτωση ανάκλασης από οριζόντια διαχωριστική επιφάνεια.

Κατά την πραγματοποίηση διασκόπησης με τη μέθοδο σεισμικής ανάκλασης μετρούνται οι χρόνοι διαδρομής,  $T_n(x)$ , των ανακλώμενων κυμάτων από τη νιοστή διαχωριστική επιφάνεια που φτάνουν στα υδρόφωνα τα οποία είναι τοποθετημένα κατά μήκος της γραμμής μελέτης και για τα οποία η οριζόντια απόσταση πηγής - υδροφώνου είναι  $x$ . Συνήθως από τις μετρήσεις των  $T_n$  και  $x$  υπολογίζεται η ταχύτητα και το πάχος των γεωλογικών στρωμάτων. Το τετράγωνο του χρόνου διαδρομής γράφεται υπό μορφή σειράς απείρων όρων του τετραγώνου της απόστασης:

$$T_n^2 = c_1 + c_2 x^2 + c_3 x^4 + c_4 x^6 + c_5 x^8 + \dots \quad (2.39)$$

Οι συντελεστές  $c_i$  εξαρτώνται από την ταχύτητα και το πάχος των γεωλογικών στρωμάτων. Αποδεικνύεται ότι ο συντελεστής  $c_1$  ισούται με το τετράγωνο του διπλού χρόνου διαδρομής της κατακόρυφης ακτίνας, δηλαδή:

$$c_1 = T_n^2(0) = \left[ 2 \sum_{j=1}^n \frac{d_j}{a_j} \right]^2 \quad (2.40)$$

Ο δεύτερος συντελεστής δίνεται από τη σχέση:

$$c_2 = V_n^{-2} = \left( \sum_{j=1}^n \frac{d_j}{a_j} \right) : \left( \sum_{j=1}^n a_j d_j \right) \quad (2.41)$$

Διατηρώντας μόνο τους δύο πρώτους όρους της εξίσωσης (2.39) προκύπτει το εξής:

$$T_n^2(x) \cong T_n^2(0) + \frac{x^2}{V_n^2} \quad (2.42)$$

Από την (2.42), οι χρόνοι διαδρομής υπολογίζονται με πολύ καλή ακρίβεια για αποστάσεις  $x$  μικρότερες του βάθους της νιοστής διαχωριστικής επιφάνειας. Επίσης, η (2.42) χρησιμοποιείται ακόμη και στην περίπτωση που οι διαχωριστικές επιφάνειες είναι ελαφρά κεκλιμένες. Η ταχύτητα  $V_n$  δίνεται από τη σχέση:

$$V_n = \frac{1}{\sqrt{c_2}} = \left[ \left( \sum_{j=1}^n a_j d_j \right) : \left( \sum_{j=1}^n \frac{d_j}{a_j} \right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.43)$$

ή

$$V_n = \left[ \left( \sum_{j=1}^n a_j^2 t_j \right) : \left( \sum_{j=1}^n t_j \right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.44)$$

όπου  $t_j$  είναι ο διπλός χρόνος διαδρομής της κατακόρυφης ακτίνας στο στρώμα  $j$ , δηλαδή:

$$t_j = 2 \frac{d_j}{a_j} \quad (2.45)$$

Σύμφωνα με την εξίσωση (2.44), η ταχύτητα αυτή ισούται με την τετραγωνική ρίζα της μέσης τιμής του τετραγώνου των ταχυτήτων, πολλαπλασιασμένων με συντελεστές βαρύτητας, τους διπλούς χρόνους διαδρομής,  $t_j$ . Δηλαδή, η ποσότητα  $V_n$  είναι η μέση τετραγωνική ταχύτητα ( $V_{RMS}$ ). Η (2.43) υπολογίστηκε από τους Dix (1955), Dürbaum (1954) και Krey (1951) και αποτελεί την κυριότερη εξίσωση στη διαδικασία υπολογισμού των σεισμικών ταχυτήτων (Βαφείδης, 2011).

Επομένως, η εξίσωση (2.42) γίνεται:

$$T^2(x) = T^2(0) + \frac{x^2}{V_{rms}^2} \quad (2.46)$$

Η εξίσωση χρόνου διαδρομής αντιστοιχεί σε μια υπερβολή και η ταχύτητα που απαιτείται για τη διόρθωση NMO ισούται περίπου με τη μέση τετραγωνική ταχύτητα.

Ο βασικός αλγόριθμος που χρησιμοποιείται για τη διόρθωση NMO στα συγκεκριμένα δεδομένα και προκύπτει από τις παραπάνω σχέσεις είναι ο εξής:

$$T^2(x) = T^2(0) + \frac{x^2}{V_{NMO}^2} \quad (2.47)$$

Η εφαρμογή του αλγορίθμου περιλαμβάνει χρήση μεθόδων παρεμβολής (Paradigm Online Manual, 2014).

Η εξίσωση του διπλού χρόνου διαδρομής,  $t(x)$ , περιλαμβάνει τους δύο πρώτους όρους της σειράς Taylor, όπως φαίνεται στην εξίσωση (2.48):

$$t(x) = t(0) \left( 1 + \frac{x^2}{2t^2(0)V_1^2} \right) = t(0) + \frac{x^2}{2t(0)V_1^2} \quad (2.48)$$

Γνωρίζοντας ότι  $t(x) = t(0) + \Delta t_{NMO}$ , η διόρθωση NMO δίνεται από τη σχέση:

$$\Delta t_{NMO} = \frac{x^2}{2t(0)V_1^2} \quad (2.49)$$

Αυτή η έκφραση επιτρέπει να εξεταστεί πως αυξάνεται ο χρόνος διαδρομής καθώς αυξάνεται η απόσταση. Αύξηση στο βάθος της ασυνέχειας, άρα και αύξηση του χρόνου  $t(0)$ , συνεπάγεται μείωση της διόρθωσης NMO. Αυτό σημαίνει ότι το τόξο της υπερβολής είναι πιο ομαλό για τους βαθύτερους ορίζοντες, δηλαδή η καμπυλότητα του τόξου ελαττώνεται καθώς αυξάνεται το βάθος της ασυνέχειας (Παπαδόπουλος, 2008).

## 2.8 Σεισμική υπέρθεση

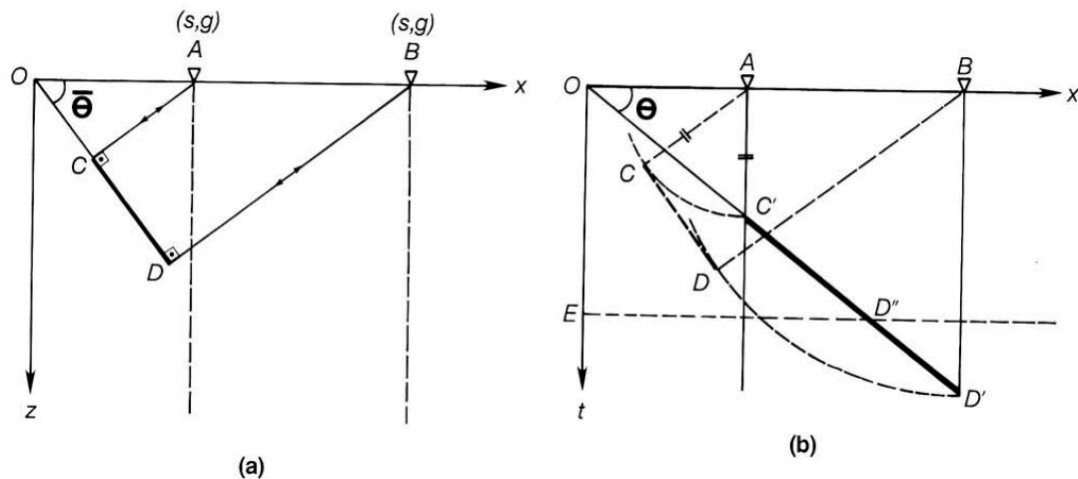
Η σεισμική υπέρθεση ενισχύει το σήμα των σεισμικών ανακλάσεων με αντίστοιχη μείωση του τυχαίου θορύβου. Αυτό επιτυγχάνεται με την άθροιση σειсмоγραμμάτων που έχουν κοινό ενδιαμέσο σημείο (CMP) μεταξύ σεισμικής πηγής και γεωφώνου/υδροφώνου. Η άθροιση έχει σαν συνέπεια να δίνουν μεγάλο συνολικό πλάτος (σήμα) μόνο οι αναγραφές που οφείλονται σε ανάκλαση των κυμάτων, γιατί οι αναγραφές αυτές βρίσκονται σε φάση ενώ οι αναγραφές του θορύβου αλληλοαναιρούνται. Η άθροιση ή υπέρθεση (stacking) αυξάνει τον λόγο του σήματος προς τον θόρυβο με συνέπεια την ανάδειξη των σημάτων ανάκλασης. Επίσης, έχει βρεθεί ότι η διαδικασία της υπέρθεσης ελαττώνει την επίδραση των πολλαπλών ανακλάσεων στο τελικό σήμα. Ένα άλλο σημαντικό πλεονέκτημα της σεισμικής υπέρθεσης είναι το γεγονός ότι μειώνει δραστικά τον όγκο των δεδομένων ο οποίος είναι πολύ μεγάλος ιδιαίτερα στις θαλάσσιες διασκοπήσεις.

Μετά από την εφαρμογή της δυναμικής διόρθωσης, τα σειсмоγράμματα της διάταξης κοινού ενδιαμέσου σημείου αθροίζονται (stacking) με αποτέλεσμα την ενίσχυση των πλατών των ανακλώμενων κυμάτων κατά fold (ανάλογο της τετραγωνικής ρίζας της υπεδαφικής κάλυψης). Το προκύπτον σειсмоγράμμα αντιστοιχεί σε πείραμα όπου γεώφωνο/υδρόφωνο και πηγή είναι τοποθετημένα στο κοινό ενδιαμέσο σημείο. Η σεισμική τομή υπέρθεσης αποτελείται από τα προκύπτοντα σειсмоγράμματα κοινού ενδιαμέσου σημείου. Ο όγκος των δεδομένων έπειτα από την εφαρμογή της σεισμικής υπέρθεσης μειώνεται κατά fold (Βαφειδής, 2011).

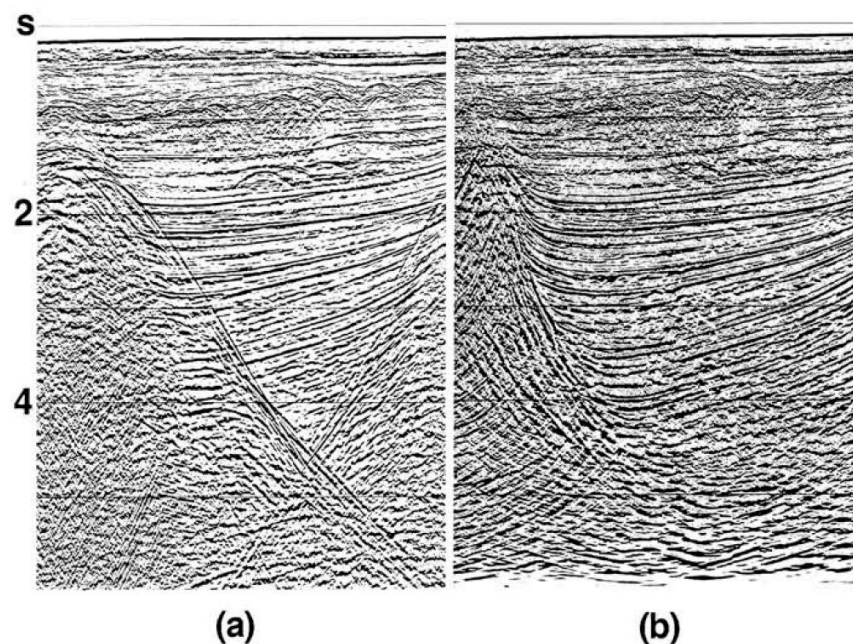
## 2.9 Σεισμική χωροθέτηση

Η σεισμική χωροθέτηση τοποθετεί κεκλιμένους ορίζοντες που εμφανίζονται στην τομή υπέρθεσης, στην πραγματική τους θέση. Σχεδόν πάντα οι ορίζοντες που εμφανίζονται σε τομή υπέρθεσης παρουσιάζουν μικρότερη κλίση και μεγαλύτερο μήκος σε σχέση με τους αντίστοιχους στη γεωλογική τομή (Yilmaz, 1987). Συνεπώς, στη χωροθέτηση οι ανακλαστήρες γίνονται πιο μικροί, οι κλίσεις τους πιο απότομες και μετακινούνται σε ρηχότερες θέσεις (Σχήματα 2.13, 2.14 και 2.15). Σκοπός είναι, μετά τη χωροθέτηση, η σεισμική τομή υπέρθεσης να γίνει συγκρίσιμη με τη γεωλογική τομή, έτσι ώστε να ερμηνευτεί στη συνέχεια. Με τη σεισμική χωροθέτηση περιθλώμενα κύματα που προέρχονται από ρήγματα εξαλείφονται, με αποτέλεσμα να προκύπτει ακριβέστερη εικόνα των τεκτονικά ρηγματωμένων περιοχών (Κόκκινου, 2002).

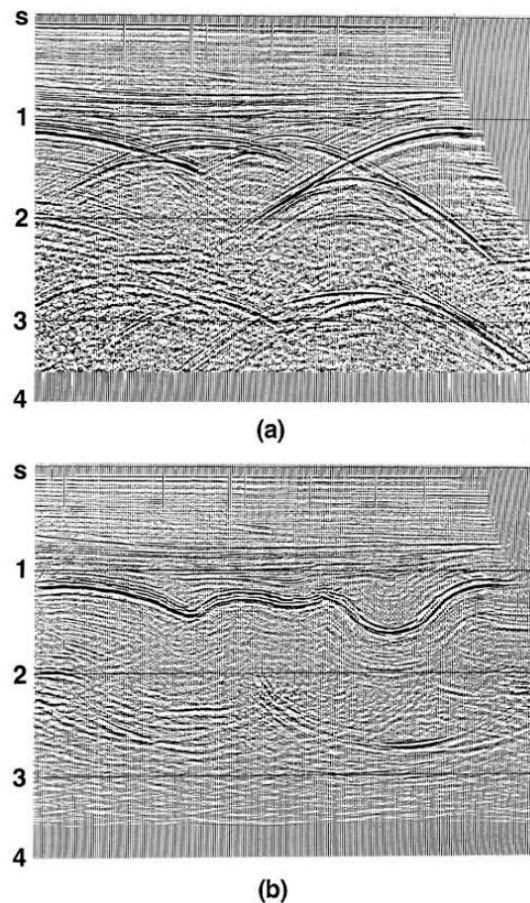
Το είδος της χωροθέτησης που παράγει σεισμική τομή σε συνάρτηση με τον χρόνο ονομάζεται χρονική χωροθέτηση (time migration) και συνιστάται σε περιπτώσεις όπου οι πλευρικές μεταβολές της ταχύτητας δεν είναι έντονες. Ένα άλλο είδος χωροθέτησης είναι η χωροθέτηση βάθους (depth migration), από την οποία προκύπτει σεισμική τομή σε συνάρτηση με το βάθος.



Σχήμα 2.13: Ο ανακλαστήρας  $C'D'$  της τομής b όταν χωροθετείται μικραίνει, η κλίση του γίνεται πιο απότομη και μετακινείται ρηχότερα, όπως φαίνεται στην τομή a (Yilmaz, 1987).



Σχήμα 2.14: (a) Τομή υπέρθεσης και (b) η ίδια τομή μετά την εφαρμογή της χωροθέτησης (Yilmaz, 1987)



Σχήμα 2.15: Τα τοξοειδή (bowties) στην τομή υπέρθεσης a μετατρέπονται σε σύγκλινα στην τομή b (Yilmaz, 1987).

Η σεισμική χωροθέτηση συνήθως εφαρμόζεται μετά τη σεισμική υπέρθεση και βελτιώνει τη χωρική διακριτική ικανότητα. Η εφαρμογή της χωροθέτησης πριν την υπέρθεση προϋποθέτει μεγαλύτερο υπολογιστικό χρόνο σε σύγκριση με την εφαρμογή της χωροθέτησης μετά την υπέρθεση.

Για τη χωροθέτηση σεισμικής τομής υπέρθεσης, τα δεδομένα είναι μηδενικής απόστασης, δηλαδή πηγή και δέκτης είναι στην ίδια θέση. Μπορούν να γίνουν δύο υποθέσεις για τη διαδρομή των κυμάτων. Σύμφωνα με την πρώτη υπόθεση, τα κύματα που καταγράφονται ακολουθούν διαδρομές κάθετης πρόσπτωσης στους ανακλαστήρες. Κατά τη δεύτερη, οι πηγές βρίσκονται τοποθετημένες κατά μήκος του ανακλαστήρα (Loewenthal *et al.*, 1976), ενώ οι δέκτες στην επιφάνεια στα κοινά ενδιαμέσα σημεία κατά μήκος της γραμμής. Οι πηγές εκτονώνονται ταυτόχρονα και τα κύματα διαδίδονται προς τα πάνω. Η σεισμική τομή που προκύπτει με το μοντέλο, όπου οι σεισμικές πηγές τοποθετούνται στον ανακλαστήρα (exploding reflector



model), διαφέρει από την τομή μηδενικής απόστασης στον χρόνο καταγραφής. Δηλαδή στην πρώτη περίπτωση γίνεται καταγραφή του διπλού χρόνου διαδρομής από την επιφάνεια στον ανακλαστήρα και πάλι πίσω, ενώ στη δεύτερη περίπτωση καταγράφεται ο απλός χρόνος διαδρομής των κυμάτων από τον ανακλαστήρα στην επιφάνεια (Κόκκινου, 2002).

Οι διάφορες τεχνικές σεισμικής χωροθέτησης παρουσιάζουν σημαντική εξέλιξη με την πάροδο του χρόνου. Η παλαιότερη από τις τεχνικές σεισμικής χωροθέτησης είναι η υπέρθεση κατά μήκος των ημικυκλίων, η οποία εφαρμόστηκε πριν τη χρήση ηλεκτρονικών υπολογιστών στην επεξεργασία σεισμικών δεδομένων. Ακολούθησε η μέθοδος άθροισης των περιθλώμενων κυμάτων, η οποία στηρίζεται στην άθροιση των πλατών κατά μήκος καμπύλης περίθλασης.

Το 1978, οι Stolt, Hood, Bolondi, Rocca και Savelli περιέγραψαν τη χωροθέτηση με μετασχηματισμό Fourier. Στη μέθοδο αυτή, τα δεδομένα μετασχηματίζονται από τον χώρο χρόνου - απόστασης στον χώρο συχνότητας - κυματαριθμού, μέσω του ταχέος μετασχηματισμού Fourier (FFT). Γίνεται η χωροθέτηση και στη συνέχεια ακολουθεί αντίστροφος μετασχηματισμός Fourier για να προκύψει η χωροθετημένη πλέον τομή στον χώρο χρόνου - απόστασης. Την ίδια χρονιά, ο Gazdag αναφέρει τη μέθοδο χωροθέτησης στον χώρο των συχνοτήτων. Η μέθοδος αυτή στηρίζεται στην αρχή ότι η προς τα κάτω συνέχεια του κυματικού πεδίου προκαλεί αλλαγή της φάσης. Το 1985, ο Claerbout χρησιμοποιεί τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών για την επίλυση της κυματικής εξίσωσης του προς τα κάτω διαδιδόμενου κυματικού πεδίου. Το 1986, η μέθοδος χωροθέτησης με μετασχηματισμό Fourier τροποποιήθηκε από τους Stolt και Benson λαμβάνοντας υπόψη και τις μεταβολές της ταχύτητας (Μπραουδάκη, 2004).

### **2.9.1 Χωροθέτηση Kirchhoff**

Η χωροθέτηση Kirchhoff θεωρεί την κορυφή της καμπύλης περίθλασης ως τη θέση του σημειακού ανακλαστήρα και στηρίζεται στην αρχή του Huygens. Στη χωροθέτηση κατά Kirchhoff πραγματοποιείται άθροιση των πλατών κατά μήκος της καμπύλης περίθλασης.

Πριν την άθροιση, εφαρμόζεται ένας συντελεστής κατεύθυνσης στα πλάτη, ο οποίος είναι ίσος με το συνημίτονο της γωνίας που δημιουργείται από τον κατακόρυφο

άξονα και την ευθεία η οποία διέρχεται από τον σημειακό ανακλαστήρα σε κάθε γεώφωνο.

Η διόρθωση για τη γεωμετρική διασπορά αποτελεί τη δεύτερη διόρθωση. Καθώς το κύμα απομακρύνεται από την πηγή ή τον σημειακό ανακλαστήρα, η ενέργεια διασκορπίζεται, οπότε τα πλάτη μειώνονται με τον χρόνο διαδρομής ή με την απόσταση από την πηγή. Στη διάταξη κοινού ενδιάμεσου σημείου, γεώφωνο τοποθετημένο σε μηδενική οριζόντια απόσταση από την πηγή θεωρείται ότι βρίσκεται πλησιέστερα στον σημειακό ανακλαστήρα και καταγράφει μεγαλύτερα πλάτη από ότι γεώφωνο το οποίο βρίσκεται μακριά από την πηγή. Η ενέργεια του σεισμικού κύματος είναι αντιστρόφως ανάλογη του τετραγώνου της διανυόμενης απόστασης ( $1/r^2$ ). Στη χωροθέτηση Kirchhoff, τα πλάτη διορθώνονται με τον συντελεστή  $1/r$  ή  $1/t$ , όπου  $t$  ο χρόνος διαδρομής του κάθε σεισμικού γεγονότος.

Η τρίτη διόρθωση αφορά τον συντελεστή κυματομορφής. Ο συντελεστής αυτός είναι φίλτρο φάσης  $45^\circ$  και με φάσμα πλάτους ανάλογο της τετραγωνικής ρίζας της συχνότητας των σεισμικών δεδομένων. Το φίλτρο εφαρμόζεται στο πλάτος και στη φάση μετά τις άλλες δύο διορθώσεις του πλάτους, αλλά πριν την άθροιση.

Ο Schneider (1978) παρουσιάζει τη σχέση με την οποία εκφράζεται η χωροθέτηση Kirchhoff:

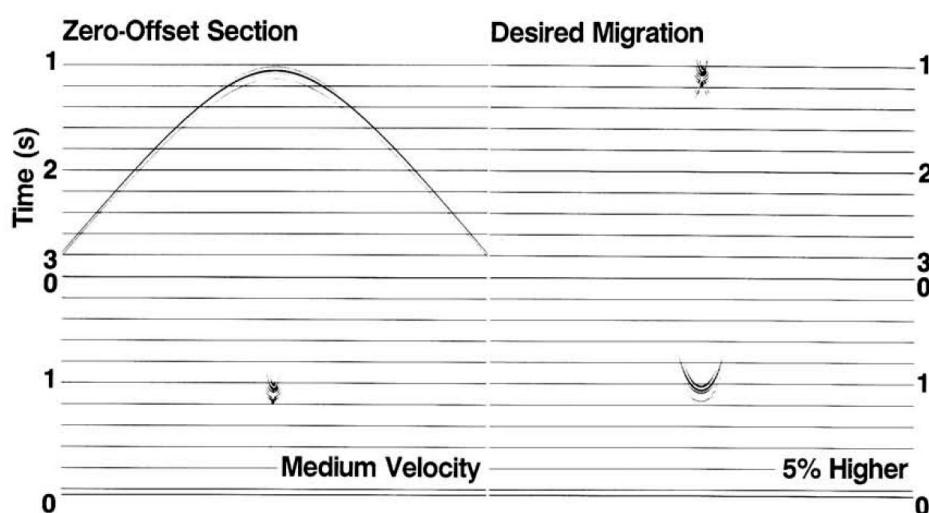
$$U(r, t) = \frac{1}{2\pi} \int dA_0 \frac{\cos\theta}{RC} \left[ U'(r_0, t_0) + \frac{C}{R} U(r_0, t_0) \right]_{t_0=t-(R/C)} \quad (2.50)$$

όπου  $u(r, t)$  είναι το πεδίο κύματος σε σημείο  $r$ , απόστασης  $R$  και για χρόνο  $t$ ,  $\cos\theta$  ο συντελεστής κατεύθυνσης και  $t_0 = t - (R/C)$ .

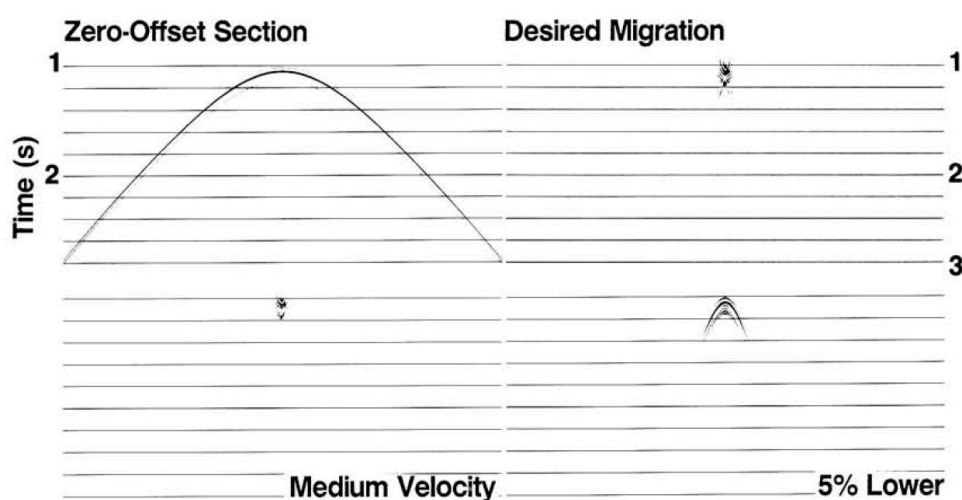
Για την εφαρμογή της χωροθέτησης Kirchhoff λαμβάνονται υπόψη ως παράμετροι το εύρος της καμπύλης περίθλασης ή αριθμός των ιχνών (aperture width), η κλίση (dip) και η ταχύτητα. Η πρώτη παράμετρος σχετίζεται με την καμπύλη περίθλασης, η μορφή της οποίας ποικίλλει με τον χρόνο ή με την απόσταση από την πηγή ή από τον σημειακό ανακλαστήρα και καθορίζεται εφόσον έχει ληφθεί ικανοποιητικός αριθμός ιχνών κατά τη διάρκεια της επεξεργασίας. Εξαρτάται από το βάθος του ανακλαστήρα ( $z$ ) και από την οριζόντια απόσταση της διάταξης των γεωφώνων (Γεωργιλιά, 1998).

Η κλίση μετριέται σε ms/trace και είναι χρήσιμη όταν επιθυμείται να περιοριστούν τα φαινόμενα θορύβου που εμφανίζονται σε μεγάλες τιμές της κλίσης. Περιορίζοντας το όριο της κλίσης, εξοικονομείται χρόνος επεξεργασίας.

Η σεισμική ταχύτητα αποτελεί άλλον ένα παράγοντα που επηρεάζει τη χωροθέτηση Kirchhoff. Στο Σχήμα 2.16 παρατηρείται ότι 5% αύξηση της ταχύτητας πάνω από την πραγματική ταχύτητα του μέσου προκαλεί υπερχωροθέτηση (overmigration), ενώ στο Σχήμα 2.17, 5% μείωση της ταχύτητας προκαλεί υποχωροθέτηση (undermigration).



Σχήμα 2.16: Χωροθέτηση Kirchhoff με ταχύτητα μεγαλύτερη από την πραγματική ταχύτητα του μέσου (υπερχωροθέτηση) [Yilmaz, 1987]



Σχήμα 2.17: Χωροθέτηση Kirchhoff με ταχύτητα μικρότερη από την πραγματική ταχύτητα του μέσου (υποχωροθέτηση) [Yilmaz, 1987]

Η χωροθέτηση Kirchhoff μπορεί να απεικονίσει ανακλαστήρες με κλίση μέχρι και 90°, παρουσιάζει όμως αδυναμία στη χωροθέτηση καταγραφών με χαμηλό λόγο σήματος προς θόρυβο και πλευρικές μεταβολές της ταχύτητας (Γεωργιλά, 1998).

## 2.9.2 Χωροθέτηση με τη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών

Η σεισμική χωροθέτηση με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών βασίζεται στη λύση της διαφορικής κυματικής εξίσωσης:

$$\nabla^2 \Phi = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} \quad (2.51)$$

όπου:

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (2.52)$$

και  $\Phi(x, z, t)$  το κυματικό πεδίο.

Η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών χρησιμοποιεί την αρχή της προς τα κάτω συνέχειας (downward continuation) του κυματικού πεδίου που ισοδυναμεί με μετακίνηση των γεωφώνων βαθύτερα μέσα στη γη.

Η παρακάτω εξίσωση αποτελεί τη βάση για τον συνηθέστερα χρησιμοποιούμενο αλγόριθμο πεπερασμένων διαφορών. Συγκεκριμένα, στην εξίσωση αυτή βασίζονται οι αλγόριθμοι χρονικής χωροθέτησης 15 μοιρών (παραβολική προσέγγιση):

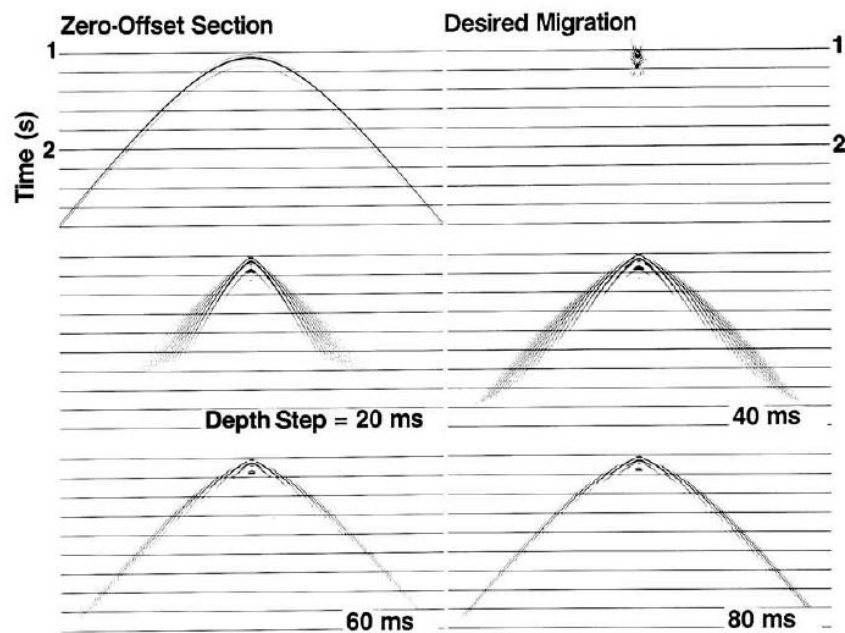
$$\frac{\partial^2 Q}{\partial \tau \partial t} = \frac{U^2}{8} \frac{\partial^2 Q}{\partial y^2} \quad (2.53)$$

όπου  $Q$  είναι το καθυστερημένο κυματικό πεδίο (retarded wave field),  $t$  ο εισαγόμενος χρόνος,  $\tau$  ο εξαγόμενος χρόνος και  $y$  η συντεταγμένη του ενδιαμέσου σημείου. Θεωρητικά, η προσέγγιση αυτή περιορίζει τον αλγόριθμο να διαχειρίζεται κλίσεις έως 15 μοίρες. Στην πράξη, ο αλγόριθμος μπορεί να διαχειριστεί κλίσεις μέχρι 35 μοίρες με επαρκή ακρίβεια.

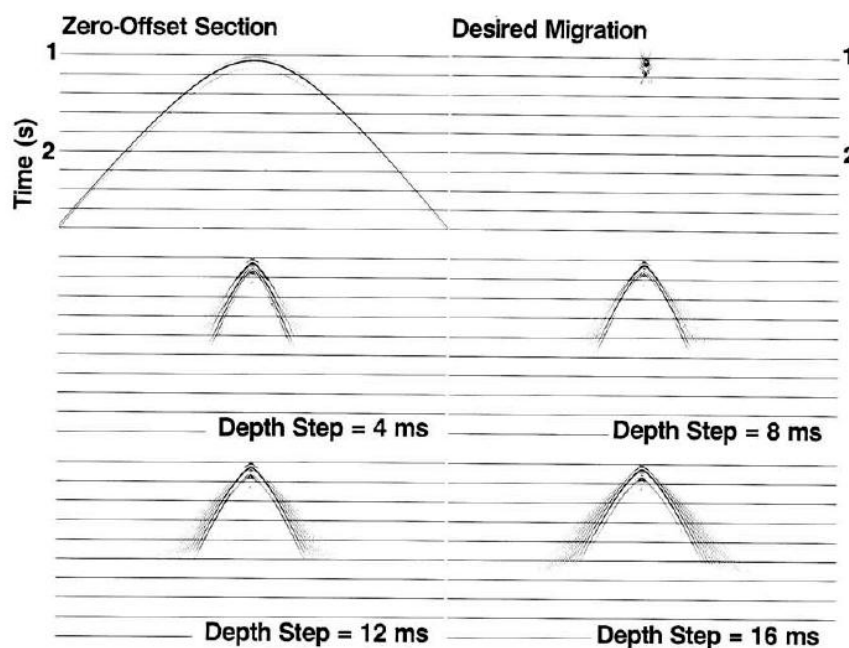
Για την εφαρμογή της χωροθέτησης με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών λαμβάνονται ως παράμετροι το βήμα βάθους (depth step) και η ταχύτητα.

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.18, τα μεγάλα βήματα βάθους προκαλούν υποχωροθέτηση (περιπτώσεις 60 και 80 ms). Σε μικρότερα βήματα βάθους

(περιπτώσεις 20 και 40 ms), περισσότερη ενέργεια συγκεντρώνεται στην κορυφή. Μικρότερα βήματα βάθους δεν βελτιώνουν σημαντικά την καμπύλη περίθλασης (Σχήμα 2.19).



Σχήμα 2.18: Επίδραση του βήματος βάθους (20, 40, 60 και 80 ms) στην καμπύλη περίθλασης (Yilmaz, 1987)

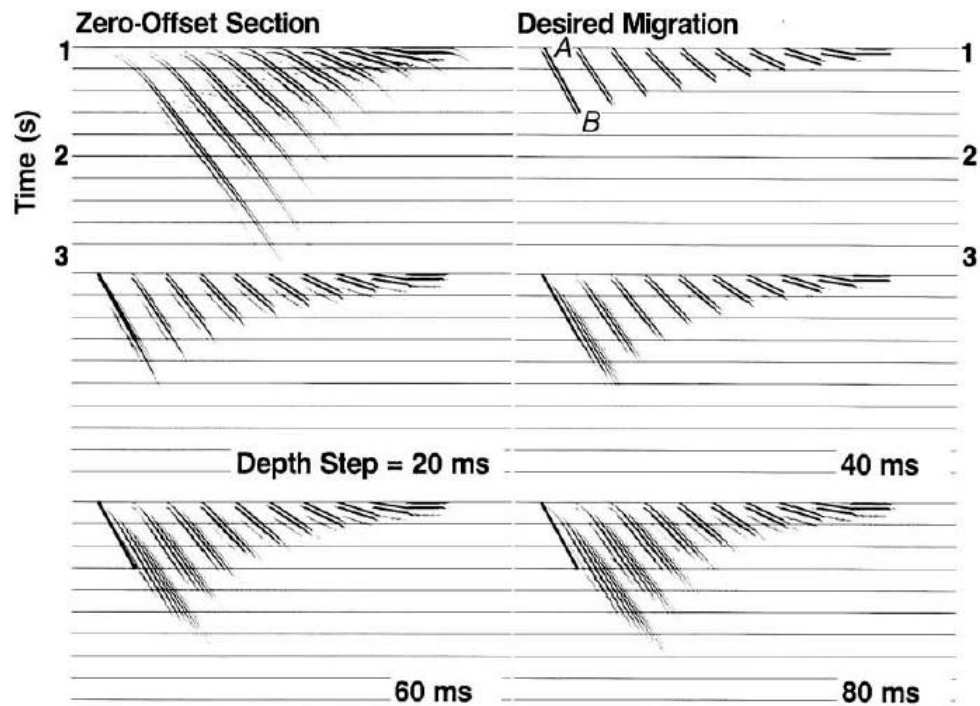


Σχήμα 2.19: Επίδραση του βήματος βάθους (4, 8, 12 και 16 ms) στην καμπύλη περίθλασης (Yilmaz, 1987)

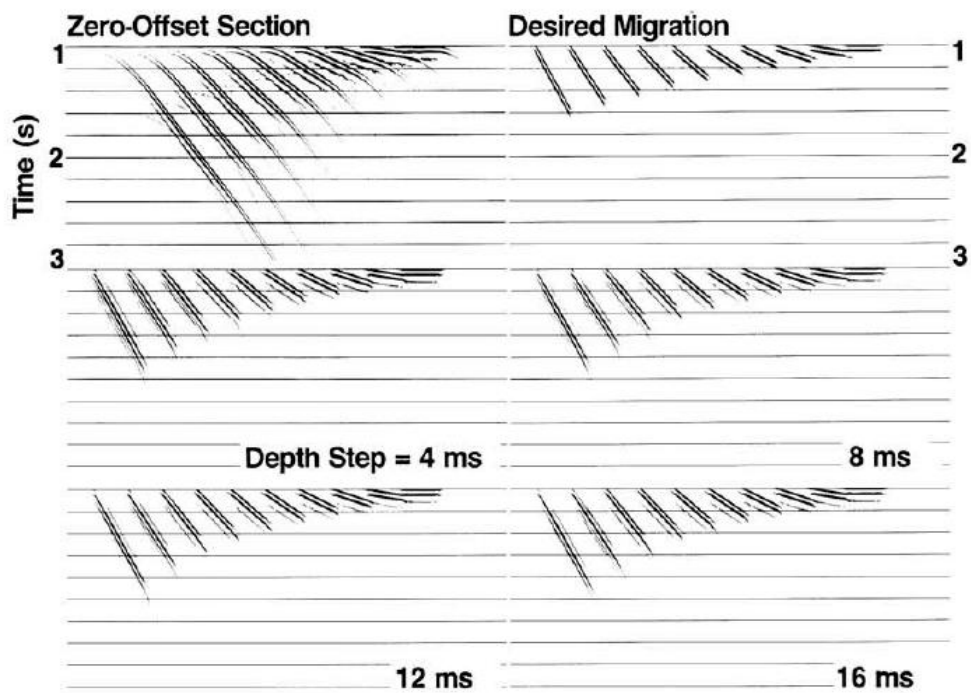
Το Σχήμα 2.20 δείχνει το μοντέλο με κεκλιμένους ανακλαστήρες και τα αποτελέσματα της χωροθέτησης με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών χρησιμοποιώντας τέσσερα διαφορετικά μεγέθη βήματος βάθους. Για λόγους σύγκρισης, το γεγονός με την πιο απότομη κλίση AB υπερτίθεται στα αποτελέσματα. Μπορούν να εξαχθούν τα παρακάτω συμπεράσματα:

- Η αύξηση του βήματος βάθους προκαλεί όλο και περισσότερη υποχωροθέτηση σε ανακλαστήρες με ολοένα αυξανόμενη απότομη κλίση.
- Η κυματομορφή κατά μήκος των ανακλαστήρων σκεδάζεται στους ανακλαστήρες με μεγαλύτερη κλίση και για μεγάλα βήματα βάθους.
- Παρατηρούνται πτυχές (kinks) κατά μήκος των ανακλαστήρων σε διακριτά διαστήματα που αντιστοιχούν στο μέγεθος βήματος βάθους. Οι πτυχές είναι περισσότερο ευδιάκριτες στους ανακλαστήρες με μεγαλύτερη κλίση.

Οι πτυχές είναι χρήσιμες για διάγνωση. Η παρουσία τους υποδεικνύει ότι το βήμα βάθους που χρησιμοποιείται δεν είναι κατάλληλο. Σε αυτή την περίπτωση πρέπει να χρησιμοποιηθεί μικρότερο βήμα βάθους· τότε οι πτυχές εξαφανίζονται (Σχήμα 2.21). Ωστόσο, οι πτυχές που χαρακτηρίζουν την υποχωροθέτηση μπορεί να απαλειφθούν από τοπική προσαρμογή των ταχυτήτων χωροθέτησης ή παρεμβολή μεταξύ των πεδίων κυμάτων σε διαδοχικά βάρη.



Σχήμα 2.20: Επίδραση του βήματος βάθους (20, 40, 60 και 80 ms) στη χωροθέτηση κεκλιμένων ανακλαστήρων (Yilmaz, 1987)



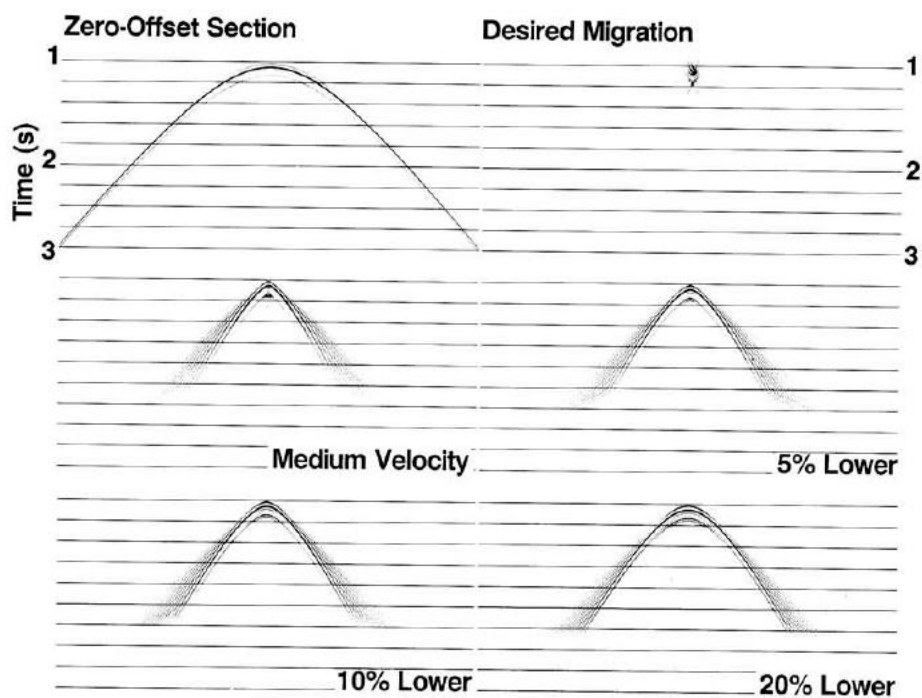
Σχήμα 2.21: Επίδραση του βήματος βάθους (4, 8, 12 και 16 ms) στη χωροθέτηση κεκλιμένων ανακλαστήρων (Yilmaz, 1987)

Είναι προφανές από το Σχήμα 2.20 ότι η χωροθέτηση με βήμα βάθους 20 ms έχει τη μικρότερη υποχωροθέτηση. Περαιτέρω μείωση του βήματος βάθους δεν βελτιώνει σημαντικά τη χωροθέτηση. Για παράδειγμα, το Σχήμα 2.21 δείχνει ότι η χωροθέτηση με βήμα βάθους 4 ms (ίσο με το διάστημα δειγματοληψίας) παρουσιάζει διασπορά κατά μήκος των ανακλαστήρων μεγάλης κλίσης. Η συμπεριφορά αυτή υποδεικνύει ότι το να επιλέγονται μικρότερα βήματα βάθους δεν σημαίνει απαραίτητα ότι η χωροθέτηση θα είναι καλύτερης ποιότητας.

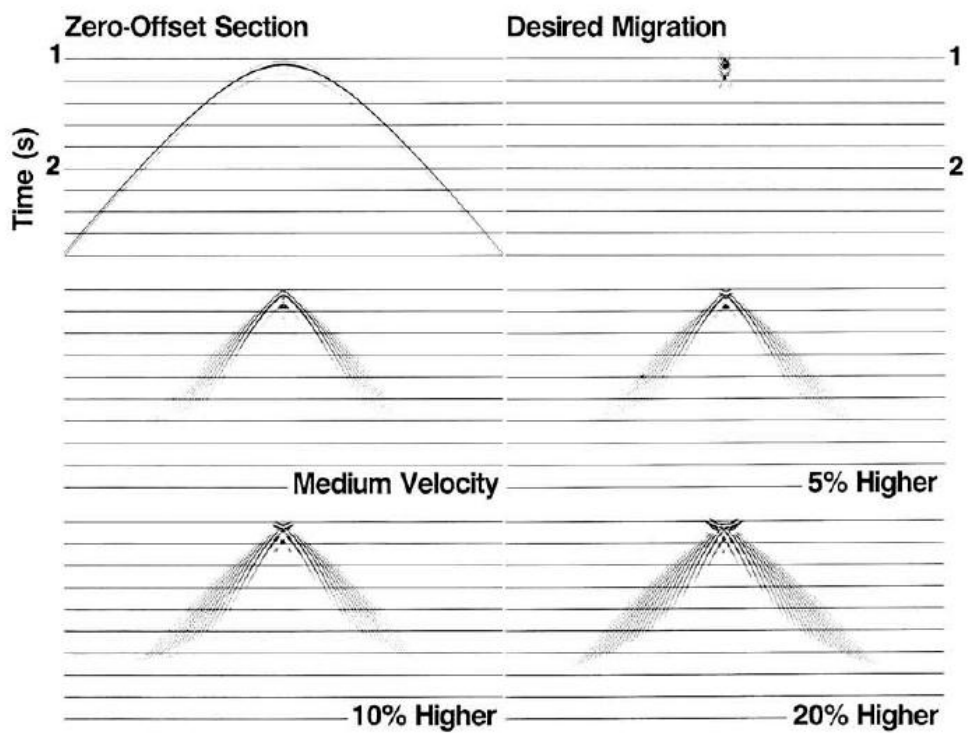
Δυστυχώς, δεν υπάρχει πλήρης ελευθερία στην επιλογή του βήματος βάθους. Για λόγους οικονομίας, επιλέγεται όσο το δυνατόν μεγαλύτερο βήμα βάθους. Η επιλογή βέλτιστου βήματος βάθους που ελαχιστοποιεί την υποχωροθέτηση και τον θόρυβο διασποράς (dispersive noise) εξαρτάται από πολύπλοκη αλληλεπίδραση μεταξύ της συνάρτησης ταχύτητας που χρησιμοποιείται στη χωροθέτηση, των διαστημάτων δειγματοληψίας στον χρόνο και στον χώρο, του εύρους συχνοτήτων των δεδομένων και της μέγιστης κλίσης των ανακλαστήρων.

Μια άλλη σημαντική παράμετρος που λαμβάνεται υπόψη για την εφαρμογή της χωροθέτησης με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών είναι η ταχύτητα. Το Σχήμα 2.22 δείχνει την καμπύλη περίθλασης και τη χωροθέτησή της χρησιμοποιώντας την ταχύτητα του μέσου (2500 m/s) και 5, 10, και 20% χαμηλότερες ταχύτητες. Λόγω της προσέγγισης 15 μοιρών, η καμπύλη περίθλασης είναι ήδη υποχωροθετημένη με την ταχύτητα του μέσου. Σε όλο και περισσότερες χαμηλότερες ταχύτητες, η υποχωροθέτηση γίνεται πιο σοβαρή. Ωστόσο, σε αντίθεση με τη χωροθέτηση Kirchhoff, η υπερχωροθέτηση με αλγόριθμο πεπερασμένων διαφορών είναι λιγότερο έντονη (Σχήμα 2.23). Παρόλα αυτά, παρατηρείται αυξημένος θόρυβος διασποράς σε υψηλότερες ταχύτητες, αφού υψηλότερη ταχύτητα σημαίνει περισσότερη χωροθέτηση και συνεπώς, μεγαλύτερη διασπορά.



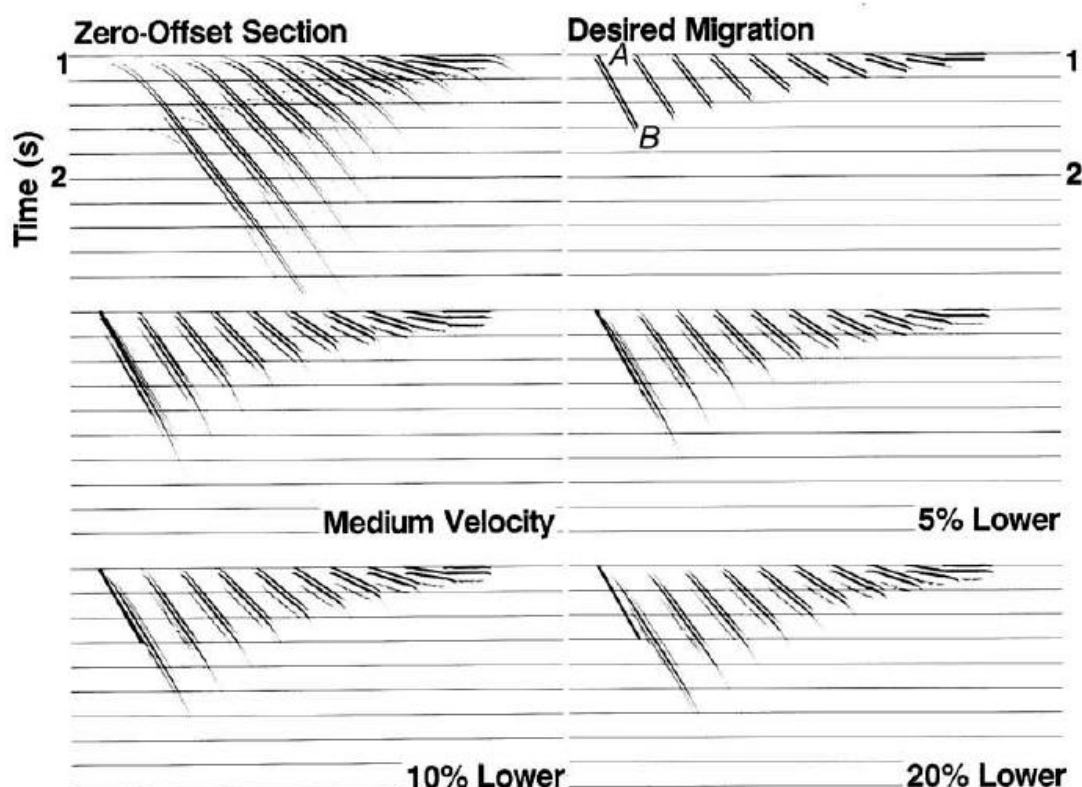


Σχήμα 2.22: Υποχωροθέτηση που προκλήθηκε από τη χρήση ταχυτήτων μικρότερων από τις ταχύτητες του μέσου (Yilmaz, 1987)



Σχήμα 2.23: Υπερχωροθέτηση που προκλήθηκε από τη χρήση ταχυτήτων μεγαλύτερων από τις ταχύτητες του μέσου (Yilmaz, 1987)

Στο Σχήμα 2.24 παρουσιάζονται χωροθετημένες τομές για τις οποίες έχουν χρησιμοποιηθεί η ταχύτητα του μέσου (3500 m/s) και ταχύτητες που είναι 5, 10 και 20% χαμηλότερες. Για λόγους σύγκρισης, η σωστή θέση του γεγονότος με την πιο απότομη κλίση AB υπερτίθεται στις χωροθετημένες τομές. Εξαιτίας της παραβολικής προσέγγισης, ο αλγόριθμος πεπερασμένων διαφορών προκαλεί υποχωροθέτηση, ακόμα και με τη σωστή ταχύτητα.

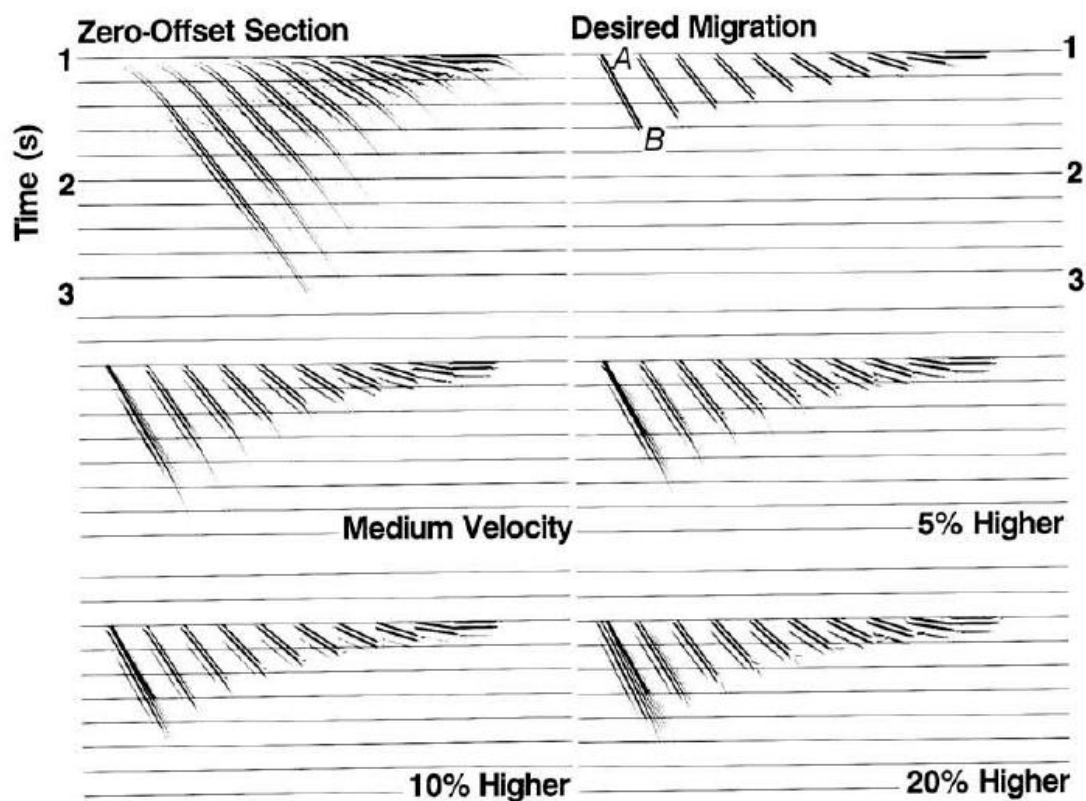


Σχήμα 2.24: Υποχωροθέτηση που προκλήθηκε από ταχύτητες μικρότερες από τις ταχύτητες του μέσου (Yilmaz, 1987)

Λόγω των σφαλμάτων ταχύτητας, τα γεγονότα δεν τοποθετούνται στις σωστές θέσεις όταν αυξάνεται η κλίση του ανακλαστήρα. Τα σφάλματα στην εκτίμηση της σεισμικής ταχύτητας προκαλούν περισσότερη μετατόπιση (mispositioning) ανακλαστήρων απότομης κλίσης κατά την άθροιση Kirchhoff συγκριτικά με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών. Η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών επιτρέπει μεγάλα σφάλματα ταχύτητας. Επομένως, η χρήση αλγορίθμου απότομων κλίσεων, όπως είναι η άθροιση Kirchhoff, απαιτεί πιο ακριβή προσδιορισμό της σεισμικής ταχύτητας σε σύγκριση με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών 15 μοιρών.

Η χωροθέτηση με υψηλότερες ταχύτητες προκαλεί μια μικρή αύξηση του θορύβου διασποράς, ο οποίος συνοδεύει τις πιο απότομες κλίσεις στην τομή (Σχήμα 2.25, η περίπτωση με 20% υψηλότερη ταχύτητα). Αυτό συνοδεύεται από υπερχωροθέτηση των απότομων κλίσεων. Η ιδιότητα του αλγορίθμου να προκαλεί υποχωροθέτηση φαίνεται να αντισταθμίζεται αυξάνοντας τις ταχύτητες ίσως έως και 10%.

Όταν χρησιμοποιούνται ταχύτητες μεγαλύτερες από τις ταχύτητες του μέσου, η υπερχωροθέτηση δεν είναι τόσο έντονη στη χωροθέτηση με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών (που βασίζεται στην παραβολική εξίσωση), όσο είναι με έναν αλγόριθμο 90 μοιρών, όπως η μέθοδος Kirchhoff. Αφετέρου, όταν χρησιμοποιούνται ταχύτητες μικρότερες από τις ταχύτητες του μέσου, η υποχωροθέτηση είναι περισσότερο έντονη στη χωροθέτηση με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών που βασίζεται στην προσέγγιση των 15 μοιρών, συγκριτικά με τους αλγόριθμους 90 μοιρών (μέθοδος Kirchhoff). Ένας τρόπος για να αντισταθμιστεί η υποχωροθέτηση είναι η τροποποίηση των ταχυτήτων χωροθέτησης έτσι ώστε να αυξάνονται με την κλίση.



Σχήμα 2.25: Δοκιμές με ταχύτητες μεγαλύτερες από τις ταχύτητες του μέσου (Yilmaz, 1987)

Μια τεχνική που αξιοποιεί τις πεπερασμένες διαφορές και μπορεί να διαχειριστεί απότομες κλίσεις και όλα τα είδη μεταβολών της ταχύτητας είναι η μέθοδος  $\omega$ - $x$  ή  $f$ - $x$ . Η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται στον χώρο συχνότητας - απόστασης ( $\omega$ ,  $x$ ).

Η μέθοδος  $\omega$ - $x$  επιτρέπει προσεγγίσεις ευρύτερων γωνιών. Ο Kjartansson (1979) εφάρμοσε την εξίσωση 45 μοιρών στη χωροθέτηση. Η εξίσωση αυτή μπορεί να γίνει ακριβής για κλίσεις μέχρι 65 μοίρες προσαρμόζοντας απλά κάποιους συντελεστές.

Έχει ήδη αναφερθεί ότι η πιο σημαντική παράμετρος στις μεθόδους πεπερασμένων διαφορών είναι το μέγεθος του βήματος βάθους. Επιλέγεται ένα βέλτιστο μέγεθος βήματος βάθους το οποίο είναι μεγάλο (για λόγους οικονομίας) και παράγει ένα ανεκτό σφάλμα στην τοποθέτηση των γεγονότων κατά τη χωροθέτηση.

Η εξίσωση των 15 μοιρών συμπεριφέρεται διαφορετικά συγκριτικά με την εξίσωση 45 μοιρών όσον αφορά το μέγεθος βήματος βάθους. Σε μεγάλα βήματα βάθους, ο αλγόριθμος υποχωροθετεί την υπερβολή περίθλασης, όπως συμβαίνει και στην περίπτωση των 15 μοιρών. Σε μικρά βήματα βάθους (4 έως 16 ms), ο αλγόριθμος προκαλεί υπερχωροθέτηση της υπερβολής περίθλασης, σε αντίθεση με την περίπτωση της εξίσωσης 15 μοιρών.

Σε μεγάλα βήματα βάθους, οι απότομες κλίσεις υποχωροθετούνται, όπως συμβαίνει και στην περίπτωση των 15 μοιρών. Σε μικρά βήματα βάθους, οι απότομες κλίσεις υπερχωροθετούνται, σε αντίθεση με την περίπτωση της εξίσωσης 15 μοιρών. Επιπλέον, εμφανίζεται θόρυβος διασποράς σε όλες τις χωροθετήσεις με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών, ανεξαρτήτως περιορισμού στην κλίση.

Μια προσέγγιση μεγαλύτερης τάξης, όπως η χωροθέτηση που απεικονίζει ανακλαστήρες με κλίση μικρότερη των 65 μοιρών, παρέχει μικρότερο εύρος επιλογών για το βέλτιστο μέγεθος βάθους συγκριτικά με την εξίσωση 15 μοιρών. Ο αλγόριθμος 65 μοιρών μπορεί να χωροθετήσει πιο απότομες κλίσεις με μεγαλύτερη ακρίβεια σε σύγκριση με την εξίσωση 15 μοιρών.

Μια άλλη παράμετρος που λαμβάνεται υπόψη κατά την εφαρμογή της μεθόδου  $\omega$ - $x$  είναι η ταχύτητα. Όταν χρησιμοποιούνται ταχύτητες μικρότερες από την ταχύτητα του μέσου, η υπερβολή περίθλασης υποχωροθετείται, αλλά όχι τόσο όσο στην περίπτωση της εξίσωσης 15 μοιρών. Όταν χρησιμοποιούνται ταχύτητες μεγαλύτερες από την ταχύτητα του μέσου, η υπερβολή περίθλασης υπερχωροθετείται περισσότερο συγκριτικά με την εξίσωση 15 μοιρών. Οι αλγόριθμοι για απότομες κλίσεις είναι πιο ευαίσθητοι στα σφάλματα ταχύτητας.

Στην πράξη, η τεχνική χωροθέτησης με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών 65 μοιρών στον χώρο συχνότητας - απόστασης μπορεί να χωροθετήσει κλίσεις μέχρι 80 μοίρες. Ένα άλλο σημαντικό πλεονέκτημα της μεθόδου είναι η δυνατότητα να διαχειρίζεται μεταβολές της ταχύτητας, είτε κάθετες είτε πλευρικές.

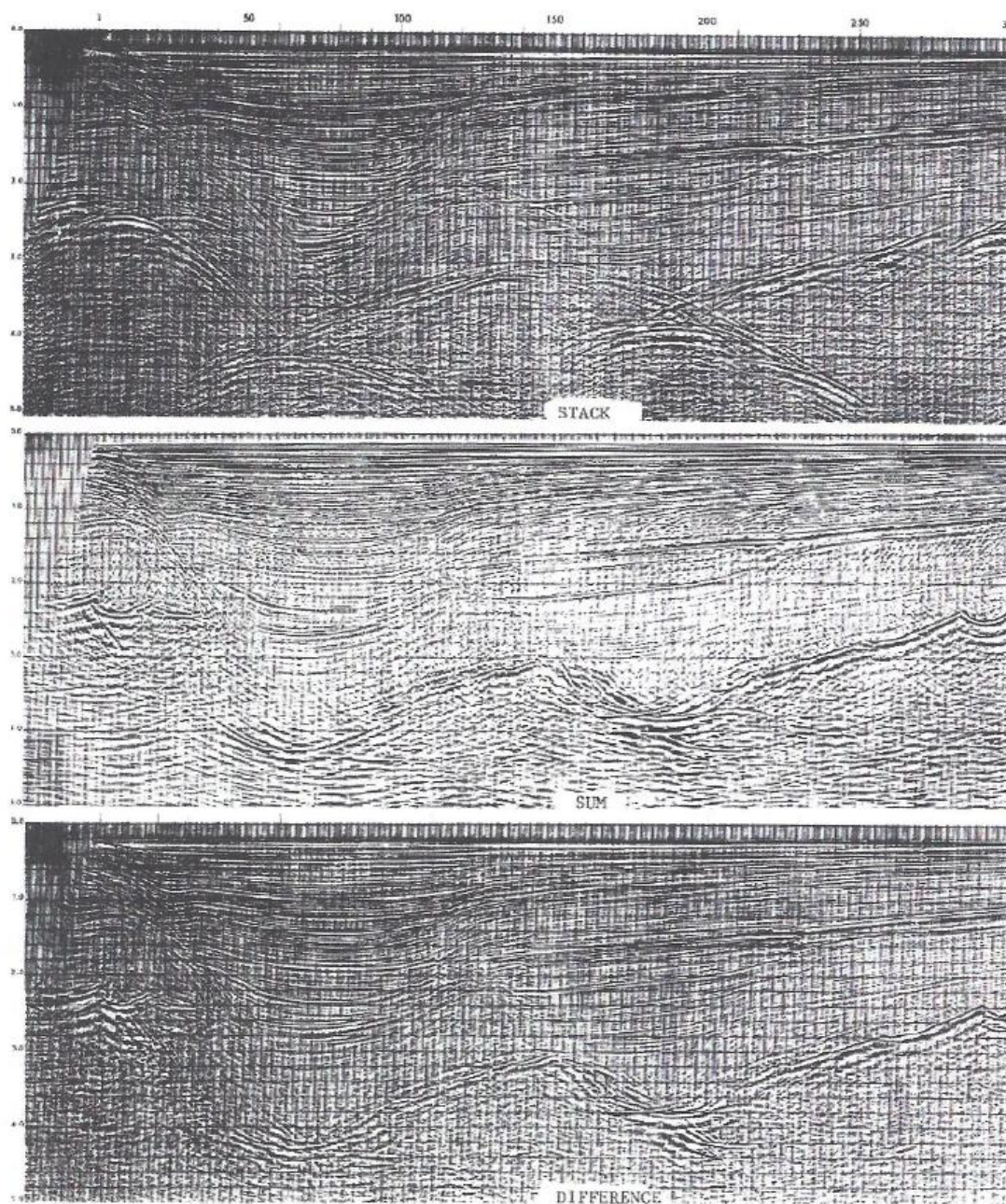
Η χωροθέτηση  $\omega$ - $x$  έχει το πλεονέκτημα ότι κάθε συχνότητα μπορεί να υποστεί επεξεργασία χωριστά. Η ιδιότητα αυτή μπορεί να μειώσει σημαντικά τις απαιτήσεις μνήμης για την αποθήκευση των στοιχείων στον υπολογιστή (Yilmaz, 1987).

Στο Σχήμα 2.26 γίνεται σύγκριση των παραπάνω μεθόδων χωροθέτησης. Στο πάνω σχήμα παρουσιάζεται σεισμική τομή, στην οποία δεν έχει γίνει χωροθέτηση. Στο μεσαίο σχήμα εμφανίζεται η χωροθετημένη κατά Kirchhoff σεισμική τομή, ενώ στο κάτω σχήμα παρουσιάζεται το αποτέλεσμα της εφαρμογής σεισμικής χωροθέτησης με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών. Ο θόρυβος στο κάτω σχήμα είναι ελαττωμένος συγκριτικά με αυτόν που δημιουργείται κατά την άθροιση και οι ορίζοντες εμφανίζονται πιο ευδιάκριτοι και συνεχείς.

Η χωροθέτηση με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών υπερέχει σε σχέση με τις μεθόδους άθροισης για τους παρακάτω λόγους:

- Οι μεταβολές της ταχύτητας αντιμετωπίζονται καλύτερα
- Τα περιθλώμενα κύματα χωροθετούνται καλύτερα
- Ο θόρυβος των περιθλάσεων είναι λιγότερος
- Διατηρούνται τα χαρακτηριστικά των ανακλώμενων κυμάτων (Κόκκινου, 2002).





Σχήμα 2.26: Σύγκριση μεθόδων χωροθέτησης: Πάνω σεισμική τομή υπέρθεσης, στο μέσο με χωροθέτηση Kirchhoff και κάτω χωροθέτηση με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών (Reilly and Greene, 1976)

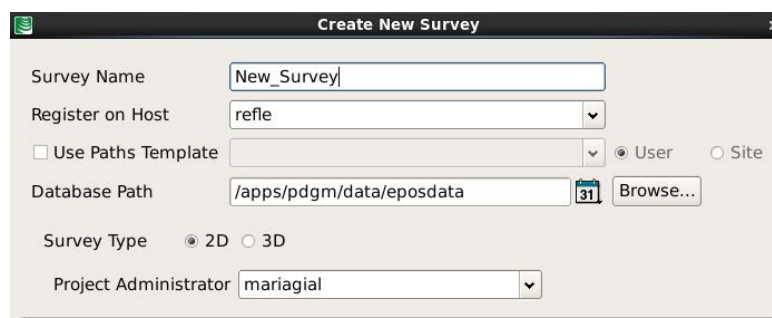
#### 3.1 Εισαγωγή

Το πρόγραμμα που χρησιμοποιήθηκε για την επεξεργασία των δεδομένων της γραμμής AEG-1 είναι το Paradigm® 14.1. Το Paradigm είναι πρόγραμμα επεξεργασίας σεισμικών δεδομένων και χρησιμοποιείται από τις σύγχρονες εταιρείες που επεξεργάζονται δεδομένα σεισμικής ανάκλασης. Έχει τη δυνατότητα να επεξεργάζεται σεισμικά δεδομένα δύο (2D) και τριών διαστάσεων (3D), καθώς επίσης και σεισμικά δεδομένα από γεωτρήσεις. Το Paradigm είναι εγκατεστημένο σε υπολογιστή στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης.

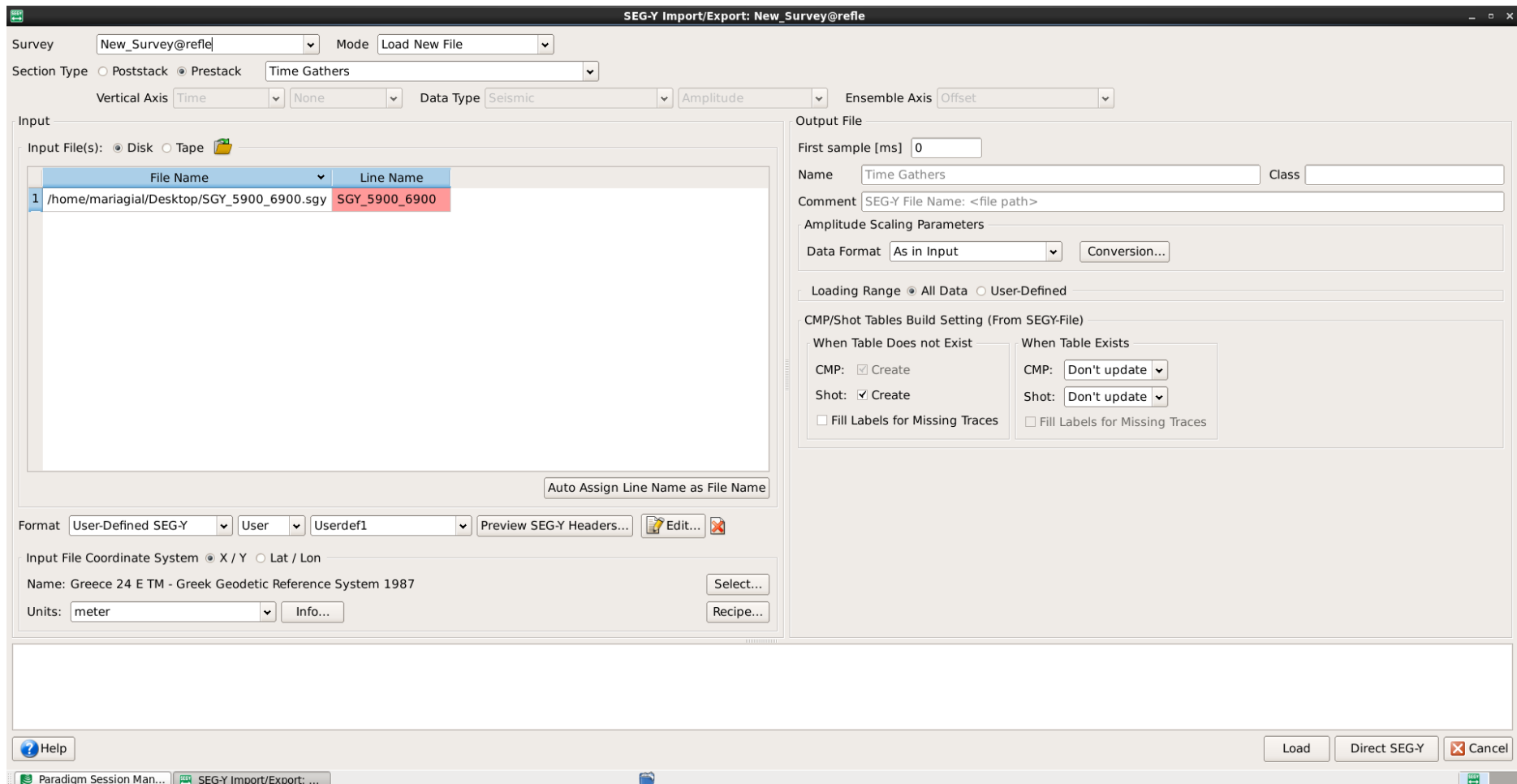
Η λειτουργία του Paradigm βασίζεται στη δημιουργία και εκτέλεση διαγραμμάτων ροής (Flow Diagrams). Το διάγραμμα ροής αποτελείται από επιμέρους εργασίες, για τις οποίες είναι απαραίτητο να επιλεγούν παράμετροι. Τυπικό διάγραμμα ροής περιλαμβάνει τη διαδικασία εισαγωγής δεδομένων (Seismic Trace Input, DSIN), την εμφάνισή τους στην οθόνη (Display) και τη διαδικασία εξαγωγής τους (Output Paradigm File, DSOUT).

#### 3.2 Εισαγωγή σεισμικών δεδομένων

Το πρώτο βήμα για την αξιοποίηση των σεισμικών δεδομένων δύο διαστάσεων (2D) είναι η δημιουργία νέας διασκόπησης, η εισαγωγή και η φόρτωση των δεδομένων τύπου SEG-Y (SEG-Y Import and Create New Survey) μέσω του Paradigm Session Manager (Σχήματα 3.1 και 3.2).



Σχήμα 3.1: Δημιουργία νέας διασκόπησης

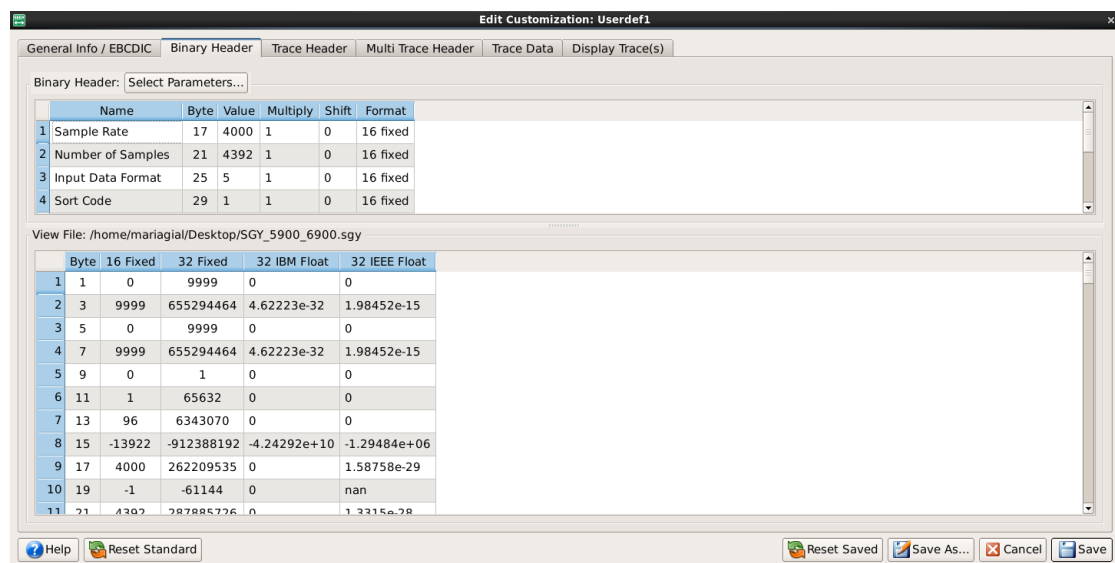


Σχήμα 3.2: Εισαγωγή και φόρτωση δεδομένων τύπου SEG-Y

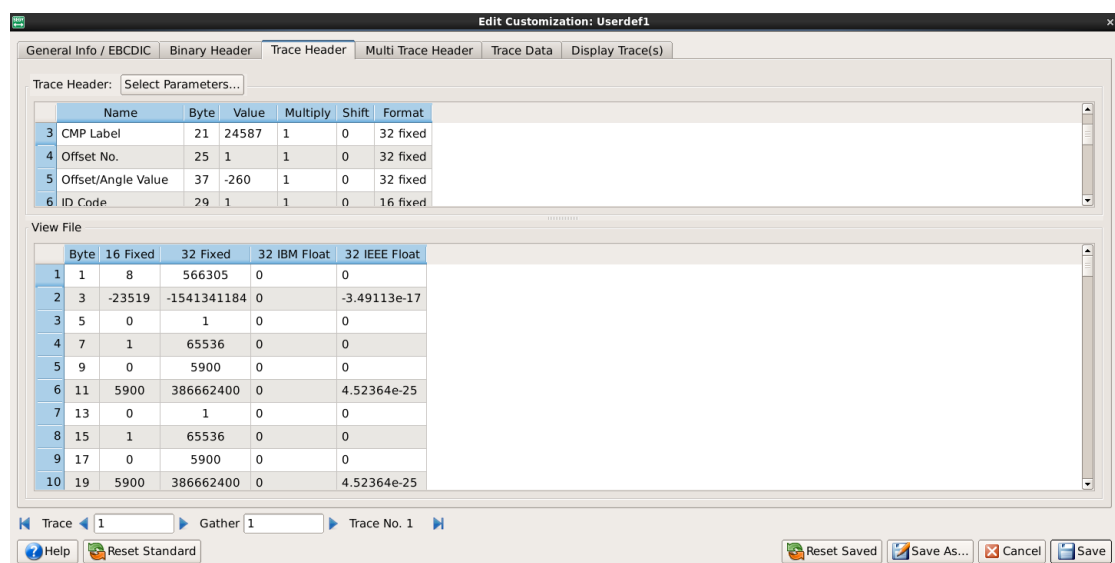


### 3.3 Μεταφορά της γεωμετρίας στις επικεφαλίδες

Η γεωμετρία του πειράματος είχε ήδη οριστεί από το πρόγραμμα ProMAX®. Η ορθότητα της γεωμετρίας του πειράματος ελέγχεται από τις επικεφαλίδες (headers). Κατά την εισαγωγή των σεισμικών δεδομένων, η επιλογή "Format" δίνει τη δυνατότητα στον χρήστη να ελέγξει και αν χρειαστεί να διορθώσει (Edit) τις επικεφαλίδες (Σχήματα 3.3 και 3.4).



Σχήμα 3.3: Έλεγχος δυαδικών δεδομένων επικεφαλίδων (binary headers)



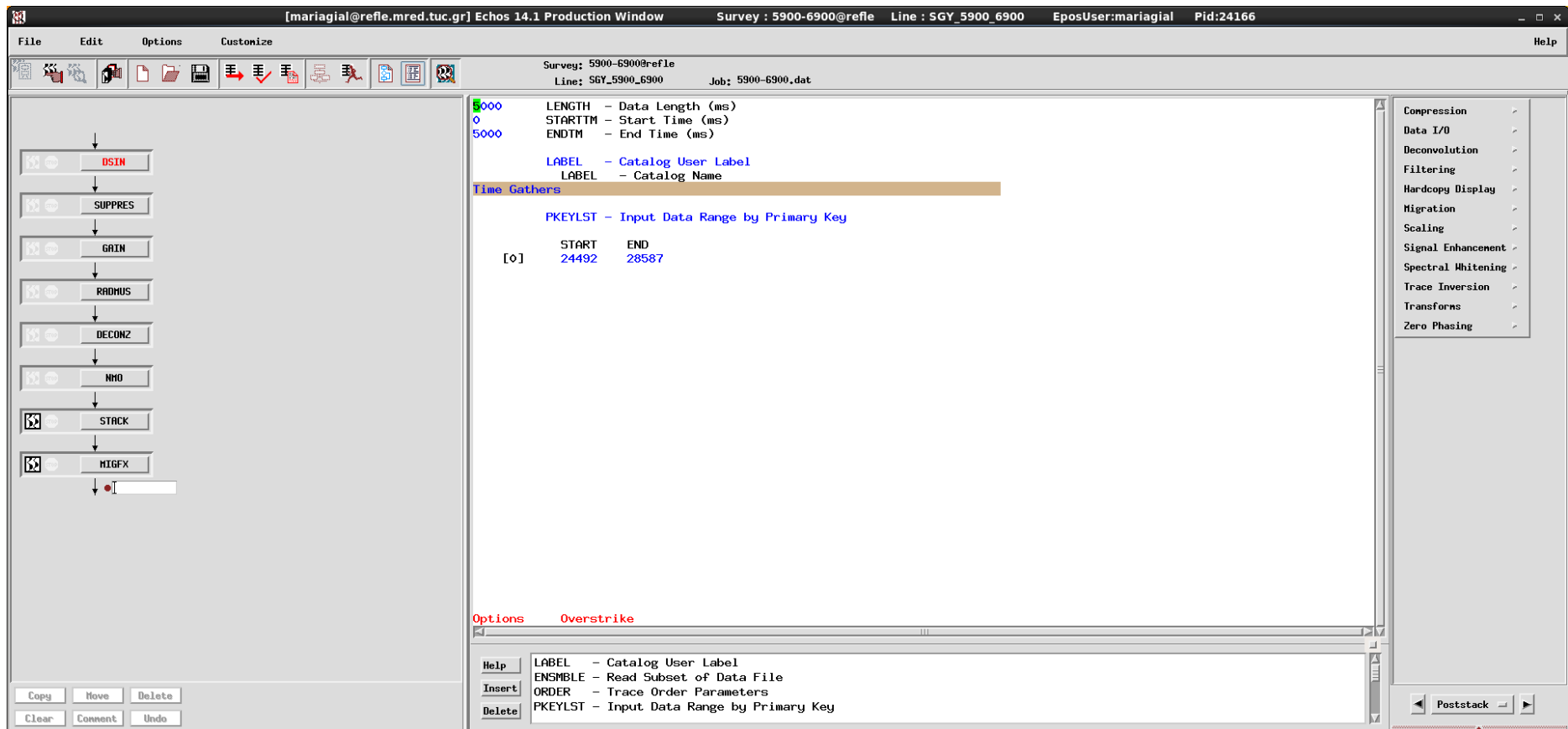
Σχήμα 3.4: Έλεγχος επικεφαλίδων των σεισμικών ιχνών (trace headers)

### 3.4 Διάγραμμα ροής και απεικόνιση δεδομένων

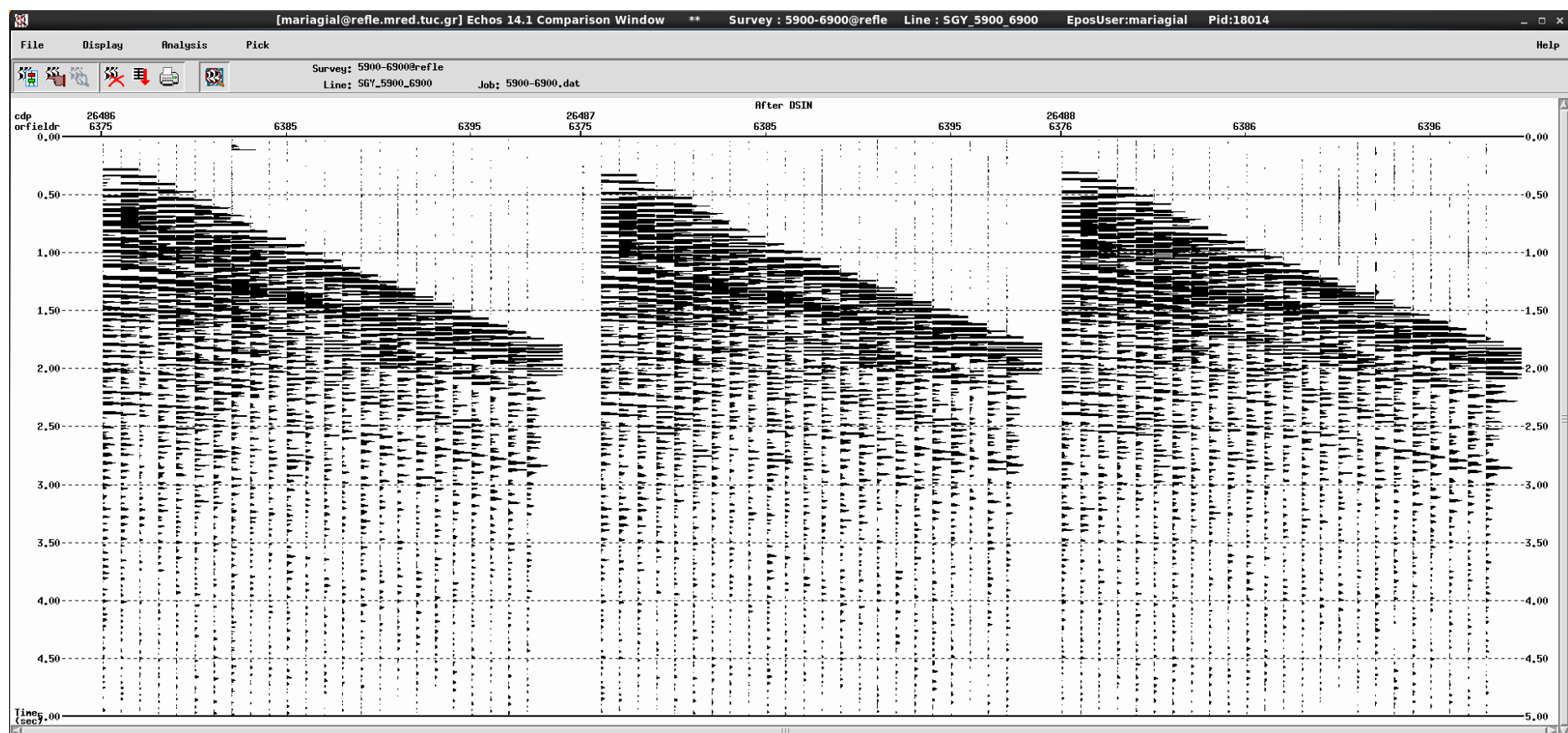
Η απεικόνιση των δεδομένων πραγματοποιείται στην εφαρμογή Echos του Paradigm Session Manager. Ως πρώτη εντολή του διαγράμματος ροής επιλέγεται η DSIN (εισαγωγή σεισμικών δεδομένων). Στη συνέχεια, από το εικονίδιο "Select Data" που βρίσκεται στην εργαλειοθήκη του Echos 14.1 Production Window επιλέγονται τα δεδομένα που θα υποστούν επεξεργασία. Τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στη συγκεκριμένη εργασία είναι τα κοινά σημεία βάθους 24492 έως 28587 (πηγές 5900 έως 6900). Έπειτα δημιουργείται διάγραμμα ροής και καθορίζονται οι παράμετροι για κάθε εντολή του διαγράμματος (Σχήμα 3.5). Το διάγραμμα ροής αποθηκεύεται στη βάση δεδομένων χρησιμοποιώντας την εντολή "Save Job". Οι εντολές «τρέχουν» με τη χρήση του εικονιδίου "Go/Process".

Μετά τη χρήση του εικονιδίου "Go/Process", στην οθόνη του υπολογιστή εμφανίζεται το Echos 14.1 Comparison Window, στο οποίο απεικονίζονται τα δεδομένα που έχουν επιλεγεί. Στο Σχήμα 3.6 παρουσιάζεται ένα μικρό τμήμα των δεδομένων συναρτήσεως του χρόνου (έως 5 s) για λόγους ευκρίνειας. Τα κοινά σημεία βάθους που απεικονίζονται είναι τα 26486, 26487 και 26488 και η υπεδαφική κάλυψη για το καθένα ισούται με 24. Στον δευτερεύοντα οριζόντιο άξονα φαίνεται ο αριθμός της πηγής (orfieldr).

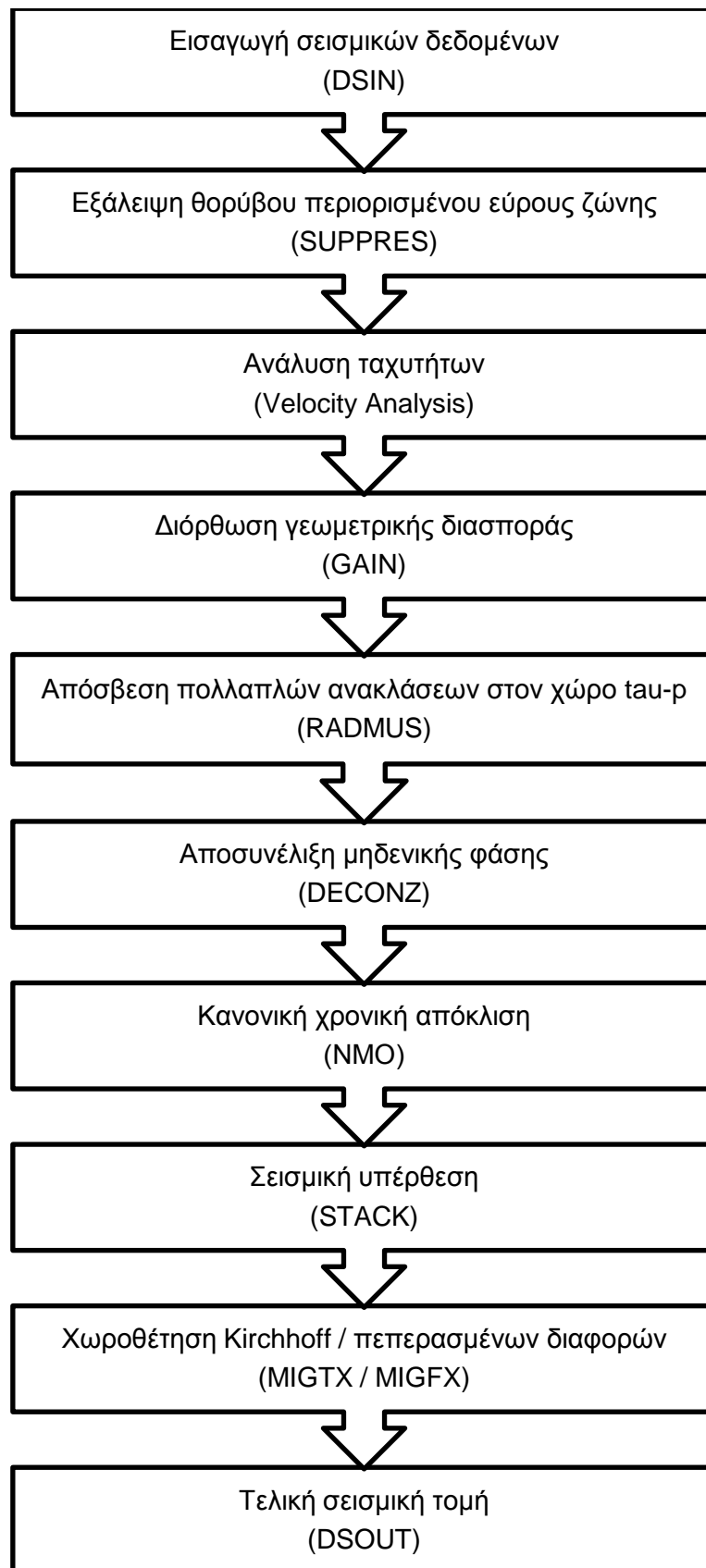
Το διάγραμμα ροής που χρησιμοποιείται για την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.7.



Σχήμα 3.5: Echos 14.1 Production Window



Σχήμα 3.6: Απεικόνιση των CDPs 26486, 26487 και 26488 στο Echos 14.1 Comparison Window



Σχήμα 3.7: Διάγραμμα ροής για την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων

### 3.5 Εξάλειψη θορύβου περιορισμένου εύρους ζώνης

Κατά τη διαδικασία της εξάλειψης θορύβου (SUPPRES) τα σεισμικά ίχνη αναλύονται σε συνιστώσες θορύβου και σήματος. Από τις παραμέτρους της εντολής "SUPPRES" ορίζεται το εύρος των συχνοτήτων. Με τη χρήση της εντολής αυτής επιλέγεται να αποκοπούν συχνότητες μικρότερες των 3 Hz (FBEG) και μεγαλύτερες των 18 Hz (FEND). Οι παράμετροι "FBEG" και "FEND" χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό του φίλτρου Butterworth. Το φίλτρο Butterworth υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση:

$$A(f)^2 = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{FBEG}{f}\right)^{2N}\right] \left[1 + \left(\frac{f}{FEND}\right)^{2M}\right]} \quad (3.1)$$

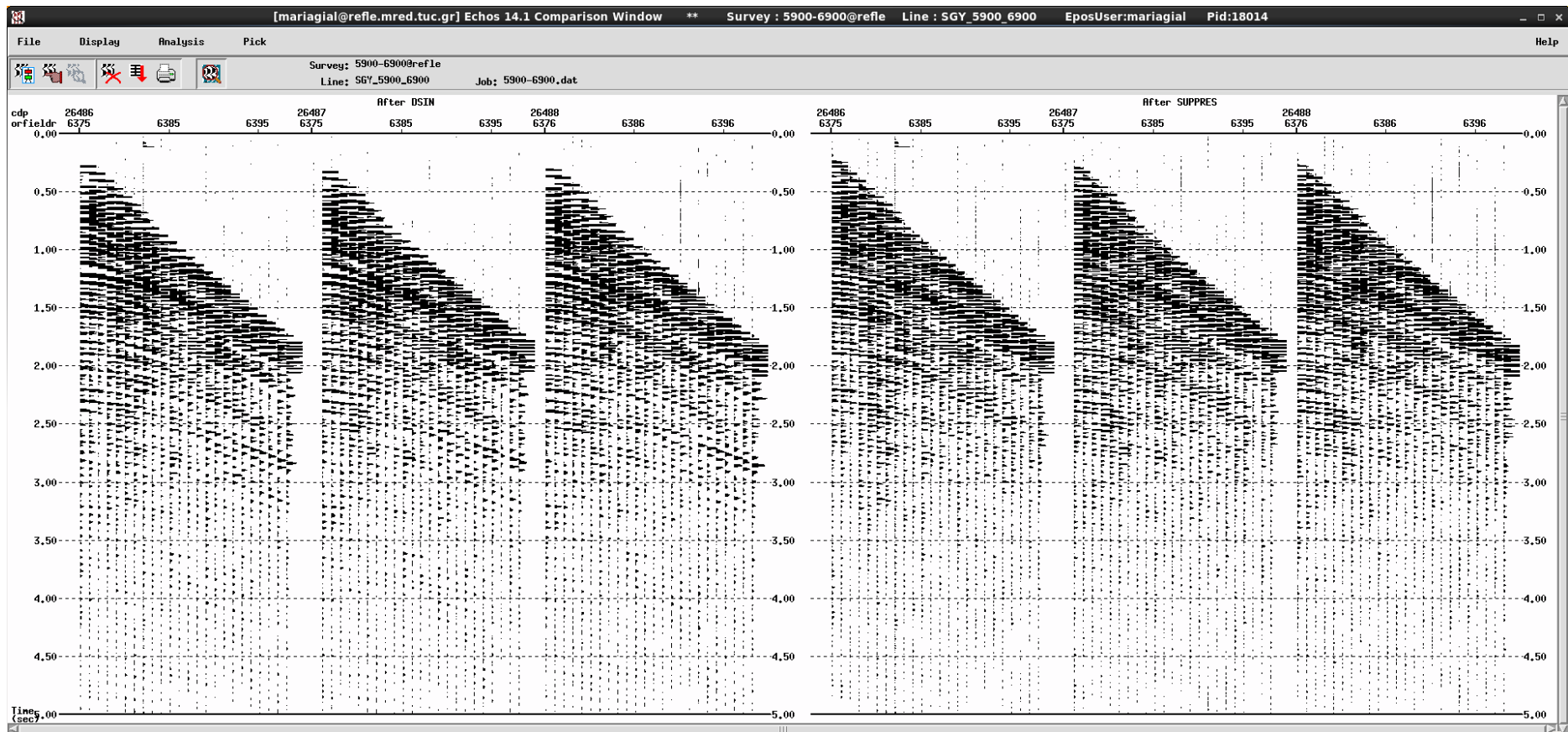
όπου τα N και M καθορίζουν την τάξη του φίλτρου (Paradigm Online Manual, 2014).

Η περιοχή θορύβου (taper zone) καθορίζεται από ένα χρονικό όριο, ίσο με 120 ms. Στο Σχήμα 3.8 παρουσιάζεται η εφαρμογή του φίλτρου στα σεισμικά δεδομένα.

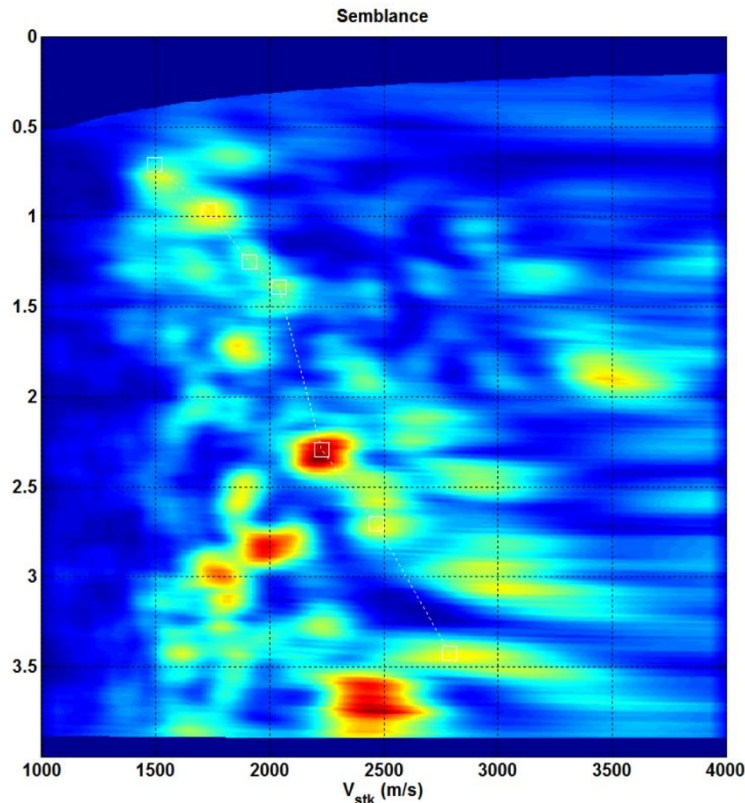
### 3.6 Ανάλυση ταχυτήτων

Για την πραγματοποίηση της ανάλυσης ταχυτήτων χρησιμοποιείται το Vertical Velocity Analysis (GeoStack) από την καρτέλα "Accessories" του Paradigm Session Manager. Λόγω τεχνικού προβλήματος που προέκυψε, η ανάλυση ταχυτήτων πραγματοποιήθηκε στο πρόγραμμα Matlab®.

Σε αυτή τη μελέτη, για την ανάλυση ταχυτήτων αξιοποιούνται οι σεισμικές καταγραφές (gathers) και το διάγραμμα της συνάφειας. Συνεπώς, υπάρχει η δυνατότητα για εκτίμηση των σεισμικών ταχυτήτων βάσει της συνάφειας των ανακλάσεων και της γεωλογίας της υπό μελέτη γραμμής. Στο διάγραμμα της συνάφειας, η επιλογή των σημείων έγινε για τα CDPs 25584, 26004, 26484, 26984 και 27444. Με μπλε χρώμα απεικονίζονται τα σημεία ελάχιστης συνάφειας και με κόκκινο χρώμα τα σημεία μέγιστης συνάφειας. Στο Σχήμα 3.9 παρουσιάζεται η εικόνα από την ανάλυση ταχυτήτων καθώς επίσης και ο τρόπος που έγινε η επιλογή των σημείων (picking).



Σχήμα 3.8: Σεισμικά δεδομένα πριν και μετά την εφαρμογή φίλτρου για εξάλειψη θορύβου



Σχήμα 3.9: Εικόνα από την ανάλυση ταχυτήτων για το CDP 25187 (διάγραμμα συνάφειας)

### 3.7 Διόρθωση γεωμετρικής διασποράς

Η εντολή "GAIN" συμβάλλει στην εξισορρόπηση του πλάτους κάθε ίχνους. Χρησιμοποιώντας την ίδια εντολή, εφαρμόζεται διόρθωση γεωμετρικής διασποράς η οποία θεωρείται ανεξάρτητη από την οριζόντια απόσταση πηγής και υδροφώνου (offset). Στο Σχήμα 3.10 φαίνεται η εφαρμογή της παραπάνω διόρθωσης.

### 3.8 Απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων στον χώρο tau-p

Η εντολή "RADMUS" αποτελεί σημαντικό εργαλείο για την απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων. Οι κύριες παράμετροι οι οποίες χρησιμοποιούνται στη συγκεκριμένη επεξεργασία περιγράφονται παρακάτω.

Αρχικά ορίζεται το αυξητικό βήμα, "RPINC", για την παράμετρο ακτίνας ( $2 \mu\text{s/m}$ ) και η αρχική τιμή της "STARTP" που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό όλων των τιμών της παραμέτρου της ακτίνας η οποία μπορεί να είναι θετική ή αρνητική ( $-60 \mu\text{s/m}$ ).

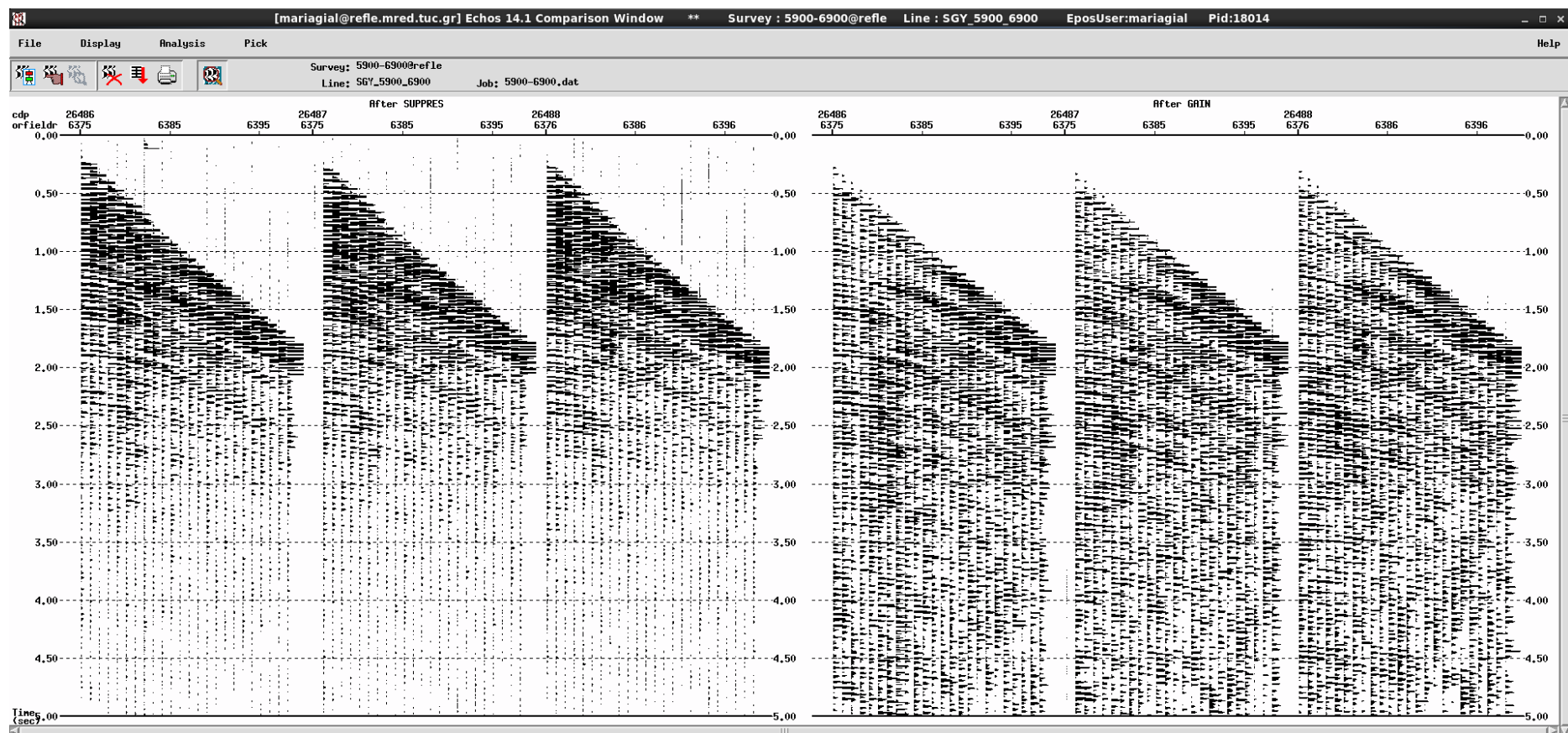


Πολλαπλασιάζοντας τις παραμέτρους "RPINC" και "STARTP" υπολογίζεται η πρώτη παράμετρος ακτίνας. Στη συνέχεια καθορίζεται ο αριθμός των τιμών της παραμέτρου της ακτίνας, "NUMRP", καθώς επίσης και το κατώτατο και ανώτατο όριο ταχυτήτων ανάμεσα στα οποία το σήμα θα εξασθενήσει (VLOWP και VHIGHP). Για τους υπολογισμούς χρησιμοποιήθηκαν οι ταχύτητες από την ανάλυση ταχυτήτων.

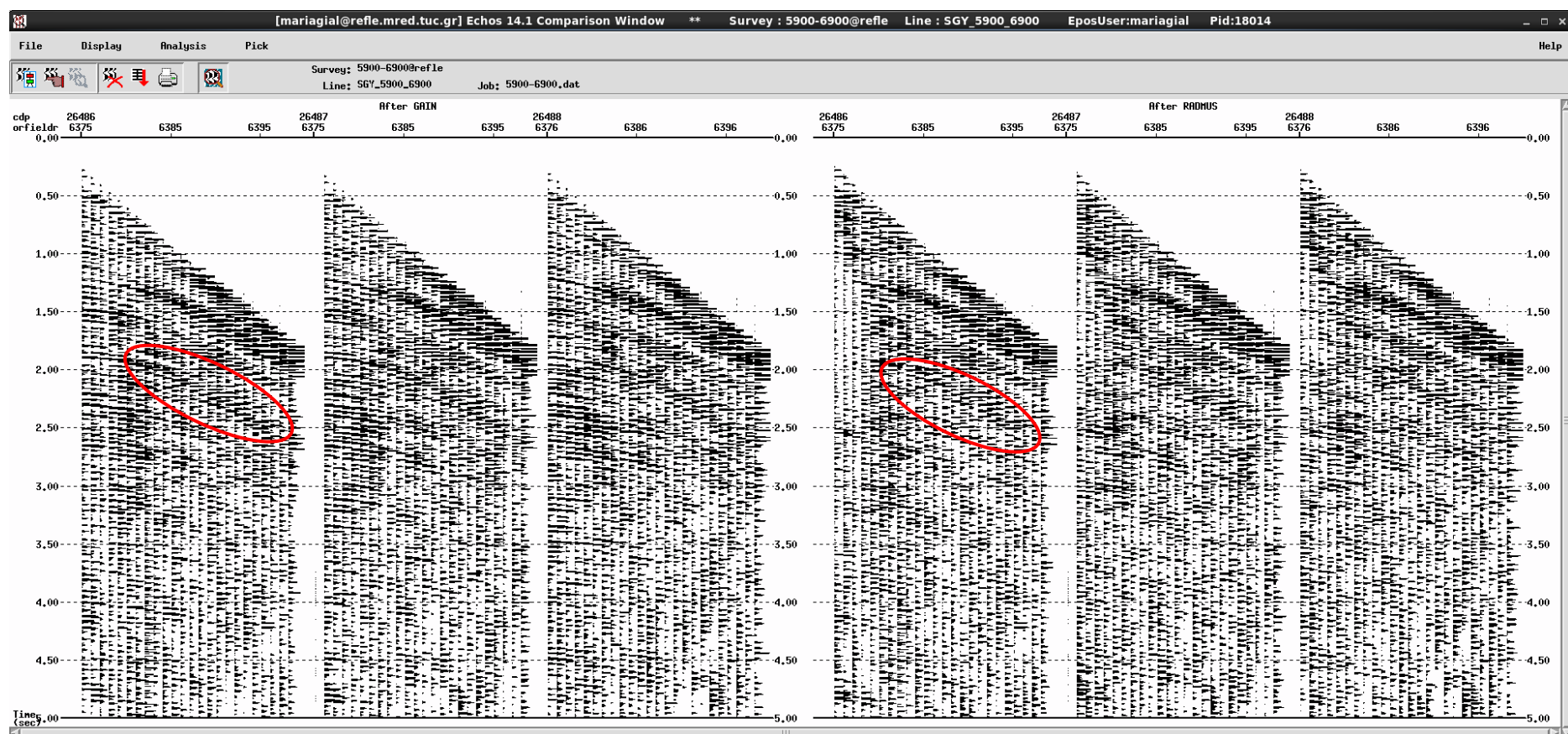
Στο Σχήμα 3.11 παρουσιάζονται τα σεισμικά δεδομένα πριν και μετά την εφαρμογή της εντολής "RADMUS" για τα CDPs 26486 έως 26488. Στα μικρά offsets είναι πιο εμφανής η μείωση των πολλαπλών (π.χ. CDP 26486 στα 2-2.5 s).

### **3.9 Αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης**

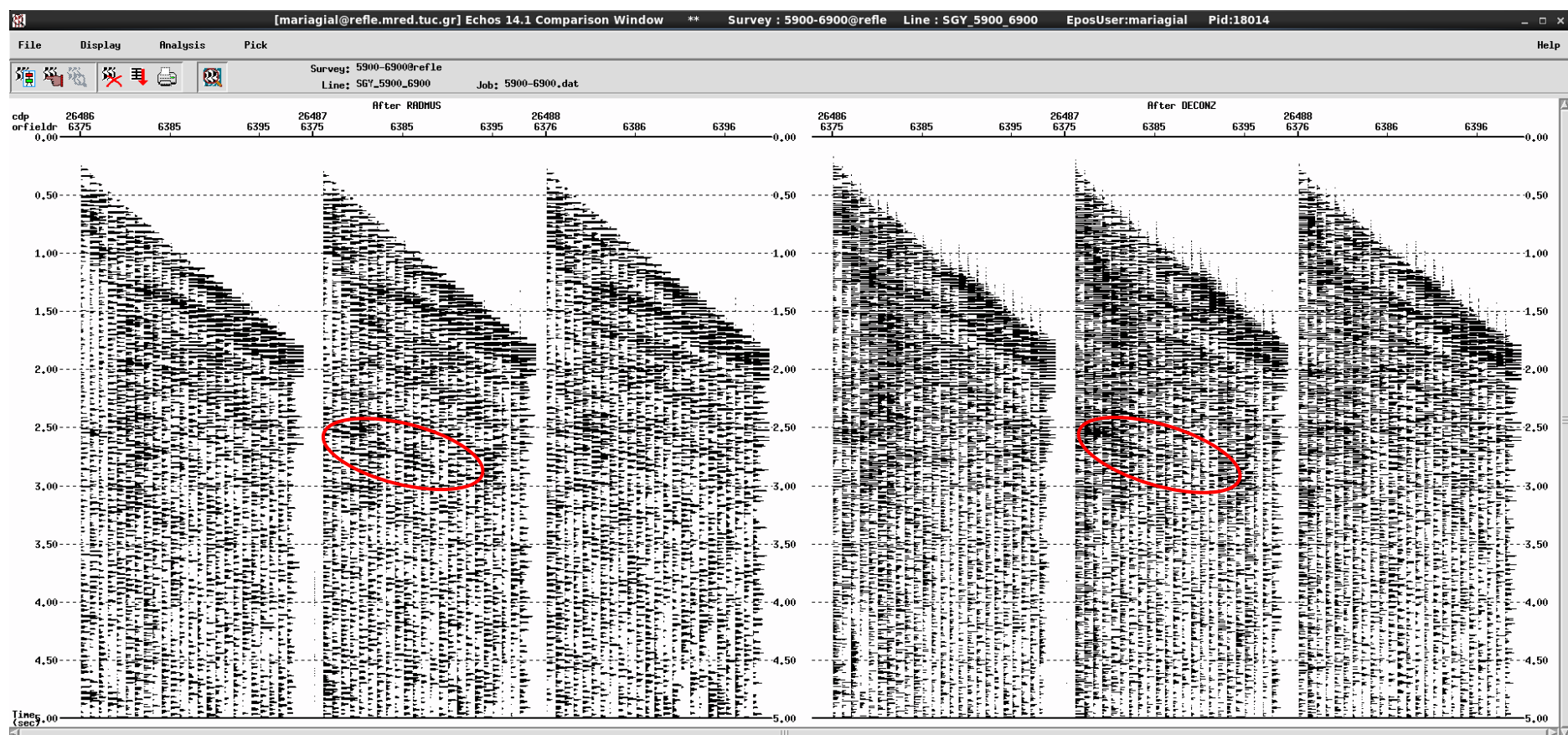
Με την εντολή "DECONZ" εφαρμόζεται αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης στα σεισμικά δεδομένα. Κάποιες από τις σημαντικότερες παραμέτρους κατά την εφαρμογή της αποσυνέλιξης είναι το ποσοστό του «λευκού» θορύβου που προστίθεται και η εξομάλυνση του φάσματος πλάτους. Η πρόσθεση του θορύβου δεν προκαλεί ουσιαστική μεταβολή στο φίλτρο. Οι παραπάνω παράμετροι χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό του τελεστή αποσυνέλιξης και φαίνονται στο Σχήμα 3.13. Στο Σχήμα 3.12 παρουσιάζονται τα CDPs 26486, 26487 και 26488 πριν και μετά την εφαρμογή της αποσυνέλιξης. Παρατηρείται μείωση της διάρκειας της κυματομορφής της πηγής (π.χ. CDP 26487 στα 2.5-3 s).



Σχήμα 3.10: Σεισμικά δεδομένα πριν και μετά την εφαρμογή της διόρθωσης γεωμετρικής διασποράς



Σχήμα 3.11: Σεισμικά δεδομένα πριν και μετά την εφαρμογή της εντολής "RADMUS". Στα μικρά offsets είναι πιο εμφανής η μείωση των πολλαπλών (π.χ. CDP 26486 στα 2-2.5 s)



Σχήμα 3.12: Σεισμικά δεδομένα πριν και μετά την εφαρμογή της αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης. Παρατηρείται μείωση της διάρκειας της κυματομορφής της πηγής (π.χ. CDP 26487 στα 2.5-3 s)

9	FSMOOTH	- Amplitude spectrum smoothing length in frequency width(Hz)
0.1	WNOISE	- White Noise Percentage to add
10	FLOW	- Low end of frequency band for scaling
50	FHIGH	- High end of frequency band for scaling

Σχήμα 3.13: Παράμετροι αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης

### 3.10 Δυναμική διόρθωση

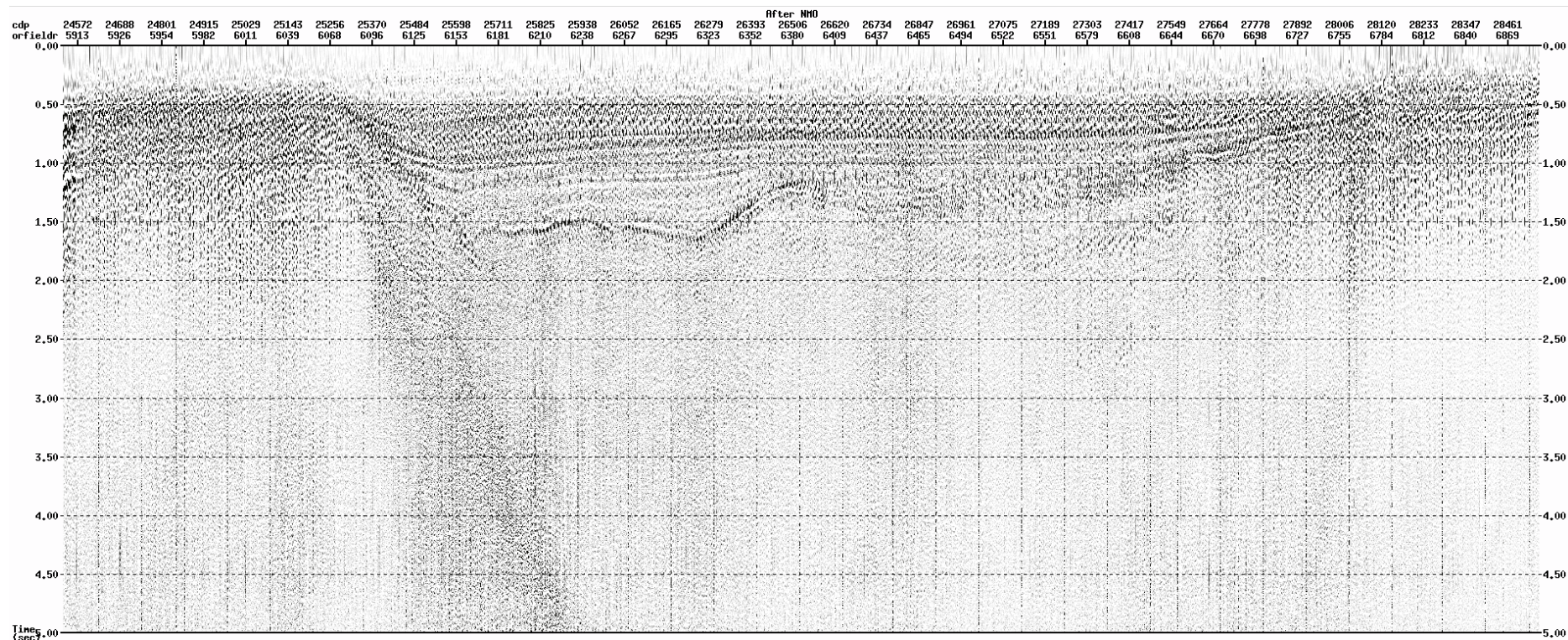
Η εντολή "NMO" εφαρμόζει δυναμική διόρθωση στους χρόνους διαδρομής των ανακλώμενων κυμάτων τα οποία εμφανίζονται στα σειсмоγράμματα διάταξης κοινού ενδιάμεσου σημείου και αξιοποιεί τις ταχύτητες που προσδιορίστηκαν μέσω της ανάλυσης ταχυτήτων. Στην ουσία, είναι μια διόρθωση που κάνει όλα τα ίχνη να μοιάζουν ίχνη μηδενικής οριζόντιας απόστασης πηγής - υδροφώνου. Στο Σχήμα 3.14 φαίνεται η εφαρμογή της εντολής "NMO" για όλα τα δεδομένα (CDPs 24492 έως 28587).

### 3.11 Σεισμική υπέρθεση

Μετά τη διόρθωση NMO πραγματοποιείται η σεισμική υπέρθεση, χρησιμοποιώντας την εντολή "STACK". Στη σεισμική υπέρθεση χρησιμοποιούνται οι ταχύτητες που προέκυψαν από την ανάλυση ταχυτήτων.

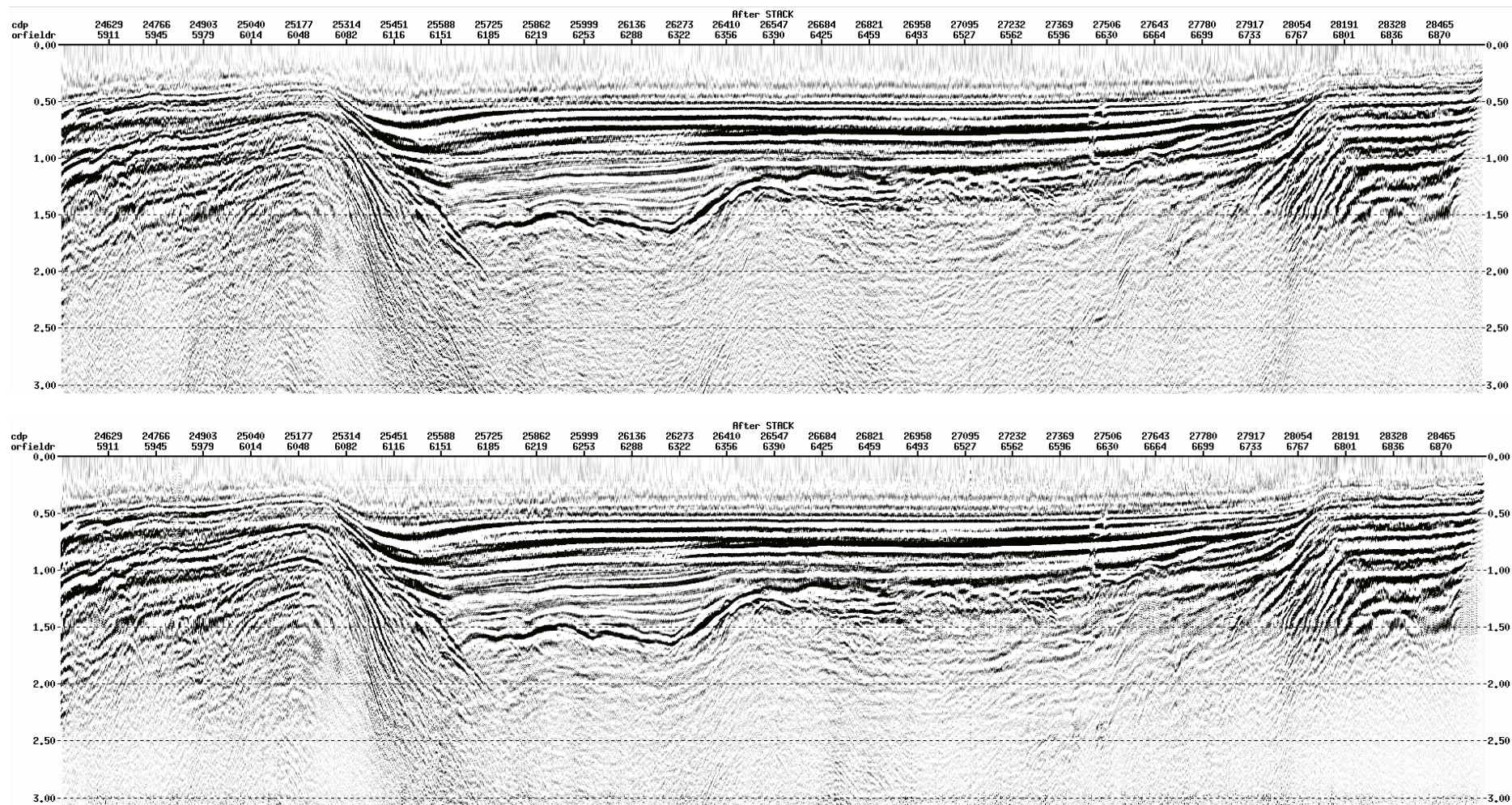
Το αποτέλεσμα μετά την εφαρμογή της σεισμικής υπέρθεσης παρουσιάζεται στα Σχήματα που ακολουθούν. Στο Σχήμα 3.15 φαίνεται η τομή υπέρθεσης πριν και μετά την εφαρμογή της εντολής "RADMUS".





Σχήμα 3.14: Εφαρμογή της διόρθωσης NMO για όλα τα σεισμικά δεδομένα





Σχήμα 3.15: Τομή υπέρθεσης πριν και μετά την εφαρμογή της εντολής "RADMUS"

## 3.12 Σεισμική χωροθέτηση

### 3.12.1 Χωροθέτηση Kirchhoff

Αρχικά, εφαρμόζεται χωροθέτηση Kirchhoff πριν τη σεισμική υπέρθεση (prestack migration). Η χωροθέτηση Kirchhoff εφαρμόζεται με την εντολή "MIGTX". Όταν εκτελείται χωροθέτηση Kirchhoff πριν τη σεισμική υπέρθεση, η χωροθέτηση πραγματοποιείται στον χώρο χρόνου - κοινής απόστασης πηγής-υδροφώνου (common offset). Η εντολή "MIGTX" περιλαμβάνει τη διόρθωση NMO όταν εκτελείται πριν την υπέρθεση. Η παράμετρος που αφορά την κλίση (DIPLIM) επιλέγεται ίση με  $60^\circ$  (Σχήμα 3.16).

Στις επόμενες δοκιμές εφαρμόζεται χωροθέτηση Kirchhoff μετά την υπέρθεση (poststack migration) για "DIPLIM" ίσο με  $30^\circ$ ,  $40^\circ$ ,  $50^\circ$ ,  $60^\circ$  και  $70^\circ$  αντίστοιχα. Για κάθε κλίση επιλέγονται πέντε διαφορετικές τιμές της παραμέτρου "SCALE" (κλιμάκωση ταχυτήτων). Οι τιμές ισούνται με 1 (χωρίς αυξομείωση), 0,95 (μείωση 5%), 0,90 (μείωση 10%), 1,05 (αύξηση 5%) και 1,1 (αύξηση 10%). Στα Σχήματα 3.17-3.21 καθώς επίσης και στο παράρτημα παρουσιάζονται οι σεισμικές τομές στις οποίες χρησιμοποιούνται οι παραπάνω παράμετροι.

Μετά την εφαρμογή της χωροθέτησης και λαμβάνοντας υπόψη τη σεισμική τομή υπέρθεσης, παρατηρείται διόρθωση των κεκλιμένων ανακλαστήρων στο όριο της λεκάνης (CDPs 25314-25588).

### 3.12.2 Χωροθέτηση με τη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών

Εναλλακτικά, στα συγκεκριμένα δεδομένα εφαρμόζεται χωροθέτηση με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών στον χώρο συχνότητας - απόστασης, f-x (χρονική χωροθέτηση), μετά τη σεισμική υπέρθεση. Κατά την εφαρμογή της χρησιμοποιούνται διάφορες παράμετροι, οι οποίες περιγράφονται παρακάτω.

Η παράμετρος "DIPMODE" καθορίζει τη μέγιστη κλίση σε μοίρες. Το πρόγραμμα διαθέτει προκαθορισμένες επιλογές για τις γωνίες αυτές. Θέτοντας την επιλογή  $65^\circ$ , γίνεται διαχείριση κλίσεων έως  $40^\circ$ - $45^\circ$ . Με την επιλογή  $80^\circ$ , γίνεται διαχείριση κλίσεων έως  $55^\circ$ - $60^\circ$ . Η επιλογή  $87^\circ$  αντιστοιχεί σε διαχείριση κλίσεων έως  $60^\circ$ - $65^\circ$ , ενώ με την επιλογή  $90^\circ$  γίνεται διαχείριση κλίσεων έως  $65^\circ$ - $70^\circ$ .

Η παράμετρος "FMIN" προσδιορίζει την ελάχιστη συχνότητα (Hz) και επιλέγεται ίση με 0, ενώ η παράμετρος "FMAX" προσδιορίζει τη μέγιστη συχνότητα και επιλέγεται



ίση με τη συχνότητα Nyquist. Η συχνότητα Nyquist καθορίζει τη μέγιστη τιμή της συχνότητας που καταγράφεται με ασφάλεια, χωρίς δηλαδή να υπάρχει η πιθανότητα της αναδίπλωσης των συχνοτήτων. Η συχνότητα Nyquist ορίζεται από την παρακάτω σχέση:

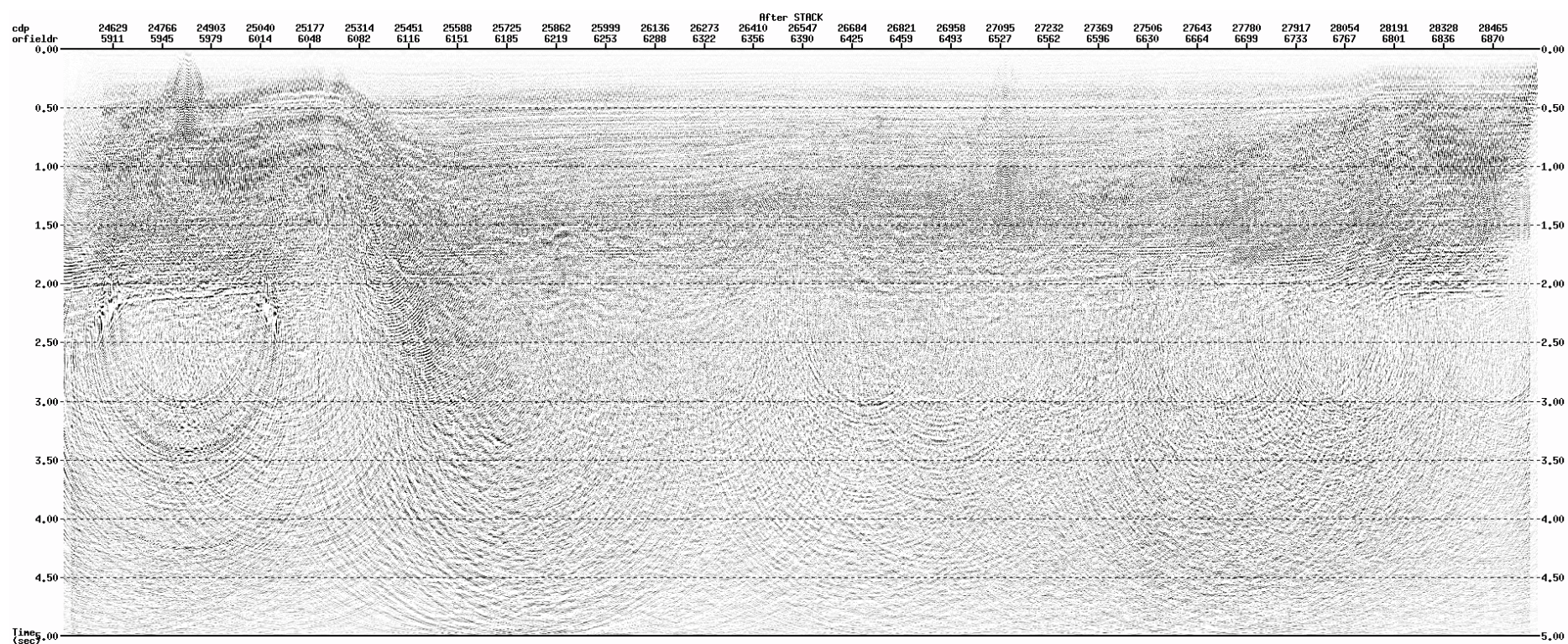
$$f_N = \frac{1}{2\Delta t} \quad (3.2)$$

όπου  $\Delta t$  είναι το διάστημα δειγματοληψίας. Με τον όρο αναδίπλωση περιγράφεται το φαινόμενο κατά το οποίο οι μεγαλύτερες από τη Nyquist συχνότητες επανεμφανίζονται μέσα στο φάσμα των μικρότερων συχνοτήτων δημιουργώντας πρόβλημα στην πραγματική καταγραφή αυτών (Lindseth, 1982) [Μπραουδάκη, 2004].

Η παράμετρος "TAU" προσδιορίζει, σε ms, το πάχος του στρώματος για την προς τα κάτω συνέχεια. Για "DIPMODE" ίσο με 65°, προτείνεται από το πρόγραμμα Paradigm η παράμετρος "TAU" να ισούται από 20 έως 24 ms (επιλέχθηκαν 22 ms), διαφορετικά να ισούται με 32 ms.

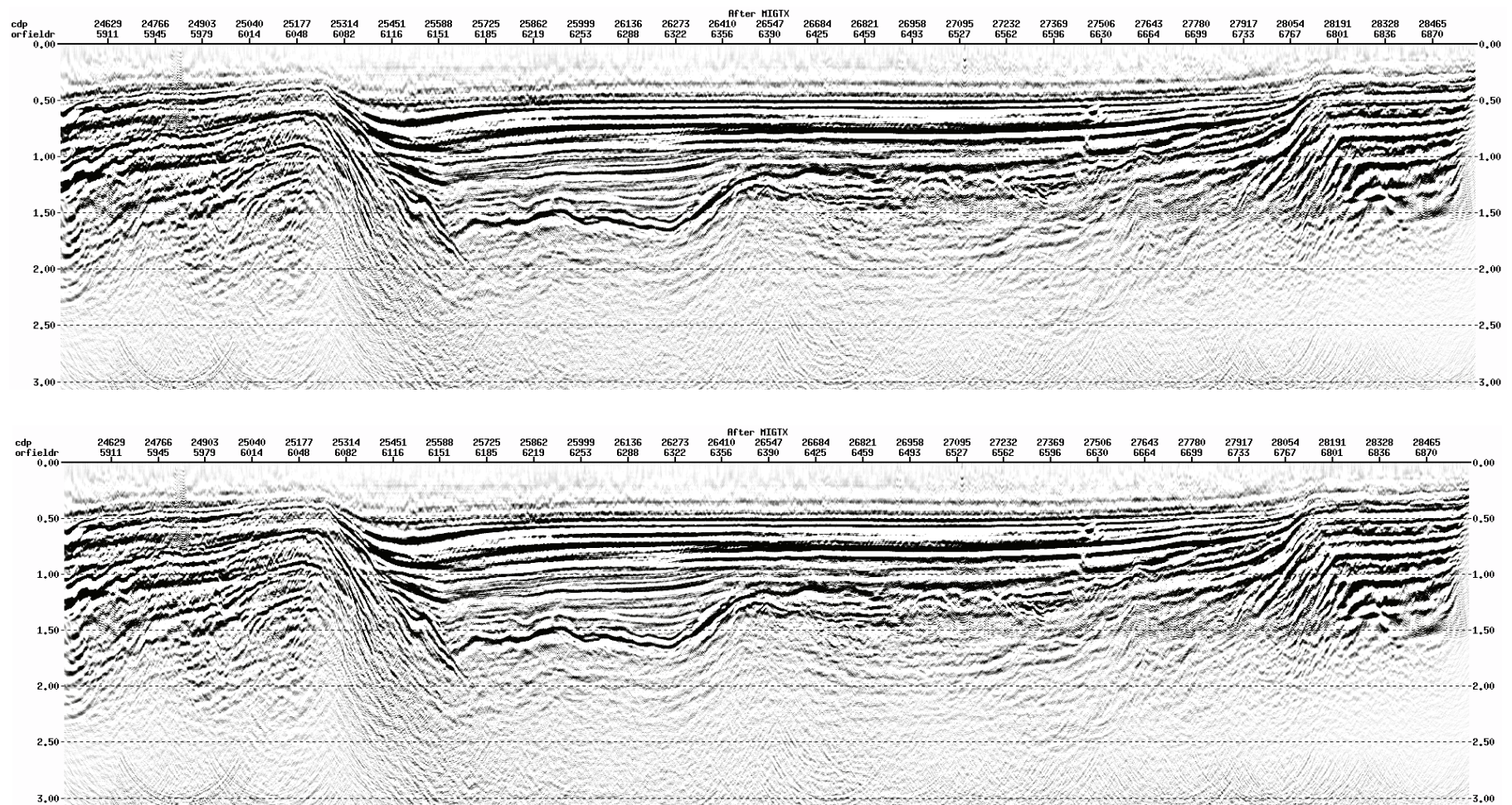
Στα Σχήματα 3.22 - 3.25 παρουσιάζεται η εφαρμογή χωροθέτησης με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών μετά τη σεισμική υπέρθεση για "DIPMODE" ίσο με 65°, 80°, 87° και 90° αντίστοιχα.

Στη χωροθετημένη τομή το όριο της λεκάνης εμφανίζεται να έχει μεγαλύτερη κλίση σε σχέση με τη σεισμική τομή υπέρθεσης. Η χωροθέτηση με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών βελτίωσε την πλευρική ανάλυση και βοήθησε στην ερμηνεία. Δεν εντοπίζονται σημαντικές διαφορές μεταξύ των τομών στις οποίες έχει εφαρμοστεί χωροθέτηση με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών.



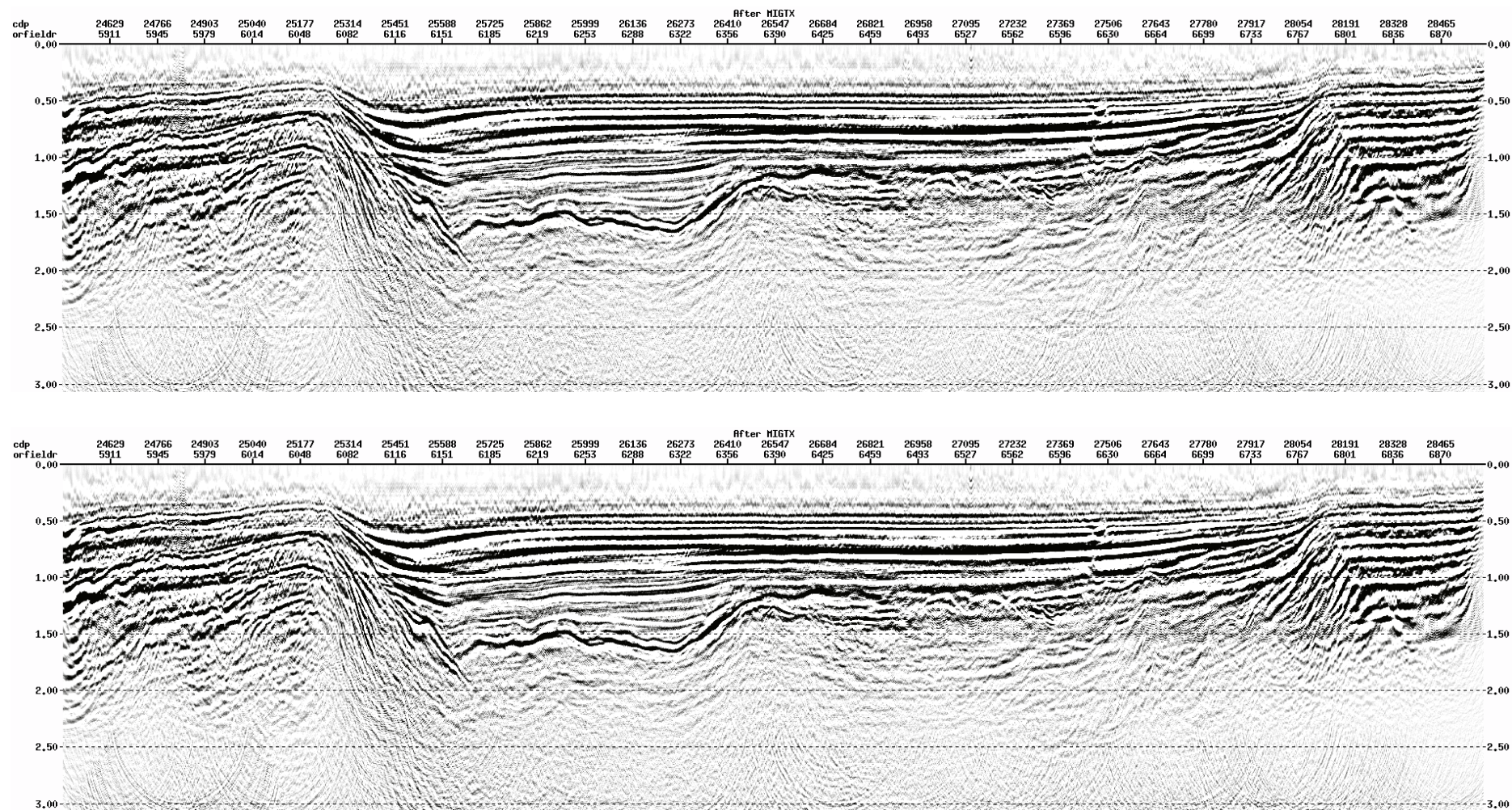
Σχήμα 3.16: Σεισμική τομή υπέρθεσης αφού πριν εφαρμόστηκε χωροθέτηση Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 60°





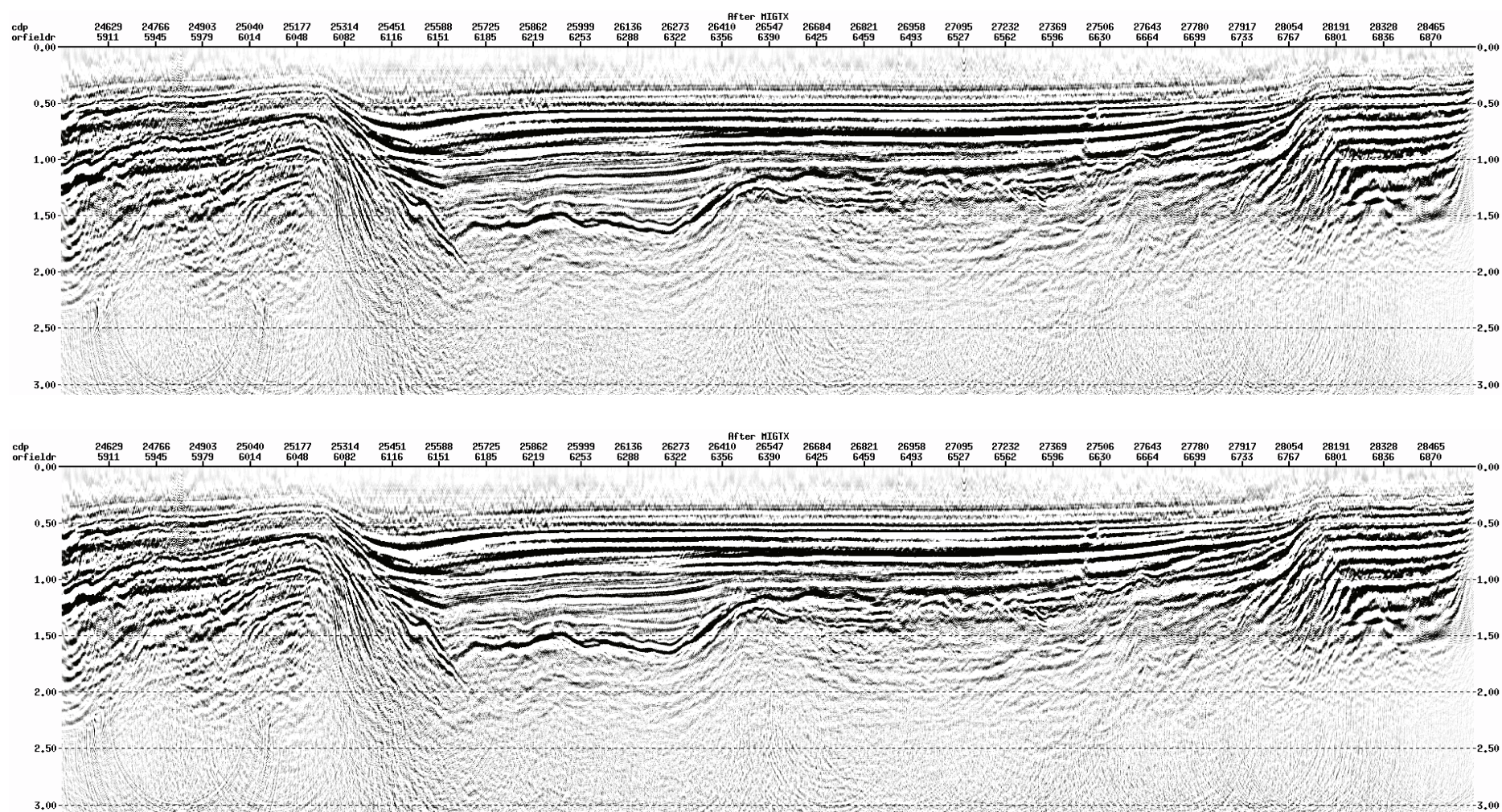
Σχήμα 3.17: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 30° και "SCALE" 1 και 1,05 μετά τη σεισμική υπέρθεση. Παρατηρείται διόρθωση των κεκλιμένων ανακλαστήρων στο όριο της λεκάνης (CDPs 25314-25588).





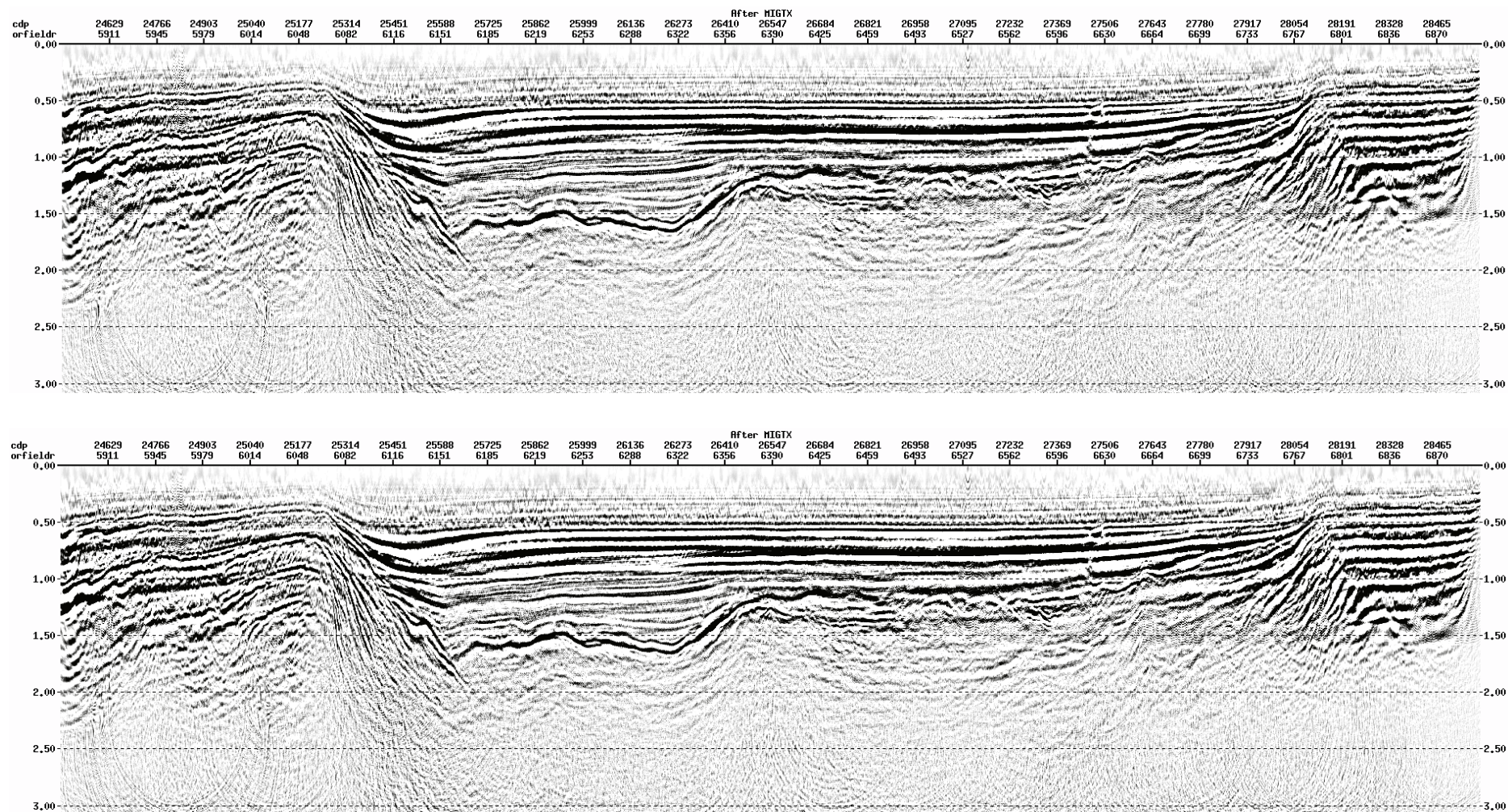
Σχήμα 3.18: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 40° και "SCALE" 1 και 1,05 μετά τη σεισμική υπέρθεση





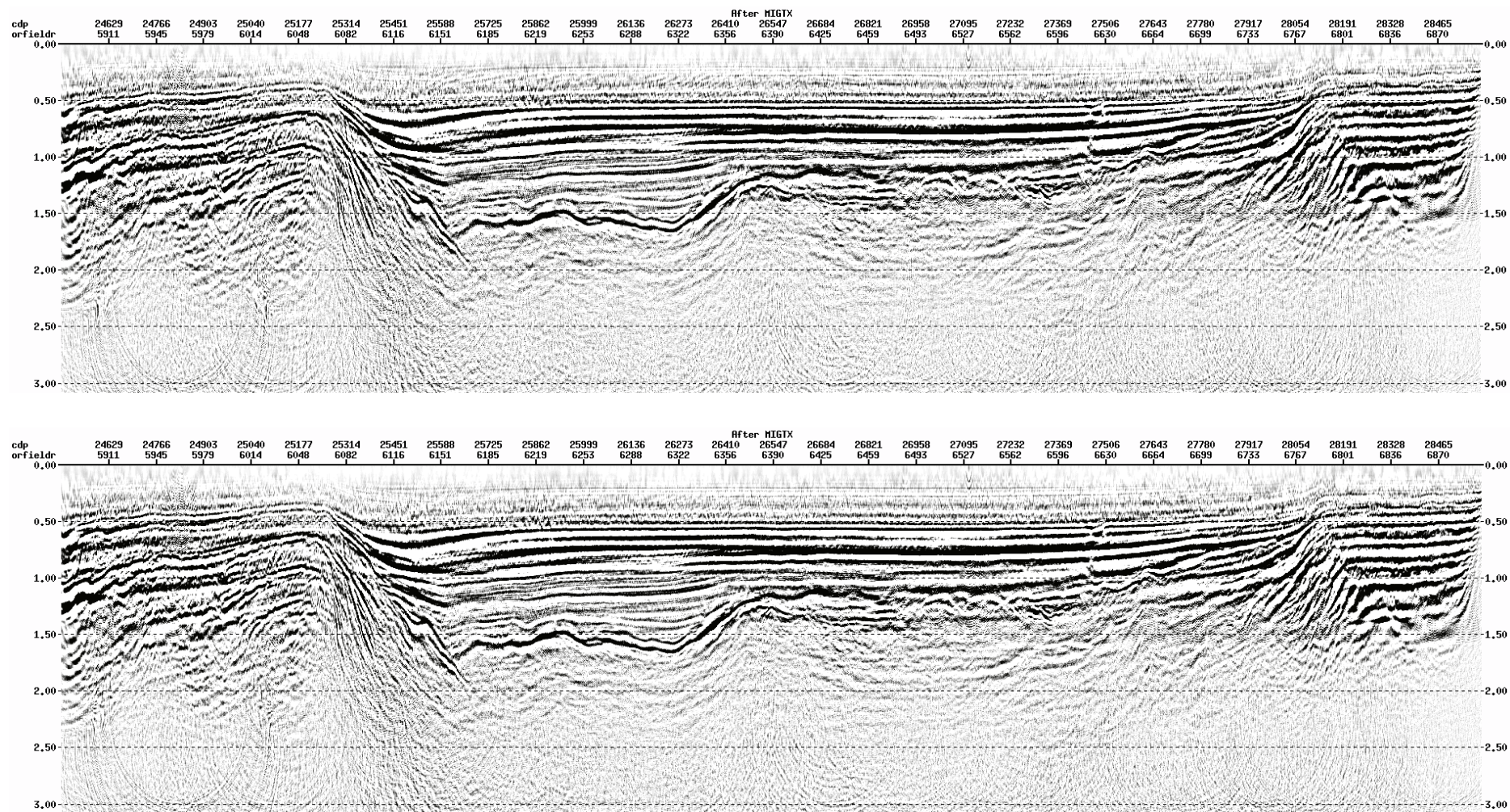
Σχήμα 3.19: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 50° και "SCALE" 1 και 1,05 μετά τη σεισμική υπέρθεση





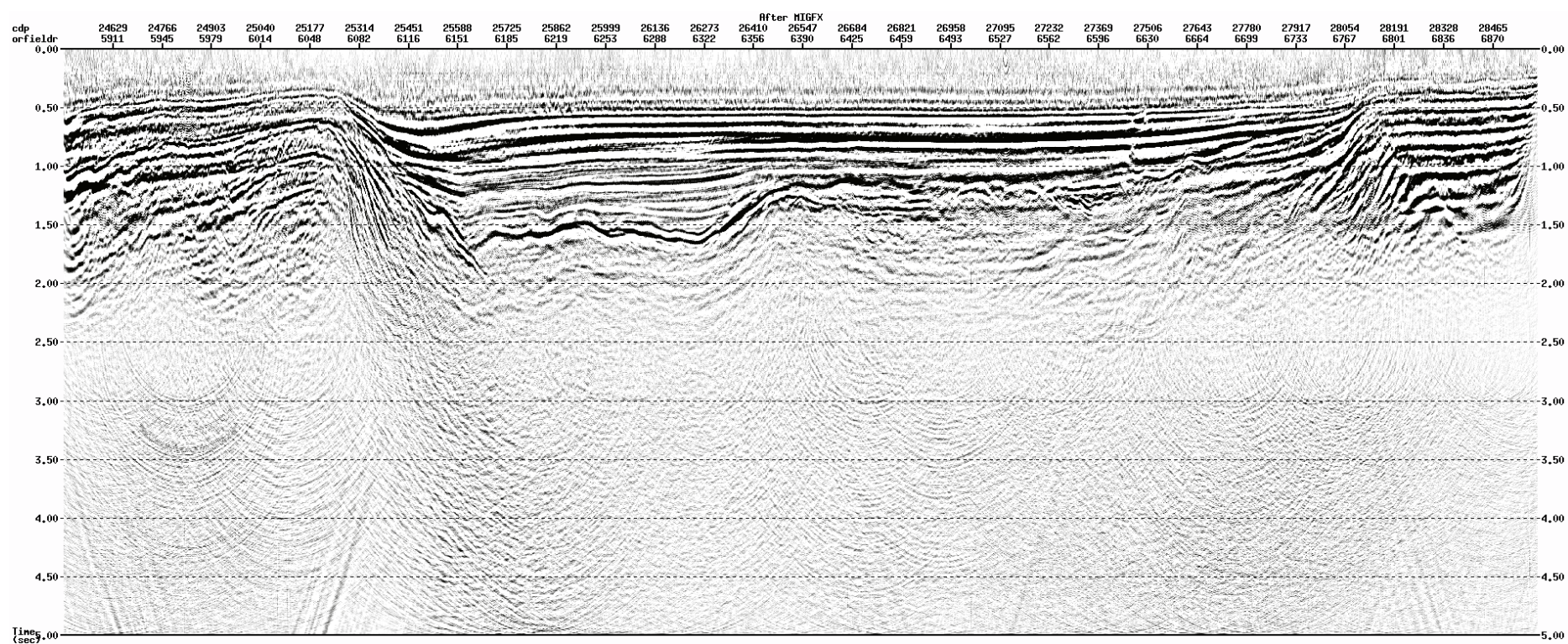
Σχήμα 3.20: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 60° και "SCALE" 1 και 1,05 μετά τη σεισμική υπέρθεση





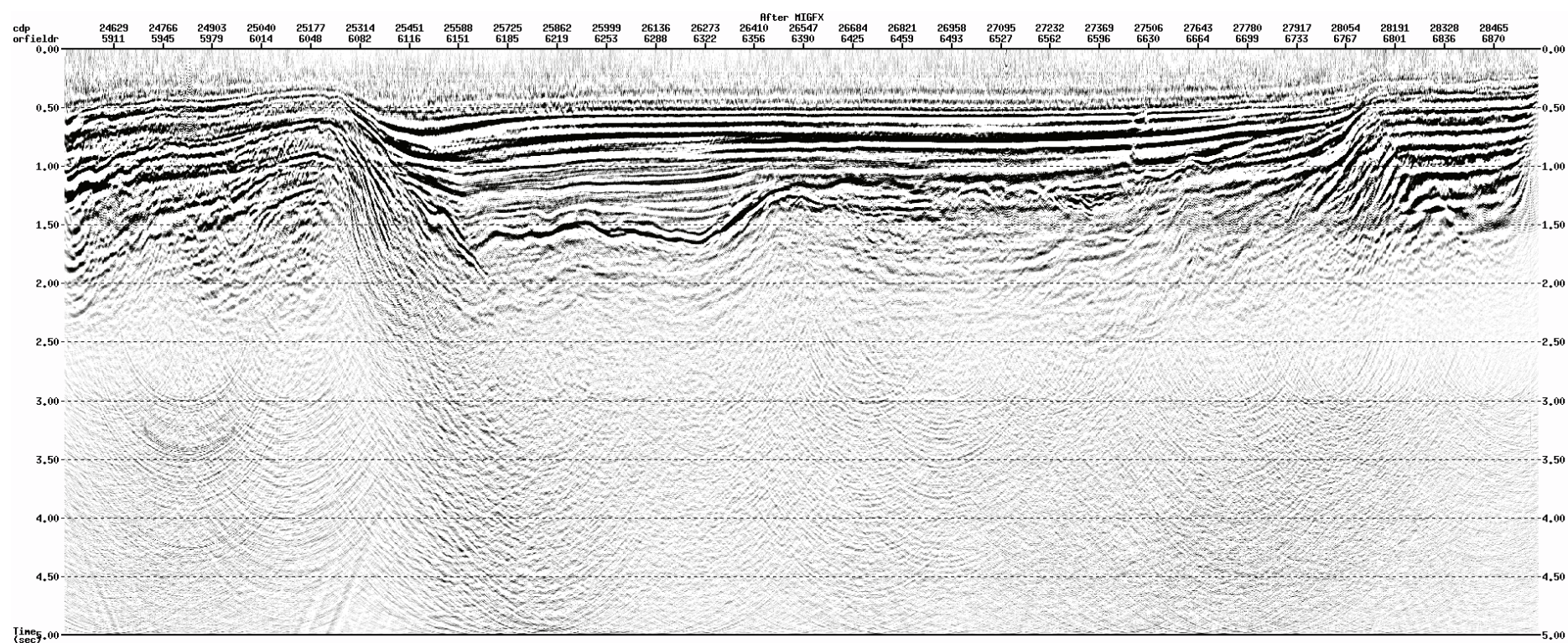
Σχήμα 3.21: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 70° και "SCALE" 1 και 1,05 μετά τη σεισμική υπέρθεση





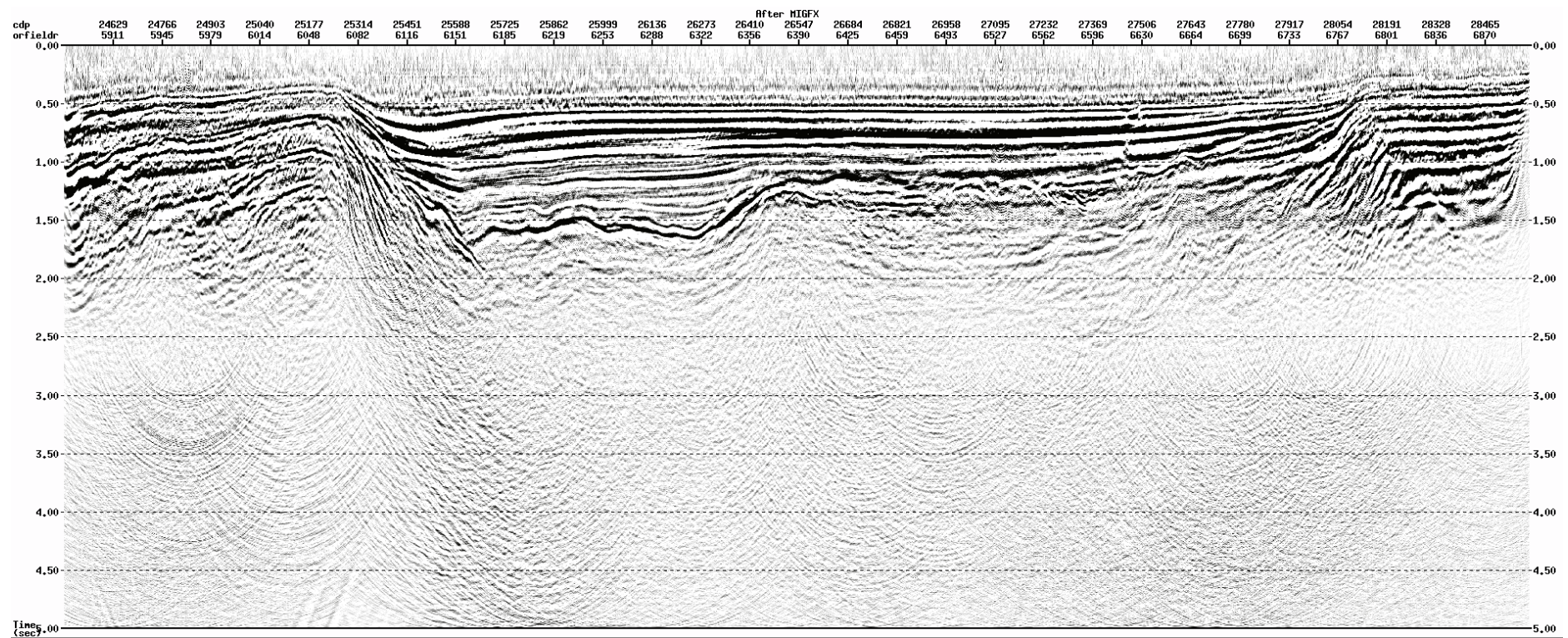
Σχήμα 3.22: Εφαρμογή χωροθέτησης με τη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών (f-x) για "DIPMODE" ίσο με  $65^\circ$  και "TAU" 22 ms μετά τη σεισμική υπέρθεση





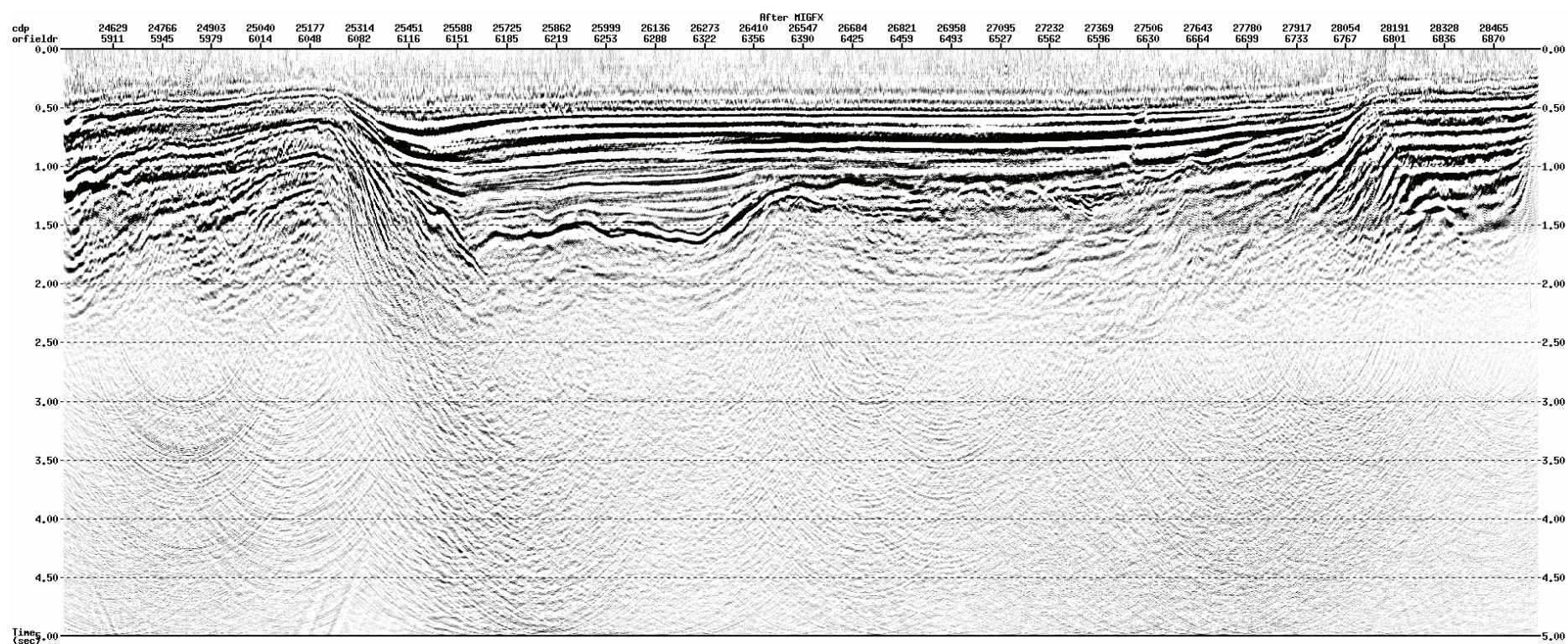
Σχήμα 3.23: Εφαρμογή χωροθέτησης με τη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών (f-x) για "DIPMODE" ίσο με 80° και "TAU" 32 ms μετά τη σεισμική υπέρθεση





Σχήμα 3.24: Εφαρμογή χωροθέτησης με τη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών (f-x) για "DIPMODE" ίσο με  $87^\circ$  και "TAU" 32 ms μετά τη σεισμική υπέρθεση





Σχήμα 3.25: Εφαρμογή χωροθέτησης με τη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών (f-x) για "DIPMODE" ίσο με 90° και "TAU" 32 ms μετά τη σεισμική υπέρθεση

## Κεφάλαιο 4

### Συμπεράσματα - Ερμηνεία

---

Σκοπός της επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων είναι η απεικόνιση της γεωλογικής δομής της περιοχής που προσδιορίζεται από τη γραμμή μελέτης AEG-1. Για την ερμηνεία χρησιμοποιείται η χωροθετημένη σεισμική τομή.

Όσον αφορά την τεκτονοστρωματογραφία, το ενδιαφέρον εστιάζεται στην αττικο-κυκλαδική ζώνη. Η αττικο-κυκλαδική ζώνη περιλαμβάνει τμήμα της Αττικής, τα νησιά των Κυκλάδων, την Ικαρία, τη Σάμο, καθώς και τη Νότια Εύβοια. Σύμφωνα με ορισμένες απόψεις, η αττικο-κυκλαδική μάζα είναι η νότια συνέχεια της Πελαγονικής ζώνης, στην πραγματικότητα όμως πρόκειται για μια μάζα ετερογενούς σύστασης που αποτελείται από διάφορες ενότητες σχηματισμών με τεκτονικές μεταξύ τους σχέσεις. Οι κυριότερες ενότητες της αττικο-κυκλαδικής ζώνης είναι η ενότητα Αττικής, η ενότητα Βόρειων Κυκλάδων και η ενότητα Νότιων Κυκλάδων.

Η ενότητα Αττικής εξαπλώνεται στον χώρο του Υμηττού, του Πεντελικού, της Λαυρεωτικής και του Αλμυροπόταμου της Νότιας Εύβοιας. Περιλαμβάνει έναν κατώτερο ορίζοντα μαρμάρων που αποτελείται από μάρμαρα και δολομίτες ηλικίας Άνω Τριαδικού - Κάτω Ιουρασικού, έναν ενδιάμεσο ορίζοντα από μαρμαρυγιακούς και αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους, ενστρώσεις μαρμάρων και βασικά - υπερβασικά μεταμορφωμένα πετρώματα και τέλος, έναν ανώτερο ορίζοντα με ανθρακικά μεταμορφωμένα πετρώματα του Άνω Κρητιδικού.

Η ενότητα Βόρειων Κυκλάδων εξαπλώνεται στα νησιά Σύρος, Τήνος, Άνδρος, Γυάρος, Κέα και Κύθνος, καθώς και στη Νότια Εύβοια. Περιλαμβάνει μάρμαρα ηλικίας Άνω Τριαδικού - Κάτω Ιουρασικού, μετα-ηφαιστειακά πετρώματα (μετατόφφους και μετα-λάβες) και κλαστικά ιζήματα που συγκροτούν έναν πιθανό σχηματισμό φλύσχη ηλικίας τέλους Κρητιδικού - Ηωκαίνου. Κύριο χαρακτηριστικό αυτής της ενότητας είναι ότι τα πετρώματα της εμφανίζουν δύο μεταμορφώσεις: Μια πρώτη, υψηλής πίεσης και χαμηλής θερμοκρασίας (HP/LT), με σχηματισμό γλαυκοφανούς που έχει μεγάλη εξάπλωση σε όλο τον χώρο των Βορείων Κυκλάδων και μια δεύτερη, πρασινοσχιστολιθική, που θεωρείται ανάδρομη σχετικά με την πρώτη.

Η ενότητα Νότιων Κυκλάδων εξαπλώνεται στα νησιά Πάρος, Νάξος, Σίφνος, Σίκινος, Ίος, Φολέγανδρος κ.ά. Στον χώρο αυτό έχουν χαρτογραφηθεί οι εξής σχηματισμοί:

- Το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο με γνεύσιους, γνευσιομένους γρανίτες ηλικίας περίπου 300 Ma (εκατομμυρίων ετών), αμφιβολίτες και σχιστόλιθους
- Ένας ορίζοντας σχιστολίθων, η ηλικία του οποίου πιθανολογείται Περμιο-Τριαδική
- Ανθρακικά μεταμορφωμένα πετρώματα (μάρμαρα και δολομίτες), ενδιάμεσα στα οποία παρεμβάλλονται ορισμένες φορές σχιστολιθικοί ορίζοντες
- Μετα-φλύσχης ηλικίας Τριτογενούς

Μέσα στα πετρώματα των ενοτήτων της αττικο-κυκλαδικής ζώνης διεισδύουν μεγάλοι όγκοι νεότερων μαγματικών πετρωμάτων. Πρόκειται για πλουτωνικά πετρώματα γρανιτικής κυρίως σύστασης ηλικίας Μειόκαινου, καθώς επίσης και για ηφαιστειακά πετρώματα Τεταρτογενούς.

Το πιο σημαντικό στοιχείο για την εξέλιξη της αττικο-κυκλαδικής μάζας είναι οι χαρακτήρες μεταμόρφωσης των πετρωμάτων της. Συγκεκριμένα, στον χώρο της αττικο-κυκλαδικής μάζας έχουν διαπιστωθεί τρεις διακριτές μεταμορφικές φάσεις.

Η πρώτη φάση έχει χαρακτήρες πρασινοσχιστολιθικής έως αμφιβολιτικής φάσης, είναι Παλαιοζωικής ηλικίας και διαπιστώνεται στα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα του υποβάθρου της ενότητας Νότιων Κυκλάδων.

Η δεύτερη φάση είναι μεταμόρφωση υψηλής πίεσης - χαμηλής θερμοκρασίας (γλαυκοφανιτική) και σύμφωνα με ραδιοχρονολογήσεις, η ηλικία της τοποθετείται στο Ηώκαινο. Παρατηρείται στα πετρώματα των ενοτήτων Βόρειων και Νότιων Κυκλάδων.

Η τρίτη φάση είναι πρασινοσχιστολιθική και έλαβε χώρα στο Ολιγόκαινο - Μειόκαινο, ταυτόχρονα με τη μαγματική άνοδο που έδωσε τους πλουτωνικούς όγκους και ήταν ανάδρομη ως προς την προηγούμενη γλαυκοφανιτική μεταμόρφωση την οποία και αλλοιώνει σε πολλές περιοχές. Η φάση αυτή αναγνωρίζεται επίσης στα πετρώματα των ενοτήτων Βόρειων και Νότιων Κυκλάδων (Μανούτσογλου, 2013).

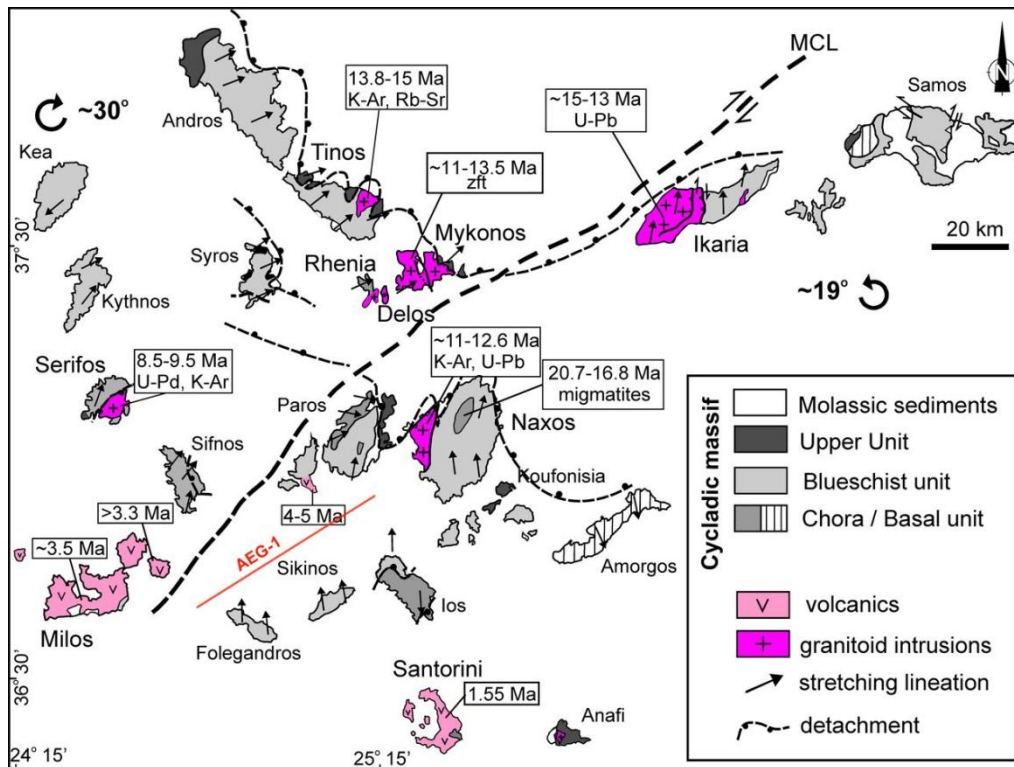
Η αττικο-κυκλαδική ζώνη συνίσταται από τρεις τεκτονοστρωματογραφικές ακολουθίες που καλύπτουν όλο τον χώρο της ζώνης. Η πρώτη είναι η βασική τεκτονική ακολουθία, η οποία συνίσταται από ανθρακικά πετρώματα ηλικίας Άνω Τριαδικού - Κάτω Ιουρασικού μεταμορφωμένα (μάρμαρα) σε συνθήκες υψηλών πιέσεων και χαμηλών θερμοκρασιών, τα οποία υπερκαλύπτονται από μετα-φλύσχη ηλικίας

Τριτογενούς, επίσης μεταμορφωμένο σε HP/LT. Η μεταμόρφωση HP/LT έγινε στο Ηώκαινο (45 Ma) και υπερκαλύφθηκε από ανάδρομη πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση στο Άνω Ολιγόκαινο - Κάτω Μειόκαινο (23 Ma).

Η κατώτερη τεκτονική ακολουθία ή «γλαυκοφανιτική σειρά» αποτελεί τη δεύτερη τεκτονοστρωματογραφική ακολουθία της αττικο-κυκλαδικής ζώνης και βρίσκεται ως τεκτονικό κάλυμμα πάνω στη βασική αυτόχθονη ακολουθία των μαρμάρων. Συνίσταται από γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους, μεταβασίτες, μετα-ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα, μεταπηλίτες και παλαιοζωικούς γνεύσιους (ενότητα κυανοσχιστολίθων). Τα πετρώματα της ακολουθίας αυτής βρίσκονται κυρίως στην Ανατολική Αττική, στις Κυκλάδες, στη Νότια Εύβοια και στη Σάμο.

Η τρίτη ακολουθία είναι η ανώτερη τεκτονική, η οποία τοποθετείται ως τεκτονικό κάλυμμα πάνω στη δεύτερη κατώτερη ακολουθία και αποτελείται από ηφαιστειοκλαστικά πετρώματα Περμιο-Τριαδικού, ανθρακικά πετρώματα Άνω Τριαδικού - Ιουρασικού, υπολείμματα οφιολιθικών πετρωμάτων με Ανω-Κρητιδικούς ασβεστολίθους, γνευσιακά και αμφιβολιτικά πετρώματα υποβάθρου. Η ακολουθία αυτή αποτελεί το ανώτερο τεκτονικό κάλυμμα της αττικο-κυκλαδικής ζώνης (από Μούχου, 2014).

Η θέση της σεισμικής γραμμής AEG-1 σχετίζεται άμεσα με την μεσο-κυκλαδική γράμμωση (Mid-Cycladic Lineament ή MCL) [Kokkalas and Aydin, 2013]. Η μεσο-κυκλαδική γράμμωση αποτελεί το όριο μεταξύ των τμημάτων του φλοιού του δυτικού και του ανατολικού Αιγαίου, δηλαδή χωρίζει δύο περιοχές που εμφανίζουν διαφορετικό γραμμικό προσανατολισμό οрукτών, διαφορετική γεωχημική σύσταση των μαγματικών δεισδύσεων και αντιθετικές παλαιομαγνητικές περιστροφές τεμαχών. Βόρεια της μεσο-κυκλαδικής γράμμωσης βρίσκονται τα νησιά Μήλος, Αντίμηλος, Κίμωλος, Πολύαιγος, Σίφνος, Δήλος, Μύκονος, ενώ νότια της γράμμωσης βρίσκονται η Φολέγανδρος, η Σίκινος, η Ίος, η Πάρος, η Αντίπαρος, η Νάξος, η Ικαρία και η Σάμος (Σχήμα 4.1).



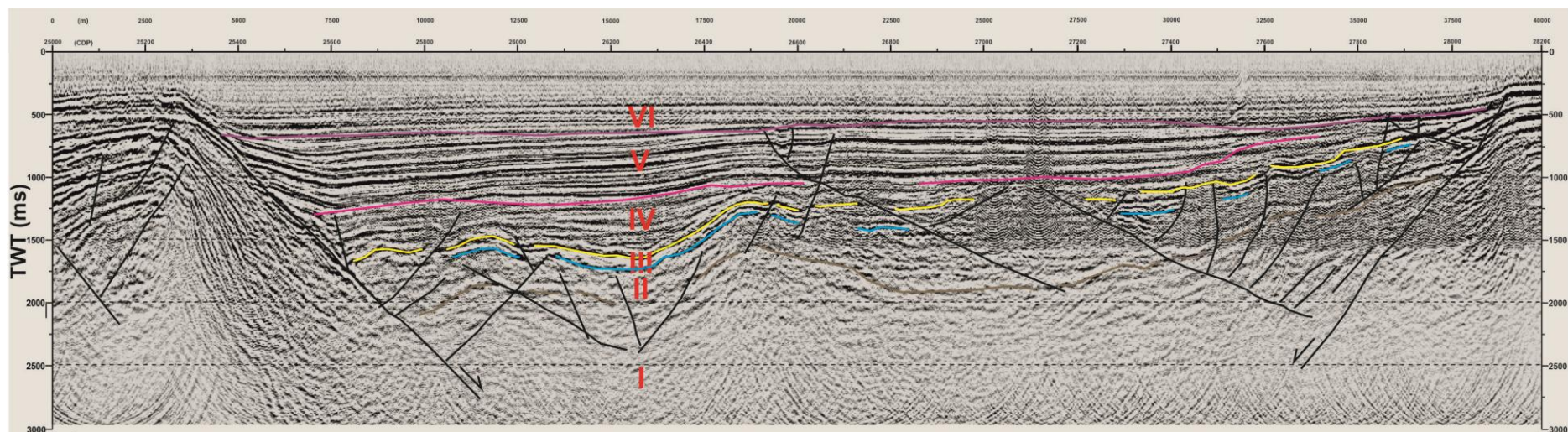
Σχήμα 4.1: Η μεσο-κυκλαδική γράμμωση και η θέση της γραμμής μελέτης  
(<http://geolmag.geoscienceworld.org>)

Για την ερμηνεία επιλέγεται η χωροθετημένη σεισμική τομή (f-x) με "DIPMODE" ίσο με  $80^\circ$  και "TAU" 32 ms. Συνεπώς, από το Σχήμα 4.2 προκύπτουν τα εξής συμπεράσματα:

- Η λεκάνη της Φολεγάνδρου οριοθετείται από ρήγματα, ενώ εντός της λεκάνης παρατηρείται τάφος στη δομή της οποίας βρίσκεται αναθόλωση που ερμηνεύεται ως μιγματίτης από διείσδυση μάγματος εντός του συμπλέγματος της βασικής τεκτονικής ακολουθίας (I).
- Η βασική ακολουθία (I) αποτελείται από ανθρακικά πετρώματα ηλικίας Άνω Τριαδικού - Κάτω Ιουρασικού μεταμορφωμένα (μάρμαρα) σε συνθήκες υψηλών πιέσεων και χαμηλών θερμοκρασιών, τα οποία υπερκαλύπτονται από μετα-φλύσχη ηλικίας Τριτογενούς, επίσης μεταμορφωμένο σε HP/LT.
- Η επόμενη περιοχή (II) αντιστοιχίζεται στην γλαυκοφανιτική σειρά, η οποία βρίσκεται ως τεκτονικό κάλυμμα πάνω στη βασική αυτόχθονη ακολουθία των μαρμάρων και συνίσταται από γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους, μεταβασίτες, μετα-ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα, μεταπηλίτες και παλαιοζωικούς γνεύσιους.

- Η περιοχή III αποτελεί την ανώτερη τεκτονική ακολουθία και τοποθετείται ως τεκτονικό κάλυμμα πάνω στη δεύτερη κατώτερη ακολουθία. Αποτελείται από ηφαιστειοκλαστικά πετρώματα Περμιο-Τριαδικού, ανθρακικά πετρώματα Άνω Τριαδικού - Ιουρασικού, υπολείμματα οφιολιθικών πετρωμάτων με Άνω-Κρητιδικούς ασβεστολίθους, γνευσιακά και αμφιβολιτικά πετρώματα υποβάθρου.
- Στην περιοχή IV παρουσιάζονται ιζηματογενή πετρώματα του Νεογενούς.
- Στην περιοχή V εμφανίζονται ιζήματα του Τεταρτογενούς.
- Τα πρόσφατα ιζήματα έχουν αποθεθεί σε ήρεμο αποθετικό περιβάλλον (περιοχή VI) [Μούχου, 2014].





Σχήμα 4.2: Ερμηνευμένη χωροθετημένη σεισμική τομή

### Ελληνική

1. Ανδρονικίδης, Ν. (2015). *Επεξεργασία και ερμηνεία δεδομένων σεισμικής ανάκλασης για την απεικόνιση της λιθόσφαιρας στο Νότιο Αιγαίο*, Διδακτορική διατριβή, Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών «Γεωτεχνολογία και Περιβάλλον», Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.
2. Αποστολόπουλος, Γ. (2013). *Σημειώσεις Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής*, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Τομέας Μεταλλευτικής, Σχολή Μηχανικών Μεταλλείων Μεταλλουργών, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα.
3. Βαφειδής, Α. (2011). *Εφαρμοσμένη Γεωφυσική Ι - Σεισμικές Μέθοδοι*, Σημειώσεις μαθήματος, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.
4. Γεωργιλά, Κ. (1998). *Συμβολή της σεισμικής ανάκλασης στην επίλυση υδρογεωλογικών προβλημάτων*, Μεταπτυχιακή εργασία, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Τομέας Ανίχνευσης και Εντοπισμού Ορυκτών Πόρων, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.
5. Δρακοπούλου, Α. (2004). *Εφαρμογή γεωλογικών, γεωφυσικών και υδρογεωλογικών μεθοδολογιών στην επίλυση γεωτεχνικών προβλημάτων*, Πτυχιακή εργασία, Τμήμα Μηχανικών Φυσικών Πόρων και Περιβάλλοντος, Τεχνολογικό Εκπαιδευτικό Ίδρυμα Κρήτης, Χανιά.
6. Κόκκινου, Ε. (1998). *Εφαρμογή της σεισμικής τομογραφίας σε θαλάσσια δεδομένα στο Ιόνιο*, Μεταπτυχιακή εργασία, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών «Έλεγχος ποιότητας και διαχείριση περιβάλλοντος», Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.
7. Κόκκινου, Ε. (2002). *Επεξεργασία και ερμηνεία θαλάσσιων σεισμικών καταγραφών ανάκλασης στην περιοχή του Ιονίου*, Διδακτορική διατριβή, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών «Έλεγχος ποιότητας και διαχείριση περιβάλλοντος», Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.

8. Μανούτσου, Ε. (2013). *Εισαγωγή στη Γεωλογία*, Σημειώσεις μαθήματος, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.
9. Μούχου, Α. Μ. (2014). *Επεξεργασία θαλάσσιων δεδομένων σεισμικής ανάκλασης από το Νότιο Αιγαίο*, Διπλωματική εργασία, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.
10. Μπραουδάκη, Κ. (2004). *Σεισμικά ανάκλασης στο Ιόνιο*, Διπλωματική εργασία, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Τομέας Ανίχνευσης και Εντοπισμού Ορυκτών Πόρων, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.
11. Παγιαλάκης, Μ. (2014). *Προσομοίωση δεδομένων σεισμικής ανάκλασης για τον σχεδιασμό διασκόπησης στον θαλάσσιο χώρο του Πατράϊκού κόλπου*, Διπλωματική εργασία, Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά.
12. Παπαδόπουλος, Τ. (2008). *Εισαγωγή στη Γεωφυσική*, Σημειώσεις μαθήματος, Τομέας Γεωφυσικής - Γεωθερμίας, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, Σχολή Θετικών Επιστημών, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

## Διεθνής

1. Bolondi, G., F. Rocca and S. Savelli (1978). A frequency domain approach to two-dimensional migration, *Geophysical Prospecting*, Volume 26, Issue 4, pp. 750-772.
2. Claerbout, J.F. (1985). *Imaging the Earth's Interior*, Blackwell Scientific Publications.
3. Dix, C.H. (1955). Seismic velocities from surface measurements, *Geophysics*, Volume 20, No. 1, pp. 68-86.
4. Donati, M.S. and N.W. Martin (1995). Seismic reconstruction using a 3D tau-p transform, *CREWES Research Report*, Volume 7, pp. 11-1 - 11-16.
5. Dürbaum, H. (1954). Zur Bestimmung von Wellengeschwindigkeiten aus Reflexionsseismischen Messungen, *Geophysical Prospecting*, Volume 2, Issue 2, pp. 151-167.
6. Gazdag, J. (1978). Wave equation migration with the phase-shift method, *Geophysics*, Volume 43, No. 7, pp. 1342-1351.

7. Hood, P. (1978). Finite Difference and Wave Number Migration, *Geophysical Prospecting*, Volume 26, Issue 4, pp. 773-789.
8. Kjartansson, E. (1979). Constant Q-wave propagation and attenuation, *Journal of Geophysical Research*, Volume 84, Issue B9, pp. 4737-4748.
9. Kokkalas, S. and A. Aydin (2013). Is there a link between faulting and magmatism in the south-central Aegean Sea?, *Geological Magazine*, Volume 150, Issue 02, pp. 193-224.
10. Krey, T. (1951). An approximate correction method for refraction in reflection seismic prospecting, *Geophysics*, Volume 16, No. 3, pp. 468-485.
11. Lindseth, R.O. (1982). *Digital Processing of Geophysical Data: A Review*, Continuing Education Program, Society of Exploration Geophysicists, U.S.A.
12. Loewenthal, D., L. Lu, R. Roberson and J.W.C. Sherwood (1976). The wave equation applied to migration, *Geophysical Prospecting*, 24, pp. 380-399.
13. Mitchell, A.R. and P.G. Kelamis (1990). Efficient tau-p hyperbolic velocity filtering, *Geophysics*, Volume 55, No. 5, pp. 619-625.
14. Neidell, N.S. and M.T. Taner (1971). Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, Volume 36, No. 3, pp. 482-497.
15. Newman, P. (1973). Divergence effects in a layered earth, *Geophysics*, Volume 38, No. 3, pp. 481-488.
16. Paradigm® 14.1 Online Manual (2014).
17. Reilly, M. and P.L. Greene (1976). *Wave equation migration*, Seiscom - Delta report.
18. Schneider, W.A. (1978). Integral formulation for migration in two and three dimensions, *Geophysics*, Volume 43, No. 1, pp. 49-76.
19. Sheriff, R.E. (1978). *A first course in geophysical exploration and interpretation*, International Human Resources Development Co., Boston.
20. Stolt, R.H. (1978). Migration by Fourier Transform, *Geophysics*, Volume 43, No. 1, pp. 23-48.

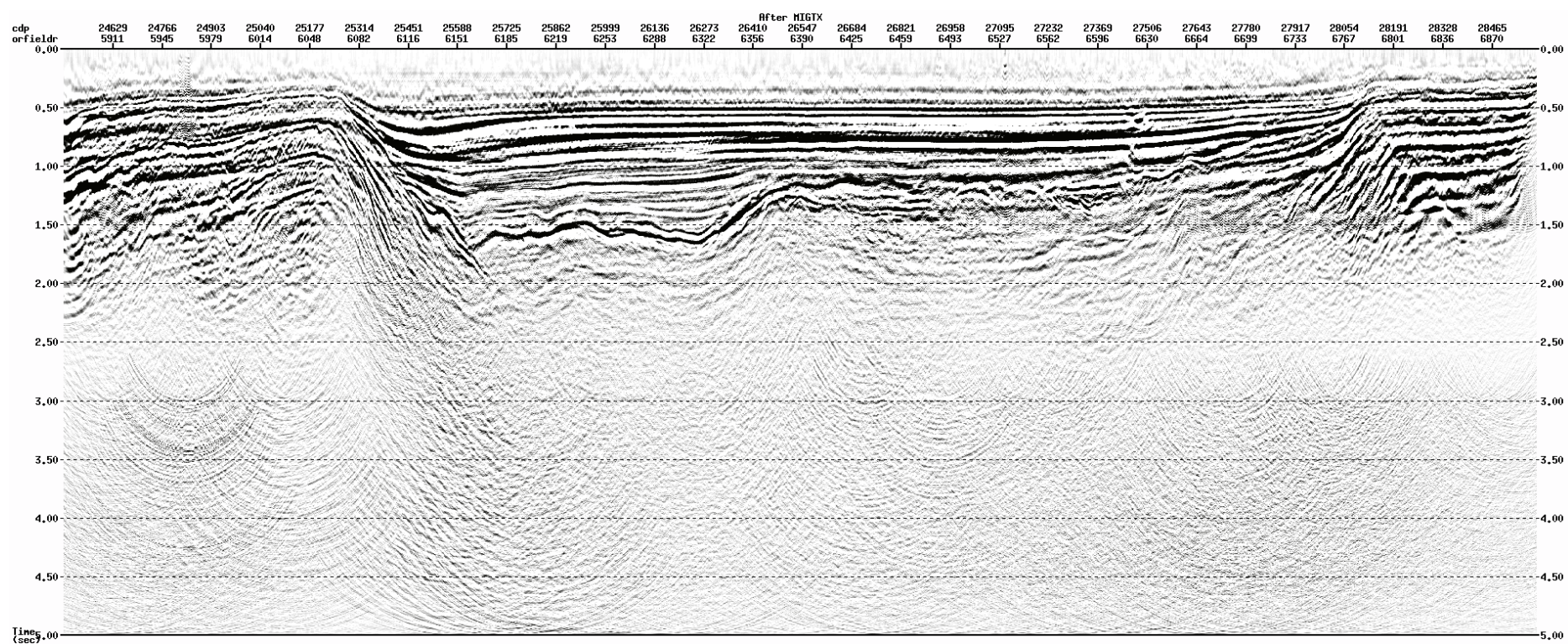
21. Stolt, R.H. and A.K. Benson (1986). *Seismic migration: theory and practice*, Geophysical Press.
22. Telford, W.M., L.P. Geldart and R.E. Sheriff (1990). *Applied Geophysics*, Second Edition, Cambridge University Press, pp. 149-150.
23. Yilmaz, Ö. (1987). *Seismic data processing*, Investigations in Geophysics, Society of Exploration Geophysicists.

## **Διαδίκτυο**

1. <http://walrus.wr.usgs.gov> (πρόσβαση: 16/03/2015)
2. <https://www.geoexplor.com> (πρόσβαση: 16/03/2015)
3. <https://www.dwtship.com> (πρόσβαση: 16/03/2015)
4. <http://geomag.geoscienceworld.org> (πρόσβαση: 25/04/2015)

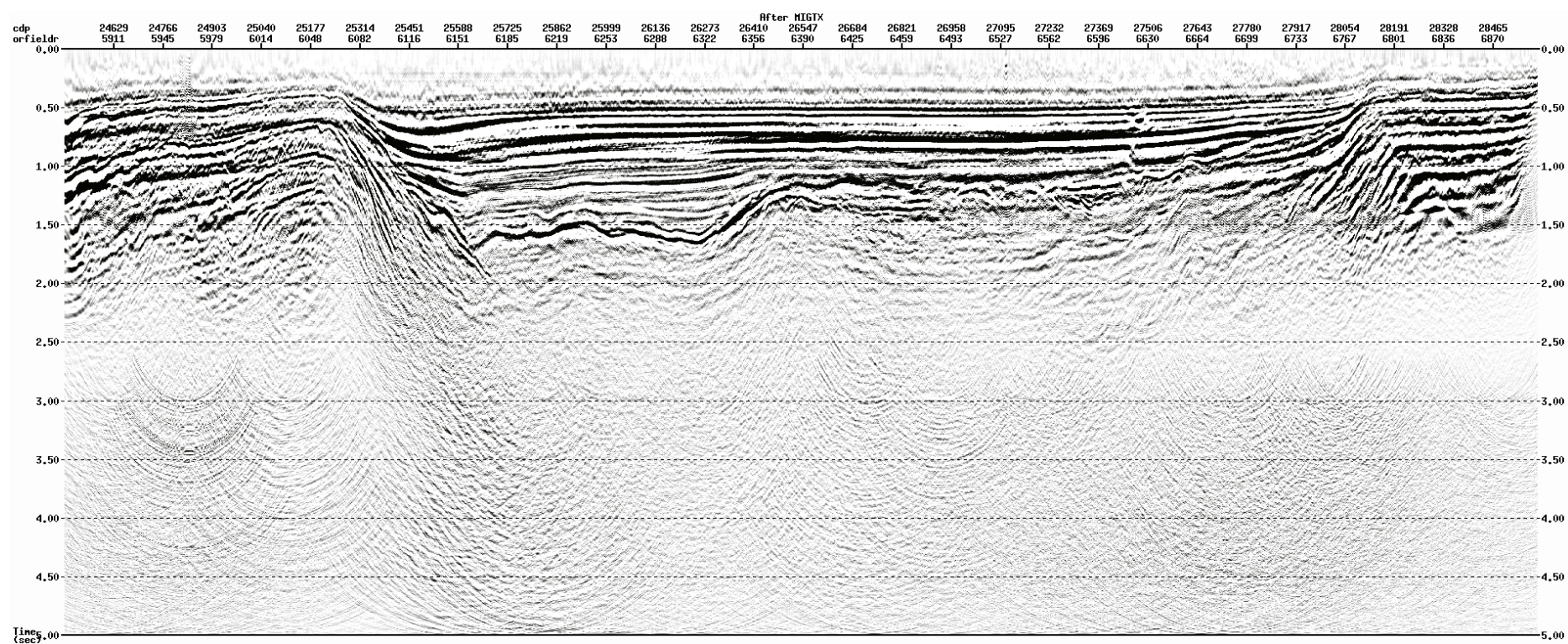
# Παράρτημα





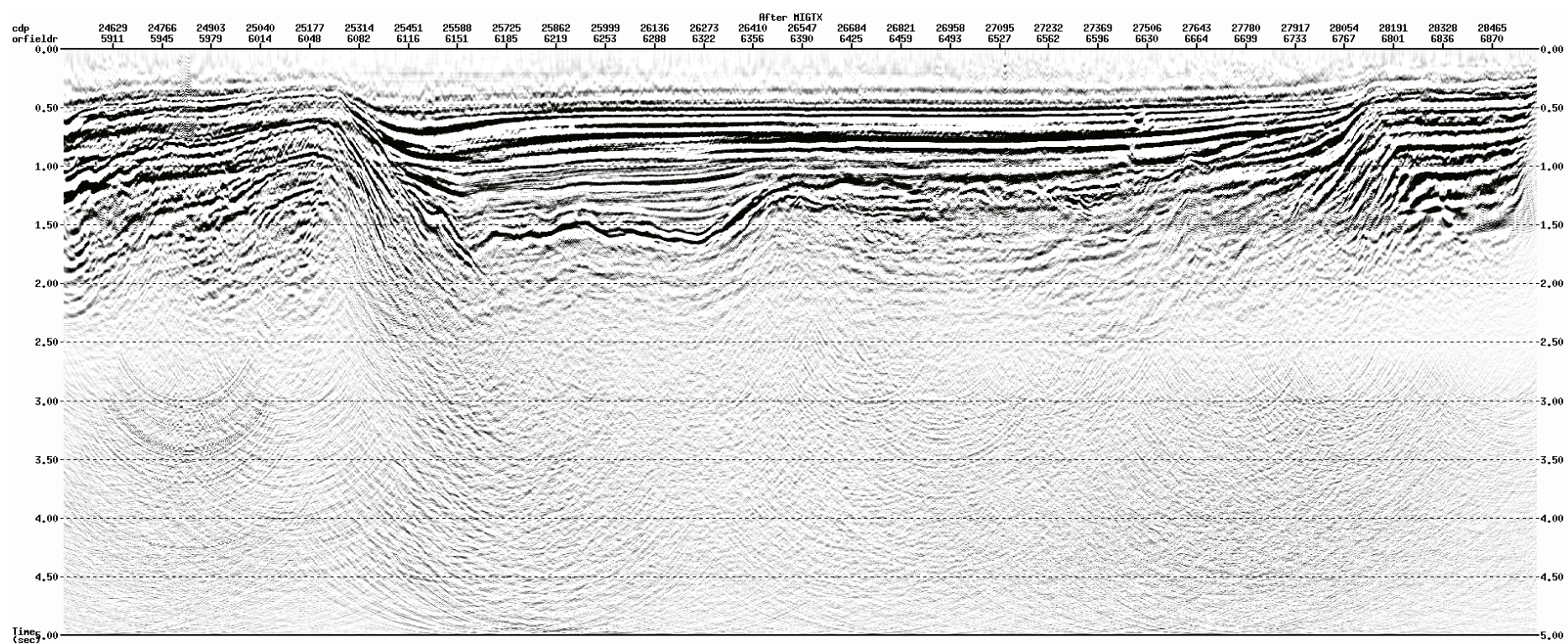
Σχήμα Α.1: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 30° και "SCALE" 0,95 μετά τη σεισμική υπέρθεση





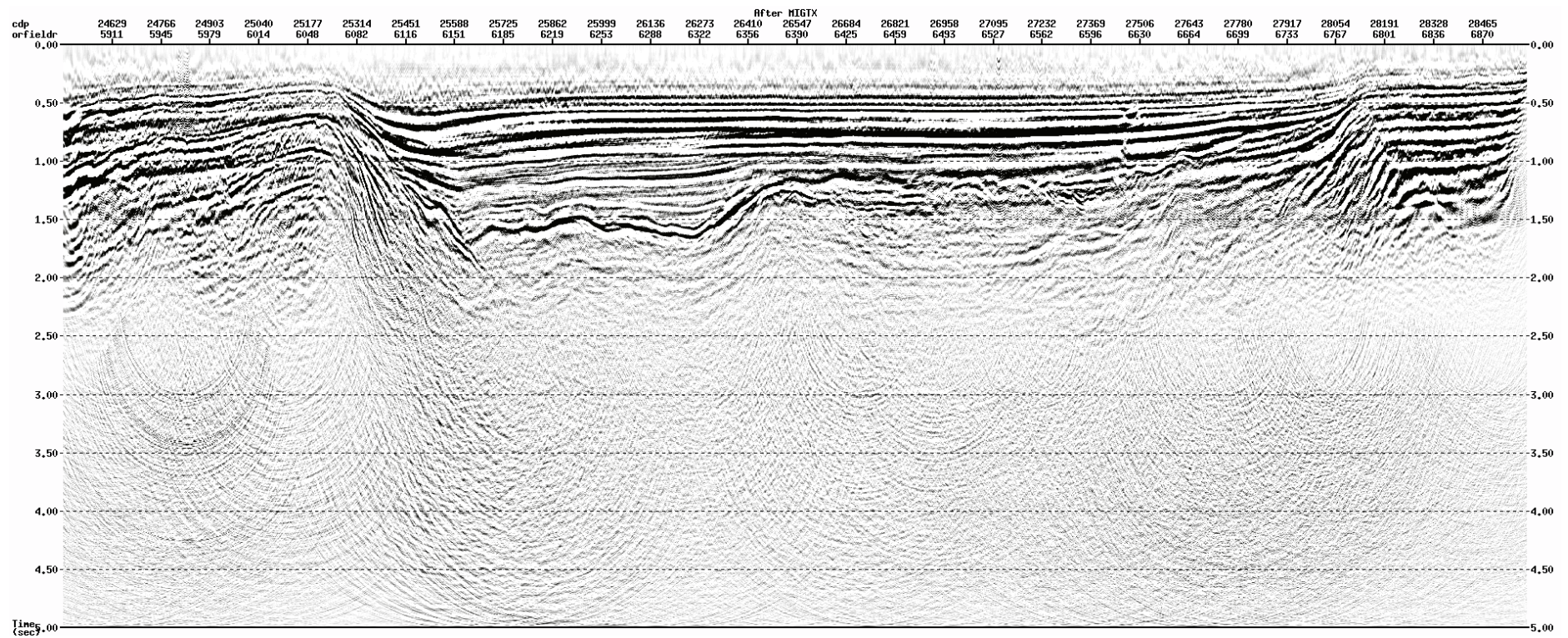
Σχήμα Α.2: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με  $30^\circ$  και "SCALE" 0,90 μετά τη σεισμική υπέρθεση





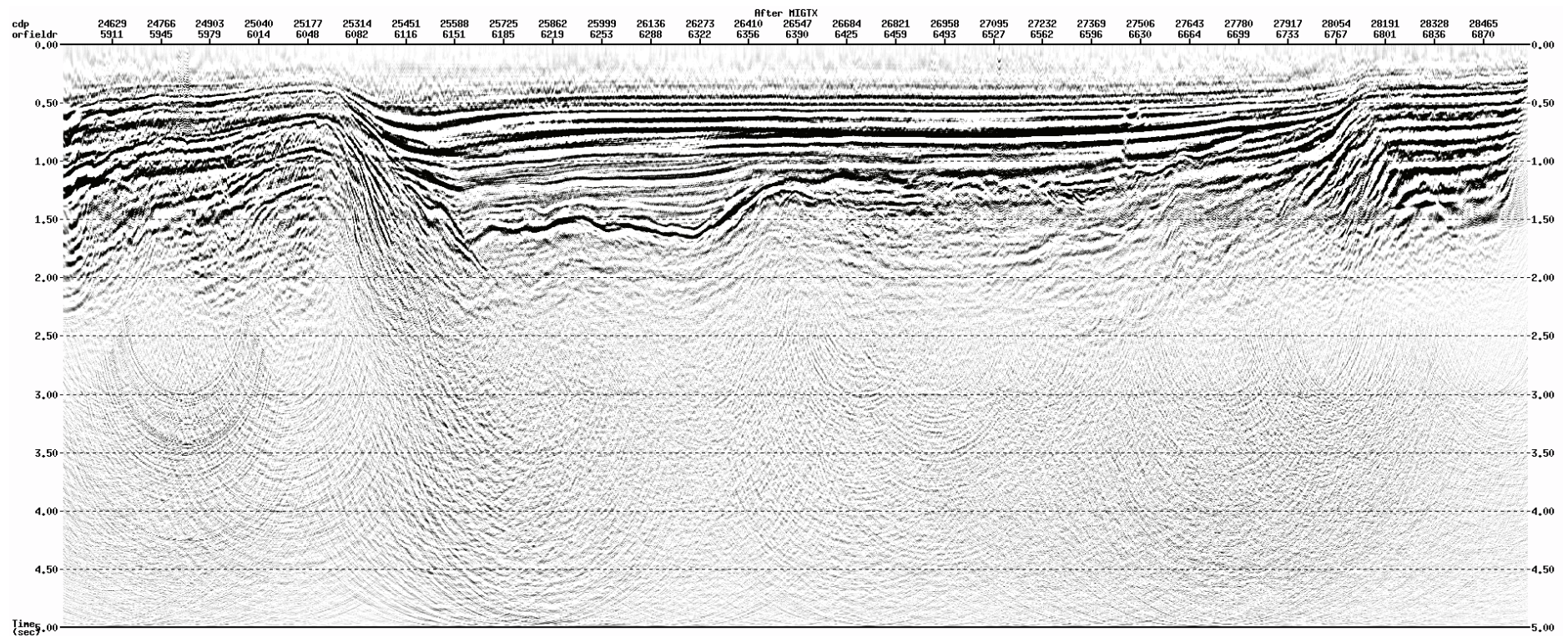
Σχήμα Α.3: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 30° και "SCALE" 1,1 μετά τη σεισμική υπέρθεση





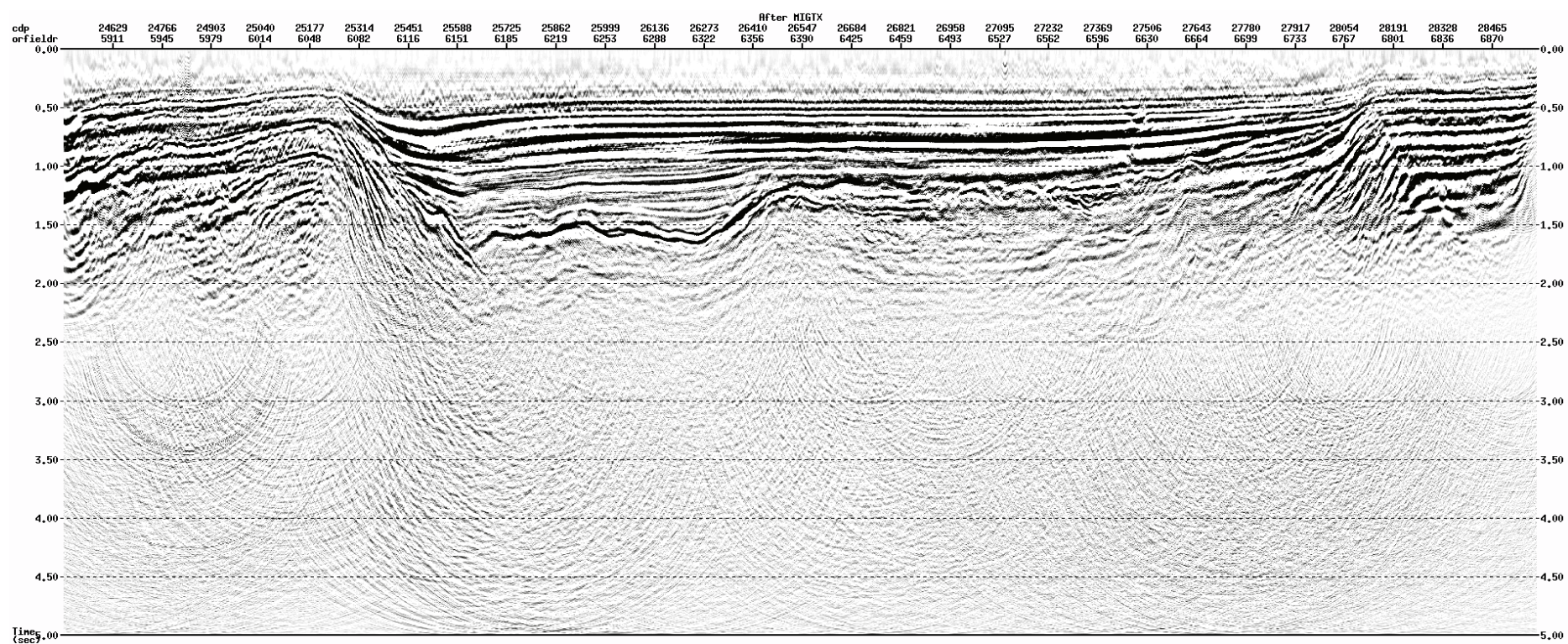
Σχήμα Α.4: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με  $40^\circ$  και "SCALE" 0,95 μετά τη σεισμική υπέρθεση





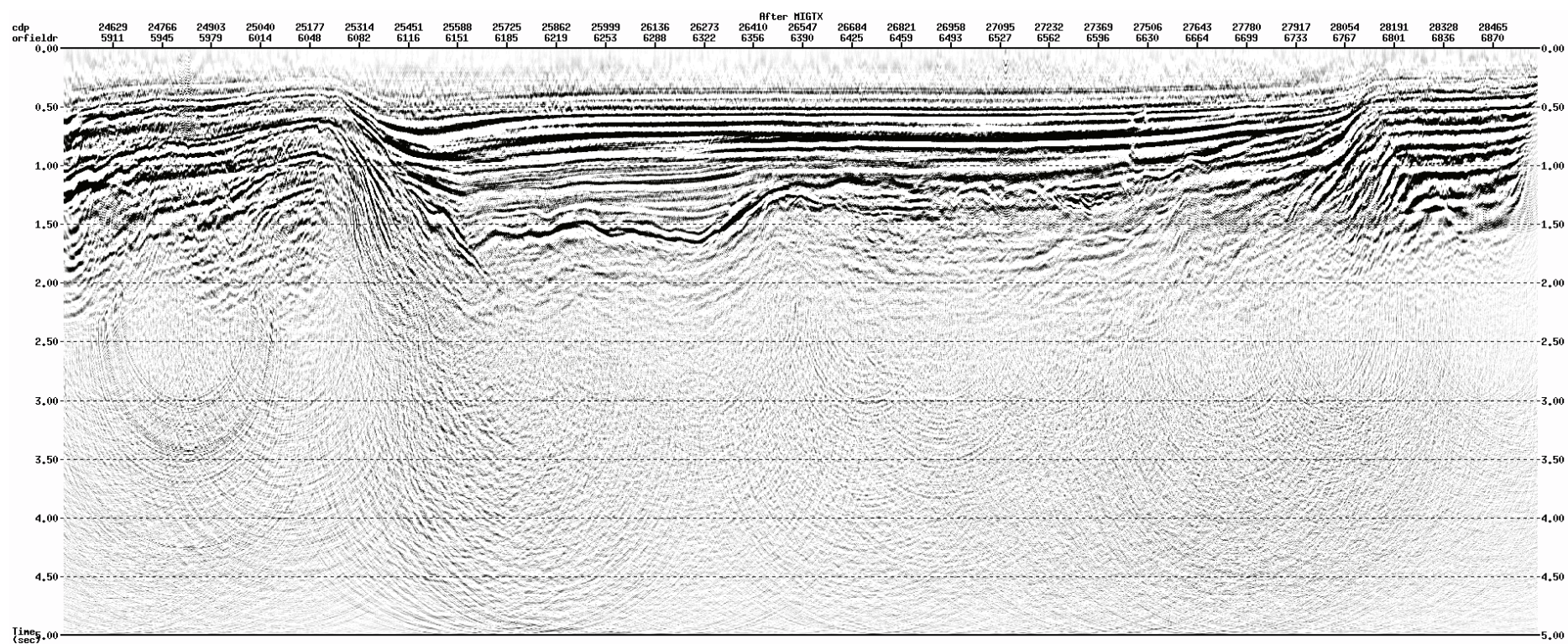
Σχήμα Α.5: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 40° και "SCALE" 0,90 μετά τη σεισμική υπέρθεση





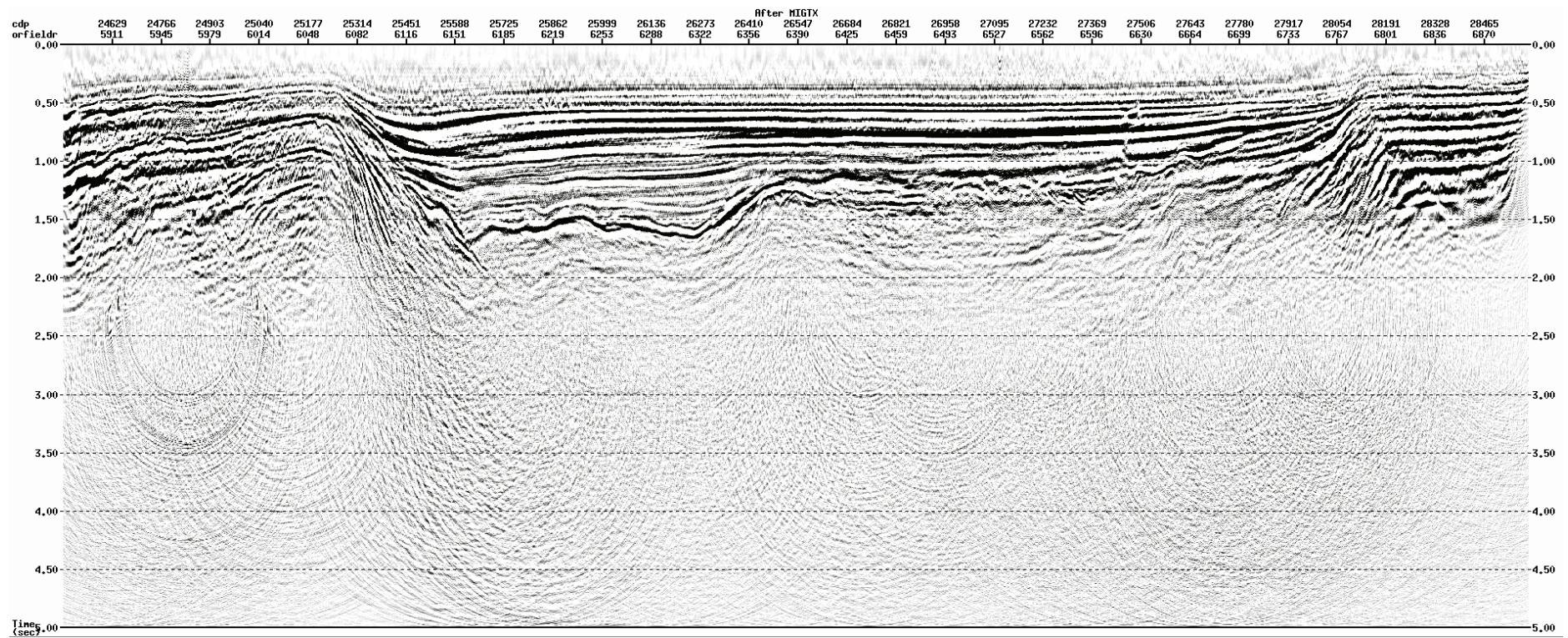
Σχήμα Α.6: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με  $40^\circ$  και "SCALE" 1,1 μετά τη σεισμική υπέρθεση





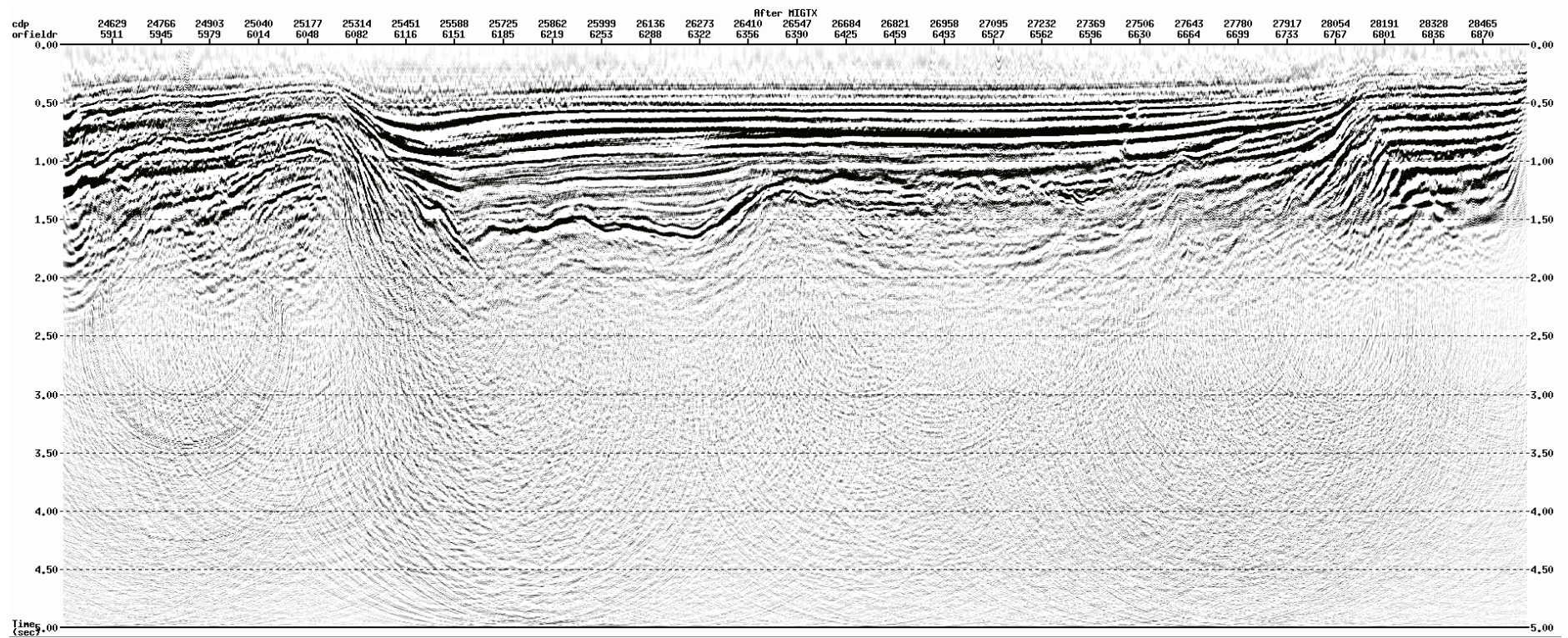
Σχήμα Α.7: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 50° και "SCALE" 0,95 μετά τη σεισμική υπέρθεση





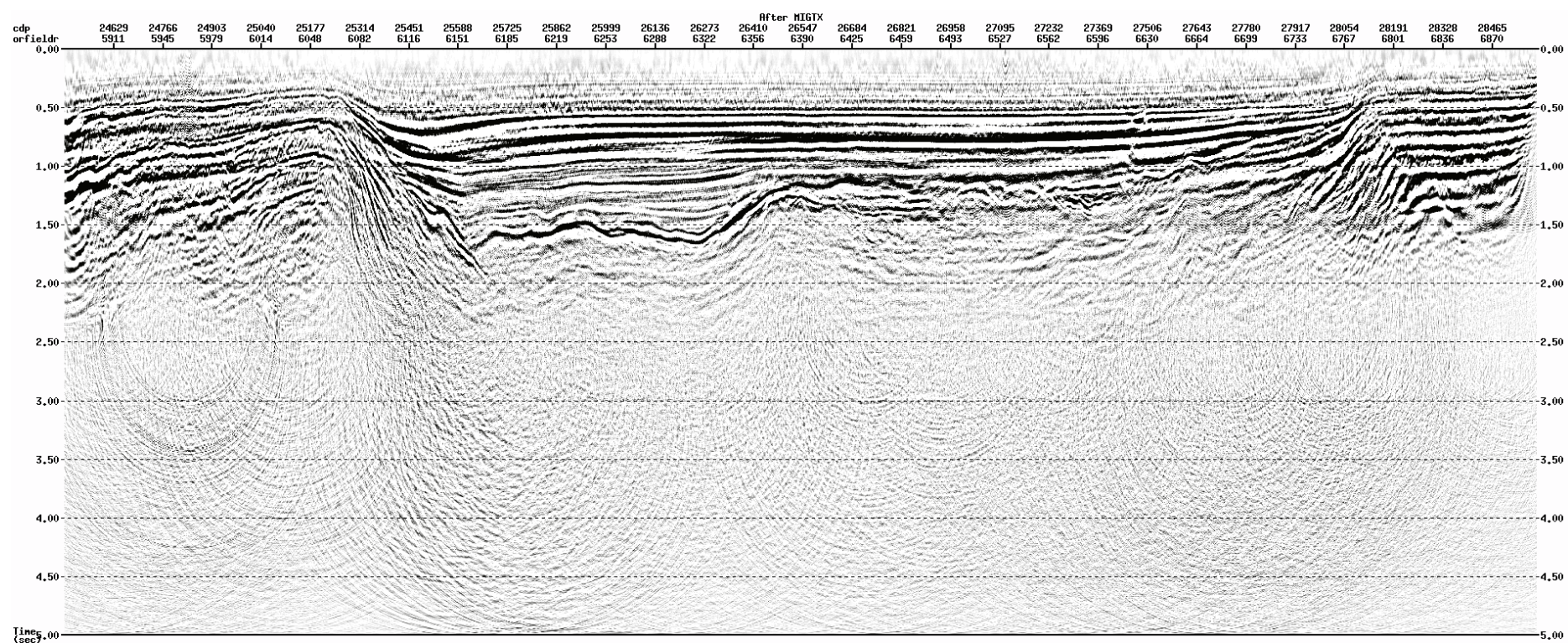
Σχήμα Α.8: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 50° και "SCALE" 0,90 μετά τη σεισμική υπέρθεση





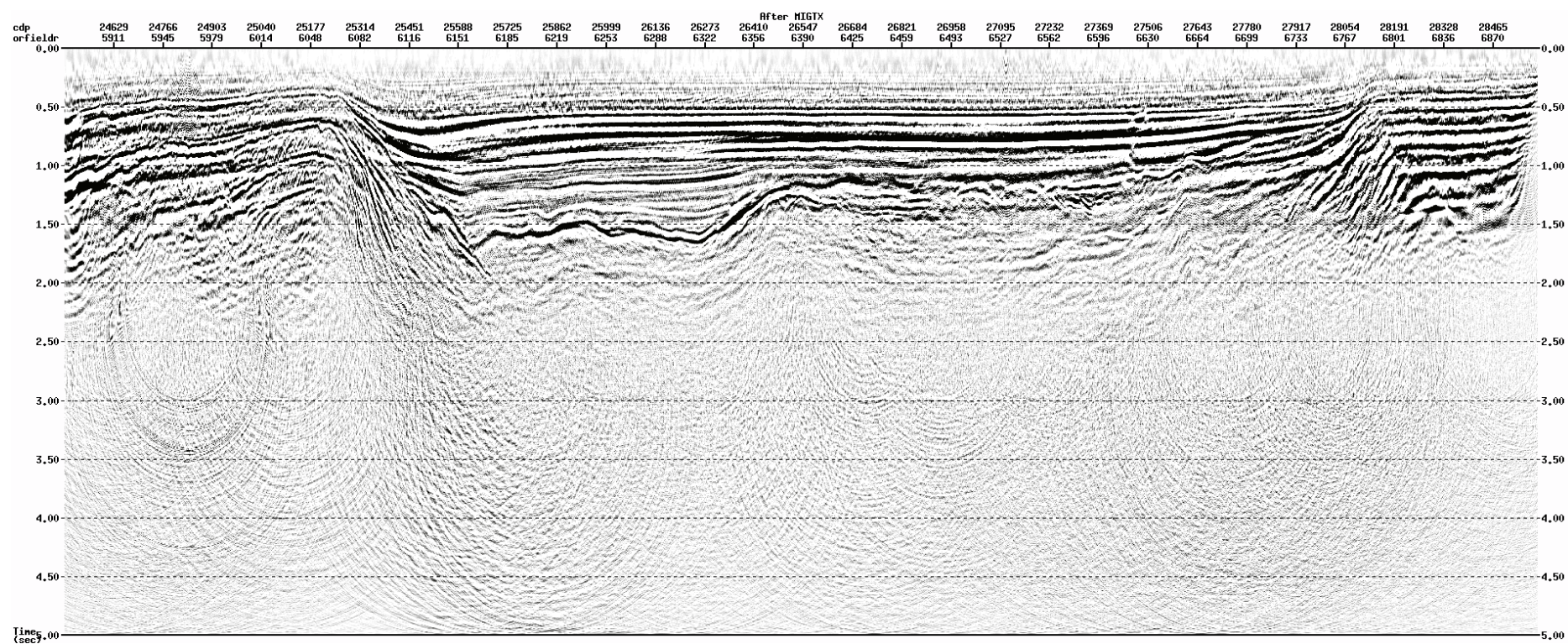
Σχήμα Α.9: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 50° και "SCALE" 1,1 μετά τη σεισμική υπέρθεση





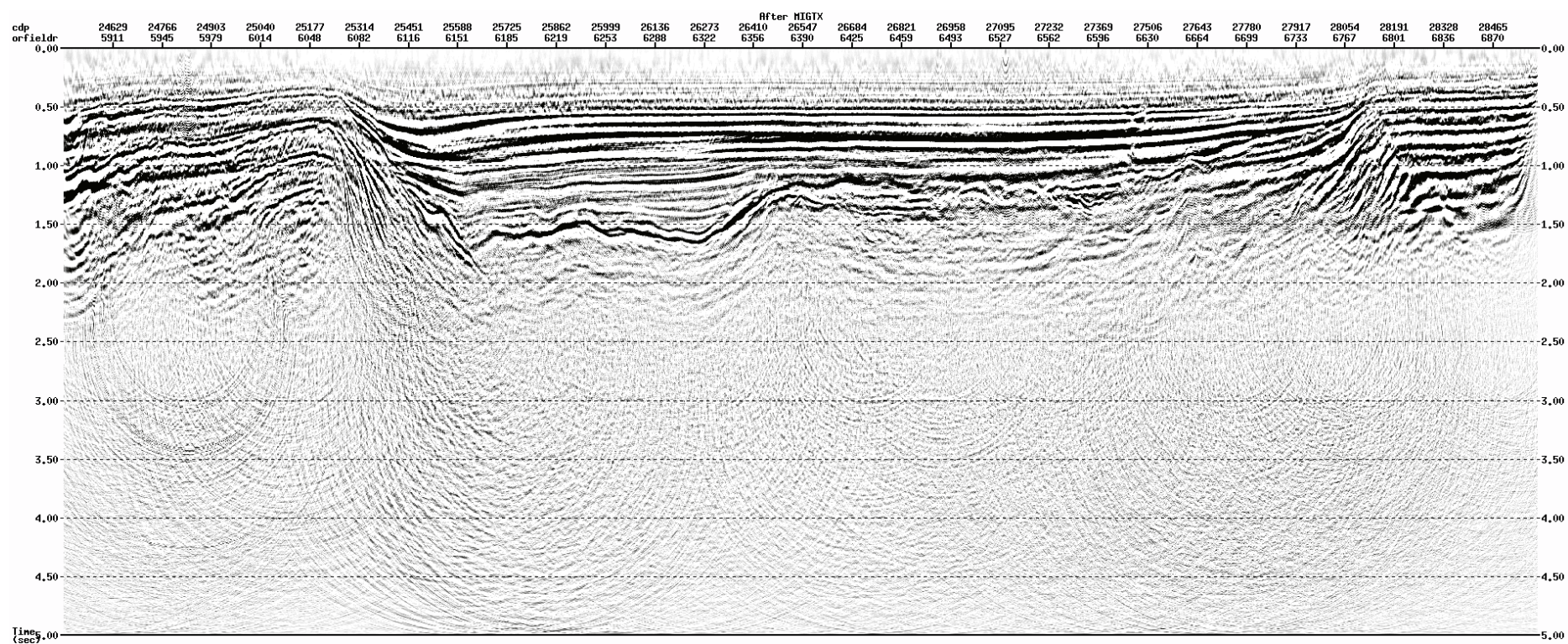
Σχήμα Α.10: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 60° και "SCALE" 0,95 μετά τη σεισμική υπέρθεση





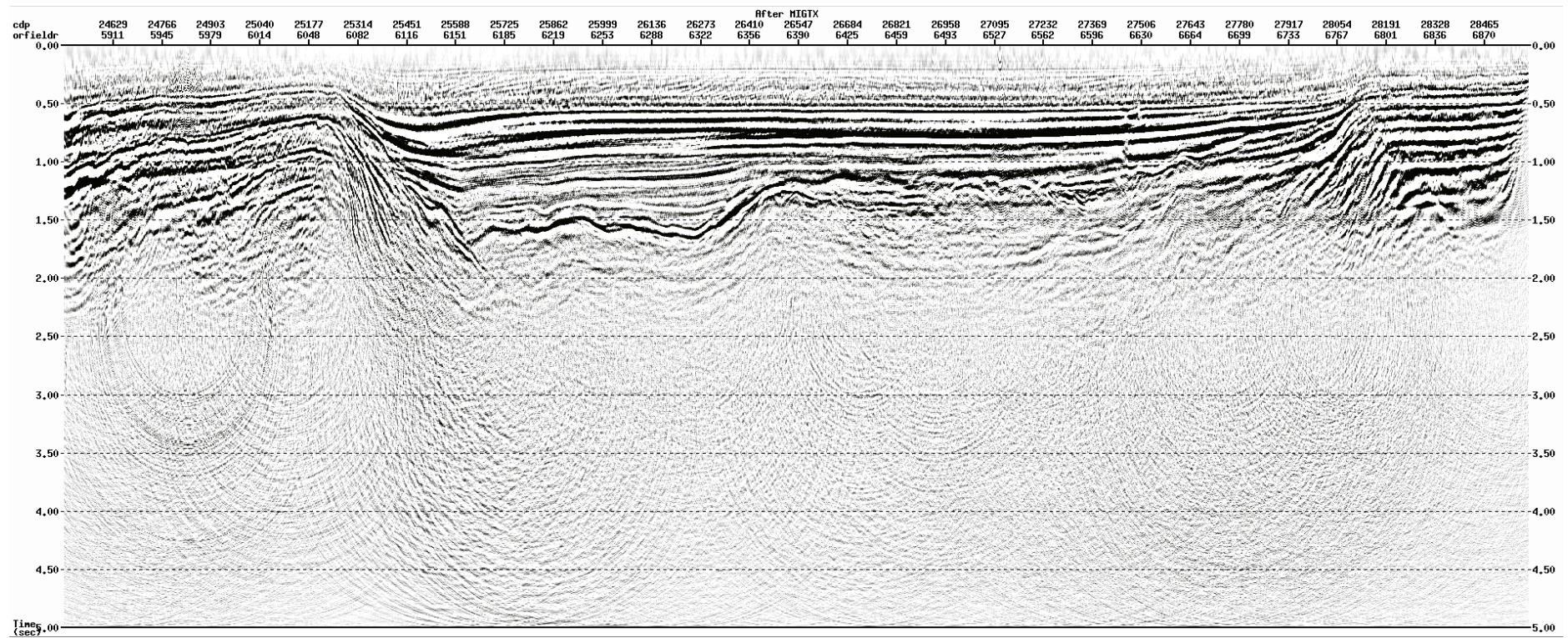
Σχήμα Α.11: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με  $60^\circ$  και "SCALE" 0,90 μετά τη σεισμική υπέρθεση





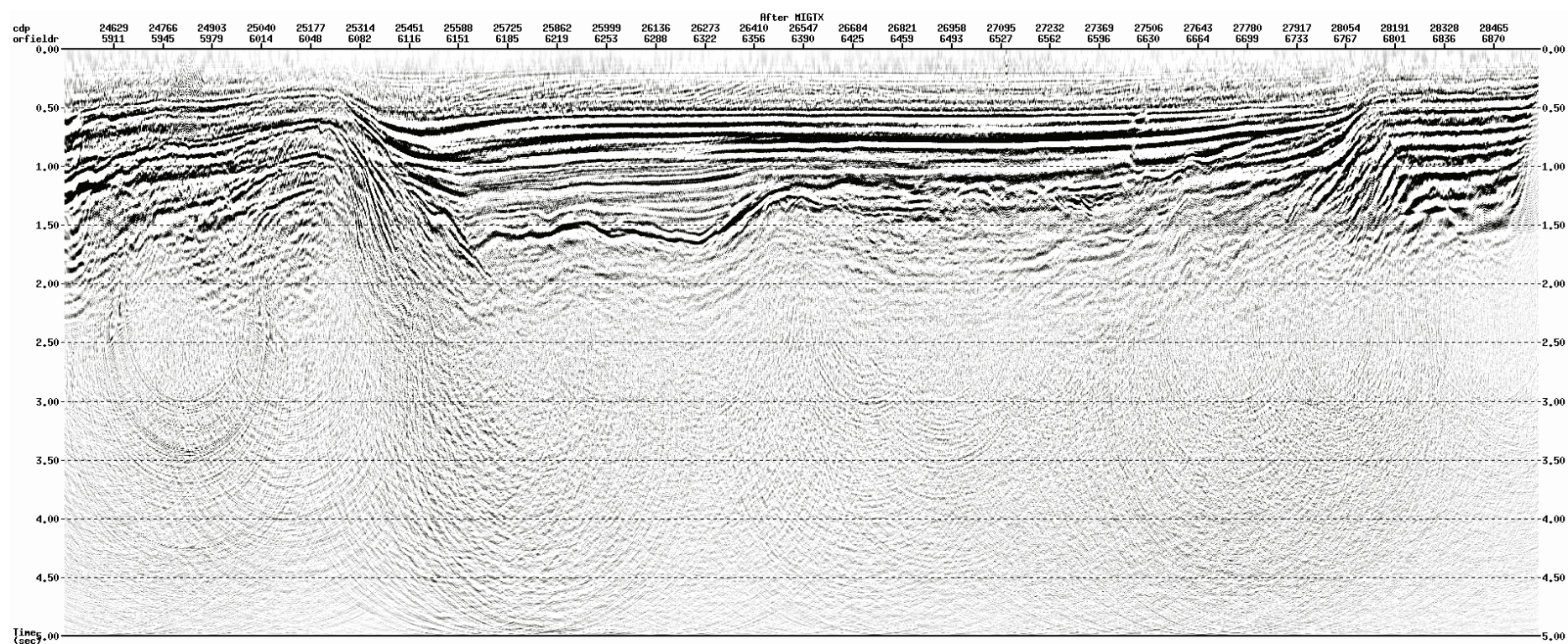
Σχήμα Α.12: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 60° και "SCALE" 1,1 μετά τη σεισμική υπέρθεση





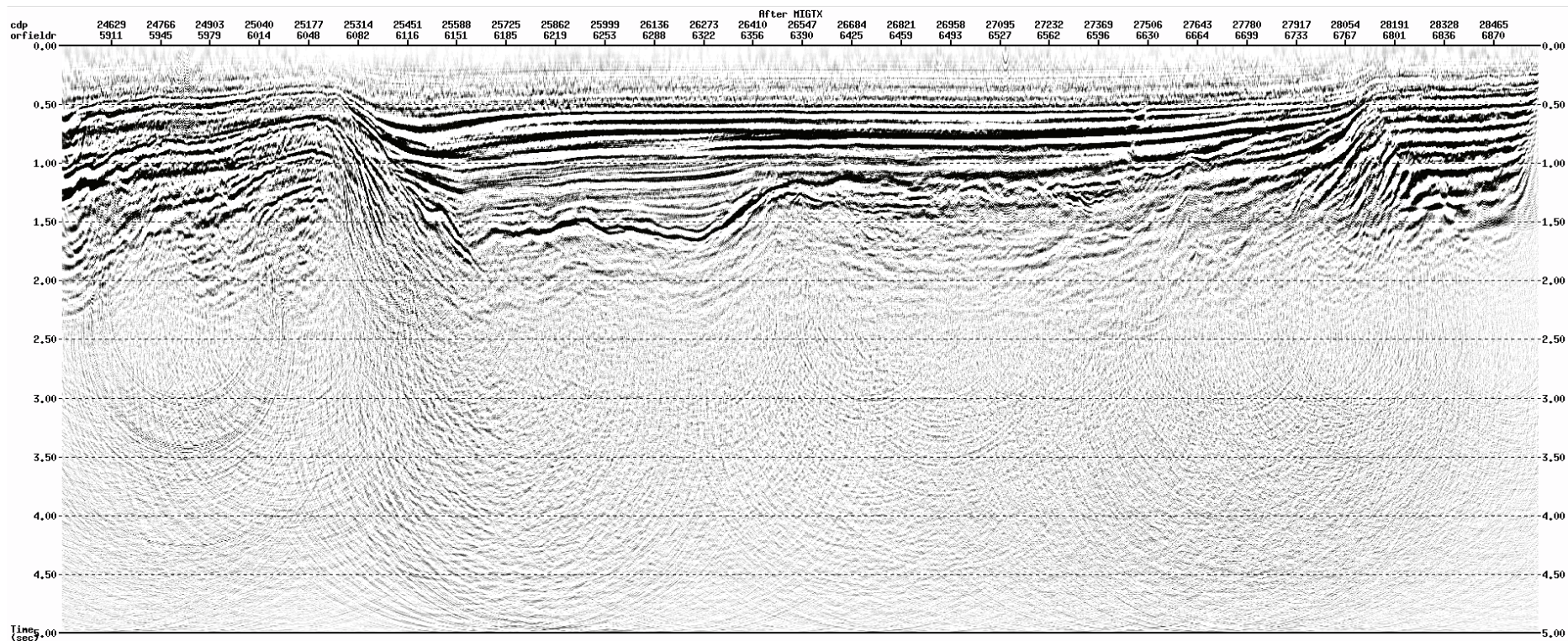
Σχήμα Α.13: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 70° και "SCALE" 0,95 μετά τη σεισμική υπέρθεση





Σχήμα Α.14: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με 70° και "SCALE" 0,90 μετά τη σεισμική υπέρθεση





Σχήμα Α.15: Εφαρμογή χωροθέτησης Kirchhoff για "DIPLIM" ίσο με  $70^\circ$  και "SCALE" 1,1 μετά τη σεισμική υπέρθεση