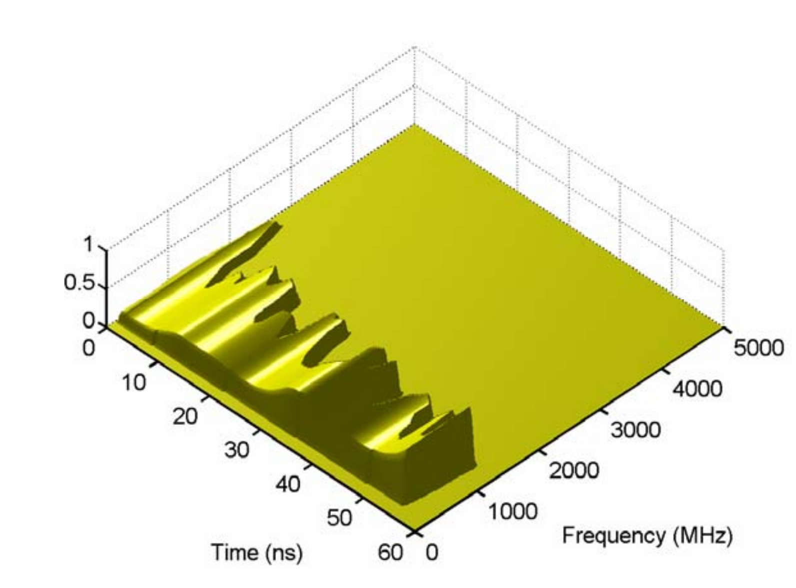
ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΜΕΘΟΔΩΝ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΕΩΡΑΝΤΑΡ ΜΕ ΤΗΝ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ S

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ
ΣΤΟ ΠΛΑΙΣΙΟ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
«ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΓΕΩΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ»



ΟΙΚΟΝΟΜΟΥ ΝΙΚΟΛΑΟΣ

ΜΗΧΑΝΙΚΟΣ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ, ΜΔΕ

ΧΑΝΙΑ ΜΑΪΟΣ 2010

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Βαφείδης Αντώνιος (Καθηγητής, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Πολυτεχνείο Κρήτης, Επιβλέπων)

Τσόκας Γρηγόριος (Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας, Εργαστήριο Γεωφυσικής, ΑΠΘ, Συμβουλευτική Επιτροπή)

Λούης Ιωάννης (Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής ΕΚΠΑ, Συμβουλευτική Επιτροπή)

ΕΠΤΑΜΕΛΗΣ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Βαφείδης Αντώνιος (Καθηγητής, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Πολυτεχνείο Κρήτης, Επιβλέπων)

Τσόκας Γρηγόριος (Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας, Εργαστήριο Γεωφυσικής, ΑΠΘ, Συμβουλευτική Επιτροπή)

Λούης Ιωάννης (Καθηγητής, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής ΕΚΠΑ, Συμβουλευτική Επιτροπή)

Αποστολόπουλος Γεώργιος (Επίκουρος Καθηγητής, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής , Τμήμα Μηχανικών Μεταλλείων-Μεταλλουργών, Ε.Μ.Π.)

Γιαννόπουλος Αντώνιος (Lecturer in the The School of Engineering and Electronics, Institute for nfrastructure and Environment, The University of Edinburgh, Edinburgh, U.K.)

Σουπιός Παντελής (Επίκουρος Καθηγητής Εργαστηρίου Γεωφυσικής & Σεισμολογίας του Τομέα Υδατικών Πόρων & Γεωπεριβάλλοντος, ΤΕΙ Χανίων)

Χριστόπουλος Διονύσιος (Καθηγητής, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Τομέας Γεωστατιστικής, Πολυτεχνείο Κρήτης)

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Στο σημείο αυτό θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους εκείνους που με τον τρόπο τους συνέβαλλαν στο να ολοκληρώσω τη διδακτορική μου διατριβή:

Τον Καθηγητή κύριο Αντώνη Βαφείδη που χάρη στην κριτική του ικανότητα με βοήθησε να μην αποκλίνω από τους επιστημονικούς στόχους της παρούσας διατριβής.

Τους Καθηγητές κύριο Γρηγόρη Τσόκα και κύριο Ιωάννη Λούη που δέχθηκαν να είναι στην τριμελή συμβουλευτική επιτροπή και για τις εύστοχες παρατηρήσεις τους, ειδικά στο πρωτόλειο κείμενο της διδακτορικής διατριβής. Τα υπόλοιπα μέλη της επταμελούς επιτροπής κατ’ αλφαβητική σειρά Επίκουρο Καθηγητή κύριο Αποστολόπουλο Γεώργιο, Λέκτορα κύριο Γιαννόπουλο Αντώνιο, Επίκουρο Καθηγητή Σουπιό Παντελή και Καθηγητή Χριστόπουλο Διονύσιο για τις διορθωτικές τους παρεμβάσεις έτσι ώστε η παρούσα διατριβή να απεικονίζει όσο το δυνατόν ακριβέστερα την έρευνά μου.

Τους Καθηγητές κύριο Machsim Bano και Γεώργιο Τσόφλια οι οποίοι διέθεσαν τα δεδομένα του ελεγχόμενου πειράματος και του πειράματος στο λατομείο Bissen αντίστοιχα και τους συνεργάτες Hamdan Hamdan, Νίκο Ανδρονικίδη, Γιώργο Κρητικάκη και Νίκο Σπανουδάκη, οι οποίοι συνέβαλλαν με τον τρόπο τους ο καθένας, είτε τεχνικά είτε ηθικά.

Την οικογένεια της συζύγου μου τόσο για το ενδιαφέρον, όσο και για την υποστήριξη σε χρόνο όταν χρειαζόταν και την Ειρήνη Γιγουρτάκη για τις φιλολογικές της επισημάνσεις στο κείμενο.

Ευχαριστώ την οικογένειά μου για τον κοινό χρόνο που θυσίασαν και ιδιαίτερα την Τρίντα, η οποία υπέστη το περισσότερο ίσως από το ψυχολογικό βάρος που δημιουργεί η συγγραφή μιας διδακτορικής διατριβής.

Στην Τρίντα, στον Θεμιστοκλή και στον Θωμά

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα διατριβή αναπτύσσεται μεθοδολογία χρονικά μεταβαλλόμενης αποσυνέλιξης δεδομένων γεωραντάρ με την χρήση του μετασχηματισμού S.

Οι τομές γεωραντάρ αποκτούν μείωση της χρονικής ανάλυσης με το βάθος, λόγω του ότι τα Η/Μ κύματα παρουσιάζουν απόσβεση, η οποία συνήθως είναι εμφανέστερη στις αρμονικές υψηλών συχνοτήτων. Κατ΄ αρχήν προτείνεται μεθοδολογία εξισορρόπησης φάσματος για την διόρθωση των κυματομορφών σχετικά με το παραπάνω φαινόμενο. Με την χρήση της τεχνικής αυτής αποφεύγονται τα προβλήματα των διάφορων τεχνικών αντίστροφου φίλτρου Q*, τα οποία συνοψίζονται κυρίως στην ανάγκη εκτίμησης του συντελεστή Q* και στην αστάθεια εκτίμησης αυτού με μεθόδους που βασίζονται στην κυρίαρχη συχνότητα λόγω του φαινόμενου της διασποράς. Με την χρήση της προτεινόμενης μεθοδολογίας εξισορρόπησης φάσματος σχεδιάζεται και εφαρμόζεται ενίσχυση των πλατών των κυματομορφών στον χώρο t-f και επιλέγεται χρονικά μεταβαλλόμενο εύρος συχνοτήτων για την μείωση κυρίως του υψίσυχνου θορύβου. Απαιτείται δε πλάτος του φάσματος αναφοράς για περεταίρω μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος της καταγραφής. Σημειωτέον, ότι μέσω της εν λόγω τεχνικής πραγματοποιείται εξισορρόπηση φάσματος σε χρονικά παράθυρα μικρής διάρκειας του κάθε ίχνους γεωραντάρ ξεχωριστά, έτσι ώστε να είναι αποτελεσματική.

Επιπλέον, δείχνεται ότι η εξισορρόπηση φάσματος είναι προαπαιτούμενο βήμα για την αποσυνέλιξη και όχι εναλλακτική μεθοδολογία για την αύξηση της χρονικής ανάλυσης, όπως αναφέρεται στην σύγχρονη βιβλιογραφία. Μετά από αποσυνέλιξη κυματιδίου, πραγματοποιείται περεταίρω διόρθωση της υπολειμματικής φάσης των καταγραφών με την χρήση της μεθόδου μεγιστοποίησης της κύρτωσης. Το τελευταίο αυτό βήμα επεξεργασίας, που στην ουσία είναι αποσυνέλιξη φάσης, θεωρείται απαραίτητο ώστε το παραγόμενο αποτέλεσμα να περιγράφεται από κυματίδια μηδενικής φάσης, που προσομοιάζουν τους περιορισμένου εύρους συντελεστές ανάκλασης (band-pass reflectivity series).

Η αποτελεσματικότητα της προτεινόμενης μεθοδολογίας αποσυνέλιξης φαίνεται κατ΄αρχήν μετά την εφαρμογή της σε συνθετικά δεδομένα. Εφαρμόζεται επίσης σε

δεδομένα από ελεγχόμενο πείραμα και φανερώνονται οι ανακλάσεις του υδροφόρου ορίζοντα και υπερκείμενης ακόρεστης ζώνης. Η εν λόγω μεθοδολογία δοκιμάστηκε επίσης σε δεδομένα από μετρήσεις στο λατομείο Bissen, το οποίο βρίσκεται περίπου 13 χιλιόμετρα Νοτιοδυτικά του λιμανιού Sturgeon, στο Wisconsin των Ηνωμένων Πολιτειών, φανερώνοντας ανακλάσεις που δεν ήταν εμφανείς λόγω του θορύβου και της επίδρασης της κυρίαρχης κυματομορφής. Τέλος, η προτεινόμενη μεθοδολογία εφαρμόστηκε σε δεδομένα από περιοχή με θαμμένες μεταλλικές δεξαμενές αυξάνοντας ικανοποιητικά την χρονική ανάλυση των κυματομορφών.

ABSTRACT

In this PhD thesis, a methodology for efficient time-variant deconvolution for GPR data is proposed, which is mainly implemented in the t-f domain, using S-transform.

GPR sections encounter a resolution reduction with depth, because for electromagnetic (E/M) waves propagating in the subsurface attenuation is typically more pronounced at higher frequencies. In order to correct for these effects, a spectral balancing technique, using the S-transform, is proposed. This signal processing technique avoids the drawbacks of inverse Q* filtering techniques, namely the need for the estimation of the attenuation factor Q* from the GPR section and the instability of dominant frequency dependent estimation of Q* methods because of scattering effects. The proposed method designs and applies a gain in t-f domain and involves the selection of a time-variant bandwidth to reduce high frequency noise. This method requires a reference amplitude spectrum for spectral shaping. It performs spectral balancing, which works efficiently for GPR data when it is applied in very narrow time windows.

Furthermore, it is demonstrated that spectral balancing must be applied prior deconvolution, rather than being an alternative technique. After wavelet deconvolution a further correction of the residual phases is taking place using the maximization of kurtosis method. This phase only deconvolution final step is needed, in order the outcome to correspond to zero phase band pass reflectivity series.

The technique's efficiency is demonstrated first on synthetic data. Then, it is applied on a dataset acquired over a controlled experiment for buried in sand utilities detection and reflections from the water table and a capillary zone above it are revealed. The proposed methodology was also tested on a dataset acquired in the Bissen quarry, in Wisconsin of the US and its ability to delineate reflections buried in noise and wavelet ringing is demonstrated. Finally the proposed methodology is applied on a dataset from an area where buried metallic tanks existed proving its efficiency in increasing the temporal resolution.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Το γεωραντάρ.

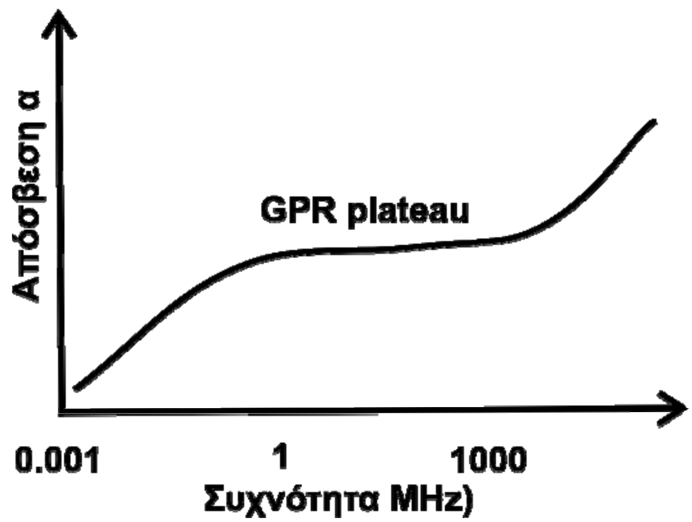
Το γεωραντάρ (GPR) είναι μια σχετικά νέα τεχνική γεωφυσικής διασκόπησης. Την τελευταία δεκαετία έχει χρησιμοποιηθεί σε αρκετές διαφορετικές εφαρμογές και έχει αποκτηθεί από τους ερευνητές αρκετή εμπειρία σχετικά με αυτό. Η βασική αρχή λειτουργίας της μεθόδου του γεωραντάρ είναι παρόμοια με αυτή της μεθόδου της σεισμικής ανάκλασης.

1.2 Βασικές αρχές.

Η συσκευή γεωραντάρ χρησιμοποιεί ηλεκτρομαγνητικά πεδία για την διασκόπηση υψηλής απόσβεσης υλικών (έδαφος) και για τον εντοπισμό υπεδάφειων δομών και διαφοροποιήσεων των φυσικών ιδιοτήτων μέσα σε υλικά. Οι κύριες μέθοδοι διασκόπησης είναι αυτή της ανάκλασης και της διασκόπησης σε γεωτρήσεις.

Σε υλικά υψηλής απόσβεσης ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων, όπως το έδαφος, τα ηλεκτρομαγνητικά πεδία εισχωρούν σε σχετικά μικρό βάθος, πριν υποστούν πλήρη απόσβεση. Στο γεωραντάρ, τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα διαδίδονται χωρίς αρχικά να εμφανίζουν διασπορά. Όταν το Η/Μ κύμα συναντήσει υλικό με διαφορετική ηλεκτρική διαπερατότητα αλλάζει κατεύθυνση, δηλαδή διαθλάται ή ανακλάται. Περίθλαση συμβαίνει όταν το κύμα συναντήσει πολύ μικρού μεγέθους εμπόδια, τα οποία το αναγκάζουν να διαδίδεται προς όλες τις κατευθύνσεις. Αντήχηση συμβαίνει, όταν το κύμα "παγιδευτεί" σε κάποιο γεωλογικό στρώμα. Σε τέτοιες περιπτώσεις το κύμα ανακλάται πολλές φορές, με συνέπεια τη δημιουργία πολλαπλών ανακλάσεων.

Τα ηλεκτρομαγνητικά πεδία υφίστανται απόσβεση, η οποία είναι λιγότερο εξαρτώμενη από την συχνότητα εκπομπής σε πεπερασμένο εύρος φάσματος (1MHz έως 1000 MHz), το οποίο αναφέρεται σαν "GPR plateau" (Σχήμα 1.1, Annan, 2002). Σε χαμηλότερες συχνότητες τα ηλεκτρομαγνητικά πεδία διαχέονται σε μεγάλο βαθμό, ενώ σε υψηλότερες διάφοροι παράγοντες αυξάνουν την απόσβεση του σήματος, έτσι ώστε το βάθος διείσδυσης να είναι υπερβολικά μικρό.



Σχήμα 1.1: Το επονομαζόμενο "GPR plateau", όπου η απόσβεση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων είναι σχετικά λιγότερο εξαρτώμενη της συχνότητας (Annan, 2002).

Οι εφαρμογές του γεωραντάρ μπορούν να διακριθούν ουσιαστικά σε τρεις κατηγορίες: α) Για γεωλογικούς σκοπούς, όταν το βάθος διασκόπησης είναι σημαντικότερο από την διακριτική ικανότητα, γι' αυτό χρησιμοποιούνται κεραίες συχνότητας 2 MHz έως 50 MHz. β) Στις μη καταστροφικές δοκιμές (Non Destructive Testing, NDT) όπου η διακριτική ικανότητα είναι το ζητούμενο, γι' αυτό χρησιμοποιούνται κεραίες συχνότητας 500 MHz - 2000 MHz. γ) Στην αρχαιολογία, όπου χρησιμοποιούνται κεραίες συχνότητας 50 MHz - 500 MHz (Σπανουδάκης, 2007).

1.3 Ομοιότητες και διαφορές σεισμικών και ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων

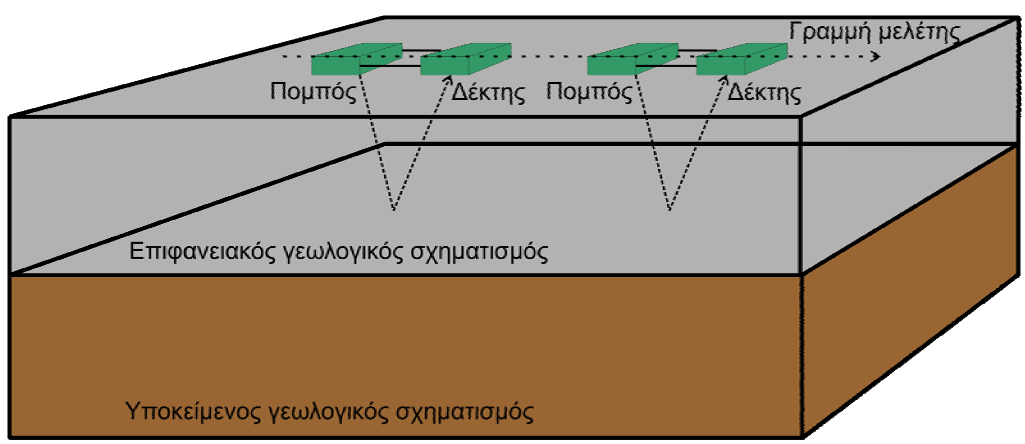
Η ερμηνεία των σεισμικών δεδομένων βασίζεται στην κατανόηση της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Αντίστοιχα, για τις μεθόδους του γεωραντάρ, η διάδοση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων αποτελεί τη βάση στην ερμηνεία τέτοιων δεδομένων. Η γεωμετρική οπτική και κυματική θεωρία αποτελούν τις δύο κύριες θεωρίες που περιγράφουν την διάδοση των σεισμικών, αλλά και των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων.

Η μέθοδος του γεωραντάρ παρουσιάζει αρκετές ομοιότητες με την μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης, καθώς και οι δύο βασίζονται στην διάδοση κυμάτων, και στην καταγραφή του χρόνου διαδρομής, αλλά και του πλάτους των ανακλώμενων ή διαθλώμενων κυμάτων από τις διαχωριστικές επιφάνειες των διάφορων σχηματισμών του υπεδάφους.

Η βασική διαφορά των δύο μεθόδων είναι ότι ενώ τα σεισμικά κύματα περιγράφονται από μεταφορά ενέργειας από ένα σημείο του μέσου διάδοσης στο επόμενο, τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα είναι ακτινοβολία (πεδία ηλεκτρικής και μαγνητικής ενέργειας), η οποία παρουσιάζει μεταβολή στην έντασή της, με περιοδικό τρόπο και διαδίδεται χωρίς να είναι απαραίτητη η παρουσία κάποιου μέσου.

Μια άλλη διαφορά των δύο μεθόδων είναι ο τρόπος απόκτησης των δεδομένων. Στη σεισμική μέθοδο οι τομές είναι συνήθως κοινής πηγής, δηλαδή μια πηγή και κάποιος αριθμός γεωφώνων, ενώ στην μέθοδο γεωραντάρ οι μετρήσεις διεξάγονται σε ζεύγος πηγής-δέκτη ανά μέτρηση (Σχήμα 1.2). Αυτό έχει οδηγήσει πολλούς ερευνητές να πραγματοποιούν μετρήσεις γεωραντάρ με τον τρόπο πραγματοποίησης των σεισμικών μεθόδων. Διατηρούν δηλαδή, τον πομπό σε σταθερή θέση και μετακινούν τον πομπό (Bradford, 2007). Αυτό φυσικά γίνεται, ως επί το πλείστον, για την εφαρμογή επεξεργασίας βασισμένης στην μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης.

Σημαντικές διαφορές των δύο μεθόδων είναι επίσης η υψηλή απόσβεση πλάτους και η μείωση της χαρακτηριστικής συχνότητας των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων, σε σχέση με τα αντίστοιχα σεισμικά.



***Σχήμα 1.2**: Μετρήσεις ζεύγους πομπού-δέκτη ανά μέτρηση.*

Η διάδοση των σεισμικών κυμάτων, η οποία θεωρείται ότι είναι εξαρτώμενη της κυρίαρχης συχνότητάς τους, μπορεί να περιγραφεί από δύο παραμέτρους. Η μία από αυτές είναι η παράμετρος Q και η δεύτερη η ταχύτητα διάδοσης σε μια τυχαία συχνότητας αναφοράς ω_0. Η παράμετρος Q , ή - όπως αλλιώς συνηθίζεται να λέγεται- ο συντελεστής Q, είναι ο λόγος της ενέργειας επί 2π διά την ενέργεια σε έναν κύκλο (μία περίοδο) (Sheriff κ.ά. 1984):

$$Q=\omega/2c\alpha \tag{1.1}$$

Όπου ω είναι η κυκλική συχνότητα, c η ταχύτητα και α ο συντελεστής εξασθένησης. Πειραματικά έχει βρεθεί ότι στα σεισμικά δεδομένα ο συντελεστής Q δεν εξαρτάται από την κυρίαρχη συχνότητα, σε ένα μεγάλο εύρος συχνοτήτων (Kjartansson, 1979). Αυτό είναι αποτέλεσμα ενός μεγάλου αριθμού μηχανισμών εξασθένησης των σεισμικών κυμάτων, οι οποίοι συμβάλλουν με τέτοιο τρόπο, ώστε η συνολική εξασθένηση να μεταβάλλεται γραμμικά με την συχνότητα, ή αλλιώς να έχουμε σταθερό Q. Οι Turner και Siggins (1994) εισήγαγαν την έννοια του συντελεστή Q*, ο οποίος αναφέρεται στα δεδομένα γεωραντάρ:

$$Q=\Delta\omega/2c\Delta\alpha \tag{1.2}$$

με

$$\alpha=\alpha_0+(\omega/2cQ^*) \tag{1.3}$$

Όταν $\alpha_0=0$, ισχύει ότι Q=Q*. Με άλλα λόγια , ο συντελεστής Q* είναι μια γενίκευση του Q, η οποία αναφέρεται σε αυτήν ακριβώς την υψηλού βαθμού εξάρτηση της διάδοσης των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων από τη συχνότητα. Οι (Turner και Siggins, 2003) αναφέρουν μια κλίμακα μεταβολών του Q* από 2 έως 30, η οποία προέκυψε από πειραματικά δεδομένα, σε αντιπαράθεση με το Q, που είναι από 50 έως 300. Οι δύο αυτοί συντελεστές είναι ακριβώς ίδιοι, ως προς τη διαφοροποίηση της φάσης, αλλά διαφέρουν στην απόσβεση του πλάτους (Turner, 1994). Τα δεδομένα γεωραντάρ, σε σχέση με τα σεισμικά, υπόκεινται σε πολύ ισχυρότερη μείωση του πλάτους με το χρόνο για ίδια τιμή του Q.

1.4 Λόγοι διδακτορικής έρευνας

Η επεξεργασία των δεδομένων του γεωραντάρ δανείζεται μεθόδους επεξεργασίας από τη μέθοδο σεισμικής ανάκλασης. Αυτό περιλαμβάνει κατ’ αρχήν τις πιο απλές μεθόδους επεξεργασίας, όπως οι τεχνικές αφαίρεσης του θορύβου και ενίσχυσης των δεδομένων (*gain*), οι οποίες εφαρμόζονται στα πρώτα στάδια της επεξεργασίας. Κατά την επεξεργασία των δεδομένων γεωραντάρ έχουν χρησιμοποιηθεί και μέθοδοι επεξεργασίας των σεισμικών ανάκλασης οι οποίες συμπεριλαμβάνονται σε πιο προχωρημένα στάδια επεξεργασίας, όπως είναι η αποσυνέλιξη, η ανάλυση ταχυτήτων, η χωροθέτηση κ. ά. Η βιβλιογραφική επισκόπηση έδειξε πως οι παραπάνω μέθοδοι, εκτός των τεχνικών αφαίρεσης θορύβου και ενίσχυσης, δεν είναι τόσο επιτυχείς, όσο και στα δεδομένα σεισμικής ανάκλασης. Αυτό οφείλεται κυρίως στις διαφορές τόσο της αρχής λειτουργίας των δύο μεθόδων διασκόπησης, όσο και στην ίδια αντιμετώπιση, όσον αφορά στην επεξεργασία, των δεδομένων τους από τους ερευνητές.

Το ότι η απόσβεση των Η/Μ κυμάτων είναι άμεσα εξαρτώμενη από τη συχνότητα εκπομπής μιας συσκευής γεωραντάρ έχει σαν αποτέλεσμα τα Η/Μ κύματα με σχετικά υψηλότερη κυρίαρχη συχνότητα αποσβένονται γρηγορότερα από άλλα με χαμηλότερη. Επιλεκτική ως προς την συχνότητα, όμως, είναι και η απόσβεση σε ένα Η/Μ κύμα και πιο συγκεκριμένα, τα πλάτη των αρμονικών υψηλής συχνότητας αποσβένονται γρηγορότερα από τα αντίστοιχα πλάτη σχετικά χαμηλότερης, κατά την διάρκεια διάδοσης ενός ηλεκτρομαγνητικού παλμού. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, ο ηλεκτρομαγνητικός παλμός, όπως διαδίδεται στο υπέδαφος, κατ' αρχάς να υπόκειται σε μεταβολή του σχήματός του και κατά δεύτερον (όταν πρόκειται για μέσο υψηλής απόσβεσης) οι κυματομορφές μεγάλων χρόνων καταγραφής να διαρκούν σημαντικά περισσότερο από αυτές των μικρών χρόνων. Η κυρίαρχη, δηλαδή, συχνότητα του Η/Μ κύματος αποκτά μικρότερες τιμές, όσο ο χρόνος διάδοσής του μεγαλώνει. Αυτή η μείωση της κυρίαρχης συχνότητας, είτε σεισμικών δεδομένων, είτε δεδομένων γεωραντάρ, οδηγεί σε μείωση της ανάλυσης με το βάθος/χρόνο. Συγχρόνως, το σήμα αποκτά πλάτη παρόμοια με το επίπεδο του θορύβου, ώσπου να είναι πολύ δύσκολο, έως αδύνατο να διαχωριστεί από αυτόν.

Σύμφωνα με τους Belina κ.ά. (2008), ένας από τους βασικούς λόγους μη επιτυχημένης εφαρμογής αποσυνέλιξης σε δεδομένα γεωραντάρ είναι η προαναφερόμενη υψηλή απόσβεση και αλλοίωση του σχήματος των κυματομορφών των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων, κατά την διάδοσή τους στο υπέδαφος, αλλά και η ίδια η φύση της κυρίαρχης ηλεκτρομαγνητικής κυματομορφής (μεικτής φάσης σε σχέση με τη αντίστοιχη κυματομορφή των σεισμικών δεδομένων, που είναι κατά κανόνα ελάχιστης φάσης), η οποία είναι κατά πολύ διαφορετική από αυτή των σεισμικών καταγραφών. Η μεικτή φάση του Η/Μ κυρίαρχου κυματιδίου των δεδομένων γεωραντάρ είναι σίγουρα βασικός λόγος μη επιτυχημένης αποσυνέλιξης στατιστικού χαρακτήρα (αποσυνέλιξη αιχμής και αποσυνέλιξη πρόβλεψης). Αυτό συμβαίνει, όπως είναι γνωστό, λόγω της βασικής προϋπόθεσης των μεθόδων αυτών το κυρίαρχο δηλαδή κυματίδιο να είναι ελάχιστης φάσης. Όσον αφορά στην αποσυνέλιξη κυματιδίου, το αποτέλεσμα της αποσυνέλιξης τόσο σε καταγραφές κυρίαρχου κυματιδίου ελάχιστης φάσης, όσο και μεικτής φάσης είναι παρόμοιο παρουσία θορύβου (Berkhout, 1977). Αυτό οφείλεται κυρίως στο υποβαθμισμένο αποτέλεσμα της αποσυνέλιξης καταγραφών κυρίαρχου κυματιδίου ελάχιστης φάσης, λόγω της μετέπειτα ΕΠΕΣ (band-pass filtering), για την ελαχιστοποίηση του υψίσυχνου κυρίως θορύβου.

Στην παρούσα διατριβή αποδεικνύεται ότι ο κύριος λόγος μη επιτυχούς αύξησης της χρονικής ανάλυσης μέσω αποσυνέλιξης κυματιδίου σε δεδομένα γεωραντάρ είναι η έλλειψη στασιμότητας της κυρίαρχης συχνότητας. Πριν από οποιασδήποτε μορφής επεξεργασία, ειδικά τα δεδομένα γεωραντάρ σε υψηλής και μέσης απόσβεσης μέσα, επιβάλλεται να υποστούν επεξεργασία για την ανάκτηση του σήματος, κυρίως όσον αφορά στην απόσβεση των πλατών των αρμονικών των υψηλών συχνοτήτων. Σε αυτήν την κατεύθυνση προσανατολίζεται και η μεθοδολογία του αντίστροφου φίλτρου Q*. Η αποφυγή της χρήσης του συντελεστή Q* στην παρούσα εργασία υφίσταται λόγω της αστάθειας των μεθόδων εκτίμησής του και της αντίστροφης εφαρμογής φίλτρου Q*. Οι τρόποι ακριβούς εκτίμησης του συντελεστή Q* (π.χ. Turner, 1994) είναι πρακτικά αδύνατον να εφαρμοστούν σε πραγματικά δεδομένα (Irving και Knight, 2003), ενώ πιο πρακτικοί τρόποι (π. χ. Irving και Knight, 2003) επιφέρουν την εκτίμηση ενός φαινόμενου συντελεστή Q* (Bradford, 2007). Η αδυναμία αποτελεσματικής εκτίμησης του συντελεστή Q* απαιτεί προσέγγιση με την οποία να διορθωθούν χωριστά το πλάτος και η φάση του φάσματος των καταγραφών γεωραντάρ.

Όσον αφορά στην εφαρμογή μεθόδων αποσυνέλιξης σε δεδομένα γεωραντάρ, η παγκόσμια βιβλιογραφία δεν περιέχει πάνω από δέκα σχετικά άρθρα επιτυχημένης αποσυνέλιξης, ενώ τα αποτελέσματα και τα συμπεράσματα από αυτά δεν έχουν δημιουργήσει κοινή γραμμή αντιμετώπισης για το πρόβλημα της αύξησης της χρονικής ανάλυσης. Η έρευνα για την επεξεργασία γεωραντάρ βρίσκεται σήμερα σε στάδιο όπου εξετάζονται πιο απλοί τρόποι επεξεργασίας από αυτούς της αποσυνέλιξης, κυρίως επεμβαίνοντας μόνο στα πλάτος του φάσματος των καταγραφών. Όμως και αυτές ακόμη οι πιο απλές μέθοδοι επεξεργασίας δεν εφαρμόζονται σωστά. Δεν τροποποιούνται δηλαδή με τέτοιο τρόπο που να μπορούν να δώσουν ικανοποιητικά αποτελέσματα για δεδομένα γεωραντάρ Αντίθετα ακολουθούν τις αρχές επεξεργασίας των σεισμικών ανάκλασης, μην παίρνοντας υπ' όψη την ραγδαία απόσβεση τω υψηλών συχνοτήτων των Η/Μ κυμάτων στο υπέδαφος.

1.5 Σύντομη περιγραφή της μεθοδολογίας.

Η επεξεργασία η οποία προτείνεται, αποτελείται από τρία κύρια στάδια: α) την εξισορρόπηση φάσματος, β) την αποσυνέλιξη κυματιδίου ή αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης και γ) την διόρθωση της υπολειμματικής ή μη φάσης, μέσω της εκτίμησης της μέγιστης κύρτωσης.

Εξισορρόπηση φάσματος

Η συμπεριφορά του συχνοτικού περιεχομένου του κάθε ίχνους σε σχέση με τον χρόνο χαρτογραφείται, χρησιμοποιώντας τον μετασχηματισμό S (Stockwell κ. ά., 1996). Ακολουθεί επιλογή φασματικού εύρους του κάθε σήματος και μηδενισμός του φάσματος έξω από αυτό (αποθορυβοποίηση). Εφαρμόζεται ενίσχυση του σήματος στον χώρο των συχνοτήτων και μετά ακολουθεί εξισορρόπηση φάσματος σε χρονικά παράθυρα στον χώρο t-f, σύμφωνα με πλάτος του φάσματος αναφοράς. Το πλάτος του φάσματος αναφοράς μπορεί να επιλεγεί από:

1) Τα απ' ευθείας κύματα,

2) παλμό σε μικρούς χρόνους μετά τα απ' ευθείας κύματα,

3) ανάκλαση από κοντινό στόχο, μετά από διάδοση του Η/Μ κύματος στον αέρα ή

4) συνθετικό παλμό επιθυμητής κυρίαρχης συχνότητας.

Αποσυνέλιξη κυματιδίου

Συγχρόνως με την εξισορρόπηση φάσματος στον χώρο t-f , πραγματοποιείται αποσυνέλιξη κυματιδίου ή μηδενικής φάσης αποσυνέλιξη (ανάλογα με το φάσμα αναφοράς ή/και με τα δεδομένα) στον χώρο t-f. Αυτού του τύπου η αποσυνέλιξη περιλαμβάνει διαίρεση του φάσματος της φασματικά εξισορροπημένης καταγραφής X(f) με φάσμα κυματιδίου αναφοράς $X_r(f)$, για την ανάκτηση των περιορισμένου εύρους συντελεστών ανάκλασης R(F), σύμφωνα με την παρακάτω εξίσωση:

$$R(f) = X(f) / X_r(f) \tag{1.4}$$

Η παραπάνω εξίσωση μπορεί να γραφτεί και ως εξής:

$$R(f) = \frac{|X(f)|}{|X_r(f)|} e^{i(\theta_X(f) - \theta_{Xr}(f))} \tag{1.5}$$

Το κυματίδιο αναφοράς επιλέγεται με δύο εναλλακτικούς τρόπους, οι οποίοι εξαρτώνται από τα δεδομένα:

1) Ανάκλαση σε μικρούς χρόνους μετά τα απ’ ευθείας κύματα ή

2) ανάκλαση που παρουσιάζει μικρή μεταβολή της κυρίαρχης συχνότητας και της φάσης του σχετικά με το κυματίδιο εμπομπής από διαφορετικά δεδομένα της ίδιας όμως συσκευής.

Αν δεν είναι δυνατόν να ανακτηθεί παλμός αναφοράς, τότε είναι δυνατόν να πραγματοποιηθεί μηδενικής φάσης αποσυνέλιξη, οπότε, χρησιμοποιώντας την εξίσωση 1.5, έχουμε μόνο διαίρεση πλατών φάσματος, χωρίς αφαίρεση της φάσης $\theta_{Xr}(f)$. Αυτού του είδους η αποσυνέλιξη μπορεί να γίνει με το πλάτος του φάσματος αναφοράς που έχει επιλεγεί κατά την εξισορρόπηση φάσματος.

Αποσυνέλιξη υπολλειματικής φάσης.

Η αποσυνέλιξη της φάσης στηρίζεται στις αρχές της τυφλής αποσυνέλιξης (Blind deconvolution) (Wiggins, 1978, Vafidis, 1980, Longbottom κ.ά. 1988, White 1988 και Van der Baan, 2008) με τον εξής τρόπο:

Αφού έχει πραγματοποιηθεί αποσυνέλιξη στον χώρο t-f, ο αλγόριθμος ο οποίος έχει δημιουργηθεί, υπολογίζει την διόρθωση της φάσης που απαιτείται, έτσι ώστε το σήμα να έχει μέγιστη κύρτωση. Ο υπολογισμός της μέγιστης κύρτωσης και η διόρθωση της φάσης πραγματοποιείται στον χώρο των χρόνων, μετά από αντίστροφο μετασχηματισμό S, με την χρήση του μετασχηματισμού Hilbert.

1.6 Επιγραμματική περιγραφή

Κατά την διάρκεια της συγγραφής της παρούσας εργασίας έγινε μια προσπάθεια τόσο για την επιγραμματική ενημέρωση του αναγνώστη που δεν απασχολείται καθημερινά με δεδομένα γεωραντάρ, όσο και για την ταυτόχρονη παρουσίαση μόνο των αναγκαίων για την αποφυγή απώλειας προσοχής του πιο ενημερωμένου αναγνώστη. Το παραπάνω εγχείρημα αποδείχτηκε δύσκολο και πιστεύω ότι κατάφερα να πλησιάσω την χρυσή τομή. Παρακάτω περιγράφεται εν συντομία το περιεχόμενο του κάθε κεφαλαίου και των παραρτημάτων της παρούσας εργασίας:

Στο *πρώτο κεφάλαιο* περιγράφονται εν συντομία οι βασικές αρχές των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων και γίνεται μια αναφορά στις ομοιότητες και διαφορές των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων με τα αντίστοιχα σεισμικά. Αναφέρεται η ανάγκη της προτεινόμενης μεθοδολογίας και περιγράφονται επιγραμματικά τα στάδια αυτής. Ακολουθεί επιγραμματική περιγραφή όλων των κεφαλαίων της παρούσας εργασίας και οι καινοτομίες που έχουν γίνει σε αυτήν.

Στο *δεύτερο κεφάλαιο* γίνεται μια αναδρομή στην μέχρι σήμερα βιβλιογραφία, τόσο σε μεθόδους αύξησης της ανάλυσης σεισμικών δεδομένων ανάκλασης, όσο και στην επεξεργασία δεδομένων γεωραντάρ γενικότερα.

Στο *τρίτο κεφάλαιο* περιγράφεται η θεωρητική βάση του μετασχηματισμού S, ξεκινώντας από τον μετασχηματισμό Fourier και μέσω του παραθυρικού μετασχηματισμού Fourier και του κυματιδιακού μετασχηματισμού, παρουσιάζεται η ανάγκη εφαρμογής του μετασχηματισμού S στην επεξεργασία δεδομένων γεωραντάρ.

Στο *τέταρτο κεφάλαιο* περιγράφεται η προτεινόμενη μεθοδολογία εξισορρόπησης φάσματος στον χώρο t-f για την ανάκτηση του σήματος γεωραντάρ και γίνεται εφαρμογή της σε συνθετικά δεδομένα.

Στο *πέμπτο κεφάλαιο* αναλύεται η μεθοδολογία αποσυνέλιξης κυματιδίου, και αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης στον χώρο t-f. Επιπλέον, περιγράφεται η μεθοδολογία αποσυνέλιξης φάσης μέσω του υπολογισμού της μέγιστης κύρτωσης. Παρουσιάζεται εφαρμογή των παραπάνω μεθόδων αποσυνέλιξης σε συνθετικά δεδομένα.

Στο *έκτο κεφάλαιο* παρουσιάζεται η εφαρμογή των μεθόδων επεξεργασίας που αναλύονται στο τέταρτο και πέμπτο κεφάλαιο, σε πραγματικά δεδομένα. Παρουσιάζονται παραδείγματα από πειραματικά δεδομένα γεωρανάρ σε Sandbox, από το εργαστήριο του EOST-ULP του πανεπιστημίου του Στρασβούργου Louis-Paster, υπό του καθηγητή Maksim Bano και από δεδομένα γεωραντάρ στο Wisconsin, υπό του Κου Γεωργίου Τσόφλια, καθηγητή στο Τμήμα Γεωλογικών Επιστημών του πανεπιστημίου Τέξας, ΗΠΑ και σε περιοχή όπου βρίσκονταν θαμμένες μεταλλικές δεξαμενές, υπό του Κου Βαφείδη Αντωνίου, καθηγητή στο Τμήμα Μηχ. Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης και επιβλέποντα της παρούσας διατριβής.

Στο *έβδομο κεφάλαιο* δίνονται επιγραμματικά τα τελικά συμπεράσματα των αποτελεσμάτων της προτεινόμενης μεθοδολογίας. Επιπλέον, προτείνεται περαιτέρω έρευνα, τόσο για εναλλακτικές ή βελτιωμένες μεθόδους επεξεργασίας δεδομένων στον χώρο t-f, όσο και για μεθόδους ερμηνείας μέσω της χρήσης του μετασχηματισμού S.

Στο *όγδοο κεφάλαιο* παρατίθεται η βιβλιογραφία που χρησιμοποιήθηκε , τόσο για την δημιουργία της προτεινόμενης μεθοδολογίας, όσο και για την συγγραφή της παρούσας εργασίας.

1.7 Ελληνικοί όροι που χρησιμοποιούνται σε αντιπαράθεση με τους αντίστοιχους αγγλικούς

Στην παρούσα εργασία έγινε μια προσπάθεια απόδοσης αγγλικών όρων που χρησιμοποιούνται ευρέως, στα ελληνικά. Κάποιες φορές, επειδή η αντίστοιχη ελληνική απόδοση περιείχε πολλές λέξεις, χρησιμοποιήθηκε συντομογραφία, αποτελούμενη από αρχικά (π.χ. ΕΟΣΠΕ). Κάποιες άλλες φορές θεωρήθηκε ότι θα ήταν κουραστικό να επαναλαμβάνεται η αγγλική ορολογία και χρησιμοποιηθήκαν και πάλι αρχικά αγγλικών όμως λέξεων (π.χ. FFT).

Πίνακας 1.1: *Απόδοση αγγλικών όρων στα ελληνικά και συντομογραφίες που χρησιμοποιούνται στην παρούσα εργασία.*

Ελληνικοί όροι	**Αγγλικοί όροι**	**Ελληνική ή αγγλική συντομογραφία**
Αποσυνέλιξη	Deconvolution	
Αποσυνέλιξη κυματιδίου	Deterministic deconvolution ή Designature ή Wavelet deconvolution	
Αποσυνέλιξη αιχμής	Spiking deconvolution	
Αποσυνέλιξη πρόβλεψης	Predictive deconvolution	
Ενίσχυση όλων των συχνοτήτων σε περιορισμένο εύρος αυτών	Spectral whitening	ΕΟΣΠΕ
Αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης	Zero-phase deconvolution	
Επιλογή περιορισμένου εύρους συχνοτήτων	Band-pass filtering	ΕΠΕΣ
Εφαρμογή φίλτρου Q	Q filtering	
Εξισορρόπηση φάσματος	Spectral balancing	
Πλάτος του φάσματος	Amplitude spectrum	
Φάση	Phase spectrum	
Χρονικά μεταβαλλόμενο	Time-variant	
Στάσιμη διαδικασία	Stationary process	
Μη-στάσιμη διαδικασία	Non stationary proccess	
Κυματίδιο μηδενικής φάσης	Zero-phase wavelet	
Μετασχηματισμός S	S-transform	ST
Κυματιδιακός μετασχηματισμός	Wavelet transform	WT

Παραθυρικός μετασχηματισμός Fourier	Short Time Fourier Transform	STFT
Μετασχηματισμός Fourier	Fourier transform	FT
Γρήγορος μετασχηματισμός Fourier	Fast Fourier transform	FFT

2. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ.

2.1 Φασματική ανάλυση γεωφυσικού σήματος.

Με την απεικόνιση ενός σήματος στον χώρο των συχνοτήτων εμφανίζονται πολλές φορές πληροφορίες, οι οποίες δεν είναι ορατές στο χώρο των χρόνων. Ο τρόπος της απεικόνισης στον χώρο των συχνοτήτων καθορίζει και την ποσότητα της πληροφορίας που μπορεί να αποκτηθεί. Το πλάτος και η φάση του φάσματος μιας χρονοσειράς αναπαριστούν την συχνοτική του «συμπεριφορά», καθ' όλο το μήκος του διανύσματος του χρόνου που αυτή διαρκεί. Αυτή η προσέγγιση (Claerbout, 1976; Bracewell, 1986; Sheriff και Geldhart, 1983) είναι εργαλείο ερμηνείας γεωφυσικών δεδομένων (Anstey, 1977) και συγχρόνως είναι η βάση για την επεξεργασία δεδομένων των κυματομορφών (σεισμικών ή γεωραντάρ), όπως εφαρμογή φίλτρων στον χώρο των συχνοτήτων (Claerbout, 1976; Yilmaz, 1987) και αποσυνέλιξη (Van der Baan και Dinh-Tuan Pham, 2008, Berkhout, 1977, Donoho, 1981, Robinson και Osman, 1996, Ursin και Porsani, 2000, Porsani και Ursin, 2007).

2.2 Παραθυρικός μετασχηματισμός FT σε δεδομένα σεισμικής ανάκλασης.

Μια καταγραφή, της οποίας η κυρίαρχη συχνότητα μεταβάλλεται με τον χρόνο, απαιτεί δυσδιάστατη απεικόνιση (t-f) του φασματικού της περιεχόμενου, στην οποία φαίνεται η χρονική του μεταβολή (Chakraborty και Okaya, 1995). O STFT (Short Time Fourier Transform ή Gabor Transform) αφορά την χρήση κινούμενου χρονικού παράθυρου σταθερής διάρκειας για τον υπολογισμό του φάσματος (Gabor, 1946). Έχει χρησιμοποιηθεί μέχρι σήμερα τόσο στην μελέτη του φάσματος και την ερμηνεία των δεδομένων, όσο και για την απαλοιφή ή ανάδειξη των χαρακτηριστικών μιας καταγραφής (Okaya, 1992).

Οι Margrave κ.ά. (2002) χρησιμοποίησαν τον STFT για την αποσυνέλιξη δεδομένων σεισμικής ανάκλασης. Η βασική ιδέα είναι η εξομάλυνση του φάσματος t-f και η διαίρεση του αρχικού φάσματος με το εξομαλυμένο. Επιτυγχάνεται έτσι αποσυνέλιξη, που ακολουθείται από ΕΠΕΣ (Montana και Margrave, 2006).

O Wang (2002) χρησιμοποίησε τον STFT για να εφαρμόσει αντίστροφο φίλτρο Q σε σεισμικά δεδομένα. Οι Taner κ.ά. (2003) ενισχύουν τις αρμονικές υψηλών συχνοτήτων σεισμικών καταγραφών, μέσω υπολογισμών στον STFT (ΕΟΣΠΕ). Εξομαλύνοντας δε το φάσμα των καταγραφών, επιτυγχάνουν αποθορυβοποίηση, η οποία προηγείται της ΕΟΣΠΕ, για την ελαχιστοποίηση του υψίσυχνου θορύβου. Παρόμοια μεθοδολογία χρησιμοποιεί και ο Sigleton (2009) για να εφαρμόσει αντί

ΕΟΣΠΕ, εξισορρόπηση φάσματος σε σεισμικά δεδομένα ανάκλασης, εν όψει της διαφοροποίησης του πλάτους του φάσματος που προκαλείται μετά από διόρθωση NMO.

2.3 Κυματιδιακός μετασχηματισμός σε δεδομένα σεισμικής ανάκλασης.

Τις τελευταίες δύο δεκαετίες, λόγω της χαμηλής ανάλυσης του STFT, έχει εφαρμοστεί σε πολλούς επιστημονικούς τομείς ο WT (Wavelet Transform) (Sinha κ.ά., 2005). Ο WT απεικονίζει μια χρονοσειρά σε εύρη συχνοτήτων, που ονομάζονται «επίπεδα» (Rioul και Vetterli, 1991, Hlawatsch και Boudreaux-Bartels, 1992). Στον WT η καταγραφή συσχετίζεται με κυματίδια τα οποία έχουν μεταβλητή χρονική διάρκεια. Χρησιμοποιείται κυματίδιο σχετικά μεγάλης χρονικής διάρκειας για την περιγραφή των χαμηλών συχνοτήτων της καταγραφής και μικρότερης για τις υψηλές συχνότητες. Υπάρχουν ερευνητές, οι οποίοι προσπάθησαν να αντιστοιχίσουν τα «επίπεδα» σε συγκεκριμένες τιμές συχνότητας, έτσι ώστε ο WT να γίνει πιο δημοφιλής (π.χ. Sinha κ.ά., 2005).

Ο WT έχει χρησιμοποιηθεί για την ερμηνεία σεισμικών δεδομένων, σε αντιπαράθεση με τον STFT, λόγω της υψηλότερης ανάλυσης του πρώτου (π.χ. Castagna και Sun, 2002) Ο Zhang (2008) προτείνει τροποποιημένο WT για υψηλότερη ακόμη ανάλυση κι επίσης για λόγους ερμηνείας (εντοπισμού χαμηλών συχνοτήτων που σχετίζονται με παγίδες πετρελαίου). Οι Tai κ.ά. (2006) επιχειρούν εκτίμηση του συντελεστή Q με τη χρήση του WT. Οι Mundim κ.ά. (2006) ακολουθούν την λογική των Margrave κ.ά.(2002), για να εφαρμόσουν αποσυνέλιξη σε δεδομένα σεισμικής ανάκλασης. Θεωρούν ότι οποιεσδήποτε τιμές στο πλάτος του φάσματος δεν ακολουθούν το σχήμα της γκαουσιανής συνάρτησης και εμφανίζονται σαν θόρυβος σε αυτό, οφείλονται στους συντελεστές ανάκλασης. Η διαίρεση του φάσματος της καταγραφής με το εξομαλυμένο φάσμα, δίνει τους περιορισμένου εύρους συχνοτήτων συντελεστές ανάκλασης .

Οι Carrozzo κ.ά. (2002), χρησιμοποίησαν τον κυματιδιακό μετασχηματισμό για την ανάλυση σήματος στον χώρο t-f και την δημιουργία φίλτρων συνάφειας, για την αποθορυβοποίηση σεισμικών δεδομένων ανάκλασης. Οι Rivera κ.ά. (2003) και Sinha κ.ά. (2005) υπολόγισαν στιγμιαία χαρακτηριστικά μέσω του WT, αντί του μετασχηματισμού Hilbert. Οι Welford και Zhang (2004) χρησιμοποίησαν τον 2D-WT, για την μείωση των πλατών των επιφανειακών κυμάτων σε σεισμικές καταγραφές.

2.4 Μετασχηματισμός S και εφαρμογές στην γεωφυσική.

Μια πιο αποτελεσματική -από τις παραπάνω- μέθοδος ανάλυσης σήματος στο χώρο χρόνου – συχνότητας είναι ο μετασχηματισμός S, που πρωτοπαρουσιάστηκε από τους Stockwell κ. ά. (1996). Ο μετασχηματισμός S έχει βρει εφαρμογές σε πολλά επιστημονικά πεδία, όπως στην ωκεανογραφία (Chu, 1996), την καρδιολογία (Varanini et al., 1997, Livanos et al., 2000) κ.ά. Οι Tian κ. ά. (2002) χρησιμοποίησαν την γενικευμένη μορφή του μετασχηματισμού S. Μεταβάλλοντας παραμέτρους του γκαουσιανού παραθύρου που χρησιμοποιείται στον γενικευμένο μετασχηματισμό S, μετέβαλαν την ανάλυση του μετασχηματισμού στον χρόνο, έτσι ώστε να χαρτογραφήσουν εδαφικά στρώματα μικρού πάχους σε δεδομένα σεισμικής ανάκλασης. Οι Gu κ.ά. (2007) υπολόγισαν σχετική απόσβεση σεισμικών κυμάτων στον μετασχηματισμό S. Υπολογίζοντας τη μεταβολή της κεντρικής συχνότητας στον χρόνο, προτείνουν τη διαφορά φασμάτων, που αντιστοιχούν σε συμμετρικές - ως προς την κεντρική συχνότητα - χρονικές στιγμές, ως δείκτη της σχετικής απόσβεσης.

Οι Miao κ.ά (2007) συνέκριναν το μετασχηματισμό S με άλλους μετασχηματισμούς t-f και κατέληξαν ότι αυτός παρέχει περισσότερες πληροφορίες στην ερμηνεία σεισμικών ανάκλασης και αυτό οφείλεται στο ότι παρέχει καλύτερη σχέση ανάλυσης χρόνου και συχνότητας. Οι Wang κ.ά (2005) ενισχύουν την άποψη των Tian κ.ά (2002), Ruthner κ.ά. (2005), Gao (2003), και Jinghuai κ.ά. (2003) για την υψηλή ανάλυση του μετασχηματισμού S, σε σχέση με άλλες τεχνικές t-f απεικόνισης, στην ερμηνεία σεισμικών ανάκλασης.

Την εφαρμογή φίλτρων στον χώρο t-f μελετούν και οι Schimmel και Gallart (2005), όπως και οι Simon κ.ά. (2007), δίνοντας όμως έμφαση στους δύο διαφορετικούς τρόπους αντίστροφου μετασχηματισμού S: άθροισμα στον χρόνο και IFT ή άθροισμα στην συχνότητα. Οι Theofanis και Queen (2000), μελέτησαν την απεικόνιση του φάσματος σεισμικών δεδομένων μέσω του μετασχηματισμού S.

Οι Pinnegar και Eaton (2003), για να αποθορυβοποιήσουν δεδομένα σεισμικών ανάκλασης, χρησιμοποίησαν τον μέσο όρο των μετασχηματισμών S γειτονικών ιχνών μιας σεισμικής τομής ανάκλασης. Οι Schimmel και Gallart (2007), επίσης χρησιμοποίησαν το μετασχηματισμό S για την αποθορυβοποίηση δεδομένων σεισμικής ανάκλασης βασιζόμενοι στην εκτίμηση της συνάφειας της φάσης στην οριζόντια διεύθυνση, σε τομή σεισμικής ανάκλασης, για την δημιουργία φίλτρου που εφαρμόζεται στο χώρο t-f, το οποίο μειώνει το πλάτος σε περιοχές του φάσματος, όπου η συνάφεια είναι μειωμένη.

Το μετασχηματισμό S χρησιμοποιούν οι Askari και Siankoohi (2008) για την εφαρμογή φίλτρου αποκοπής των επιφανειακών κυμάτων.

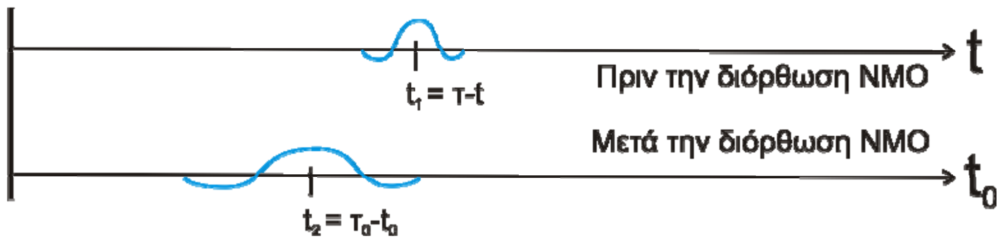
2.5 Μετασχηματισμοί t-f και γεωραντάρ.

Οι Guha κ.ά. (2006) συνέκριναν το μετασχηματισμό S με άλλες μεθόδους απεικόνισης της κεντρικής συχνότητας σήματος γεωραντάρ, για την ανίχνευση λεπτοστρωματωμένων παράκτιων και ηφαιστειακών ιζημάτων. Οι Irving και Knight (2003) χρησιμοποίησαν το μετασχηματισμό S για την εκτίμηση του συντελεστή εξασθένισης Q* σε δεδομένα γεωραντάρ. Ο συντελεστής αυτός εξαρτάται από τη συχνότητα (Turner and Siggins, 1994) και χρησιμοποιείται στο σχεδιασμό αντίστροφου φίλτρου Q (inverse Q filtering) των δεδομένων γεωραντάρ.

Οι Bradford και Wu (2007) εφάρμοσαν τροποποιημένο WT για τη χαρτογράφηση ρύπων σε υδροφόρο ορίζοντα, ενώ ο Bradford (2007) χαρτογράφησε τα μέγιστα και τα ελάχιστα του φάσματος σε απεικόνιση t-f (STFT) δεδομένων γεωραντάρ, παρουσιάζοντας συγχρόνως μια νέα παράμετρο περιγραφής της απόσβεσης των Η/Μ κυμάτων, την οποία ονόμασε παράμετρο D. Η παράμετρος αυτή είναι το αντίστροφο του Q^*_{app} που υπολογίζει. Οι Peche και Travassos 2007 χρησιμοποίησαν τον WT για τον εντοπισμό ρύπανσης από πετρελαιοειδή, εντοπίζοντάς τα στις χαμηλές συχνότητες.

2.6 Εξισορρόπηση φάσματος και ΕΟΣΠΕ.

Για τη βελτίωση της χρονικής ανάλυσης δεδομένων σεισμικής ανάκλασης -εκτός της αποσυνέλιξης- προτείνεται από πολλούς ερευνητές η εξισορρόπηση φάσματος (spectral balancing), είτε σαν προαπαιτούμενο της αποσυνέλιξης ή/και της ανάλυσης ταχυτήτων. Η δημιουργία ενός τέτοιου φίλτρου περιγράφεται από τον Yilmaz (1987). Το φίλτρο αυτό, λόγω του ότι εφαρμόζεται μόνο στο πλάτος του φάσματος, αφήνοντας δηλαδή τη φάση ανέγγιχτη, χαρακτηρίζεται ως φίλτρο μηδενικής φάσης (zero-phase filter). Αρκετή δουλειά έχει γίνει ειδικά σε δεδομένα μετά από NMO διόρθωση, κατά την οποία οι ανακλάσεις μετατρέπονται σε πιο χαμηλόσυχνες (Dunkin και Levin, 1973, Σχήμα 2.1). Η γενική ιδέα είναι να μορφοποιηθεί μόνο το πλάτος του φάσματος, και οι ανακλάσεις να διατηρήσουν την αρχική τους φάση, αλλάζοντας μόνο κυρίαρχη συχνότητα. Ο στόχος δηλαδή είναι το κάθε ίχνος να χαρακτηρίζεται από σταθερή τιμή κυρίαρχης συχνότητας σε όλο το μήκος του. Οι Lazaratos και Finn (2004), όπως και οι Xu και Chopra (2007) εφαρμόζουν στο πλάτος των μακρινών από την πηγή ιχνών φίλτρο, το οποίο βασίζεται στο πλάτος του φάσματος κοντινού στην πηγή ίχνους. Σκοπός τους είναι να εξισορροπήσουν την κυρίαρχη συχνότητα των σεισμικών ιχνών μετά από διόρθωση NMO, για περεταίρω ανάλυση ταχυτήτων. Ίδια μεθοδολογία ακολουθεί και ο Sigleton (2009) για τον ίδιο λόγο.



Σχήμα 2.1: *Απεικόνιση της μορφοποίησης μιας μεμονωμένης ανάκλασης, μετά την διόρθωση NMO (Dunkin και Levin, 1973).*

Οι Buker κ.ά (1998) αναφέρονται στον όρο εξισορρόπηση φάσματος, ως ενίσχυση των πλατών των αρμονικών υψηλών συχνοτήτων σε σεισμικά δεδομένα, με σκοπό την μείωση χαμηλόσυχνου θορύβου (Mark, 1992) από τη σεισμική πηγή και την επίδραση των επιφανειακών κυμάτων.

Οι Claerbout (1975) και Tufekcic κ. ά. (1981) είναι από τους πρώτους που ασχολήθηκαν με την εξισορρόπηση φάσματος για την ενίσχυση των υψηλών συχνοτήτων των αρχικών σεισμικών δεδομένων. Ο Claerbout (1975) προτείνει εξισορρόπηση φάσματος στο χώρο των χρόνων, για την αποφυγή των πολλών FT. Ο Claerbout (1975) ονομάζει τον τρόπο επεξεργασίας που προτείνει εξισορρόπηση φάσματος, ενώ στην πραγματικότητα πραγματοποιεί ΕΟΣΠΕ, η οποία ακολουθείται από ΕΠΕΣ (επιλογή συγκεκριμένου εύρους συχνοτήτων).

Παρ’ όλο που η ΕΟΣΠΕ συνηθίζεται να χρησιμοποιείται σαν όρος που εννοεί την ενίσχυση των υψηλών συχνοτήτων ΕΟΣΠΕ ονομάζουν οι Massomzadeh κ.ά. (2006) την ενίσχυση των χαμηλών συχνοτήτων σε δεδομένα σεισμικής ανάκλασης. Την ΕΟΣΠΕ χρησιμοποιούν και οι Doll και Coru (1995), πριν από αποσυνέλιξη αιχμής.

Οι Taner κ.ά. (2003) αποθορυβοποιούν σεισμικές καταγραφές, εφαρμόζοντας τεχνικές ομαλοποίησης του φάσματος (αναφέρονται στις μιγαδικές τιμές του φάσματος και όχι μόνο στο πλάτος του φάσματος) και στην συνέχεια ενισχύουν το σήμα σε συχνότητες, οι οποίες εμφανίζουν χαμηλή ενέργεια στον STFT. Παρ’ όλο που ονομάζουν την διαδικασία «εξισορρόπηση φάσματος στον χώρο t-f», πραγματοποιούν ΕΟΣΠΕ στον χώρο των χρόνων.

Όσον αφορά σε δεδομένα γεωραντάρ, εξισορρόπηση φάσματος πραγματοποιούν και οι Neto και Madeiros (2006), όπως και οι Belina κ.ά. (2008). Πιο συγκεκριμένα, οι δεύτεροι εφαρμόζουν ΕΟΣΠΕ στον χώρο των συχνοτήτων. Οι ίδιοι κάνουν μια σύγκριση των μεθόδων εξισορρόπησης φάσματος και τεχνικών αποσυνέλιξης, για να καταλήξουν στις πρώτες ως πιο αποτελεσματικές, λόγω της μεικτής φάσης των κυμάτων γεωραντάρ. Εφαρμόζουν τεχνικές εξισορρόπησης φάσματος, οι οποίες εφαρμόζονται σε σεισμικά δεδομένα, όπως άλλωστε και οι Zeng κ.ά (1995), Plumb κ.ά (1998), Young και Deng (1995), Sun και Young (1995), Young και Sun (1999). Σε όλες τις προαναφερθείσες εφαρμογές εξισορρόπησης φάσματος δεδομένων γεωραντάρ (εκτός των Neto και Madeiros, 2006) έχει εφαρμοστεί ΕΟΣΠΕ, ακολουθούμενη από ΕΠΕΣ, για την αύξηση της χρονικής ανάλυσης, έτσι ώστε να ληφθούν αποτελέσματα παρόμοια με αυτά της αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης (Yilmaz, 2001).

Γενικά, ο όρος εξισορρόπηση φάσματος χρησιμοποιείται από τους ερευνητές, όταν εφαρμόζεται στο φάσμα μιας καταγραφής, οποιοδήποτε φίλτρο μηδενικής φάσης. Εν κατακλείδι, υπάρχουν αρκετές αναφορές, στις οποίες έχει αναφερθεί ο όρος εξισορρόπηση φάσματος, ενώ η πιο συνηθισμένη εφαρμογή είναι η ΕΟΣΠΕ (spectral whitening, Belina κ.ά, 2008). Στο όρο εξισορρόπηση φάσματος, σύμφωνα με ένα φάσμα αναφοράς, κυρίως για την ανάκτηση του σήματος σε μεγάλους χρόνους, όπως χρησιμοποιείται στην παρούσα διατριβή, αναφέρονται, εκτός των Neto and Madeiros (2006), κυρίως οι ερευνητές που εφαρμόζουν την συγκεκριμένη τεχνική για την ανάκτηση σεισμικού σήματος μετά από διόρθωση NMO (Dunkin και Levin, 1973, Lazaratos και Finn, 2004, Xu και Chopra, 2007, Singleton, 2009).

2.7. Αποσυνέλιξη δεδομένων γεωραντάρ

Η αποσυνέλιξη βελτιώνει τη χρονική ανάλυση των σεισμικών δεδομένων (Yilmaz, 1987). Το συνελικτικό μοντέλο περιγράφεται από την παρακάτω σχέση:

$$x(t) = w(t) * e(t) + n(t) \tag{2.1}$$

όπου:.

$x(t)$ = το σεισμόγραμμα ή καταγραφή γεωραντάρ

$w(t)$ = η κυματομορφή της πηγής

$e(t)$ = η απόκριση του υπεδάφους στο μοναδιαίο παλμό

$n(t)$ = τυχαίος θόρυβος

$*$ = συνέλιξη.

Κατ' αντιστοιχία, στον χώρο των συχνοτήτων, η εν λόγω εξίσωση μπορεί να γραφτεί ως εξής (Brigham, 1974):

$$X(f)=W(f) \times E(f) + N(f) \tag{2.2}$$

στην οποία αναφέρονται τα αντίστοιχα φάσματα της εξίσωσης 4.1, με f την συχνότητα και η αποσυνέλιξη («*») μετατρέπεται σε πολλαπλασιασμό, μια ιδιότητα του μετασχηματισμού Fourier. Για να ισχύει το εν λόγω συνελικτικό μοντέλο, πρέπει να ισχύει η υπόθεση ότι τα E και N έχουν ίδιο πλάτος φάσματος σε όλες τις συχνότητες (whiteness) και ότι το εύρος του E είναι μονάδα. Στην αποσυνέλιξη το ζητούμενο είναι να βρεθεί ένα φίλτρο G(f), το οποίο αν εφαρμοστεί στο X να δώσει ένα αποτέλεσμα Y(f), όσο το δυνατόν πιο κοντά στο E:

$$Y(f)=G(f) \times X(f) \sim E(f) \tag{2.3}$$

Φυσικά, λόγω του θορύβου, οι συντελεστές ανάκλασης E δεν μπορούν να ανακτηθούν πλήρως και προκύπτει ένας συμβιβασμός ανάμεσα στην αποθορυβοποίηση και την επιτυχή ανάκτηση αυτών. Σε αυτήν την οπτική στηρίζεται και το γνωστό φίλτρο Wiener, το οποίο επιτυγχάνει την χρυσή τομή με μια ελαχίστων τετραγώνων προσέγγιση (Berkhout, 1977). Όταν το κυματίδιο εκπομπής είναι γνωστό, τότε στον χώρο των συχνοτήτων, το εν λόγω φίλτρο δίνεται από:

$$G(f)=\frac{W^{*}(f)}{|W(f)|^{2}+\sigma_{n}^{2}} \tag{2.4}$$

Σύμφωνα με τον Berkhout (1977), η παραπάνω εξίσωση στην περίπτωση αποσυνέλιξης κυματιδίου με γνωστό το κυματίδιο προσεγγίζεται από:

$$G(f)=\frac{1}{W(f)} \tag{2.5}$$

Άρα οι συντελεστές ανάκλασης μπορούν να ανακτηθούν σύμφωνα με την εξίσωση:

$$E(f) \sim \frac{X(f)}{W(f)} \tag{2.6}$$

Με λίγα λόγια, αν θεωρήσουμε ότι δεν υπάρχει θόρυβος, για να ανακτήσουμε τους συντελεστές ανάκλασης αρκεί να διαιρέσουμε το φάσμα της καταγραφής με το φάσμα του κυματιδίου εκπομπής. Εδώ πρέπει να σημειωθεί ότι το W πρέπει να είναι το ίδιο για όλο το μήκος της καταγραφής, στο οποίο εφαρμόζεται η 2.5, ή αλλιώς το

X να είναι στάσιμο, κάτι που κατά κανόνα δεν ισχύει στα γεωφυσικά δεδομένα, σεισμικά ή δεδομένα γεωραντάρ και ειδικά στα δεύτερα.

Ο απώτατος σκοπός της αποσυνέλιξης είναι η ανάκτηση του e(t). Όλες οι προτεινόμενες μέθοδοι επεξεργασίας σεισμικών δεδομένων περιλαμβάνουν κάποιας μορφής αποσυνέλιξη (Turner, 1994). Η επεξεργασία των καταγραφών γεωραντάρ βασίζεται, μέχρι σήμερα, κυρίως σε ήδη δοκιμασμένους τρόπους επεξεργασίας των σεισμικών ανάκλασης. Παρ' όλα αυτά, τα αποτελέσματα διαδικασιών αποσυνέλιξης σεισμικών δεδομένων σε δεδομένα γεωραντάρ δεν είναι καθόλου ενθαρρυντικά (Payan και Kunt, 1982, LaFleche κ.ά., 1991, Rees και Glover, 1992, Powers, 1995).

Τα δεδομένα γεωραντάρ, σύμφωνα με τους περισσότερους ερευνητές, έχουν πολλές ομοιότητες με τα σεισμικά δεδομένα στον τρόπο επεξεργασίας, εκτός από τις μεθόδους αποσυνέλιξης (Belina κ.ά., 2008, Bristow και Jol, 2003, Neil, 2004, Annan, 2005). Ενώ η αποσυνέλιξη θεωρείται πολύ αποτελεσματική τεχνική επεξεργασίας σεισμικών δεδομένων, οι αναφορές επιτυχών εφαρμογών αποσυνέλιξης σε δεδομένα γεωραντάρ είναι σπάνιες (LaFeleche κ.ά., 1991, Turner, 1994). Ειδικά στα δεδομένα γεωραντάρ εμφανίζονται πολύ συχνά φαινόμενα μείωσης της χρονικής ανάλυσης με τον χρόνο, τα οποία δεν είναι εύκολο να αντιμετωπιστούν. Σύμφωνα με τους Belina κ.ά. (2008), υπάρχει ευρέως η υποψία ότι το πρόβλημα μη επιτυχούς αύξησης της χρονικής ανάλυσης δεδομένων γεωραντάρ με μεθόδους αποσυνέλιξης, οφείλεται στο γεγονός ότι τόσο οι στατιστικές μέθοδοι αποσυνέλιξης όσο και η κλασική στοχαστική διαδικασία σεισμικής αποσυνέλιξης (ντετερμινιστική αποσυνέλιξη ή αλλιώς αποσυνέλιξη κυματιδίου) βασίζεται στην υπόθεση ότι η κυματομορφή της πηγής (κυρίαρχο κυματίδιο) είναι ελάχιστης φάσης, ή με άλλα λόγια έχει την περισσότερη ενέργειά του συγκεντρωμένη στους πρώτους χρόνους καταγραφής του. Σε αντίθεση με τα παραπάνω, τα κυρίαρχα κυματίδια των δεδομένων γεωραντάρ εμφανίζονται να είναι μέγιστης ή μεικτής φάσης.

Πρόσφατα, οι Xia κ.ά. (2003, 2004) προσπάθησαν να εφαρμόσουν αποσυνέλιξη κυματιδίου σε δεδομένα γεωραντάρ. Ωστόσο, δεν είναι και τόσο ξεκάθαρο κατά πόσον υπήρξε τελικά - λόγω της αποσυνέλιξης - αύξηση του εύρους συχνοτήτων του σήματος και, κατ' επέκταση, αύξηση της χρονικής ανάλυσης (Belina κ.ά., 2008). Το παράδειγμα που παραθέτουν είναι σε δεδομένα γεωραντάρ με υποκείμενο σχηματισμό ασβεστόλιθο, μέσο διάδοσης Η/Μ κυμάτων που δεν προκαλεί έντονα φαινόμενα απόσβεσης και μείωσης της κυρίαρχης συχνότητας. Συνήθως, όμως, τα δεδομένα γεωραντάρ εμφανίζουν πολύ έντονα τα παραπάνω φαινόμενα, με αποτέλεσμα οι εδραιωμένες τεχνικές αποσυνέλιξης να μην είναι αποτελεσματικές στην μή-στατική φύση του σήματος γεωραντάρ (Turner, 1994, Turner και Siggins, 1994, Hollender και Tillard, 1998, Irving και Knight, 2003). Η απομάκρυνση της επίδρασης του υπεδάφους στις καταγραφές γεωραντάρ, είναι ένα προαπαιτούμενο βήμα, πριν από οποιασδήποτε μορφής επεξεργασία (χωροθέτηση, αποσυνέλιξη κ.ά), οι οποίες θεωρούν την ύπαρξη στατικού κυρίαρχου κυματιδίου (Irving και Knight, 2003).

Το πρόβλημα αυτό των δεδομένων γεωραντάρ προσπάθησαν να αντιμετωπίσουν οι Turner (1994) και Bano (1996), προτείνοντας και οι δύο την επιλογή διακριτών ανακλάσεων για την μελέτη της μεταβολής του φασματικού περιεχομένου καταγραφής γεωραντάρ με τον χρόνο και τον υπολογισμό του συντελεστή Q*. Ο πρώτος με αυτόν τον τρόπο εφάρμοσε χρονικά μεταβαλλόμενη αποσυνέλιξη, ενώ ο δεύτερος διόρθωσε τις καταγραφές για την αύξηση της στασιμότητάς τους. Ο τρόπος αυτός υπολογισμού του συντελεστή Q* αποδείχθηκε μη πρακτικός σε πραγματικά δεδομένα γεωραντάρ, λόγω της μη δυνατής εύρεσης αρκετών ξεκάθαρων ανακλάσεων. Για την αντιμετώπιση του προβλήματος αυτού οι Irving και Knight (2003) υπολόγισαν τον συντελεστή Q* μέσω της χρονικής μεταβολής της κυρίαρχης συχνότητας, απεικονίζοντας το φάσμα των ιχνών γεωραντάρ στον χώρο t-f με την χρήση του μετασχηματισμού S. Ο Bradford (2007) εντόπισε αστάθεια στον παραπάνω τρόπο υπολογισμού του συντελεστή Q*, που οφείλεται στο ότι η κυρίαρχη συχνότητα των καταγραφών γεωραντάρ υπόκειται σε περεταίρω μείωση, εκτός λόγω των ιδιοτήτων των σχηματισμών και λόγω φαινομένων σκέδασης λόγω της ανομοιογένειάς τους. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα τον υπολογισμό ενός φαινόμενου συντελεστή Q*, με την χρήση του οποίου δεν διορθώνεται σωστά η φάση του φάσματος, δημιουργώντας την ανάγκη διαφορετικής μεταχείρισης του πλάτους και της φάσης του φάσματος των καταγραφών γεωραντάρ.

2.8 Τυφλή αποσυνέλιξη

Μια εναλλακτική μέθοδος αποσυνέλιξης σεισμικών δεδομένων, είναι η τεχνική της τυφλής αποσυνέλιξης (Blind deconvolution), όπως πρωτοπαρουσιάστηκε από τον Wiggins (1978), η οποία χρησιμοποιείται για την εκτίμηση του κυρίαρχου κυματιδίου απ’ ευθείας από τα δεδομένα. Ενώ ως μέθοδος φαινόταν πολλά υποσχόμενη, λόγω κάποιων προβλημάτων στην εφαρμογή της, την δεκαετία του 1980 τράβηξε την προσοχή των ερευνητών. Σύγκριση των κλασσικών στατιστικών μεθόδων αποσυνέλιξης και της τυφλής αποσυνέλιξης πραγματοποίησε ο Vafidis (1980).

2.9 Διόρθωση υπολλειματικής φάσης μέσω της μεγιστοποίησης της κύρτωσης

Ένα κυματίδιο ονομάζεται κυματίδιο μηδενικής φάσης (zero-phase wavelet) όταν είναι συμμετρικό ως προς ένα κατακόρυφο άξονα συμμετρίας, που περνάει από τη μέγιστη τιμή του. Στην πραγματικότητα αυτό που ισχύει είναι ότι τα συμμετρικά κυματίδια είναι μηδενικής φάσης, ενώ το ότι ένα κυματίδιο είναι μηδενικής φάσης δεν σημαίνει αυτόματα και ότι είναι συμμετρικό. Το υπολειμματικό κυματίδιο (κυματίδιο μετά από αποσυνέλιξη), το οποίο θεωρείται ότι προσομοιάζει συντελεστή ανάκλασης συγκεκριμένου εύρους συχνοτήτων, είτε σεισμικών δεδομένων είτε δεδομένων γεωραντάρ δεν είναι σχεδόν ποτέ μηδενικής φάσης, παρά τις προσπάθειες που καταβάλλονται για να επιτευχθεί αυτό. Η διόρθωση της φάσης μέσω του υπολογισμού της μέγιστης κύρτωσης, είναι μια μέθοδος η οποία στηρίζεται στην υπόθεση ότι η διόρθωση της υπολειμματικής φάσης μπορεί να προσεγγιστεί από μια σταθερή τιμή, ανεξάρτητη της συχνότητας και ότι μπορεί να εκτιμηθεί απ' ευθείας από έναν μεταβαλλόμενο μέσο όρο (νόρμα), την κύρτωση. Η μέθοδος αυτή προτείνεται να εφαρμόζεται στα τελευταία στάδια της επεξεργασίας, λόγω του ότι η καταγραφή αποκτά κάποια χαρακτηριστικά, τα οποία θεωρούνται απαραίτητα για την επιτυχία της μεθόδου (Van der Baan, 2008).

Οι Levy και Oldenburg (1987), Longbottom κ.ά. (1988) και White (1988) βασιζόμενοι στις αρχές της τυφλής αποσυνέλιξης εφάρμοσαν την μέθοδο της αποσυνέλιξης μέσω της εκτίμησης της κύρτωσης σε σεισμικά δεδομένα, με αλγόριθμους που βασίζονται στην αρχή ότι η κυρίαρχη συχνότητα των δεδομένων παραμένει στάσιμη. Ο Van der Baan (2008) πρώτος τροποποίησε αυτήν την ήδη εδραιωμένη μεθοδολογία, έτσι ώστε να εφαρμόζεται και σε μη-στατικά δεδομένα, όσον αφορά στην κυρίαρχη συχνότητα. Η συνέλιξη συντελεστών ανάκλασης, οι οποίοι έχουν «λευκό» φάσμα, με ένα τυχαίο κυματίδιο οδηγεί σε χρονοσειρά λιγότερο «λευκού» φάσματος, αλλά και πιο γκαουσιανού σχήματος (Donoho, 1981). Μεγιστοποιώντας την τιμή της κύρτωσης ανακτώνται οι συντελεστές ανάκλασης, διότι η κύρτωση είναι μια εκτίμηση του κατά πόσο το πλάτος του φάσματος διαφέρει από το να είναι γκαουσιανού σχήματος. Στις καταγραφές γεωραντάρ, τα κυρίαρχα κυματίδια (κυματίδια εκπομπής) είναι, όπως έχει ήδη ειπωθεί, μεικτής φάσης. Η μέθοδος της διόρθωσης της φάσης, μέσω της εκτίμησης της μέγιστης κύρτωσης, είναι στατιστική μέθοδος 4^{ου} βαθμού και μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε μεικτής φάσης (mixed-phase) κυματίδια, σε αντίθεση με τις συμβατικές μεθόδους 2^{ου} βαθμού, όπως αποσυνέλιξη πρόβλεψης και αιχμής, οι οποίες μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε καταγραφές κυρίαρχων κυματιδίων ελάχιστης φάσης (minimum-phase) (Van der Baan, 2008).

2.10 Πρωτοτυπία της παρούσας διδακτορικής διατριβής.

Στην παρούσα προτεινόμενη μεθοδολογία υπάρχουν οι παρακάτω καινοτομίες:

1. Ανάκτηση του πλάτους του σήματος μέσω εξισορρόπησης φάσματος (στον χώρο t-f, με την χρήση του μετασχηματισμού S), για την αποκατάσταση της αρχικής κεντρικής συχνότητας σε όλη την διάρκεια του σήματος. Χαρακτηρίζεται δε σαν προαπαιτούμενο οποιασδήποτε περαιτέρω επεξεργασίας δεδομένων γεωραντάρ. Η μέθοδος αυτή έρχεται να διορθώσει τις τελευταίες αναφορές των Belina κ.ά. (2008), Neto και Madeiros (2006), τόσο στον τρόπο εφαρμογής της (κυρίως η επιλογή μικρών χρονικών παράθυρων), όσο και στην άποψη ότι είναι προτιμότερη μέθοδος επεξεργασίας, σε σύγκριση με τις μεθόδους αποσυνέλιξης.
2. Αποσυνέλιξη κυματιδίου δεδομένων γεωραντάρ στον χώρο t-f, που ακολουθείται από αποσυνέλιξη υπολειμματικής φάσης μέσω της εκτίμησης της μέγιστης κύρτωσης σε δεδομένα γεωραντάρ. Έτσι, παράγονται δεδομένα που έχουν υποστεί πλήρη αποσυνέλιξη (πλάτους και φάσης). Εδραιώνεται με αυτήν την καινοτομία η δυνατότητα αποσυνέλιξης όλων των δεδομένων γεωραντάρ (και όχι μόνο αυτών σε χαμηλής απόσβεσης μέσα), αφού βέβαια προηγουμένως έχει προηγηθεί η μέθοδος της καινοτομίας 1. Επίσης, για πρώτη φορά εφαρμόζεται η μέθοδος μεγιστοποίησης της κύρτωσης (Van der Baan, 2008) σε δεδομένα γεωραντάρ.
3. Αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης δεδομένων γεωραντάρ στον χώρο t-f, που ακολουθείται από αποσυνέλιξη φάσης (είτε στον χώρο t-f, είτε στον χώρο των χρόνων), μέσω της εκτίμησης της μέγιστης κύρτωσης σε δεδομένα γεωραντάρ. Η διαδικασία αυτή δύναται να ακολουθηθεί, όταν δεν υπάρχει κυματίδιο αναφοράς, έτσι ώστε να εφαρμοστεί η καινοτομία 2.
4. Επέκταση της μεθόδου αποσυνέλιξης φάσης δεδομένων, έτσι ώστε να καλύπτει και τα τέσσερα τεταρτημόρια περιστροφής της φάσης, αντί των μέχρι σήμερα δύο.

Οι αντίστοιχες αναφορές κατά χρονολογική σειρά είναι:

Economou, N., and Vafidis, A., 2010, GPR data time varying deconvolution by kurtosis maximization, Accepted with minor revision for the XIII International Conference on Ground Penetrating Radar, Lecce, Italy, 21-25 June (Invited paper for publication in “Journal of Applied Geophysics”, EAGE).

Economou, N., and Vafidis, A., 2010, Spectral balancing of GPR data using time-variant bandwidth in t-f domain, in press, Geophysics.

Economou, N., and Vafidis, A., 2009, Deterministic deconvolution for GPR data in t-f domain, 5th Congress of Balkan Geophysical Society, 10 – 16 May, Belgrade, Serbia (Invited paper for publication in "Near Surface Geophysics", EAGE).

Economou, N., and Vafidis, A., 2008, Spectral balancing of GPR data using time-variant bandwidth in t-f domain, 14th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, 15-17 September, Kraków, Poland.

3. ΑΝΑΛΥΣΗ ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΥ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΟΥ ΣΤΟ ΧΩΡΟ ΧΡΟΝΟΥ-ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ.

3.1 Εισαγωγή.

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφεται ο μετασχηματισμός S (ανάλυση φασματικού περιεχομένου σήματος σε σχέση με το χρόνο) και οι ιδιότητές του, ενώ συγκρίνεται με τον παραθυρικό μετασχηματισμό Fourier (STFT) και τον κυματιδιακό μετασχηματισμό (WT).

3.2 Μετασχηματισμός Fourier.

Εάν θεωρήσουμε ένα σήμα x(t), ο FT (Fourier Transform-Μετασχηματισμός Fourier) το αναλύει σε μιγαδικές εκθετικές συναρτήσεις διαφόρων συχνοτήτων, σύμφωνα με την ακόλουθη σχέση (Brigham, 1974):

$$X(f)=\int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-j2\pi ft}dt \qquad (3.1)$$

Το σήμα δηλαδή x(t) πολλαπλασιάζεται με έναν εκθετικό όρο συχνότητας f και ολοκληρώνεται για όλους τους χρόνους. Αν το αποτέλεσμα της άπειρης άθροισης δίνει μεγάλη τιμή, τότε λέμε ότι το σήμα x(t) έχει μια κύρια φασματική συνιστώσα στη συχνότητα f , ή ότι ένα μεγάλο μέρος του σήματος x(t) αποτελείται από τη συχνότητα f. Αν το αποτέλεσμα είναι μηδενικό, τότε το σήμα δεν περιέχει καθόλου τη συχνότητα f (Γιαννακάκης, 2005). Ο αντίστροφος FT περιγράφεται από την παρακάτω σχέση:

$$x(t)=\int_{-\infty}^{\infty} X(f)e^{2\pi ft}df \qquad (3.2)$$

Οι παραπάνω εξισώσεις περιγράφουν τον ευθύ και αντίστροφο FT , θεωρώντας το χρόνο συνεχή. Στη σημερινή ψηφιακή εποχή βέβαια, ο μετασχηματισμός αυτός υπολογίζεται από διακριτά ψηφιακά δεδομένα, χρησιμοποιώντας το λεγόμενο DFT (Discrete Fourier Transform - Διακριτό Μετασχηματισμό Fourier). Οι συντελεστές του DFT υπολογίζονται από τα δεδομένα x[n] μέσω της σχέσης:

$$X[k]=\sum_{n=0}^{N-1} x[n]e^{-j(2\pi/N)kn} \qquad (3.3)$$

όπου N είναι ο αριθμός των διακριτών τιμών του σήματος και k=0,1,…,N-1. Ο DFT υπολογίζεται μέσω ενός αλγορίθμου γνωστού ως FFT (Fast Fourier Transform - Ταχύς Μετασχηματισμός Fourier) , που εκμεταλλεύεται τον εγγενή υπολογιστικό πλεονασμό του DFT, ώστε να μειώσει τον αριθμό των απαραίτητων πολλαπλασιασμών από N^2 σε $N \cdot \log N$ (Τσούμας, 2007). Το λογισμικό MatLab χρησιμοποιεί τον αλγόριθμο FFTW (Fastest Fourier Transform in the West), ο οποίος έχει αναπτυχθεί από τους Frigo και Johnson (1997).

Συνηθίζεται να μελετάται η πυκνότητα ισχύος του φάσματος (Power Spectral Density-PSD), δηλαδή το τετράγωνο του μέτρου του DFT, γιατί η περιοχή που καλύπτει αυτό (αν δηλαδή υπολογιστεί το ολοκλήρωμα του $|X(f)|^2$ ως προς f), ισούται με την ενέργεια του σήματος. Είναι γνωστό ότι ο DFT είναι ένα πολύ χρήσιμο εργαλείο, το οποίο εντοπίζει την κυρίαρχη συχνότητα ενός σήματος και τη μέση φάση που το διέπει. Η ανάλυση του DFT εξαρτάται από τον αριθμό των δειγμάτων. Κατ' επέκταση, σε μικρής διάρκειας σήματα η ανάλυση δεν είναι πάντα επαρκής.

3.3 Εναλλακτικές μέθοδοι υπολογισμού του φάσματος.

Εκτός του ότι ο μετασχηματισμός Fourier δεν παρέχει υψηλή ανάλυση υπολογισμού του φάσματος ενός σήματος, όταν αυτό έχει μικρή διάρκεια, επιπλέον, ο εν λόγω μετασχηματισμός πάσχει από φασματική διαρροή, η οποία είναι εγγενής στην ανάλυση πεπερασμένων δειγμάτων του σήματος (Proakis και Manolakis, 1996). Για τους παραπάνω λόγους, δημιουργήθηκαν διάφορες μέθοδοι για την ανάλυση αρμονικών, οι οποίες έχουν διαφορετική προσέγγιση όσον αφορά στον υπολογισμό του φάσματος. Οι μέθοδοι αυτές χωρίζονται στα περιοδογράμματα, τις παραμετρικές μεθόδους και τις μεθόδους υπολογισμού των ιδιοτιμών.

3.3.1 Μη-παραμετρικές μέθοδοι (περιοδογράμματα).

Οι μη-παραμετρικές μέθοδοι είναι μέθοδοι υπολογισμού του φάσματος απ' ευθείας από το σήμα, με τη χρήση του DFT. Η πιο απλή από αυτές είναι η εφαρμογή του DFT και η απεικόνιση του $|X(f)|^2$. Συμβατικά αυτή ονομάζεται περιοδόγραμμα, ενώ οι επόμενες, παρ' όλο που θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν περιοδογράμματα, έχουν πάρει την ονομασία τους από τον δημιουργό τους ή από τον τρόπο που υπολογίζεται το βελτιωμένο φάσμα. Το περιοδόγραμμα είναι κατά κανόνα η εφαρμογή του DFT σε όλη τη διάρκεια του σήματος. Φυσικά, υπάρχουν οι επιλογές εφαρμογής σε μέρος του σήματος, το οποίο θεωρείται πιο αντιπροσωπευτικό, ή σε μεγαλύτερη διάρκεια (με την προσθήκη μηδενικών) για αυξημένη ανάλυση.

Η μέθοδος του Welch είναι ο υπολογισμός του περιοδογράμματος σε επικαλυπτόμενα χρονικά παράθυρα και η απεικόνιση της μέσης τιμής αυτού. Η πολυκωνική (multitaper) μέθοδος χρησιμοποιεί παράθυρα στον χώρο των συχνοτήτων.

Οι παραπάνω μέθοδοι είναι βελτιωμένες μέθοδοι υπολογισμού του φάσματος μέσω του DFT, αλλά δεν είναι τόσο ακριβείς όσο οι παραμετρικές μέθοδοι.

3.3.2 Παραμετρικές μέθοδοι.

Με τις παραμετρικές μεθόδους, αντί του άμεσου υπολογισμού του φάσματος ενός σήματος, μοντελοποιούνται τα δεδομένα σαν έξοδος ενός γραμμικού συστήματος, το οποίο έχει ως είσοδο λευκό θόρυβο, με συνάρτηση μεταφοράς την παρακάτω εξίσωση:

$$H(z) = \frac{B(z)}{A(z)} = \frac{\sum_{k=0}^{q} b_k z^{-k}}{1 + \sum_{k=1}^{p} a_k z^{-k}} \tag{3.4}$$

όπου $z=re^{j\omega}$ είναι μια μιγαδική μεταβλητή και το H(z) είναι ο μετασχηματισμός Z της κρουστικής απόκρισης του διακριτού γραμμικού συστήματος. Ο μετασχηματισμός Z, ομόλογος του μετασχηματισμού Laplace για διακριτά συστήματα, διευκολύνει την ανάλυση εξισώσεων διαφορών. Η εξίσωση διαφορών που αντιστοιχεί στην παραπάνω εξίσωση είναι:

$$x[n] = -\sum_{k=1}^{p} a_k x[n-k] + \sum_{k=0}^{q} b_k w[n-k] \tag{3.5}$$

όπου w[n] είναι η είσοδος του συστήματος, και τα δεδομένα x[n] είναι η έξοδος αυτού. Οι παραμετρικές μέθοδοι έχουν ως στόχο να υπολογίσουν τις παραμέτρους του παραπάνω γραμμικού συστήματος. Το σύστημα με τη συνάρτηση μεταφοράς της εξίσωσης (3.5) ονομάζεται μοντέλο αυτοπαλινδρόμησης κινούμενου μέσου όρου (AutoRegressive Moving Average – ARMA), τάξεως (p,q) (Τσούμας, 2007). Εάν q=0 και $b_o=1$, το προκύπτον σύστημα έχει συνάρτηση μεταφοράς ίση με H(z)=1/A(z) και καλείται αυτοπαλινδρούμενο (AutoRegressive – AR) τάξεως p. Θέτοντας A(z)=1 έχουμε H(z)=B(z) και το σύστημα ονομάζεται σύστημα κινούμενου μέσου όρου (Moving Average – MA) τάξεως q (Proakis και Manolakis, 1996).

Διάφορες μέθοδοι έχουν αναπτυχθεί για τον υπολογισμό των παραμέτρων του μοντέλου, το οποίο έχει επιλεχθεί. Όσον αφορά στο μοντέλο ARMA, χρησιμοποιείται η τροποποιημένη (ή ανώτερης τάξης) μέθοδος Yule-Walker. Για το μοντέλο MA χρησιμοποιείται η μέθοδος Durbin, ενώ στο μοντέλο AR η μέθοδος της εκτίμησης των παραμέτρων Yule-Walker (ή αλλιώς μέθοδος της αυτοσυσχέτισης), η μέθοδος Burg, η μέθοδος της συνδιασποράς (covariance) ή η τροποποιημένη μέθοδος της συνδιασποράς (Τσούμας, 2007).

Μετά τον υπολογισμό των παραμέτρων του μοντέλου, το τελικό βήμα είναι ο υπολογισμός της φασματικής ισχύος, χρησιμοποιώντας τον παραμετρικό τύπο υπολογισμού του φάσματος, που για το μοντέλο ARMA της εξίσωσης (3.4) είναι :

$$\widehat{P}(e^{j\omega}) = \frac{\left|\sum_{k-0}^{q} \widehat{b}_k e^{-jk\omega}\right|}{\left|1+\sum_{k=1}^{p} \widehat{\alpha}_\kappa e^{-jk\omega}\right|} \tag{3.6}$$

<u>3.3.3 Μέθοδοι υπολογισμού των ιδιοτιμών.</u>

Αυτές οι μέθοδοι ονομάζονται μέθοδοι υψηλής ανάλυσης υπολογισμού του ψευδοφάσματος (έναν δείκτη της παρουσίας ημιτονοειδών σε ένα σήμα). Χρησιμοποιούνται κυρίως στον εντοπισμό ημιτονοειδών «θαμμένων» μέσα σε λευκό θόρυβο. Βασίζονται στη διάσπαση ιδιοτιμών του πίνακα αυτοσυσχέτισης του σήματος , για την εκτίμηση του φάσματος (Proakis και Manolakis, 1996). Οι μέθοδοι ιδιοδιανύσματος (Eigenvector-EV) και ο αλγόριθμος πολλαπλής ταξινόμησης σήματος (Multiple Signal Classification – MUSIC) είναι δύο χαρακτηριστικοί αλγόριθμοι αυτής της κατηγορίας. Αμφότεροι βασίζονται στη διάσπαση ιδιοτιμών του πίνακα αυτοσυσχέτισης, τόσο στον υποχώρο του σήματος, όσο και σε αυτόν του θορύβου.

Έστω ένα διακριτό σήμα από N δείγματα, το οποίο αποτελείται από p ημίτονα και λευκό θόρυβο˙ υπολογίζεται ο MxM πίνακας αυτοσυσχέτισης και στη συνέχεια υπολογίζονται οι ιδιοτιμές του ($\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq ... \geq \lambda_M$) και τα ιδιοδιανύσματα ($v_1 \geq v_2 \geq \ldots \geq v_M$) αυτού. Από αυτό το σημείο και μετά, οι δύο αυτές μέθοδοι διαφοροποιούνται στο ότι χρησιμοποιείται διαφορετική συνάρτηση για την εκτίμηση του φάσματος.

Για τη μέθοδο MUSIC , η συνάρτηση εκτίμησης του φάσματος είναι η :

$$\widehat{P}_{MUSIC}(e^{j\omega}) = \frac{1}{\sum_{i=p+1}^{M} \left| e^{H} v_i \right|^2} \tag{3.7}$$

ενώ για τη μέθοδο EV είναι η :

$$\widehat{P}_{EV}(e^{j\omega}) = \frac{1}{\sum_{i=p+1}^{M} \frac{1}{\lambda_i} \left| e^{H} v_i \right|^2} \tag{3.8}$$

όπου e^H είναι το ερμιτιανό (συζυγές και ανάστροφο δηλαδή) διάνυσμα του ημιτονοειδούς διανύσματος $e = \left[1, e^{j\omega}, e^{j2\omega}, ..., e^{jM\omega}\right]^{\Gamma}$. Η πυκνότητα της ισχύος σε κάθε συχνότητα μπορεί να υπολογιστεί από τη λύση του γραμμικού συστήματος εξισώσεων:

$$\sum_{k=1}^{p} P_k \left| e_k^H v_i \right|^2 = \lambda_i - \sigma_w^2 \tag{3.9}$$

με $i = 1,1,..., p$,

όπου

$$e_{\kappa} = \left[1, e^{j\omega_{\kappa}}, e^{j2\omega_{\kappa}}, ..., e^{jM\omega_{\kappa}}\right]^{\Gamma} \tag{3.10}$$

και σ_w^2 είναι η διασπορά του λευκού θορύβου.

Με τη χρήση όλων των προαναφερθεισών μεθόδων δεν παρέχεται η αναπαράσταση χρόνου-συχνότητας ενός σήματος. Ενώ, δηλαδή, υπολογίζεται το ποσοστό της κάθε συνιστώσας συχνότητας που υπάρχει στο σήμα, δεν υπάρχει η πληροφορία του χρόνου σε αυτές τις συνιστώσες συχνότητας που εμφανίζονται. Επομένως, ο υπολογισμός του φάσματος μέσω περιοδογραμμάτων, μεθόδων ARMA και μεθόδων υπολογισμού των ιδιοτιμών είναι κατάλληλος για στατικά σήματα, όσον αφορά στην κυρίαρχη συχνότητα, καθώς και σε περιπτώσεις μη-στατικότητας των σημάτων, στην περίπτωση που μας ενδιαφέρει μόνο ποιες συνιστώσες συχνότητας υπάρχουν, αλλά δε μας ενδιαφέρει σε ποιους χρόνους αυτές οι συνιστώσες συχνότητας εμφανίζονται (Εξάρχου και Κερκίδου, 2003).

3.4 Παραθυρικός μετασχηματισμός Fourier.

Σε μια προσπάθεια εντοπισμού του μεταβαλλόμενου στο χρόνο φάσματος μη στάσιμων σημάτων μέσω της ανάλυσης Fourier, ο Gabor (1946) προσάρμοσε το μετασχηματισμό Fourier, έτσι ώστε να αναλύει μόνο ένα μικρό τμήμα του σήματος κάθε φορά. Η προσαρμογή του Gabor, που αποκαλείται STFT, απεικονίζει ένα σήμα στο δυσδιάστατο χώρο χρόνου – συχνότητας (Αλεξόπουλος, 2007).

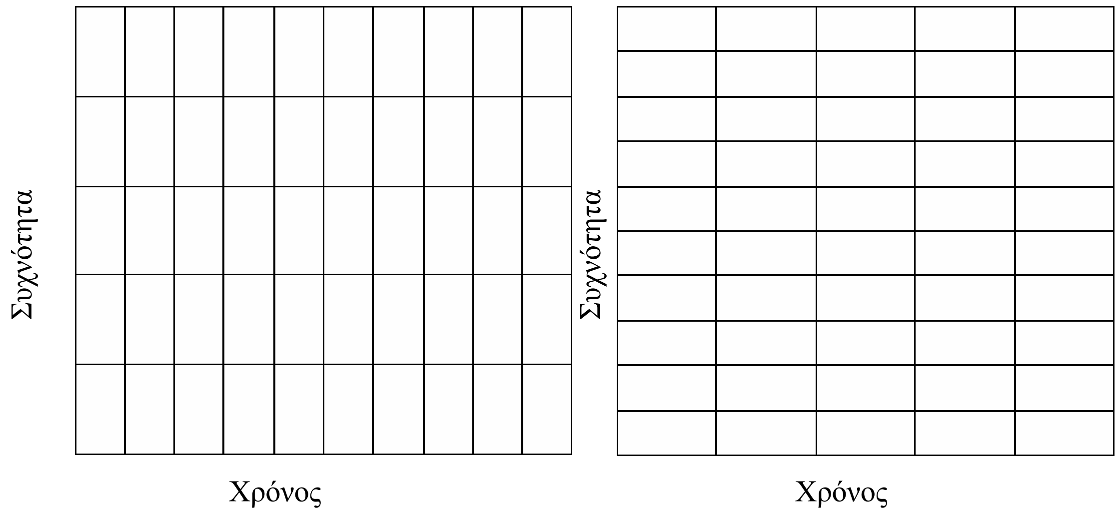
Στην ανάλυση του φασματικού περιεχομένου στο χώρο χρόνου – συχνότητας, κατά κανόνα μπορεί να χρησιμοποιηθεί κάθε είδους χρονικό παράθυρο. Παρ' όλα αυτά, πολλοί ερευνητές θεωρούν ότι το γκαουσιανό παράθυρο (Gabor, 1946) είναι το πιο κατάλληλο για τη φασματική ανάλυση σήματος (Schimmel and Gallart, 2005, Deregowski, 1971):

$$STFT(t,f)=\int_{-\infty}^{\infty}u(t)w(t-\tau)e^{-i2\pi ft}dt \qquad (3.11)$$

όπου w(t-τ) είναι μια παραθυρική γκαουσιανή συνάρτηση, η οποία εντοπίζει στο χρόνο την ημιτονοειδή συνάρτηση $e^{-j2\pi f\ t}$. Η αναπαράσταση στο επίπεδο αυτό του τετραγώνου του μέτρου του STFT $|F(f,b)|^2$ καλείται συνήθως φασματόγραμμα (spectrogram).

Η αρχή της απροσδιοριστίας του Heisenberg, στη θεωρία επεξεργασίας σήματος, δηλώνει ότι όσο μικραίνει το Δt (καλός εντοπισμός στο χρόνο), τόσο μεγαλώνει το Δf (κακός εντοπισμός στη συχνότητα) (Τσούμας, 2007). Ο STFT αντιπροσωπεύει ένα είδος συμβιβασμού μεταξύ των προοπτικών ενός σήματος που βασίζονται στο χρόνο και εκείνων που βασίζονται στη συχνότητα. Παρέχει κάποιες πληροφορίες σχετικά με το πότε και σε ποια συχνότητα εμφανίζεται κάποιο γεγονός στο σήμα. Η ανάλυση των πληροφοριών αυτών καθορίζεται από το μέγεθος του "παραθύρου". Το βασικό μειονέκτημα του STFT είναι ότι , μόλις επιλεγεί ένα συγκεκριμένο μέγεθος για το χρονικό "παράθυρο", αυτό το παράθυρο παραμένει το ίδιο για όλες τις συχνότητες (Αλεξόπουλος, 2007). Στο σχήμα 3.1 απεικονίζονται τα ορθογώνια παραλληλόγραμμα, των οποίων το εμβαδό εκφράζει την απροσδιοριστία στο χρόνο και τη συχνότητα (Heisenberg boxes) για το μετασχηματισμό STFT στο επίπεδο συχνότητας-χρόνου.

Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα, αν επιλεγεί παράθυρο μικρότερο από τη διάρκεια χαμηλόσυχνων κυματομορφών, αυτές πιθανόν να εντοπιστούν παραπάνω από μια φορά. Αντίστροφα, αν επιλεγεί παράθυρο μεγαλύτερο της διάρκειας γειτονικών υψίσυχνων, αυτές να απεικονιστούν σαν μια.



Σχήμα 3.1: *Η αρχή της απροσδιοριστίας του Heisenberg για παράθυρα σταθερής διάρκειας στον STFT.*

3.5 Κυματιδιακός μετασχηματισμός.

Το βασικό μειονέκτημα του STFT, η ίδια δηλαδή διάρκεια παραθύρου συχνοτικής ανάλυσης για όλη την καταγραφή, καλύφθηκε μεταγενέστερα από τον WT (Wavelet Transform - κυματιδιακό μετασχηματισμό). Στον WT η καταγραφή συσχετίζεται με κυματίδια τα οποία έχουν μεταβλητή χρονική διάρκεια, σύμφωνα με την εξίσωση:

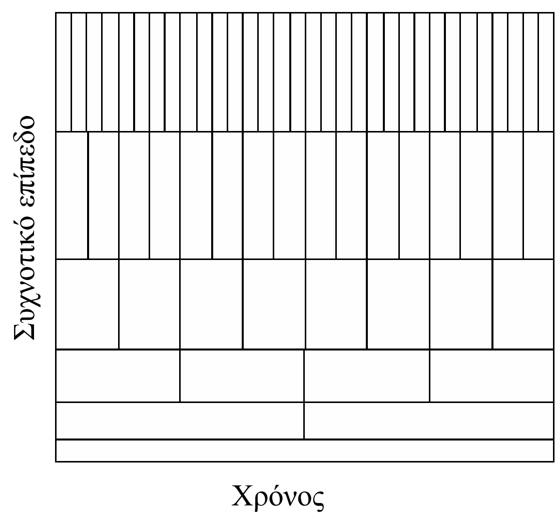
$$W(\tau,d)=\int_{-\infty}^{\infty}u(t)w(\tau-t,d)dt \tag{3.12}$$

Στον WT χρησιμοποιείται κυματίδιο σχετικά μεγάλης χρονικής διάρκειας για την περιγραφή των χαμηλών συχνοτήτων της καταγραφής και μικρότερης για τις υψηλές συχνότητες.

Η αναπαράσταση του τετραγώνου του μέτρου του WT $|W(\tau,d)|^2$ καλείται συνήθως κλιμακόγραμμα (scalogram). Η διαφορά μεταξύ STFT και WT είναι ότι ο ημιτονοειδής μιγάδας $e^{-j2\pi ft}$ στην εξίσωση 3.12 είναι εντοπισμένος σε ένα παράθυρο με σταθερό μήκος και η συχνότητά του είναι ανεξάρτητη του χρονικού παραθύρου, ενώ η συχνότητα του κυματιδίου είναι συνδεδεμένη με το μήκος του παραθύρου. Όσο μεγαλώνει η κυρίαρχη συχνότητα (μικραίνει η κλίμακα) του κυματιδίου, το παράθυρο στενεύει, και αντίστροφα. Η κλίμακα του κυματιδίου έχει σχέση με το εύρος των συχνοτήτων που απεικονίζεται κάθε φορά (Τσούμας, 2007).

Αντίστοιχα με το Σχήμα 3.1, στο σχήμα 3.2 απεικονίζονται τα ορθογώνια παραλληλόγραμμα, των οποίων το εμβαδό εκφράζει την απροσδιοριστία στο χρόνο και τη συχνότητα για τον κυματιδιακό μετασχηματισμό στο επίπεδο συχνότητας-χρόνου.

Όπως φαίνεται στο σχήμα 3.1, όταν για το μετασχηματισμό STFT αλλάζει η συχνότητα της ημιτονοειδούς μιγαδικής συνάρτησης (της οποίας απεικονίζεται μόνο το πραγματικό μέρος), το μήκος του παραθύρου παραμένει σταθερό, με αποτέλεσμα η απροσδιοριστία στο χρόνο και τη συχνότητα να παραμένει σταθερή για όλες τις συχνότητες. Στο μετασχηματισμό WT , όταν μεγαλώνει η συχνότητα στενεύει και το παράθυρο, με αποτέλεσμα για υψίσυχνα σήματα να έχουμε καλύτερο εντοπισμό στο χρόνο, ενώ για χαμηλόσυχνα σήματα να έχουμε καλύτερο εντοπισμό στη συχνότητα (Σχήμα 3.2).



Σχήμα 3.2: *Χρονική και συχνοτική ανάλυση του WT. Η χρονική ανάλυση της μεταβολής των υψηλών συχνοτήτων είναι υψηλή, σε αντίθεση με τον ακριβή προσδιορισμό τους στον άξονα των συχνοτήτων. Το αντίθετο συμβαίνει για τις χαμηλότερες συχνότητες. Η βαθμιαία αυτή μεταβολή της ανάλυσης του χρόνου και της συχνότητας παράγει την υψηλότερη δυνατή ανάλυση και στα δύο παραπάνω μεγέθη (Stockwell κ. ά., 1996).*

3.6 Μετασχηματισμός S.

Μια πιο αποτελεσματική -από τις παραπάνω- μέθοδος ανάλυσης σήματος στο χώρο χρόνου – συχνότητας είναι ο μετασχηματισμός S, που πρωτοπαρουσιάστηκε από τους Stockwell κ. ά. (1996). Ο μετασχηματισμός S μπορεί να οριστεί σαν πολλαπλασιασμός ενός WT, που χρησιμοποιεί συγκεκριμένο κυματίδιο (γκαουσιανό), με τον παράγοντα $e^{-i2\pi f\tau}$:

$$S(\tau, f) = e^{-i2\pi f\tau} W(\tau, d) \tag{3.13}$$

Σύμφωνα με τις (3.12) και (3.13), ο μετασχηματισμός S χρονοσειράς u(t) περιγράφεται από την εξίσωση:

$$S(\tau, f) = \int_{-\infty}^{\infty} u(t)\omega(\tau - t, f)e^{-i2\pi ft}dt \tag{3.14}$$

Με το γκαουσιανό παράθυρο

$$\omega(\tau - t, f) = \frac{|f|}{\sqrt{2\pi}} e^{\frac{-f^2(t-\tau)^2}{2}} \tag{3.15}$$

Όπου f είναι η συχνότητα, t είναι ο χρόνος καταγραφής, τ είναι ο κεντρικός χρόνος του γκαουσιανού παραθύρου (μέγιστο).

Ο μετασχηματισμός S είναι επίσης παρόμοιος με τον STFT, με την διαφορά ότι ο πρώτος χρησιμοποιεί παράθυρο μεταβλητής χρονικής διάρκειας. Στον μετασχηματισμό S χρησιμοποιούνται συνήθως γκαουσιανά παράθυρα (Pinnegar and Manshina, 2003).

Έτσι, ο μετασχηματισμός S βρίσκεται κάπου ανάμεσα στον παραθυρικό STFT και τον WT. Με την χρήση του μετασχηματισμού S γίνεται προσπάθεια εκμετάλλευσης των πλεονεκτημάτων και των δύο προαναφερθεισών μεθόδων χαρτογράφησης του φασματικού περιεχομένου, όπως αυτό μεταβάλλεται στον χρόνο. Ο μετασχηματισμός S «δανείζεται» από τον STFT τον ακριβή εντοπισμό του πλάτους και της φάσης του φάσματος σε κάθε χρονική στιγμή και το κάνει με την μεγαλύτερη δυνατή ανάλυση, που είναι αυτή του WT. Ο αντίστροφος μετασχηματισμός S περιγράφεται από την παρακάτω εξίσωση :

$$u(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \left\{ \int_{-\infty}^{\infty} S(\tau, f) d\tau \right\} e^{i2\pi ft} df \tag{3.16}$$

Ο μετασχηματισμός S έχει βρει εφαρμογές σε πολλά επιστημονικά πεδία, όπως στην ωκεανογραφία (Chu, 1996), στην καρδιολογία (Varanini et al., 1997, Livanos et al., 2000) κ.ά. Στην γεωφυσική, ο μετασχηματισμός S έχει χρησιμοποιηθεί στην επεξεργασία δεδομένων σεισμικής ανάκλασης για την απαλοιφή υψίσυχνου θορύβου (Pinnegar and Eaton, 2003), στην εκτίμηση της εξασθένησης σεισμικών κυμάτων (Gu et al., 2007), στην ερμηνεία σεισμικών καταγραφών σχετικά με την έρευνα ταμιευτήρων πετρελαίου (Xiaogui et al., 2007) και στην εκτίμηση της κεντρικής συχνότητας δεδομένων γεωραντάρ (Irving and Knight, 2003).

3.6.1 Εναλλακτικός υπολογισμός του μετασχηματισμού S.

Ο μετασχηματισμός S μπορεί να γραφτεί σαν συνέλιξη δύο συναρτήσεων εξαρτώμενων του t:

$$S(\tau, f) = \int_{-\infty}^{\infty} p(t, f)\omega(\tau - t, f)dt \tag{3.17}$$

ή

$$S(\tau, f) = p(\tau, f) * \omega(\tau, f) \tag{3.18}$$

όπου

$$p(\tau, f) = u(\tau)e^{-i2\pi f\tau} \tag{3.19}$$

και

$$\omega(\tau, f) = \frac{|f|}{\sqrt{2\pi}} e^{\frac{-f^2\tau^2}{2}} \tag{3.20}$$

Ας θέσουμε B(α,f) τον FT (από τ έως α) του μετασχηματισμού S(τ,f). Σύμφωνα με το θεώρημα της συνέλιξης (Brigham, 1974) η συνέλιξη στον χώρο τ (χρόνου) αντιστοιχεί σε πολλαπλασιασμό στο χώρο α (συχνότητας):

$$\mathrm{B}(\alpha, f) = P(\alpha, f)\Omega(\alpha, f) \tag{3.21}$$

P(α,f) και G(α,f) είναι οι αντίστοιχοι FT των p(τ,f) και ω(τ,f). Οπότε, έχουμε:

$$\mathrm{B}(\alpha, f) = U(\alpha + f)e^{-\frac{2\pi^2\alpha^2}{f^2}} \tag{3.22}$$

Όπου U(α+f) είναι ο FT της 3.19 και ο εκθετικός όρος είναι ο FT της γκαουσιανής συνάρτησης 3.20. Έτσι, ο μετασχηματισμός S είναι ο αντίστροφος FT (από α έως τ) της παραπάνω εξίσωσης (για $f \neq 0$).

$$S(\tau, f) = \int_{-\infty}^{\infty} U(\alpha + f)e^{-\frac{2\pi^2\alpha^2}{f^2}} e^{i2\pi\alpha\tau} d\alpha \tag{3.23}$$

Η τελευταία εκθετική συνάρτηση στην παραπάνω εξίσωση είναι το παράθυρο εντοπισμού, το οποίο είναι ανεξάρτητο της συχνότητας και ονομάζεται Γκαουσιανό εύρος (Voice Gaussian). Παίζει το ρόλο ενός χαμηλοπερατού φίλτρου για κάθε εύρος συχνοτήτων που αναλύεται.

3.6.2 Διακριτός μετασχηματισμός S.

Η ανάλογη διακριτή μορφή της εξίσωσης 3.23 χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του μετασχηματισμού S, με την αποτελεσματικότητα του FFT και το θεώρημα της συνέλιξης.

Έστω u[kT], k=0,1,…N-1 ότι είναι μια διακριτή χρονοσειρά, η οποία αντιστοιχεί στο u(t), με διάστημα δειγματοληψίας T. O διακριτός FT είναι (Brigham, 1974):

$$U\left[\frac{n}{NT}\right]=\frac{1}{N}\sum_{k=0}^{N-1}u[kT]e^{-\frac{i2\pi nk}{N}} \tag{3.24}$$

Όπου N=0,1,…,N-1.

Χρησιμοποιώντας την διακριτή ανάλογη μορφή της εξίσωσης 3.23, ο μετασχηματισμός S μιας διακριτής χρονοσειράς u[kT] είναι (όπου $f \rightarrow \frac{n}{Nt}$ και $\tau \rightarrow jT$):

$$S\left[jT,\frac{n}{NT}\right]=\sum_{m=0}^{N-1}U\left[\frac{m+n}{NT}\right]e^{-\frac{i2\pi^2 m^2}{n^2}}e^{\frac{i2\pi mj}{N}} \tag{3.25}$$

Όπου j m και n=0,1,…, N-1. O διακριτός μετασχηματισμός S πάσχει από τα συνήθη προβλήματα της δειγματοληψίας και του πεπερασμένου μήκους, αναδεικνύοντας την περιοδικότητα στους χώρους του χρόνου και της συχνότητας. Η συνέλιξη, όπου αυτή εφαρμόζεται ,εμφανίζει το γνωστό φαινόμενο «wrap around», με αποτέλεσμα την εμφάνιση τεχνητών πλατών στα άκρα (artifacts, edge effects).

Χρησιμοποιώντας το θεώρημα της συνέλιξης και στους δύο χώρους (χρόνο και συχνότητα), ο υπολογισμός του μετασχηματισμού S είναι πολύ αποτελεσματικός. Χρησιμοποιώντας την εξίσωση 3.25 , έχουμε:

1) Υπολογισμός του FT της χρονοσειράς u[k], με N στοιχεία και διάστημα δειγματοληψίας T. Το αποτέλεσμα είναι το U[m]. Η εφαρμογή του FT γίνεται μόνο μια φορά (NlogN υπολογισμοί).
2) Υπολογισμός του γκαουσιανού παράθυρου εντοπισμού G[n,m] για την απαιτούμενη συχνότητα n (N αναθέσεις).
3) Μετατόπιση του φάσματος U[m] κατά n (H[(m+n)]) για τη συχνότητα n (Πρόσθεση ενός σημείου). Πρώτη χρήση του θεωρήματος της συνέλιξης.

4) Πολλαπλασιασμός του H[(m+n)] με το G[n,m], για να υπολογιστεί το B[n,m] (N πολλαπλασιασμοί). Δεύτερη χρήση του θεωρήματος της συνέλιξης.
5) Αντίστροφος FT του B[n,m] από m έως j, για να υπολογιστεί η πρώτη γραμμή του S[n,j], που αντιστοιχεί στην συχνότητα n (NlogN υπολογισμοί).
6)Επανάληψη των βημάτων 3, 4 και 5, ώσπου να υπολογιστούν όλες οι γραμμές S[n,j] που αντιστοιχούν σε όλες τις διακριτές συχνότητες n που έχουν οριστεί.

Η υπολογιστική αποτελεσματικότητα του FFT χρησιμοποιείται όπου είναι δυνατόν. Ο συνολικός αριθμός των υπολογισμών είναι περίπου N (N+NlogN) , ή αλλιώς N^2(1+logN), που είναι περίπου N^2logN υπολογισμοί. Λαμβάνοντας υπ' όψη ότι ο μετασχηματισμός S έχει N^2 σημεία, ο αριθμός των υπολογισμών για κάθε μετασχηματισμό είναι ίδιος με το αν υπολογιζόταν ο FFT μιας χρονοσειράς πολλαπλασιαζόμενης με μια συνάρτηση , για την εξομάλυνση ανωμαλιών στα άκρα της χρονοσειράς (apodizing function) (N+NlogN υπολογισμοί). Φυσικά, οι υπολογισμοί που πραγματοποιούνται είναι N^2logN για όλες τις συχνότητες. Αν υπολογιστούν μόνο οι θετικές συχνότητες, δηλαδή από 0 έως την Niquist που είναι και το πιο συνηθισμένο, τότε ο αριθμός των υπολογισμών που απαιτούνται είναι περίπου $(N/2)^2$LogN.

3.6.3 Αντίστροφος διακριτός μετασχηματισμός S.

Ο αντίστροφος μετασχηματισμός S πραγματοποιείται άμεσα με τον υπολογισμό του αντίστροφου DFT. Αθροίζοντας τα φάσματα του πίνακα του μετασχηματισμού S, ως προς τον χρόνο (σειρές πίνακα) έχουμε (για $n \neq 0$):

$$\sum_{j=0}^{N-1} S\left[\frac{n}{NT}, jT\right] = \sum_{j=0}^{N-1}\sum_{m=0}^{N-1} U\left[\frac{m+n}{NT}\right] e^{-\frac{i2\pi^2 m^2}{n^2}} e^{\frac{i2\pi mj}{N}} \tag{3.26}$$

Αναπροσαρμόζοντας το παραπάνω άθροισμα έχουμε:

$$\sum_{j=0}^{N-1} S\left[\frac{n}{NT}, jT\right] = \sum_{m=0}^{N-1} U\left[\frac{m+n}{NT}\right] e^{-\frac{i2\pi^2 m^2}{n^2}} \sum_{j=0}^{N-1} e^{\frac{i2\pi mj}{N}} \tag{3.27}$$

Στην παραπάνω εξίσωση, το άθροισμα ως προς j είναι μηδέν, εκτός αν m=0, όποτε και το άθροισμα ισούται με N. Άρα, ισχύει:

$$\sum_{j=0}^{N-1} S\left[\frac{n}{NT}, jT\right] = \sum_{m=0}^{N-1} N\delta_{\mu,0} U\left[\frac{m+n}{NT}\right] e^{-\frac{i2\pi^2 m^2}{n^2}} \tag{3.28}$$

και

$$\frac{1}{\mathrm{N}} \sum_{j=0}^{N-1} S\left[\frac{n}{NT}, jT\right] = U\left[\frac{n}{NT}\right] \tag{3.29}$$

Οπότε, ο διακριτός αντίστροφος μετασχηματισμός S είναι:

$$u[kT] = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} \left\{ \sum_{j=0}^{N-1} S\left[\frac{n}{NT}, jT\right] \right\} e^{\frac{i2\pi nk}{N}} \tag{3.30}$$

Όπως το n τείνει στο 0, το μήκος των γραμμών του πίνακα του μετασχηματισμού S τείνει στο μηδέν. Η μηδενική συχνότητα είναι η μέση τιμή της χρονοσειράς και είναι σταθερή. Η τιμή $S\left[\frac{n}{NT}, jT\right]$ για n=0 είναι η μέση τιμή του u[kT]. Ο μετασχηματισμός S είναι ακριβώς αντιστρέψιμος.

3.6.4 Πρακτικές συμβουλές εφαρμογής του μετασχηματισμού S.

Όπως ακριβώς κάποιος δεν θα εφάρμοζε τον DFT σε μια χρονοσειρά χωρίς κάποια προετοιμασία (όταν αυτή είναι απαραίτητη) , έτσι πολλές φορές είναι απαραίτητη μια προ-επεξεργασία του γεωφυσικού σήματος, πριν χαρτογραφηθεί το φάσμα του στο χώρο t-f, μέσω του μετασχηματισμού S.

Απομάκρυνση των πολύ χαμηλών συχνοτήτων (Detrend). Εφαρμογή ελαχίστων τετραγώνων για τον υπολογισμό της γενικής τάσης της χρονοσειράς (trend) και αφαίρεσή του από αυτήν. Πολύ συχνά, στο γεωφυσικό σήμα υπάρχει μια γενική τάση, η οποία κάνει δύσκολο τον εντοπισμό των υψηλών συχνοτήτων.

Ομαλοποίηση των άκρων. Με μια ομαλοποίηση (5% είναι αρκετή) των τιμών στα άκρα της χρονοσειράς, αποφεύγονται τα γνωστά προβλήματα που συναντιούνται και στην εφαρμογή του DFT.

Χρήση του αναλυτικού σήματος. Με την χρήση των πραγματικών τιμών ενός σήματος, το φάσμα είναι συμμετρικό ως προς το μηδέν, άρα οι αρνητικές συχνότητες δεν χρειάζεται να υπολογιστούν (είναι απλά οι συζυγείς τιμές των θετικών). Με τη χρήση του μετασχηματισμού Hilbert πριν τον μετασχηματισμό S, είναι δυνατός ο υπολογισμός του φάσματος του αναλυτικού σήματος και κατ' επέκταση, μέσω του μετασχηματισμού S, ο υπολογισμός των αρνητικών τιμών του φάσματος.

Οικονομία μνήμης του υπολογιστή. Εκτός του υπολογισμού μόνο των θετικών συχνοτήτων, είναι δυνατόν να υπολογιστεί μόνο το πλάτος του φάσματος, ειδικά αν ο μετασχηματισμός S χρησιμοποιείται για λόγους ερμηνείας και όχι επεξεργασίας. Προσοχή πρέπει να δοθεί στο ότι σε περίπτωση που υπολογιστεί ο μετασχηματισμός S μόνο σε ένα τμήμα της χρονοσειράς , για οικονομία υπολογισμών, είναι δυνατόν να χαθεί η πληροφορία των πολύ χαμηλών συχνοτήτων.

3.7 Βέλτιστη εκτίμηση φάσματος.

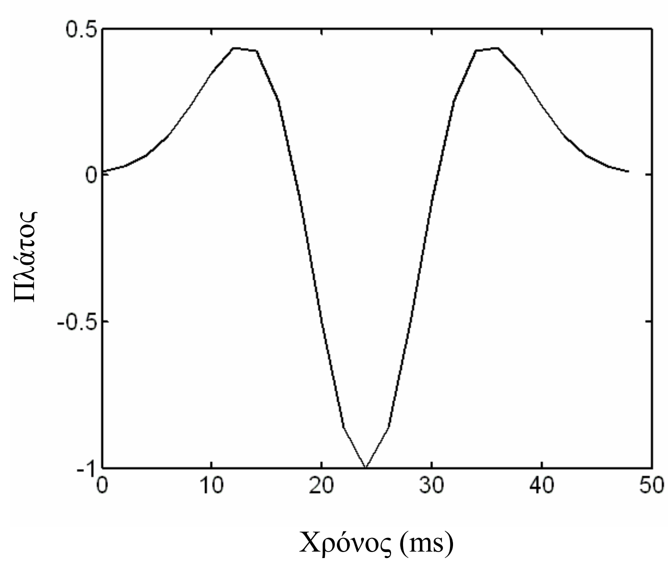
Κάποιοι ερευνητές (π.χ. Lacoss, 1971) συνέκριναν τις διάφορες παραμετρικές μεθόδους εκτίμησης φάσματος μιας χρονοσειράς με τις πιο κλασικές (Robinson και Treitel, 1980). Οι συγκρίσεις αυτές σχεδόν πάντα καταλήγουν στο συμπέρασμα ότι οι παραμετρικές μέθοδοι έχουν υψηλότερη ανάλυση από τα περιοδογράμματα, ειδικά σε μικρού μήκους σήματα και οι μέθοδοι AR έχουν υψηλότερη ανάλυση από τις άλλες δύο παραμετρικές μεθόδους, τις ARMA και MA. Όσον αφορά στο θέμα αυτό, αναφέρεται από τους Robinson και Treitel (1980), ότι μια μέθοδος εκτίμησης του φάσματος πρέπει να αξιολογείται , αφού εκτιμηθεί και το μοντέλο των δεδομένων του οποίου εκτιμάται το φάσμα.

Ακολουθώντας το παράδειγμα των Robinson και Treitel (1980), οι οποίοι κάνουν μια σύγκριση των παραμετρικών μεθόδων ARMA, AR και MA για την εκτίμηση του φάσματος του κυματιδίου ricker, το οποίο χρησιμοποιείται πολύ συχνά για να απεικονίσει συνθετικά σεισμικά δεδομένα και δεδομένα γεωραντάρ, γίνεται παρακάτω μια παρόμοια σύγκριση εκτίμησης φάσματος διαφόρων μεθόδων, σχετική με το εν λόγω κυματίδιο. Δημιουργήθηκε ricker κυματίδιο κυρίαρχης συχνότητας 35 Hz, με διάστημα δειγματοληψίας 2 ms και τα σημεία που το περιγράφουν είναι 25 στον αριθμό. Η εξίσωση που περιγράφει το συγκεκριμένο κυματίδιο είναι η δεύτερη παράγωγος της γκαουσιανής συνάρτησης (Σχήμα 3.3):

$$u(t) = \left\{1 - 2\left(\pi f_c t\right)^2\right\} e^{-\left(\pi f_c t\right)^2} \tag{3.31}$$

Όπου f_c είναι η κυρίαρχη συχνότητα. Η αναλυτική έκφραση του φάσματος του παραπάνω κυματιδίου είναι (Zhang and Ulrych, 2002):

$$\mathrm{B}(f) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{f^2}{f_c^2} e^{-f^2 / f_c^2} \tag{3.32}$$

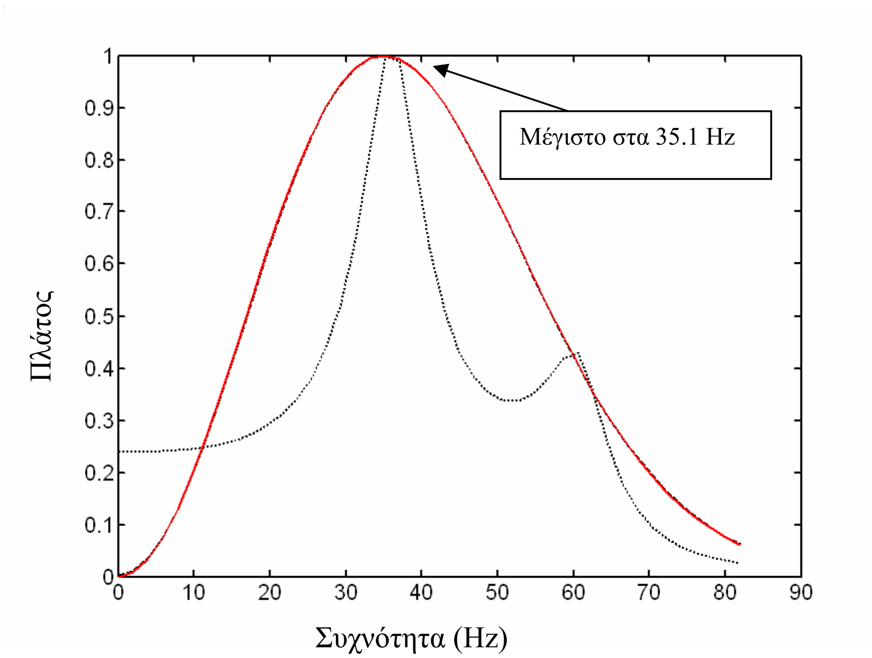


Σχήμα 3.3: *Κυματίδιο ricker, ένα παράδειγμα διαδικασίας MA, με διάστημα δειγματοληψίας 0.2 ms και κεντρική συχνότητα 35 Hz.*

Εκτιμήθηκε το φάσμα του κυματιδίου του Σχήματος 3.3 μέσω της εξίσωσης 3.32, του FFT και των παραμετρικών μεθόδων ARMA, AR και MA, με την μέθοδο prony (Broersen και Waele, 2000). Οι τελευταίοι ισχυρίζονται ότι, στις περισσότερες περιπτώσεις, τα περιοδογράμματα και η μέθοδος MA παράγουν παρόμοια αποτελέσματα. Για την μέθοδο MA χρησιμοποιήθηκε MA μοντέλο 25 σημείων, δηλαδή, σύμφωνα με την εξίσωση 3.5 τέθηκε q=25, όσων δηλαδή και τα σημεία που περιγράφουν το κυματίδιο ricker, σε μια προσπάθεια όσο το δυνατόν ακριβέστερης εκτίμησης του φάσματος. Για την μέθοδο AR, εκτιμήθηκε μοντέλο τάξης p=6 και αντίστοιχα για την μέθοδο ARMA, μοντέλο τάξης p=1 και q=24, τα οποία είχαν το ελάχιστο σφάλμα προσέγγισης στο κυματίδιο ricker. Το φάσμα εκτιμήθηκε με όλες τις προαναφερθείσες μεθόδους, προσθέτοντας μηδενικά στο τέλος του κυματιδίου ricker, ώσπου να περιγράφεται από 256 σημεία, για πιο ακριβή εκτίμηση.

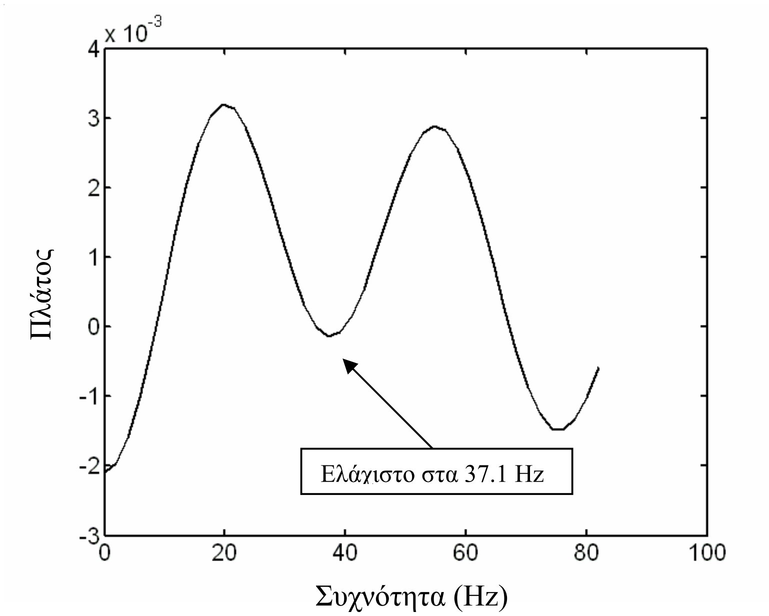
Στο Σχήμα 3.4 απεικονίζεται η εκτίμηση του φάσματος (συνεχής κόκκινη γραμμή), μέσω της αναλυτικής του έκφρασης (εξίσωση 3.32), με διακεκομμένη μαύρη γραμμή το φάσμα μέσω των μεθόδων ARMA, MA και FFT και με εστιγμένη μαύρη γραμμή το φάσμα μέσω της μεθόδου AR. Οι μέθοδοι ARMA, MA και FFT παράγουν παρόμοιο γενικευμένο σχήμα φάσματος με το πραγματικό φάσμα και έχουν ελάχιστη μετατόπιση σε σχέση με αυτό. Παρατηρούμε την υψηλή σχετικά ανάλυση της AR μεθόδου, σε σχέση με όλες τις άλλες. Δεν παύει βέβαια να έχει σφάλμα σε σχέση με το πραγματικό φάσμα και μάλιστα μεγαλύτερο από τις άλλες μεθόδους. Το μέσο σφάλμα εκτίμησης του φάσματος των μεθόδων ARMA, MA και FFT, σε σχέση με την αναλυτική εκτίμηση είναι της τάξης του 10^{-3} και εντοπίζεται στις πλευρές του φάσματος και κοντά, αλλά όχι στο μέγιστο (Σχήμα 3.6) :

Θα μπορούσαμε να συνεχίσουμε την διαδικασία αυτή και με μοντέλα AR και ARMA, όπως τους Robinson και Treitel (1980). Το γενικό συμπέρασμα όμως είναι ήδη γνωστό και είναι ότι η καταλληλότερη μέθοδος εκτίμησης φάσματος είναι αυτή, η οποία αντιστοιχεί και στο εκάστοτε καλύτερο μοντέλο που περιγράφει τα δεδομένα. Από το παραπάνω παράδειγμα φαίνεται επίσης ότι τα AR μοντέλα χρήζουν ξεχωριστής μεταχείρισης.



Σχήμα 3.4: *Εκτίμηση του φάσματος ενός κυματιδίου ricker (Σχήμα 3.3). Με συνεχή κόκκινη γραμμή απεικονίζεται το φάσμα που υπολογίστηκε μέσω της 3.32, με διακεκομμένη γραμμή το φάσμα μέσω των μεθόδων ARMA, MA και FFT και με εστιγμένη γραμμή το φάσμα μέσω μοντελοποίησης AR.*

Κρατώντας σα δεδομένο ότι κατά κανόνα τα δεδομένα GPR περιγράφονται από MA μοντέλα και βλέποντας (Σχήμα 3.4) ότι ο υπολογισμός του φάσματος μέσω FT παράγει τα αξιόπιστα δυνατόν αποτελέσματα, τον θεωρούμε ως αποτελεσματικά εφαρμόσιμο στην εκτίμηση του φάσματος για την παρούσα διατριβή. Όσο για τις μεθόδους υπολογισμού των ιδιοτιμών, έχει ήδη αναφερθεί ότι εφαρμόζονται κυρίως σε ημιτονοειδή σήματα.



Σχήμα 3.5: *Σφάλμα μεταξύ αναλυτικού φάσματος και ARMA,, MA και FFT.*

Αυτό που αξίζει να αναφερθεί εδώ είναι ότι το φάσμα μέρους ενός ίχνους γεωραντάρ απεικονίζεται με μεγαλύτερη ακρίβεια όταν, όπως και στο παραπάνω παράδειγμα, χρησιμοποιηθεί η τεχνική προσθήκης μηδενικών στο τέλος της χρονοσειράς ενδιαφέροντος (padding with zeros). Αν χρησιμοποιηθεί ο αντίστροφος μετασχηματισμός S για την εξαγωγή του φάσματος μέρους ενός ίχνους γεωραντάρ, κάτι που γίνεται στην παρούσα εργασία - όπως θα φανεί στα επόμενα κεφάλαια – τότε, σύμφωνα με την εξίσωση 3.16 , το φάσμα αυτό θα αντιστοιχεί στον FT της χρονοσειράς αυτής, αφού έχουν προτεθεί μηδενικά σε αυτήν, έτσι ώστε να έχει ίδιο μήκος με το μήκος όλου του ίχνους. Αυτή η ιδιότητα κάνει την χρήση του μετασχηματισμού S να παράγει αξιόπιστα το φάσμα σε συγκεκριμένο μέρος ενός ίχνους γεωραντάρ.

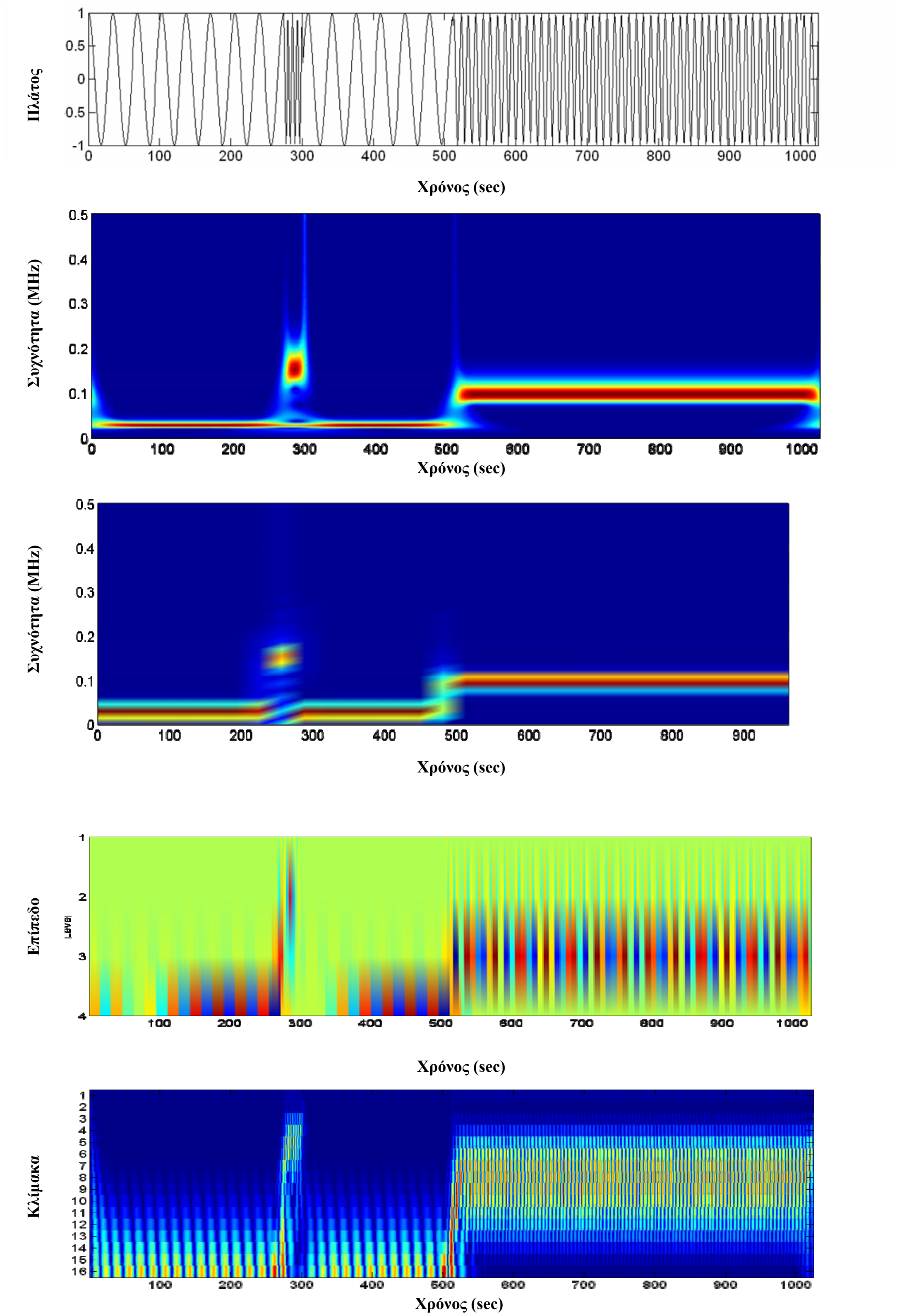
Εγκαθιστώντας τον FT σαν επαρκή για την ανάλυση των σημάτων γεωραντάρ, παραμένει το θέμα της μη επαρκούς ανάλυσης στο χρόνο, όταν είναι απαραίτητο να μελετηθεί η χρονική μεταβολή της κυρίαρχης συχνότητας.

3.8 Σύγκριση του μετασχηματισμού S με άλλους μετασχηματισμούς χρόνου-συχνότητας.

Δημιουργήθηκε συνθετικό ημιτονοειδές ίχνος για την σύγκριση των μεθόδων μετασχηματισμού S, STFT και WT (Σχήμα 3.7). Το ημιτονοειδές αυτό ίχνος den χαρακτηρίζεται από την ίδια κυρίαρχη συχνότητα σε όλο το μήκος του. Τέθηκε διάστημα δειγματοληψίας 1 sec. Οι διαφορετικές τιμές κυρίαρχης συχνότητας που χαρακτηρίζουν το συνθετικό αυτό ίχνος είναι 0.023 Hz από τα 0 έως και τα 275 sec και από τα 301 έως και τα 512 sec, 0.15 Hz από τα 275 έως και τα 300 sec και 0.097 Hz από τα 512 έως και τα 1024 sec.

Οι χαρακτηριστικές αυτές τιμές της κυρίαρχης συχνότητας του ημιτονοειδούς ίχνους απεικονίζονται σωστά, μέσω του μετασχηματισμού S και του STFT (Σχήματα 3.7α και β). Παρατηρείται μια διαφορά, τόσο στη χρονική, όσο και στη συχνοτική ανάλυση μεταξύ των δύο μεθόδων. Στον STFT, χάριν της χρονικής ανάλυσης και του εντοπισμού της υψηλότερης συχνότητας, δεν παράγεται ικανοποιητική συχνοτική ανάλυση στις χαμηλές συχνότητες. Στο μετασχηματισμό S είναι φανερή η διαβάθμιση της συχνοτικής ανάλυσης, υψηλότερη δηλαδή στις χαμηλές συχνότητες και χαμηλότερη στις υψηλές.

Στα Σχήματα 3.7γ και δ απεικονίζονται αντίστοιχα οι απεικονίσεις, μέσω του διακριτού και του συνεχούς WT. Οι κατακόρυφοι άξονες της απεικόνισης μέσω των WT απεικονίζουν τα επίπεδα ή κλίμακες του μητρικού κυματιδίου. Υψηλό επίπεδο ή κλίμακα αντιστοιχεί στις χαμηλότερες συχνότητες και χαμηλό επίπεδο ή κλίμακα αντιστοιχεί σε υψηλότερες συχνότητες. Τα επίπεδα στα οποία εντοπίζονται οι διαφορετικές συχνότητες, αντιστοιχούν σε εύρη συχνοτήτων σχετικά με τις κυρίαρχες συχνότητες που τέθηκαν αρχικά. Παρατηρείται, επίσης, παρόμοια διαβάθμιση της χρονικής και συχνοτικής ανάλυσης με το μετασχηματισμό S. Για την ανάλυση μέσω WT, έγιναν διάφορες δοκιμές με διαφορετικού τύπου μητρικών κυματιδίων και το κυματίδιο db6 θεωρήθηκε ότι παράγει αποτελέσματα παρόμοια με τις άλλες μεθόδους απεικόνισης χρόνου-συχνότητας. Δοκιμές επίσης έγιναν και σε σχέση με τα επίπεδα και τις κλίμακες διερεύνησης και τα 7 επίπεδα για τον διακριτό, όπως και οι 32 κλίμακες για τον συνεχή WT, θεωρήθηκαν τα βέλτιστα. Ακόμη και αν θεωρηθεί ότι στην παρούσα εργασία δεν έγινε η βέλτιστη επιλογή των παραμέτρων και ότι ο WT μπορεί να παράγει καλύτερα αποτελέσματα από αυτά που παρουσιάζονται στο Σχήμα 3.7, τίθεται το θέμα της δύσκολης επιλογής παραμέτρων, η οποία πολλές φορές είναι επίπονη και απαγορευτική για βέλτιστα αποτελέσματα.



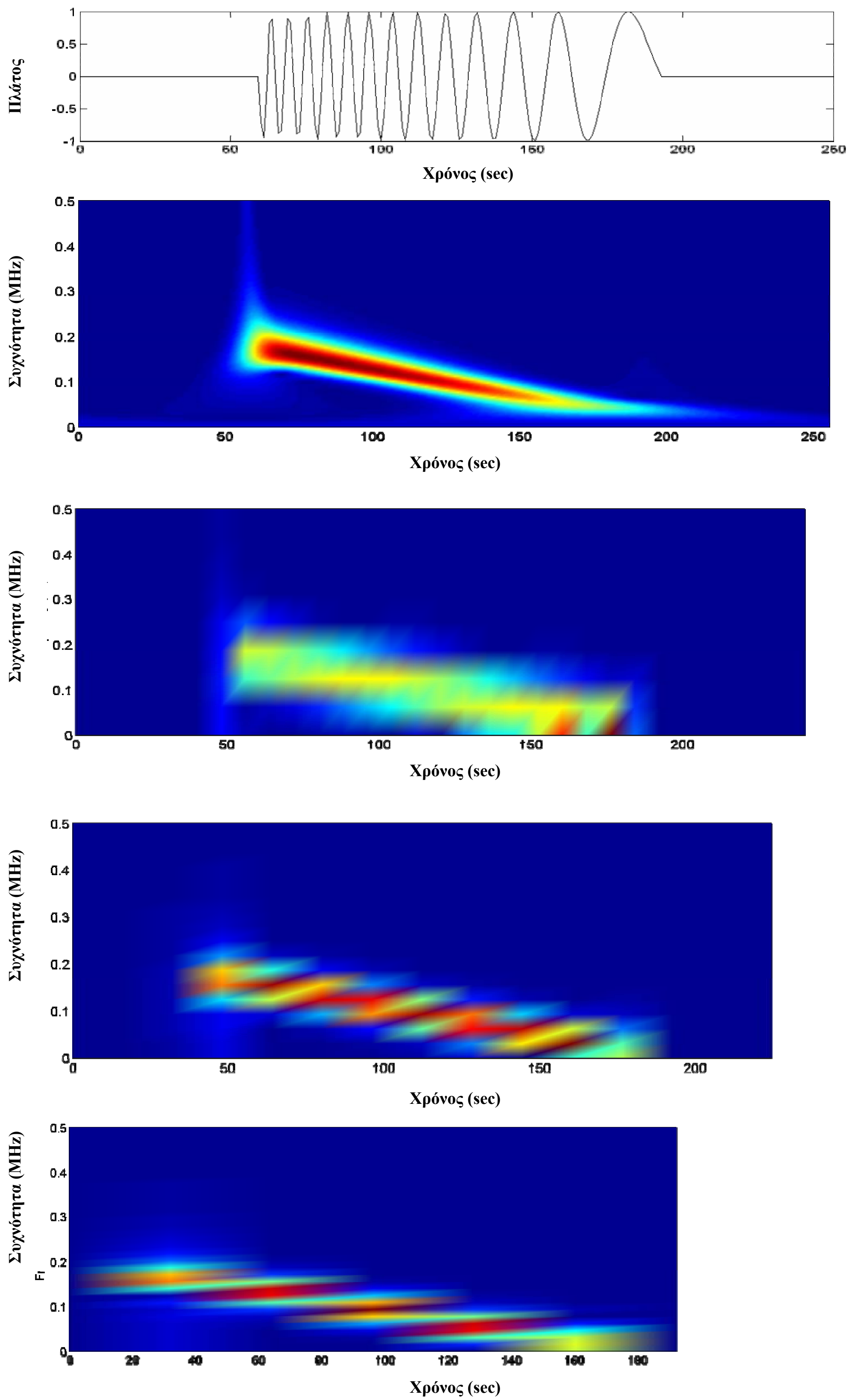
Σχήμα 3.7: *Απεικόνιση t-f. α)Συνθετικό ημιτονοειδές ίχνος, β)Μετασχηματισμός S, γ) STFT,(χρονικό παράθυρο 64 sec) δ) διακριτός WT (μητρικό κυματίδιο db6) και ε) συνεχής WT (μητρικό κυματίδιο db6).*

Δημιουργώντας ένα συνθετικό ίχνος (διάστημα δειγματοληψίας 1 sec) με βαθμιαία ελάττωση της κυρίαρχης συχνότητάς του, κάτι που συμβαίνει και στα δεδομένα γεωραντάρ, παρατηρούμε ότι ο εντοπισμός της κυρίαρχης συχνότητας δεν πραγματοποιείται τόσο καλά μέσω του STFT, σε σχέση με το μετασχηματισμό S (Σχήμα 3.8).

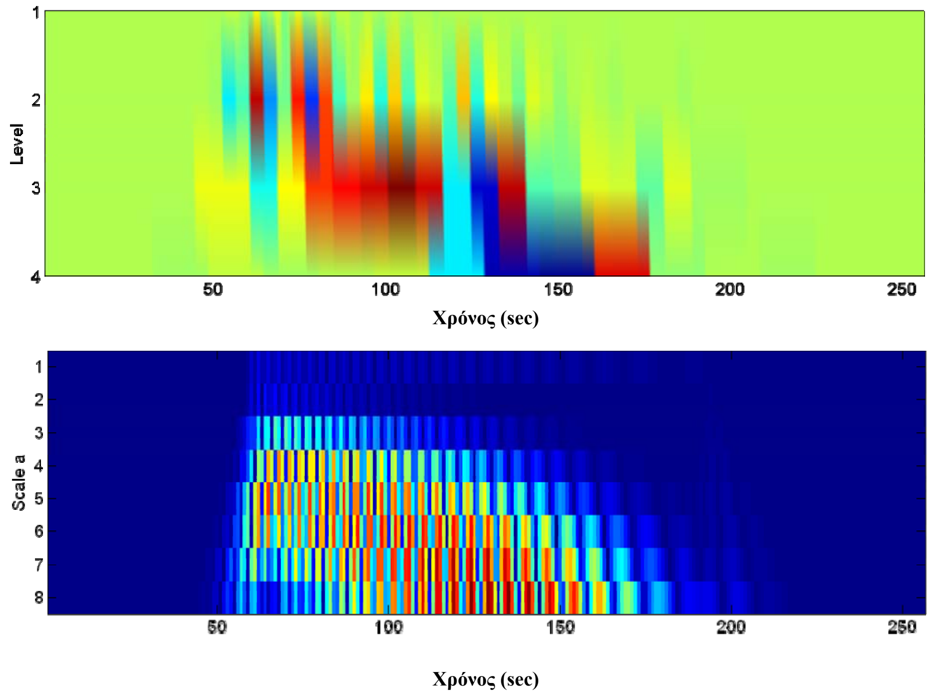
Έγινε φασματική ανάλυση μέσω του STFT με διαφορετικά χρονικά παράθυρα και συγκεκριμένα με χρονικό παράθυρο 16 sec (Σχήμα 3.8γ), 32 sec (Σχήμα 3.8δ) και 64 sec (Σχήμα 3.8ε). Φαίνεται ότι για το συγκεκριμένο παράθυρο δεν υπάρχει βέλτιστη επιλογή χρονικής διάρκειας παράθυρου εφαρμογής, που να παράγει συγκρίσιμα αποτελέσματα με αυτά του μετασχηματισμού S (Σχήμα 3.8α). Η διαφοροποίηση του χρονικού παράθυρου αναπαριστά την βελτίωση της χρονικής ανάλυσης, σε βάρος της συχνοτικής και το αντίστροφο. Είναι φανερό ότι μικρότερο χρονικό παράθυρο από 16 sec θα είχε πολύ χαμηλή συχνοτική ανάλυση και μεγαλύτερο των 64 sec, αντίστοιχα, πολύ χαμηλή χρονική ανάλυση. Επίσης, μέσω του διακριτού και του συνεχούς WT δεν μπορεί κανείς να παραγάγει αντίστοιχα αποτελέσματα με αυτά του μετασχηματισμού S (Σχήματα 3.8στ και ζ).

Σημαντικό είναι επίσης ότι οι συχνότητες του γεωραντάρ, κατά κανόνα, λόγω του μικρού διαστήματος χρονικής δειγματοληψίας, εντοπίζονται σε σχετικά χαμηλά επίπεδα μέσω της απεικόνισης του μετασχηματισμού S και άρα η συχνοτική ανάλυση είναι σχετικά υψηλή. Αυτό οφείλεται στο ότι η μικρή αυτή χρονική δειγματοληψία έχει σαν αποτέλεσμα την υψηλή τιμή της συχνότητας Niquist. Η δε χρονική ανάλυση είναι η υψηλότερη δυνατή.

Εν κατακλείδι, ο μετασχηματισμός S παράγει πιο ερμηνεύσιμα και αξιόπιστα αποτελέσματα από τους υπόλοιπους μετασχηματισμούς t-f που παρουσιάζονται εδώ. Για τα μη-στάσιμα σήματα η διαβαθμισμένη ανάλυση (χρονικό παράθυρο-μήκος κύματος) παράγει καλύτερα αποτελέσματα στον εντοπισμό της κυρίαρχης συχνότητας. Η προσπάθεια να εφαρμοστεί ο STFT με διαφορετικά χρονικά παράθυρα (μικρού μήκους για τις υψηλές συχνότητες και μεγαλύτερου μήκους για τις χαμηλές) , είναι στην πραγματικότητα αυτό που γίνεται μέσω του μετασχηματισμού S και του WT. Επίσης, ο ακριβής εντοπισμός της τιμής της κυρίαρχης συχνότητας, η μεγαλύτερη χρονική ανάλυση και η αντιστρεψιμότητα του μετασχηματισμού S, αποτελούν βελτιώσεις στον WT.



Σχήμα 3.8: *Απεικόνιση t-f. α)Συνθετικό ημιτονοειδές ίχνος β) Μετασχηματισμός S,και STFT με νικό παράθυρο γ)16 sec, δ)32 sec και ε) 64 sec.*



Σχήμα 3.8: *(Συνέχεια): στ) διακριτός WT (μητρικό κυματίδιο db6) και ζ) συνεχής WT (μητρικό κυματίδιο db6).*

4. ΕΞΙΣΟΡΡΟΠΗΣΗ ΦΑΣΜΑΤΟΣ

4.1 Εισαγωγή.

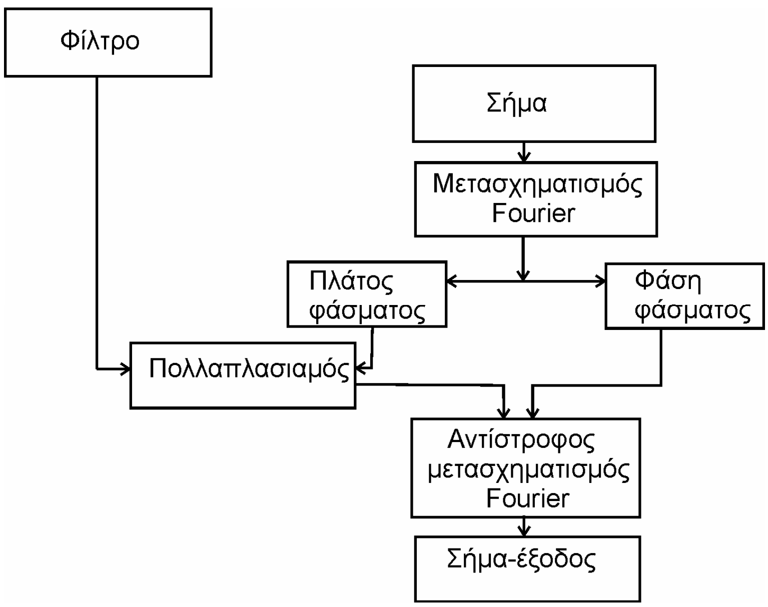
Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφεται η προτεινόμενη μεθοδολογία εξισορρόπησης φάσματος σε δεδομένα γεωραντάρ. Αρχικά δημιουργήθηκε μια πρωτότυπη μεθοδολογία, σύμφωνα με την οποία μπορεί να πραγματοποιηθεί εξισορρόπηση φάσματος στον χώρο των συχνοτήτων με την χρήση ενός φάσματος αναφοράς. Η χρήση της μεθοδολογίας αυτής επεκτείνεται στον χώρο t-f περιλαμβάνοντας εκτός της αποκατάστασης της κυρίαρχης συχνότητας δεδομένων γεωραντάρ σε όλους τους χρόνους και την ενίσχυση στον χώρο t-f για την αύξηση της στασιμότητας και την αποφυγή μεταβολής της φάσης του φάσματος των δεδομένων.

4.2 Προτεινόμενη μεθοδολογία εξισορρόπησης φάσματος.

Προτείνεται εξισορρόπηση φάσματος καταγραφών γεωραντάρ στον χώρο t-f. Όλη η μεθοδολογία πραγματοποιείται ξεχωριστά σε κάθε ίχνος μιας τομής γεωραντάρ, ενώ η απεικόνιση κάθε ίχνους στο χώρο t-f γίνεται με τη χρήση του μετασχηματισμού S.

4.2.1 Εξισορρόπηση φάσματος στο χώρο των συχνοτήτων.

Εξισορρόπηση φάσματος μπορεί να πραγματοποιηθεί στο χώρο των συχνοτήτων (Yilmaz, 1987, Lazaratos and Finn, 2006, Xu and Chopra, 2007), με την τροποποίηση του πλάτους του φάσματος σύμφωνα με ένα πλάτος φάσματος αναφοράς. Λόγω του ότι το φίλτρο που χρησιμοποιείται για την εν λόγω τροποποίηση εφαρμόζεται μόνο στο πλάτος του φάσματος, ονομάζεται φίλτρο μηδενικής φάσης (Σχήμα 4.1).

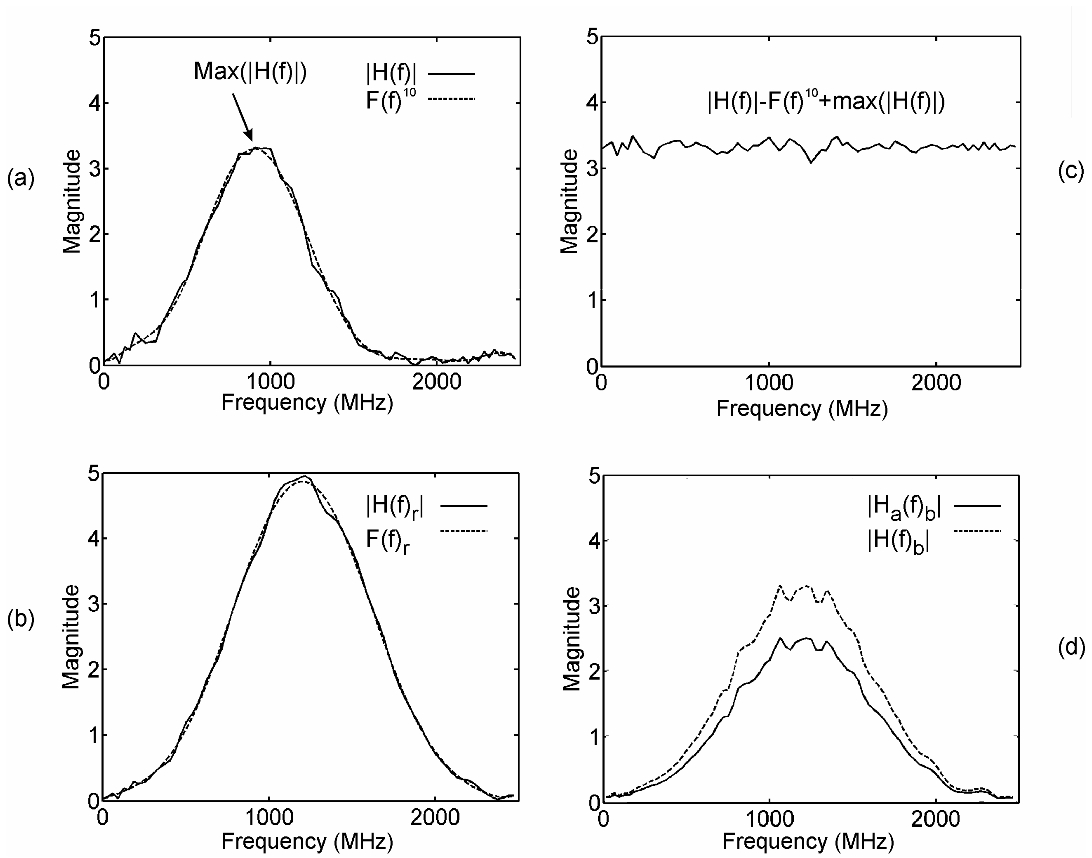


Σχήμα 4.1: *Σχεδιασμός φίλτρου μηδενικής φάσης και εφαρμογή του στο χώρο των συχνοτήτων (Yilmaz, 1987).*

Ένα πολυώνυμο $10^{ου}$ βαθμού μπορεί να περιγράψει επαρκώς το φάσμα καταγραφής γεωραντάρ (Σχήμα 4.2α). Η μορφοποίηση του φάσματος πραγματοποιείται σύμφωνα με την ακόλουθη σχέση:

$$\left|H_b(f)\right| = \left\{\left|H(f)\right| - F(f) + \max\left[\left|H(f)\right|\right]\right\} \; F_r(f) \tag{4.4}$$

Όπου |H(f)| είναι το πλάτος του φάσματος της προς επεξεργασία χρονοσειράς (συνεχής γραμμή) και F(f) είναι ένα πολυώνυμο $10^{ου}$ βαθμού, το οποίο προσαρμόζεται στο |H(f)| (διακεκομμένη γραμμή). Το $F_r(f)$ είναι ένα $10^{ου}$ βαθμού πολυώνυμο (κανονικοποιημένο ως προς την μέγιστη τιμή του), το οποίο προσαρμόζεται στο φάσμα αναφοράς $|H_r(f)|$ (Σχήμα 4.2β). Στο Σχήμα 4.2γ φαίνεται ο όρος της εξίσωσης 4.4, που βρίσκεται σε αγκύλες. Η διακεκομμένη γραμμή στο Σχήμα 4.2δ είναι το $|H_b(f)|$.



Σχήμα 4.2: *Εξισορρόπηση φάσματος στο χώρο των συχνοτήτων. α) Πλάτος του προς επεξεργασία φάσματος και προσαρμοσμένο σε αυτό πολυώνυμο $10^{ου}$ βαθμού, β) Πλάτος του φάσματος αναφοράς και προσαρμοσμένο σε αυτό πολυώνυμο $10^{ου}$ βαθμού, γ) Λεύκανση του φάσματος σύμφωνα με τον όρο που βρίσκεται σε αγκύλες στην εξίσωση 4.4 και δ) Πλάτος του φάσματος μετά από την εφαρμογή της εξίσωσης 4.4 (διακεκομμένη γραμμή) και μετά την επιπλέον χρήση της εξίσωσης 4.5 (συνεχής γραμμή).*

Αξίζει να σημειωθεί εδώ ότι το $|H_b(f)|$ εσωκλείει περισσότερη ενέργεια από το |H(f)| και αυτό οφείλεται στο ότι, ενώ το μέγιστο παραμένει ίδιο, το εύρος του $|H_b(f)|$ είναι μεγαλύτερο του |H(f)|, σύμφωνα με το εύρος του $|H_r(f)|$. Για να μπορεί να υπάρξει ένας έλεγχος στα εξαγόμενα αποτελέσματα της τροποποίησης του πλάτους του φάσματος, απαιτείται ένα επιπρόσθετο βήμα, χρησιμοποιώντας την παρακάτω εξίσωση:

$$\left|H_{ab}(f)\right| = \left|H_b(f)\right| \left[\frac{\int_{-\infty}^{\infty}\left|H(f)\right|df}{\int_{-\infty}^{\infty}\left|H_b(f)\right|df}\right] \tag{4.5}$$

Όπου το $|H_{ab}(f)|$ εσωκλείει ενέργεια ίση με του $|H(f)|$ (Σχήμα 4.2δ, συνεχής γραμμή) και άρα έχει παρόμοιο μέγιστο πλάτος με αυτό στο χώρο των χρόνων. Με τη χρήση των εξισώσεων 4.4 και 4.5 πραγματοποιείται τροποποίηση της κυρίαρχης συχνότητας και διατήρηση του πλάτους των κυματομορφών αντίστοιχα.

<u>4.2.2 Εξισορρόπηση φάσματος στον χώρο t-f.</u>

Δημιουργήθηκε συνθετικό ίχνος (Σχήμα 4.3α), το οποίο προήλθε από τη συνέλιξη μοναδιαίων συντελεστών ανάκλασης και ενός συμμετρικού (μηδενικής φάσης) «γκαουσιανού» κυματιδίου, κεντρικής συχνότητας 1200 MHz σε μικρούς χρόνους και 1000 MHz σε μεγαλύτερους. Η γενική εξίσωση δημιουργίας του συνθετικού ίχνους y(t) είναι:

$$y(t) = c_1(t) + c_2(t) + n(t) \tag{4.6}$$

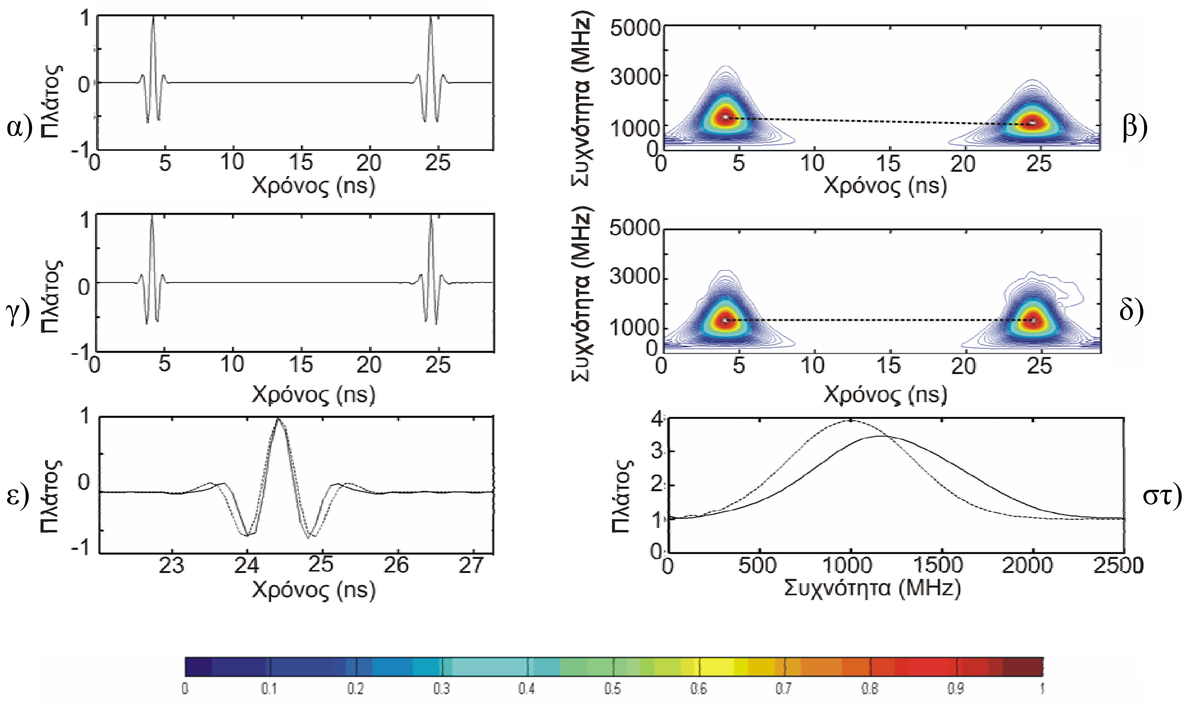
όπου n είναι τυχαίος θόρυβος και c_1 και c_2 είναι τα λεγόμενα «γκαουσιανά» κυματίδια, τα οποία παράγονται από τον πολλαπλασιασμό μιας ημιτονοειδούς συνάρτησης και μιας γκαουσιανής:

$$c_i(t) = \mathrm{a}_i e^{-\frac{b_i \tau_i^2}{2}} \cos(2\pi t f_0) \tag{4.7}$$

όπου $\tau_i = (t - t_{si})$, με t_{si} τον χρόνο όπου βρίσκεται το μέγιστο, a_i , το πλάτος, f_0, την κυρίαρχη συχνότητα και b_i, μια παράμετρος που καθορίζει το πλάτος της γκαουσιανής συνάρτησης και έχει τεθεί ίση με 4.5 για όλα τα παραδείγματα του παρόντος κεφαλαίου. Επίσης για όλα τα παραδείγματα του παρόντος κεφαλαίου ο χρόνος δειγματοληψίας τέθηκε 0.1 ns. Το εν λόγω «γκαουσιανό» κυματίδιο χρησιμοποιήθηκε εξ' αρχής διότι θεωρήθηκε ότι μοιάζει, οπτικά τουλάχιστον, με τα κυματίδια εκπομπής μιας συσκευής γεωραντάρ, σύμφωνα με τους Irving και Knight (2003).

Η απεικόνιση του πλάτους του φάσματος του εν λόγω συνθετικού ίχνους, σε σχέση με το χρόνο, έγινε μέσω του μετασχηματισμού S (Σχήμα 4.3β). Το n(t) στην εξίσωση 4.6 τέθηκε μηδέν. Σύμφωνα με την εξίσωση 3.16, ο αντίστροφος μετασχηματισμός S πραγματοποιείται μετά από ολοκλήρωση ως προς το χρόνο και αντίστροφο FT. Αν λοιπόν αθροίσουμε ως προς το χρόνο, έστω από t_1 έως t_2 , το αποτέλεσμα είναι το φάσμα της συγκεκριμένης διάρκειας (t_1 έως t_2) της χρονοσειράς. Με αυτόν τον τρόπο ανακτώνται δύο φάσματα που αντιστοιχούν στο πρώτο και δεύτερο μισό της χρονικής διάρκειας του συνθετικού ίχνους.

Πραγματοποιήθηκε μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος της χρονικής διάρκειας από 14 ns έως 28 ns (εξίσωση 4.4), θεωρώντας σαν πλάτος του φάσματος αναφοράς το πλάτος του φάσματος της χρονικής διάρκειας από 0 ns έως 14 ns. Το μορφοποιημένο πλάτος του φάσματος συνδυάστηκε με την αντίστοιχης χρονικής διάρκειας φάση του φάσματος για την δημιουργία του εξισορροπημένου φάσματος, που αντιστοιχεί σε χρόνους 14 ns έως 28 ns.

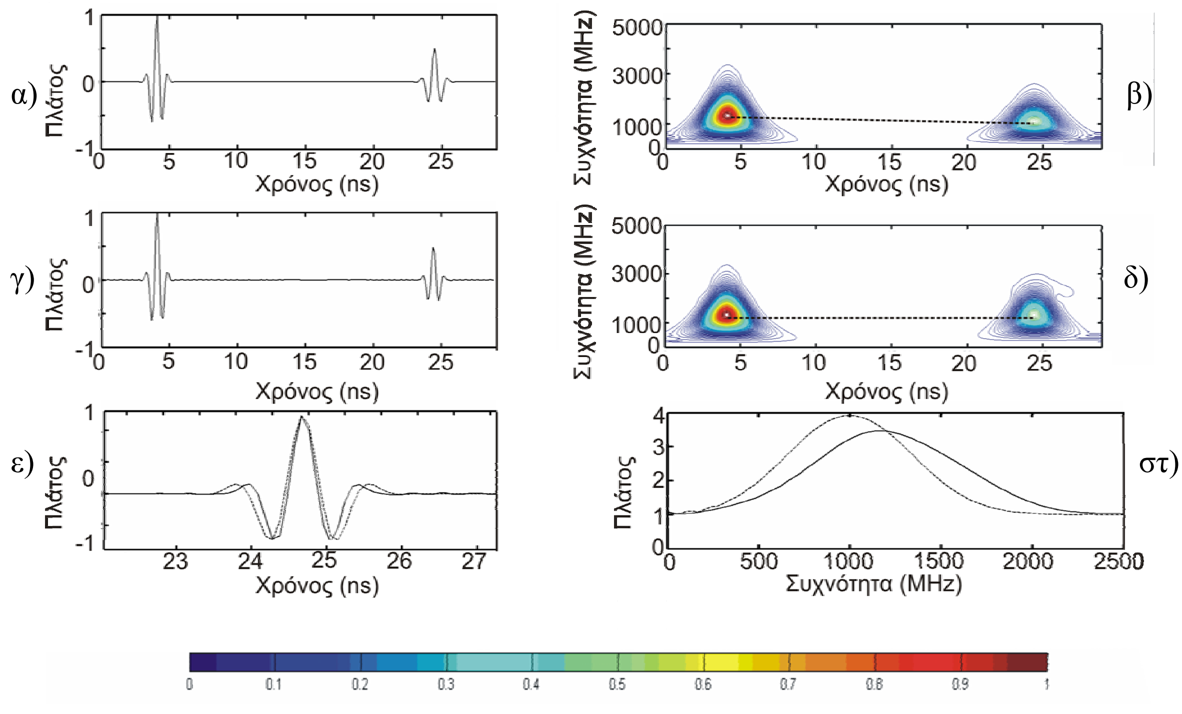


Σχήμα 4.3. α) Συνθετικό ίχνος που αποτελείται από δύο κυματίδια 1200 MHz κυρίαρχης συχνότητας πριν από τα 5 ns και 1000 MHz μετά τα 22 ns, β) το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (α) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S, γ) το (α) μετά από μορφοποίηση του φάσματος. Το δεύτερο κυματίδιο διαρκεί λιγότερο από πριν, περιγράφεται δηλαδή από υψηλότερη κυρίαρχη συχνότητα. δ) το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (γ) στον χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S,ε) λεπτομέρεια των (α), διακεκομμένη γραμμή και(γ), συνεχής γραμμή και στ) το προς επεξεργασία πλάτος του φάσματος (που αντιστοιχεί στη χρονική διάρκεια 14 έως 28 ns) πριν (διακεκομμένη γραμμή) και μετά (συνεχής γραμμή) τη μορφοποίησή του. Οι μαύρες διακεκομμένες γραμμές δείχνουν τη μεταβολή της κυρίαρχης συχνότητας με το χρόνο. Το πλάτος του φάσματος στον χώρο t-f απεικονίζεται κανονικοποιημένο ως προς τη μέγιστη τιμή του.

Αν στο άθροισμα του φάσματος αναφοράς και του εξισορροπημένου φάσματος εφαρμοστεί IFT, το αποτέλεσμα θα είναι, το κυματίδιο που βρίσκεται στα περίπου 23 ns, να υποστεί τροποποίηση της κυρίαρχης συχνότητάς του από 1000 MHz (Σχήματα

4.3α και 4.3β) σε 1200 MHz (Σχήματα 4.3γ και 4.3δ). Πριν από και μετά το δεύτερο κυματίδιο διακρίνονται «ρυτιδώσεις» (ripples) (Σχήμα 4.3γ), οι οποίες είναι αναμενόμενο προϊόν της μορφοποίησης του πλάτους του φάσματος (Yilmaz, 1987). Η αύξηση της κυρίαρχης συχνότητας του δεύτερου κυματιδίου κατά 200 MHz (Σχήμα 4.3ε) μείωσε της χρονική του διάρκεια (συνεχής γραμμή) σε σχέση με την χρονική διάρκεια που είχε πριν την μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος (διακεκομμένη γραμμή), ενώ συγχρόνως διατήρησε το ίδιο μέγιστο πλάτος.

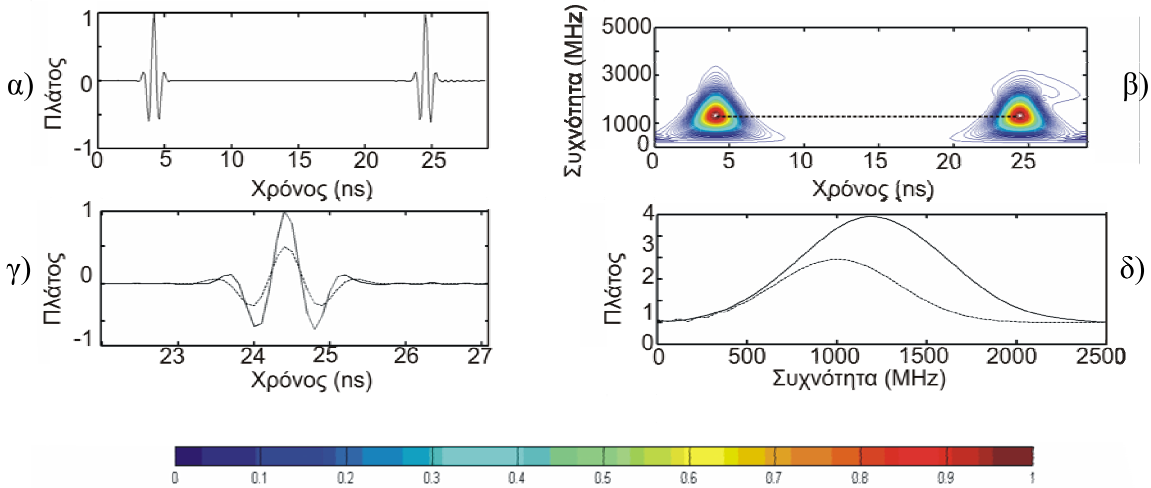
Για να μελετηθεί περαιτέρω η διατήρηση της αρχικής ενέργειας του προς επεξεργασία κυματιδίου, μέσω της εξίσωσης 4.5, δημιουργήθηκε συνθετικό ίχνος, στο οποίο το δεύτερο κυματίδιο (~23 ns) έχει το μισό πλάτος του πρώτου (~3ns) (Σχήμα 4.4α). Παρατηρείται ότι μετά την μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος (Σχήμα 4.4γ) , το δεύτερο κυματίδιο έχει αποκτήσει υψηλότερη κυρίαρχη συχνότητα (μικρότερη διάρκεια) από ότι είχε προηγουμένως, ενώ συγχρόνως διατήρησε το αρχικό μέγιστο πλάτος του.



Σχήμα 4.4: α) Συνθετικό ίχνος που αποτελείται από δύο κυματίδια 1200 MHz κυρίαρχης συχνότητας πριν από τα 5 ns και 1000 MHz μετά τα 22 ns. Το δεύτερο κυματίδιο έχει το μισό πλάτος σε σχέση με την πρώτη. β) Το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (α) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S, γ) το (α) μετά από μορφοποίηση του φάσματος. Η δεύτερη ανάκλαση διαρκεί λιγότερο από πριν, περιγράφεται δηλαδή από υψηλότερη κυρίαρχη συχνότητα. δ) το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (γ) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S, ε) λεπτομέρεια των (α), διακεκομμένη γραμμή και (γ), συνεχής γραμμή και στ) το προς επεξεργασία πλάτος του φάσματος (που αντιστοιχεί στη χρονική διάρκεια 16 έως 28 ns) πριν (διακεκομμένη γραμμή) και μετά (συνεχής γραμμή) τη μορφοποίησή του. Οι μαύρες διακεκομμένες γραμμές δείχνουν τη μεταβολή της κυρίαρχης συχνότητας με τν χρόνο. Το πλάτος του φάσματος στο χώρο t-f απεικονίζεται κανονικοποιημένο ως προς τη μέγιστη τιμή του.

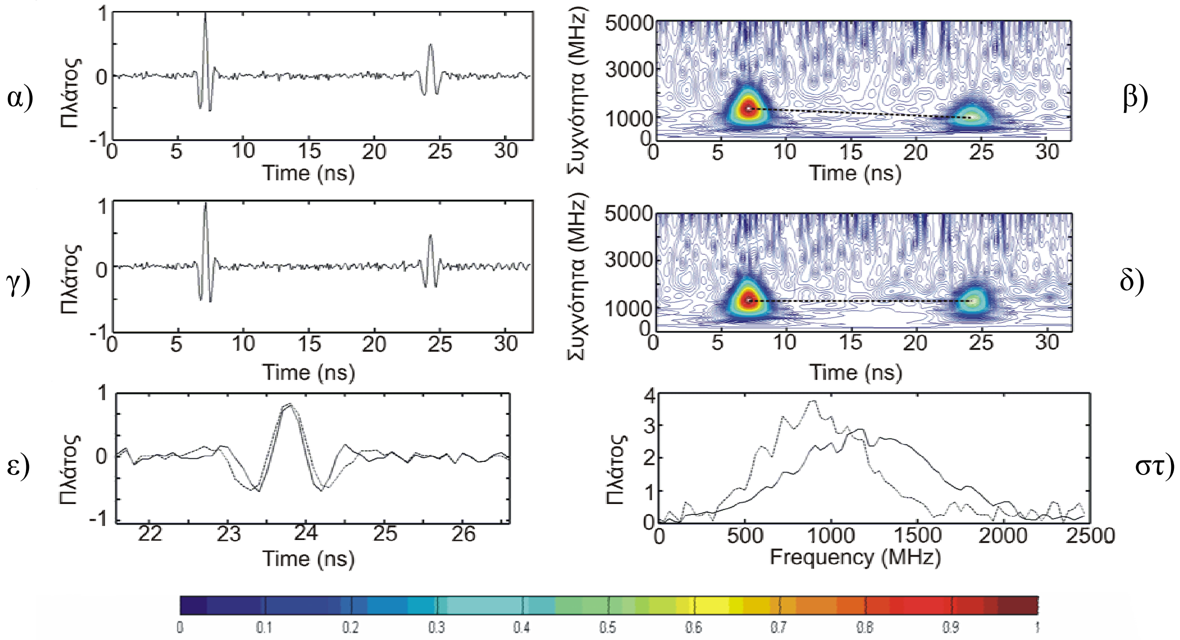
Αυτή η τροποποίηση της κυρίαρχης συχνότητας διακρίνεται, επίσης, και με την σύγκριση του πλάτους του φάσματος του ίχνους πριν (Σχήμα 4.4β) και μετά (Σχήμα 4.4δ) τη μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος. Η διατήρηση του μέγιστου πλάτους του δεύτερου κυματιδίου με την ταυτόχρονη αύξηση της κυρίαρχης συχνότητάς του (Σχήμα 4.4ε) οφείλεται στην διατήρηση της ενέργειας του πλάτους του φάσματός του μετά την μορφοποίηση αυτού (Σχήμα 4.4στ).

Είναι δυνατόν να επιτευχθεί, ταυτόχρονα με την τροποποίηση του πλάτους του φάσματος, ενίσχυση του μέγιστου του δεύτερου κυματιδίου του προαναφερθέντος συνθετικού ίχνους (Σχήμα 4.4α), με την αντικατάσταση του |H(f)| από το $|H_r(f)|$στην εξίσωση 4.5 (Σχήμα 4.5).

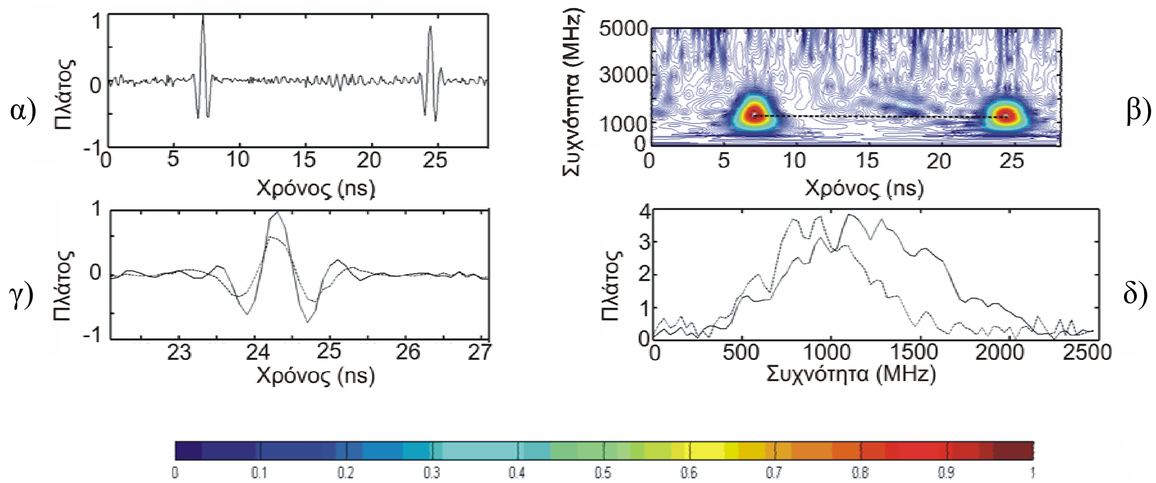


Σχήμα 4.5: α) το ίχνος του Σχήματος 4.4α μετά από μορφοποίηση του φάσματος και σύγχρονη ενίσχυση (βλέπε κείμενο). Το δεύτερο κυματίδιο διαρκεί λιγότερο από πριν, περιγράφεται δηλαδή από υψηλότερη κυρίαρχη συχνότητα .β) το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (α) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S,γ) λεπτομέρεια των 4.4α, διακεκομμένη γραμμή και(γ), συνεχής γραμμή και δ) το προς επεξεργασία πλάτος του φάσματος (που αντιστοιχεί στη χρονική διάρκεια 16 έως 28 ns) πριν (διακεκομμένη γραμμή) και μετά (συνεχής γραμμή) τη μορφοποίησή του. Οι μαύρη διακεκομμένη γραμμή δείχνει τη μεταβολή της κυρίαρχης συχνότητας με το χρόνο. Το πλάτος του φάσματος στο χώρο t-f απεικονίζεται κανονικοποιημένο ως προς τη μέγιστη τιμή του.

Παρουσία θορύβου (κανονικοποιημένος με σ=0.06%), τόσο η διατήρηση (Σχήμα 4.6) όσο και η αύξηση του μέγιστου πλάτους του δεύτερου κυματιδίου (Σχήμα 4.7).. Διατηρώντας το μέγιστο πλάτος του δεύτερου κυματιδίου (Σχήμα 4.6α και β), ο θόρυβος έχει ενισχυθεί (Σχήμα 4.6γ, δ και ε). Αυτό οφείλεται στο ότι κατά τη μορφοποίηση φάσματος, πραγματοποιείται διαπλάτυνση και μετακίνηση του πλάτους του φάσματος προς τις υψηλότερες συχνότητες, με αποτέλεσμα αυτές να ενισχύονται (Σχήμα 4.6στ).



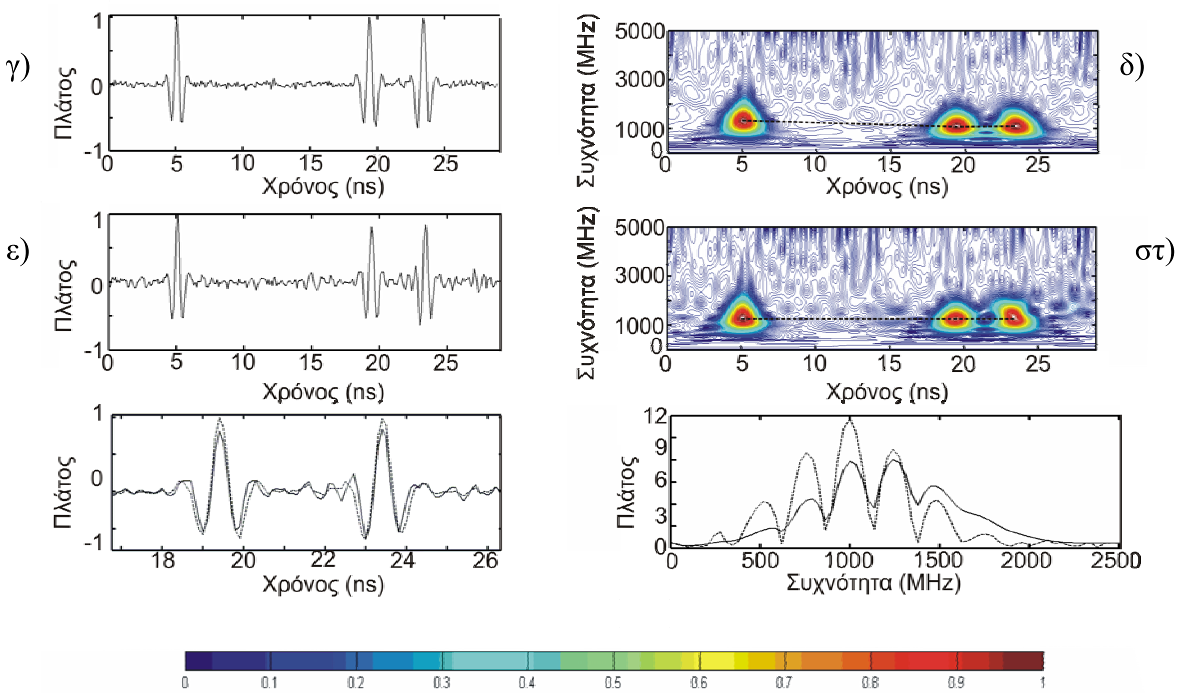
Σχήμα 4.6: α) Συνθετικό ίχνος που αποτελείται από δύο κυματίδια 1200 MHz κυρίαρχης συχνότητας πριν από τα 5 ns και 1000 MHz μετά τα 22 ns. Το δεύτερο κυματίδιο έχει το μισό πλάτος σε σχέση με την πρώτη. β) Το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (α) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S, γ) το (α) μετά από μορφοποίηση του φάσματος. Η δεύτερη ανάκλαση διαρκεί λιγότερο από πριν, περιγράφεται δηλαδή από υψηλότερη κυρίαρχη συχνότητα. δ) το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (γ) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S,ε) λεπτομέρεια των (α), διακεκομμένη γραμμή και (γ), συνεχής γραμμή και στ) το προς επεξεργασία πλάτος του φάσματος (που αντιστοιχεί στη χρονική διάρκεια 16 έως 28 ns) πριν (διακεκομμένη γραμμή) και μετά (συνεχής γραμμή) τη μορφοποίησή του. Οι μαύρες διακεκομμένες γραμμές δείχνουν τη μεταβολή της κυρίαρχης συχνότητας με το χρόνο. Το πλάτος του φάσματος στο χώρο t-f απεικονίζεται κανονικοποιημένο ως προς τη μέγιστη τιμή του.



***Σχήμα 4.7**: α) το ίχνος του Σχήματος 4.6α μετά από μορφοποίηση του φάσματος και σύγχρονη ενίσχυση (βλ. κείμενο). Το δεύτερο κυματίδιο διαρκεί λιγότερο από πριν, περιγράφεται δηλαδή από υψηλότερη κυρίαρχη συχνότητα. β) το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (α) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S, γ) λεπτομέρεια των 4.6α, διακεκομμένη γραμμή και (γ), συνεχής γραμμή και δ) το προς επεξεργασία πλάτος του φάσματος (που αντιστοιχεί στη χρονική διάρκεια 16 έως 28 ns) πριν (διακεκομμένη γραμμή) και μετά (συνεχής γραμμή) τη μορφοποίησή του. Η μαύρη διακεκομμένη γραμμή δείχνει τη μεταβολή της κυρίαρχης συχνότητας με το χρόνο. Το πλάτος του φάσματος στο χώρο t-f απεικονίζεται κανονικοποιημένο ως προς τη μέγιστη τιμή του.*

Ενισχύοντας το μέγιστο του δεύτερου κυματιδίου (Σχήμα 4.7) δεν κατέστη δυνατόν αυτό να είναι ακριβώς ίδιο με αυτό του πρώτου κυματιδίου, όπως θα ήταν αναμενόμενο (Σχήμα 4.7α). Αυτό εξηγείται από το γεγονός ότι η ενέργεια που δόθηκε στο πλάτος του φάσματος του δεύτερου κυματιδίου, διανεμήθηκε αναλογικά στο σήμα και στο θόρυβο (Σχήμα 4.7β). Η αύξηση του υψίσυχνου θορύβου δεν οφείλεται μόνο στην καθ' αυτή μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος, αλλά και στη γενικότερη αύξηση της ενέργειας του πλάτους του φάσματος (Σχήματα 4.7γ και δ).

Για την τροποποίηση της κυρίαρχης συχνότητας δύο κυματιδίων, συγχρόνως, δημιουργήθηκε συνθετικό ίχνος, στο οποίο μετά τα 15 ns υπάρχουν 2 κυματίδια, τα οποία σε αντιπαράθεση με την κεντρική συχνότητα του πρώτου κυματιδίου των 1200 MHz, περιγράφονται από κεντρική συχνότητα 1000 MHz (Σχήμα 4.8α).

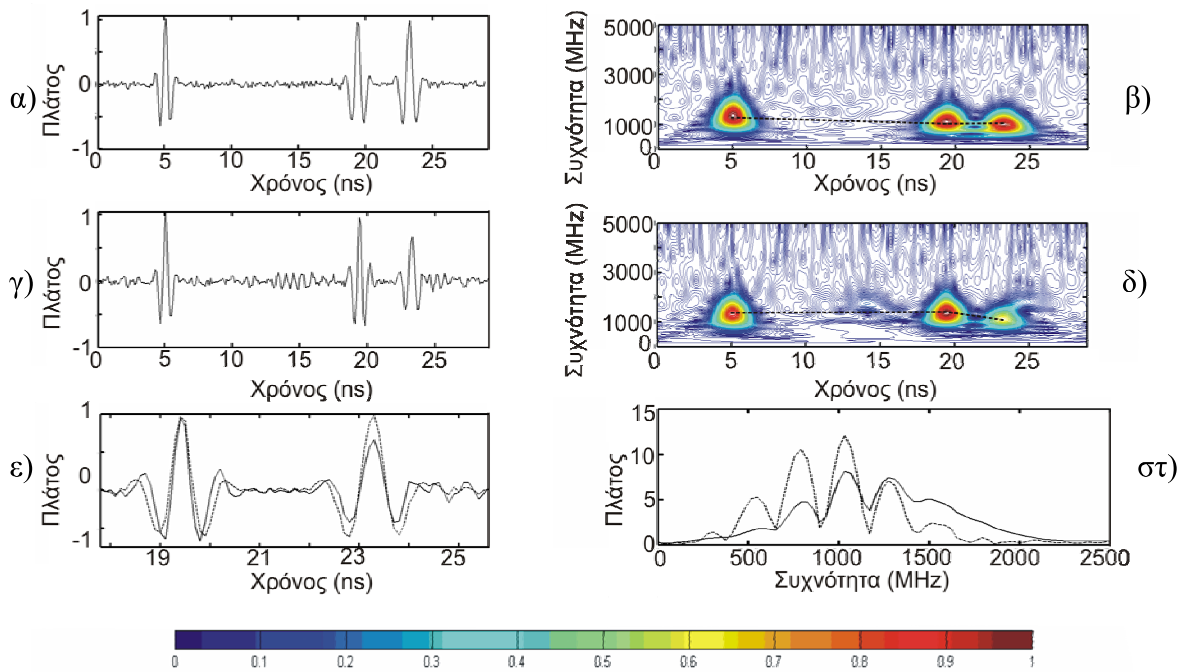


Σχήμα 4.8: *α) Συνθετικό ίχνος που αποτελείται από τρία κυματίδια: Ένα κυματίδιο 1200 MHz κυρίαρχης συχνότητας πριν από τα 10 ns και δύο κυματίδια 1000 MHz μετά τα 15 ns. β) Το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (α) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S, γ) το (α) μετά από μορφοποίηση του φάσματος. Τα δύο τελευταία κυματίδια διαρκούν λιγότερο από πριν, περιγράφονται δηλαδή από υψηλότερη κυρίαρχη συχνότητα. δ) το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (γ) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S, ε) λεπτομέρεια των (α), διακεκομμένη γραμμή και (γ), συνεχής γραμμή και στ) το προς επεξεργασία πλάτος του φάσματος (που αντιστοιχεί στη χρονική διάρκεια 16 έως 28 ns) πριν (διακεκομμένη γραμμή) και μετά (συνεχής γραμμή) τη μορφοποίησή του. Οι μαύρες διακεκομμένες γραμμές δείχνουν τη μεταβολή της κυρίαρχης συχνότητας με το χρόνο. Το πλάτος του φάσματος στο χώρο t-f απεικονίζεται κανονικοποιημένο ως προς τη μέγιστη τιμή του.*

Εφαρμόζοντας, όπως και παραπάνω, μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος που αντιστοιχεί σε χρόνους μεγαλύτερους των 14 ns, έχουμε παρόμοια αποτελέσματα - όπως και στα προηγούμενα παραδείγματα - όπου υπήρχε ένα κυματίδιο (Σχήμα 4.8).

Παρατηρείται ότι, όσο πιο πολύπλοκο γίνεται το ίχνος, τόσο πιο δύσκολα ορίζεται το πλάτος του φάσματος (δεν έχει ομαλή μορφή).

Στην περίπτωση που τα δύο κυματίδια έχουν διαφορετικές συχνότητες (Σχήμα 4.9) δεν πραγματοποιείται διαφοροποίηση της κυρίαρχης συχνότητας και των δύο κυματιδίων (Σχήματα 4.9β και 4.9δ). Επίσης, παρατηρείται υποβάθμιση του μέγιστου πλάτους του δεύτερου κυματιδίου (Σχήματα 4.9γ και 4.9 ε).



Σχήμα 4.9: *α) Συνθετικό ίχνος που αποτελείται από τρία κυματίδια Ένα κυματίδιο 1200 MHz κυρίαρχης συχνότητας πριν από τα 10 ns και δύο κυματίδια 1000 MHz και 900 MHz μετά τα 15 και τα 20 ns αντίστοιχα. β) Το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (α) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S, γ) το Σχήμα (α) μετά από μορφοποίηση του φάσματος. Μόνο το πρώτο από τα δύο κυματίδια φαίνεται να έχει υποστεί αύξηση της κυρίαρχης συχνότητάς της, ενώ το δεύτερο έχει υποστεί και υποβάθμιση του μέγιστου πλάτους του. δ) Το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (γ) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S, ε) λεπτομέρεια των (α), διακεκομμένη γραμμή και (γ), συνεχής γραμμή και στ) το προς επεξεργασία πλάτος του φάσματος (που αντιστοιχεί στη χρονική διάρκεια 16 έως 28 ns) πριν (διακεκομμένη γραμμή) και μετά (συνεχής γραμμή) τη μορφοποίησή του. Οι μαύρες διακεκομμένες γραμμές δείχνουν τη μεταβολή της κυρίαρχης συχνότητας με το χρόνο. Το πλάτος του φάσματος στο χώρο t-f απεικονίζεται κανονικοποιημένο ως προς τη μέγιστη τιμή του.*

Παρ’ όλο που το γενικό σχήμα του πλάτους του φάσματος δε μοιάζει με αυτό της μίας ανάκλασης των προηγούμενων παραδειγμάτων (Σχήμα 4.9στ), η προσαρμογή του 10^{ου} βαθμού πολυωνύμου φαίνεται να παράγει, ικανοποιητικά, διαπλάτυνση και μετακίνησή του στον άξονα των συχνοτήτων.

Τα προβλήματα που προέκυψαν από τα προηγούμενα παραδείγματα είναι τα εξής:

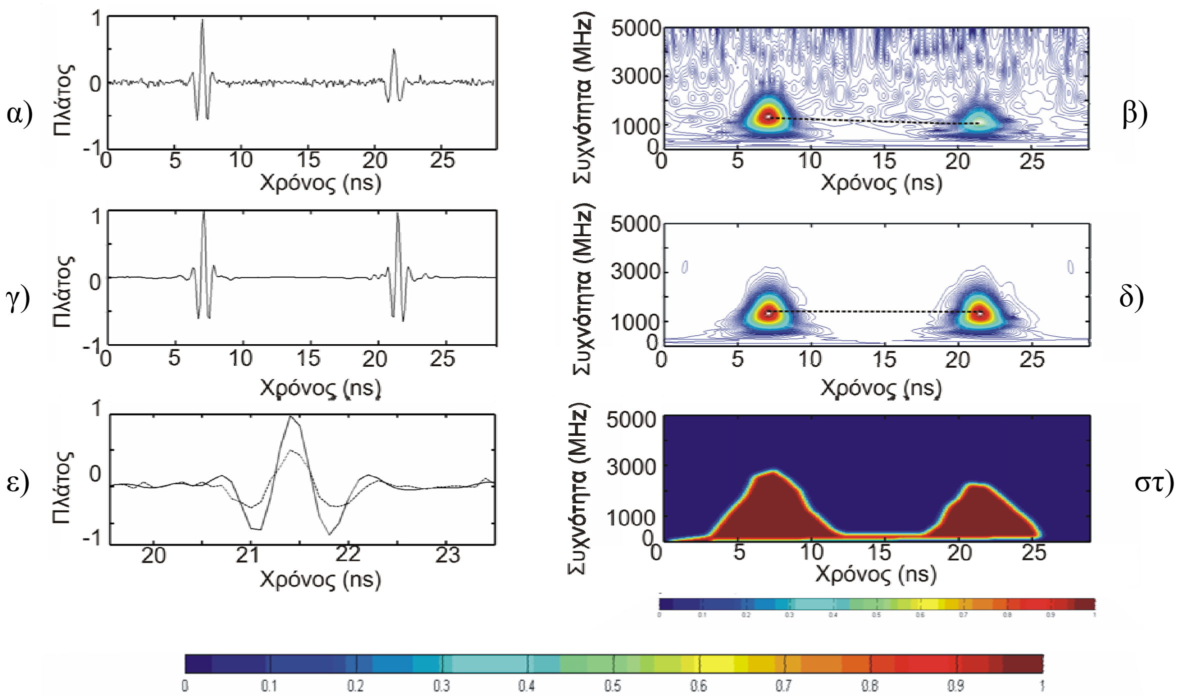
1) Λόγω της μορφοποίησης του πλάτους του φάσματος αυξάνεται ο υψίσυχνος θόρυβος.
2) Η μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος είναι αποτελεσματική στην τροποποίηση της κυρίαρχης συχνότητας σε τμήμα μιας καταγραφής, όταν αυτό χαρακτηρίζεται από ίδια κυρίαρχη συχνότητα σε όλη την διάρκειά του.
3) Όσο το σήμα γίνεται πιο πολύπλοκο (περιέχει πάνω από μία ανακλάσεις), τόσο το πλάτος του φάσματος χάνει το «ομαλό» του σχήμα, με αποτέλεσμα να μειώνεται η δραστικότητα των πολυωνύμων που το προσεγγίζουν.

Το πρώτο από τα προβλήματα αυτά είναι δυνατόν να λυθεί με την αποθορυβοποίηση του σήματος, πριν από οποιαδήποτε άλλη ενέργεια. Τα δύο τελευταία προβλήματα απαιτούν κοινή λύση, η οποία είναι η εφαρμογή της μεθόδου μορφοποίησης του πλάτους του φάσματος σε χρονικά παράθυρα. Αυτή η επιλογή μπορεί να εξασφαλίσει προσωρινή στασιμότητα κυρίαρχης συχνότητας, κατά τη χρονική διάρκεια στην οποία εφαρμόζεται η μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος. Συγχρόνως, το τμήμα της χρονοσειράς, του οποίου το πλάτος του φάσματος υπόκειται σε επεξεργασία, είναι πιο απλοποιημένο, με κατ' επέκταση ομαλότερο σχήμα του πλάτους του φάσματος.

<u>4.2.3 Επιλογή χρονικά μεταβαλλόμενου εύρους συχνοτήτων.</u>

Για να αντιμετωπιστεί το πρώτο από τα παραπάνω αναφερόμενα προβλήματα, δημιουργήθηκε αλγόριθμος σε περιβάλλον MatLab, με τον οποίο μπορεί ο χρήστης να εφαρμόσει χρονομεταβλητό φίλτρο ΕΠΕΣ στο χώρο του μετασχηματισμού S.

Έστω συνθετικό ίχνος, στο οποίο το δεύτερο κυματίδιο (~22 ns) έχει το μισό πλάτος του πρώτου (~6ns), στο οποίο έχει προστεθεί θόρυβος ο οποίος είναι κανονικοποιημένος με σ=0.06% (Σχήμα 4.10α). Πριν εφαρμοστεί η μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος που αντιστοιχεί σε χρόνους μετά τα 15 ns, σχεδιάζεται φίλτρο ΕΠΕΣ (Σχήμα 4.10στ) στο πλάτος του φάσματος, στο χώρο t-f (Σχήμα 4.10β). Σημειωτέον, ότι το φίλτρο αυτό εφαρμόζεται τόσο στο πλάτος του φάσμτος, όσο και στην φάση του. Η μετάβαση από το 1 στο 0 (Σχήμα 4.10στ) ομαλοποιείται με αριθμητικές τεχνικές ομαλοποίησης για την αποφυγή δημιουργίας ρυτιδώσεων, σύμφωνα με τις ιδιότητες του FT. Το αποτέλεσμα της εφαρμογής του χρονομεταβλητού ΕΠΕΣ στο φάσμα του ίχνους (Σχήμα 4.10β) και της τροποποίησης του φάσματος, είναι να αποθορυβοποιηθεί το πλάτος του φάσματος στο χώρο t-f, να εξισορροπηθεί ως προς την κυρίαρχη συχνότητα, καθώς και να ενισχυθεί το πλάτος του δεύτερου κυματιδίου (Σχήμα 4.10δ). Μετά από αντίστροφο μετασχηματισμό S, τα παραπάνω φαίνονται και στο χώρο των χρόνων (Σχήματα 4.10γ και ε). Παρατηρείται ότι, παρ' όλο που το δεύτερο κυματίδιο υπέστη ενίσχυση, ο θόρυβος μειώθηκε, λόγω του ότι προηγήθηκε αποκοπή θορύβου έξω από το εύρος συχνοτήτων του κυρίως σήματος.



***Σχήμα 4.10**: **α)** Συνθετικό ίχνος που αποτελείται από δύο κυματίδια 1200 MHz κυρίαρχης συχνότητας πριν από τα 5 ns και 1000 MHz μετά τα 22 ns. Το δεύτερο κυματίδιο έχει το μισό πλάτος σε σχέση με την πρώτη. **β)**Το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (α) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S, **γ)**το (α) μετά από μορφοποίηση του φάσματος. Το δεύτερο κυματίδιο διαρκεί λιγότερο από πριν, περιγράφεται δηλαδή από υψηλότερη κυρίαρχη συχνότητα. **δ)** το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (γ) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S, **ε)** λεπτομέρεια των (α), διακεκομμένη γραμμή και (γ), συνεχής γραμμή και **στ)** Χρονικά μεταβαλλόμενο φίλτρο επιλογής εύρους συχνοτήτων (βλ. κείμενο). Οι μαύρες διακεκομμένες γραμμές δείχνουν τη μεταβολή της κυρίαρχης συχνότητας με το χρόνο. Το πλάτος του φάσματος στο χώρο t-f απεικονίζεται κανονικοποιημένο ως προς τη μέγιστη τιμή του.*

Παρατηρούνται, επίσης, ρυτιδώσεις κοντά στο δεύτερο κυματίδιο, εν μέρει λόγω της μορφοποίησης του πλάτους και εν μέρει ίσως λόγω της μη ικανοποιητικής ομαλοποίησης του φίλτρου από το 1 στο 0 (Σχήματα 4.10γ, δ και ε). Το πρόβλημα της δημιουργίας ρυτιδώσεων, που οφείλονται στην μορφοποίηση του φάσματος είναι αναμενόμενο και αφορά την ενίσχυση συχνοτήτων (κυρίως υψηλών) οι οποίες είτε δεν υπάρχουν εξ' αρχής, είτε έχουν αποκοπεί από την εφαρμογή ΕΠΕΣ. Είναι ένα πρόβλημα που προκαλεί αστάθεια σε όλες τις παρόμοιες μεθόδους επεξεργασίας ενίσχυσης υψηλών συχνοτήτων είτε αυτές είναι της μορφής εξισορρόπησης φάσματος, είτε αντίστροφου φίλτρου Q. Όσον αφορά στην ομαλοποίηση του φίλτρου, αντιμετωπίζεται ως γνωστόν με την μέθοδο δοκιμής και σφάλματος. Γενικά πάντως και ειδικά στα πραγματικά δεδομένα, όπως θα φανεί παρακάτω, παρατηρείται ότι οι ρυτιδώσεις έχουν παρόμοια μικρά πλάτη με αυτά του εναπομείναντος θορύβου μετά από ΕΠΕΣ.

4.2.4 Τροποποίηση του πλάτους του φάσματος σε χρονικά παράθυρα.

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, όταν εφαρμοστεί τροποποίηση του πλάτους του φάσματος σε τμήμα του σήματος, το οποίο δεν χαρακτηρίζεται σε όλο το μήκος του από την ίδια κυρίαρχη συχνότητα, το τμήμα αυτό δεν υπόκειται σε σύγχρονη τροποποίηση της κυρίαρχης συχνότητας σε όλο το μήκος του. Αυτό το γεγονός, ειδικά για καταγραφές γεωραντάρ όπου η κεντρική συχνότητα μεταβάλλεται με γοργούς ρυθμούς, οδηγεί στην εφαρμογή της προαναφερθείσας μεθόδου σε χρονικά παράθυρα, τα οποία να εμφανίζουν στασιμότητα ως προς την κυρίαρχη συχνότητα. Στη συγκεκριμένη διαδικασία, κάθε ίχνος διαχωρίζεται σε N μη επικαλυπτόμενα χρονικά παράθυρα στο χώρο t-f:

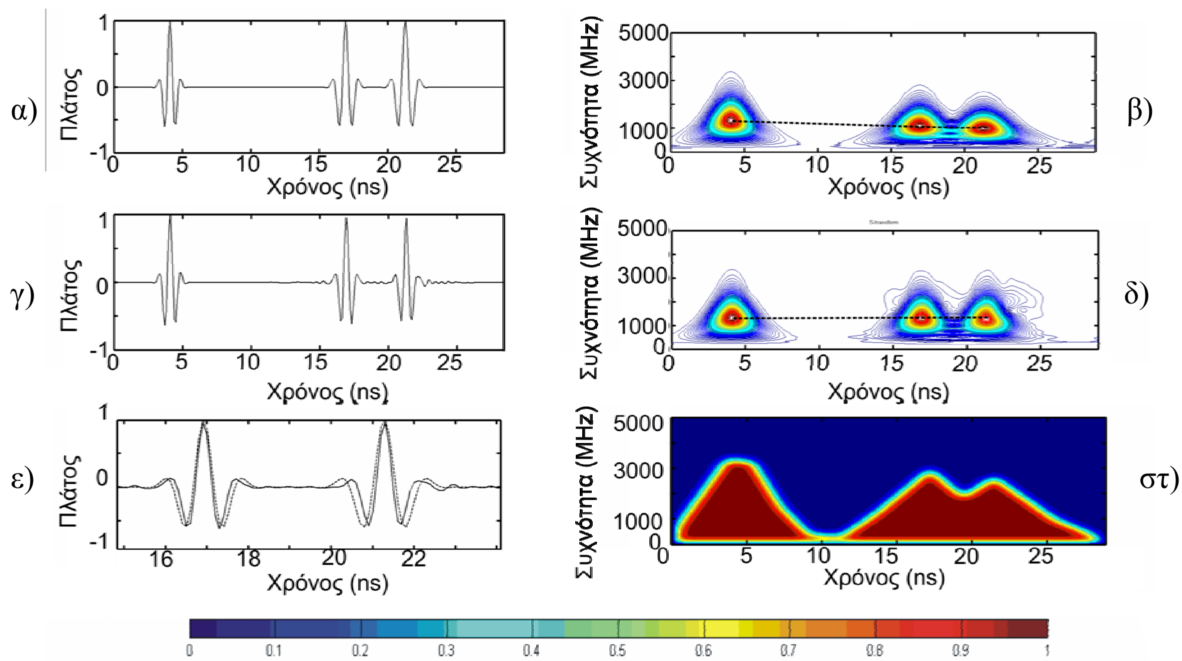
$$\int_0^{\infty} S(\tau, f)d\tau = \sum_{j=1}^{\infty} \int_{t_{(j-1)(\Delta t)}}^{j\Delta t} S(\tau, f)d\tau \tag{4.8}$$

όπου Δt είναι η διάρκεια του χρονικού παράθυρου.

Ο πιο υψίσυχνος παλμός μιας καταγραφής μπορεί να θεωρηθεί στάσιμος ως προς την κυρίαρχη συχνότητα, κάτω από οποιεσδήποτε υπεδάφειες συνθήκες και να θεωρηθεί παλμός αναφοράς. Επιλέγοντας αυτόν τον παλμό σαν παλμό αναφοράς και τη διάρκεια διάδοσής του σα διάρκεια χρονικού παραθύρου Δt στην εξίσωση 4.8, με την μείωση της κυρίαρχης συχνότητας και της χρονικής ανάλυσης στο μετασχηματισμό S (Σχήμα 3.2), το χρονικό αυτό παράθυρο εξασφαλίζει ότι η εξισορρόπηση φάσματος εφαρμόζεται πάντα σε μέρος της καταγραφής, που χαρακτηρίζεται από σταθερή κυρίαρχη συχνότητα.

Μετά από δοκιμές, έγινε φανερό ότι η τροποποίηση της κυρίαρχης συχνότητας δεν επιφέρει τα επιθυμητά αποτελέσματα, ούτε χρησιμοποιώντας παράθυρα μικρότερα του παλμού αναφοράς. Ως μήκος του παλμού αναφοράς επιλέγεται το μήκος που καταλαμβάνει αυτός στο χώρο t-f, το οποίο είναι μεγαλύτερο από το μήκος που καταλαμβάνει στο χώρο των χρόνων. Για παράδειγμα, στο Σχήμα 4.11α, το πρώτο κυματίδιο (πριν από τα 5 ns) διαρκεί περίπου 2.5 ns, ενώ στο χώρο t-f διαρκεί περίπου 4 ns. Για να διατηρήσουμε σταθερή τη χρονική διάρκεια, στην οποία θα εφαρμόζεται η εξισορρόπηση φάσματος, θα πρέπει να λάβουμε υπόψη μας και τα κυματίδια σε μεγαλύτερους χρόνους, τα οποία έχουν μεγαλύτερη διάρκεια λόγω της χαμηλότερης κυρίαρχης συχνότητας. Λογικό είναι ότι πρέπει να εφαρμόζονται δοκιμές για διάρκειες χρονικών παραθύρων, που κυμαίνονται από το μήκος του παλμού αναφοράς έως το μήκος του πιο χαμηλόσυχνου παλμού μιας καταγραφής. Μια άμεσα εφαρμόσιμη λύση είναι ο μέσος όρος των δύο παραπάνω. Η εμπειρία έδειξε ότι γενικά 1.5 φορές το μήκος του παλμού της ονομαστικής κυρίαρχης συχνότητας των κεραιών παράγει αποδεκτά αποτελέσματα.

Για να δειχθεί η εφαρμογή της τροποποίησης του πλάτους του φάσματος, επιλέχθηκε συνθετικό ίχνος (παρόμοιο με το Σχήμα 4.9α, αλλά χωρίς την προσθήκη θορύβου για τη μελέτη της επίδρασης των μη-επικαλυπτόμενων χρονικών παραθύρων στο σχήμα) στο οποίο, μετά από δοκιμές, επιλέχθηκε χρονικό παράθυρο μήκους 4 ns (Σχήμα 4.11α).

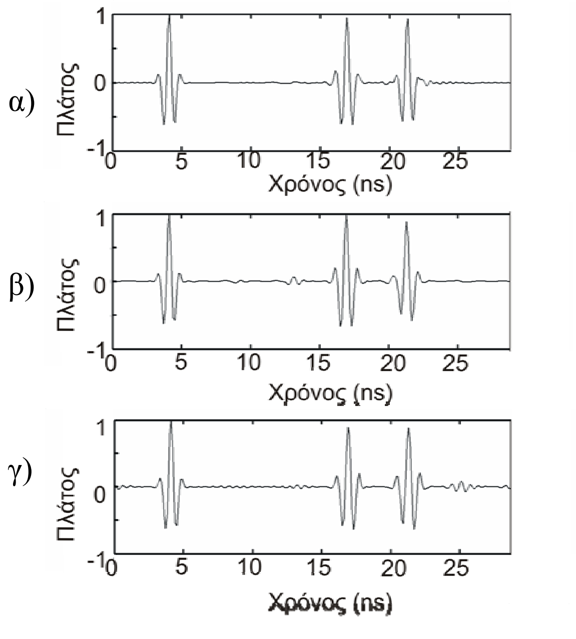


Σχήμα 4.11: *α) Συνθετικό ίχνος που αποτελείται από τρία κυματίδια: Ένα κυματίδιο 1200 MHz κυρίαρχης συχνότητας πριν από τα 10 ns και δύο κυματίδια 1000 MHz μετά τα 15 ns. β)Το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (α) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S, γ) το (α) μετά από μορφοποίηση του φάσματος. Τα δύο τελευταία κυματίδια διαρκούν λιγότερο από πριν, περιγράφονται δηλαδή από υψηλότερη κυρίαρχη συχνότητα. δ) το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (γ) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S, ε) λεπτομέρεια των (α), διακεκομμένη γραμμή και (γ), συνεχής γραμμή και στ) Το χρονομεταβλητό φίλτρο με το οποίο πολλαπλασιάστηκε το πλάτος του φάσματος του (β) πριν από τη μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος σε χρονικά παράθυρα. Οι μαύρες διακεκομμένες γραμμές δείχνουν τη μεταβολή της κυρίαρχης συχνότητας με το χρόνο. Το πλάτος του φάσματος στο χώρο t-f απεικονίζεται κανονικοποιημένο ως προς τη μέγιστη τιμή του.*

Η τροποποίηση του φάσματος έχει ως εκκίνηση τα 6.3 ns, από όπου και μετά θεωρείται ότι αυτή είναι απαραίτητη.

Μετά τα 15 ns παρατηρείται η εμφάνιση ρυτιδώσεων πριν και μετά το κάθε κυματίδιο (Σχήμα 4.11γ). Η τροποποίηση της κυρίαρχης συχνότητας φαίνεται στο χώρο t-f (Σχήματα 4.11β και δ), αλλά και στο χώρο των χρόνων (Σχήμα 4.11ε). Παρ' όλο που στον συνθετικό ίχνος δεν προστέθηκε θόρυβος, εφαρμόστηκε σε αυτό χρονομεταβλητό φίλτρο επιλογής εύρους συχνοτήτων (Σχήμα 4.11στ), για να μελετηθεί όλη η διαδικασία επεξεργασίας.

Για να μελετηθεί η επίδραση της στιγμιαίας θέσης του χρονικού παραθύρου στην εν λόγω μεθοδολογία, επιλέχθηκαν ως αφετηρία εφαρμογής της τροποποίησης φάσματος σε χρονικά παράθυρα, τα 7.3, 8.3 και 9.3 ns (Σχήματα 4.12α, β και γ αντίστοιχα).



Σχήμα 4.12:*Παρόμοια με Σχήμα 411β. α) Η επιλογή χρονικών παράθυρων έχει ως αφετηρία τα 7.3 ns, β) τα 8.3 ns και γ) τα 9.3 ns.*

Φαίνεται ότι η μέθοδος είναι ευαίσθητη στην επιλογή αφετηρίας επιλογής χρονικών παραθύρων και αυτό οφείλεται στο ότι είναι πολύ πιθανόν κάποιο χρονικό παράθυρο να εμπεριέχει την πληροφορία του μισού (ή κάποιου ποσοστού) ενός κυματιδίου και το επόμενο χρονικό παράθυρο το υπόλοιπο. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, η τροποποίηση του φάσματος να μην πραγματοποιείται εξίσου και για τα δύο μέρη του εν λόγω κυματιδίου. Το ιδεατό θα ήταν να επιλέγονται χρονικά παράθυρα, τα οποία να έχουν ως αρχή και τέλος, αντίστοιχα, την αρχή και το τέλος μιας ανάκλασης. Βέβαια, ακόμη και αν συμβαίνει αυτό (το οποίο είναι πρακτικά σχεδόν αδύνατο σε πραγματικά δεδομένα), θα δημιουργηθεί παρόμοιο πρόβλημα με ανακλάσεις οι οποίες δε διαχωρίζονται.

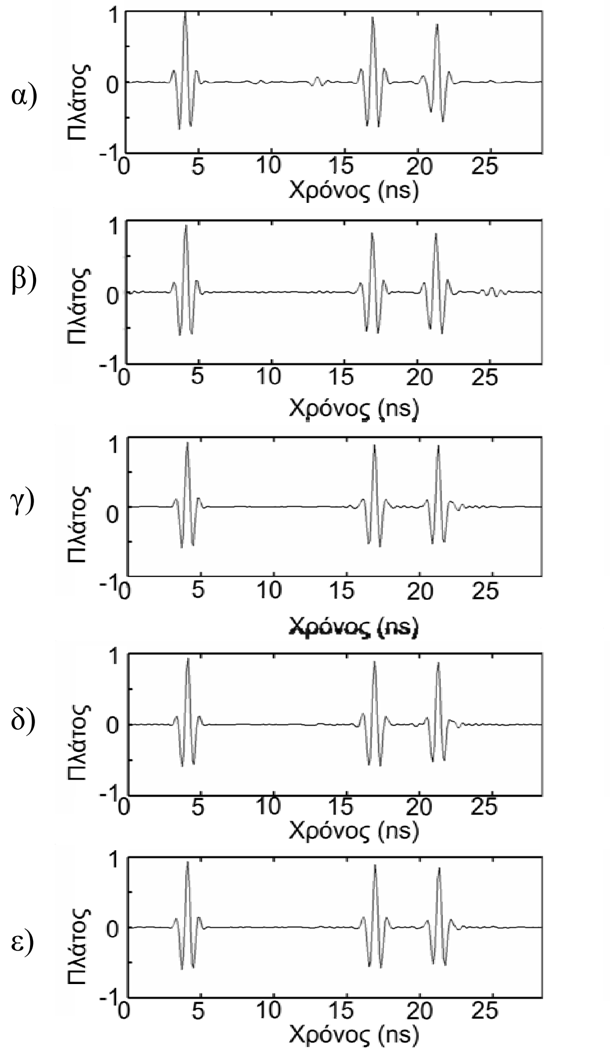
Από την άλλη μεριά, αν γίνονται δοκιμές της χρονικής αφετηρίας της τροποποίησης φάσματος, είναι πολύ πιθανόν κάποιο μέρος της καταγραφής (σε πρώτους χρόνους μετά τον παλμό αναφοράς) να μην υπόκειται σε επεξεργασία. Σαν πρώτη αντιμετώπιση θα πρέπει να οριστεί χρονική αφετηρία ο χρόνος μηδέν, αφού από εκεί και για κάποια ns θεωρείται ότι δεν απαιτείται μορφοποίηση φάσματος, επομένως η επεξεργασία δε θα επηρεάσει τα πρώτα αυτά ns και συγχρόνως δεν θα υπάρχει μέρος της καταγραφής το οποίο απαιτούσε μορφοποίηση φάσματος και δεν συνέβη.

Εφαρμόστηκε η εν λόγω επεξεργασία με χρονική αφετηρία τα 0, 1, 2 και 3 ns (Σχήματα 4.13α, β, γ και δ αντίστοιχα). Πάλι διακρίνεται η αστάθεια της μεθόδου, όσον αφορά στην επιλογή έναρξης επιλογής χρονικών παράθυρων, ενώ στο Σχήμα 4.13ε απεικονίζεται η διάμεσος των τεσσάρων αυτών ιχνών. Σίγουρα η διάμεσος αποτελεί ένα πιο ακριβές αποτέλεσμα, αν και βέβαια θα μπορούσε απλώς να επιλεγεί ποια από τις τέσσερις παραπάνω δοκιμές παράγει πιο σωστά αποτελέσματα. Επιλέχθηκε η διάμεσος, γιατί με αυτόν σε κάθε χρονική στιγμή επιλέγεται μια τιμή του πλάτους του ίχνους, η οποία δεν επηρεάζεται από τιμές οι οποίες θεωρούνται αρκετά εκτός του εύρους των υπολοίπων (outliers) και οι οποίες θα επηρέαζαν την τελική τιμή, αν αυτή ήταν ένας απλός μέσος όρος. Η λογική της επιτυχούς αποφυγής των «outliers» έχει εφαρμογή εδώ, αφού οι ρυτιδώσεις που παράγονται δεν εμφανίζονται στα ίδια σημεία με την κάθε διαφορετική αφετηρία που επιλέγεται, όπως φαίνεται στα προαναφερθέντα Σχήματα.

Από την άλλη, ο γεωμετρικός μέσος όρος έχει το χαρακτηριστικό ότι, αν μια τιμή δεν υπάρχει σε κάποιον από τους όρους, αυτόματα αναιρείται από όλους. Ως εναλλακτική του ενδιάμεσου θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί το άθροισμα των τιμών (stacking), ειδικά για την απόσβεση περισσότερου θορύβου αλλά και για την πιθανή αναίρεση των ρυτιδώσεων, λόγω της μη σταθερής τους εμφάνισης, όπως αναφέρεται παραπάνω. Η επιλογή του ενδιάμεσου ή του αθροίσματος είναι ένα θέμα το οποίο θεωρείται ότι εξαρτάται από τη φύση των δεδομένων και αυτό που παραμένει απαραίτητο είναι η εφαρμογή της τροποποίησης φάσματος παραπάνω από μια φορά, για πιο σταθερά αποτελέσματα.

Όσον αφορά στον έλεγχο και διατήρηση των αρχικών μέγιστων πλατών των ανακλάσεων, σύμφωνα με την εξίσωση 4.5, φαίνεται να μην υφίστανται ακριβώς˙

παρ' όλα αυτά, υπάρχει ένας έλεγχος, ο οποίος οδηγεί σε πιο ακριβή αποτελέσματα, απ' ό,τι αν δεν εφαρμοζόταν.



Σχήμα 4.13: *Παρόμοια με Σχήμα 411β. α) Η επιλογή χρονικών παράθυρων έχει ως αφετηρία τα 0 ns, β) τα 1 ns, γ) τα 2 ns και δ) τα 3 ns. ε) Η διάμεσος των παραπάνω.*

4.2.5 Ενίσχυση στο χώρο t-f.

Θεωρώντας ότι η εφαρμογή της εξίσωσης 4.5 επιφέρει αρκετά ικανοποιητικά αποτελέσματα, θα πρέπει σε επόμενο στάδιο να εξετάσουμε το θέμα της ενίσχυσης των μέγιστων πλατών σε μεγάλους χρόνους, όπου η μείωσή τους είναι πολύ μεγάλη, λόγω απόσβεσης. Είδαμε σε προηγούμενα παραδείγματα ότι, αν στον αριθμητή της εξίσωσης 4.5 τοποθετηθεί - αντί για την ενέργεια που εσωκλείει το αρχικό φάσμα - η ενέργεια του παλμού αναφοράς, πραγματοποιείται ενίσχυση της προς επεξεργασία ανάκλασης, σε παρόμοια σχετικά επίπεδα προς τον παλμό αναφοράς.

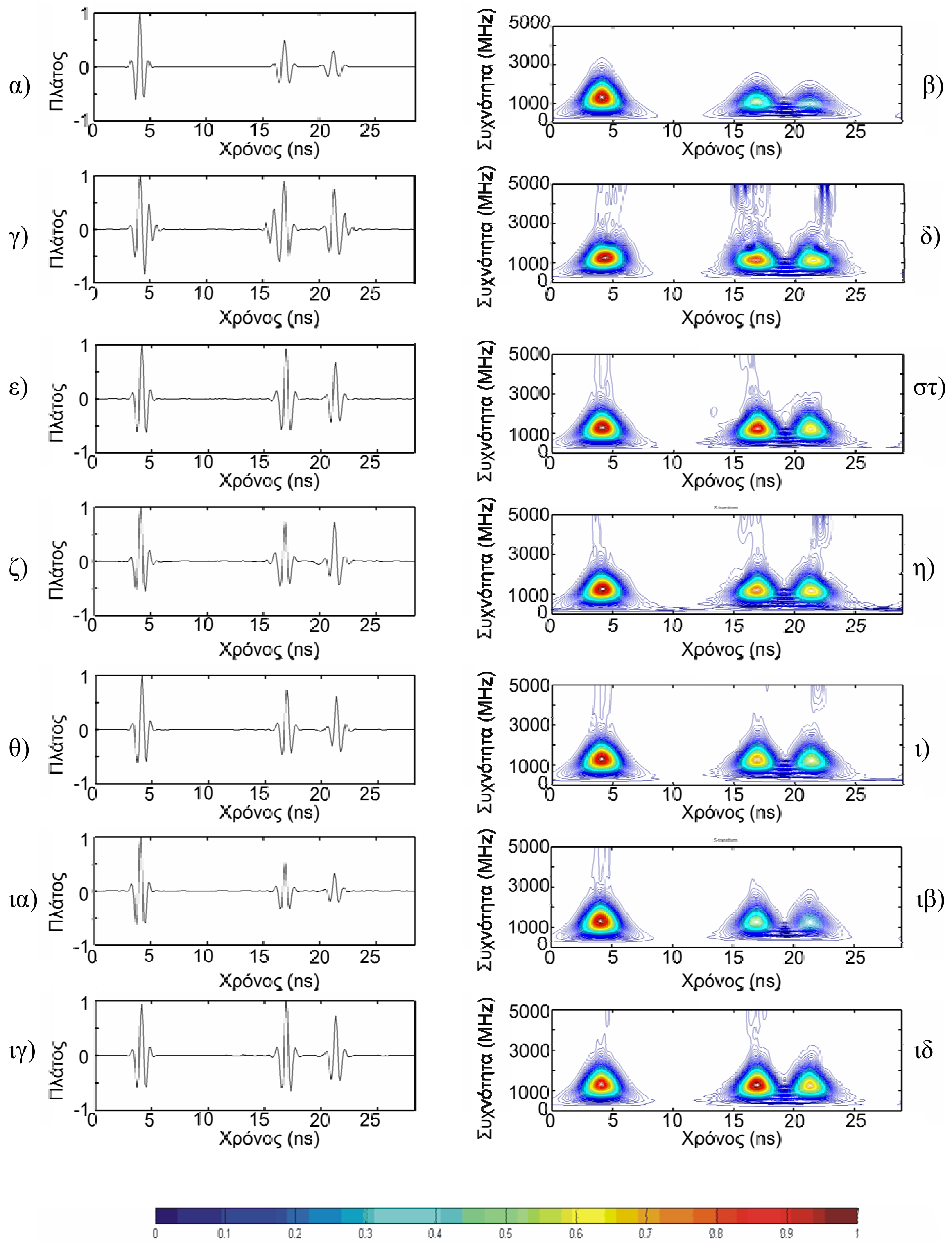
Για να εφαρμόσουμε την ίδια μεθοδολογία σε συνθετικό ίχνος, το οποίο εκτός του ότι περιέχει παραπάνω από μία ανάκλαση, θα υποστεί επεξεργασία σε χρονικά παράθυρα, δημιουργήθηκε συνθετικό ίχνος (Σχήμα 4.14α). Στο ίχνος αυτό υπάρχει ένα αρχικό κυματίδιο (παλμός αναφοράς) κυρίαρχης συχνότητας 1200 MHz και δύο κυματίδια μετά τα 15 ns, τα οποία χαρακτηρίζονται από κυρίαρχη συχνότητα 1000 και 900 MHz, ενώ έχουν το μισό και το ένα τρίτο περίπου μέγιστο πλάτος από το αρχικό κυματίδιο, αντίστοιχα (Σχήμα 4.14β).

Εφαρμόστηκε εξισορρόπηση φάσματος - σύμφωνα με την προαναφερθείσα επεξεργασία - συμπεριλαμβανομένης της επιλογής χρονικά μεταβαλλόμενου εύρους συχνοτήτων, της τροποποίησης του πλάτους του φάσματος σε χρονικά παράθυρα, την εφαρμογή της τροποποίησης αυτής παραπάνω από μια φορά (εδώ τέσσερις φορές με αφετηρία τα 0, 1 ,2 και 3 ns), την επιλογή της διαμέσου των αποτελεσμάτων και τέλος τη χρήση της εξίσωσης 4.5.

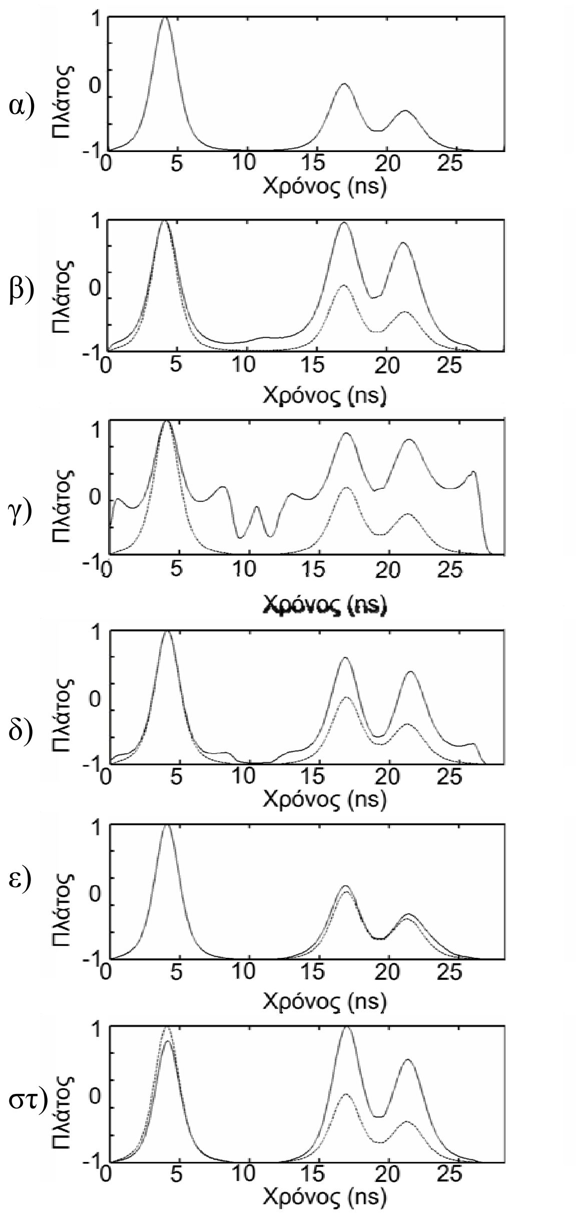
Στην εξίσωση 4.5, αντί της ενέργειας που εσωκλείεται στο πλάτος του φάσματος κάθε χρονικού παραθύρου πριν από την τροποποίησή του, χρησιμοποιήθηκε η ενέργεια που εσωκλείεται στο πλάτος του φάσματος αναφοράς (Σχήμα 4.14γ και 4.14δ).

Παρατηρούμε ότι το αποτέλεσμα δεν είναι το επιθυμητό. Παρ' όλο που πραγματοποιήθηκε ενίσχυση στα πλάτη του ίχνους μετά τα 15 ns, οι ανακλάσεις έχουν υποστεί αλλοίωση στο αρχικό τους σχήμα. Αυτό οφείλεται στο ότι κάθε φάσμα χρονικού παράθυρου έχει υποστεί διαφορετική ενίσχυση, με αποτέλεσμα, στις περιπτώσεις που μια ανάκλαση συμπεριλαμβάνεται σε δύο διαφορετικά χρονικά παράθυρα, να υπόκειται σε διαφορετική ενίσχυση σε μέρη της διάρκειάς της. Ο τρόπος αυτός ενίσχυσης δε θεωρείται λοιπόν κατάλληλος προς χρήση, τουλάχιστον με τις μέχρι τώρα επιλεγμένες διαδικασίες τροποποίησης φάσματος.

Οι μέγιστες τιμές του πλάτους του φάσματος στο χώρο t-f του αρχικού ίχνους (Σχήμα 4.14α) περιγράφουν την μεταβολή του πλάτους (περιβάλλουσα - απόλυτες τιμές) του σήματος στο χρόνο (Σχήμα 4.15α). Εφαρμόστηκε διαφορετικού - από τον παραπάνω - τύπου ενίσχυση στον χώρο t-f, η οποία περιλαμβάνει τη δημιουργία δυσδιάστατου φίλτρου, το οποίο ενισχύει το πλάτος του φάσματος σε κάθε χρονική στιγμή, έχει ίδιες τιμές σε κάθε συχνότητα και πραγματοποιείται πριν από τη μορφοποίηση των του πλάτους του φάσματος. Έστω τα μέγιστα πλάτη ανά t του πλάτους του φάσματος του αρχικού ίχνους η μεταβλητή $|H_{max}(t)|$ (Σχήμα 4.15α και Σχήμα 4.15β διακεκομμένη γραμμή) και μετά από ενίσχυση περιβάλλουσας (Envelope Gain –EG) παίρνουμε το $|H_{max\text{-}gain}(t)|$ (Σχήμα 4.15β, συνεχής γραμμή).



Σχήμα 4.14: α) Συνθετικό ίχνος που αποτελείται από τρία κυματίδια : Ένα κυματίδιο 1200 MHz κυρίαρχης συχνότητας πριν από τα 10 ns και δύο κυματίδια 1000 MHz και 900 MHz μετά τα 15 και τα 20 ns αντίστοιχα. Τα δύο τελευταία κυματίδια έχουν μικρότερο πλάτος από το πρώτο κυματίδιο, β)Το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (α) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S, γ) το (α) μετά από μορφοποίηση του φάσματος και ενίσχυση στο χώρο t-f με την τροποποίηση της εξίσωσης 4.5 (βλέπε κείμενο) και δ) το πλάτος του φάσματος του ίχνους του (β) στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S. Στα (ε), (ζ), (θ, (ια) και (ιγ) έχει εφαρμοστεί εξισορρόπηση φάσματος (σε χρονικά παράθυρα) με ενίσχυση στο χώρο t-f περιβάλλουσας, AGC χρονικού παράθυρου 3ns, 6ns, 12 ns και SEC , αντίστοιχα. Στα (στ), (η), (ι), (ιβ) και (ιδ) απεικονίζεται το αντίστοιχο πλάτος του φάσματος του ίχνους μετά από ενίσχυση στον χώρο t-f και απεικονίζεται, αντίστοιχα, στα (ε), (ζ), (θ, (ια) και (ιγ).



Σχήμα 4.15: α) Το μέγιστο πλάτος του μετασχηματισμού S σε κάθε χρονική στιγμή, που απεικονίζεται στο Σχήμα 4.14β. β), γ), δ) ε) και στ). Το (α) με διακεκομμένη γραμμή και το μέγιστο πλάτος του μετασχηματισμού S σε κάθε χρονική στιγμή, που απεικονίζεται στα Σχήματα 4.14στ, η, ι, ιβ και ιδ.

Τότε, η ενίσχυση που θα πρέπει να εφαρμοστεί σε κάθε χρονική στιγμή t, που έχει ίδια τιμή για όλες τις συχνότητες και στο χώρο t-f , θα είναι:

$$F_{gain} = |H_{max\text{-}gain}(t)| \,/\, |H_{max}(t)| \tag{4.7}$$

Το αποτέλεσμα της διαδικασίας αυτής απεικονίζεται στο Σχήμα 4.14ε και ο μετασχηματισμός S αυτού στο Σχήμα 4.14στ.

Ανάλογα, μπορεί να εφαρμοστεί ενίσχυση AGC βασιζόμενη στα μέγιστα του μετασχηματισμού S του συνθετικού ίχνους. Πραγματοποιήθηκαν δοκιμές με χρονικά παράθυρα εφαρμογής της ενίσχυσης AGC 3 ns (Σχήματα 4.14ζ, 4.14η και 4.15γ), 6 ns (Σχήματα 4.14θ, 4.14ι και 4.15δ) και 12 ns (Σχήματα 4.14ια, 4.14ιβ και 4.15ε).

Από τις δοκιμές αυτές προέκυψε ότι τα μικρά σχετικά χρονικά παράθυρα εφαρμογής της ενίσχυσης AGC παράγουν καλύτερα αποτελέσματα, όσον αφορά στην ενίσχυση των πλατών. Γενικότερα, όμως, σχετικά με τον εν λόγω τύπο ενίσχυσης παρατηρείται αλλοίωση του σχήματος των ενισχυμένων ανακλάσεων (Σχήματα 4.14ζ και 4.14θ) και αυτό οφείλεται στο ότι αλλοιώνονται οι κλίσεις των μέγιστων (Σχήματα 4.15γ και 4.15δ), με αποτέλεσμα να μην ενισχύονται το ίδιο οι μεμονωμένες ανακλάσεις καθ' όλη τη διάρκειά τους.

Όσον αφορά στη χρήση χρονικού παράθυρου 12 ns, παρατηρείται ότι δε συμβαίνει ενίσχυση (Σχήματα 4.14ια, 4.14ιβ και 4.15ε). Σχετικά με την ενίσχυση AGC, παρατηρείται και πάλι μια «ευαισθησία» της μεθόδου σε παραθυρική εφαρμογή, που ίσως θα μπορούσε να αποφευχθεί με διαδοχικές επαναλήψεις και τη διάμεσο των αποτελεσμάτων, όπως και στην τροποποίηση φάσματος.

Τέλος, πραγματοποιήθηκαν δοκιμές ενίσχυσης βασιζόμενης στα μέγιστα του μετασχηματισμού S του αρχικού συνθετικού ίχνους τύπου SEC (Σχήματα 4.14ιγ, 4.14ιδ και 4.15στ). Τα αποτελέσματα είναι παρόμοια με την ενίσχυση περιβάλλουσας. Στην εφαρμογή της ενίσχυσης SEC χρησιμοποιήθηκε συντελεστής απόσβεσης 1.7, ενώ το αντίστοιχο ίχνος για να υποστεί παρόμοια ενίσχυση - αν αυτή εφαρμοζόταν στο χώρο των χρόνων - απαιτεί περίπου τη διπλάσια. Αυτό δείχνει ότι η ενίσχυση στο χώρο t-f είναι πιο δραστική από ότι στο χώρο των χρόνων.

Συμπερασματικά, οι ενισχύσεις περιβάλλουσας και SEC θεωρούνται ως οι πιο κατάλληλες και όσον αφορά στην επιλογή κάποιας από αυτές τις δύο, πιστεύεται ότι εξαρτάται από τη φύση των δεδομένων. Κατά μία έννοια, βέβαια, η ενίσχυση SEC θεωρείται ίσως καταλληλότερη από την ενίσχυση περιβάλλουσας, γιατί συγκρίνοντας τα Σχήματα 4.15β και 4.15στ, παρατηρούμε - σε χρόνους από περίπου 7.5 έως 12.5 ns - ενίσχυση που δε θα έπρεπε να υφίσταται (αφού δεν υπάρχει σήμα) με την ενίσχυση περιβάλλουσας, η οποία δεν υφίσταται με την ενίσχυση SEC. Σε περίπτωση που εκεί υπήρχε θόρυβος, αυτός θα ενισχυόταν, ενώ συγχρόνως θα υπόκειτο σε εξισορρόπηση φάσματος, η οποία θα τον μετέτρεπε σε κυματομορφές, οι οποίες θα μπορούσαν να θεωρηθούν ως σήμα. Αυτή η ανεπιθύμητη ενίσχυση οφείλεται στο ότι και η ενίσχυση περιβάλλουσας είναι παραθυρικού τύπου, όπως η ενίσχυση AGC.

Άρα, θεωρητικά, η ενίσχυση SEC θεωρείται ως πιο αποτελεσματική από όλες τις άλλες. Παρ' όλα αυτά, προτείνεται δοκιμή των τρόπων ενίσχυσης, είτε ενίσχυση περιβάλλουσας, είτε SEC, αφού η προαναφερθείσα ανεπιθύμητη ενίσχυση περιοχών, όπου δεν υπάρχει σήμα, θεωρείται πολύ μικρή. Φυσικά, στην περίπτωση που το ζητούμενο είναι μόνο η ανάκτηση σήματος και αποκατάσταση της κεντρικής συχνότητας, για λόγους ερμηνείας (και δεν εφαρμοστεί περαιτέρω επεξεργασία), μια εύκολη λύση είναι η ενίσχυση AGC. Απαιτεί σχετικά μια-δυο δοκιμές για τη διάρκεια του χρονικού παράθυρου εφαρμογής, αν και, κατά κανόνα, το διπλάσιο της διάρκειας του κυρίαρχου παλμού είναι αρκετό.

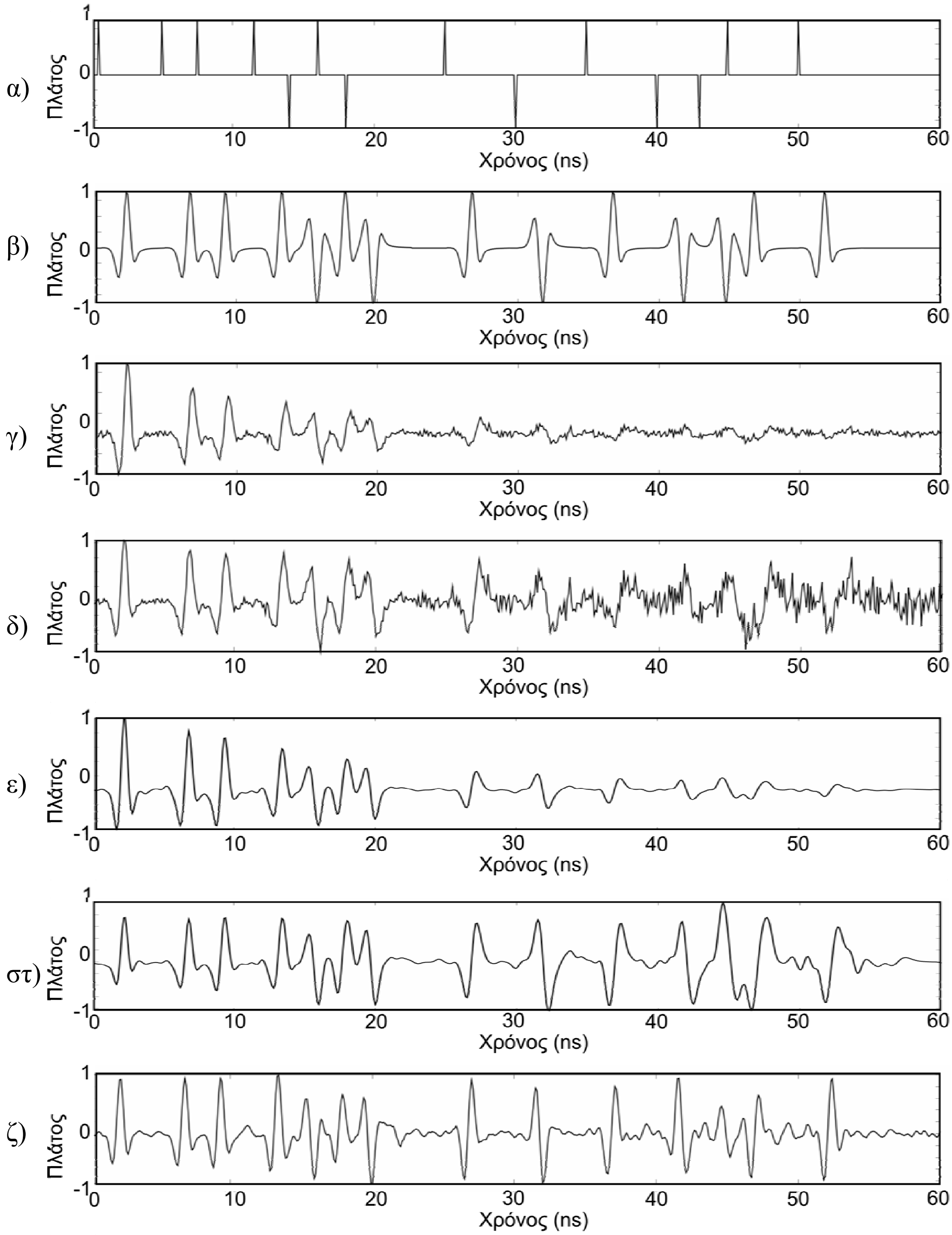
4.2.6 Εφαρμογή προτεινόμενης μεθοδολογίας σε συνθετικά δεδομένα γεωραντάρ.

Σε επόμενο στάδιο δημιουργήθηκε σειρά συντελεστών ανάκλασης (Σχήμα 4.16α) , με διάστημα δειγματοληψίας 0.1 ns και εφαρμόστηκε σε αυτήν συνέλιξη με συνθετικό παλμό (Γιαννόπουλος, 2003), ο οποίος είναι κυματίδιο Ricker τροποποιημένης φάσης (Σχήμα 4.16β). Στις εφαρμογές σεισμικής έρευνας, ο παλμός Ricker χρησιμοποιείται για τη δημιουργία συνθετικών σεισμικών δεδομένων και έχει μηδενική φάση (είναι συμμετρικός ως προς τη μέγιστη τιμή του). Ο Γιαννόπουλος (2003) για τη δημιουργία συνθετικών δεδομένων γεωραντάρ χρησιμοποιεί τον ίδιο παλμό με φάση μη μηδενική, δημιουργώντας ένα μεικτής φάσης κυματίδιο, που προσομοιάζει καλύτερα στα πραγματικά δεδομένα γεωραντάρ.

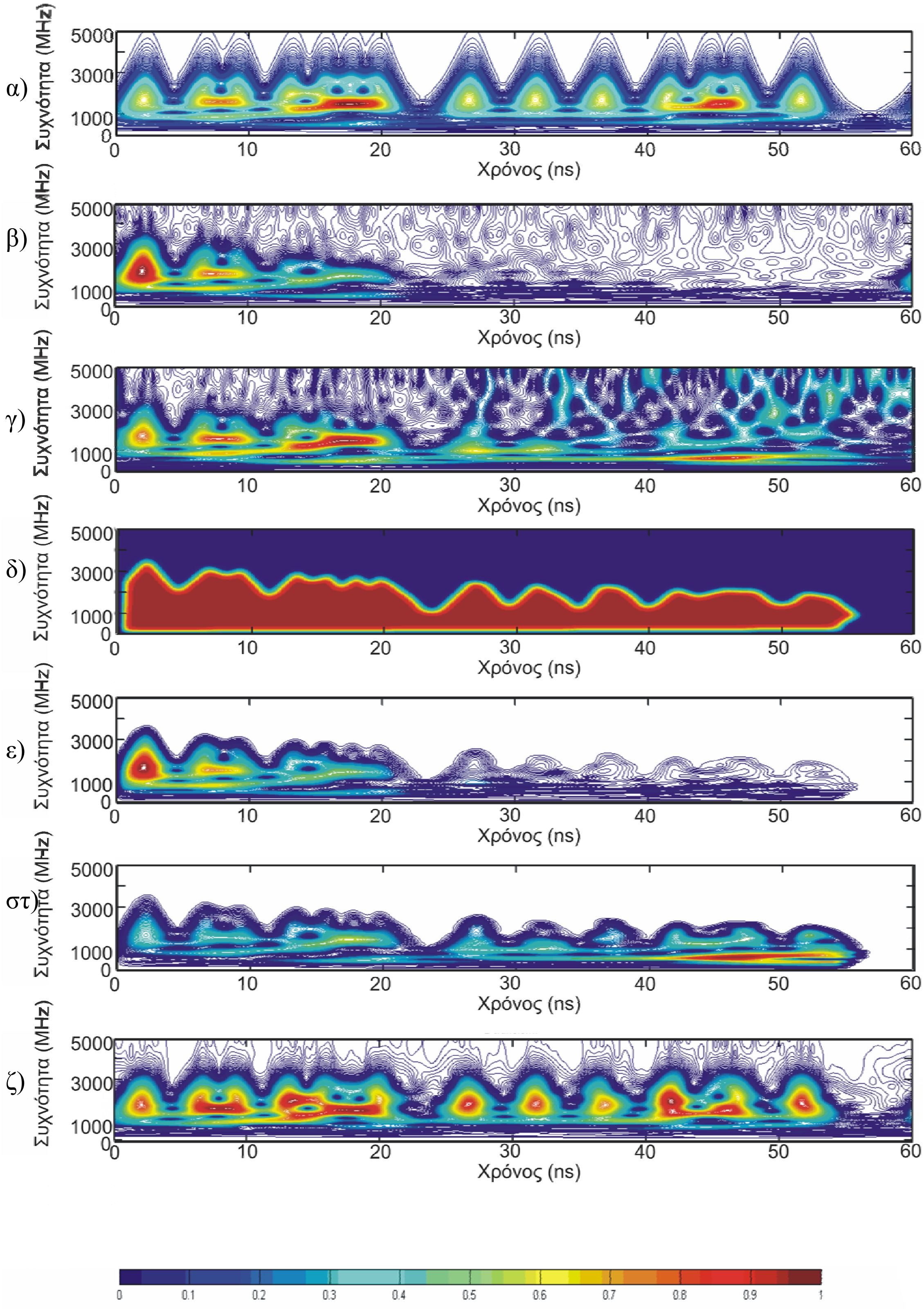
Υπολογίζοντας το πλάτος του φάσματος στον χώρο t-f, μέσω του μετασχηματισμού S του εν λόγω συνθετικού ίχνους (Σχήμα 4.17α), μπορεί κανείς να παρατηρήσει τη στασιμότητά του, ως προς την κυρίαρχη συχνότητα. Εφαρμόζοντας φίλτρο Q=40 μπορεί να φαίνεται η δραστική μείωση των πλατών με το χρόνο (Σχήμα 4.16γ), αλλά και η ελάττωση της κυρίαρχης συχνότητας (Σχήμα 4.17β). Προστέθηκε κανονικοποιημένος θόρυβος με σ=0.15. Στο Σχήμα 4.17β φαίνεται πως ο θόρυβος αυτός κάνει δύσκολη την επιλογή χρονομεταβλητού εύρους συχνοτήτων στο μετασχηματισμό S. Κρίνεται, λοιπόν, απαραίτητο να προηγηθεί ενίσχυση, για λόγους απεικόνισης, η οποία όμως δε θα χρησιμοποιηθεί στην επεξεργασία (Σχήμα 4.17γ). Εναλλακτικά μπορεί να χρησιμοποιηθεί κανονικοποίηση ως προς το μέγιστο του πλάτους του φάσματος σε κάθε t.

Η εφαρμογή της προτεινόμενης μεθοδολογίας εξισορρόπησης φάσματος για την ανάκτηση του σήματος περιλαμβάνει, όπως και στα προηγούμενα παραδείγματα, τη δημιουργία φίλτρου επιλογής χρονομεταβλητού εύρους συχνοτήτων στο χώρο t-f

(Σχήματα 4.17δ και 4.17ε) και ενίσχυση του πλάτους του φάσματος, βασιζόμενη στα μέγιστα των πλατών των ψευδοφασμάτων του μετασχηματισμού S (Σχήμα 4.17στ).



Σχήμα 4.16: Εφαρμογή προτεινόμενης μεθοδολογίας εξισορρόπησης φάσματος σε συνθετικά δεδομένα. α) Τυχαία σειρά συντελεστών ανάκλασης με διάστημα δειγματοληψίας 0.1 ns β) συνέλιξη των συντελεστών ανάκλασης του (α) με συνθετικό κυματίδιο Ricker κυρίαρχης συχνότητας 900 MHz, γ) το (β) μετά από εφαρμογή φίλτρου Q=40 και προσθήκη κανονικοποιημένου θορύβου με σ=15%, δ) το (γ) ενίσχυση SEC του (γ) στον χώρο των χρόνων, ε) ενδιάμεσο αποτέλεσμα που προκύπτει μόνο από την επιλογή χρονικά μεταβαλλόμενου εύρους συχνοτήτων στο χώρο t-f, και στ) ενδιάμεσο αποτέλεσμα που προκύπτει από την επιλογή χρονικά μεταβαλλόμενου εύρους συχνοτήτων και ενίσχυση SEC με συντελεστή απόσβεσης 1.7 στο χώρο t-f και ζ) το τελικό αποτέλεσμα της προτεινόμενης μεθοδολογίας εξισορρόπησης φάσματος του ίχνους του (γ).



__Σχήμα 4.17__: α), β) και γ) Το πλάτος του φάσματος του ίχνους του 4.16 β, γ και δ αντίστοιχα στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S. δ) Το χρονομεταβλητό φίλτρο με το οποίο πολλαπλασιάστηκε το πλάτος του φάσματος του (γ) πριν την μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος σε χρονικά παράθυρα. ε), στ) και ζ) Το πλάτος του φάσματος του ίχνους του 4.16 ε, στ, και ζ αντίστοιχα στο χώρο t-f μέσω του μετασχηματισμού S.

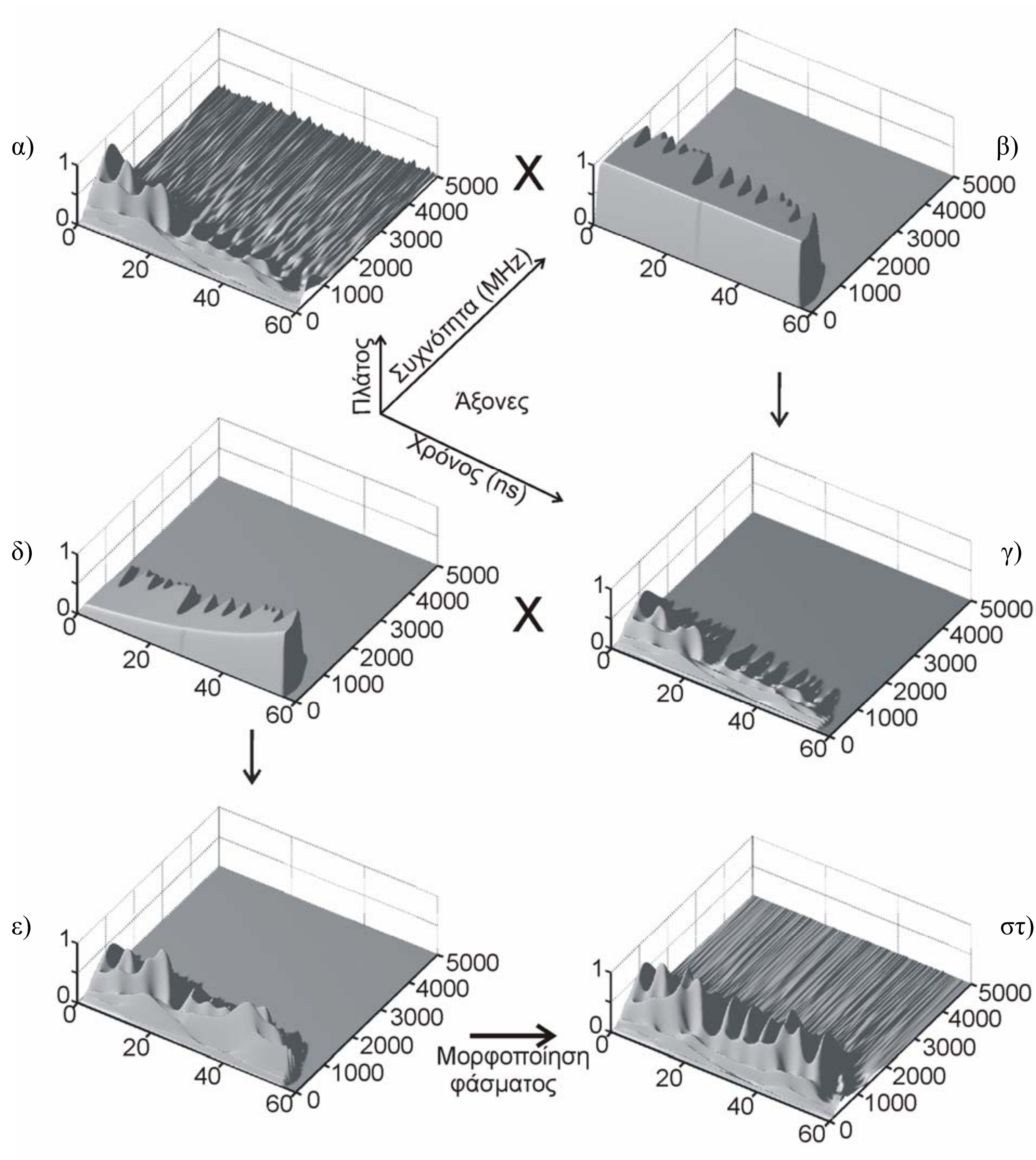
Στο συγκεκριμένο παράδειγμα χρησιμοποιήθηκε εκθετικής μορφής ενίσχυση (SEC) με συντελεστή απόσβεσης 1.7. Η ίδια ενίσχυση, στο χώρο t-f, θα πραγματοποιηθεί μετά την επιλογή του εύρους συχνοτήτων, γιατί έτσι προηγείται αποκοπή του θορύβου που βρίσκεται εκτός του εύρους συχνοτήτων του σήματος, ο οποίος σε μεγάλους χρόνους έχει πλάτη παρόμοια με το σήμα. Αν η ενίσχυση προηγηθεί, πιθανόν να ενισχύσει το θόρυβο και να επηρεαστεί από αυτόν (αφού βασίζεται στα μέγιστα του μετασχηματισμού S) και συγχρόνως να μην ενισχύσει το κυρίως σήμα. Το αποτέλεσμα της ενίσχυσης πριν από την επιλογή χρονομεταβλητού εύρους συχνοτήτων φαίνεται άλλωστε στο Σχήμα 4.17γ, όπου παρατηρείται η προαναφερθείσα μη επιθυμητή ενίσχυση του θορύβου, σε βάρος του σήματος.

Μετά την επιλογή του χρονομεταβλητού εύρους συχνοτήτων (Σχήμα 4.17ε), εάν εφαρμοστεί αντίστροφος μετασχηματισμός S, θα έχει πραγματοποιηθεί μόνο αποθορυβοποίηση του ίχνους (Σχήμα 4.16ε). Μετά την αποθορυβοποίηση και την εκθετικού τύπου ενίσχυση SEC (Σχήμα 4.17στ), ο αντίστροφος μετασχηματισμός S σε αυτό το στάδιο παράγει ίχνος με ενισχυμένα τα πλάτη σε μεγάλους χρόνους (Σχήμα 4.16στ), ενώ διακρίνεται ότι η αποθορυβοποίηση δεν είναι τέλεια κοντά στις ανακλάσεις. Αυτό φυσικά είναι αναμενόμενο, διότι δεν είναι δυνατόν να αποκοπεί θόρυβος που βρίσκεται πολύ κοντά ή μέσα στο εύρος συχνοτήτων του σήματος, με την μεθοδολογία χρονομεταβλητού εύρους συχνοτήτων. Παρ' όλα αυτά, το αποτέλεσμα θεωρείται ικανοποιητικό, αν συγκρίνει κανείς το ίχνος, αφού έχει υποστεί ενίσχυση σε μεγάλους χρόνους πριν (Σχήμα 4.16δ) και μετά (Σχήμα 4.16στ) την αποθορυβοποίηση. Στο Σχήμα 4.16στ διακρίνεται έντονα η διαφοροποίηση της κυρίαρχης συχνότητας και η μεταβολή της φάσης, που προήλθαν από την εφαρμογή του φίλτρου Q, σε σχέση με το αρχικό ίχνος (Σχήμα 4.16β).

Ο αντίστροφος μετασχηματισμός S μετά από μορφοποίηση φάσματος (Σχήμα 4.17ζ), σε χρονικά παράθυρα των 3.5 ns και με φάσμα αναφοράς μήκους 3.5 ns, που αντιστοιχεί στα πρώτα 3.5 ns του εν λόγω ίχνους, παράγει ίχνος το οποίο έχει υποστεί την ίδια ενίσχυση όπως παραπάνω, αλλά και διαφοροποίηση της κυρίαρχης συχνότητάς του, έτσι ώστε αυτή να έχει σταθερή τιμή σε όλο το μήκος του (Σχήμα 4.16ζ). Συγκρίνοντας τα Σχήματα 4.16στ και 4.16ζ διακρίνεται η εμφάνιση ρυτιδώσεων λόγω της μορφοποίησης του φάσματος, οι οποίες έχουν ελάχιστα μεγαλύτερα πλάτη από τον εναπομείναντα θόρυβο. Σε χρόνους μετά τα 40 ns, φαίνεται αυτό που στην παρούσα εργασία αναφέρεται σαν ανάκτηση του σήματος, η οποία δεν είναι δυνατή μόνο με ενίσχυση και αποθορυβοποίηση. Το αποτέλεσμα της όλης διαδικασίας εξισορρόπησης φάσματος φαίνεται με την σύγκριση των Σχημάτων 4.16β και 4.16ζ.

Με την σύγκριση των μετασχηματισμών S του αρχικού συνθετικού ίχνους πριν (Σχήμα 4.17α) και μετά την εφαρμογή του φίλτρου Q (Σχήμα 4.17β) και μετά την εξισορρόπηση φάσματος (Σχήμα 4.17ζ) φαίνεται η ανάκτηση των πλατών και η αποκατάσταση της σταθερής κυρίαρχης συχνότητας. Συγκρίνοντας τα Σχήματα 4.17β και 4.17ζ παρατηρείται επίσης μια διαφοροποίηση στη φάση, η οποία δεν έχει υποστεί καμιά διόρθωση με την προτεινόμενη μεθοδολογία.

Για την καλύτερη κατανόηση της προαναφερόμενης προτεινόμενης μεθοδολογίας, δημιουργήθηκε το Σχήμα 4.18, στο οποίο απεικονίζονται τα κύρια στάδια της στις τρεις διαστάσεις : χρόνος-συχνότητα-πλάτος.



__Σχήμα 4.18__:α) Σχήμα 4.17β, β) Σχήμα 4.17δ, γ) Σχήμα 4.17βε, δ) Εκθετικό φίλτρο ενίσχυσης (SEC) βασιζόμενο στα μέγιστα του (γ), ε) Σχήμα 4.17στ και στ) Σχήμα 4.17ζ.

4.2.7 Εφαρμογή σε συνθετική τομή γεωραντάρ.

Η προτεινόμενη μεθοδολογία, όπως έχει αναπτυχθεί έως αυτό το σημείο, αναφέρεται σε ένα ίχνος γεωραντάρ και είναι αδύνατον να εφαρμοστεί σε μια τομή γεωραντάρ, επιλέγοντας χρονομεταβλητό εύρος συχνοτήτων για κάθε ίχνος αυτής. Πρόκειται για επεξεργασία μιας διάστασης˙ εφαρμόζεται, δηλαδή, επαναληπτικά και ξεχωριστά σε κάθε ένα ίχνος μιας τομής γεωραντάρ, πρέπει όμως να απαιτεί την παρέμβαση του χρήστη μόνο μια φορά για όλη την τομή. Για να παρεμβαίνει ο χρήστης μία φορά για όλα τα ίχνη μιας τομής γεωραντάρ, απαιτείται να συνδυαστούν με κάποιο τρόπο οι μετασχηματισμοί S όλων των ιχνών, έτσι ώστε να δημιουργηθεί ένας αντιπροσωπευτικός μετασχηματισμός S όλης της τομής.

Σίγουρα, αν έχουμε μόνο οριζόντιους ανακλαστήρες σε μια τομή γεωραντάρ, θα αρκούσε να χρησιμοποιηθεί ένας μετασχηματισμός S κάποιου αντιπροσωπευτικού ίχνους, ή η μέση τιμή, ή ο διάμεσος, ή ακόμη και ο γεωμετρικός μέσος όρος (Claerbout, 1976) όλων των μετασχηματισμών S. Φυσικά, αυτό δεν συμβαίνει σχεδόν ποτέ, αλλά και αν ακόμα είχαμε οριζόντιους ανακλαστήρες, υπάρχουν πάντα στις τομές γεωραντάρ περιθλάσεις από μικρότερους - του μήκους κύματος - στόχοι, οι οποίες απαιτούν μια διαφορετική προσέγγιση. Η προτεινόμενη προσέγγιση είναι η μέση τιμή των μετασχηματισμών S όλων των ιχνών μιας τομής γεωραντάρ. Υπάρχουν δύο βασικοί λόγοι για τη χρήση της:

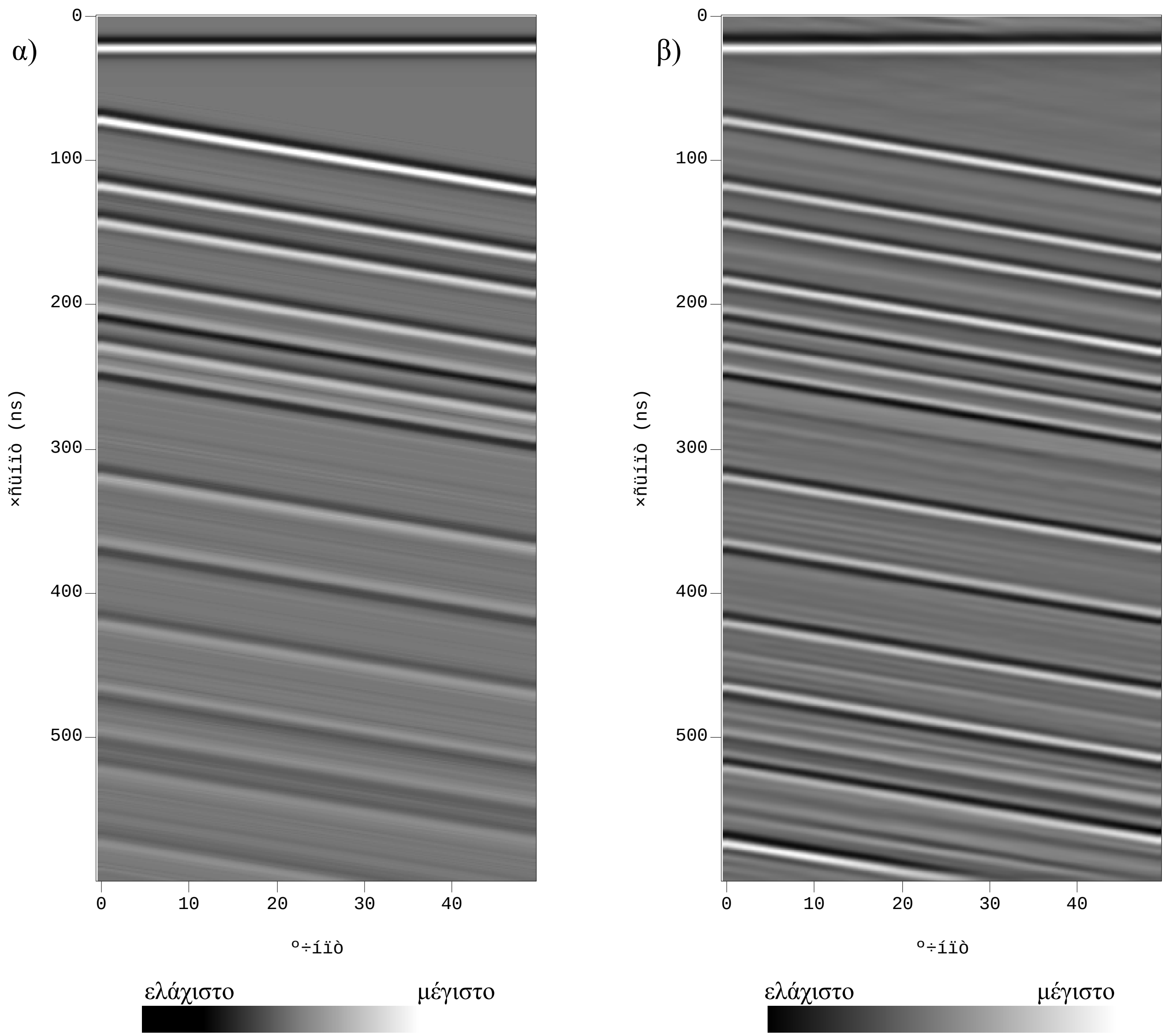
1) Δημιουργείται ένας μετασχηματισμός S, ο οποίος περιέχει πληροφορίες από όλες τις ανακλάσεις μιας τομής, κάτι που δε θα συνέβαινε αν χρησιμοποιούταν, για παράδειγμα, ο διάμεσος.
2) Σχεδόν σε όλο το μήκος ενός ίχνους, το σήμα παράγει - μετά από μετασχηματισμό S - έστω και ελάχιστα μεγαλύτερα πλάτη από το θόρυβο, οπότε, αθροίζοντας τους μετασχηματισμούς S μιας τομής, ενισχύονται τα πλάτη στο εύρος συχνοτήτων του σήματος κατά πολύ περισσότερο από ό,τι αυτά του θορύβου. Αποτέλεσμα αυτού είναι και το ότι πολλές φορές ίσως χρειάζεται μια προ-ενίσχυση για την επιλογή του χρονομεταβλητού εύρους συχνοτήτων, όπως έχει αναφερθεί παραπάνω.

Δημιουργήθηκε συνθετική τομή γεωραντάρ (Σχήμα 4.19α), η οποία αποτελείται από το συνθετικό ίχνος του Σχήματος 4.16γ, στο οποίο η πρώτη ανάκλαση παρέμεινε σε ίδιους χρόνους, για να προσομοιάσει στην πρώτη άφιξη (π.χ. απ’ ευθείας κύματα) και για να χρησιμοποιηθεί για ανάκλαση αναφοράς. Από τη δεύτερη ανάκλαση και μετά, εισήχθη χρονική καθυστέρηση 0.1 ns ανά ίχνος, έτσι ώστε να δημιουργηθεί τομή γεωραντάρ με κεκλιμένους ευθύγραμμους ανακλαστήρες. Εφαρμόστηκε η προτεινόμενη μεθοδολογία εξισορρόπησης φάσματος (Σχήμα 4.19β), χρησιμοποιώντας τη μέση τιμή των μετασχηματισμών S όλων των ιχνών της τομής (Σχήμα 4.20α), στο οποίο επιλέχθηκε χρονομεταβλητό εύρος συχνοτήτων (Σχήμα 4.20β).

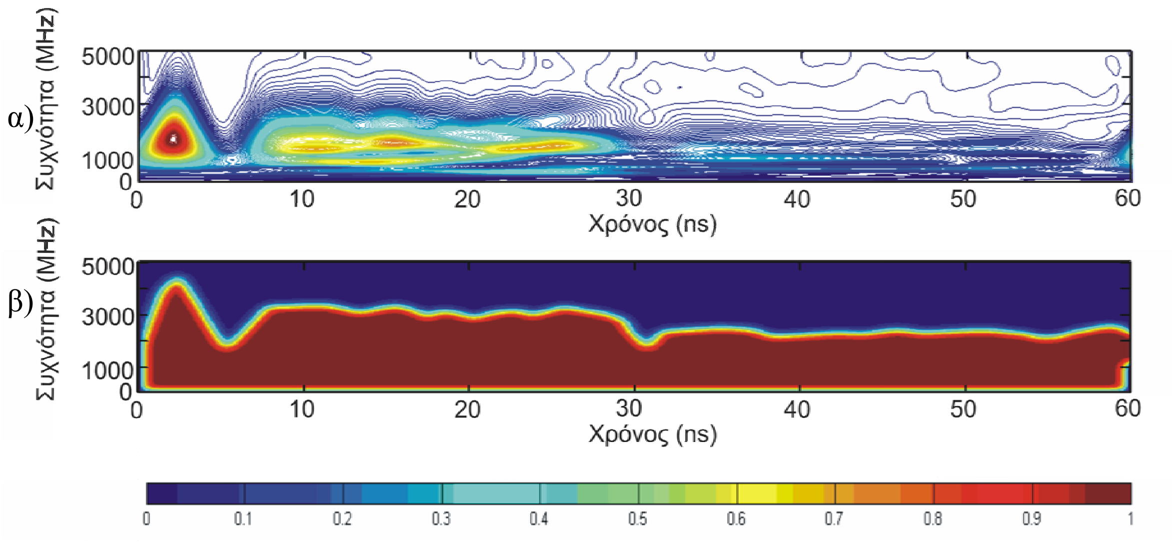
Συγκρίνοντας τη μέση τιμή των μετασχηματισμών S όλων των ιχνών της τομής (Σχήμα 4.20α) με το μετασχηματισμό S ενός ίχνους (Σχήμα 4.17δ), παρατηρείται η ενίσχυση στο εύρος συχνοτήτων του σήματος, σε βάρος του εύρους συχνοτήτων του θορύβου. Στο προηγούμενο παράδειγμα εξισορρόπησης φάσματος ενός ίχνους, για την επιλογή του εύρους συχνοτήτων χρησιμοποιήθηκε ο μετασχηματισμός S αυτού, μετά από χρονικά μεταβαλλόμενη ενίσχυση των πλατών του φάσματος (Σχήμα 4.17γ). Συγκρίνοντάς τον με τη μέση τιμή των μετασχηματισμών S όλων των ιχνών της τομής (Σχήμα 4.20α), παρατηρείται πόσο πιο εύκολη γίνεται αυτή η επιλογή για το χρήστη, μετά το άθροισμα των μετασχηματισμών S. Τέλος, συγκρίνοντας το χρονομεταβλητό εύρος συχνοτήτων της τομής (Σχήμα 4.20β) με αυτό του ενός ίχνους (Σχήμα 4.17δ,) παρατηρείται πως το πρώτο δεν είναι τόσο λεπτομερές, ως προς το χρονομεταβλητό εύρος συχνοτήτων, όσο το δεύτερο, με αποτέλεσμα - όταν πρόκειται για τομή γεωραντάρ - θόρυβος που βρίσκεται πολύ κοντά στο εύρος συχνοτήτων του σήματος να μην υπόκειται σε μείωση του πλάτους του. Σε πολύ θορυβώδη δεδομένα, η διαδικασία αυτή είναι δυνατόν να γίνει σε μέρη της τομής, έτσι ώστε να αποφευχθεί -όσο το δυνατόν- το να χαρακτηρίζεται το άθροισμα των μετασχηματισμών S όλων των ιχνών της τομής από αυτήν τη μικρή ανάλυση χρονομεταβλητού εύρους συχνοτήτων στον χρόνο.

Στο Σχήμα 4.19β, σε χρόνους μεγαλύτερους των 50 ns, παρατηρείται ανάκτηση του σήματος, ενώ ταυτόχρονα επιδεικνύεται η αποτελεσματικότητα της προτεινόμενης μεθοδολογίας σε δεδομένα, στα οποία έχουμε μεγάλες σχετικά κλίσεις ανακλαστήρων, παρ' όλο που η μεθοδολογία αυτή είναι μονοδιάστατη και εφαρμόζεται ξεχωριστά για κάθε ένα ίχνος μιας τομής γεωραντάρ.

Η επιλογή του φάσματος αναφοράς γίνεται μια φορά για όλα τα ίχνη μιας τομής γεωραντάρ. Ως παλμός αναφοράς επιλέγεται παλμός, ο οποίος καταγράφεται σε μικρούς χρόνους (π.χ. απ' ευθείας κύματα).

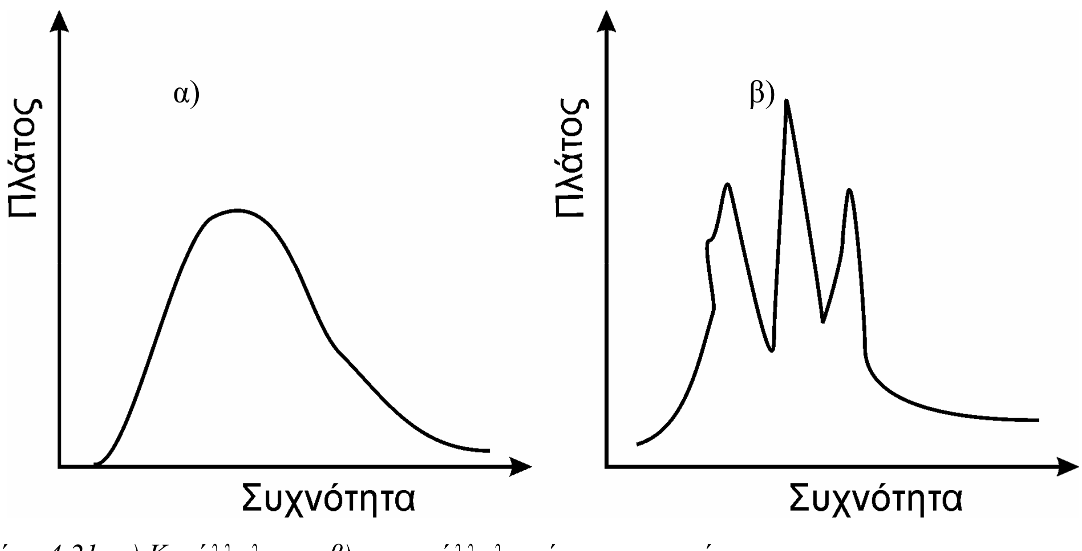


Σχήμα 4.19: *Εφαρμογή της προτεινόμενης μεθοδολογίας εξισορρόπησης φάσματος στο χώρο t-f σε συνθετική τομή γεωραντάρ. α) Πριν και β) μετά την εξισορρόπηση φάσματος.*



Σχήμα 4.20*: α) Η μέση τιμή του πλάτους του φάσματος όλων των ιχνών της τομής γεωραντάρ του Σχήματος 4.19α. β) Το χρονομεταβλητό φίλτρο με το οποίο πολλαπλασιάστηκε το (α) πριν από τη μορφοποίηση φάσματος.*

Συνήθως, αρχικά καταγράφονται απ' ευθείας κύματα αέρα, απ' ευθείας εδάφους και κύματα ανάκλασης, τα οποία είναι δύσκολο να διαχωριστούν. Παρ' όλο, όμως, που στη φάση των καταγραφών αυτών συμβάλλουν τρία διαφορετικά κύματα, το πλάτος του φάσματος είναι συνήθως παρόμοιο με αυτό των απ' ευθείας κυμάτων. Το σημαντικό είναι το εύρος συχνοτήτων του φάσματος.

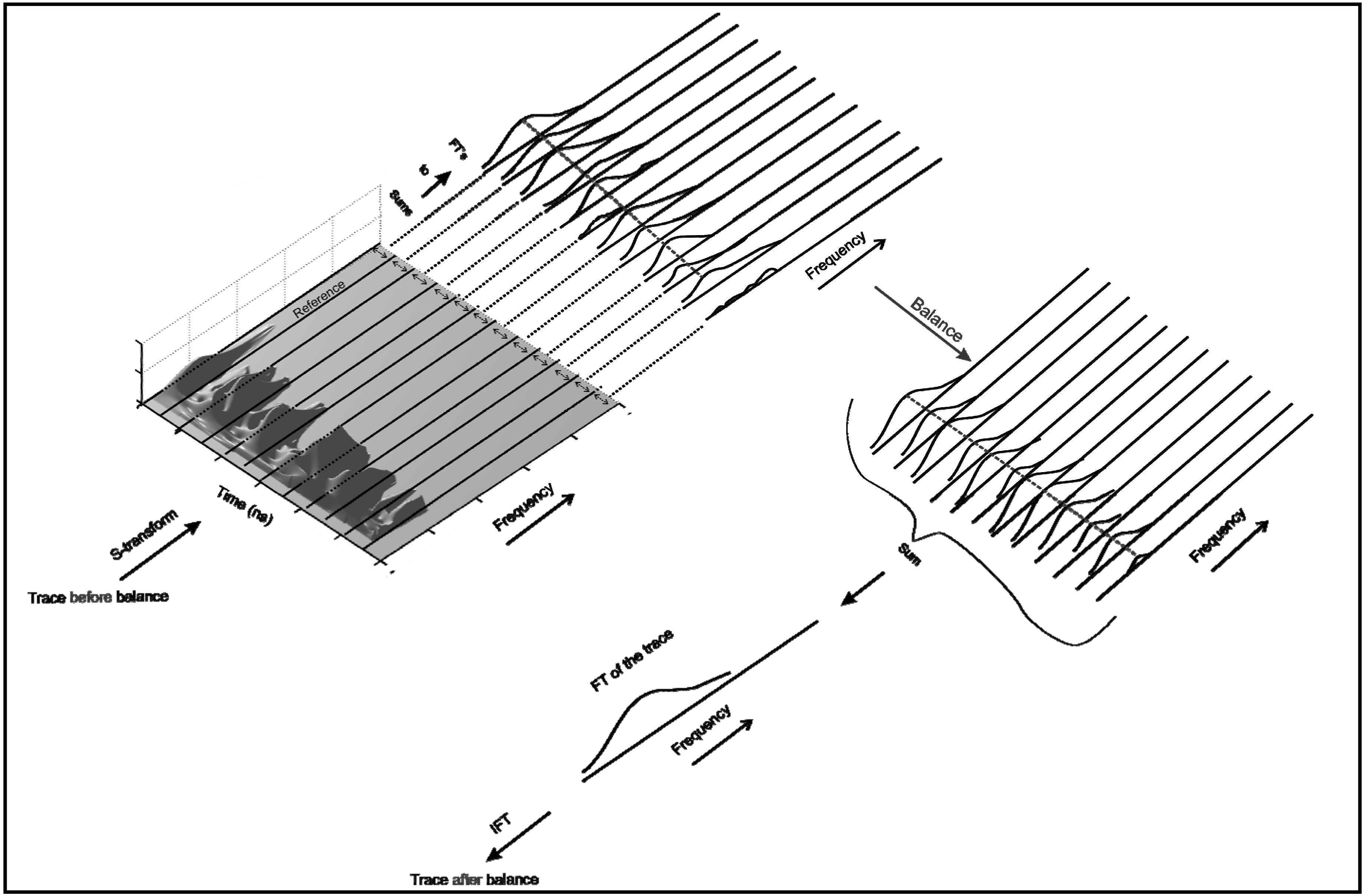


Σχήμα 4.21: α) Κατάλληλο και β) μη κατάλληλο φάσμα αναφοράς.

Ένα κατάλληλο φάσμα αναφοράς είναι αυτό το οποίο έχει ίδιο εύρος συχνοτήτων με τον παλμό εκπομπής και συγχρόνως έχει σχήμα που προσεγγίζει την γκαουσιανή συνάρτηση (κυρίως χωρίς απότομες τοπικές μεταβολές , Σχήμα 4.21).

Το πλάτος φάσματος αναφοράς μπορεί να εκτιμηθεί σε μια καταγραφή και σε μεγαλύτερους των πρώτων αφίξεων χρόνους, αρκεί να είναι παρόμοιο με αυτό των απ' ευθείας κυμάτων. Φυσικά, όταν στην καταγραφή δεν μπορεί να βρεθεί κατάλληλο φάσμα αναφοράς, είναι δυνατόν να εκτιμηθεί από συνθετικό παλμό, ο οποίος έχει την επιθυμητή κυρίαρχη συχνότητα (Giannopoulos, 2005).

Στο Σχήμα 4.22 απεικονίζεται συνοπτικά η προτεινόμενη μεθοδολογία και η επίδρασή της στα ψευδο-φάσματα ανά t στον μετασχηματισμό S. Στο συγκεκριμένο σχήμα δε συμπεριλαμβάνεται η ενίσχυση στο χώρο t-f.



Σχήμα 4.22: *Διαδικασία μορφοποίησης φάσματος στο χώρο t-f, με τη χρήση του μετασχηματισμού S, χωρίς ενίσχυση.*

4.3 Συμπεράσματα.

Από τις παραπάνω εφαρμογές της προτεινόμενης μεθοδολογίας απορρέουν τα εξής:

Ένας από τους βασικούς λόγους, για τους οποίους ο μετασχηματισμός S είναι ιδανικός σε σχέση με τον WT, όσον αφορά στην εξισορρόπηση φάσματος δεδομένων GPR, είναι η απ' ευθείας αντιστρέψιμότητά του, έτσι ώστε να ανακτηθεί ο FT μιας χρονοσειράς. Αυτό κάνει την οποιαδήποτε επεξεργασία στο χώρο t-f να μετατρέπεται σε επεξεργασία στο χώρο των συχνοτήτων. Επίσης, οι προσπάθειες να επιλεγούν διαφορετικά χρονικά παράθυρα για την ανάλυση κυματομορφών διαφορετικών συχνοτήτων, μέσω του STFT, είναι κάτι που γίνεται εν γένει με το μετασχηματισμό S. Η μεταβαλλόμενη χρονική ανάλυση του μετασχηματισμού S είναι πάντα μία περίοδος. Στις υψηλές συχνότητες είναι μεγαλύτερη και στις χαμηλότερες, χαμηλότερη. Άρα, όσον αφορά στη χρονική ανάλυση, έχει κανείς πάντα την επιθυμητή. Όσον αφορά στην ανάλυση της συχνότητας, η οποία είναι αντιστρόφως ανάλογη με την χρονική ανάλυση, στις χαμηλότερες συχνότητες υπάρχει μεγαλύτερη ανάλυση. Εξαιτίας του μικρού σχετικά διαστήματος χρονική δειγματοληψίας των δεδομένων γεωραντάρ, το εύρος συχνοτήτων του Η/Μ σήματος βρίσκεται σε σχετικά χαμηλές συχνότητες (υψηλές τιμές Niquist). Άρα, τα δεδομένα γεωραντάρ έχουν κατά κανόνα υψηλή σχετικά συχνοτική ανάλυση με την χρήση του μετασχηματισμού S.

Σήμερα πιστεύεται ότι η αποσυνέλιξη δεν παράγει τα επιθυμητά αποτελέσματα, όταν εφαρμόζεται σε δεδομένα γεωραντάρ (Belina κ. ά., 2008). Σε αντιπαράθεση, προτείνονται μέθοδοι εξισορρόπησης φάσματος. Η πιο συνήθης μορφή εξισορρόπησης φάσματος είναι η ΕΟΣΠΕ

Σε αυτό το σημείο, καλό είναι να διαχωριστούν τα αποτελέσματα της προτεινόμενης μεθοδολογίας από αυτά του ΕΟΣΠΕ. Η προτεινόμενη μεθοδολογία έχει ως σκοπό να ανακτήσει το πλάτος και την αρχική χρονική ανάλυση του σήματος GPR, παρά να αυξήσει την δεύτερη. Αυτό αφήνεται στις μεθόδους αποσυνέλιξης, οι οποίες μπορούν να εφαρμοστούν μετά την εξισορρόπηση φάσματος. Ο κύριος σκοπός είναι να απομακρυνθούν όσο το δυνατόν περισσότερα μη-στάσιμα χαρακτηριστικά του σήματος, πρώτον για την πιο αποτελεσματική ερμηνεία και δεύτερον για την προετοιμασία του για περαιτέρω επεξεργασία, αν αυτή είναι απαραίτητη. Η εξισορρόπηση φάσματος τίθεται ως προϋπόθεση για περαιτέρω επεξεργασία, σχετική με τις περισσότερες των περιπτώσεων.

Απαιτείται αποθορυβοποίηση, μέσω της επιλογής χρονομεταβλητού εύρους συχνοτήτων, πριν από τη μορφοποίηση του φάσματος στο χώρο t-f. Η αποθορυβοποίηση αναιρεί τον κίνδυνο ενίσχυσης θορύβου, λόγω της διαπλάτυνσης και μετακίνησης σε υψηλότερες συχνότητες του φάσματος. Όταν πρόκειται για τομή γεωραντάρ, προτείνεται να επιλέγεται χρονομεταβλητό εύρος συχνοτήτων στο άθροισμα των μετασχηματισμών S όλων των ιχνών της τομής.

Είναι απαραίτητο, η μορφοποίηση του φάσματος να πραγματοποιηθεί σε χρονικά παράθυρα, λόγω της ραγδαίας μεταβολής της κυρίαρχης συχνότητας που συμβαίνει στις καταγραφές γεωραντάρ, σε μέσα μέτριας και υψηλής απόσβεσης. Οι Neto και Madeiros (2006) ισχυρίζονται ότι το κλειδί στην επιλογή χρονικού παράθυρου για την εξισορρόπηση φάσματος στον χώρο των συχνοτήτων, είναι η μεταβολή της φάσης. Επειδή έχει παρατηρηθεί ότι η φάση δεν μεταβάλλεται με τόσο γοργούς ρυθμούς όσο και η κυρίαρχη συχνότητα σε μέσα χαμηλής έως μέτριας απόσβεσης, η εξισορρόπηση φάσματος μπορεί να εφαρμοστεί σε χρονικά παράθυρα, όπου η φάση δεν έχει μεταβληθεί πολύ. Προτείνουν δε, μια μέθοδο δοκιμής και σφάλματος για την επιλογή χρονικού παράθυρου.

Εδώ, σε αντιπαράθεση με τους Neto και Madeiros (2006επιδεικνύεται ότι το κλειδί είναι η κυρίαρχη συχνότητα. Όσο αυτή δεν μεταβάλλεται γρήγορα σε ένα χρονικό παράθυρο, η εξισορρόπηση φάσματος λειτουργεί. Αντί, λοιπόν, για δοκιμές της μεθοδολογίας σε διαφορετικά χρονικά παράθυρα, επιλέγουμε το μήκος του παλμού (~1.5 φορές αυτού, δηλαδή το μήκος του στο χώρο t-f) και η μεθοδολογία δουλεύει πάντα σε χρονικό παράθυρο, όπου δεν έχουμε μεταβολές στην κυρίαρχη συχνότητα.

Αυτό που μορφοποιεί το φάσμα σε κάθε χρονικό παράθυρο είναι πολυώνυμο 10^{ου} - 12^{ου} βαθμού. Μετά από πολλές δοκιμές επιλέχθηκε το εύρος αυτό, διότι παρατηρήθηκε ότι μικρότερος βαθμός του πολυωνύμου δεν μπορεί να περιγράψει με μεγάλη ακρίβεια την - ασύμμετρου γκαουσιανού σχήματος - καμπύλη του πλάτους του φάσματος. Βαθμός πολυωνύμου μεγαλύτερος του 12 αρχίζει να περιγράφει μικρομεταβολές στο πλάτος του φάσματος, με αποτέλεσμα να δημιουργούνται υψίσυχνες ρυτιδώσεις στο φάσμα και, κατ’ επέκταση, στο ίδιο το σήμα.

Μπορεί εύλογα να προκύψει το ερώτημα του τι συμβαίνει όταν στο ίδιο χρονικό παράθυρο καταγράφονται μια πραγματική ανάκλαση και μια πολλαπλή (σχετικά υψίσυχνη) ανάκλαση. Όπως έχει δειχθεί και παραπάνω, (Σχήμα 4.9) η εξισορρόπηση φάσματος δε λειτουργεί σωστά, όταν στο ίδιο χρονικό παράθυρο περιλαμβάνονται ανακλάσεις διαφορετικής κεντρικής συχνότητας. Αυτό ακριβώς θα συμβεί και στα πραγματικά δεδομένα, αν συμβεί η σύμπτωση κανονικής ανάκλασης και πολλαπλής, αν η κυρίαρχη συχνότητά τους δε διαχωρίζεται στα μάτια του χρήστη στο χώρο t-f. Αν όμως υπάρχει αρκετή διαφορά της κυρίαρχης συχνότητας των δύο αυτών ανακλάσεων, τότε η υψίσυχνη θα αποκοπεί μαζί με το θόρυβο και η μεθοδολογία θα φέρει τα επιθυμητά αποτελέσματα, με το επιπλέον αποτέλεσμα της αποκοπής των πολλαπλών.

Όσον αφορά στην ενίσχυση, από τη στιγμή που η φάση των καταγραφών παραμένει αναλλοίωτη και η εξισορρόπηση φάσματος είναι ντετερμινιστικού χαρακτήρα, αυτή μπορεί να εφαρμοστεί πριν ή μετά την εξισορρόπηση φάσματος. Στην προτεινόμενη μεθοδολογία επιβάλλεται η εφαρμογή της πριν από την εξισορρόπηση φάσματος, για υπολογιστικούς λόγους. Αυτό ισχύει, γιατί, μετά την εξισορρόπηση φάσματος, η απεικόνιση της καταγραφής στο χώρο t-f αποτελείται από εξισορροπημένους FT’s , οι οποίοι αντιστοιχούν σε μέρη της καταγραφής.

Προσοχή πρέπει να δοθεί σε μεγάλους χρόνους, όπου ο λόγος σήματος θορύβου είναι χαμηλός. Όταν η απόσβεση είναι υψηλή, η επιλογή του χρονομεταβλητού εύρους συχνοτήτων δεν είναι απαραίτητο να είναι τόσο «χειρουργική», για την αποφυγή του να μηδενιστεί πληροφορία κυρίως σήματος.

5. ΑΠΟΣΥΝΕΛΙΞΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΕΩΡΑΝΤΑΡ

5.1. Εισαγωγή

Στο παρόν κεφάλαιο περιγράφεται μεθοδολογία στάσιμης αποσυνέλιξης κυματίδιου, η οποία αποδεικνύεται να είναι επιτυχής, όσον αφορά στην αύξηση της χρονικής ανάλυσης, αφού προηγηθεί εξισορρόπηση φάσματος. Το εξαγόμενο αποτέλεσμα της αποσυνέλιξης είναι δυνατόν να υποστεί περεταίρω διόρθωση της υπολειμματικής φάσης με την μέθοδο της μεγιστοποίησης της κύρτωσης, έτσι ώστε να μετατραπεί σε καταγραφές μηδενικής φάσης, οι οποίες αντιστοιχούν στην περιορισμένου εύρους απόκριση του υπεδάφους (band-pass reflectivity series). Η μεθοδολογία εφαρμόζεται σε συνθετικά δεδομένα και γίνεται σύγκριση αυτής με την αντίστοιχη αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης και περεταίρω διόρθωσης της φάσης, που χρησιμοποιείται στα σεισμικά ανάκλασης. Τέλος, περιγράφεται επέκταση της μεθόδου της μεγιστοποίησης της κύρτωσης, έτσι ώστε να είναι αποτελεσματική σε όλο το εύρος των 360^o μεταβολής της φάσης των καταγραφών γεωραντάρ, αντί των 180^o που χρησιμοποιείται μέχρι σήμερα στα σεισμικά ανάκλασης.

5.2 Αποσυνέλιξη κυματιδίου μεικτής φάσης

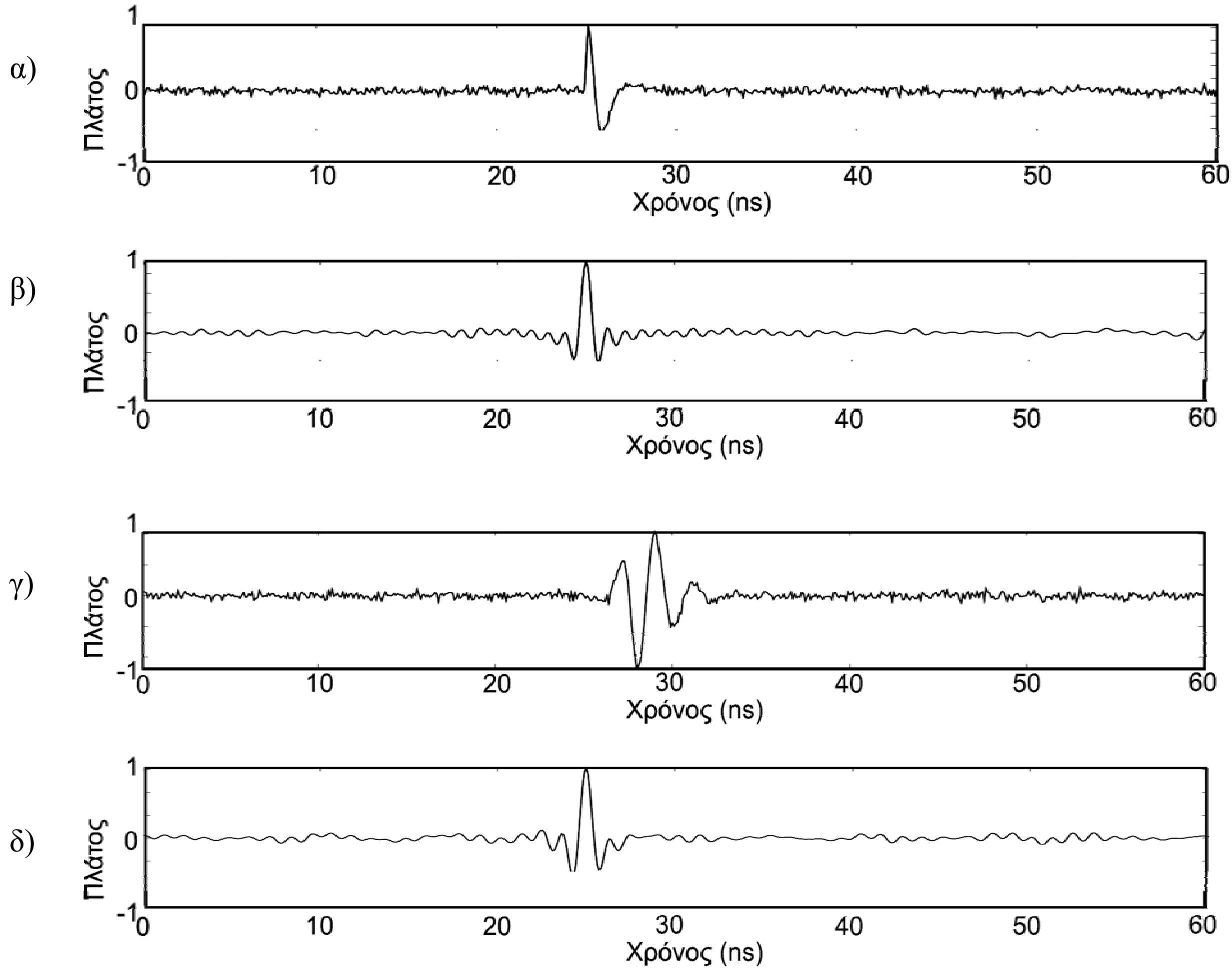
Στην βιβλιογραφία έχει ήδη αναφερθεί ότι οι συμβατικές μέθοδοι αποσυνέλιξης (αποσυνέλιξη αιχμής και αποσυνέλιξη πρόβλεψης) των σεισμικών δεδομένων δεν επιφέρουν τα επιθυμητά αποτελέσματα, όταν εφαρμοστούν σε δεδομένα γεωραντάρ, λόγω της μεικτής φάσης του Η/Μ κυματίδιου εκπομπής (π.χ. Belina κ.ά., 2008). Αυτή ακριβώς η μεικτή φάση του εν λόγω κυματιδίου είναι που δημιουργεί μαθηματική αστάθεια, λόγω του ότι προϋπόθεση για την δημιουργία αγλορίθμων, που εφαρμόζουν τις παραπάνω μεθόδους αποσυνέλιξης σε γεωφυσικά δεδομένα, είναι ότι το κυρίαρχο κυματίδιο των δεδομένων αυτών είναι κυματίδιο ελάχιστης φάσης. Η διαφοροποίηση κυματιδίων ελάχιστης μεικτής ή μέγιστης φάσης έχει ήδη περιγράφει από τον Yilmaz (1987). Πρακτικά, στον χώρο των χρόνων, το πρώτο έχει συγκεντρωμένη την μέγιστη ενέργειά του στην αρχή της διάρκειας ενός μήκους κύματος, το δεύτερο στην μέση και το τρίτο στο τέλος αντίστοιχα.

Η μεικτής φάσης φύση του Η/Μ κυματιδίου εκπομπής των συσκευών γεωραντάρ οδήγησε του ερευνητές να αναφέρουν σαν προτιμητέες μεθόδους της αύξησης της χρονικής ανάλυσης των αντίστοιχων δεδομένων, μεθόδους τροποποίησης του πλάτους το φάσματος (Neto και Madeiros, 2006, Belina κ. ά., 2008). Αυτές οι μέθοδοι είναι σχετικές με την ανάκτηση σήματος, η οποία παρουσιάστηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο και την ΕΟΣΠΕ (spectral whitening). Παρ' όλο που οι Xia κ. ά. (2004) παρουσίασαν μια σχετικά επιτυχή εφαρμογή ντετερμινιστικής αποσυνέλιξης σε δεδομένα γεωραντάρ, η μετέπειτα (και μέχρι σήμερα) βιβλιογραφία ανέδειξε αμφιβολίες όσον αφορά στην επιτυχή εφαρμογή της μεθόδου αυτής σε δεδομένα που δεν αφορούν μέσα διάδοσης χαμηλής απόσβεσης.

Οι αμφιβολίες αυτές δεν είναι εντελώς αβάσιμες, αλλά εμπεριέχουν λάθος ερμηνεία της μη επιτυχούς εφαρμογής της ντετερμινιστικής αποσυνέλιξης δεδομένων γεωραντάρ. Πιο συγκεκριμένα, θεωρείται αδύνατη η της εν λόγω μορφής αποσυνέλιξη, εξαιτίας της μεικτής φάσης του κυματιδίου εκπομπής. Παρακάτω θα αποδειχθεί ότι γνωρίζοντας το κυματίδιο εκπομπής και εφαρμόζοντας ντετερμινιστική αποσυνέλιξη δεν παίζει και τόσο σημαντικό ρόλο η μεικτής ή ελάχιστης φάσης φύση των δεδομένων.

Έστω μια καταγραφή μήκους 50 ns, με διάστημα δειγματοληψίας 1 ns, η οποία προέκυψε από την συνέλιξη ενός συντελεστή ανάκλασης πλάτους ίσου με την μονάδα με συνθετικό κυματίδιο ελάχιστης φάσης κεντρικής συχνότητας 400 MHz και προσθήκη κανονικοποιημένου θορύβου με σ=6% (Σχήμα 5.1α). Αν εφαρμοστεί αποσυνέλιξη κυματιδίου και ΕΠΕΣ (με κορυφές τραπεζίου 60 MHz, 170 MHz, 1300 MHz και 1650 MHz) ανακτάται ο περιορισμένου εύρους συχνοτήτων συντελεστής ανάκλασης (Σχήμα 5.1β). Η τακτική αυτή, του να εφαρμόζεται αποσυνέλιξη και μετά αποθορυβοποίηση είναι η πιο συνήθης τακτική από τους ερευνητές.

Χρησιμοποιώντας τον ίδιο συντελεστή ανάκλασης, εφαρμόζουμε συνέλιξη με ένα κυματίδιο γεωραντάρ, κεντρικής συχνότητας 400 MHz, το οποίο έχει ανακτηθεί από πραγματική καταγραφή γεωραντάρ και προσθέτουμε ίδιο με το προηγούμενο παράδειγμα θόρυβο. Εφαρμόζοντας όπως και προηγουμένως αποσυνέλιξη κυματιδίου και ίδιο με παραπάνω ΕΠΕΣ έχουμε παρόμοια αποτελέσματα με το παράδειγμα του κυματιδίου ελάχιστης φάσης (Σχήμα 5.1δ). Η αποσυνέλιξη, δηλαδή, συμβαίνει αλλά δεν συμβαίνει πλήρης ανάκτηση του συντελεστή ανάκλασης, όπως και προηγουμένως, που οφείλεται στην μη πλήρη ανάκτηση του φάσματός του.



Σχήμα 5.1: *Αποσυνέλιξη κυματιδίου. α) Συνέλιξη μοναδιαίου συντελεστή ανάκλαση και κυματίδιου ελάχιστης φάσης, και προσθήκη θορύβου (κανονικοποιημένου με μέσο όρο μηδέν και σ=6%) β) αποσυνέλιξη κυματιδίου στον χώρο των συχνοτήτων (διαίρεση φασμάτων), γ) συνέλιξη μοναδιαίου συντελεστή ανάκλασης και κυματίδιου γεωραντάρ με προσθήκη θορύβου ίδιου με το (α) και δ)αποσυνέλιξη όπως στο (β). Στα (β) και (δ) μετά την αποσυνέλιξη έχει εφαρμοστεί ΕΠΕΣ με κορυφές τραπεζίου 60 MHz, 170 MHz, 1300 MHz και 1650 MHz.*

5.3 Αποσυνέλιξη και στασιμότητα

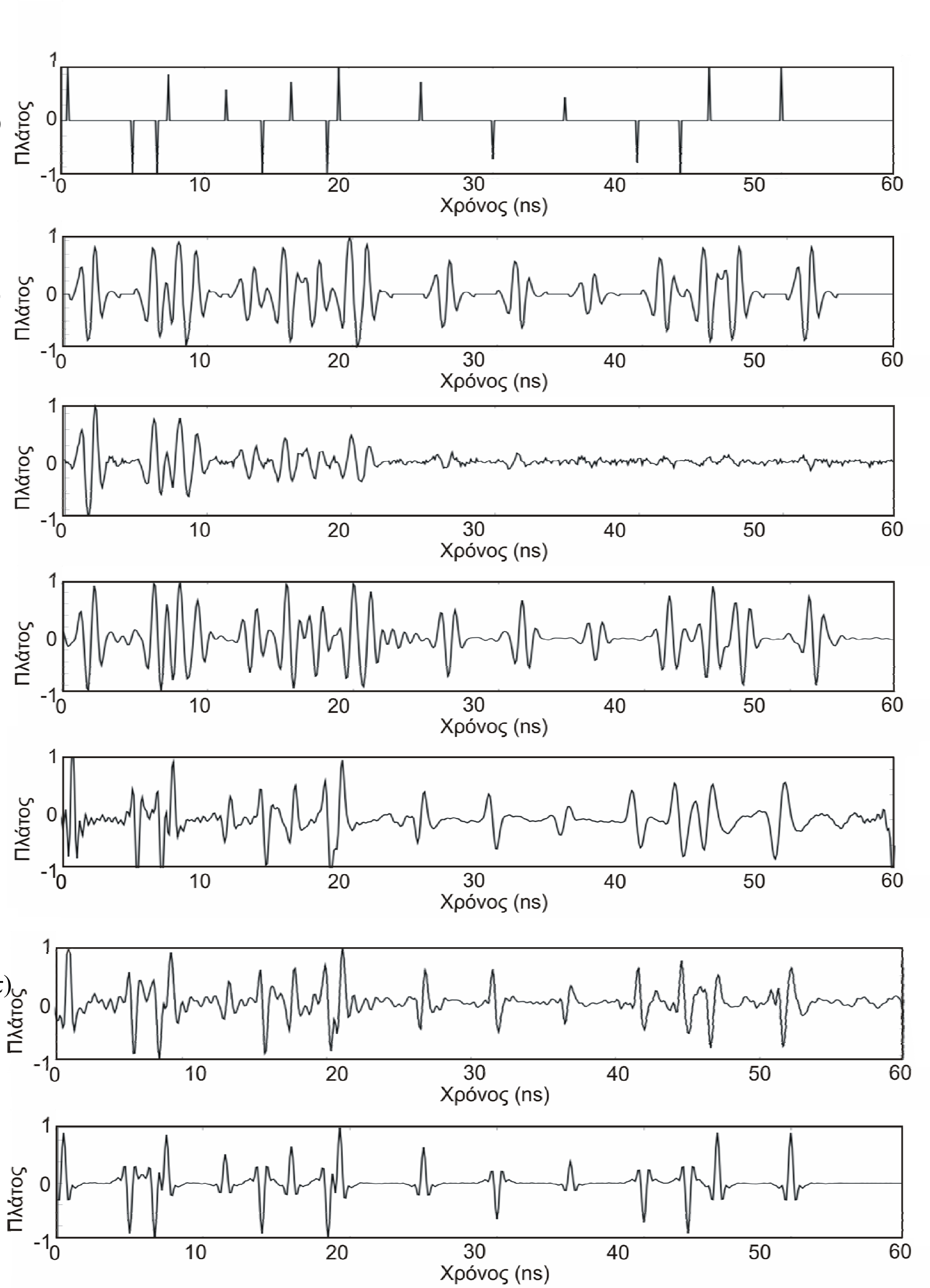
Έχει παρατηρηθεί ότι η κυρίαρχη συχνότητα μεταβάλλεται κατά την διάδοση των Η/Μ κυμάτων στο υπέδαφος με πολύ πιο ταχείς ρυθμούς από ότι η φάση. Με άλλα λόγια, ο ρυθμός μεταβολής του πλάτους του φάσματος είναι διαφορετικός από αυτός της αντίστοιχης φάσης. Αυτό έχει επισημανθεί και από τους Neto και Madeiros (2006). Το μοντέλο Q και κατ' επέκταση και το Q*, θεωρεί σχετικά ταχεία αλλοίωση της φάσης ενός κυματιδίου που υποβάλλεται σε απόσβεση και ειδικά για τιμές Q μικρότερες του 50, που αντιστοιχούν σε δεδομένα γεωραντάρ. Τα παραπάνω συνηγορούν ότι στα πραγματικά δεδομένα τον πιο σημαντικό ρόλο στην μη επιτυχή εφαρμογή αποσυνέλιξης κυματιδίου τον παίζει το πλάτος του φάσματος της καταγραφής και όχι η φάση.

Δημιουργήθηκε τυχαία σειρά συντελεστών ανάκλασης (Σχήμα 5.2α) και πραγματοποιήθηκε συνέλιξη αυτής με το κυματίδιο του Σχήματος 5.1γ (Σχήμα 5.2β). Στο συνθετικό παράδειγμα του Σχήματος 5.2β εφαρμόστηκε φίλτρο Q=40 και προσθήκη θορύβου (κανονικοποιημένου με μέσο όρο μηδέν και σ=6%, Σχήμα 5.2γ).

Το σήμα ανακτάται μετά την εξισορρόπηση φάσματος, όπως αυτή έχει περιγραφεί στο προηγούμενο κεφάλαιο (Σχήμα 5.2δ) Αν προηγηθεί μόνο εκθετική ενίσχυση και ντετερμινιστική αποσυνέλιξη ακολουθούμενη από αποθορυβοποίηση (που είναι και η συνηθισμένη διαδικασία), τότε παρατηρείται ότι η αποσυνέλιξη δεν αυξάνει σημαντικά την χρονική ανάλυση μετά τα 15 περίπου ns (Σχήμα 5.2ε). Μετά από εξισορρόπηση φάσματος και ντετερμινιστική αποσυνέλιξη, η χρονική ανάλυση φαίνεται να αυξάνεται το ίδο σε όλους του χρόνους (Σχήμα 5.2στ).

Η σύγκριση όμως του αποτελέσματος αυτού με τους συντελεστές ανάκλασης, οι οποίοι έχουν υποστεί ΕΠΕΣ για να περιγράφονται από το ίδιο εύρος συχνοτήτων με το τελικό αποτέλεσμα της αποσυνέλιξης (σύγκριση Σχημάτων 5.2στ και ζ), δείχνει ότι η χρονική μεταβολή της φάσης έχει μεταφερθεί στους ανακτημένους περιορισμένου εύρους συχνοτήτων συντελεστές ανάκλασης (Σχήμα 5.2στ).

Αυτό βέβαια είναι αναμενόμενο. Αν σκεφτούμε την διαδικασία αποσυνέλιξης, όπως αυτή συμβαίνει ξεχωριστά για το πλάτος και για την φάση του φάσματος, θα κατανοήσουμε κατ’ αρχήν ότι η επιτυχής αύξηση της χρονικής ανάλυσης οφείλεται στην αντίστοιχα επιτυχή αποσυνέλιξη του πλάτους του φάσματος. Η αποσυνέλιξη φάσης περιλαμβάνει, όπως έχει πραγματοποιηθεί μέχρι τώρα, την αφαίρεση (στον χώρο των συχνοτήτων) της φάσης του κυματιδίου εκπομπής. Όμως από την στιγμή που η φάση είναι χρονικά μεταβαλλόμενη και αφαιρείται από αυτήν μια στάσιμη φάση είναι αναμενόμενο να υπάρξει μια υπολειμματική φάση στην καταγραφή. Άρα, για την πλήρη ανάκτηση των συντελεστών ανάκλασης (με την σύμβαση ότι αυτοί θα είναι περιορισμένου εύρους συχνοτήτων) απαιτεί και περεταίρω διόρθωση της υπολειμματικής μετά την στάσιμη αποσυνέλιξη φάσης της καταγραφής.



Σχήμα 5.2: *α) Σειρά τυχαίων συντελεστών ανάκλασης, β) το (α) μετά από συνέλιξη με το κυματίδιο του Σχήματος 5.2α, γ) το (β) μετά από εφαρμογή φίλτρου Q=40 και προσθήκη κανονικοποιημένου θορύβου με μέσο όρο μηδέν και σ=0.06, δ) το (γ) μετά την προτεινόμενη μεθοδολογία εξισορρόπησης φάσματος. Το (γ) μετά από αποσυνέλιξη κυματιδίου με παλμό αναφοράς το πρώτο κυματίδιο της καταγραφής του (γ) και ΕΠΕΣ στον χώρο t-f, ε) χωρίς να έχει προηγηθεί εξισορρόπηση φάσματος και στ) μετά από εξισορρόπηση φάσματος. Στα (ε) και (στ) έχει εφαρμοστεί ΕΠΕΣ με με κορυφές τραπεζίου 60 MHz, 170 MHz, 1300 MHz και 1650 MHz μετά από την αποσυνέλιξη. ζ) Το (α) μετά από ΕΠΕΣ ίδιο με παραπάνω.*

5.4 Μεθοδολογία διόρθωσης της φάσης μέσω της μέγιστης κύρτωσης στον χώρο του χρόνου

Στα μέσα της δεκαετίας του 1980, ο αλγόριθμος του Wiggins, τράβηξε την προσοχή των ερευνητών, εξαιτίας κάποιων ατελειών του. Ο αλγόριθμος αυτός έχει την τάση να δίνει έμφαση στην ανάκλαση μέγιστου πλάτους του τμήματος της καταγραφής στην οποία εφαρμόζεται, σε βάρος των άλλων και δεν είναι σταθερός σε καταγραφές οι οποίες έχουν μικρό εύρος συχνοτήτων, όπως έχει αναφερθεί από τους Wiggins (1985), Longbottom κ.ά. (1988) και White (1988). Πιο συγκεκριμένα, η μέθοδος αυτή δεν επιφέρει τα επιθυμητά αποτελέσματα όταν η τιμή της κυρίαρχης συχνότητας μιας καταγραφής είναι μεγαλύτερη του εύρους συχνοτήτων της (Van der Baan, 2008). Όπως αναφέρεται από τους Longbottom κ.ά. (1988), σαν εμπειρικός κανόνας, θα πρέπει η μέγιστη τιμή του πλάτους του φάσματος της καταγραφής να είναι τουλάχιστον 3 φορές μεγαλύτερη από την ελάχιστη, αναφερόμενος πάντα σε σεισμικές καταγραφές. Ο White (1988) αναφέρει ότι όταν το εύρος συχνοτήτων μιας καταγραφής είναι μικρότερο (σε μονάδες συχνότητας) από 1.5 φορές της τιμής της κυρίαρχης συχνότητας, η εκτίμηση της κύρτωσης αρχίζει να γίνεται ασταθής, με κατώτατο όριο την ίδια την τιμή της κυρίαρχης συχνότητας, όπου όταν το εύρος συχνοτήτων είναι ίσο με αυτήν η εν λόγω εκτίμηση της κύρτωσης δεν λειτουργεί. Στα δεδομένα γεωραντάρ έχει παρατηρηθεί ότι το εύρος συχνοτήτων είναι σχεδόν πάντα περίπου ίσο με την τιμή της κυρίαρχης συχνότητας, άρα για να χρησιμοποιηθεί η εν λόγω μέθοδος θα πρέπει απαραίτητα να υπάρξει μια διαπλάτυνση του πλάτους του φάσματος.

Οι Levy και Oldenburg (1987), Longbottom κ.ά. (1988) και White (1988) ελαχιστοποίησαν τους βαθμούς ελευθερίας του προβλήματος της εκτίμησης της φάσης, προτείνοντας την υπόθεση ότι ένα σεισμικό κυματίδιο, μετά από αποσυνέλιξη, υπόκειται σε μεταβολή φάσης, η οποία μπορεί να περιγραφεί από μια σταθερή τιμή, αφήνοντας έτσι μόνο έναν βαθμό ελευθερίας και επομένως μια σχετικά σταθερή εκτίμηση της φάσης. Η βέλτιστη φάση εκτιμάται εφαρμόζοντας σειρά από σταθερής τιμής μεταβολές της φάσης στα δεδομένα. Η γωνία, η οποία αντιστοιχεί στην μέγιστη κύρτωση είναι το πιο πιθανόν να περιγράφει την φάση την οποία πρέπει να έχει ένα κυματίδιο, έτσι ώστε να είναι μηδενικής φάσης. Η τιμή της κύρτωσης kurt(x) μιας χρονοσειράς x(t) υπολογίζεται ως εξής:

$$kurt(x) = n\frac{\sum x^4(t)}{\left[\sum x^2(t)\right]^2} - 3 \tag{5.1}$$

Όπου n είναι ο αριθμός των δειγμάτων χρόνου και t ο διακριτός χρόνος.

Υπολογίζοντας την τιμή της kurt(x) σε ένα τμήμα μιας χρονοσειράς, παίρνουμε την μέγιστη τιμή, όταν υπάρχει σε αυτήν μόνο ένα κυματίδιο μηδενικής φάσης (ή μια «αιχμή», η οποία περιγράφει έναν συντελεστή ανάκλασης) και την ελάχιστη όταν έχουμε το ίδιο πλάτος σήματος για όλους τους χρόνους (οριζόντια γραμμή).

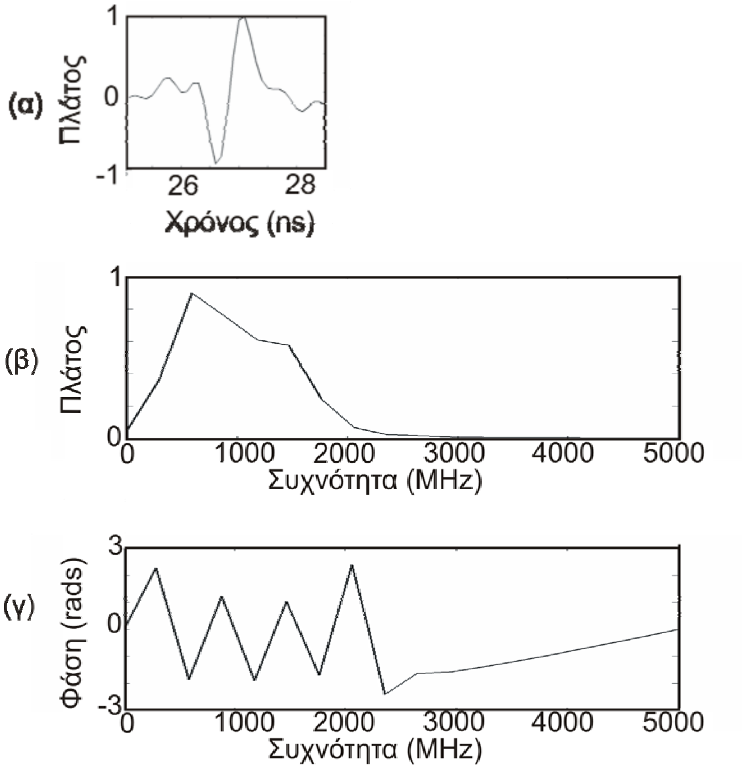
Οι εξισώσεις οι οποίες μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την μεταβολή της φάσης μιας χρονοσειράς x(t) με μια σταθερή, σε όλες τις συχνότητες, τιμή γωνίας B είναι:

$$x(t)_{rot} = abs\left[y(t)\right]e^{i[\theta+B(t)]} \tag{5.2}$$

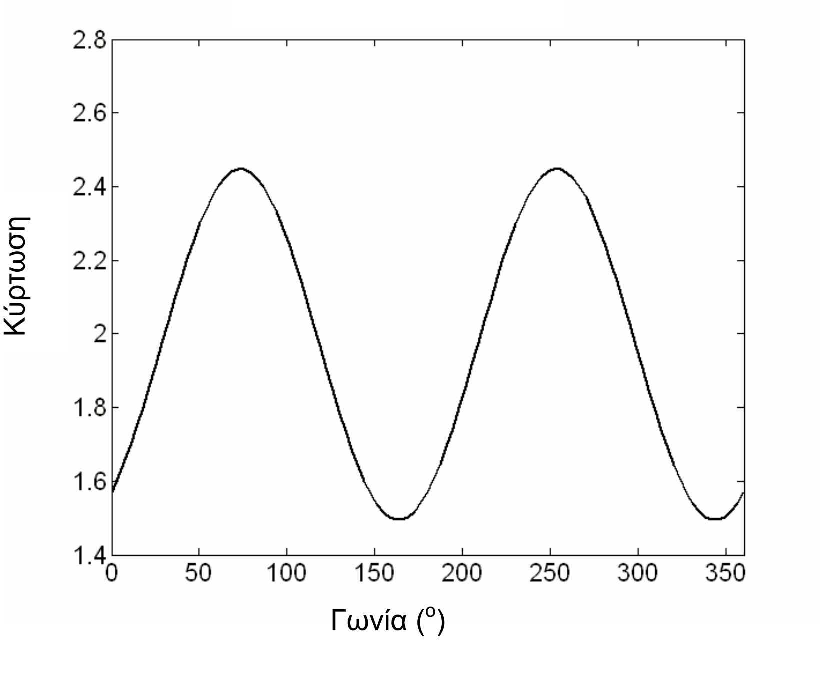
όπου y(t) είναι ο μετασχηματισμός Hilbert (το φανταστικό του μέρος) του x(t) και θ η φάση του και

$$x_{rot}(t) = x(t)\cos[-B(t)] + y(t)\sin[-B(t)] \tag{5.3}$$

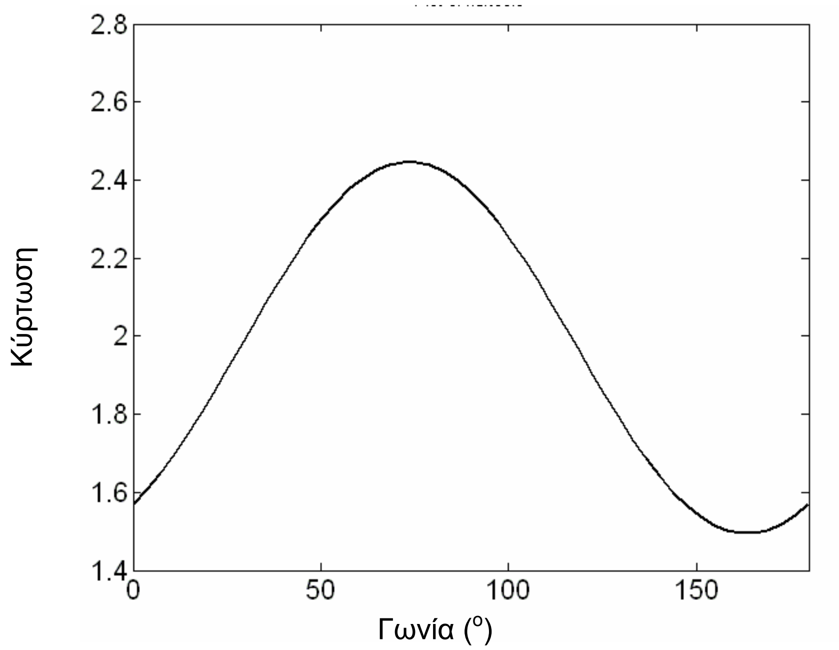
Για να γίνουν πιο κατανοητά τα παραπάνω θα επιλεγεί ένα τμήμα της χρονοσειράς Σχήματος 5.2στ (από τα 23 έως τα 26.5 ns), το οποίος συγκρίνοντάς το με το αντίστοιχο τμήμα του Σχήματος 5.2ζ φαίνεται να έχει υποστεί μεταβολή στην αρχική του φάση κάνοντας το υπολειμματικό της αποσυνέλιξης κυματίδιο που εμπεριέχεται σε αυτό να μην είναι συμμετρικό (Σχήμα 5.3α). Το πλάτος του φάσματος του συγκεκριμένου τμήματος της χρονοσειράς είναι αντιπροσωπευτικό όλης της χρονοσειράς (Σχήμα 5.3β), ενώ η φάση του είναι αυτή που καθορίζει τα μέγιστα και ελάχιστα στον χώρο των χρόνων (Σχήμα 5.3γ). Χρησιμοποιώντας την εξίσωση 5.2, προσθέτουμε τιμές γωνίας φάσης από 0^o έως 360^o με βήμα $α=360^o/100$ και υπολογίζουμε την κύρτωση σύμφωνα με την εξίσωση 5.1. Αν παραστήσουμε τις μεταβολές που εφαρμόσαμε στην φάση της εν λόγω χρονοσειράς σε σχέση με τις αντίστοιχες υπολογιζόμενες τιμές της κύρτωσης παρατηρούνται δύο μέγιστες τιμές (Σχήμα 5.4). Άρα για να μπορεί να επιλεγεί μια μέγιστη τιμή θα πρέπει να γίνει διερεύνηση σε δύο αντί των τεσσάρων του τριγωνομετρικού κύκλου τεταρτημόρια (Σχήμα 5.5). Η μέγιστη τιμή της κύρτωσης αντιστοιχεί σε πρόσθεση της σταθερής τιμής της φάσης ίση με 73.76^o (ή 1.287 rads).



***Σχήμα 5.3**: α) Μέρος του αποτελέσματος της αποσυνέλιξης κυματιδίου του Σχήματος 5.6στ, β) το πλάτος του φάσματος του (α) και γ) η φάση του (α).*



***Σχήμα 5.4:** Κύρτωση της χρονοσειράς του Σχήματος 5.7α, μέσω της εξίσωσης 5.10, μετά από πρόσθεση γωνιών φάσης από 0^o έως 360^o, με βήμα $360^o/100$, μέσω της εξίσωσης 5.11.*

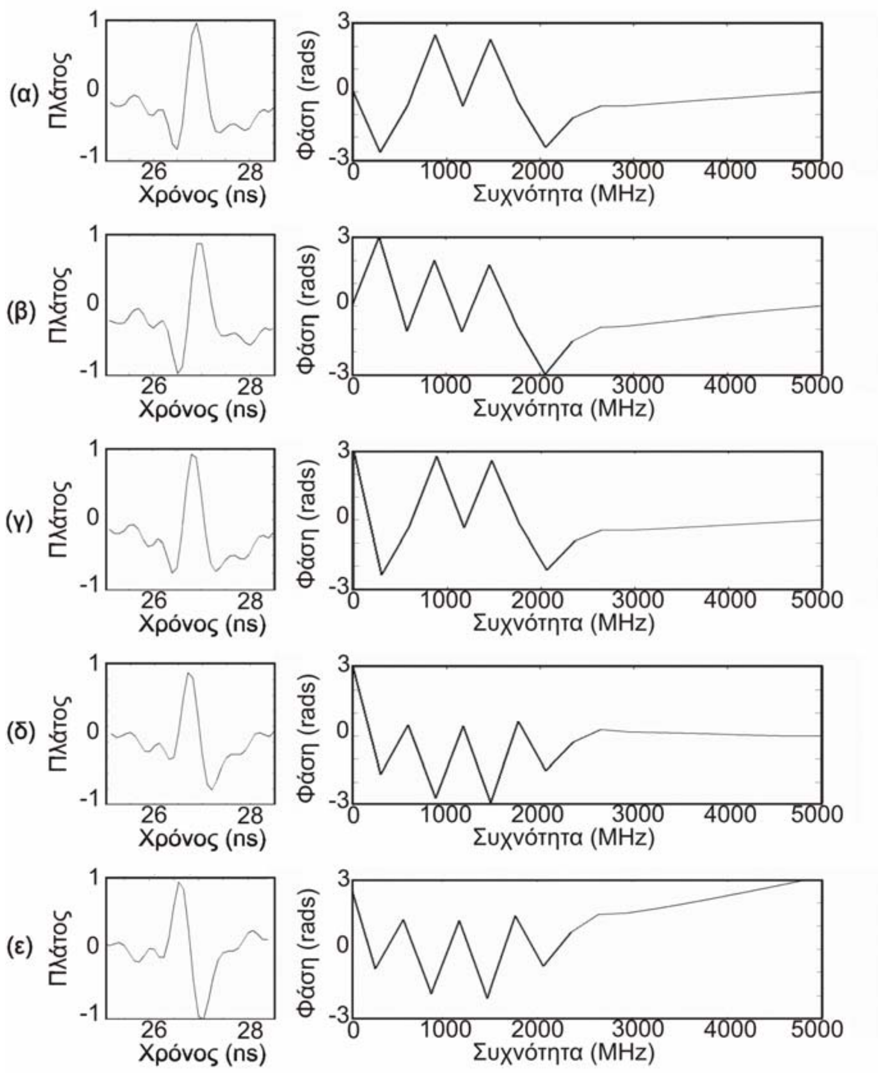


Σχήμα 5.5: *Ίδιο με Σχήμα 5.4, με πρόσθεση γωνιών φάσης εύρους 0^o έως 180^o.*

Η μεταβολή της φάσης κατά 73.76^o δημιουργεί έναν σχεδόν συμμετρικό ως προς κατακόρυφο άξονα που περνάει από το μέγιστό του υπολειμματικού κυματιδίου (Σχήμα 5.6α). Η μεταβολή αυτή είναι, σε επίπεδο φάσης του φάσματος, μια σταθερή μεταβολή για όλο το εύρος των συχνοτήτων της εν λόγω χρονοσειράς (Σχήμα 5.6β).

Για να δούμε τι πραγματικά συμβαίνει σε όλο το εύρος των 180^o προστέθηκαν σταθερές τιμές στην φάση του φάσματος με βήμα 45^o ως εξής: 45^o, 90^o, 135^o και 180^o, ή αντίστοιχα σε rads 0.7854, 1.5708, 2.3563 και 3.1416 (Σχήμα 5.6). Με την πρόσθεση 90^o φαίνεται να παράγονται καλύτερα αποτελέσματα από ότι με την τιμή που εκτιμήθηκε ότι επιφέρει την μέγιστη κύρτωση (Σχήμα 5.6γ). Στην πραγματικότητα όμως δεν πρέπει να ξεχνάμε ότι υπολογίζεται η μέγιστη κύρτωση του τμήματος της χρονοσειράς που επιλέξαμε και όχι του υπολειμματικού κυματιδίου.

Διακρίνεται λοιπόν, η ευαισθησία της μεθόδου στον εναπομείναντα θόρυβο που περιβάλλει τα υπολειμματικά κυματίδια. Παρ' όλα αυτά το αποτέλεσμα της μεθόδου κρίνεται ικανοποιητικό μετά από την σύγκριση του συγκεκριμένου τμήματος της χρονοσειράς πριν (Σχήμα 5.3α) και μετά (Σχήμα 5.6α) την διόρθωση της φάσης.



__Σχήμα 5.6__: Προσθήκη σταθερής γωνίας φάσης. α) Η χρονοσειρά του Σχήματος 5.7α μετά από προσθήκη 1.287 rads (ή 73.76^o) στην φάση του φάσματός του και η αντίστοιχη φάση του. Η τιμή αυτή της γωνίας φάσης που προστέθηκε στην φάση του φάσματος του (α) αντιστοιχεί στο μέγιστο του Σχήματος 5.9. Η ίδια χρονοσειρά μετά από προσθήκη β) 45^o , γ) 90^o, δ) 135^o, και ε) 180^o στην φάση του φάσματός του και οι αντίστοιχες φάσεις.

Με άλλα λόγια το τμήμα της χρονοσειράς που είναι συμμετρικό είναι αυτό το οποίο παρουσιάζει την μέγιστη κύρτωση (Σχήμα 5.6α), άσχετα αν το υπολειμματικό κυματίδιο (που εμπεριέχεται σε αυτήν) δεν είναι απόλυτα συμμετρικός.

Αν επαναλάβουμε την διαδικασία πρόσθεσης σταθερής τιμής γωνίας φάσης στην φάση του φάσματος του εν λόγω τμήματος της χρονοσειράς χρησιμοποιώντας τιμές και πάνω από 180^o, θα έχουμε τα ίδια αποτελέσματα με αντιστροφή προσήμου. Για το γεγονός αυτό δεν κάνει λόγο ο Van der Baan (2008), ο οποίος χρησιμοποιεί διερεύνηση σε όλο το εύρος των 360^o, χωρίς να αναφέρεται καθόλου στα δύο μέγιστα της τιμής της κύρτωσης που προκύπτουν. Αντίθετα οι Levy και Oldenburg (1987) εφαρμόζουν διερεύνηση από -90^o έως 90^o, αναφέροντας ότι έξω από τα όρια αυτά τα πρόσημα αλλάζουν και πρέπει να γίνεται επαλήθευση των αποτελεσμάτων με διαγραφίες.

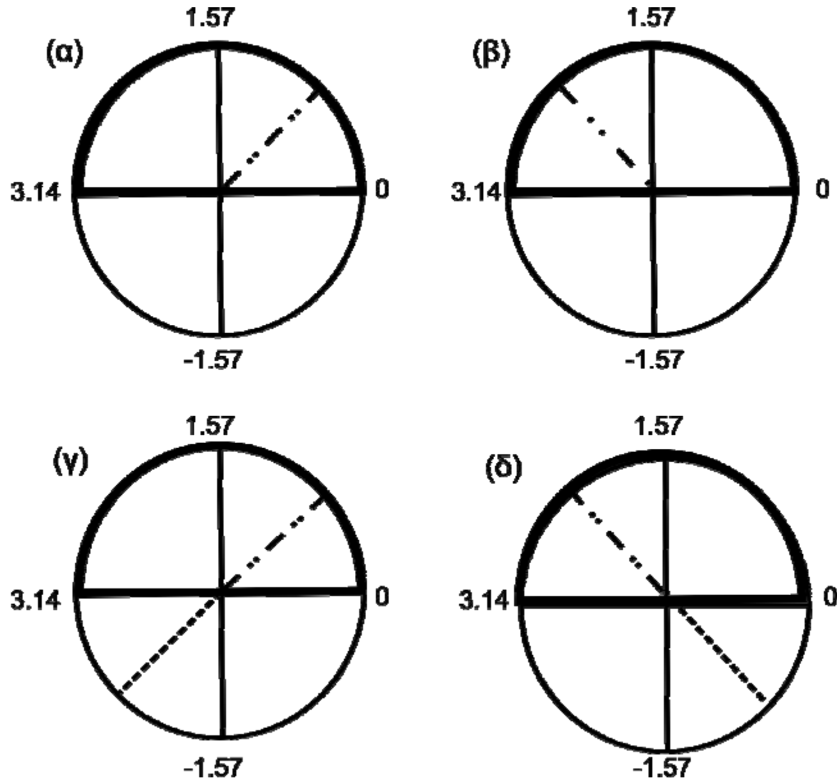
Τι πραγματικά συμβαίνει όμως; Για να γίνει κατανοητή η διαδικασία εντοπισμού μιας συγκεκριμένης μεταβολής γωνίας φάσης, δημιουργήθηκε το Σχήμα 5.7. Έστω ο τριγωνομετρικός κύκλος που περιέχει όλο το εύρος των 360^o, ενώ η διερεύνηση για την γωνία, έστω Α, η οποία επιφέρει την μέγιστη κύρτωση σε μια χρονοσειρά γίνεται στο εύρος από 0^o έως 180^o (Σχήμα 5.7α, εύρος διερεύνησης με έντονη γραμμή).

Εάν η γωνία Α είναι έστω 45^o, ανήκει δηλαδή στο 1^o τεταρτημόριο τότε ο εντοπισμός της γίνεται σωστά (στικτή-διακεκομμένη γραμμή). Το ίδιο συμβαίνει και όταν η γωνία Α είναι του $2^{ου}$ τεταρτημορίου (Σχήμα 5.7β). Όταν όμως η γωνία Α ανήκει στο 3^o τεταρτημόριο (Σχήμα 5.7γ, διακεκομμένη γραμμή), τότε αυτή θα εντοπιστεί στο 1^o (Σχήμα 5.7γ, στικτή-διακεκομμένη γραμμή). Αν για παράδειγμα πρέπει να εφαρμοστεί μεταβολή της γωνίας φάσης για 225^o, θα εντοπιστεί σαν 45^o.

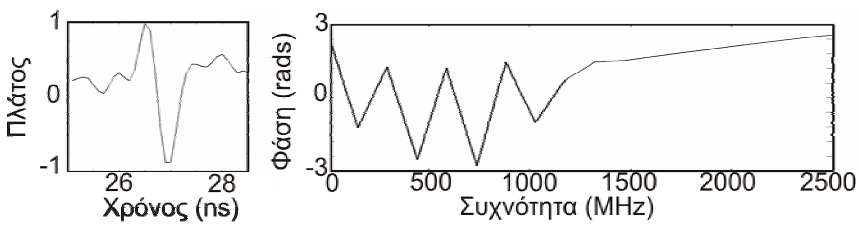
Το αποτέλεσμα θα είναι ότι θα προστεθεί λάθος γωνία. Βέβαια αυτή η λάθος γωνία δεν είναι μια τυχαία γωνία αλλά η συμπληρωματική της. Αν συγκρίνουμε το αποτέλεσμα της πρόσθεσης της σταθερής τιμής των 45^o (Σχήμα 5.6β) με αυτό της πρόσθεσης της τιμής των 225^o (Σχήμα 5.8) θα δούμε ότι το σχήμα της χρονοσειράς είναι ακριβώς το ίδιο με εξαίρεση την αντιστροφή του προσήμου. Άρα φαίνεται ότι μπορεί να υπάρξει πρόνοια για την σωστή διόρθωση της φάσης, όταν αυτή εντοπιστεί σε μετατοπισμένη κατά δύο τεταρτημόρια.

Αν δηλαδή μπορεί με κάποιο τρόπο να ερμηνευτούν τυχόν γωνίες οι οποίες ενώ εντοπίζονται στο 1^o η στο 2^o τεταρτημόριο σαν γωνίες του $3^{ου}$ ή του $4^{ου}$ τεταρτημορίου αντίστοιχα, τότε με μια πρόσθεση 180^o μπορεί να πραγματοποιηθεί η σωστή διόρθωση της φάσης.

Στην μέχρι σήμερα βιβλιογραφία σχετικής με την επεξεργασία σεισμικών δεδομένων δεν έχει αντιμετωπιστεί το πρόβλημα αυτό με άλλον τρόπο, εκτός της επαλήθευσης με αποτελέσματα διαγραφιών. Στην πράξη, όταν ένα το σεισμικό σήμα παρουσιάζει μετά από αποσυνέλιξη κυματιδίου μεταβολή της φάσης του κατά γωνία μεγαλύτερη των 180^o το σήμα αυτό θα έχει φτάσει σε τέτοιο επίπεδο σε σχέση με τον θόρυβο, που κατά πάσα πιθανότητα θα είναι αδύνατον να υποστεί επεξεργασία. Παρ' όλα αυτά σε περίπτωση που εντοπιστεί τέτοιο φαινόμενο δεν είναι δύσκολο να τεθεί μια συνθήκη κατά την οποία αν εντοπιστούν απότομες μεταβολές από περίπου 180^o σε τιμές του πρώτου τεταρτημόριου, να υποστούν μια πρόσθεση 180^o έτσι ώστε να εφαρμοστεί η σωστή μεταβολή της γωνίας φάσης. Μέχρι σήμερα δεν έχει υπάρξει παρόμοια μελέτη σχετική με τα δεδομένα γεωραντάρ.



Σχήμα 5.7: *Απαιτούμενη μεταβολή φάσης σε τριγωνομετρικό κύκλο (απλή γραμμή), όπου φαίνεται το εύρος έρευνας της μέγιστης κύρτωσης από -90^o έως 90^o (έντονη γραμμή). Με διακεκομμένη γραμμή και τελείες απεικονίζεται η εκτιμώμενη μεταβολή φάσης και με διακεκομμένη γραμμή η πραγματική μεταβολή της φάσης μέσω της εκτίμησης της μέγιστης κύρτωσης για α) γωνία του 1^{ου} τεταρτημόριου, β) του 2^{ου} τεταρτημόριου, γ) του 3^{ου} τεταρτημόριου και δ) του 4^{ου} τεταρτημόριου. Όπου δεν υπάρχει διακεκομμένη γραμμή αυτή συμπίπτει με την διακεκομμένη γραμμή με τελείες. Ενώ οι μεταβολές της φάσης του 1^{ου} και 2^{ου} τεταρτημόριου εντοπίζονται σωστά οι μεταβολές του 3^{ου} και 4^{ου} εντοπίζονται στο 1^o και 2^o αντίστοιχα.*



Σχήμα 5.8: *Προσθήκη σταθερής γωνίας φάσης. Η χρονοσειρά του Σχήματος 5.3α μετά από προσθήκη 225^o στην φάση του φάσματός του και η αντίστοιχη φάση του.*

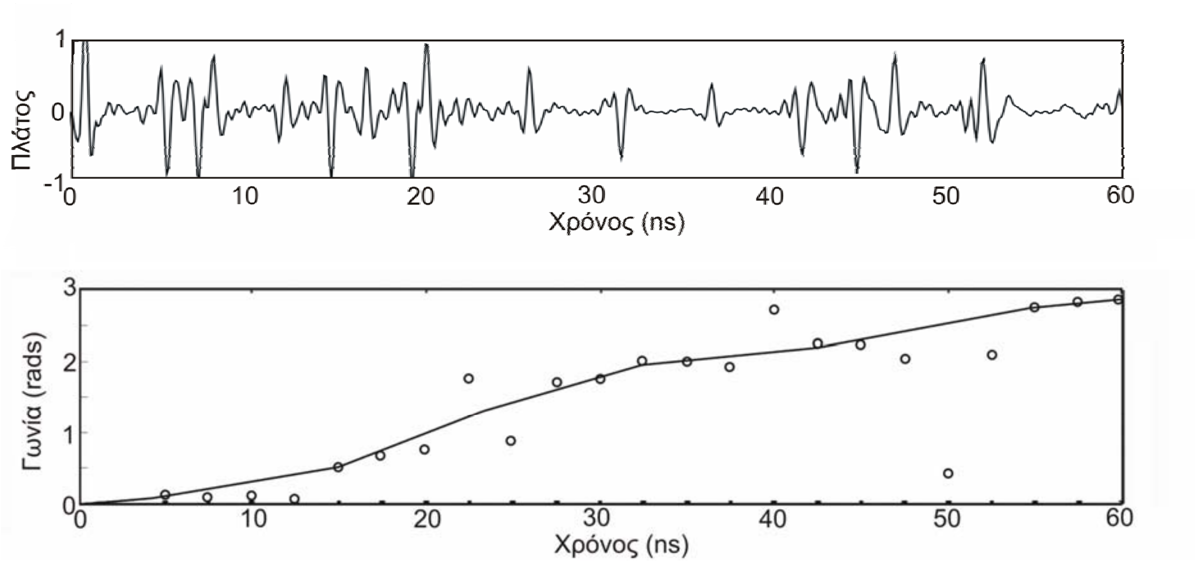
Στο αποτέλεσμα της αποσυνέλιξης κυματιδίου (Σχήμα 5.2στ) εφαρμόστηκε η μεθοδολογία εκτίμησης της μέγιστης κύρτωσης, όπως παρουσιάστηκε παραπάνω σε εύρος τιμών 0^o έως 180^o (Σχήμα 5.9α). Η εκτίμηση της μέγιστης κύρτωσης πραγματοποιήθηκε σε επικαλυπτόμενα παράθυρα μήκους 10 ns με επικάλυψη 75%

και η μέγιστη κύρτωση απεικονίστηκε στο κέντρο του εκάστοτε χρονικού παράθυρου (Σχήμα 5.9β, σημεία κύκλοι). Για να εφαρμοστεί η διόρθωση της φάσης σχετικά «ομαλά» σε κάθε t πραγματοποιήθηκε χειροκίνητη ενοποίηση των σημείων του Σχήματος 5.9 (συνεχής μαύρη γραμμή).

Μετά από υπολογισμό του αντίστοιχου αναλυτικού ίχνους του ίχνους του Σχήματος 5.2στ, χρησιμοποιήθηκε η εξίσωση 5.2 για την διόρθωση της φάσης, όπου για κάθε t υπήρχε ένα B(t), το οποίο αντιστοιχεί στις τιμές της συνεχούς μαύρης γραμμής του Σχήματος 5.9β. Συγκρίνοντας τα Σχήματα 5.2ζ και 5.9α παρατηρείται η επιτυχής διόρθωση της υπολειμματικής φάσης του αποτελέσματος της εφαρμογής της στάσιμης αποσυνέλιξης σε μη-στάσιμο ίχνος (Σχήμα 5.2στ).

α)

β)



Σχήμα 5.9: *Εφαρμογή αποσυνέλιξης φάσης μέσω της μεθόδου της εκτίμησης της μέγιστης κύρτωσης στην χρονοσειρά του Σχήματος 5.2στ. α) Η εν λόγω χρονοσειρά μετά την αποσυνέλιξη φάσης και β) η εκτιμώμενη γωνία φάσης που πρέπει να προστεθεί στο φάσμα της φάσης της χρονοσειράς του Σχήματος 5.2στ, έτσι ώστε να προκύψει το (α).*

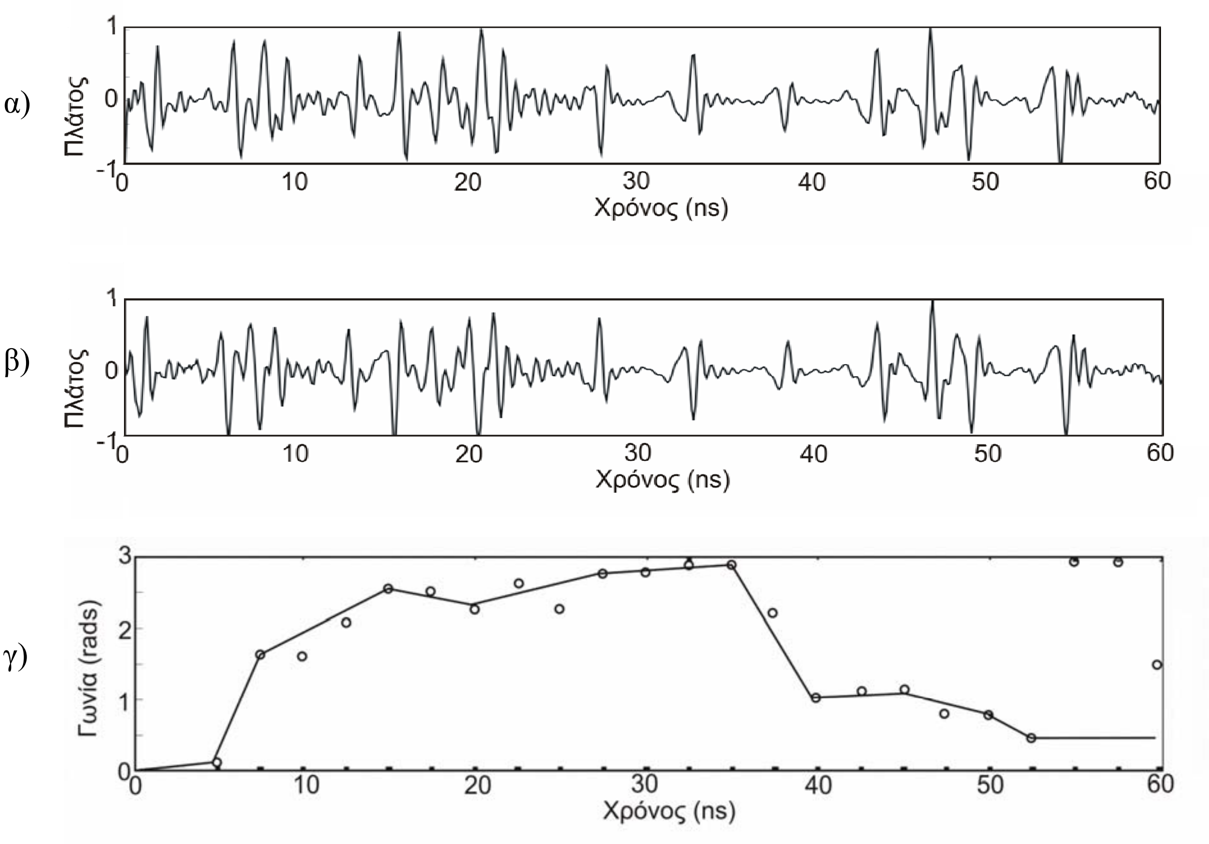
5.4.1 Συνθήκη εφαρμογής της μεθόδου για μεταβολές της φάσης μεγαλύτερες των 180^o

Όπως είδαμε στο προηγούμενο παράδειγμα (Σχήμα 5.9) η διόρθωση της φάσης με την μέθοδο της εκτίμησης της μέγιστης κύρτωσης επιφέρει ικανοποιητική αποτελέσματα, όσον αφορά στο να δημιουργηθούν συμμετρικοί συντελεστές ανάκλασης (spikes) περιορισμένου εύρους μετά από αποσυνέλιξη κυματιδίου. Τι γίνεται όμως όταν η μεταβολή της φάσης υπερβεί τις 180^o (π.χ. 3^o τεταρτημόριο) και τότε εντοπιστεί στο 1^o τεταρτημόριο (Σχήμα 5.7); Για να μελετηθεί αυτό το φαινόμενο χρησιμοποιήθηκε το ίδιο συνθετικό ίχνος του Σχήματος 5.2, με την διαφορά ότι σε αυτό δεν εφαρμόστηκε αποσυνέλιξη κυματιδίου αλλά αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης (Σχήμα 5.10α). Η διαφορά των δύο μεθόδων αποσυνέλιξης είναι γνωστή και είναι ότι, σε επίπεδο φασμάτων, ενώ κατά την αποσυνέλιξη κυματιδίου πραγματοποιείται διαίρεση του πλάτους του φάσματος της χρονοσειράς με το πλάτος το φάσματος του κυματιδίου αναφοράς και αφαίρεση της φάσης αυτού από την φάση της χρονοσειράς, κατά την αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης πραγματοποιείται μόνο η αντίστοιχη διαίρεση των φασμάτων και η φάση παραμένει ως έχει.

Η επίδραση της αποσυνέλιξης στο φάσμα ενός ίχνους γεωραντάρ συνίσταται πρώτα στην ΕΟΣΠΕ (spectral whitening) και δεύτερον στην αφαίρεση της φάσης. Η ΕΟΣΠΕ έχει σαν αποτέλεσμα την αύξηση της κυρίαρχης συχνότητας, την συμπίεση δηλαδή, μιας κυματομορφής. Η αφαίρεση της φάσης, ή αλλιώς αποσυνέλιξη φάσης, έχει σαν σκοπό την παραγωγή περιορισμένου εύρους συντελεστές ανάκλασης, επιδρά δηλαδή κυρίως στην μορφή των κυματομορφών. Εάν έχουμε ένα κυματίδιο της μορφής του Σχήματος 5.2α, και εφαρμοστεί σε αυτό ΕΟΣΠΕ χωρίς αποσυνέλιξη φάσης το κυματίδιο αυτό θα συμπιεστεί. Λογικά θα μοιάζει με το 5.2στ με την διαφορά ότι θα έχει τροποποιημένη φάση, δεν θα είναι δηλαδή συμμετρικό. Παρακάτω θα δοκιμαστεί εάν εφαρμόζοντας μόνο ΕΟΣΠΕ και περεταίρω διόρθωση της φάσης μέσω της μεγιστοποίησης της κύρτωσης είναι δυνατόν να παραχθούν αποτελέσματα παρόμοια με του Σχήματος 5.9α.

Εφαρμόζοντας την μεθοδολογία της διόρθωσης της φάσης μέσω της εκτίμησης της μέγιστης κύρτωσης, όπως αυτή αναφέρθηκε παραπάνω και με τις ίδιες παραμέτρους (μήκος χρονικών παράθυρων και επικάλυψη αυτών) στο αποτέλεσμα της αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης παρατηρείται ότι μετά τα 43 ns περίπου δεν έχει επέλθει κάποια σημαντική αλλαγή (Σχήμα 5.10β). Μετά τα 39 ns περίπου (Σχήμα 5.10γ) η εκτιμώμενη μεταβολή της φάσης παρουσιάζει φθίνουσες τιμές. Στην πραγματικότητα παρουσιάζονται σχετικά απότομα φθίνουσες τιμές μετά τα 39 ns περίπου και υπάρχει ένα τοπικό μέγιστο περίπου στα 45 ns, ενώ μετά από αυτό έχουμε και πάλι φθίνουσες τιμές της φάσης.

Αυτό που πραγματικά συμβαίνει, είναι ότι μέχρι τα 39 ns περίπου η φάση μεταβάλλεται «κινούμενη» στο 1^o και στο 2^o τεταρτημόριο (Σχήμα 5.7α και β), ενώ μετά τα 39 ns ενώ μεταβάλλεται «κινούμενη» στο 3^o τεταρτημόριο, εκτιμάται στο 1^o τεταρτημόριο (Σχήματα 5.7γ και 5.10γ). Μετά, δηλαδή, τις 180^o αρχίζει να εντοπίζεται πάλι κοντά στο μηδέν και να αποκτά αύξουσες τιμές προς τις 45^o.



Σχήμα 5.10: *α) Η χρονοσειρά του Σχήματος 5.6δ μετά από αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης, β) το (α) μετά από αποσυνέλιξη φάσης και γ) η εκτιμώμενη γωνία φάσης που πρέπει να προστεθεί στο φάσμα της φάσης της χρονοσειράς του (α), έτσι ώστε να προκύψει το (β).*

Οι αύξουσες τιμές εντοπίζονται μέχρι τα 45 ns και ο λόγος είναι ότι μετά τα 57 ns περίπου δεν υπάρχει σήμα (άρα σχεδόν μηδενικές τιμές της μεταβολής της φάσης), με αποτέλεσμα το χρονικό παράθυρο των 10 ns να επηρεάζει τις πραγματικές τιμές στα 47-60 ns. Με λίγα λόγια η αύξουσα τάση των τιμών της φάσης από μηδέν μέχρι 180^o από τα 0 ns έως τα 35 ns περίπου, τείνει να επαναληφθεί και μετά τα 35 ns, αλλά δεν συμβαίνει λόγω της εξάρτησης της εκτίμησης της φάσης από τα χρονικά παράθυρα στα οποία αυτή γίνεται. Αν συνεχίζονταν, λοιπόν, η χρονοσειρά για περισσότερα ns θα είχαμε, σύμφωνα και με το Σχήμα 5.7, συνεχείς επαναλήψεις εκτίμησης φάσης από 0^o έως 180^o.

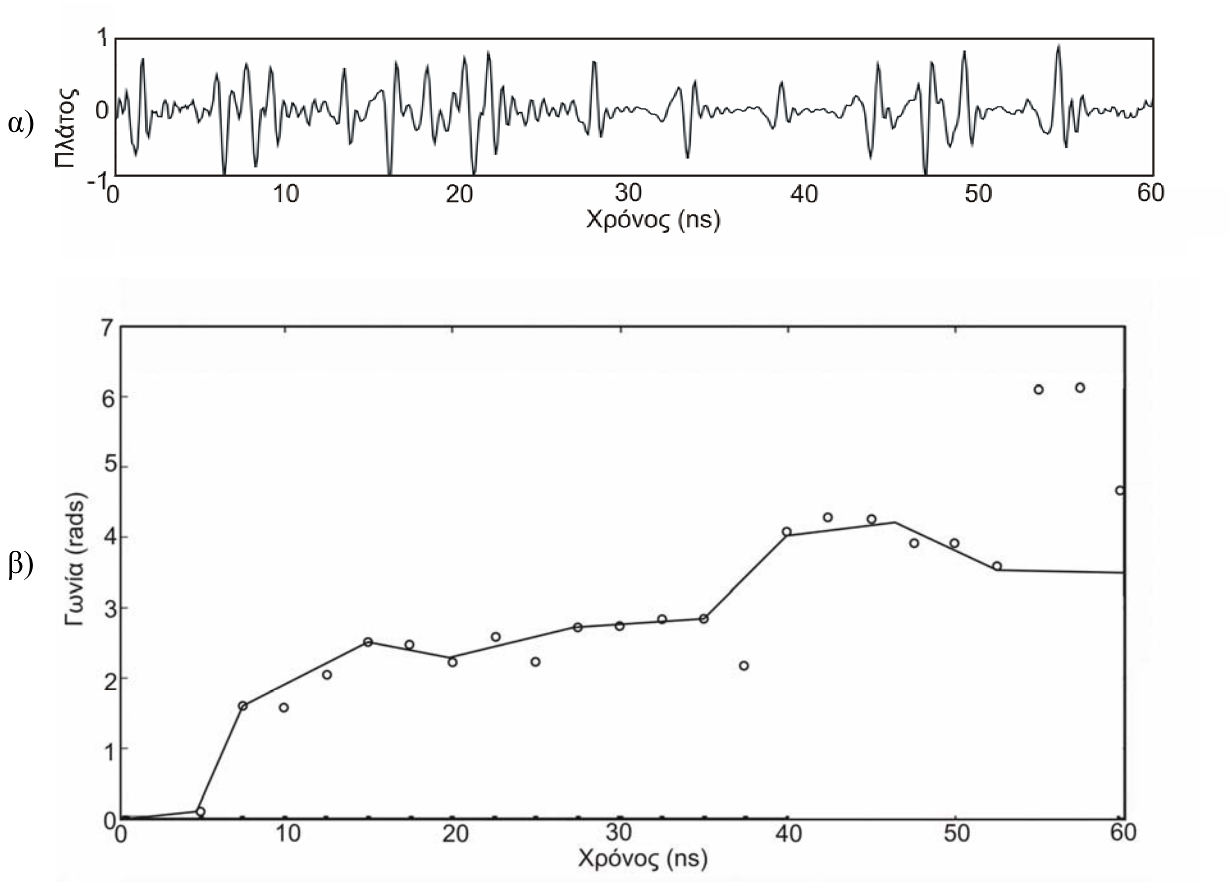
Παρ' όλο που η εκτίμηση της φάσης η οποία πρέπει να εφαρμοστεί στα δεδομένα για να αποκτήσουν μέγιστη κύρτωση είναι μετατοπισμένη κατά 180^o, η εφαρμογή της διόρθωσης με αυτές τις υπολογιζόμενες τιμές της φάσης επιφέρουν σχετικά συμμετρικούς συντελεστές ανάκλασης (5.10β). Μετά τα 40 περίπου ns όμως τα πρόσημα είναι διαφορετικά από ότι θα έπρεπε να είναι (Σχήματα 5.9α και 5.10β). Επιπλέον το υπολειμματικό κυματίδιο που βρίσκεται περίπου στα 42 ns δεν έχει μετατραπεί σε συμμετρικό. Το τελευταίο οφείλεται στην απότομη μεταβολή στα 40 ns (Σχήμα 5.10γ).

Όσον αφορά στα λάθος πρόσημα των υπολειμματικών κυματιδίων μετά τα 42 ns, το φαινόμενο αυτό μπορεί να διορθωθεί με το να προστεθούν 180^o στις φάσεις μετά τα 40 ns έτσι ώστε η διόρθωση της φάσης να επιφέρει, εκτός της συμμετρίας των υπολειμματικών κυματιδίων και τα σωστά πρόσημα (Σχήμα 5.11α και β). Η διόρθωση του υπολειμματικού κυματιδίου περίπου στα 42 ns δεν έγινε και πάλι σωστά και οφείλεται προφανώς και πάλι στην απότομη μετάβαση των φάσεων σε αυτό το σημείο. Αυτό φαίνεται να είναι και ένα μειονέκτημα της μεθόδου. Υπάρχει δηλαδή κίνδυνος στα όρια μετάβασης της φάσης από 180^o στο επόμενο τεταρτημόριο η εκτίμηση της φάσης να μην γίνει σωστά.

Τέλος, συγκρίνοντας τα Σχήματα 5.9α και 5.11α, φαίνεται ότι η εφαρμογή της προτεινόμενης μεθοδολογίας με την χρήση αποσυνέλιξης κυματιδίου και αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης δεν παράγει τα ίδια ακριβώς αποτελέσματα. Αυτό φαίνεται ήδη από τον πρώτο συντελεστή ανάκλασης. Με την αποσυνέλιξη κυματιδίου πραγματοποιείται και αποσυνέλιξη φάσης με αποτέλεσμα την παραγωγή περιορισμένου εύρους συντελεστών ανάκλασης. Με την αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης δεν πραγματοποιείται αποσυνέλιξη φάσης με αποτέλεσμα την παραγωγή ενός συμπιεσμένου κυματιδίου. Άρα, στην δεύτερη περίπτωση το σχήμα του κυματιδίου μένει το ίδιο. Η μεθοδολογία της διόρθωσης της φάσης μέσω της αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης και μεγιστοποίησης της κύρτωσης έχει προταθεί από τον White (1988) για σεισμικά δεδομένα ανάκλασης.

Αναφέρεται δε σε δεδομένα με πηγή σεισμικών κυμάτων Vibroseis, η οποία παράγει κυματίδια μηδενικής φάσης, τα οποία στο υπέδαφος γίνονται μεικτής φάσης και μπορούν να προσομοιαστούν με κυματίδια Ricker.

Το γενικό τους σχήμα όμως είναι να έχουν την περισσότερη ενέργεια συγκεντρωμένη στο κέντρο τους, σε αντίθεση με το κυματίδιο του Σχήματος 5.1γ, το οποίο φαίνεται να έχει αρκετή ενέργεια προς το τέλος του. Ενώ λοιπόν εφαρμόζοντας αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης σε σεισμικό κυματίδιο μεικτής φάσης είναι δυνατόν να παραχθεί ένας συντελεστής ανάκλασης σαν του Σχήματος 5.2δ, το ίδιο αποτέλεσμα σε δεδομένα γεωραντάρ μπορεί να παραχθεί μόνο μέσω αποσυνέλιξης κυματιδίου. Άρα ήδη από τα συνθετικά παραδείγματα που παρατίθενται στο παρόν κεφάλαιο αναμένεται η εφαρμογή της προτεινόμενης μεθοδολογίας να παράγει διαφορετικά αποτελέσματα αν χρησιμοποιηθεί αποσυνέλιξη κυματιδίου ή αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης. Στην μεν πρώτη περίπτωση αναμένεται να εμφανιστούν ανακλαστήρες οι οποίοι δεν ήταν εμφανείς λόγω συμβολής ανακλώμενων κυματομορφών, ενώ στην δεύτερη περίπτωση αναμένεται αύξηση της χρονικής ανάλυσης, η οποία όμως είναι δύσκολο να χρησιμοποιηθεί στην ερμηνεία.



***Σχήμα 5.11**: Εφαρμογή αποσυνέλιξης φάσης μέσω της μεθόδου της εκτίμησης της μέγιστης κύρτωσης στην χρονοσειρά του Σχήματος 5.10α. α) Η εν λόγω χρονοσειρά μετά την αποσυνέλιξη φάσης και β) η εκτιμώμενη γωνία φάσης που πρέπει να προστεθεί στο φάσμα της φάσης της χρονοσειράς του Σχήματος 5.10α, έτσι ώστε να προκύψει το (α). Το (β)είναι η γωνία φάσης που απεικονίζεται στο Σχήμα 5.10γ και έχει υποστεί μετά τα 40 ns μετατόπιση κατά 3.14 radians ή 180^o.*

5.4.2 Επιλογή χρονικού παράθυρου εκτίμησης της μέγιστης κύρτωσης

Οι Levy και Oldenburg (1987) αναφέρουν ότι η συγκεκριμένη μέθοδος διόρθωσης της φάσης (σχετικά με δεδομένα σεισμικής ανάκλασης) απαιτεί την επιλογή μεγάλου σχετικά χρονικού παραθύρου. Αυτό οφείλεται στο ότι είναι μια καθαρά στατιστική μέθοδος. Βέβαια δεν αναφέρεται κανένας εμπειρικός κανόνας για το βέλτιστο μέγεθος του χρονικού παράθυρου εκτίμησης της κύρτωσης. Για την εκτίμηση της κύρτωσης χρησιμοποίησαν διαδοχικά χρονικά παράθυρα. Το παράδειγμα που παραθέτουν δεν έχει μεταβολή της κεντρικής συχνότητας με τον χρόνο. Ο Van der Baan (2008) εφάρμοσε την μέθοδο της μεγιστοποίησης της κύρτωσης για διόρθωση της φάσης σεισμικών δεδομένων, των οποίων η κεντρική συχνότητα μειώνεται με τον χρόνο. Εφάρμοσε την μέθοδο σε επικαλυπτόμενα χρονικά παράθυρα, αναφέροντας και αυτός ότι η μέθοδος πρέπει να εφαρμόζεται σε μεγάλα χρονικά παράθυρα. Παραθέτει ένα παράδειγμα, στο οποίο εφαρμόζει χρονικά παράθυρα μήκους ίσο με 20 περίπου φορές μεγαλύτερο από την διάρκεια του κυρίαρχου σεισμικού κυματιδίου με 67% επικάλυψη. Σαν γενικό εμπειρικό κανόνα ο τελευταίος αναφέρει ότι χρονικό παράθυρο θα πρέπει να είναι τόσο μεγάλο ώστε να μην παράγονται τοπικές ανωμαλίες στις τιμές της κύρτωσης.

Ένας εμπειρικός κανόνας, που έχει προκύψει μετά από δοκιμές, για τα δεδομένα γεωραντάρ, είναι τα χρονικά παράθυρα να είναι 2 έως το πολύ 4 φορές μεγαλύτερα της διάρκειας (ενός μήκους κύματος) του κυρίαρχου κυματιδίου της καταγραφής με επικάλυψη, η οποία κυμαίνεται αντίστοιχα από 50-90%, ανάλογα φυσικά με την επικρατούσα απόσβεση. Η σχετικά μεγάλη διαφορά της διάρκειας των χρονικών παραθύρων και της επικάλυψης με τις προαναφερθείσες βιβλιογραφικές αναφορές, έγκειται στην ραγδαία μεταβολή της φάσης των δεδομένων γεωραντάρ, ειδικά σε υλικά υψηλής απόσβεσης, σε σχέση με τα σεισμικά δεδομένα. Φυσικά η επιλογή του χρονικού παραθύρου και της επικάλυψης εξαρτάται από τον εκάστοτε ρυθμό μεταβολής της φάσης και πρέπει να γίνονται δοκιμές σε ένα αντιπροσωπευτικό ίχνος, πριν η μέθοδος εφαρμοστεί σε ολόκληρη την τομή γεωραντάρ.

5.5 Συμπεράσματα

Σε αυτό το κεφάλαιο αρχικά επιδείχθηκε πως με την ύπαρξη θορύβου και λόγω της αναγκαστικής, λόγω αυτού, εφαρμογή φίλτρων ΕΠΕΣ, η αποσυνέλιξη κυματιδίου επιφέρει παρόμοια αποτελέσματα, ανεξάρτητα της φύσης του κυρίαρχου κυματιδίου. Αυτό έρχεται σε αντιπαράθεση με την άποψη της πρόσφατης βιβλιογραφίας (Neto και Madeiros, 2006 και Belina κ.ά., 2008) στην οποία αναφέρονται οι μέθοδοι εξισορρόπησης φάσματος σαν προτιμητέες σε σχέση με την αποσυνέλιξη, λόγω της μεικτής φάσης των δεδομένων γεωραντάρ. Αντίθετα στο παρόν κεφάλαιο αποδείχθηκε πως η αποσυνέλιξη κυματιδίου δεν είναι επιτυχής σε δεδομένα γεωραντάρ, λόγω της ταχείας υποβάθμισης της κυρίαρχης συχνότητας, που επιφέρει αλλαγή στο πλάτος του φάσματος της καταγραφής. Όταν προηγηθεί επιτυχής εξισορρόπηση φάσματος (δηλαδή σε μικρά χρονικά παράθυρα) η χρονική ανάλυση αυξάνει με την εφαρμογή αποσυνέλιξης κυματιδίου, παρ' όλο που πρόκειται για στάσιμη αποσυνέλιξη σε μη-στάσιμα δεδομένα. Παρ' όλη την αύξηση της χρονικής ανάλυσης, η μη-στασιμότητα της φάσης παραμένει στα αποτελέσματα της στάσιμης αποσυνέλιξης κυματιδίου.

Προχωρώντας ένα βήμα πιο πέρα, εφαρμόστηκε η μέθοδος της εκτίμησης της μέγιστης κύρτωσης για περεταίρω αποσυνέλιξη της υπολλειματικής φάσης μετά από αποσυνέλιξη κυματιδίου. Φαίνεται δε πως η μέθοδος αυτή επιφέρει ικανοποιητικά αποτελέσματα όταν υπάρχει γνωστό κυματίδιο, το οποίο μπορεί να χρησιμοποιηθεί σαν κυματίδιο αναφοράς. Παρ' όλο όμως που ίσως τα πράγματα περιπλέκονται όταν δεν υπάρχει αυτό το κυματίδιο, αποδείχθηκε πως τα αποτελέσματα μπορεί να είναι ικανοποιητικά και μετά από αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης. Με άλλα λόγια φαίνεται να αρκεί μόνο ένα πλάτος φάσματος αναφοράς (το οποίο ήδη είναι αναγκαίο για την εξισορρόπηση φάσματος) για την μηδενικής φάσης αποσυνέλιξη και περεταίρω αποσυνέλιξη φάσης μέσω της μεθόδου εκτίμησης της μέγιστης κύρτωσης.

Όλα τα παραπάνω αποδείχθηκαν σε συνθετικά δεδομένα, τα οποία έγινε μια προσπάθεια να είναι όσο το δυνατόν πιο ρεαλιστικά, γι' αυτό και χρησιμοποιήθηκε πραγματικό κυματίδιο γεωρατνάρ κεντρικής συχνότητας 400 MHz.

6. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΗΣ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑΣ ΣΕ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

6.1 Εισαγωγή

6.1.1 Εξισορρόπηση φάσματος

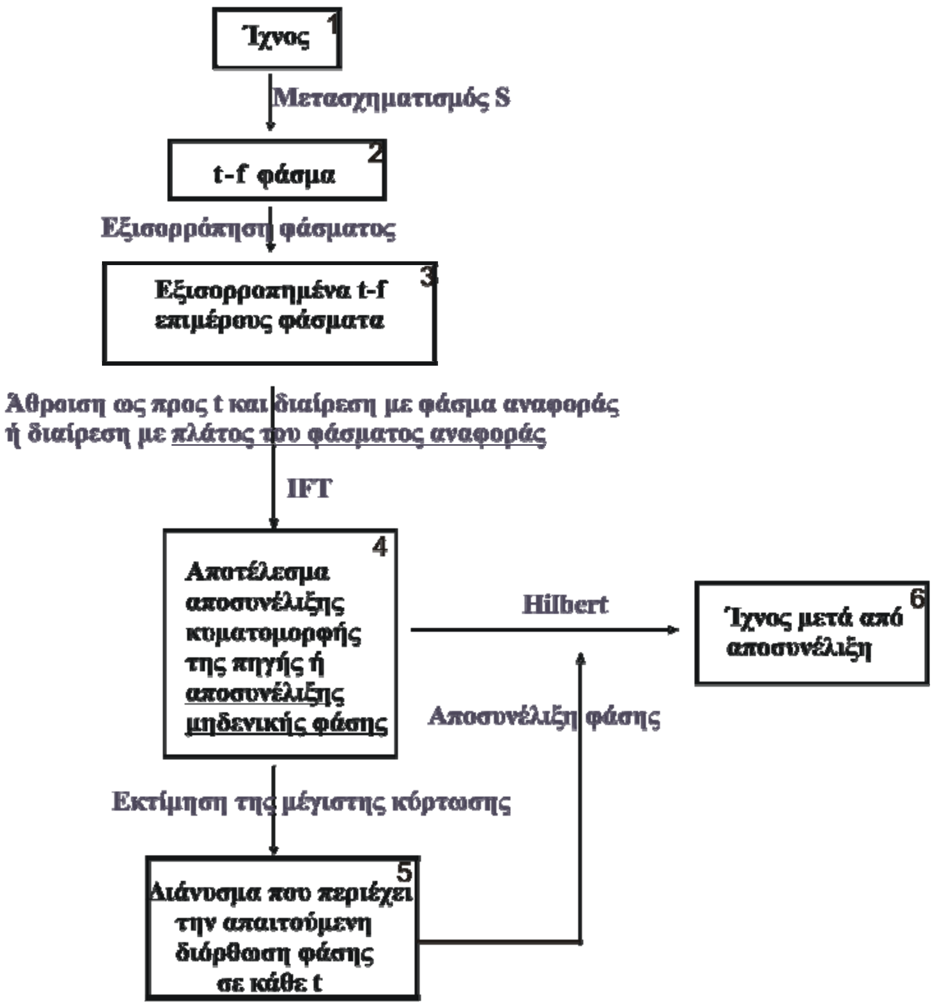
Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα εφαρμογής της προτεινόμενης μεθοδολογίας σε πραγματικά δεδομένα. Ο τρόπος με τον οποίο αντιμετωπίζονται τα δεδομένα τομών γεωραντάρ, όσον αφορά στην εξισορρόπηση φάσματος, έχει ήδη επιδειχθεί στο σχετικό κεφάλαιο σε συνθετικά δεδομένα. Η ενίσχυση είναι ίδια για όλα τα ίχνη, ενώ η ΕΠΕΣ επιλέγεται από τον χρήστη στον μέσο όρο του πλάτους του φάσματος όλων των ιχνών της τομής (Σχήμα 4.20). Τέλος, η επιλογή πλάτους του φάσματος αναφοράς είναι κοινή για όλη την τομή γεωραντάρ και πραγματοποιείται μία φορά για όλα τα ίχνη.

6.1.2 Χρονικά μεταβαλλόμενη αποσυνέλιξη

Εδώ, θα επιδειχθεί επίσης πως αντιμετωπίζονται τα δεδομένα τομών γεωραντάρ, όσον αφορά στην χρονικά μεταβαλλόμενη αποσυνέλιξη. Συγκεκριμένα, μετά την εξισορρόπηση φάσματος, που όπως έχει δειχθεί σε συνθετικά δεδομένα αλλά θα δειχθεί και παρακάτω σε πραγματικά, είναι απαραίτητη προϋπόθεση για την αποσυνέλιξη, πραγματοποιείται στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου (ή στάσιμη αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης) στον χώρο των συχνοτήτων και περαιτέρω αποσυνέλιξη της υπολειμματικής φάσης μέσω της μεγιστοποίησης της κύρτωσης στον χώρο των χρόνων.

Στο Σχήμα 6.1 απεικονίζεται το διάγραμμα ροής του αλγόριθμου, που πραγματοποιεί εξισορρόπηση φάσματος και αποσυνέλιξη για ένα ίχνος και έχει δημιουργηθεί σε περιβάλλον Matlab. Όπως φαίνεται, η προτεινόμενη μεθοδολογία εφαρμόζεται σε κάθε ίχνος ξεχωριστά. Το πλάτος του φάσματος ή/και το φάσμα αναφοράς επιλέγεται μια φορά και είναι το ίδιο για όλα τα ίχνη μιας τομής γεωραντάρ.

Μετά την επιλογή του προς επεξεργασία ίχνους (1), το ίχνος αυτό υπόκειται σε χαρτογράφηση στον χώρο t-f με την χρήση του μετασχηματισμού S (2). Εφαρμόζεται επιλογή περιορισμένου εύρους συχνοτήτων (band-pass filtering) και ενίσχυση στον χώρο t-f. Στο πλάτος του φάσματος, αφού χωριστεί σε χρονικά παράθυρα ίσου μήκους με το πλάτος του φάσματος αναφοράς, πραγματοποιείται εξισορρόπηση αυτού, με σκοπό το εν λόγω ίχνος να διέπεται από την ίδια κυρίαρχη συχνότητα καθ' όλη την διάρκειά του (3). Πραγματοποιείται άθροιση, ως προς τον χρόνο t, έτσι ώστε να ανακτηθεί ο FT του ίχνους. Το φάσμα του ίχνους διαιρείται με το φάσμα του παλμού αναφοράς, ή -αν δεν υπάρχει- με το πλάτος του φάσματος αναφοράς που χρησιμοποιήθηκε στην εξισορρόπηση φάσματος (4). Για την μετάβαση στο στάδιο (4) η υπογράμμιση υποδηλώνει αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης. Πραγματοποιείται μετασχηματισμός στον χώρο των χρόνων και εκτίμηση της απαιτούμενης διόρθωσης της φάσης, έτσι ώστε το ίχνος να περιέχει μηδενικής φάσης υπολειμματικά κυματίδια (αιχμές-spikes, 5). Η διόρθωση της φάσης (αποσυνέλιξη φάσης) πραγματοποιείται στο αναλυτικό σήμα (μετά από μετασχηματισμό Hilbert, 6).



Σχήμα 6.1:*Διάγραμμα ροής προτεινόμενης μεθοδολογίας στον χώρο t-f, μέσω του μετασχηματισμού S.*

Το τελευταίο στάδιο είναι δυνατόν να πραγματοποιηθεί στον χώρο t-f. Τότε θα έχουμε χρονικά μεταβαλλόμενη αποσυνέλιξη. Στην παρούσα διατριβή κρίθηκε πιο αποτελεσματικός ο τρόπος επεξεργασίας του Σχήματος 6.1. Οι λόγοι αναφέρονται παρακάτω.

Εκτίμηση κυματιδίου

Η αποσυνέλιξη κυματιδίου, ή αλλιώς ντετερμινιστική αποσυνέλιξη, είναι αποτελεσματικότερη των αντίστοιχων στατιστικών μεθόδων αποσυνέλιξης (αποσυνέλιξη αιχμής και πρόβλεψης) στα δεδομένα γεωραντάρ. Αυτό οφείλεται κατά κύριο λόγο στην μεικτή φάση που διέπει τα Η/Μ κυματίδια. Σε όλη την μέχρι σήμερα σχετική βιβλιογραφία έχει αναφερθεί μόνο ένας τρόπος ανάκτησης ενός κυματιδίου αναφοράς για την εφαρμογή της αποσυνέλιξης κυματιδίου (Xia κ.ά., 2004) και είναι η αντιπαράθεση των κεραιών πομπού και δέκτη. Ο τρόπος αυτός δεν φάνηκε να είναι δυνατόν τελικά να εφαρμοστεί στην πράξη, κάτι που αναφέρεται από τους Belina κ.ά. (2008). Εκτός αυτού, προσπάθειες που πραγματοποιήθηκαν στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης με αυτόν τον σκοπό επέβησαν άκαρπες. Φαίνεται πως το κυματίδιο εκπομπής είναι διαφορετικό από τα κυματίδια που καταγράφονται μετά από ανάκλαση. Άρα, δεν είναι απαραίτητη η ανάκτηση του κυματιδίου εκπομπής αλλά ενός κυματιδίου που αντιστοιχεί σε ανάκλαση, έτσι ώστε να χρησιμοποιηθεί σαν κυματίδιο αναφοράς για την εφαρμογή αποσυνέλιξης κυματιδίου.

Σε μία πρώτη προσπάθεια που έγινε στο εν λόγω Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής από τον συγγραφέα της παρούσας διατριβής, ανακτήθηκε κυματίδιο που διαδόθηκε στον αέρα και ανακλάστηκε στην πάνω επιφάνεια νερού. Το κυματίδιο αυτό που αντιστοιχεί σε κυρίαρχη συχνότητα 1200 MHz μοιάζει, τουλάχιστον φαινομενικά, με τα καταγραφόμενα κυματίδια που αντιστοιχούν σε ανακλάσεις της συγκεκριμένης συσκευής γεωραντάρ του Εργαστηρίου Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής. Κάποιες πρώτες προσπάθειες αποσυνέλιξης σε πειραματικά δεδομένα, που ανακτήθηκαν κατά την διάρκεια εργαστηριακών ασκήσεων των φοιτητών του Τμήματος Μηχ. Ορυκτών Πόρων, παρήγαγαν πραγματικά υποσχόμενα αποτελέσματα. Χρειάζεται όμως περισσότερη πειραματική δουλειά για να παρουσιαστούν τα αποτελέσματα αυτά, αλλά και ο τρόπος ανάκτησης ενός κυματιδίου αναφοράς με τον παραπάνω τρόπο, για αυτό και δεν παρουσιάζεται κάτι σχετικό στην παρούσα διατριβή.

Ο τρόπος απόκτησης ενός κυματιδίου αναφοράς στην παρούσα εργασία έχει να κάνει με την επίπονη διαδικασία ανίχνευσης μιας τομής γεωραντάρ, ίχνος προς ίχνος. Εκτός όμως του ότι η σχετική ανάκλαση θα πρέπει να είναι ξεκάθαρη, είναι απαραίτητο να είναι γνωστό ότι αντιστοιχεί σε ανάκλαση μιας και μόνο διεπιφάνειας. Η υποκείμενη δηλαδή δομή θα πρέπει να είναι ομοιογενής και να έχει τέτοιο πάχος και ομοιογένεια τα οποία επιτρέπουν στην εν λόγω ανάκλαση να καταγραφεί χωρίς να υπόκειται σε συμβολή με κάποια επόμενή της. Παρ’ όλο που η διαδικασία αυτή ακούγεται εξωπραγματική για να εφαρμοστεί στην πράξη, η εμπειρία έδειξε ότι τις περισσότερες φορές υπάρχει μια τέτοια ανάκλαση σε μια τομή γεωραντάρ. Αξίζει να αναφερθεί εδώ, πως παρόμοιες μέθοδοι της τελευταίας βιβλιογραφίας, που αναφέρονται στην διόρθωση των φαινομένων της απόσβεσης και διορθώνουν τόσο του πλάτους όσο και την φάση του φάσματος σε δεδομένα γεωραντάρ, απαιτούν από πολλές τέτοιες ανακλάσεις αναφοράς (Turner, 1996, Bano, 1996, εργασίες σχετικές με αντίστροφα φίλτρα Q*) έως τουλάχιστον μία (Irving και Knight, 2003, επίσης εργασία σχετική με αντίστροφο φίλτρο Q*). Ας μην ξεχνάμε επίσης ότι όπως θα φανεί παρακάτω μια μόνο ανάκλαση αναφοράς είναι αρκετή για μια ολόκληρη τομή γεωραντάρ. Φυσικά υπάρχουν και οι σχετικές εργασίες των Neto and Madeiros (2006) και Belina κ.ά. (2008), οι οποίες αναφέρονται σε διόρθωση μόνο του πλάτους του φάσματος, με αποτέλεσμα να μην απαιτούν εκτίμηση φάσης φάσματος αναφοράς. Όπως όμως έχει ήδη αναφερθεί και σε προηγούμενα κεφάλαια, οι δύο αυτές εργασίες, εκτός της λανθασμένης προσέγγισης εξισορρόπησης φάσματος σε όλο το μήκος της καταγραφής, θεωρούν την μεταβολή της φάσης αμελητέα και επιδεικνύουν τις μεθόδους αυτές σαν προτιμότερες της αποσυνέλιξης.

Υπάρχει και κάτι άλλο που ενισχύει την καταλληλότητα του τρόπου ανάκτησης ενός κυματιδίου αναφοράς με τέτοιον τρόπο. Όπως έχει ήδη αναφερθεί από τους Belina κ.ά. (2008) και έχει παρατηρηθεί και ως ένα βαθμό από τον συγγραφέα της παρούσας διατριβής, φαίνεται πως τα κυματίδια που αντιστοιχούν σε ανακλάσεις Η/Μ κυμάτων γεωραντάρ εξαρτώνται από ένα πολύ μεγάλο βαθμό από τον τύπο της συσκευής που χρησιμοποιείται. Αυτό μπορεί να οδηγήσει στην σκέψη ότι ανακτώντας ένα κυματίδιο αναφοράς από μια τομή γεωραντάρ, αυτό μπορεί να χρησιμοποιηθεί και σε άλλες παρόμοιας κυρίαρχης συχνότητας, με τις αντίστοιχες βέβαια σχετικές τροποποιήσεις όσον αφορά στο διάστημα δειγματοληψίας. Χρειάζονται όμως πολλά δεδομένα σε διαφορετικές υπεδάφειες συνθήκες και με διαφορετικές συσκευές γεωραντάρ για να εδραιωθεί κάτι τέτοιο, που σαν πρώτη παρατήρηση φαίνεται να ισχύει. Παρ’ όλα αυτά, στο παρόν κεφάλαιο και συγκεκριμένα στο τελευταίο παράδειγμα, που σχετίζεται με δεδομένα γεωραντάρ από την στρατιωτική βάση του Μουζουρά Χανίων, για την αποσυνέλιξη κυματιδίου χρησιμοποιήθηκε κυματίδιο αναφοράς της ιδίας συσκευής γεωραντάρ, αλλά από μετρήσεις από σχετική γεωφυσική έρευνα στον

Κουλέ Ηρακλείου. Αυτό έγινε διότι δεν κατέστη δυνατόν να βρεθεί κυματίδιο αναφοράς στα προς επεξεργασία δεδομένα. Στο παρακάτω παράδειγμα των δεδομένων γεωραντάρ στο sandbox χρησιμοποιήθηκε σαν κυματίδιο αναφοράς αυτό ενός Η/Μ κυματιδίου το οποίο αντιπροσωπεύει μια ανάκλαση σε τομή γεωραντάρ με πετρέλαιο και νερό στο sandbox που αντιστοιχεί σε διεπιφάνεια μετάβασης σε μεγαλύτερη υγρασία. Αυτή η προσέγγιση είναι σίγουρα πιο κοντά στην πραγματικότητα, αφού η όλη διαδικασία αναφέρεται σε δεδομένα με την ίδια συσκευή γεωραντάρ σε ίδιο περιβάλλον διασκόπησης. Στο δεύτερο παράδειγμα από μετρήσεις γεωραντάρ στο λατομείο Bissen στο Wisconsin των ΗΠΑ επίσης εκτιμήθηκε κυματίδιο αναφοράς από τα δεδομένα.

Διόρθωση υπολειμματικής φάσης

Μετά την εκτίμηση ενός κυματιδίου αναφοράς, το οποίο μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εφαρμογή στάσιμης αποσυνέλιξης κυματιδίου επιβάλλονται περεταίρω διορθώσεις για την υπολειμματική φάση της καταγραφής. Στο προηγούμενο κεφάλαιο επιδείχθηκε πως πραγματοποιείται αυτό με την εκτίμηση της μέγιστης κύρτωσης σε χρονικά επικαλυπτόμενα παράθυρα. Σε σχετική ανακοίνωση (Economou και Vafidis, 2009) στο συνέδριο του Βαλκανικού Συλλόγου Γεωφυσικών, πρωτοπαρουσιάστηκε σχετική μεθοδολογία αποσυνέλιξης, η οποία περιλαμβάνει την εκτίμηση της μέγιστης κύρτωσης στον χώρο των χρόνων σε φασματικά εξισορροπημένα δεδομένα γεωραντάρ, για περεταίρω χρονικά μεταβαλλόμενη αποσυνέλιξη στον χώρο t-f. Σε αυτό το κεφάλαιο θα παρουσιαστεί εναλλακτική μεθοδολογία χρονικά μεταβαλλόμενης αποσυνέλιξης κατά την οποία, αφού έχει εφαρμοστεί στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου και εκτίμηση της μέγιστης κύρτωσης, ακολουθεί χρονικά μεταβαλλόμενη αποσυνέλιξη της υπολειμματικής φάσης στον χώρο των χρόνων. Η μεθοδολογία αυτή περιγράφτηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο. Πρακτικά οι δύο αυτοί τρόποι προσέγγισης είναι ίδιοι, με την μόνη διαφορά ότι υπολογιστικά ο δεύτερος τρόπος επιτρέπει στον χρήστη να εφαρμόσει δοκιμές στατιστικής κυρίως φύσης στην εκτιμώμενη διόρθωση της φάσης και περεταίρω διόρθωση αυτής, με επαναλαμβανόμενες διαδικασίες, έτσι ώστε να φτάσει πιο γρήγορα στο επιθυμητό αποτέλεσμα. Αυτό γίνεται χωρίς να απαιτείται να μένει στην μνήμη του υπολογιστή η t-f μορφή του σήματος.

Εδώ πρέπει να σημειωθεί ότι στον αλγόριθμο που έχει δημιουργηθεί για την εκτίμηση της διόρθωσης της φάσης, αυτή γίνεται κατ' αρχήν σε χρονικά παράθυρα (επικαλυπτόμενα ή μή) ξεχωριστά για κάθε ίχνος. Δημιουργείται έτσι πίνακας, ο οποίος έχει τις ίδιες διαστάσεις με την τομή γεωραντάρ. Η τιμή εκτίμησης της απαιτούμενης διόρθωσης της φάσης σε κάθε χρονικό παράθυρο αντιστοιχείται στο κέντρο του χρονικού παράθυρου. Σε επόμενο στάδιο γίνεται επαναδειγματοληψία του κάθε κατακόρυφου διανύσματος έτσι ώστε να υπάρχει για κάθε διακριτό χρόνο μία τιμή διόρθωσης της φάσης.

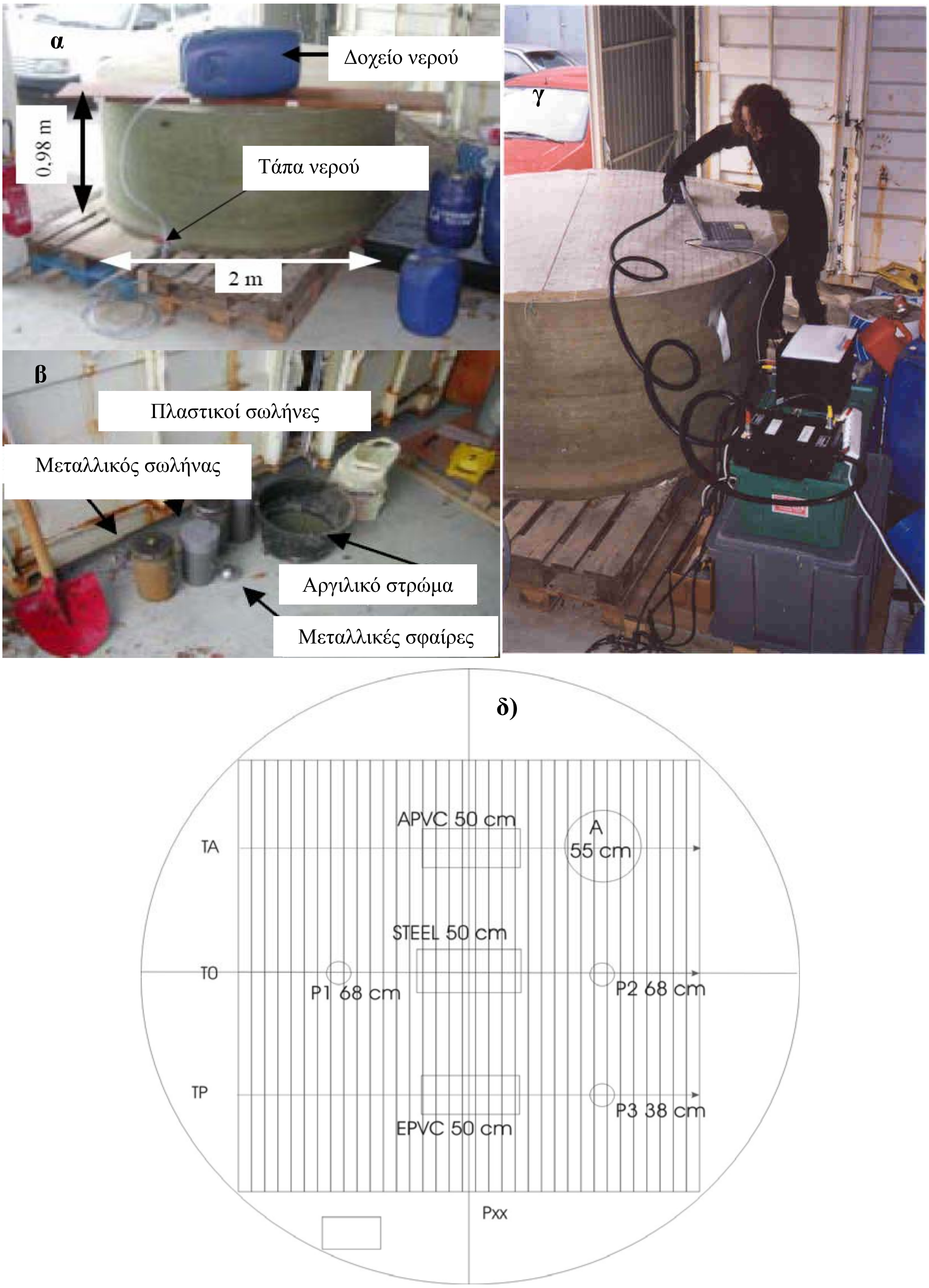
6.2 Πείραμα του Sandbox

Στο πανεπιστήμιο του Στρασβούργου και στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος HYGEIA, πραγματοποιήθηκε ελεγχόμενο πείραμα για την μελέτη της επίδρασης του νερού στα Η/Μ κύματα του γεωραντάρ. Ειδικότερα, έγιναν προσπάθειες να εκτιμηθεί η περιεκτικότητα σε νερό μέσω της σχετικής διηλεκτρικής σταθεράς σε διάφορα βάθη. Για τον συγκεκριμένο πείραμα χρησιμοποιήθηκε κυλινδρικό πλαστικό δοχείο διαμέτρου 2m και ύψους 0,98m. Το δοχείο αυτό πληρώθηκε με κόκκους άμμου διαμέτρου 0.3-0.4mm. Στο κάτω μέρος του δοχείου υπήρχε στρόφιγγα για την εισαγωγή νερού στο δοχείο (σχήμα 6.1α) Μέσα στην άμμο τοποθετήθηκαν διάφορα αντικείμενα (σχήμα 6.1β) όπως ένας πλαστικός σωλήνας πληρωμένος με νερό (WPVC), ένας κενός πλαστικός σωλήνας (APVC), ένας σιδερένιος σωλήνας (Steel), τρεις μεταλλικές σφαίρες (P1, P2, P3) καθώς και ένα αργιλικό στρώμα (A). Οι διαστάσεις και το βάθος ταφής των αντικειμένων παρουσιάζονται στον πίνακα 6.1 (Loeffler και Bano, 2004).

Πίνακας 6.1. *Διαστάσεις και βάθος ταφής των αντικειμένων.*

Αντικείμενα	**Μήκος (mm)**	**Διάμετρος (mm)**	**Βάθος (cm)**
Σιδερένιος σωλήνας (Steel)	316	140	50
Πλαστικοί σωλήνες (APVC, WPVC)	298	126	50
Μεταλλικές μπάλες (P1,P2, P3)	-	74	38, 68
Αργιλικό στρώμα	80 (πάχος)	230	55

Οι μετρήσεις (σχήμα 6.1γ) πραγματοποιήθηκαν με την συσκευή γεωραντάρ Pulse Ekko1000 (Sensors and Software), ενώ χρησιμοποιήθηκαν κεραίες κεντρικής συχνότητας εκπομπής 1200 MHz. Διασκοπήθηκαν 71 παράλληλες γραμμές μελέτης με βήμα δειγματοληψίας 2 cm και ισαπόσταση γραμμών ίση με 2 cm (σχήμα 6.2). Ο χρόνος δειγματοληψίας ήταν 0.1 ns.



Σχήμα 6.2: *α) Το δοχείο μέσα στο οποίο πραγματοποιήθηκε το ελεγχόμενο πείραμα και β) τα αντικείμενα που τοποθετήθηκαν σε αυτό (Loeffler και Bano 2004). γ) Συλλογή των δεδομένων του πειράματος. δ) Κάτοψη του δοχείου. Διακρίνονται τα αντικείμενα, το βάθος ταφής τους καθώς και οι γραμμές μελέτης (Loeffler και Bano, 2004*

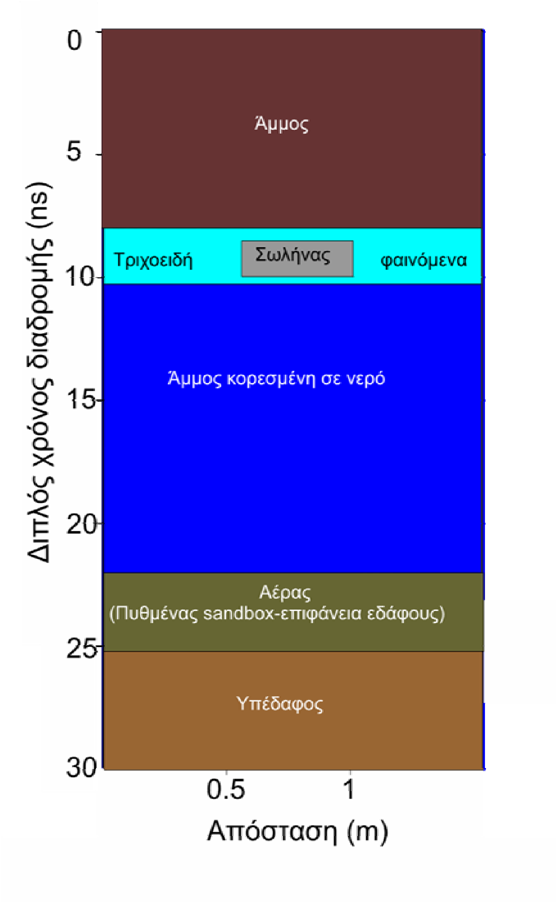
Η συλλογή του πρώτου μέρους δεδομένων πραγματοποιήθηκε, όταν η άμμος ήταν στεγνή. Έπειτα εισήχθησαν 340 λίτρα νερού και σχηματίστηκε υδροφόρος ορίζοντας σε βάθος 72 cm και έπειτα άλλα 240lit, οπότε ο υδροφόρος ανέβηκε στα 48 cm. Για διαφορετικά βάθη του υδροφόρου πραγματοποιήθηκαν οι ίδιες μετρήσεις που είχαν στόχο την εκτίμηση της περιεκτικότητας της άμμου σε νερό. Σε τελευταίο στάδιο έγινε έκχυση πετρελαίου και πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις αμέσως και μετά από 2 μήνες. Επίσης, πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις κατά μήκος τριών κάθετων γραμμών μελέτης. Για την παρουσίαση των αποτελεσμάτων της προτεινόμενης μεθοδολογίας επιλέχθηκε η γραμμή μελέτης T0 (σχήμα 6.2) η οποία διασχίζει το δοχείο ακριβώς πάνω από το κέντρο δύο μεταλλικών σφαιρών και ενός μεταλλικού σωλήνα, κατά μήκος της διεύθυνσής του.

Χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα της γραμμής μελέτης T0, των οποίων η καταγραφή έγινε μετά την πρώτη έκχυση νερού (υδροφόρος στα 72 cm βάθος). Στόχος είναι η αξιολόγηση της προτεινόμενης μεθοδολογίας εξισορρόπησης φάσματος για την ερμηνεία των τομών. Η τομή αυτή επιλέχθηκε για να εξεταστεί η προτεινόμενη μεθοδολογία σε πραγματικά δεδομένα που παρουσιάζουν δραστική μείωση της κυρίαρχης συχνότητας.

6.2.1 Το Sandbox με νερό

Η προτεινόμενη μεθοδολογία εφαρμόστηκε στην τομή γεωραντάρ T0, η οποία μετρήθηκε μετά την πρώτη έκχυση νερού, δημιουργώντας υδροφόρο ορίζοντα στα 72 εκατοστά βάθος. Το μόνο υλικό θαμμένο στην άμμο σε αυτήν την φάση ήταν ο μεταλλικός σωλήνας.

Σύμφωνα με τον Loeffler (2005), ο υδροφόρος ορίζοντας θα έπρεπε να καταγραφεί γύρω στα 10 ns, ενώ υπάρχει και μια ζώνη τριχοειδών φαινομένων, υπερκείμενη αυτού, της οποία η πάνω επιφάνεια καταγράφεται γύρω στα 6-8 ns (Σχήμα 6.3). Λίγο μετά τα 20 ns βρίσκεται ο πυθμένας του Sandbox. Μετά τα 22 ns υπάρχει αέρας και γύρω στα 25 ns είναι η επιφάνεια του εδάφους. Το sandbox στηρίχθηκε σε ξύλινες παλέτες έτσι ώστε να καταγραφεί μια καθαρή ανάκλαση του πυθμένα του. Το σκαρίφημα του Σχήματος 6.3 είναι περισσότερο ποιοτικό και δίνει μια αρχική εικόνα του τι περίπου περίμενε ο Loeffler (2005) πριν την διεξαγωγή των μετρήσεων με το γεωραντάρ.

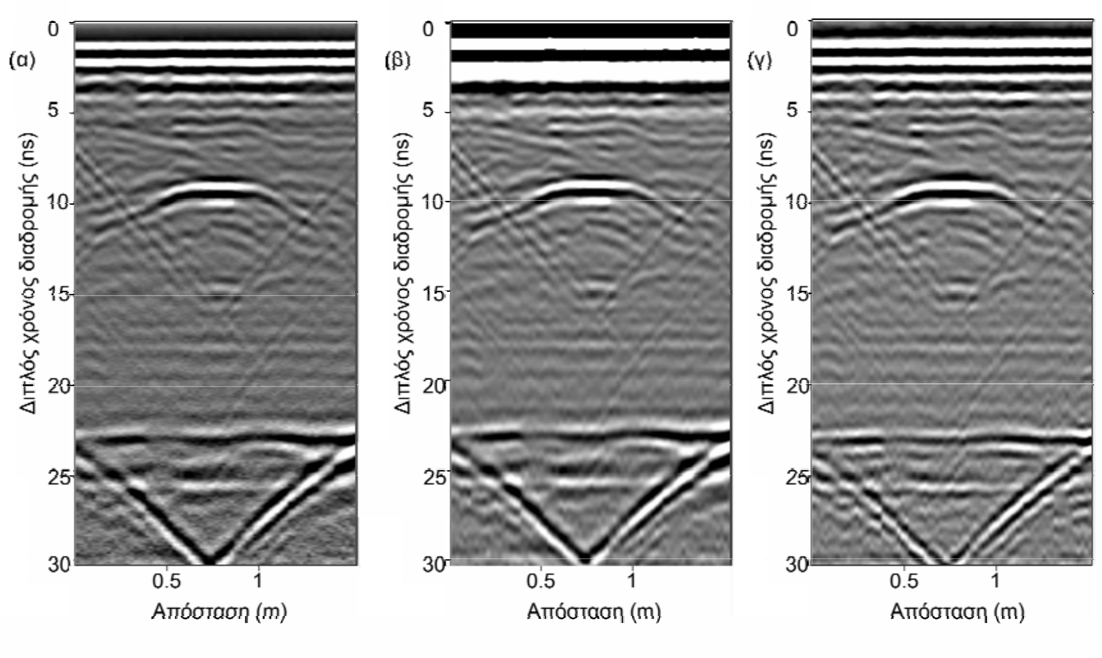


Σχήμα 6.3: *Ποιοτικό σκαρίφημα του Sandbox, όπως το εκτίμησε ο Loeffler (2005) πριν την διεξαγωγή των μετρήσεων.*

Εξισορρόπηση φάσματος

Οι ανακλάσεις, υψηλού σχετικά πλάτους, στο κέντρο της τομής (~8-11 ns) οφείλονται στον θαμμένο μεταλλικό σωλήνα στο κέντρο του Sandbox. Στο Σχήμα 6.4 απεικονίζονται η τομή γεωραντάρ πριν την εξισορρόπηση φάσματος, μετά την ενίσχυση και την ΕΠΕΣ και μετά την εξισορρόπηση φάσματος. Στις δύο αυτές τομές εφαρμόστηκε διόρθωση De-wow, για την απομάκρυνση χαμηλόσυχνου θορύβου. Σε όλες τις τομές γεωραντάρ που ακολουθούν σχετικά με το sandbox έχει εφαρμοστεί εκθετική ενίσχυση στον χώρο t-f (SEC με συντελεστή απόσβεσης 5) και μόνο στην τομή γεωραντάρ του Σχήματος 6.4α εφαρμόστηκε η ίδια ενίσχυση στον χώρο των χρόνων. Μετά την ενίσχυση ακολούθησε ΕΠΕΣ στον χώρο t-f (Σχήμα 6.4β) και περεταίρω μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος, σε χρονικά παράθυρα διάρκειας 3 ns (Σχήμα 6.4γ). Η μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας σαν πλάτος του φάσματος αναφοράς των πρώτων καταγραφών (~0-3.5 ns).

Η εξισορρόπηση φάσματος πρακτικά δεν επηρέασε καθόλου τις ανακλάσεις πριν τα 10 ns, όπου βρίσκεται ο υδροφόρος ορίζοντας. Από τα 10 ns και μετά, η τομή γεωραντάρ αποθορυβοποιείται και το σταδιακό «θόλωμα» των ανακλάσεων εξαφανίζεται. Η πιο αξιόλογη βελτίωση της τομής φαίνεται μετά τα 20 ns, στην ανάκλαση που οφείλεται στον πυθμένα του Sandbox. Παρ' όλο που μετά τα 10 ns το αποτέλεσμα της εξισορρόπησης φάσματος ενώ θα μπορούσε να χαρακτηριστεί σαν αύξηση της χρονικής ανάλυσης, στην πραγματικότητα είναι αποκατάσταση της κυρίαρχης συχνότητας της τομής γεωραντάρ, έτσι ώστε να είναι ίδια σε όλο το μήκος



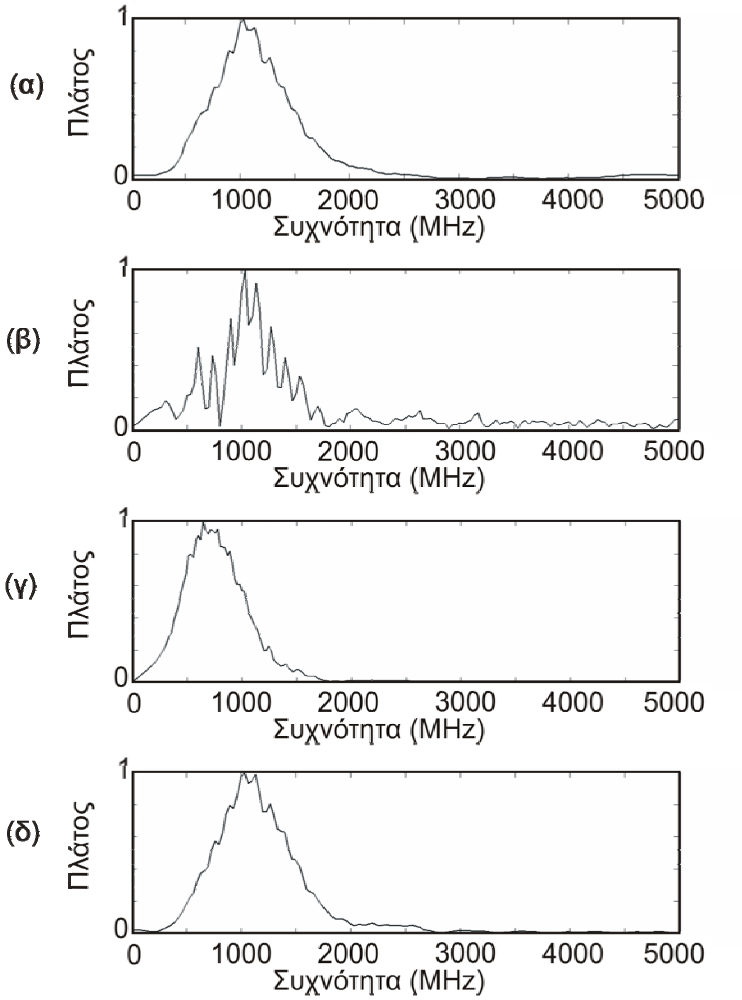
Σχήμα 6.4:*Τομές γεωραντάρ στο sandbox πριν και μετά από επεξεργασία. α) Μετά από διόρθωση dewow και εκθετική ενίσχυση (SEC) με συντελεστή απόσβεσης 5, β) μετά από ΕΠΕΣ και εφαρμογή της ίδιας ενίσχυσης στον χώρο t-f και γ) το (β) μετά από μορφοποίηση του πλάτους το φάσματος. Το (γ) είναι το αποτέλεσμα όλης της λεγόμενης επεξεργασίας εξισορρόπησης φάσματος, όπως αυτή περιγράφεται στο κεφάλαιο 4 την συγκεκριμένης διατριβής.*

της καταγραφής. Η αύξηση της χρονικής ανάλυσης μπορεί να επέλθει μέσω της αποσυνέλιξης.

Σε πολλά σχετικά άρθρα συνηθίζεται να παρουσιάζεται το πλάτος του φάσματος ενός χαρακτηριστικού ίχνους πριν και μετά από την εκάστοτε επεξεργασία. Υπάρχουν δύο βασικά προβλήματα σε αυτήν την συγκεκριμένη προσέγγιση. Το πρώτο είναι ότι το πλάτος του φάσματος πριν την επεξεργασία δεν έχει υποστεί συνήθως ενίσχυση, με αποτέλεσμα να συγκρίνεται με κάποιο πλάτος του φάσματος συνήθως ενισχυμένο μετά από επεξεργασία και έτσι ο αναγνώστης αποπροσανατολίζεται σχετικά με την πραγματική επίδραση την συγκεκριμένης επεξεργασίας.

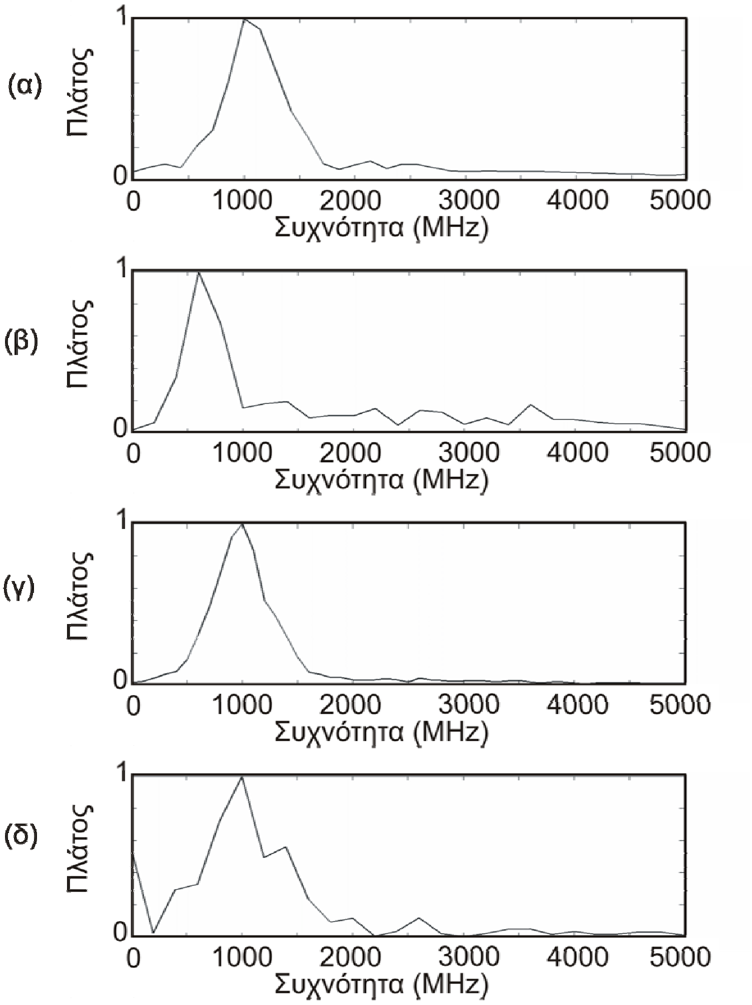
Το δεύτερο πρόβλημα είναι ότι το πλάτος του φάσματος του πριν από οποιαδήποτε επεξεργασία ίχνους εμπεριέχει και την πληροφορία του υψίσυχνου θορύβου, ο οποίος συνήθως πριν την επεξεργασία μειώνεται με ΕΠΕΣ. Για να γίνουν κατανοητά τα παραπάνω στο Σχήμα 6.5α απεικονίζεται το πλάτος του φάσματος του μεσαίου ίχνους της τομής γεωρατνάρ Τ0 χωρίς την εφαρμογή οποιασδήποτε μορφής ενίσχυσης (Σχήμα 6.5α). Το πλάτος του φάσματος που αντιστοιχεί στο ίδιο ίχνος του Σχήματος 6.4α δείχνει ότι όταν εφαρμοστεί ενίσχυση στον χώρο των χρόνων (Σχήμα 6.5β) επέρχεται και σύγχρονη ενίσχυση του θορύβου,. Εάν συγκριθεί το πρώτο από τα παραπάνω πλάτος του φάσματος με το αντίστοιχο της τομής γεωραντάρ μετά την εξισορρόπηση φάσματος (Σχήματα 6.5α και 6.5δ) δεν διακρίνονται σημαντικές διαφορές. Εάν δε, συγκριθεί το πλάτος του φάσματος του ίδιου ίχνους μετά από ενίσχυση στον χώρο των χρόνων (Σχήμα 6.5β) με το αντίστοιχο μετά την εξισορρόπηση φάσματος (Σχήμα 6.5δ) διακρίνεται η αποθορυβοποίηση αλλά δεν παρατηρείται καμμία αλλαγή στο γενικό σχήμα του πλάτους το φάσματος. Για να γίνει κατανοητό το αποτέλεσα της μορφοποίησης του πλάτους του φάσματος θα πρέπει να συγκριθούν τα πλάτη του φάσματος μετά την ενίσχυση και την ΕΠΕΣ (Σχήμα 6.5γ) και μετά την ενίσχυση, ΕΠΕΣ και μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος (Σχήμα 6.5δ). Μετά από την εν λόγω σύγκριση γίνεται εμφανές ότι με την μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος εκτός του ότι ενισχύεται η ενέργεια του υψίσυχνου περιεχομένου του αρχικού φάσματος, συγχρόνως πραγματοποιείται και διαπλάτυνση του πλάτους του φάσματος έτσι ώστε να αντιστοιχεί σε υψηλότερη κυρίαρχη συχνότητα. Υπάρχει σχετικό παράδειγμα στο βιβλίο του Yilmaz (2001) στο οποίο επιδεικνύεται πως αν δεν υπάρχει διαπλάτυνση η κυρίαρχη συχνότητα δεν αλλάζει, δεν μειώνεται δηλαδή η διάρκεια των κυματομορφών.

Με τον παραπάνω τρόπο απεικόνισης φαίνεται η επίδραση της μορφοποίησης του πλάτους το φάσματος. Για να φανεί το αποτέλεσμα της προτεινόμενης μεθοδολογίας εξισορρόπησης φάσματος (η οποία περιλαμβάνει την ενίσχυση στον χώρο t-f, την ΕΠΕΣ και την μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος) θα πρέπει να απεικονιστούν τα πλάτη του φάσματος που σχετίζονται με τις τομές γεωραντάρ των Σχημάτων 6.4α και 6.4γ τα οποία να αντιστοιχούν σε συγκεκριμένους χρόνους καταγραφής. Ένας τρόπος να απεικονιστεί όσο το δυνατόν λεπτομερέστερα το αποτέλεσμα της εξισορρόπησης φάσματος είναι η απεικόνιση στον χώρο t-f, όπως θα δειχθεί παρακάτω. Για την ώρα, για να γίνει κατανοητή η επίδραση της προτεινόμενης μεθοδολογίας αρκεί κατ’ αρχήν να απεικονιστεί το πλάτος του φάσματος των πρώτων 10 ns και των 20-30 ns του κεντρικού ίχνους της τομής γεωραντάρ που απεικονίζεται στο Σχήμα 6.4α (Σχήματα 6.6α και β αντίστοιχα). Φαίνεται ότι στους μικρούς σχετικά χρόνους η επίδραση της εξισορρόπησης φάσματος είναι μηδενική, ενώ πραγματικά διαφοροποιεί σε μεγάλο βαθμό το πλάτος του φάσματος της καταγραφής σε μεγαλύτερους χρόνους (Σχήματα 6.6γ και δ αντίστοιχα).



Σχήμα 6.5: *Πλάτος του φάσματος του κεντρικού ίχνους της τομής γεωραντάρ α) χωρίς οποιασδήποτε μορφής ενίσχυση, που απεικονίζεται β) στο Σχήμα 6.4α,γ) στο Σχήμα 6.4β και δ) στο Σχήμα 6.4γ.*

Όπως έχει ήδη αναφερθεί παραπάνω, η προτεινόμενη μεθοδολογία εξισορρόπησης φάσματος χρησιμοποιείται για την αποκατάσταση της κυρίαρχης συχνότητας και την ενίσχυση των πλατών σε όλους τους χρόνους καταγραφής. Αποβλέπει, με άλλα λόγια, στην αύξηση της στασιμότητας της καταγραφής, η οποία είναι απαραίτητη για την αύξηση της χρονικής ανάλυσης μέσω της αποσυνέλιξης.

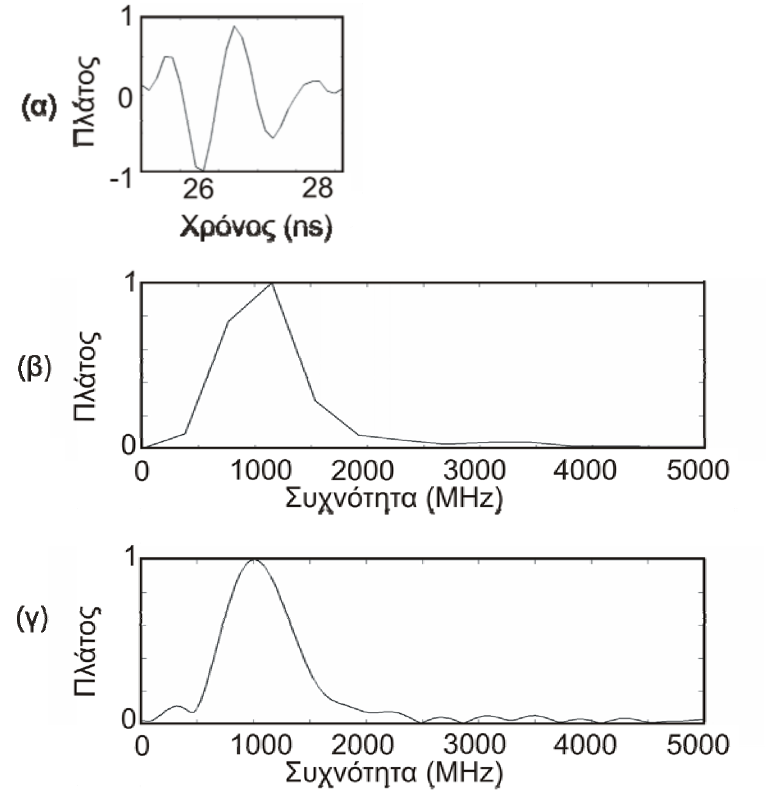


Σχήμα 6.6: *Πλάτος του φάσματος του κεντρικού ίχνους της τομής γεωραντάρ που αντιστοιχεί α) στα πρώτα 10 ns και β) στα 20-30 ns του Σχήματος 6.4α. Αντίστοιχα γ) στα πρώτα 10 ns και δ) στα 20-30 ns του Σχήματος 6.4γ.*

Χρονικά μεταβαλλόμενη αποσυνέλιξη κυματιδίου

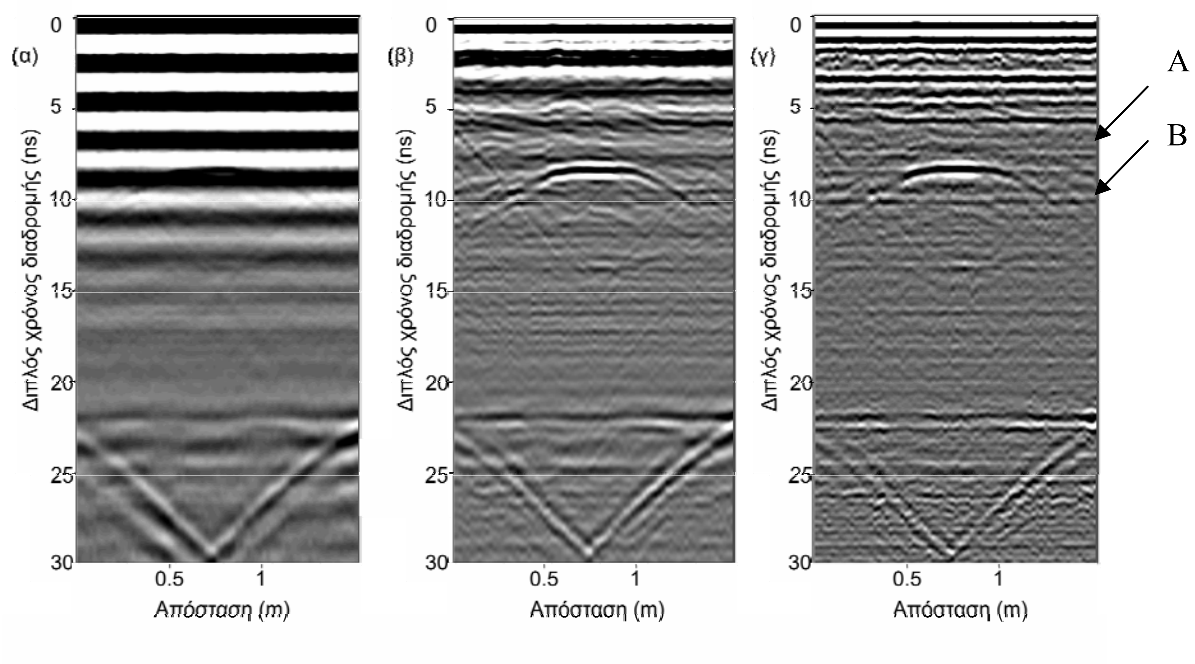
Το κυματίδιο αναφοράς απεικονίζεται στο Σχήμα 6.7α και το πλάτος του φάσματός του στο Σχήμα 6.7β. Στο Σχήμα 6.7γ απεικονίζεται το ίδιο πλάτος του φάσματος, όπως αυτό ανακτάται από τον μετασχηματισμό S και έτσι χρησιμοποιείται στην όλη διαδικασία εξισορρόπησης φάσματος και αποσυνέλιξης. Η βελτιωμένη μορφή του πλάτους του φάσματος του Σχήματος 6.7γ οφείλεται στο ότι μέσω του μετασχηματισμού S ανακτάται το φάσμα που αντιστοιχεί σε FT μήκους ίσου με το μήκος όλης της καταγραφής του ίχνους γεωραντάρ.

Μετά την εξισορρόπηση φάσματος στον χώρο t-f έχουν παραχθεί τα μορφοποιημένα πλάτη του φάσματος, που αντιστοιχούν στα χρονικά παράθυρα της καταγραφής που χρησιμοποιήθηκαν κατά την διαδικασία αυτή. Αυτά αφού συνδυαστούν με την αντίστοιχη φάση του κάθε χρονικού παράθυρου παρέχουν τα αντίστοιχα φάσματα των χρονικών παράθυρων της καταγραφής. Το άθροισμα αυτών παράγει το φάσμα όλης της καταγραφής. Με την μετάβαση αυτή από τον χώρο t-f στον χώρο των συχνοτήτων εφαρμόζεται διαίρεση του φάσματος της καταγραφής με το φάσμα του κυματιδίου αναφοράς, η οποία αντιστοιχεί σε αποσυνέλιξη στον χώρο των χρόνων.



Σχήμα 6.7: *Κυματίδιο αναφοράς α) στον χώρο των χρόνων, β) το πλάτος του φάσματός του μέσω FT και γ) μέσω του μετασχηματισμού S.*

Εάν δεν προηγηθεί εξισορρόπηση φάσματος πριν την αποσυνέλιξη παράγεται τομή γεωραντάρ (Σχήμα 6.8α), η οποία έχει ενισχυμένες τις χαμηλές συχνότητες του φάσματός της (Σχήμα 6.9α, μετά την εφαρμογή εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων στον χώρο των συχνοτήτων, με κορυφές 500 MHz, 1000 MHz, 3500 MHz και 4000 MHz). Αυτό οφείλεται στο ότι οι καταγραφή έχει ήδη ενισχυμένες τις χαμηλές συχνότητες του φάσματός της σε μεγάλους σχετικά χρόνους καταγραφής, όπως έχει επιδειχθεί στο Σχήμα 6.6. Μετά την εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων στον χώρο των συχνοτήτων, με κορυφές 500 MHz, 1500 MHz, 3500 MHz και 4000 MHz, φαίνεται ότι η στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου σε μη εξισορροπημένα δεδομένα φασματικά δεν αυξάνει την χρονική ανάλυση σε μεγάλους σχετικά χρόνους καταγραφής (Σχήμα 6.8β). Παρ’ όλα αυτά φαίνεται να έχει πραγματοποιηθεί αποσυνέλιξη φάσης.



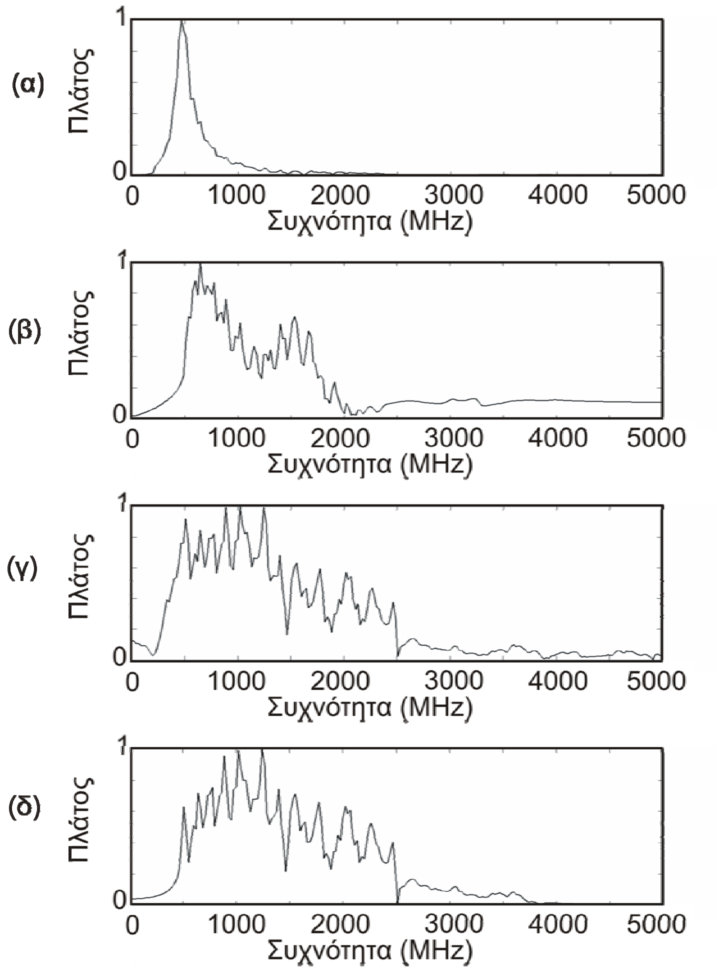
__Σχήμα 6.8:__ Στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου α) Διαίρεση του φάσματος του κάθε ίχνους μετά από ενίσχυση και ΕΠΕΣ με το φάσμα αναφοράς και εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων, με κορυφές 500 MHz, 1000 MHz, 3500 MHz και 4000 MHz, β) το (α) μετά την εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων, με κορυφές 500 MHz, 1500 MHz, 3500 MHz και 4000 MHz και γ) Διαίρεση του φάσματος του κάθε ίχνους μετά από ενίσχυση, ΕΠΕΣ και μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος (εξισορρόπηση φάσματος) με το φάσμα αναφοράς και εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων, με κορυφές 500 MHz, 1000 MHz, 3500 MHz και 4000 MHz. Πάνω επιφάνεια της μη-κορεσμένης άμμου (Α) και πάνω επιφάνεια της κορεσμένης άμμου (Β).

Εφαρμόζοντας στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου μετά την εξισορρόπηση φάσματος η χρονική ανάλυση αυξάνεται το ίδιο σε όλους τους χρόνους της καταγραφής (Σχήμα 6.8γ, μετά την εφαρμογή εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων στον χώρο των συχνοτήτων, με κορυφές 500 MHz, 1000 MHz, 3500 MHz και 4000 MHz).

Απεικονίζοντας το πλάτος του φάσματος στον χώρο t-f (μετασχηματισμός S), φαίνεται καθαρά η επίδραση στο πλάτος του φάσματος της καταγραφής σε όλους τους χρόνους (Σχήμα 6.10). Χωρίς εξισορρόπηση φάσματος η στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου δεν αυξάνει το εύρος του πλάτους του φάσματος της καταγραφής μετά τα περίπου 10 ns (Σχήμα 6.10γ) και κατ’ επέκταση την χρονική ανάλυση. Αντίθετα, το εύρος του πλάτους του φάσματος αυξάνεται σε όλο το μήκος της καταγραφής αν πριν την στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου προηγηθεί εξισορρόπηση φάσματος (Σχήμα 6.10δ). Η φάση της καταγραφής έχει υποστεί στάσιμη αποσυνέλιξη είτε έχει προηγηθεί εξισορρόπηση φάσματος είτε όχι.

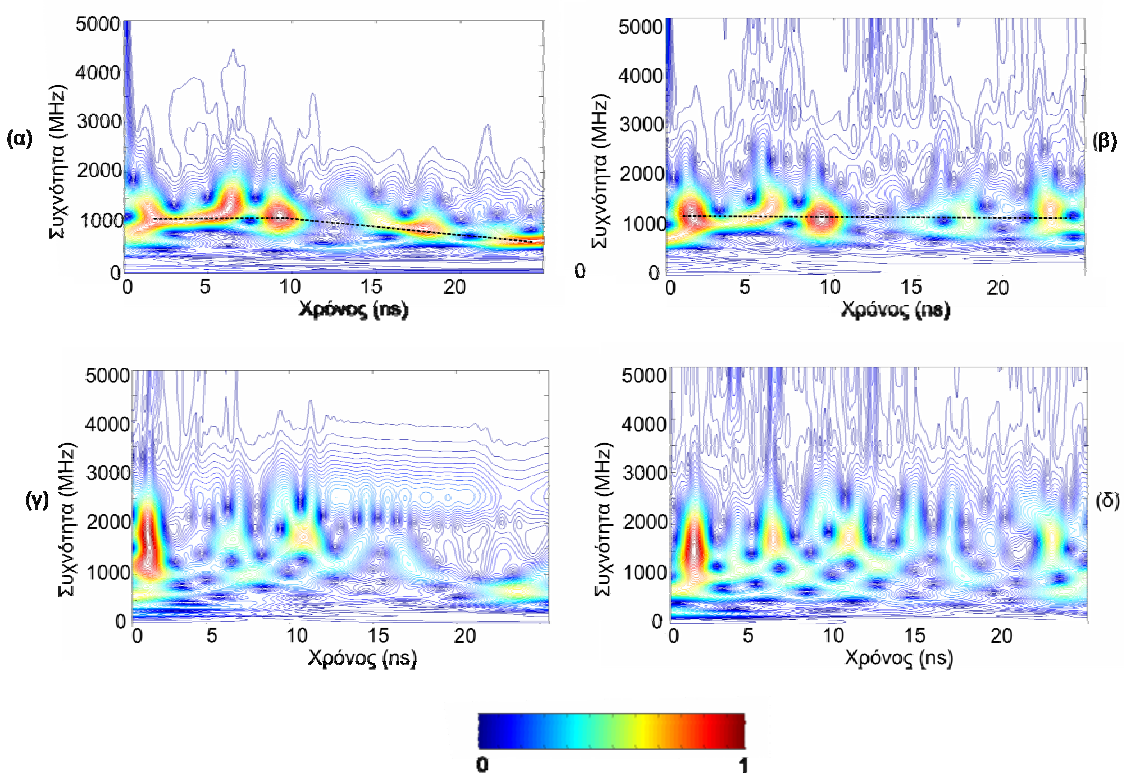
Παρατηρώντας τα Σχήματα 6.3 και 6.8γ φαίνεται η πάνω επιφάνεια της μη-κορεσμένης άμμου να εντοπίζεται περίπου στα 7-7.5 ns (A) και η πάνω επιφάνεια της κορεσμένης άμμου περίπου στα 10 ns (B) . Επίσης περίπου στα 9 ns μετά την ισχυρή ανάκλαση του μεταλλικού σωλήνα εμφανίζεται ένας ανακλαστήρας αρνητικού προσήμου (μαύρο χρώμα), ο οποίος πιθανόν να σχετίζεται με φαινόμενα διασποράς από τα άκρα του σωλήνα. Φυσικά, οι παραπάνω ανακλάσεις δεν διακρίνονται τόσο λεπτομερώς ούτε στο Σχήμα 6.8β με αποκορύφωμα την ανάκλαση του πυθμένα, η οποία φαίνεται να έχει υποστεί μόνο αποσυνέλιξη φάσης, ενώ στο Σχήμα 6.8γ έχει υποστεί μέσω της αποσυνέλιξης, εκτός της αποσυνέλιξης φάσης και αύξηση της χρονικής ανάλυσης.

Παρατηρώντας το πλάτος του φάσματος μετά την εφαρμογή στάσιμης αποσυνέλιξης κυματιδίου στα φασματικά εξισορροπημένα δεδομένα του γεωραντάρ φαίνεται πως η συνθήκη αποτελεσματικής εκτίμησης της μέγιστης κύρτωσης (Van der Baan, 2008), σχετικά με το εύρος του πλάτους του φάσματος ισχύει (Σχήμα 6.9δ). Πιο συγκεκριμένα, ενώ γνωρίσουμε ότι η κυρίαρχη συχνότητα των αρχικών δεδομένων είναι περίπου 1200 MHz, το εύρος του πλάτους του φάσματος φαίνεται να είναι περίπου 2000 MHz, δηλαδή περίπου 1.66 φορές μεγαλύτερο από την κυρίαρχη συχνότητα. Αντίθετα το πλάτος του φάσματος μετά από στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου χωρίς να έχει προηγηθεί εξισορρόπηση φάσματος φαίνεται να έχει εύρος περίπου 1300 MHz, παράγοντας έτσι ένα λόγο κυρίαρχης συχνότητας προς εύρος πλάτους του φάσματος κατά πολύ μικρότερο του 1.5, που είναι το ελάχιστο απαιτούμενο για την αποτελεσματικότητα της μεθόδου.



Σχήμα 6.9: *Πλάτος του φάσματος του κεντρικού ίχνους της τομής γεωραντάρ στο sandbox μετά από α) διαίρεση του φάσματος του αρχικού ίχνους μετά από ενίσχυση και ΕΠΕΣ με το φάσμα αναφοράς και εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων, με κορυφές 500 MHz, 1000 MHz, 3500 MHz και 4000 MHz, β) το (α) μετά την εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων, με κορυφές 500 MHz, 1500 MHz, 3500 MHz και 4000 MHz, γ) Διαίρεση του φάσματος του κάθε ίχνους μετά από εξισορρόπηση φάσματος με το φάσμα αναφοράς και δ) το (γ) μετά από εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων, με κορυφές 500 MHz, 1000 MHz, 3500 MHz και 4000 MHz.*

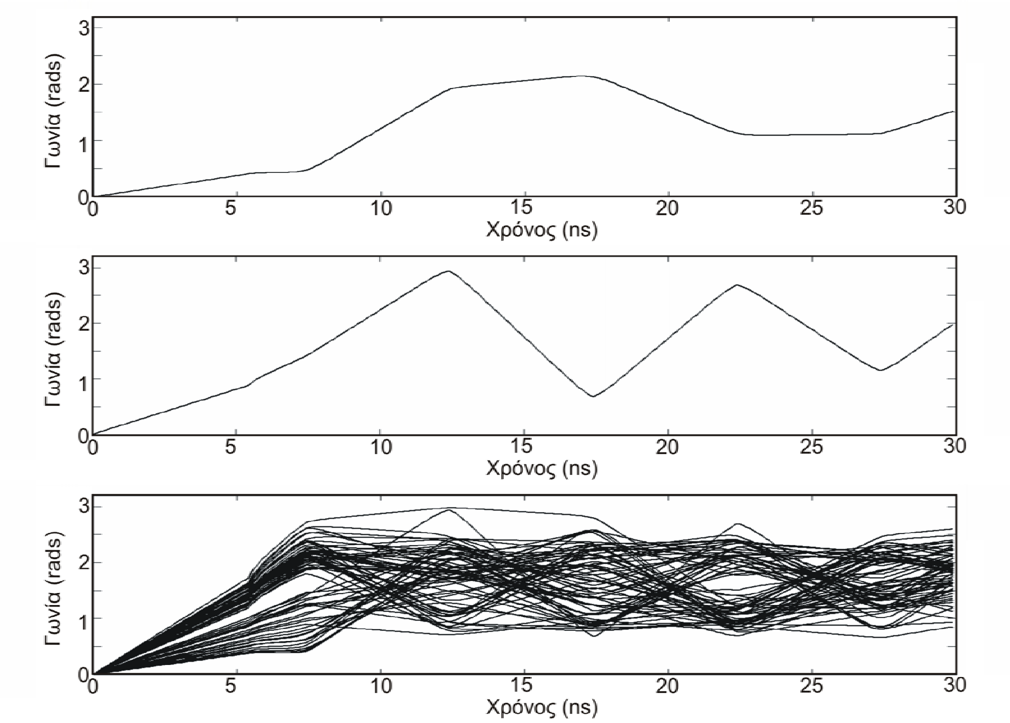
Σε όλη τη σχετική βιβλιογραφία για την εκτίμηση της μέγιστης κύρτωσης, που αναφέρεται αποκλειστικά και μόνο σε σεισμικά δεδομένα και είναι ιδιαίτερα λίγη, δεν δίνονται ιδιαίτερες στατιστικές λεπτομέρειες, εκτός της παραπάνω συνθήκης επιτυχούς εκτίμησης που σχετίζεται με το εύρος του πλάτους του φάσματος. Αναφέρονται μόνο γενικότητες με τις οποίες προτείνεται η εκτίμηση της μέγιστης κύρτωσης σε «μεγάλα χρονικά παράθυρα» και σε «δεκάδες ιχνών».



Σχήμα 6.10: *Απεικόνιση του κεντρικού ίχνους της τομής γεωραντάρ στο sandbox. α) Αρχικά δεδομένα μετά από ενίσχυση SEC (συντελεστής απόσβεσης 5), β) εξισορρόπηση φάσματος, γ) στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου στο (α) και εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων, με κορυφές 500 MHz, 1500 MHz, 3500 MHz και 4000 MHz και δ) στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου στο (β) και εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων, με κορυφές 500 MHz, 1000 MHz, 3500 MHz και 4000 MHz.*

Ακόμη και αν αναφέρονταν πιο πολλές λεπτομέρειες όμως, όπως θα φανεί παρακάτω, τα δεδομένα γεωραντάρ υφίστανται ραγδαία μεταβολή της φάσης τους σε σχέση με τα αντίστοιχα σεισμικά δεδομένα, ενώ συγχρόνως τα δείγματα για την εφαρμογή της στατιστικής αυτής μεθόδου δεν είναι τόσα πολλά όσο και στα αντίστοιχα σεισμικά. Επιπλέον, στην έρευνα σεισμικής ανάκλασης τα μεγέθη είναι τεράστια σε σχέση με τα δεδομένα γεωραντάρ και οι στόχοι γεωλογικής κυρίως φύσης σε αντίθεση με τις λεπτομερέστερες δομές τις οποίες καλούνται να εντοπίσουν οι ερευνητές που ασχολούνται με το γεωραντάρ (π.χ. απόσταση γεωφώνων 20 μέτρα σε σχέση με το 0.1 μέτρο ισαπόστασης σταθμών δεδομένων γεωραντάρ).

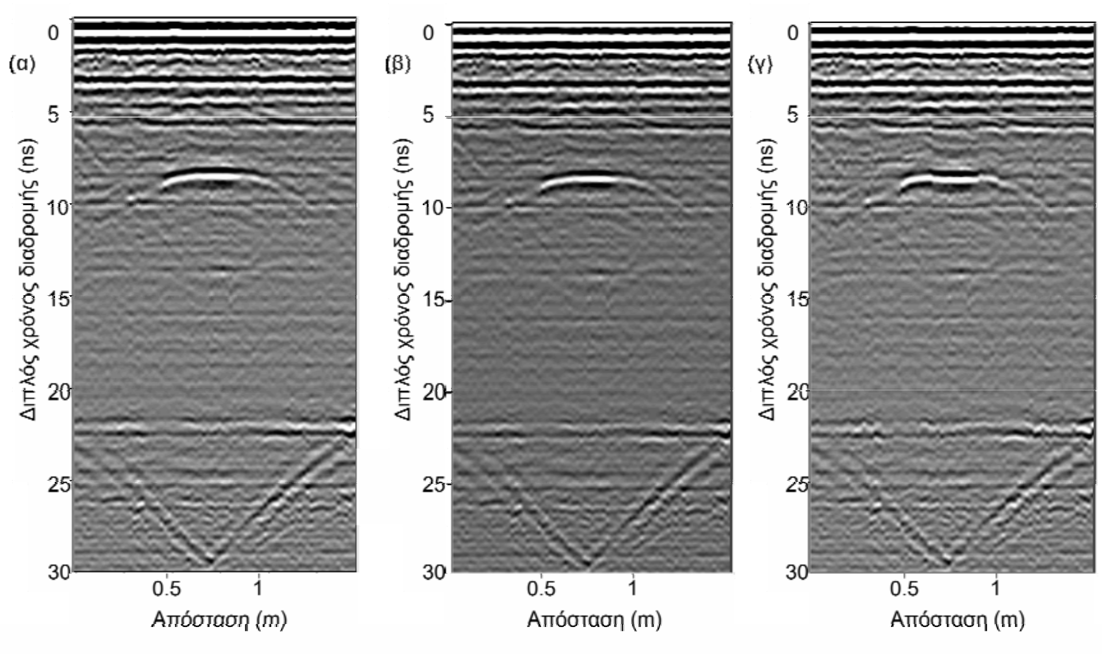
Στο Σχήμα 6.11α απεικονίζεται εκτιμούμενη απαιτούμενη διόρθωση της φάσης έτσι ώστε το κεντρικό ίχνος της τομής γεωραντάρ στο sandbox να αποκτήσει μέγιστη κύρτωση. Χρησιμοποιήθηκαν μη-επικαλυπτόμενα χρονικά παράθυρα 10 ns. Η επιλογή του μήκους του χρονικού αυτού παράθυρου και η μη χρήση επικάλυψης έγινε μετά από δοκιμές, κατά τις οποίες αναζητούνταν χρονικά μεταβαλλόμενη διόρθωση φάσης σχετικά «ομαλού σχήματος» (Van der Baan, 2008). Αντίστοιχα υπολογίστηκε με τις ίδιες παραμέτρους η απαιτούμενη διόρθωση της φάσης σε όλα τα ίχνη και ο μέσος όρος τους (Σχήμα 6.11β). Η απαιτούμενη διόρθωση της φάσης φαίνεται να διέπεται από παρόμοια τάση σε όλα τα ίχνη (Σχήμα 6.11γ). Είναι δε γεγονός φαίνεται να ξεπερνάει τις 180^{o} (3.14 rads), που σημαίνει ότι παρουσιάζεται αντιστροφή της φάσης, σε διαφορετικούς όμως χρόνους.



Σχήμα 6.11: *Εκτίμηση της απαιτούμενης διόρθωσης της φάσης. α) Ο μέσος όρος της διόρθωσης φάσης όλων των ιχνών μετά από εξισορρόπηση φάσματος και στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου, β) στο κεντρικό ίχνος της τομής γεωραντάρ και γ) η διόρθωση της φάσης για όλα τα ίχνη ξεχωριστά.*

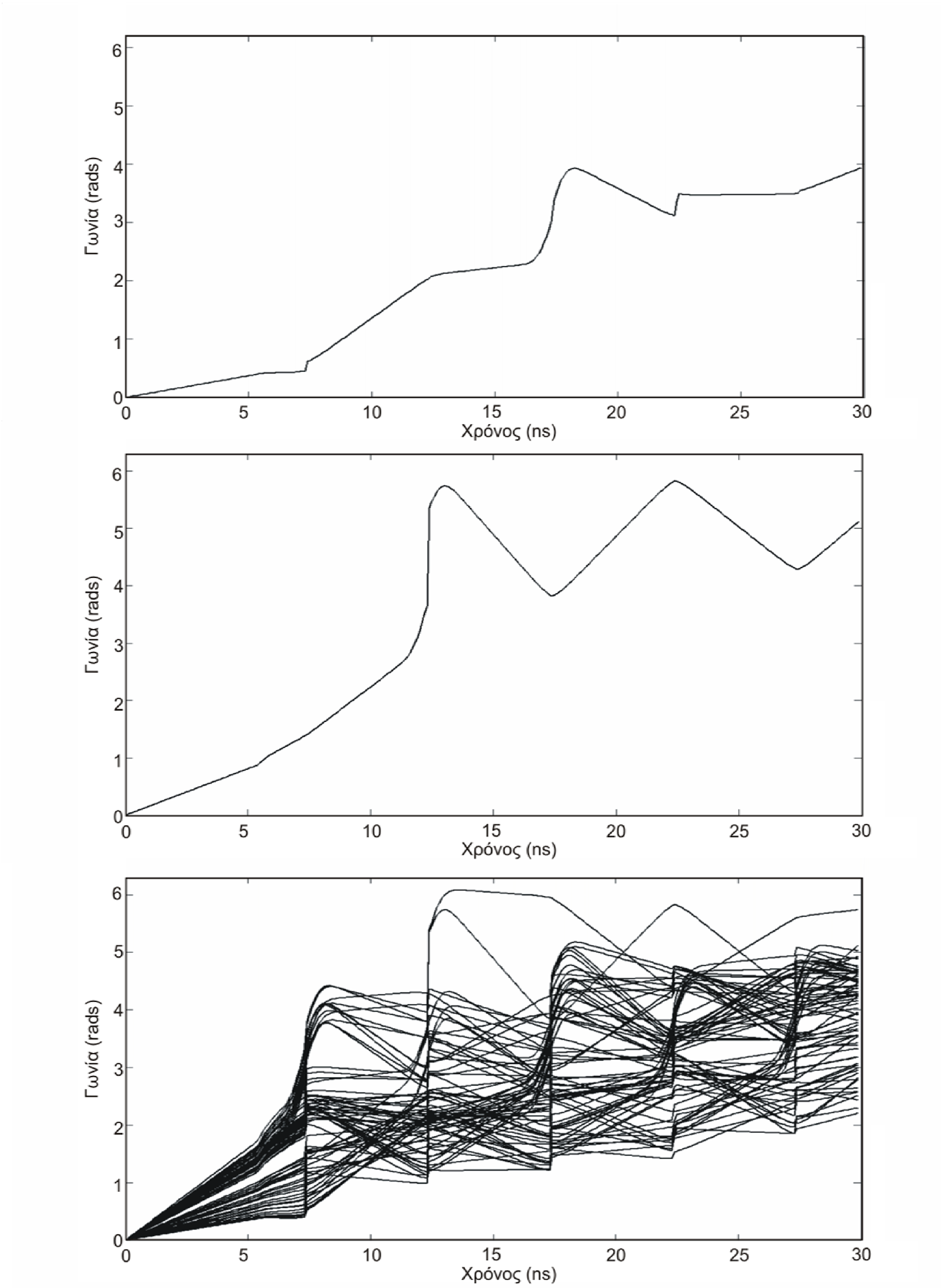
Ενώ η οριζόντια ανάκλαση του υδροφόρου στα 10 ns έχει αποκτήσει ένα σχεδόν αρνητικό πρόσημο (εναλλαγή θετικού-αρνητικού), η ανάκλαση της πάνω επιφάνειας της ακόρεστης άμμου έχει μια καθαρή εναλλαγή αρνητικού-θετικού προσήμου, η οποία δεν είναι η αναμενόμενη.

Οι δε ανακλαστήρες κοντά στον πυθμένα του sandbox χαρακτηρίζονται από εναλλαγή προσήμων. Παρόμοια είναι και τα αποτελέσματα εφαρμογής διόρθωσης της φάσης σε όλα τα ίχνη βασιζόμενη στον μέσο όρο της απαιτούμενης διόρθωσης όλων των ιχνών με βελτιωμένη την ανάκλαση της απάνω επιφάνειας της ακόρεστης ζώνης (Σχήμα 6.12β). Μετά την εφαρμογή της διόρθωσης της φάσης σε κάθε ίχνος, βασιζόμενη στις εκτιμήσεις αυτής ξεχωριστά για κάθε ίχνος (Σχήμα 6.11γ), η τομή γεωραντάρ φαίνεται κατ' αρχήν να εμφανίζει μεγαλύτερη λεπτομέρεια στις οριζόντιες μεταβολές των ανακλάσεων (Σχήμα 6.12γ). Οι ανακλάσεις του μεταλλικού σωλήνα εμφανίζουν τέτοια μορφή που φαίνεται να περιγράφεται με μεγαλύτερη ακρίβεια το μήκος του. Το μήκος του είναι ~3.2 εκατοστά, ενώ σε αυτήν την τομή φαίνεται να είναι περίπου 2.8 εκατοστά. Οι δε ανακλάσεις κοντά στον πυθμένα φαίνεται να περιγράφουν με λεπτομέρεια την εναλλαγή ξύλου-αέρα από την ξύλινη βάση στήριξης του sandbox (Σχήματα 6.2α και γ).



Σχήμα 6.12: *Διόρθωση της φάσης στο αναλυτικό σήμα κάθε ίχνους της τομής γεωραντάρ του Σχήματος 6.8γ. α) Βασιζόμενη στο διάνυσμα του Σχήματος 611α, β) 6.11β και γ) στ αντίστοιχα διανύσματα του Σχήματος 6.11γ.*

Σύμφωνα με αυτά που ειπώθηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο σχετικά με την υπέρβαση της απαιτούμενης διόρθωσης της φάσης του «ορίου» των 180^o, θα πρέπει να εφαρμοστεί διόρθωση στις τιμές της απαιτούμενης διόρθωσης της φάσης (πρόσθεση 180^o) όταν αυτή υπερβεί αυτό το όριο και αρχίζει να εμφανίζει τιμές κοντά στο μηδέν (Σχήμα 5.15). Στο Σχήμα 6.11α η διόρθωση αυτή φαίνεται να πρέπει να γίνει μετά τα 16 ns περίπου, παρ' όλο που δεν έχει προσεγγιστεί το όριο των 180^o. Η μή προσέγγιση των 180^o οφείλεται πιθανόν στο μέγεθος του χρονικού παράθυρου.



Σχήμα 6.13: *Εκτίμηση της απαιτούμενης διόρθωσης της φάσης μετά από διόρθωση κατά 180^o και εξομάλυνση. α) Στο κεντρικό ίχνος της τομής γεωραντάρ μετά από εξισορρόπηση φάσματος*

και στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου, β) ο μέσος όρος της διόρθωσης φάσης όλων των ιχνών και γ) η διόρθωση της φάσης για όλα τα ίχνη ξεχωριστά.

Η μεταβολή της φάσης όμως από μεγαλύτερες σε μικρότερες είναι ενδεικτικό ότι έχει ξεπεραστεί το 2^o τεταρτημόριο και η απαιτούμενες τιμές διόρθωσης της φάσης εκτιμώνται και πάλι στο 1^o τεταρτημόριο. Η διορθωμένη κατά 180^o διόρθωση της φάσης απεικονίζεται στο Σχήμα 6.13α.

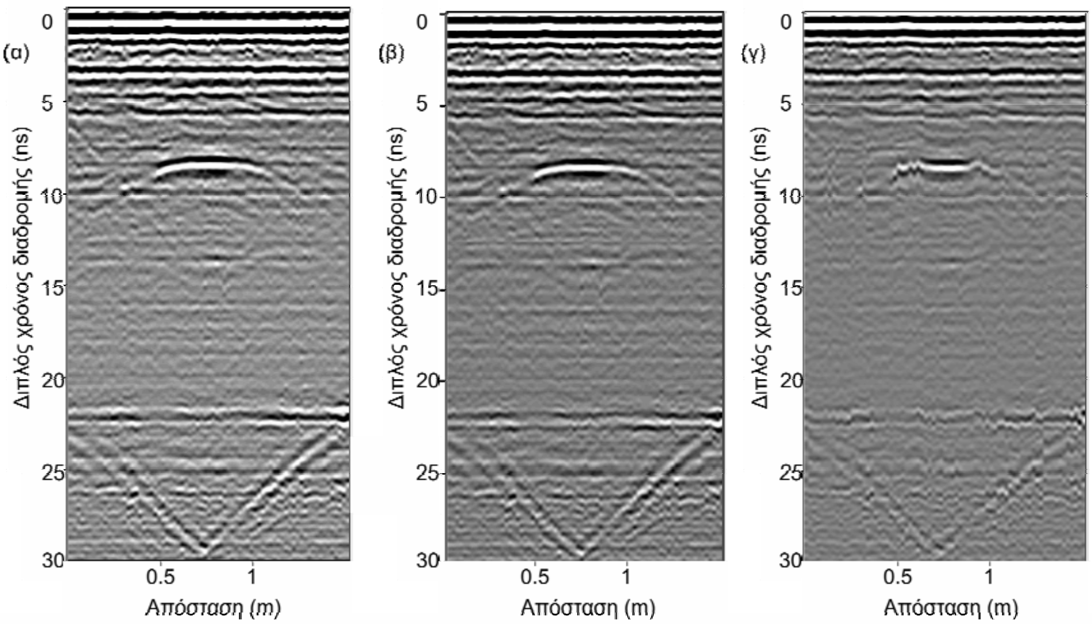
Εδώ θα πρέπει να σημειωθεί ότι στον αλγόριθμο διόρθωσης της φάσης πρώτα εφαρμόζεται η πρόσθεση των 180^o όπου αυτή χρειάζεται. Σε επόμενο στάδιο πραγματοποιείται εξομαλύνση (smoothing) στις τιμές του πίνακα που έχει ακριβώς τις ίδιες διαστάσεις με τον πίνακα δεδομένων της τομής γεωραντάρ.

Η εξομάλυνση αυτή πραγματοποιείται επαναληπτικά (σε όλα τα παραδείγματα της παρούσας εργασίας επιλέχθηκε αριθμός επαναλήψεων 10) τόσο στον οριζόντιο όσο και στον κατακόρυφο άξονα. Η μέθοδος εξομάλυνσης που χρησιμοποιείται είναι η μέθοδος του κινούμενου μέσου όρου, κατά την οποία κάθε τιμή αντικαθίσταται από τον μέσο όρο $y_s(i)$ συγκεκριμένου αριθμού γειτονικών του σημείων (εδώ ο αριθμός αυτός είναι πάντα N=5):

$$y_s(i) = \frac{1}{2N+1}[y(i+N) + y(i+N-1) + ... + y(i-N)] \tag{6.1}$$

Στα Σχήματα 6.11, 6.13 και 6.16 της παρούσας διατριβής οι τιμές της απαιτούμενης διόρθωσης της φάσης που απεικονίζονται είναι πάντα μετά την παραπάνω εφαρμογή της εξομάλυνσης. Για αυτόν τον λόγο για παράδειγμα οι τιμές του Σχήματος 6.13 δεν προκύπτουν απ' ευθείας με την πρόσθεση 180^o, από κάποιο χρόνο και μετά, από τις τιμές του Σχήματος 6.11. Η εξομάλυνση εφαρμόζεται εδώ σαν εναλλακτική μεθοδολογία στην πρόταση του Van der Baan (2008) να υπολογίζεται ο μέσος όρος της μέγιστης κύρτωσης «δεκάδων ιχνών», έτσι ώστε η εκτιμώμενη διόρθωση της φάσης να μην παρουσιάζει τοπικές μεταβολές αλλά να περιγράφεται από μια γενικότερη τάση. Εκτιμώντας την απαιτούμενη διόρθωση φάσης σε δεδομένα γεωραντάρ μέσω της μεθόδου της μέγιστης κύρτωσης για κάθε ίχνος ξεχωριστά παράγονται τοπικές ανωμαλίες, οι οποίες εάν δεν υποστούν τουλάχιστον την εν λόγω εξομάλυνση, το αποτέλεσμα της διόρθωσης της φάσης είναι υπερβολικά ανομοιογενείς τομές γεωραντάρ.

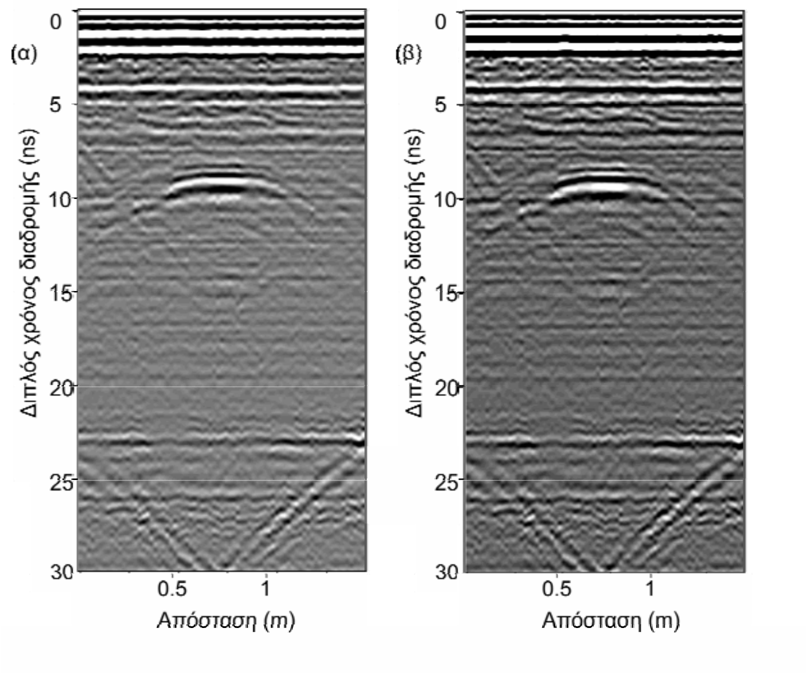
Η διόρθωση της υπολειμματικής φάσης βασιζόμενη στο διάνυσμα του Σχήματος 6.13α, δεν έχει καμιά ουσιαστική διαφορά από την αντίστοιχη διόρθωση βασιζόμενη στον μέσο όρο της απαιτούμενης διόρθωσης όλων των ιχνών του Σχήματος 6.13β (σύγκριση Σχημάτων 6.14α και β). Η διόρθωση της φάσης βασιζόμενη στην εκτίμηση αυτής βασιζόμενη σε κάθε ίχνος ξεχωριστά φαίνεται να παράγει πιο λεπτομερή αποτελέσματα αν και η παραγόμενη τομή γεωραντάρ αγγίζει τα όρια του να χαρακτηριστεί υπερβολικά ανομοιογενής. Μεγάλη λεπτομέρεια παράγεται στις ανακλάσεις του μεταλλικού σωλήνα, αλλά και στην υφή των οριζόντιων ανακλάσεων. Παρ’ όλη την φαινομενική πιο αποτελεσματική προσέγγιση της χρήσης της διόρθωσης της φάσης κάθε ίχνους ξεχωριστά, αυτός ο τρόπος δεν φαίνεται να είναι αποδεκτός για δύο λόγους. Πρώτον διότι το συγκεκριμένο παράδειγμα είναι από πειραματικά δεδομένα, σχετικά ομοιογενή και με χαμηλό θόρυβο και δεύτερον διότι γνωρίζουμε όλη την διάταξη και μπορούμε να κρίνουμε ποιος ανακλαστήρας έχει αλλάξει σωστά πρόσημο και ποιος όχι. Η εμπειρία έδειξε ότι αυτός ο τρόπος σίγουρα θα είναι η πρώτη δοκιμή. Είναι σχεδόν σίγουρο ότι το αποτέλεσμα θα είναι απογοητευτικό σε πραγματικά δεδομένα μεγαλύτερης κλίμακας. Παρ’ όλα αυτά τα πρώτα αυτά αποτελέσματα είναι πολύ χρήσιμα για την μελέτη της μεταβολής της φάσης και την εκτίμηση της ανομοιογένειας της. Έτσι, προτείνεται κάποιος τρόπος σχετικός με την τομή του Σχήματος 6.14β, ανάλογα με τα πρώτα αποτελέσματα.



Σχήμα 6.14: *Διόρθωση της φάσης στο αναλυτικό σήμα κάθε ίχνους της τομής γεωραντάρ του Σχήματος 6.8γ. α) Βασιζόμενη στο διάνυσμα του Σχήματος 613α, β) 6.13β και γ) στ αντίστοιχα διανύσματα του Σχήματος 6.13γ.*

Στο προηγούμενοι κεφάλαιο δοκιμάστηκε η εφαρμογή ΕΟΣΠΕ και περεταίρω διόρθωση της φάσης μέσω της μεγιστοποίησης της κύρτωσης. Παρ' όλο που τα αποτελέσματα δεν αξιολογήθηκαν ικανοποιητικά όσο και μετά τα αντίστοιχα της στάσιμης αποσυνέλιξης κυματιδίου και περεταίρω διόρθωσης της υπολειμματικής φάσης, θα δοκιμαστεί η εν λόγω προσέγγιση στα πραγματικά δεδομένα του sandbox.

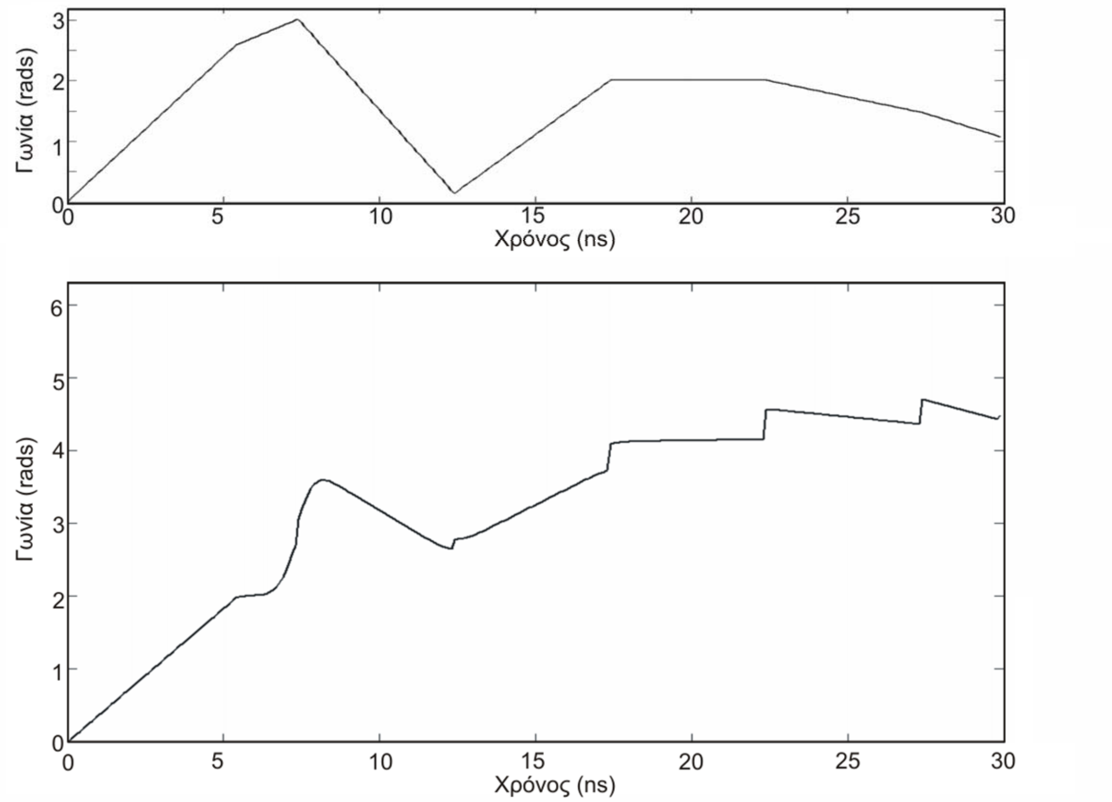
Εφαρμόστηκε σε πρώτο στάδιο στάσιμη αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης (Σχήμα 5.15α), ενώ σε δεύτερο στάδιο εκτιμήθηκε και εφαρμόστηκε η απαιτούμενη διόρθωση της φάσης, έτσι ώστε η καταγραφές να έχουν μέγιστη κύρτωση (Σχήμα 6.15β). Χρησιμοποιήθηκε ο μέσος όρος της απαιτούμενης διόρθωσης φάσης όλων των ιχνών (Σχήμα 6.16α), τροποποιημένος, έτσι ώστε να διορθωθούν σωστά και γωνίες άνω των 180^o (Σχήμα 6.16β).



***Σχήμα 6.15**: Διόρθωση της φάσης στο αναλυτικό σήμα κάθε ίχνους μετά από μηδενικής φάσης αποσυνέλιξη. α) Μηδενικής φάσης αποσυνέλιξη της τομής γεωραντάρ του Σχήματος 6.4γ και β) το (α) μετά από διόρθωση της φάσης βασιζόμενη στο διάνυσμα του Σχήματος 6.16β.*

Το αποτέλεσμα του Σχήματος 6.15β θα πρέπει να συγκριθεί με το αντίστοιχο στάσιμης αποσυνέλιξης κυματιδίου και περεταίρω διόρθωσης της φάσης του Σχήματος 6.14β. Όπως φαίνεται μόνο με την εφαρμογή μηδενικής φάσης η περεταίρω διόρθωση της φάσης δεν εμφανίζει κατ' αρχήν τον ανακλαστήρα της άνω επιφάνειας της ακόρεστης ζώνης (6-7 ns), ενώ δεν περιγράφεται με λεπτομέρεια η ανάκλαση τυο υδροφόρου στα 10 ns. Τέλος, οι ανακλάσεις από τον πυθμένα του sandbox δεν περιγράφονται σωστά.

Η διαφορά των αποτελεσμάτων οφείλεται στο ότι εφαρμόζοντας μόνο ΕΟΣΠΕ αντί της αποσυνέλιξης κυματιδίου, οι κυματομορφές διατηρούν το αρχικό τους σχήμα, παρ’ όλο που συμπιέστηκαν στον χρόνο. Το συμπιεσμένο τους σχήμα σίγουρα δεν αναιρεί την συμβολή διαφορετικών ανακλάσεων που σίγουρα υφίσταται στα πραγματικά αυτά δεδομένα. Σίγουρα η χρονική ανάλυση έχει αυξηθεί, αλλά δεν είναι δυνατόν να παραχθούν αποτελέσματα παρόμοια με της αποσυνέλιξης κυματιδίου, λόγω της αρχικής μορφής του κυρίαρχου κυματιδίου.



Σχήμα 6.16: *Εκτίμηση της απαιτούμενης διόρθωσης της φάσης. α) Ο μέσος όρος της απιτούμενης διόρθωσης της φάσης όλων των ιχνών και β) το (α) μετά από διόρθωση κατά* 180^o *και εξομάλυνση.*

Η μεθοδολογία αυτή εφαρμόστηκε σε σεισμικά δεδομένα από τον White (1988), θεωρώντας ότι τα δεδομένα έχουν κυρίαρχο κυματίδιο το κυματίδιο Klauder, το οποίο είναι συμμετρικό και έχει συγκεντρωμένη την περισσότερη ενέργεια στο κέντρο του, κάτι που σίγουρα δεν συμβαίνει με τα δεδομένα γεωραντάρ (Σχήμα 6.7α).

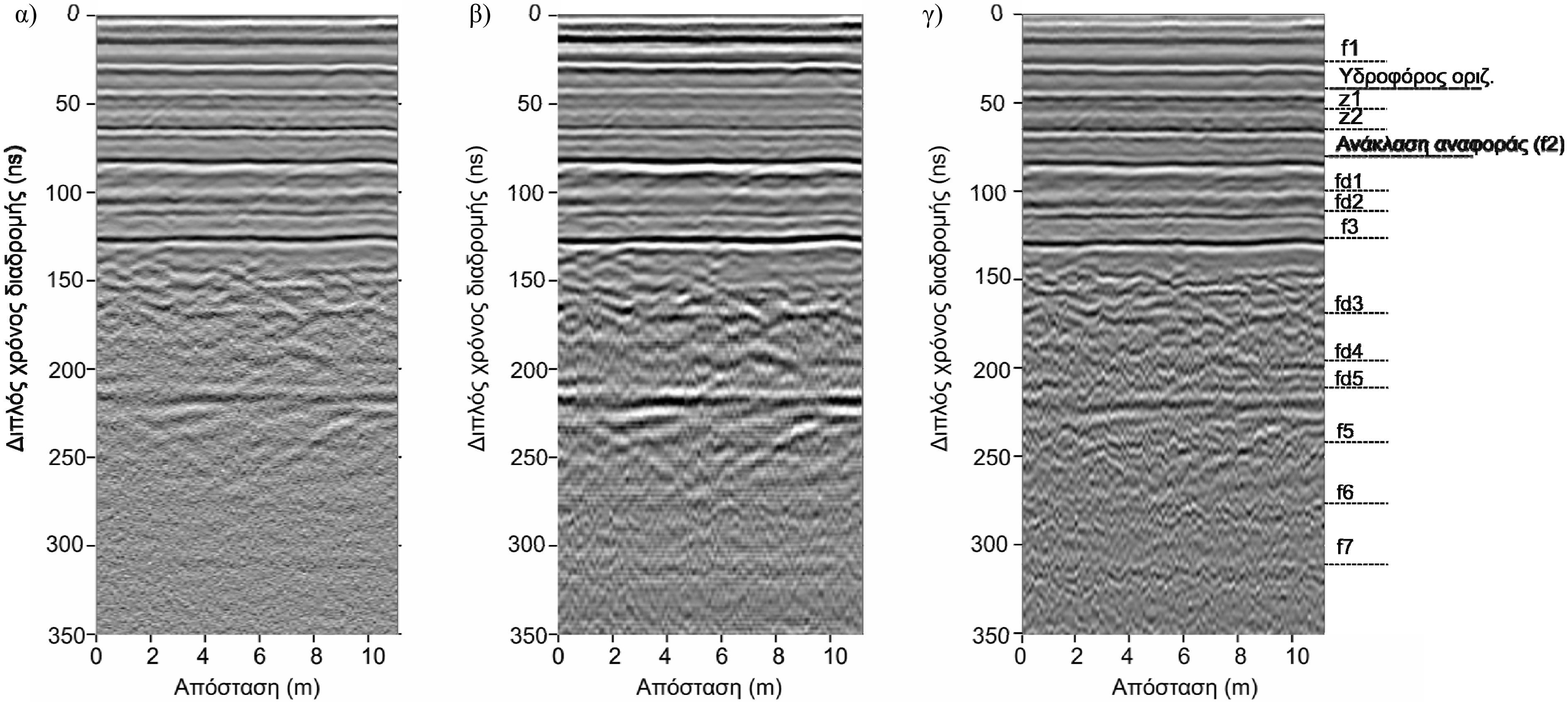
6.3 Δεδομένα γεωραντάρ από το λατομείο Bissen

Η προτεινόμενη μεθοδολογία εφαρμόστηκε σε τομή γεωραντάρ, κεντρικής συχνότητας 200 MHz, η οποία διασκοπήθηκε στο λατομείο δολομίτη Bissen, το οποίο βρίσκεται περίπου 13 χιλιόμετρα Νοτιοδυτικά του λιμανιού Sturgeon, στο Wisconsin των Ηνωμένων Πολιτειών (Tsoflias και Sharp, 1998). Το λατομείο χαρακτηρίζεται από διαρρηγμένο δολομίτη Byron Silurian, ο οποίος έχει λατομηθεί φανερώνοντας μια οριζόντια επιφάνεια (Tsoflias κ.ά., 2001). Πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις γεωραντάρ με το σύστημα Sensors & Software Pulse Ekko 100. Ο υδροφόρος ορίζοντας βρισκόταν στα 2 μέτρα περίπου από την επιφάνεια.

Εξισορρόπηση φάσματος

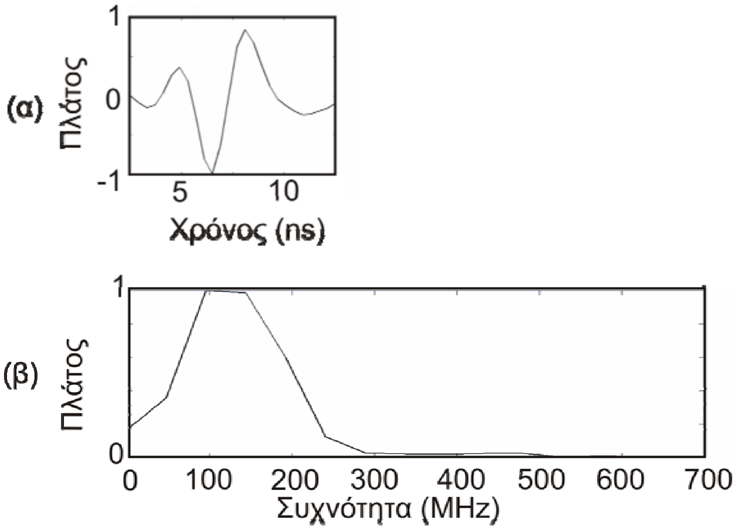
Το Σχήμα 6.17α απεικονίζει μια τυπική τομή γεωραντάρ, κεντρικής συχνότητας 200 MHz, με διάστημα δειγματοληψίας 0.8 ns και ισαπόσταση οριζόντιας σάρωσης 20 εκατοστά, στην εν λόγω περιοχή, πριν και μετά την εξισορρόπηση φάσματος. Η πρωταρχική επεξεργασία περιλάμβανε φίλτρο De-wow και ενίσχυση AGC στον χώρο των χρόνων σε χρονικά παράθυρα των 30 ns. Εφαρμόζοντας ΕΠΕΣ στον χώρο t-f ο υψίσυχνος θόρυβος φαίνεται να μηδενίζεται, αλλά η χρονική ανάλυση παραμένει μειωμένη μετά τα 150 περίπου ns (Σχήμα 6.17β). Επιλέγοντας σαν πλάτος του φάσματος αναφοράς το πλάτος του φάσματος ανάκλασης περίπου στα 90 ns, εφαρμόστηκε εξισορρόπηση φάσματος (Σχήμα 6.17γ). Η ερμηνεία, δεξιά του Σχήματος 6.17γ, περιγράφει διάφορες τυπικές ρηγματώσεις, οι οποίες έχουν επαληθευτεί από γεωτρήσεις, μέχρι τα 210 ns περίπου, ενώ ενδείξεις των επομένων ρημγατώσεων υπάρχουν σε δεδομένα των 100 MHz.

Στο συγκεκριμένο παράδειγμα επιλέχθηκε σαν πλάτος του φάσματος αναφοράς το πλάτος του φάσματος ανάκλασης που καταγράφηκε περίπου στα 90 ns (Σχήμα 6.18) λόγω της ακαταλληλότητας του πλάτους του φάσματος κυμάτων που καταγράφηκαν νωρίτερα (μη ομαλού σχήματος). Παρ' όλο που η ανάκλαση του υδροφόρου ορίζοντα βρίσκεται στα 45 ns περίπου, η κεντρική συχνότητα του παλμού αναφοράς φαίνεται να είναι παρόμοια με την συχνότητα εκπομπής, λόγω χαμηλού πορώδους του σχηματισμού. Το χαμηλό πορώδες φαίνεται να συνεχίζεται μέχρι τα 170 ns, όπου μετά από εκεί πιθανόν να αυξάνεται. Αυτή η υπόθεση στηρίζεται στο γεγονός ότι στο Σχήμα 6.17α μετά τα 150 ns η τομή αποκτά σχετικά απότομα «θολή» υφή, η οποία πιθανόν οφείλεται σε απότομη αύξηση συγκέντρωσης νερού στον σχηματισμό.



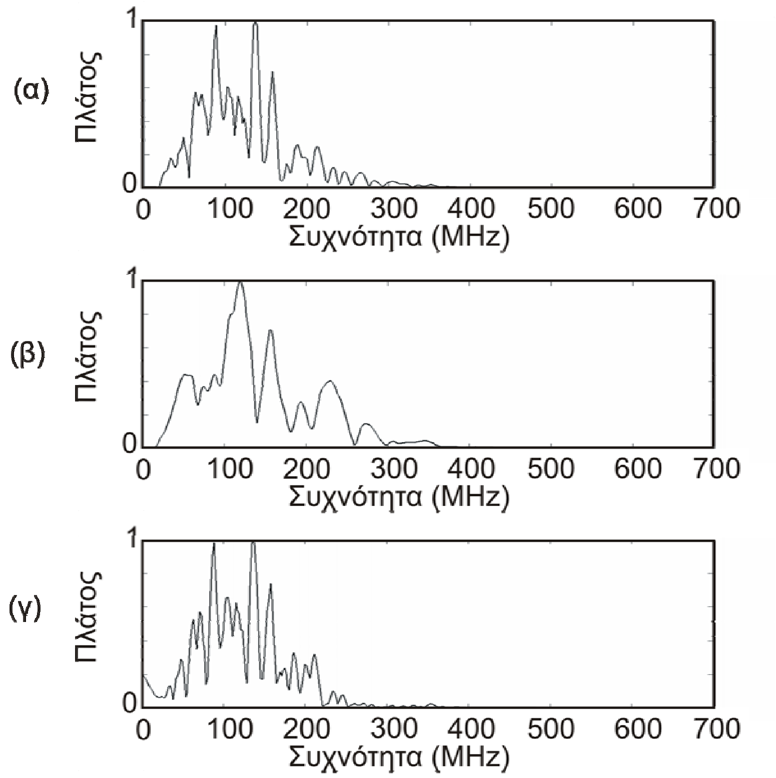
Σχήμα 6.17: *Τομές γεωραντάρ στο Bissen πριν και μετά από επεξεργασία. α) Μετά από διόρθωση dewo, β) μετά από ΕΠΕΣ και εφαρμογή ενίσχυσης SEC (με συντελεστή ανάκλασης 4) στον χώρο t-f και γ) Το (β) μετά από ΕΠΕΣ και ενίσχυση SEC στον χώρο t-f. Το (γ) είναι το αποτέλεσμα όλης της λεγόμενης επεξεργασίας εξισορρόπησης φάσματος, όπως αυτή περιγράφεται στο κεφάλαιο 4 την συγκεκριμένης διατριβής. Σε κάθε τομή έχει εφαρμοστεί στο τελευταίο στάδιο ενίσχυση AGC (χρονικό παράθυρο 30 ns) για λόγους απεικόνισης.*

Οι ανακλάσεις των ρηγματώσεων διακρίνονται πιο καθαρά, μετά την εξισορρόπηση φάσματος, ενώ σε μεγαλύτερους χρόνους καταγραφής εμφανίζονται ανακλάσεις, οι οποίες δεν ήταν εμφανείς πριν. Πιο συγκεκριμένα, η ρηγμάτωση f5 αποκτά σχετικά οριζόντια διεύθυνση, που πριν εμφανίζονταν σαν σύνολο ανακλάσεων με απροσδιόριστη διεύθυνση. Το σχήμα και η διεύθυνση των ρηγματώσεων f6 και f7, οι οποίες ήταν «θαμμένες» στον θόρυβο, φανερώνεται μετά την εξισορρόπηση φάσματος.

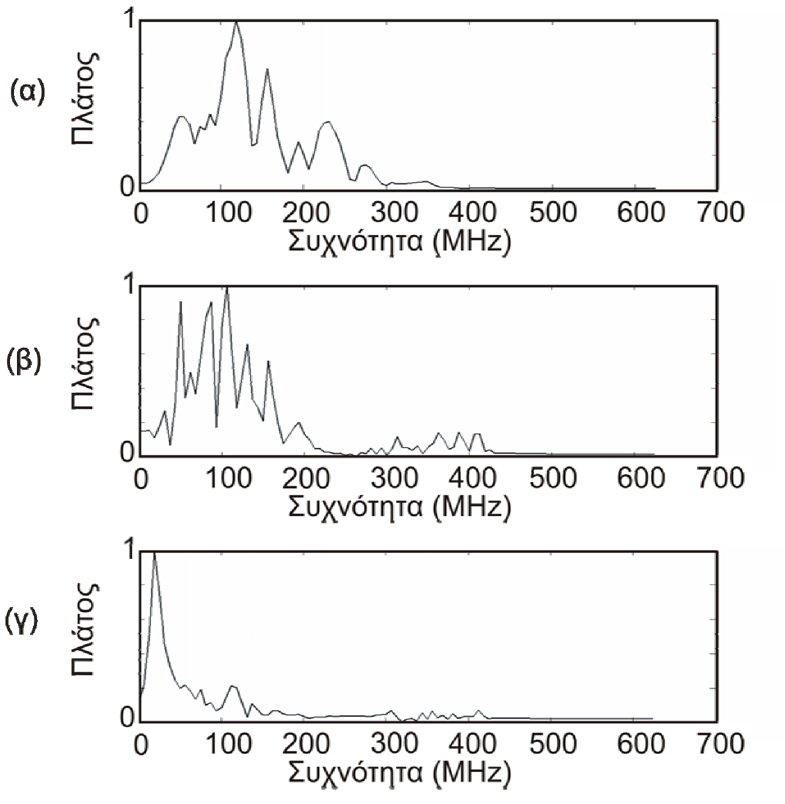


Σχήμα 6.18: *Κυματίδιο αναφοράς από ανάκλαση περίπου στα 90 ns (Σχήμα 6.17.γ, f2).α) απεικόνισή του στον χώρο των χρόνων και β) το πλάτος του φάσματός του.*

Παρατηρώντας το πλάτος του φάσματος του κεντρικού ίχνους της συγκεκριμένης τομής γεωρασντάρ (Σχήμα 6.19α) και το αντίστοιχο αποτέλεσμα μετά την εξισορρόπηση φάσματος (Σχήμα 6.19γ) δεν διακρίνονται σημαντικές διαφορές εκτός από μια μικρή ενίσχυση γύρω στα 200 MHz. Το αντίστοιχο πλάτος του φάσματος μετά από ΕΠΕΣ και ενίσχυση στον χώρο t-f (Σχήμα 6.19β) φαίνεται να είναι πιο ευρύ και μετατοπισμένο δεξιότερα ακόμη και από το αντίστοιχο πλάτος του φάσματος μετά από εξισορρόπηση φάσματος. Αυτό σίγουρα δεν είναι το αναμενόμενο. Αυτό που συμβαίνει όμως στην πραγματικότητα είναι ότι το πλάτος του φάσματος του Σχήματος 6.19β περιγράφει κυρίως το πλάτος του φάσματος των πρώτων 100 ns (Σχήμα 6.20α), ενώ περιέχει ακόμη πιο χαμηλόσυχνη πληροφορία σε μεγαλύτερους χρόνους (Σχήματα 6.20 β και γ). Όπως και στο αντίστοιχο προηγούμενο παράδειγμα του sandbox η εξισορρόπηση φάσματος συμβαίνει στην πράξη σε αυτούς ακριβώς τους μεγαλύτερους χρόνους.



Σχήμα 6.19*: Πλάτος του φάσματος του κεντρικού ίχνους της τομής γεωραντάρ που απεικονίζεται α) στο Σχήμα 6.17α, β) στο Σχήμα 6.17β και γ) στο Σχήμα 6.17γ.*



Σχήμα 6.20: *Πλάτος του φάσματος του κεντρικού ίχνους της τομής γεωραντάρ του Σχήματος 6.17α που αντιστοιχεί α) στα πρώτα 100 ns και β) στα 100-200 ns και γ) στα 200-300 ns.*

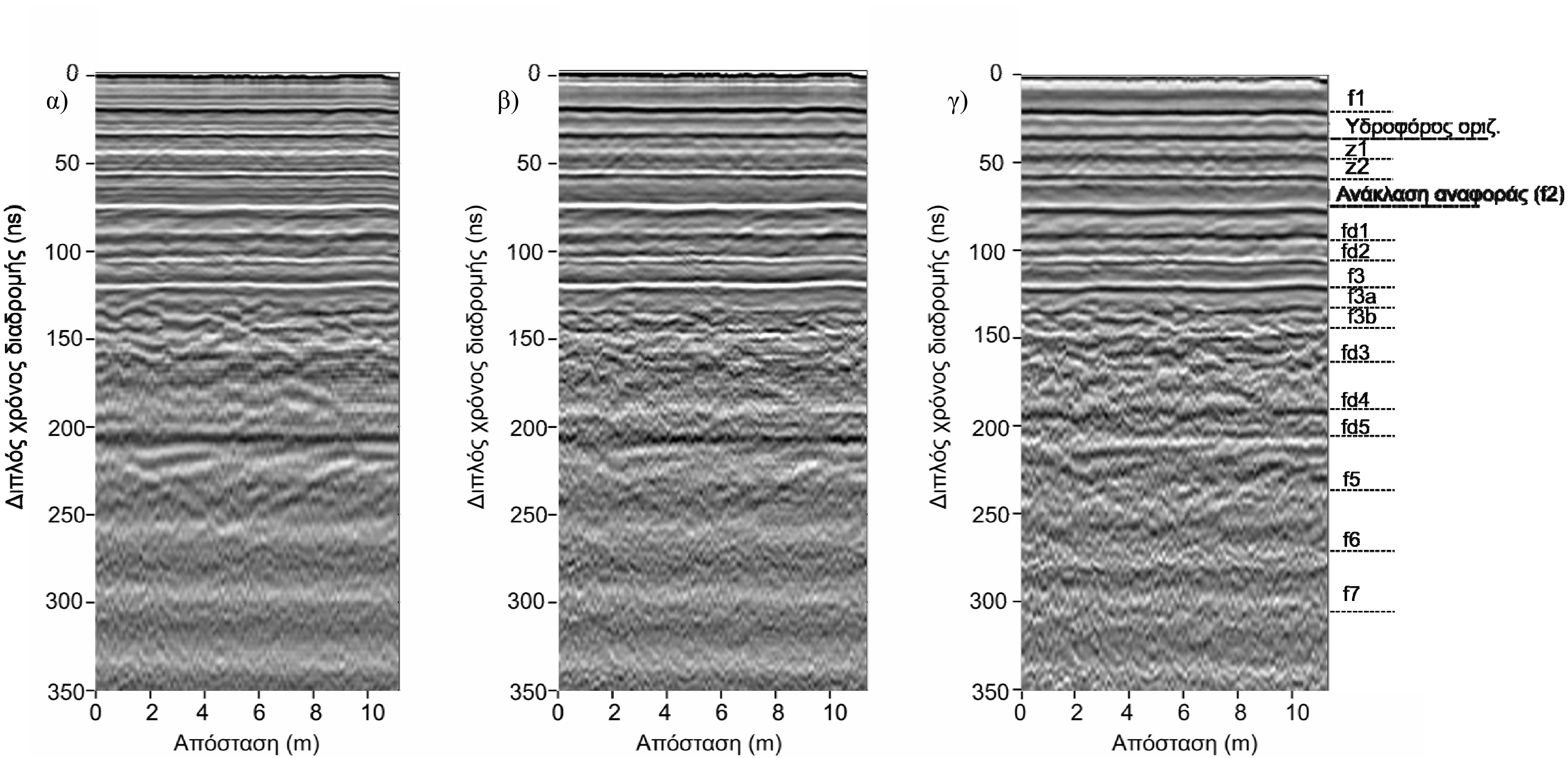
Φαίνεται για άλλη μια φορά η χρησιμότητα της μελέτης του πλάτους του φάσματος σε χρονικά παράθυρα. Σύμφωνα με την προσέγγιση των Neto και Madeiros (2006) και Belina κ.ά (2008) αν κάποιος παρατηρούσε τα αντίστοιχα πλάτη του φάσματος των Σχημάτων 619α ή β θα κατέληγε ότι ίσως δεν ήταν απαραίτητη η εφαρμογή εξισορρόπησης φάσματος. Ακόμη και αν εφαρμόζονταν όμως αυτή ή ΕΟΣΠΕ το πρόβλημα δεν θα αντιμετωπίζονταν σωστά, με αποτέλεσμα την υποβάθμιση των ανακλάσεων των μεγάλων σχετικά χρόνων και την εμφάνιση των ανεπιθύμητων ρυτιδώσεων σε όλους τους χρόνους.

Χρονικά μεταβαλλόμενη αποσυνέλιξη κυματιδίου

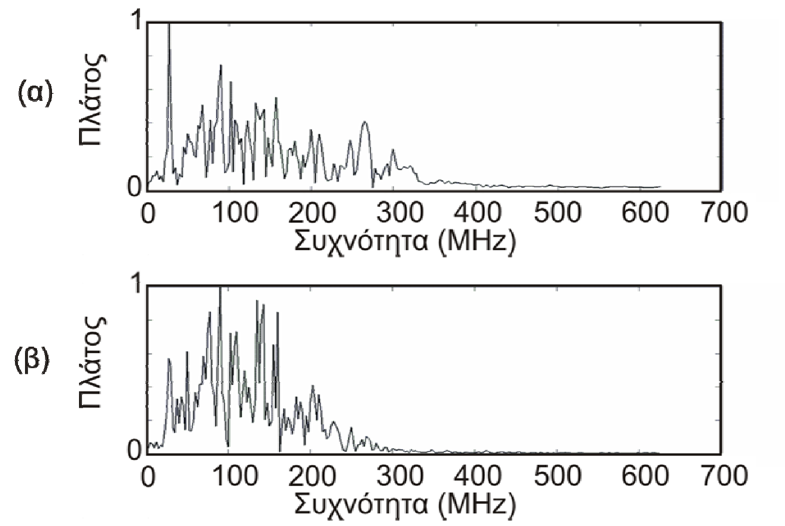
Στην εισαγωγή του παρόντος κεφαλαίου αναπτύχθηκαν οι τρόποι απόκτησης κυματιδίου αναφοράς, ενώ αναφέρθηκε πως μια καθαρή ανάκλαση μπορεί να προέλθει από εναλλαγή ομοιογενών σχετικά δομών, όπου δεν υφίσταται συμβολή άλλων ανακλάσεων. Η ανάκλαση της f2 (Σχήμα 6.18α) στην πραγματικότητα δεν είναι ανάκλαση λόγω της έλλειψης βραχώδους υλικού, που χαρακτηρίζει μια ρηγμάτωση. Μια τέτοια ρηγμάτωση πιθανόν δεν θα ανιχνεύονταν από την συγκεκριμένη κυρίαρχη συχνότητα των 200 MHz εάν μετά την ρηγμάτωση το πέτρωμα ήταν ακριβώς το ίδιο με αυτό πριν την ρηγμάτωση.

Εκτιμάται ότι η συγκεκριμένη ανάκλαση δημιουργήθηκε λόγω της αλλαγής της λιθολογίας, η οποία έχει ανιχνευθεί σε αυτό το συγκεκριμένο βάθος και άρα είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθεί σαν ανάκλαση αναφοράς.

Εφαρμόζοντας στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου μετά από ΕΠΕΣ και ενίσχυση στον χώρο t-f (Σχήμα 6.21α) η χρονική ανάλυση δεν αυξάνεται μετά τα 150 ns περίπου. Εφαρμόζοντας στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου μετά από εξισορρόπηση φάσματος (Σχήμα 6.21β) παρατηρείται ότι η χρονική ανάλυση αυξάνει σε όλους τους χρόνους. Ιδιαίτερα αξιοσημείωτη είναι η εμφάνιση μιας σχεδόν οριζόντιας ρηγμάτωσης σε χρόνο περίπου 190 ns.

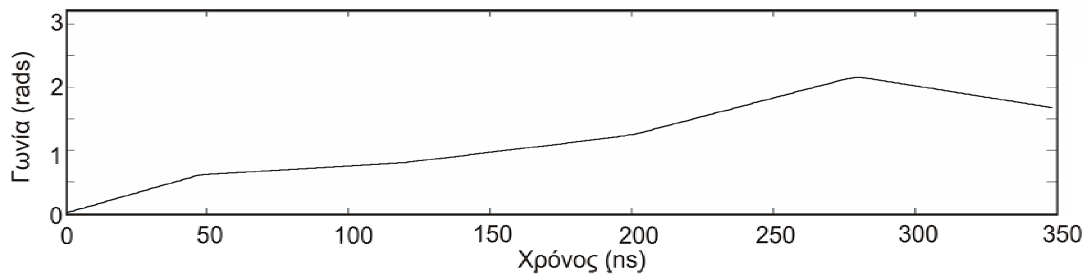


***Σχήμα 6.21**: Στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου α) Διαίρεση του φάσματος του κάθε ίχνους μετά από ενίσχυση και ΕΠΕΣ με το φάσμα αναφοράς και εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων, με κορυφές 10 MHz, 40 MHz, 100 MHz και 320 MHz, β) Διαίρεση του φάσματος του κάθε ίχνους μετά από ενίσχυση, ΕΠΕΣ και μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος (εξισορρόπηση φάσματος) με το φάσμα αναφοράς και εφαρμογή τραπεζοειδούς ίδιου φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων με το (α). γ) Διόρθωση της φάσης στο αναλυτικό σήμα κάθε ίχνους της τομής γεωραντάρ του (β) βασιζόμενη στο διάνυσμα του Σχήματος 6.23.*



Σχήμα 6.22: *Πλάτος του φάσματος μετά από στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου, όπως εφαρμόστηκε α) στην τομή γεωραντάρ του Σχήματος 6.21α και β) του Σχήματος 6.21β.*

Στο Σχήμα 6.23 απεικονίζεται ο μέσος όρος της απαιτούμενης διόρθωσης της φάσης όλων των ιχνών, μέσω της μεγιστοποίησης της κύρτωσης. Εφαρμόζοντας την διόρθωση αυτή της φάσης ίδια κάθε αντίστοιχο αναλυτικό σήμα του κάθε ίχνους της τομής γεωραντάρ του Σχήματος 6.21β κατ' αρχήν φαίνεται η ανάκλαση του υδροφόρου ορίζοντα να έχει αποκτήσει σωστά αρνητικό πρόσημο (Σχήμα 6.21γ).

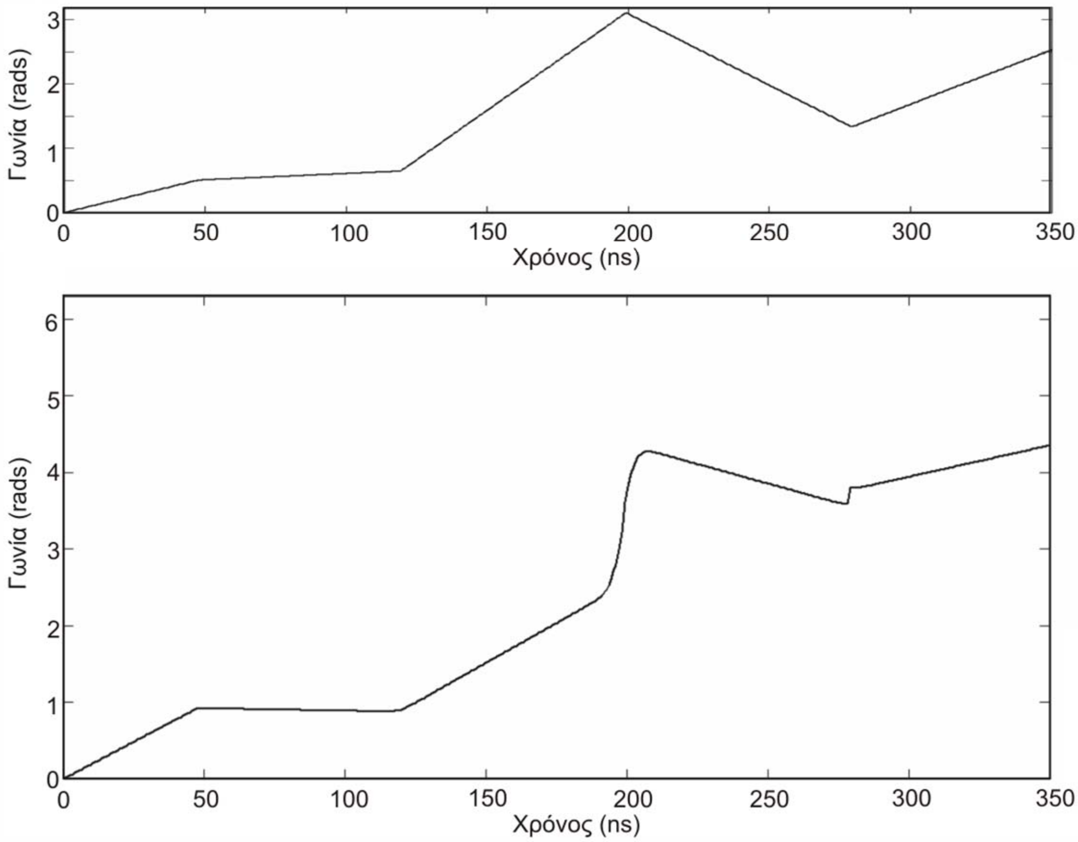


Σχήμα 6.23 *Μέσος όρος της απαιτούμενης διόρθωσης της φάσης όλων των ιχνών, μέσω της μεγιστοποίησης της κύρτωσης.*

Οι ρηγματώσεις fd1 και fd2 διαχωρίζονται λεπτομερώς, όπως και οι f3a και οι f3b. Επίσης φαίνεται καθαρά ο διαχωρισμός των fd4 και fd5, ενώ η χρονική ανάλυση σε μεγαλύτερους χρόνους αυξάνει σημαντικά.

Χρονικά μεταβαλλόμενη αποσυνέλιξη χωρίς κυματίδιο αναφοράς

Σε επόμενο στάδιο εφαρμόστηκε μηδενικής φάσης στάσιμη αποσυνέλιξη, χρησιμοποιώντας το πλάτος του φάσματος αναφοράς, με το οποίο διαιρέθηκε το πλάτος του φάσματος κάθε ίχνους (Σχήμα 6.25α). Εφαρμόστηκε, όπως και στο παράδειγμα του sandbox, διόρθωση της φάσης μέσω της μεγιστοποίησης της κύρτωσης (Σχήμα 6.24β). Εκτιμώντας τον μέσο όρο της απαιτούμενης διόρθωσης της φάσης όλων των ιχνών (Σχήμα 6.25α), παρατηρήθηκε ότι υπάρχει πιθανή αντιστροφή προσήμων από τα 200 ns περίπου και μετά. Έτσι σε μεγαλύτερους χρόνους των 200 ns προστέθηκε η τιμή 3.14 rads.

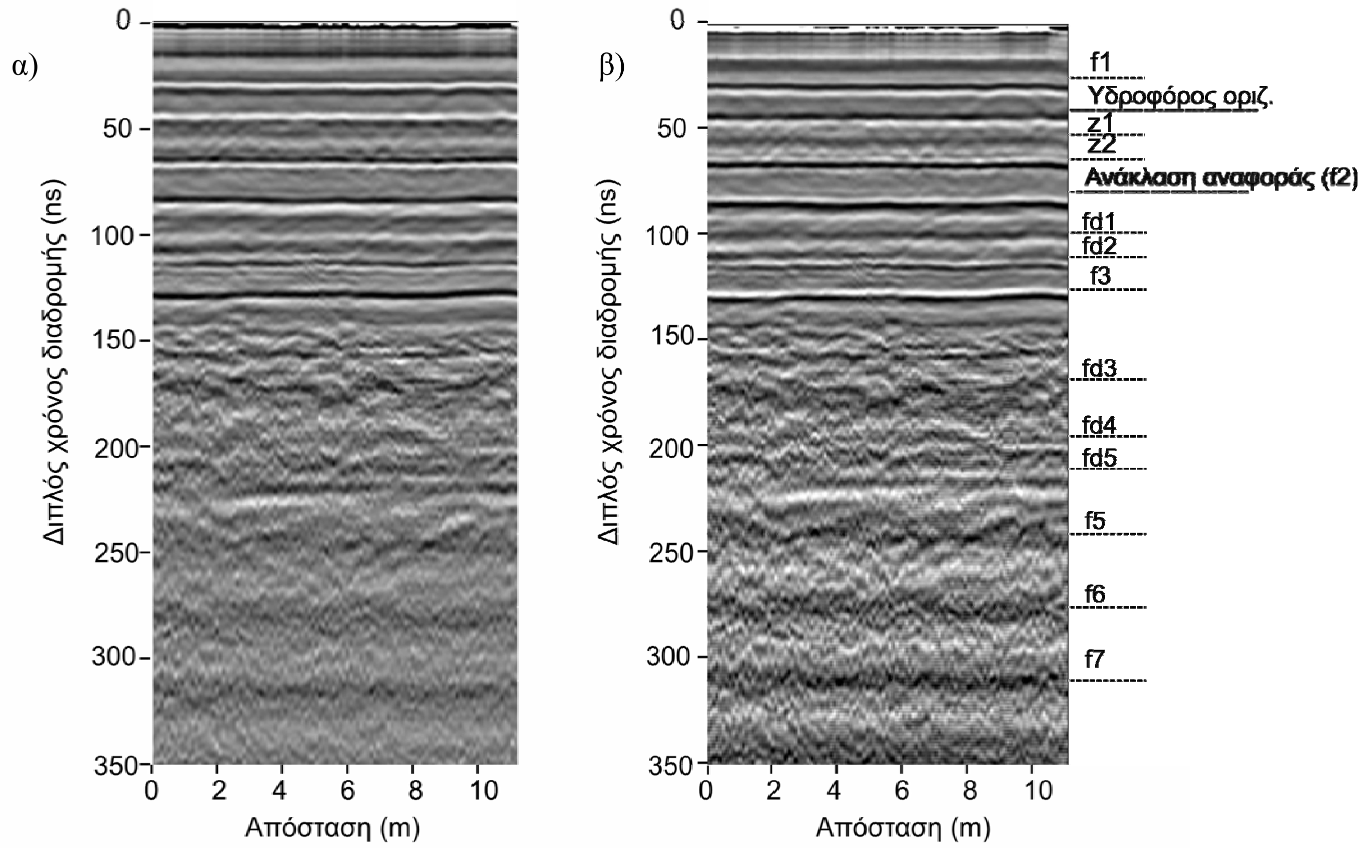


Σχήμα 6.24 *Εκτίμηση της απαιτούμενης διόρθωσης της φάσης. α) Ο μέσος όρος της απαιτούμενης διόρθωσης της φάσης όλων των ιχνών και β) το (α) μετά από διόρθωση κατά* 180^o *και εξομάλυνση*

Συγκρίνοντας το αποτέλεσμα της διόρθωσης της φάσης στα δεδομένα της στάσιμης αποσυνέλιξης κυματιδίου (Σχήμα 6.21γ) και στα δεδομένα στάσιμης αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης (Σχήμα 6.25β) παρατηρούνται αρκετές διαφορές. Κατ' αρχήν ο υδροφόρος ορίζοντας δεν χαρτογραφείται σωστά στην δεύτερη περίπτωση, δεν έχει δηλαδή αρνητικό πρόσημο. Γενικά όλα σχεδόν τα πρόσημα είναι αντίθετα σε σχέση με την πρώτη περίπτωση. Επιπλέον, ενώ η ρηγμάτωση fd4 στην πρώτη περίπτωση είναι πιο εμφανής. Τέλος, η αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης ακολουθούμενη από την περεταίρω διόρθωση της φάσης παράγει πιο ερμηνεύσιμα αποτελέσματα από τα 240 ns και μετά. Αυτό οφείλεται στην αύξηση του θορύβου σε αυτούς τους χρόνους μετά από την στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου.

Στην πραγματικότητα, η διόρθωση της φάσης δεν παράγει καμμιά νέα πληροφορία στο αποτέλεσμα της αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης. Παρ' όλα αυτά παρατηρείται μια αύξηση της χρονικής ανάλυσης, λόγω του ότι κάποιες ανακλάσεις απέκτησαν μέγιστη κύρτωση.

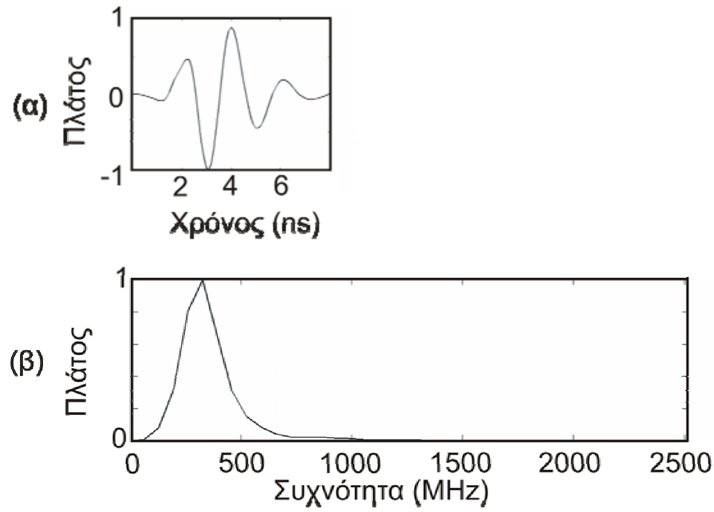
Εδώ παρατηρείται το ίδιο φαινόμενο και με το παράδειγμα του sandbox, οι δύο μέθοδοι δηλαδή να εμφανίζουν διαφορετικά αποτελέσματα. Φαίνεται πως η αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης δεν βοηθά ιδιαίτερα στην εμφάνιση νέων ανακλαστήρων, όσο αυξάνει την χρονική ανάλυση. Παρ’ όλα αυτά φαίνεται πως και οι δύο μέθοδοι θα έπρεπε να εφαρμοστούν και να συνδυαστούν στην ερμηνεία.



Σχήμα 6.25: *Στάσιμη αποσυνέλιξη μηδεικής φάσης α) Διαίρεση του πλάτους του φάσματος του κάθε ίχνους μετά από ενίσχυση και ΕΠΕΣ με το πλάτος του φάσματος αναφοράς και εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων, με κορυφές 10 MHz, 40 MHz, 100 MHz και 320 MHz. β) Διόρθωση της φάσης στο αναλυτικό σήμα κάθε ίχνους της τομής γεωραντάρ του (α) βασιζόμενη στο διάνυσμα του Σχήματος 6.25β.*

6.4 Δεδομένα γεωραντάρ σε περιοχή θαμμένων μεταλλικών δεξαμενών

Ανάλογα με τα προηγούμενα παραδείγματα εφαρμόστηκε επεξεργασία βασιζόμενη στην προτεινόμενη μεθοδολογία σε δεδομένα γεωραντάρ από γεωφυσική έρευνα που πραγματοποιήθηκε από το Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης με σκοπό τον εντοπισμό και χαρτογράφηση τριών θαμμένων κυλινδρικών μεταλλικών δεξαμενών, οι οποίες ήταν σχεδόν γεμάτες με κηροζίνη. Στα δεδομένα που παρουσιάζονται εδώ, η διασκόπηση περιλάμβανε την συσκευή GSSI SIR-300 μεκεραίες κυρίαρχης συχνότητας 400 MHz, με διάστημα δειγματοληψίας 0.1 ns και ισαπόσταση οριζόντιας σάρωσης 0.03 μέτρα. Το μήκος των γραμμών ήταν 28 μέτρα και η διασκόπηση πραγματοποιήθηκε κάθετα στην αναμενόμενη κύρια διεύθυνση των δεξαμενών, οι οποίες είχαν μήκος περίπου 20 μέτρα με αναμενόμενη διάμετρο γύρω στα 3 μέτρα.



Σχήμα 6.26: *Κυματίδιο αναφοράς ανάκλασης από δεδομένα της ιδίας συσκευής αλλά διαφορετικής περιοχής διασκόπησης .α) Απεικόνισή του στον χώρο των χρόνων και β) το πλάτος του φάσματός του.*

Λόγω του ότι δεν κατέστη δυνατόν να εκτιμηθεί κάποια καθαρή ανάκλαση, ο οποία με σιγουριά δεν συμβάλλει με κάποια επόμενή της, από τα εν λόγω δεδομένα, για την στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου χρησιμοποιήθηκε κυματίδιο αναφοράς, το οποίο ανακτήθηκε από δεδομένα της ιδίας συσκευής από άλλη περιοχή, από πολύ μικρούς σχετικά χρόνους, στους οποίους δεν υπήρχε μείωση της κυρίαρχης συχνότητας (Σχήμα 6.26). Αυτό έγινε με την υπόθεση ότι τα κυματίδια που οφείλονται σε ανακλάσεις είναι περισσότερο εξαρτώμενα από την συσκευή.

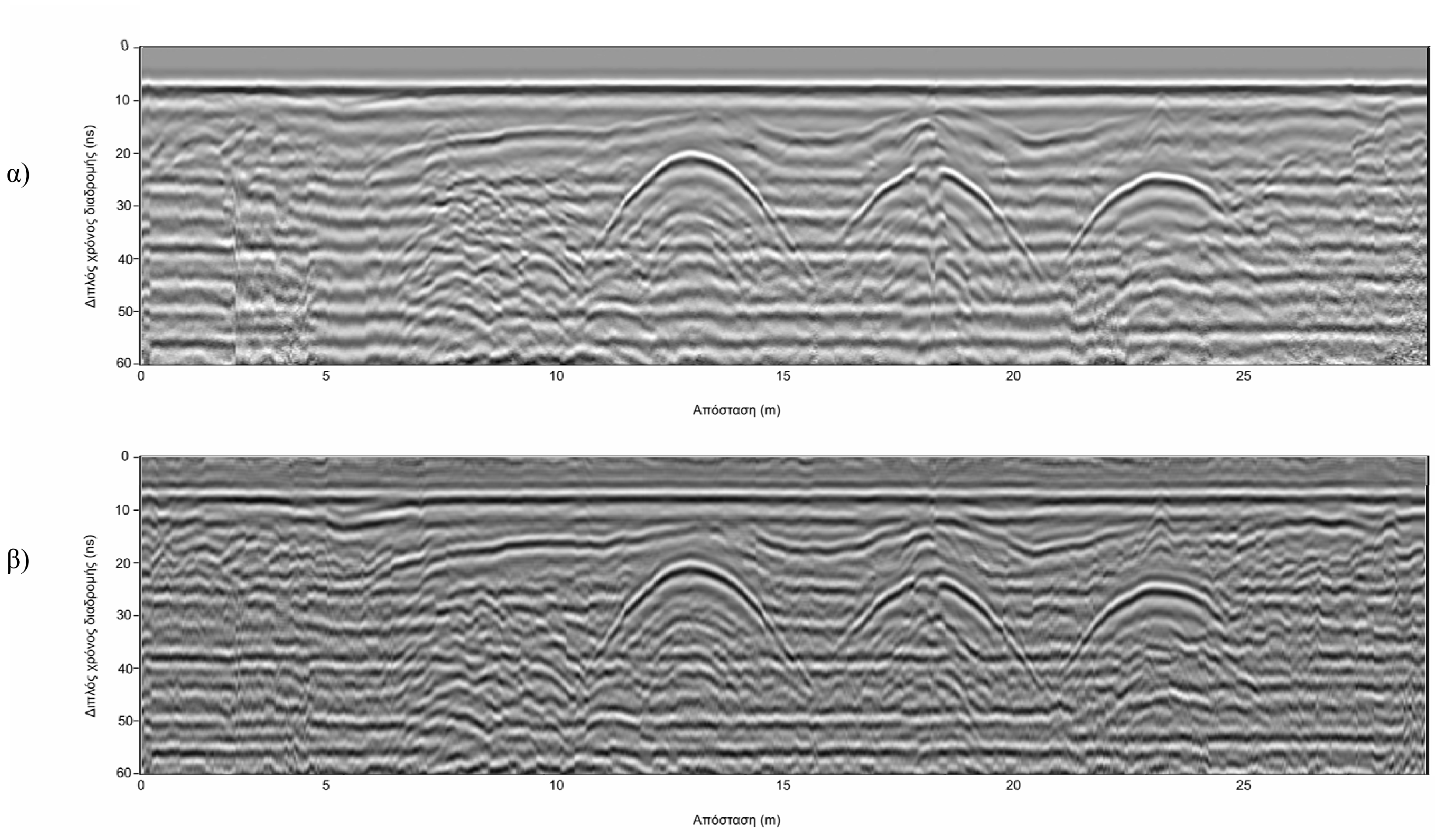
Η εφαρμογή της εξισορρόπησης φάσματος αποκαθιστά την χρονική διάρκεια (κυρίαρχη συχνότητα) των ανακλάσεων με αξιόλογο αποτέλεσμα περίπου στα 3 έως

5 μέτρα και σε χρόνους 30 έως 60 ns, όπου οι ανακλαστήρες αποκτούν μια πιο «συνεχή» μορφή (Σχήμα 6.27). Αυτό συμβαίνει σε όλη την τομή αλλά όχι και τόσο εμφανώς.

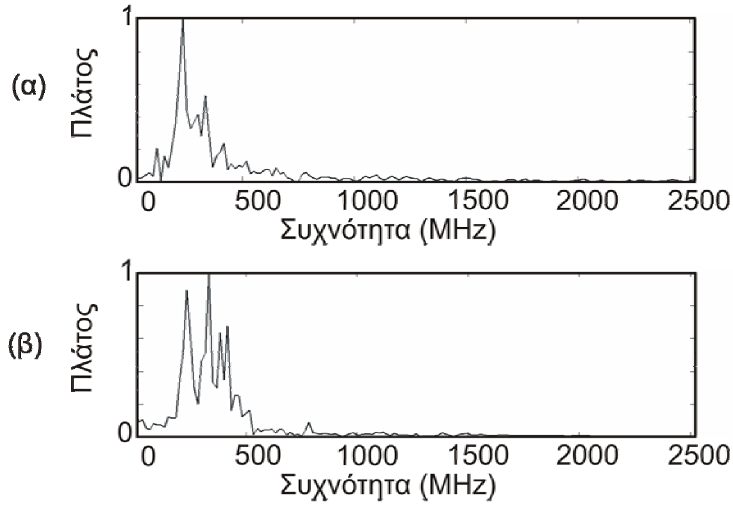
Από τα 10 έως τα 25 μέτρα περίπου φαίνονται οι ελλειψοειδείς ανακλάσεις της πάνω επιφάνειας των μεταλλικών δεξαμενών, χωρίς να διακρίνεται η κάτω επιφάνειά τους. Γύρω στα 10 με 20 ns διακρίνεται ανάκλαση, η οποία οφείλεται πιθανόν σε εδαφικό κάλυμμα άγνωστης σύστασης. Μετά από ενημέρωση από μέλος του τεχνικού προσωπικού, ο οποίος μας ενημέρωσε για την αναμενόμενη διάμετρο των δεξαμενών στα 3 μέτρα, οι δεξαμενές εδράζονται στον ασβεστόλιθο, οποίος έχει ανασκαφθεί στις θέσεις των δεξαμενών έτσι ώστε να περιβάλλει περίπου το μισό μέρος της κάθε δεξαμενής. Επιπλέον, βασιζόμενος σε κατασκευές νέων δεξαμενών, σίγουρα υπάρχει ένα προκάλυμμα μικτού στην πάνω επιφάνεια των δεξαμενών και ένα κάλυμμα σε μικρότερο βάθος, πιθανόν από τσιμέντο. Στην τομή γεωραντάρ μετά από εξισορρόπηση φάσματος (Σχήμα 6.27β) η ανάκλαση που βρίσκεται περίπου στα 10 με 20 ns ερμηνεύεται ως αρχή του ρηχού καλύμματος.

Το κάλυμμα στο επάνω μέρος των δεξαμενών δεν διακρίνεται. Οι ανακλάσεις στα 7 έως τα 10 μέτρα και σε χρόνους μεγαλύτερους των 25 ns οφείλονται σε μπαζωμένη περιοχή, όπου προϋπήρχε και τέταρτη μεταλλική δεξαμενή.

Στο Σχήμα 6.28 απεικονίζεται το πλάτος του φάσματος του κεντρικού ίχνους της τομής γεωραντάρ πριν (Σχήμα 6.28α) και μετά την εξισορρόπηση φάσματος (6.28β). Η μετακίνηση δε υψηλότερες συχνότητες και η διαπλάτυνση του πλάτους του φάσματος μετά την εξισορρόπηση φάσματος είναι εμφανής.



Σχήμα 6.27: *Τομές γεωραντάρ στο Bissen πριν και μετά από επεξεργασία. α) Μετά από διόρθωση dewow, β) μετά από ΕΠΕΣ και εφαρμογή ενίσχυσης SEC (με συντελεστή ανάκλασης 6) στον χώρο t-f και μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος (εξισορρόπηση φάσματος) του (α). Σε κάθε τομή έχει εφαρμοστεί στο τελευταίο στάδιο ενίσχυση AGC (χρονικό παράθυρο 13 ns) για λόγους απεικόνισης.*



Σχήμα 6.28: *Πλάτος του φάσματος του κεντρικού ίχνους της τομής γεωραντάρ που απεικονίζεται β) στο Σχήμα 6.27α και,, β) στο Σχήμα 6.27β.*

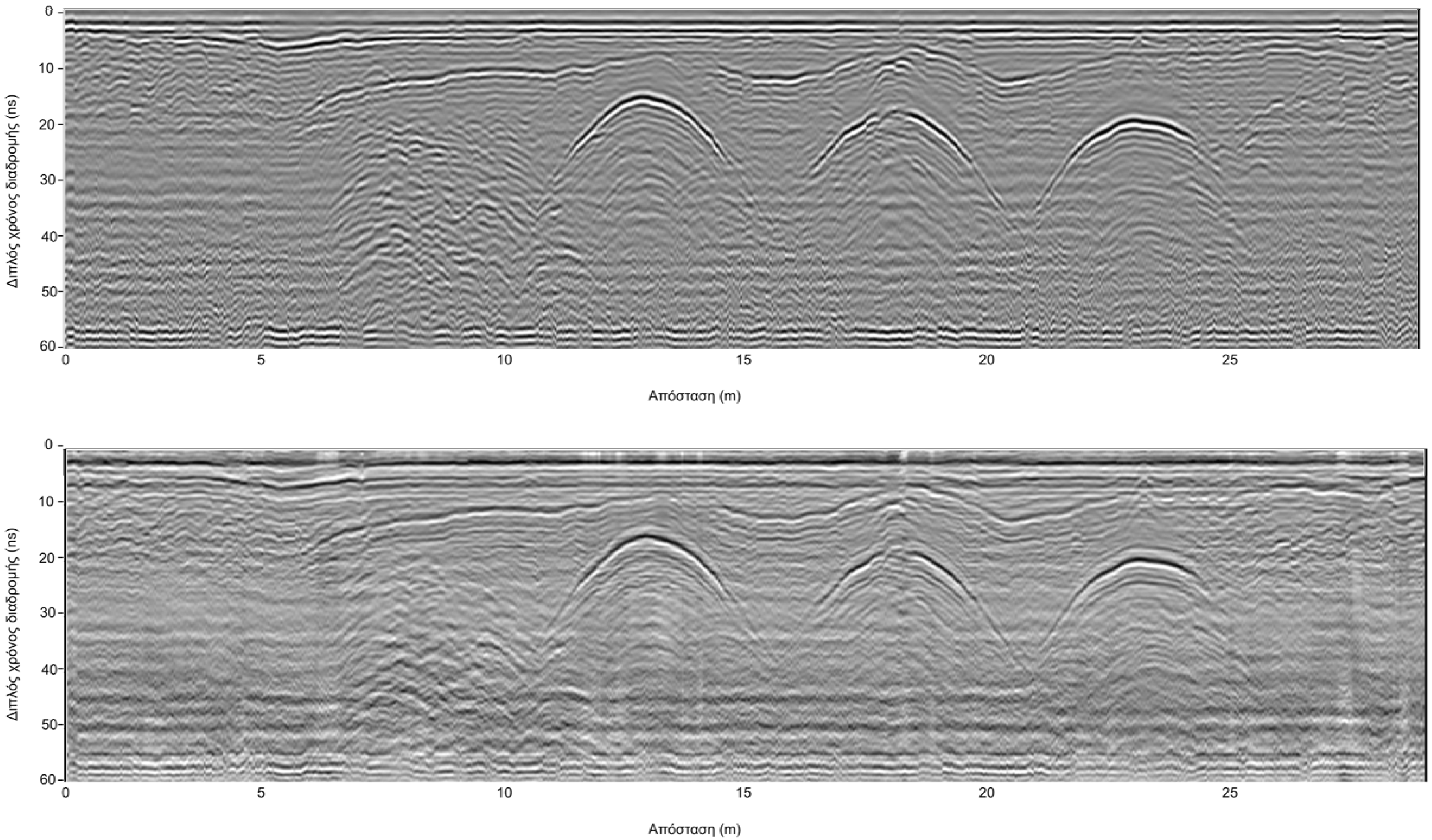
Στάσιμη αποσυνέλιξη με ή χωρίς κυματίδιο αναφοράς

Χρησιμοποιώντας το κυματίδιο αναφοράς, πραγματοποιήθηκε στάσιμη αποσυνέλιξη πριν (Σχήμα 6.29α) και μετά την εξισορρόπηση φάσματος (Σχήμα 6.29β). Το πλάτος του φάσματος μετά την αποσυνέλιξη κυματιδίου στα αρχικά δεδομένα (Σχήμα 6.30α) υπέστη ΕΠΕΣ για την αποφυγή ρυτιδώσεων (Σχήμα 6.30β που αντιστοιχεί στην τομή γεωραντάρ του Σχήματος 6.29α). Στο πλάτος του φάσματος μετά από εξισορρόπηση φάσματος και αποσυνέλιξη κυματιδίου εφαρμόστηκε ΕΠΕΣ το οποίο ήταν διαφορετικό, λόγω του ότι δεν περιείχε μεγάλη χαμηλόσυχνη πληροφορία (Σχήμα 6.30γ).

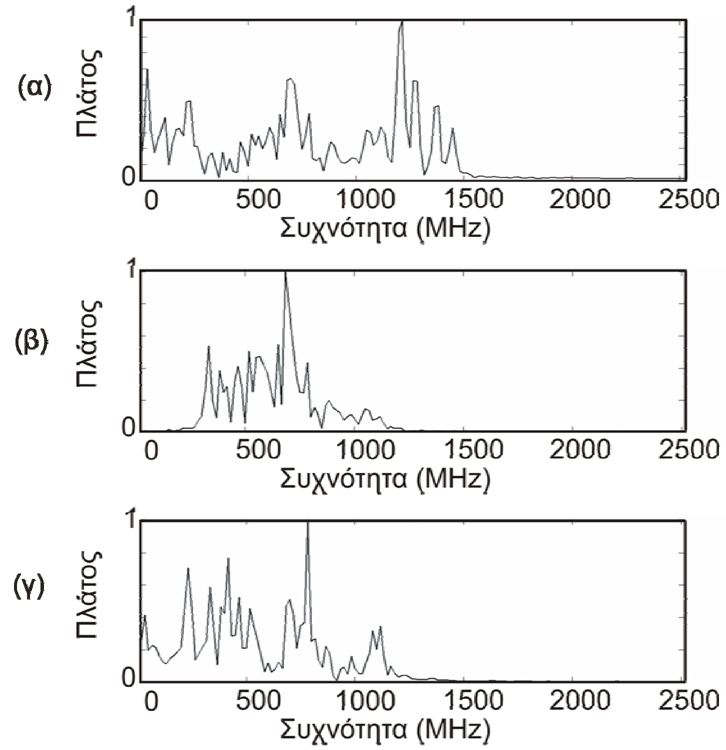
Στο Σχήμα 6.30β φαίνεται πως δεν ισχύει η συνθήκη του πηλίκου του εύρους συχνοτήτων προς την κυρίαρχη συχνότητα να είναι μεγαλύτερο του 1.5 για αποτελεσματική εκτίμηση της μέγιστης κύρτωσης (συγκεκριμένα εδώ είναι περίπου 500 MHz/400 MHz=1.375), κάτι που ισχύει στο πλάτος του φάσματος του Σχήματος 6.30γ (1200 MHz/400 MHz=3).

α)

β)



Σχήμα 6.29: Στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου α) Διαίρεση του φάσματος του κάθε ίχνους μετά από ενίσχυση και ΕΠΕΣ με το φάσμα αναφοράς και εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων, με κορυφές 300 MHz, 300 MHz, 400 MHz και 1200 MHz, β) Διαίρεση του φάσματος του κάθε ίχνους μετά από ενίσχυση, ΕΠΕΣ και μορφοποίηση του πλάτους του φάσματος (εξισορρόπηση φάσματος) με το φάσμα αναφοράς και εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων με κορυφές 100 MHz, 250 MHz, 400 MHz και 1200 MHz. Σε κάθε τομή έχει εφαρμοστεί στο τελευταίο στάδιο ενίσχυση AGC (χρονικό παράθυρο 13 ns) για λόγους απεικόνισης. Πιθανή κάτω επιφάνεια της δεξαμενής (Γ).



Σχήμα 6.30: Πλάτος του φάσματος μετά από στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου, όπως εφαρμόστηκε α) στην τομή γεωραντάρ του Σχήματος 6.29α, β) το (α) μετά από εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων, με κορυφές 300 MHz, 300 MHz, 400 MHz και 1200 MHz και γ) το πλάτος του φάσματος μετά από εξισορρόπηση φάσματος και αποσυνέλιξη κυματιδίου του Σχήματος 6.29β (εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων, με κορυφές 100 MHz, 250 MHz, 400 MHz και 1200 MHz).

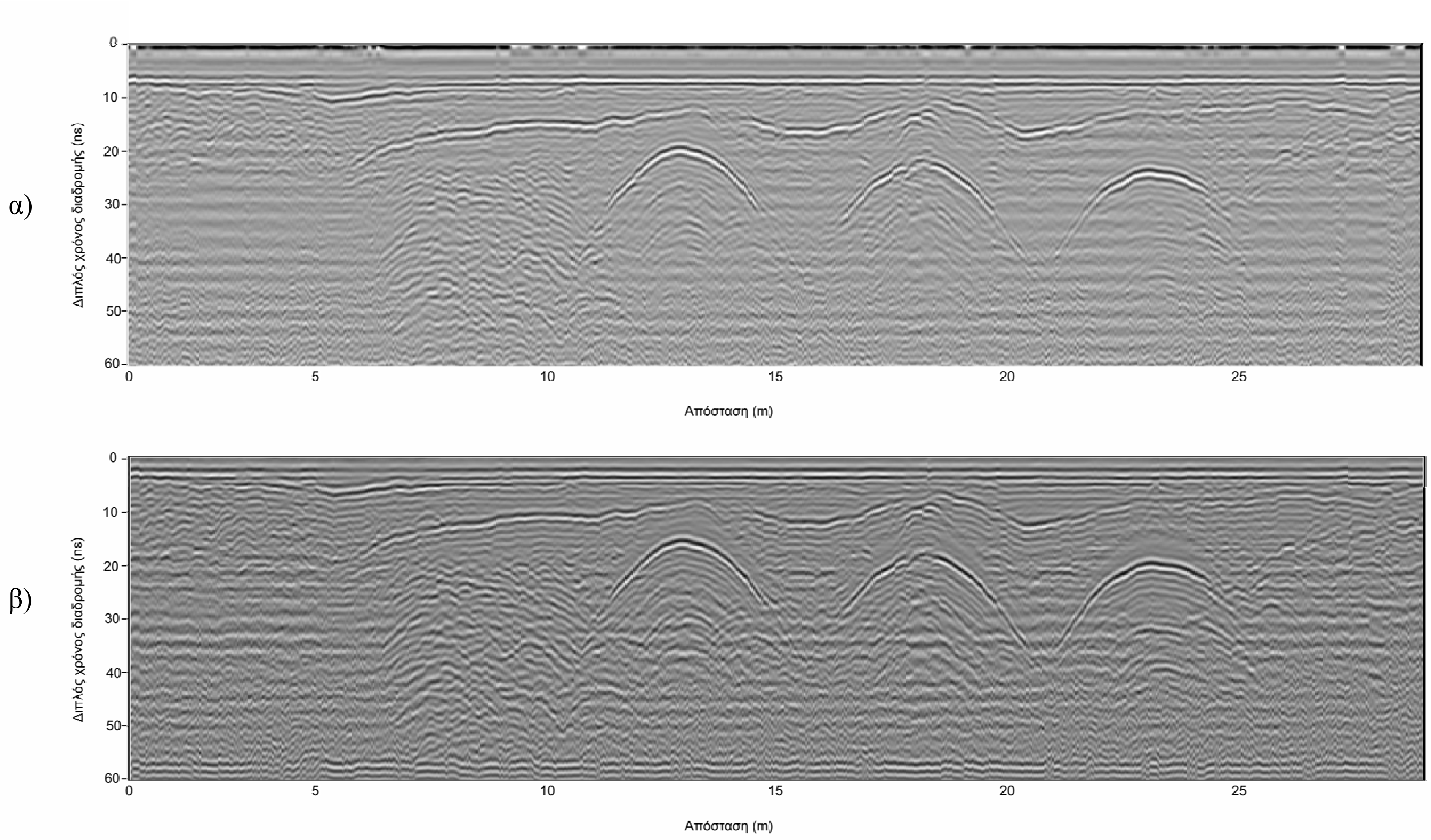
Στο Σχήμα 6.29 φαίνεται πως η αποσυνέλιξη κυματιδίου μετά την εξισορρόπηση φάσματος παράγει αποτελέσματα αυξημένης χρονικής ανάλυσης σε ποσοστό πολύ μεγαλύτερο της αποσυνέλιξης χωρίς εξισορρόπηση φάσματος. Πιο συγκεκριμένα η ανάκλαση του ρηχού εδαφικού καλύμματος φαίνεται να είναι διπλή (πιθανόν πάνω και κάτω όριο αυτής) κάτι που δεν φαίνεται ξεκάθαρα στο Σχήμα 6.29α. Ανάλογα διαχωρίζονται ανακλάσεις αμέσως πριν τις ανακλάσεις της πάνω επιφάνειας των δεξαμενών (προ-κάλυμμα).

Συγχρόνως με την αποσυνέλιξη κυματιδίου εφαρμόστηκε αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης με τα αντίστοιχα ίδια φίλτρα αποκοπής συχνοτήτων (Σχήμα 6.31). Τα πλάτη των φασμάτων του Σχήματος 6.30 αντιστοιχούν αντίστοιχα και στα αποτελέσματα της αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης πριν (Σχήμα 6.31α) και μετά την εξισορρόπηση φάσματος (Σχήμα 6.31β). Σίγουρα το αποτέλεσμα της αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης πριν (Σχήμα 6.31α) και μετά (Σχήμα 6.31β) την εξισορρόπηση φάσματος δεν είναι τόσο λεπτομερή όσο τα αντίστοιχα της αποσυνέλιξης κυματιδίου. Επιπλέον η αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης αυξάνει την ανάλυση τόσο στις βαθύτερες θέσεις (μετά τα 30 ns), όσο και σε θέσεις όπου η κυρίαρχη συχνότητα είναι χαμηλότερη της αρχικής (π.χ. 0-7 μέτρα και 20-60 ns, 25-28 μέτρα και 20-60 ns και στις θέσεις ανάμεσα στις δεξαμενές).

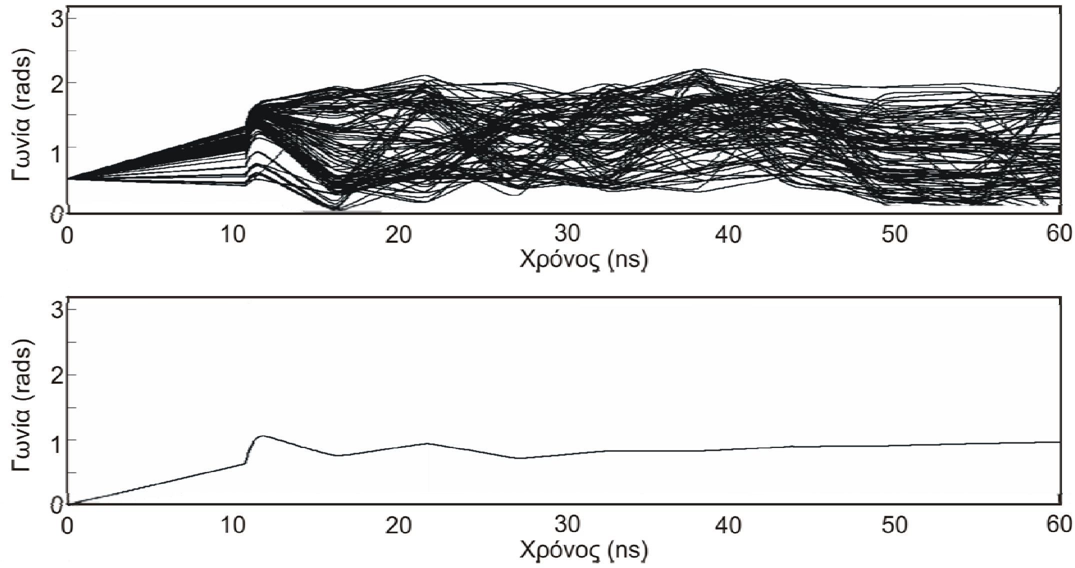
Χρονικά μεταβαλλόμενη διόρθωση της υπολειμματικής φάσης

Η μέγιστη κύρτωση εκτιμήθηκε τόσο στα αποτελέσματα της αποσυνέλιξης κυματιδίου μετά από εξισορρόπηση φάσματος, όσο και στα αντίστοιχα αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης. Στα πρώτα εφαρμόστηκε η εξής προσέγγιση μετά από δοκιμές για την παραγωγή μεταβολής της φάσης στον χρόνο χωρίς τοπικές μεταβολές: Επιλέχθηκαν χειροκίνητα 105 ίχνη από τα 800 της τομής γεωραντάρ τα οποία χαρακτηρίστηκαν ως τα πιο αντιπροσωπευτικά. Πιο συγκεκριμένα, επιλέχθηκαν 15 ίχνη από κάθε περιοχή ανάμεσα στα 7-11 μέτρα, 11-15 μέτρα, 15-17 μέτρα, 17-21 μέτρα, 21-22 μέτρα, 22-26 μέτρα και 26-27 μέτρα. Αφού υπολογίστηκε η απαιτούμενη διόρθωση της φάσης για κάθε ίχνος για όλα τα ίχνη της τομής γεωραντάρ εφαρμόστηκε η παραπάνω αναφερόμενη μέθοδος εξομάλυνσης (εξίσωση 6.1) με αριθμό επαναλήψεων 10 και N-5. Μετά την εξομάλυνση επιλέχθηκαν τα διανύσματα που αντιστοιχούν στα 105 προαναφερόμενα ίχνη αναφοράς (Σχήμα 6.32α) και υπολογίστηκε ο μέσος όρος τους (Σχήμα 6.32β). Η χρονικά μεταβαλλόμενη διόρθωση της φάσης που απεικονίζεται στο Σχήμα 6.32β εφαρμόστηκε ίδια για όλα τα ίχνη της τομής γεωραντάρ μετά από εξισορρόπηση φάσματος και στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου του Σχήματος 6.29β (Σχήμα 6.35α).

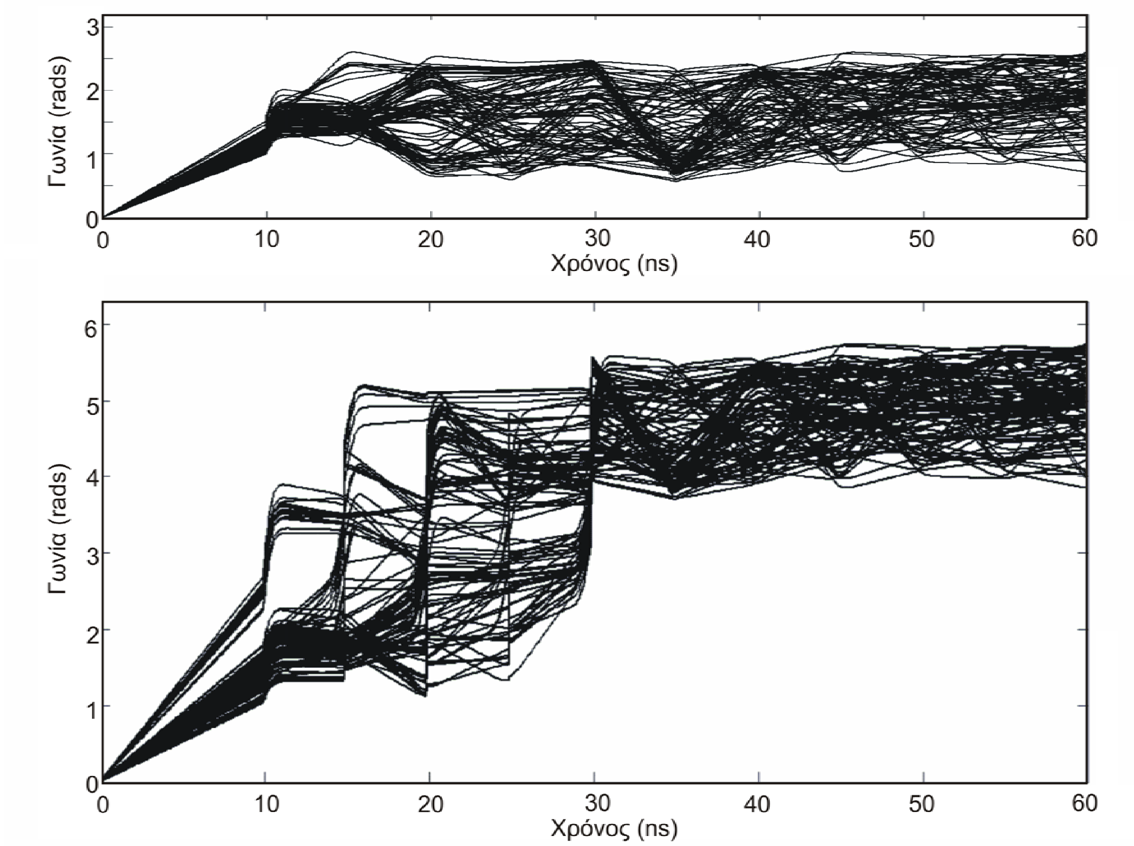
Παρόμοια προσέγγιση ακολουθήθηκε και για το αποτέλεσμα της τομής γεωραντάρ μετά από εξισορρόπηση φάσματος και μηδενικής φάσης αποσυνέλιξη. Η διαφορά ήταν ότι εδώ εφαρμόστηκε πρώτα διόρθωση της εκτιμούμενης απαιτούμενης διόρθωσης της φάσης για κάθε ίχνος όλων των ιχνών της τομής αυτής πριν την εξομάλυνση. Μετά η διαδικασία ήταν ακριβώς ίδια με παραπάνω. Στο Σχήμα 6.33α απεικονίζονται οι απαιτούμενες διορθώσεις για τα 105 επιλεγμένα ίχνη μετά από εξομάλυνση όλων των διορθώσεων της φάσης για όλα τα ίχνη της τομής, ενώ στο Σχήμα 6.33β απεικονίζονται τα αντίστοιχα μετά από διόρθωση 180^o και αντίστοιχη εξομάλυνση.



Σχήμα 6.31: *Στάσιμη αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης α) Διαίρεση του πλάτους του φάσματος του κάθε ίχνους μετά από ενίσχυση και ΕΠΕΣ με το πλάτος του φάσματος αναφοράς και εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων, με κορυφές 300 MHz, 300 MHz, 400 MHz και 1200 MHz και β) Διαίρεση του πλάτους του φάσματος του κάθε ίχνους μετά από εξισορρόπηση φάσματος με το πλάτος του φάσματος αναφοράς και εφαρμογή τραπεζοειδούς φίλτρου αποκοπής συχνοτήτων, με κορυφές 100 MHz, 250 MHz, 400 MHz και 1200 MHz. Σε κάθε τομή έχει εφαρμοστεί στο τελευταίο στάδιο ενίσχυση AGC (χρονικό παράθυρο 13 ns) για λόγους απεικόνισης.*



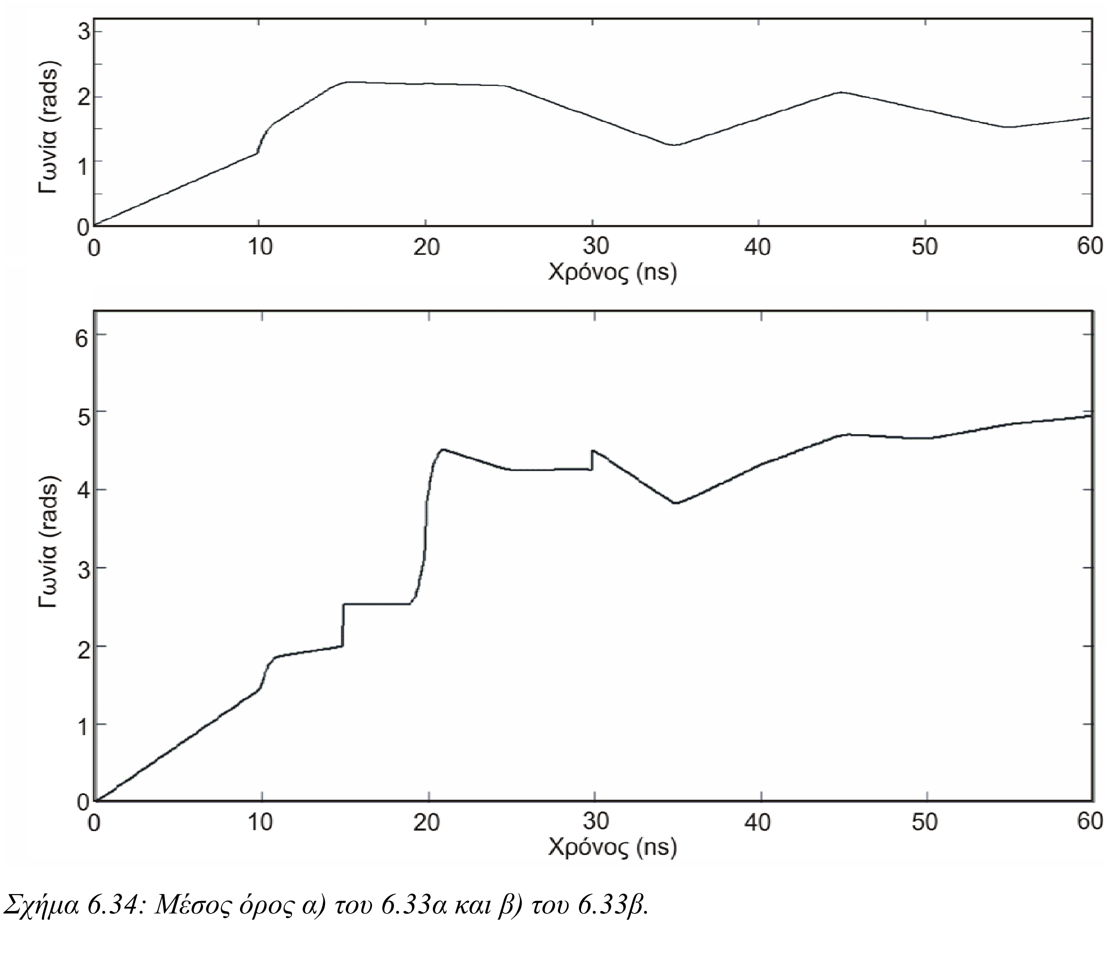
Σχήμα 6.32: *Απαιτούμενη διόρθωση της φάσης α) 105 επιλεγμένα ίχνη μετά από εξομάλυνση των αποτελεσμάτων από όλα τα ίχνη της τομής και β) Μέσος όρος του (α).*



Σχήμα 6.33: *Απαιτούμενη διόρθωση της φάσης α) 105 επιλεγμένα ίχνη μετά από εξομάλυνση των αποτελεσμάτων από όλα τα ίχνη της τομής και β) το (α) μετά από διόρθωση κατά 180^o, από όπου η εκτιμούμενη διόρθωση της φάσης τείνει να φτάσει την τιμή180^o έως τα 60 ns.*

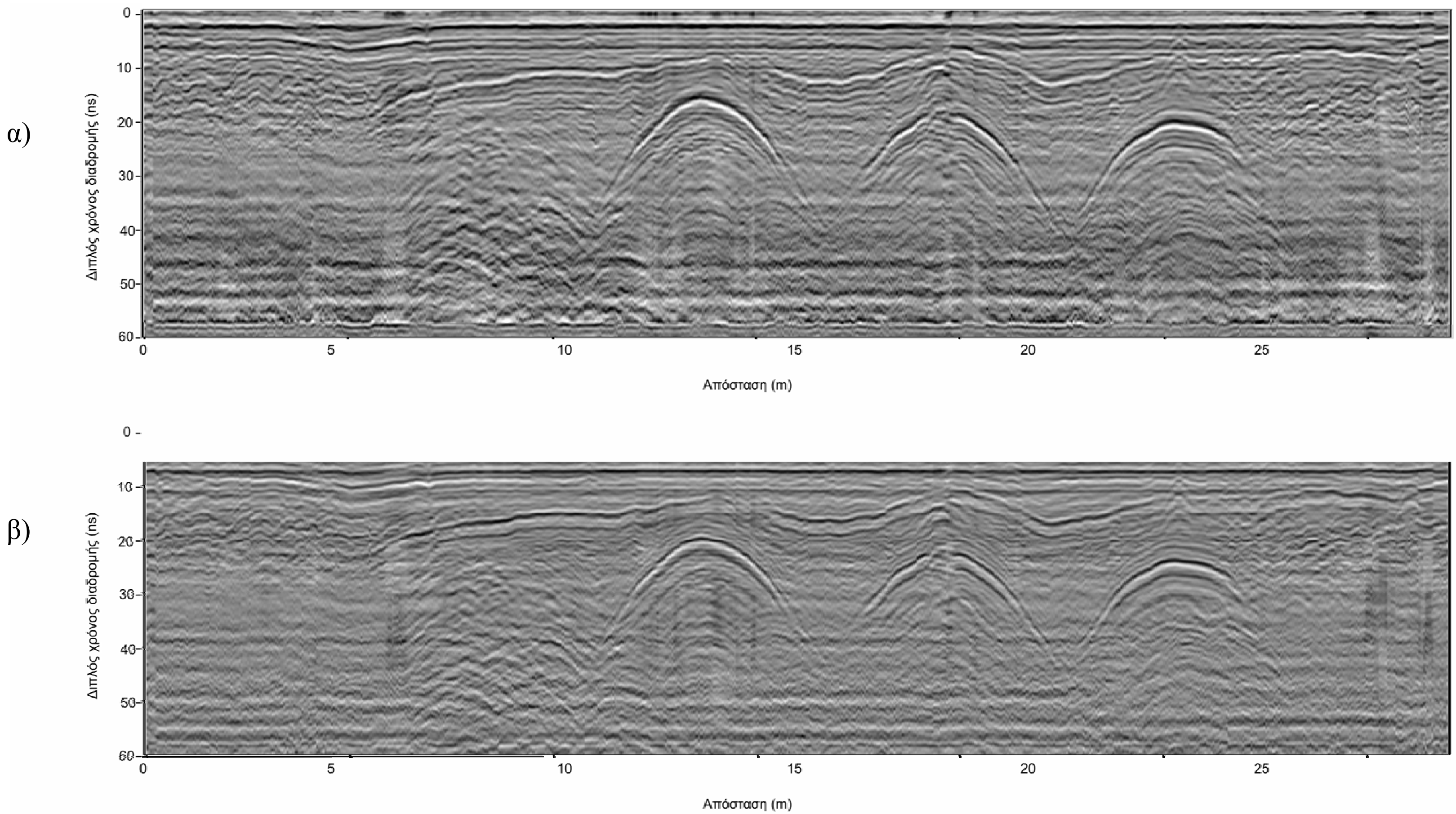
Στο Σχήμα 6.34 απεικονίζονται αντίστοιχα οι μέσοι όροι των διανυσμάτων της απαιτούμενης διόρθωσης της φάσης των Σχημάτων 6.33α (Σχήμα 6.34α) και 6.33β (Σχήμα 6.34β).

Η χρονικά μεταβαλλόμενη διόρθωση της φάσης παρήγαγε παρόμοια αποτελέσματα τόσο μετά την αποσυνέλιξη κυματιδίου (Σχήμα 6.35α), όσο και μετά την αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης (Σχήμα 6.35β). Στην πραγματικότητα η διόρθωση της φάσης δεν έχει μεταβάλλει τόσο τα αποτελέσματα της αποσυνέλιξης κυματιδίου (Σύγκριση Σχημάτων 6.29α και6.35α), όσο αυτά της αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης Σύγκριση Σχημάτων 6.31β και6.35β). Είναι αξιοσημείωτο δε ότι στην δεύτερη περίπτωση οι ανακλάσεις από τα 10-20 ns, που οφείλονται στο ρηχό κάλυμμα φαίνεται να έχουν αποκτήσει πιο ευκρινές σχήμα.



Σχήμα 6.34: Μέσος όρος α) του 6.33α και β) του 6.33β.

Τέλος, η ανάκλαση από την κάτω επιφάνεια της δεξαμενής (στην μεσαία δεξαμενή) δεν διακρίνεται και τόσο καλά όσο στην πρώτη περίπτωση.



Σχήμα 6.35 *Αποσυνέλιξη υπολειμματικής φάσης μετά από α) στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου και β) στάσιμη αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης. Σε κάθε τομή έχει εφαρμοστεί στο τελευταίο στάδιο ενίσχυση AGC (χρονικό παράθυρο 13 ns) για λόγους απεικόνισης.*

6.5 Συμπεράσματα

Στο παρόν κεφάλαιο εφαρμόστηκε η μεθοδολογία χρονικά μεταβαλλόμενης αποσυνέλιξης για την αύξηση της χρονικής ανάλυσης, που αναπτύχθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο, σε πραγματικά δεδομένα από το πείραμα του sandbox, το λατομείο Bissen του Wisconsin και περιοχή όπου υπήρχαν θαμμένες μεταλλικές δεξαμενές. Η προτεινομένη μεθοδολογία αποσυνέλιξης απαιτεί σε πρώτο στάδιο την εξισορρόπηση φάσματος στον χώρο t-f με την χρήση του μετασχηματισμού S. Πριν την μετατροπή του κάθε ίχνους στον χώρο των χρόνων εφαρμόζεται στο φάσμα του διαίρεση με φάσμα αναφορά για την επίτευξη στάσιμης αποσυνέλιξης κυματιδίου (ντετερμινιστική αποσυνέλιξη). Μετά από αντίστροφο FT εκτιμάται η απαιτούμενη διόρθωση της χρονικά μεταβαλλόμενης υπολειμματικής φάσης, μέσω της μεθόδου μεγιστοποίησης της κύρτωσης σε χρονικά παράθυρα. Τέλος, στο αναλυτικό σήμα του κάθε ίχνους εφαρμόζεται η εν λόγω διόρθωση της φάσης.

Αναπτύχθηκε επέκταση της μεθόδου της μεγιστοποίησης της κύρτωσης, όπως αυτή εφαρμόζεται στα σεισμικά ανάκλασης, έτσι ώστε να υπάρχει πρόνοια για διόρθωση της φάσης μεγαλύτερης των 180^{o}. Στα δύο πρώτα παραδείγματα (sandbox και Bissen) φάνηκε πως η προτεινόμενη μεθοδολογία εκτός της αύξησης της χρονικής ανάλυσης είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθεί για την σωστή ερμηνεία τομών γεωραντάρ. Ειδικά δε για το μέρος της περεταίρω διόρθωσης της υπολειμματικής φάσης θεωρείται απαραίτητο να υπάρχουν γνωστές ανακλάσεις που θα χρησιμοποιηθούν σαν αναφορά για τον έλεγχο της ορθής μεταβολής των προσήμων των παραγόμενων περιορισμένου εύρους συντελεστών ανάκλασης.

Η απαιτούμενη ανεύρεση ενός κυματιδίου αναφοράς επιδείχθηκε ότι είναι δυνατή με τρεις διαφορετικούς τρόπους: από την τομή γεωραντάρ, από μια παρόμοια τομή στην ίδια περιοχή και από διαφορετική περιοχή με την χρήση της ίδιας συσκευής γεωραντάρ. Απαιτείται περεταίρω έρευνα στο ζήτημα εκτίμησης ενός κυματιδίου αναφοράς.

Η διαφορετικές προσεγγίσεις στατιστικής φύσης της αντιστοίχησης της απαιτούμενης διόρθωσης της χρονικά μεταβαλλόμενης φάσης σε κάθε ίχνος δείχνουν μια αστάθεια στην εφαρμογή της μεθόδου της μεγιστοποίησης της κύρτωσης, η οποία όπως φαίνεται εξαρτάται κατά πολύ από τα ίδια τα δεδομένα και κατ’ επέκταση τις υπεδάφιες συνθήκες. Απαιτείται περεταίρω έρευνα στην στατιστική προσέγγιση αυτή, έτσι ώστε να τεθούν γενικοί κανόνες αντιμετώπισης. Φυσικά, αυτό απαιτεί πολλά πραγματικά δεδομένα σε διαφορετικές συνθήκες, κάτι που μόνο από την διεθνή κοινότητα και βιβλιογραφία μπορεί να προκύψει.

Η μέθοδος της μεγιστοποίησης της κύρτωσης δοκιμάστηκε τόσο σε δεδομένα μετά από αποσυνέλιξη κυματιδίου όσο και μετά από αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης. Αναμενόμενο ήταν στην δεύτερη περίπτωση να μην είναι τόσο αποτελεσματική στην δεύτερη περίπτωση, κάτι που φάνηκε ήδη από το συνθετικό παράδειγμα του προηγούμενου κεφαλαίου. Αυτό οφείλεται κυρίως στο ότι στα Η/Μ κυματίδια που οφείλονται σε ανακλάσεις δεν είναι η μέγιστη ενέργεια συγκεντρωμένη στο κέντρο τους. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα η αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης (η οποία συμπιέζει τα εν λόγω κυματίδια) να μην παράγει αποτελέσματα παρόμοια με την αποσυνέλιξη κυματιδίου. Η μεθοδολογία αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης και περεταίρω διόρθωσης της υπολειμματικής φάσης μέσω της μεγιστοποίησης της κύρτωσης έχει προταθεί για σεισμικά δεδομένα ανάκλασης (White, 1988), λόγω του ότι τα κυματίδια που παράγονται από τα Vibroseis προσομοιάζονται με τα κυματίδια Klauder , τα οποία έχουν την περισσότερή τους ενέργεια συγκεντρωμένη στο κέντρο.

Παρ΄ όλα αυτά τα αποτελέσματα στο τρίτο παράδειγμα έδειξαν ότι αυτή η προσέγγιση μπορεί να έχει καλά αποτελέσματα. Φυσικά, όταν ακολουθηθεί αυτή η μεθοδολογία θα πρέπει να υπάρχουν περισσότερες γνωστές ανακλάσεις μέσα σε μια τομή γεωραντάρ, από ότι απαιτούνται για τον έλεγχο σε δεδομένα από αποσυνέλιξη κυματιδίου. Αυτό οφείλεται τόσο στην μεγαλύτερη αστάθεια λόγω των παραπάνω, όσο και στο ότι η μεταβολή της φάσης είναι ραγδαία, που σημαίνει ότι μπορεί να απαιτούνται περισσότερες από μια αντιστροφές προσήμων. Βέβαια, η εμπειρία έδειξε ότι αν απαιτούνται παραπάνω από μια αλλαγές προσήμων, το σήμα κατά πάσα πιθανότητα θα έχει πέσει κάτω από το επίπεδο του θορύβου, άρα και η μέθοδος δεν θα παράγει αξιόπιστα αποτελέσματα.

Στον αλγόριθμο που δημιουργήθηκε για την επεξεργασία των δεδομένων, μέσω της προτεινόμενης μεθοδολογίας, παράγονται συγχρόνως τα αποτελέσματα και με τις δύο προαναφερόμενες προσεγγίσεις, κάτι που είναι και τελικά προτεινόμενο για την πιο ολοκληρωμένη ερμηνεία.

Τέλος, αξιοσημείωτο είναι ότι οι δύο διαφορετικές προσεγγίσεις, πρώτα διόρθωση της φάσης σε δεδομένα αποσυνέλιξης κυματιδίου και δεύτερον σε δεδομένα αποσυνέλιξης μηδενικής φάσης παρήγαγαν παρόμοια αποτελέσματα στο τρίτο παράδειγμα. Αυτά που είναι διαφορετικά από τα άλλα παραδείγματα είναι:

Α) Διαφορετική κυρίαρχη συχνότητα,

Β) διαφορετική συσκευή,

Γ) μικρή μεταβολή της φάσης και

Δ) υψηλή τιμή του λόγου αρχικής κυρίαρχης συχνότητας προς εύρος πλάτους του φάσματος.

Όσον αφορά το πρώτο, δεν φαίνεται να έχει κάποια λογική εκ πρώτης όψεως λόγω του ότι τα άλλα παραγείγματα είναι από δεδομένα των 1200 MHz και 200 MHz, ενώ το εν λόγω παράδειγμα αφορά δεδομένα 400 MHz, συχνότητα που έχει τιμή ανάμεσα στις άλλες δύο. Σίγουρα όμως απαιτεί περισσότερη έρευνα. Όσον αφορά στην διαφορετικότητα της συσκευής, τα κυματίδια αναφοράς που χρησιμοποιήθηκαν από τις δύο συσκευές δεν φαίνεται να έχουν διαφορετικό σχήμα, σίγουρα όμως και αυτό το θέμα χρήζει περισσότερης έρευνας. Όσον αφορά στην μεταβολή της φάσης ίσως να μπορεί να εξαχθεί ένα πρώτο συμπέρασμα ότι είναι πιθανόν σε μικρές μεταβολές τις φάσης και οι δύο μέθοδοι μπορούν να παράγουν παρόμοια αποτελέσματα. Σίγουρα και αυτό το θέμα απαιτεί περεταίρω έρευνα σε πραγματικά δεδομένα. Τέλος, η υψηλή τιμή του λόγου αρχικής κυρίαρχης συχνότητας προς εύρος πλάτους του φάσματος είναι ίσως το πιο σημαντικό. Ο White (1998) αναφέρει πως η μέθοδος αρχίζει σταδιακά με την πτώση της τιμής του παραπάνω πηλίκου να γίνεται πιο ασταθής, με αποκορύφωμα την τιμή 1.5, όπου από εκεί και κάτω η εκτίμηση της μέγιστης κύρτωσης δεν είναι καθόλου ακριβής.

Στην πραγματικότητα τα καλύτερα αποτελέσματα είναι πιο λογικό να τα έχει κανείς με τον συνδυασμό της μικρής μεταβολής της φάσης και του ευρέως φάσματος. Μικρή μεταβολή της φάσης σημαίνει στην ουσία μικρό βάθος διασκόπησης ή μέσο χαμηλής απόσβεσης, που μεταφράζονται σε μεγάλο σχετικά λόγο σήμα προς θόρυβο. Συμπερασματικά, οι δύο αυτοί τελευταίοι πιθανοί λόγοι πιο επιτυχούς εφαρμογής της μεθόδου αναφέρονται στους πλέον γνωστούς και συνήθεις λόγους περιορισμένης επιτυχίας οποιασδήποτε μορφής επεξεργασίας γεωφυσικών δεδομένων που είναι το περιορισμένο εύρος συχνοτήτων και ο θόρυβος.

7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

7.1. Γενικά συμπεράσματα

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή προτείνεται μέθοδος επεξεργασίας δεδομένων γεωραντάρ για την αύξηση της χρονικής ανάλυσης των τομών γεωραντάρ. Η συγκεκριμένη διατριβή έρχεται σε μια χρονική στιγμή, στην οποία η επιστημονική κοινότητα έχει σχεδόν εγκαταλείψει τις προσπάθειες επιτυχούς εφαρμογής αποσυνέλιξης σε δεδομένα γεωραντάρ, να υποδείξει τρόπο με τον οποίο τα δεδομένα γεωραντάρ μπορούν να ακολουθήσουν τρόπους επεξεργασίας παρόμοιους με αυτούς των σεισμικών δεδομένων ανάκλασης. Η έρευνα για την επεξεργασία γεωραντάρ βρίσκεται σήμερα σε ένα σημείο στο οποίο η σχετική βιβλιογραφία παράγει μελέτες στις οποίες ερευνούνται πιο απλοί τρόποι επεξεργασίας από αυτούς της αποσυνέλιξης κυματιδίου, όπως απλώς η ενίσχυση των υψηλών συχνοτήτων, επεμβαίνοντας μόνο στο πλάτος του φάσματος του σήματος του γεωραντάρ. Όμως και αυτές ακόμη οι πιο απλές μέθοδοι επεξεργασίας δεν εφαρμόζονται σωστά. Δεν τροποποιούνται δηλαδή με τέτοιο τρόπο που να μπορούν να δώσουν ικανοποιητικά αποτελέσματα για δεδομένα γεωραντάρ. Αντίθετα ακολουθούν τις αρχές επεξεργασίας των σεισμικών ανάκλασης, μην παίρνοντας υπ' όψιν την ραγδαία απόσβεση τω υψηλών συχνοτήτων των Η/Μ κυμάτων στο υπέδαφος.

Έτσι, η επιστημονική κοινότητα έχει στραφεί προς νέες μεθόδους ερμηνείας, όπως τον υπολογισμό της μεταβολής της διηλεκτρικής σταθεράς ή του φαινόμενου συντελεστή Q*. Κατά την γνώμη του συγγραφέα της παρούσας διατριβής αυτός είναι σωστός προσανατολισμός, που όμως πρέπει να ακολουθηθεί αφού λυθούν κάποια βασικά προβλήματα, όπως η αποσυνέλιξη της κυματομορφής. Ακολουθώντας το παράδειγμα των αποτελεσμάτων επεξεργασίας σεισμικών δεδομένων, η επεξεργασία των δεδομένων γεωραντάρ πρέπει να φτάσει σε ένα σημείο όπου ναι μεν θα εκτιμώνται χρονικές και οριζόντιες μεταβολές φυσικών ιδιοτήτων του υπεδάφους, αλλά συγχρόνως θα υπερτίθενται σε τομές που περιέχουν περιορισμένου εύρους συντελεστών ανάκλασης, για την πιο έγκυρη ερμηνεία.

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή αποδείχθηκε ότι η εξισορρόπηση φάσματος σε χρονικά παράθυρα που παρουσιάζουν στασιμότητα όσον αφορά στην κυρίαρχη συχνότητα, είναι προαπαιτούμενο βήμα πριν από την εφαρμογή μεθόδων αύξησης της χρονικής ανάλυσης, όπως είναι η αποσυνέλιξη. Προτείνεται τρόπος εξισορρόπησης φάσματος στον χώρο t-f, στάσιμη αποσυνέλιξη στον χώρο των συχνοτήτων και τελική διόρθωση της υπολειμματικής φάσης στον χώρο των χρόνων.

Επιγραμματικά τα βήματα της προτεινόμενης μεθοδολογίας είναι τα εξής:

1) Απεικόνιση του κάθε ίχνους γεωραντάρ στον χώρο t-f.
2) Χρονικά μεταβαλλόμενο φίλτρο αποκοπής συχνοτήτων που βρίσκονται έξω από το εύρος του σήματος (κυρίως απόσβεση υψίσυχνου θορύβου).
3) Ενίσχυση στον χώρο t-f.
4) Μορφοποίηση φάσματος σε χρονικά παράθυρα στον χώρο t-f.
5) Στάσιμη αποσυνέλιξη κυματιδίου ή στάσιμη αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης στον χώρο των συχνοτήτων (διαίρεση φάσματος του κάθε ίχνους με φάσμα αναφοράς ή πλάτος του φάσματος αναφοράς για την δεύτερη περίπτωση).
6) Εκτίμηση της μέγιστης κύρτωσης σε χρονικά παράθυρα για την εκτίμηση της απαιτούμενης διόρθωσης της φάσης στον χώρο των χρόνων, έτσι ώστε οι περιορισμένου εύρους συντελεστές ανάκλασης που παραχθήκαν στο προηγούμενο βήμα να αποκτήσουν σχήμα «αιχμής» θετικού ή αρνητικού προσήμου.
7) Εφαρμογή της εκτιμούμενης χρονικά μεταβαλλόμενης διόρθωσης της φάσης από το προηγούμενο βήμα στο αναλυτικό σήμα του κάθε ίχνους.

Αναλυτικότερα επιμέρους συμπεράσματα σχετικά με την επιτυχία, τα προβλήματα και τους περιορισμούς των παραπάνω διακριτών σταδίων της προτεινόμενης μεθοδολογίας εμπεριέχονται στο τέλος κάθε σχετικού κεφαλαίου.

7.2 Ενδεχόμενες βελτιώσεις

Η προτεινόμενη μεθοδολογία είναι δυνατόν να επεκταθεί ή να υποστεί περεταίρω βελτιώσεις στην αποδοτικότητά της μέσω περεταίρω έρευνας που περιλαμβάνει τα εξής:

1) Προσέγγιση του πλάτους του φάσματος για την εξισορρόπηση αυτού με γκαουσιανού τύπου εξίσωσης, διαφορετική στις πλευρές της εκατέρωθεν του μέγιστου (two-sided Gaussian), αντί του $10^{ου}$ – $12^{ου}$ βαθμού πολυωνύμου. Θα πρέπει να γίνει μελέτη σε μεγάλο όγκο πραγματικών δεδομένων από

διαφορετικές περιοχές και συσκευές, έτσι ώστε να εδραιωθεί ο καλύτερος τρόπος προσέγγισης του γενικού σχήματος του πλάτους του φάσματος των δεδομένων γεωραντάρ.

2) Εφαρμογή της εξισορρόπησης φάσματος σε χρονικά μεταβαλλόμενα παράθυρα, ανάλογα με την κυρίαρχη συχνότητα. Αυτό θα έχει σαν αποτέλεσμα ίσως περεταίρω εκμετάλλευση της χρήσης του μετασχηματισμού S αντί του STFT με σκοπό την μείωση των ρυτιδώσεων που οφείλονται στα άκρα των χρονικών παράθυρων. Στην παρούσα διατριβή δεν χρησιμοποιήθηκε αυτή η τεχνική διότι πρώτον απαιτεί την εκτίμηση της κεντρικής συχνότητας, κάτι που κάνει ακόμη πιο χρονοβόρα την διαδικασία εξισορρόπησης φάσματος, δεύτερον λόγω της δυσκολίας εκτίμησής της σε μεγάλους χρόνους καταγραφής και τρίτον διότι τα αποτελέσματα της προτεινόμενης μεθοδολογίας αξιολογήθηκαν ικανοποιητικά. Για να εφαρμοστεί λοιπόν η επιλογή μεταβαλλόμενων χρονικών παράθυρων θα πρέπει πρώτα να γίνει μελέτη για την όσο το δυνατόν ακριβή εκτίμηση της κεντρικής συχνότητας, η οποία φαίνεται να επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από το ΕΠΕΣ που θα προηγηθεί αυτής.

7.3 Περεταίρω έρευνα

Βλέποντας τα προβλήματα αλλά και τα επιτυχή αποτελέσματα που προκύπτουν από την επεξεργασία των δεδομένων γεωραντάρ έχει προκύψει από τον συγγραφέα της παρούσας διατριβής σκοπός για μελλοντική έρευνα η οποία, εκτός των παραπάνω ενδεχόμενων βελτιώσεων της παρούσας προτεινόμενης μεθοδολογίας, να αναφέρεται και στα εξής:

1) Είναι γνωστό ότι όλες οι σχετικές μέθοδοι ενίσχυσης των υψηλών συχνοτήτων (εξισορρόπηση φάσματος, αποσυνέλιξη και αντίστροφα φίλτρα Q ή Q*) είναι ασταθείς, λόγω του ότι ενισχύουν περιοχές του φάσματος στο οποίο είτε η πληροφορία έχει χαθεί είτε έχει αποκοπεί από φίλτρα αποθορυβοποίησης. Οι μέθοδοι παρεμβολής και πρόβλεψης μπορούν να αναπληρώσουν αυτό το κενό της πληροφορίας (υψηλών συχνοτήτων) που απαιτείται ίσως πριν ή/και μετά από την εφαρμογή των αντίστοιχων μεθόδων, έτσι ώστε το τελικό αποτέλεσμα να είναι ευρέως φάσματος. Η μέχρι σήμερα

βιβλιογραφία έχει να επιδείξει κάποια πρώτα βήματα προς αυτήν την κατεύθυνση στην επεξεργασία σεισμικών δεδομένων (π.χ. Karsli, 2005).

2) Η μεθοδολογία της μηδενικής φάσης αποσυνέλιξης και της μεθόδου της μεγιστοποίησης της κύρτωσης είναι μια μέθοδος που σαν την τυφλή αποσυνέλιξη δεν απαιτεί καμιά a priori γνώση για το κυρίαρχο Η/Μ κυματίδιο. Περεταίρω μελέτη θα πραγματοποιηθεί, σε σύγκριση πάντα με την αντίστοιχη μέθοδο με γνωστό κυματίδιο για την βελτίωση της μεθόδου αυτής.
3) Οι Irving και Knight (2003) αναφέρουν πως ο μετασχηματισμός S είναι ιδανικός για την εκτίμηση της μεταβολής της κεντρικής συχνότητας (centroid frequency), όπως αυτή μεταβάλλεται με τον χρόνο σε δεδομένα γεωραντάρ. Την χρησιμοποιούν για την δημιουργία αντίστροφου φίλτρου Q* στον χώρο των συχνοτήτων. Η συγκεκριμένη παράμετρος φαίνεται να είναι πολύ χρήσιμη και στην ερμηνεία, παρ' όλο που περιέχει όλους του μηχανισμούς εξασθένισης. Η εκτίμηση της παραμέτρου αυτής παρουσιάζει μια αστάθεια, η οποία εξαρτάται από τον υψίσυχνο θόρυβο και κατ' επέκταση από τον χρήστη που πραγματοποιεί το ΕΠΕΣ. Θα πρέπει να γίνει μια σχετική διερεύνηση σταθεροποίησης του τρόπου υπολογισμού της και περεταίρω χρήση της για την ερμηνεία τομών γεωραντάρ.
4) Η προτεινόμενη μεθοδολογία της παρούσας διατριβής διαχωρίζει το πλάτος και την φάση του φάσματος και τις αντιμετωπίζει ξεχωριστά. Μια γενική ιδέα είναι ο συντελεστής Q* να εκτιμάται όχι μόνο από το πλάτος του φάσματος, αλλά και από την χρονική μεταβολή της διόρθωσης της φάσης, η οποία όπως έχει δειχθεί στην παρούσα διατριβή είναι δυνατόν να εκτιμηθεί μέσω της μεγιστοποίησης της κύρτωσης. Ο συνδυασμός των δύο παραπάνω χρονικά μεταβαλλόμενων παραμέτρων (πλάτος και φάση του φάσματος) μπορεί να επιφέρει πιο έγκυρη εκτίμηση του συντελεστή Q*, τόσο για την ερμηνεία όσο και για την εφαρμογή αντίστροφου φίλτρου Q*.

8. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Annan, A. P., 2002, GPR-History, trends, and future developments, Subsurface Sensing Technologies and Applications, 3, No 4, 253-270.

Annan A.P, 2005, GPR methods for hydrogeological studies. In: RUBIN Y. & HUBBARD S.S. eds. Hydrogeophysic. Springer, Dordrecht, The Netherlands, pp. 185-213.

Anstey, N. A., 1977, Seismic interpretation: The physical aspects: Intemat. Human Res. Develop. Corp.

Askari, R., and H., Siankoohi, 2008, Ground roll attenuation using the S and x-f-k transforms: Geophysical Prospecting, 56, 105-114.

Bano, M., 1996a, Constant dielectric losses of ground-penetrating radarwaves: Geophys. J. Internat., **124**, 279–288.

Bano, M., 1996b, Modeling and inverse Q imaging of ground penetrating radar waves in 1 and 2D: Geophys. Res. Lett., **23**, 3123–3126.

Belina, F.A., B., Dafflon, J., Tronicke, and K., Holliger, 2008, Enhancing the Vertical Resolution of Surface Georadar Data: Journal of Applied Geophysics, Journal of Applied Geophysics, 68, Issue 1, 26-35.

Berkhout, A. J., 1977, Least-squares inverse filtering and wavelet deconvolution: Geophysics, 42, 1369–1383.

Bradford, J., 2007, Frequency-dependent attenuation analysis of ground-penetrating radar data: Geophysics, **72**, No 3, P.J7-J16.

Bradford, J, and Y., Wu, 2007, Instantaneous spectral analysis: Time-frequency mapping via wavelet matching with application to contaminated-site characterization by 3D GPR: The Leading Edge, **26**, 1018-1023.

Brigham, E., 1974, The Fast Fourier Transform, Prentice-Hall signal processing series.

Broersen, PMT & Waele, S de (2004). Finite sample properties of ARMA order selection. Ieee transactions on instrumentation and measurement, 53(3), 645-651.

Büker, F., Green, A.G., and Horstmeyer, H.: Shallow seismic reflection study of a glaciated valley, Geophysics, 63, 1395-1407 (1998).

Carrozzo, M. T., R. de Franco, L. de Luca, D. Luzio, R. Primiceri, T. Quarta, and M. Vitale (2002), Wavelet correlation filter for wide-angle seismic data, Geophy. Prospect., 50, 547– 564.

Castagna, J. P., S. Sun, and R. Seigfried, 2003, Instantaneous spectral analysis: Detection of low-frequency shadows associated with hydrocarbons: The Leading Edge, 22, 120–132.

Chakraborty, A., and D. Okaya, Frequency-time decomposition of seismic data using wavelet-based methods GEOPHYSICS, VOL. 60, NO. 6 (NOVEMBER-DECEMBER 1995); P. 1906-1916.

Chu, P. C., 1996, The S-transform for obtaining localized spectra, Mar. Technol. Soc. J., 29, pp. 28–38.

Claerbout, J. F., 1975, Spectral balancing: Stanford Expl. Proj. Rep. no. 7, p. 172-182.

Deregowski, S. M., 1971, Optimum digital filtering and inverse filtering in the frequency domain: Geophys. Prosp., **19**, 729–768.

Doll, W. E., and Coruh, C.,1995, Spectral whitening of impulsive and swept-source shallow seismic data: 56th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 398–401.

Donoho, D., 1981, On minimum entropy deconvolution, in D. F. Findley, ed., Applied time series analysis II: Academic Press, 565–608.

Dunkin, J. W., and Levin, F. K., 1973, Effect of normal moveout on a seismic pulse, Geophysics, **28**, 635-642.

Frigo, M., & Johnson, S. G. 1997, The Fastest Fourier Transform in the West, Tech. Rep. MIT-LCS-TR-728, Massachusetts Institute of Technology.

Gao Jinghuai, Chen Wenchao, Li Youming, Tian Fang. 2003, The generalized S transform and thin interbed seismic response analysis: Chinese Journal of geophysics, 46, 526-532.

Gu, H., Stewart, R., Li, Z., Qi, L., and Yang, L., 2007, Calcu;ation of relative seismic attenuation from reflection time-frequency differences in carbonate reservoir, Expanded Abstracts, Annual Meeting of SEG, San Antonio.

Guha S., Kruse, S., Wang and C., Connor, Time frequency representation of GPr signals from coastal and volcanic deposits, 11th International Conference on Ground Penetrating Radar, June 19-22, Columbous Ohio, USA.

Gabor, D. (1946), Theory of communication, J. Inst. Electr. Eng., **93**, 429–457.

Giannopoulos A., 2005, Modelling of ground penetrating radar using GprMax, Construction and Building Materials, **19**, 10, 755-762. GprMax software can be downloaded from http://www.gprmax.org.

Gu, H., Stewart, R., Li, Z., Qi, L., and Yang, L., 2007, Calculation of relative seismic attenuation from reflection time-frequency differences in carbonate reservoir, Expanded Abstracts, Annual Meeting of SEG, San Antonio.

Hollender, F., and, S. Tillard, 1998, Modeling ground-penetrating radar wave propagation and reflection with the Jonscher, Geophysics 63:66, 1933-1942.

Irving, J. D., and R. J. Knight, 2003, Removal of wavelet dispersion from ground-penetrating radar data: Geophysics, **68**, 960–970.

LaFléche. P. T. Todoeschuck. J. P., Jensen, O. G., and Judge. A. S.. 1991, Analysis of ground-probing radar data: Predictive deconvolution: Can. Geotech. J., 28, 134-139.

Karsli, H., 2006, Further improvement of temporal resolution of seismic data by autoregressive (AR) spectral extrapolation: Journal of Applied Geophysics, 59, 324-336.

Kjartansson, E., 1979, Constant *Q*-wave propagation and attenuation:J. Geophys. Res., **84**, 4737–4748.

Lacoss, R. T., 1971, Data adaptive spectral analysis methods, Geophysics 39, 661-675.

Lazaratos, S., and Finn, C., 2004, Deterministic spectral balancing for high-fidelity AVO, SEG Int'l Exposition and 74th Annual Meeting, Denver, Colorado 10-15 October 2004.

Levy, S., and D. W. Oldenburg, 1987, Automatic phase correction of common-midpoint stacked data: Geophysics, 52, 51–59.

Longbottom, J., A. T.Walden, and R. E. White, 1988, Principles and application of maximum kurtosis phase estimation: Geophysical Prospecting, 36, 115–138.

Livanos, G., Ranganathan, N., and Jiang, J., 2000, Heart soundanalysis using the S-transform, IEEE Comp. Cardiology, 27, pp. 587–590.

Loeffler, O., and Bano, M., 2004, Ground Penetrating Radar Measurements in a Controlled Vadose Zone: Influence of the Water Content, Vadose Zone Journal 3:1082–1092.

Margrave, G. F., Lamoureux, M. P., Grossman, J. P., and Iliescu, V., 2002, Gabor deconvolution of seismic data for source waveform and Q correction: 72nd Ann. Internat. Mtg: Soc. of Expl. Geophys., 2190-2193.

Margrave, G. F., Gibson, P. C., Grossman, J. P., Henley, D. C., Iliescu, V., and

Masoomzadeh, H., and Barton, P., 2006, Preservation of low frequencies in wide-angle data processing for sub-basalt imaging, Expanded Abstracts, Annual Meeting of SEG, New Orleans.

Montana, C. A. and Margrave, G. F., 2006, Surface-consistent Gabor deconvolution: 76th Ann. Internat. Mtg: Soc. of Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 4 pages.

Miao, X., Dragana Todorovic-Marinic, and Tyler Klatt, 2007, Enhancing seismic insight by spectral decomposition SEG Expanded Abstracts 26, 1437.

Mundim, E., A. Heron, and João M. de Araújo, 2006, WTdecon, a colored deconvolution implemented by wavelet transform, The Leading Edge, 25, no. 4, 398-401.

Neto, P., and Medeiros, W, 2006, A practical approach to correct attenuation effectsw in GPR data, Journal of Applied Geophysics, **59**, 140-151.

Payan, I.: and Kunt. N., 1982. Suburface radar signal deconvolution: Signal processing, 4, 249-262.

Peche, L., and J. Travassos, 2007, Spectral low-frequency signature associated with a hydrocarbon spill SEG Expanded Abstracts 26, 1161.

Pinnegar, C. R., and Mansinha, L., (α), 2003, The bi-Gaussian S-transform, SIAM J. Sci. Comput. 24, 1678–1692.

Pinnegar, C, and Eaton, D., 2003, Application of the S transform to prestack noise attenuation filtering, Journal of Geophys. Research, **108**, No B9.

Pinnegar, C. R., and Mansinha, L., (β), 2003, The S-transform with windows of arbitrary and varying shape, Geophysics, **68**, 381–385.

Porsani., M and Bjørn Ursin, 2007, Direct multichannel predictive deconvolution GEOPHYSICS, 72, 2, H11–H27.

Porsani, M. J., and B. Ursin, 2000, Mixed-phase deconvolution and wavelet estimation: The Leading Edge, 19, 76–79.

Proakis, J, and D. Manolakis, 1996, Digital Signal Processing:Principles,Algorithms & Applications, Prentice-Hall, 3rd edition.

Plumb, R.G., Noon, D.A., Longstaff, I.D., and Stickley, G.F., 1998, A waveform-range performance diagram for ground-penetratingradar, Journal of Applied Geophysics, **40**, 117– 126.

Powers,M. H., 1995, Dispersive ground penetrating radar modeling in 2-D: Ph.D. diss., Colorado School of Mines.

Rees, H. V., and Glover, J. M., 1992, Digital enhancement of ground probing radar data, in Pilon, J., Ed., Ground penetrating radar: Geo.Surv. Can. Paper 90-4, 187–192.

Robinson, E. A., and O. M. Osman, eds., 1996, Deconvolution 2: SEG.

Robinson, E. A., and Teitel, S., 1980, Geophysical signal analysis, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J., USA.

Rioul, O., and M.Vetterli, 1991, Wavelets and signal processing: IEEE Signal Processing, 8, no. 4, 14–38.

Ruthner, M., Adelson S. de Oliveira,, Marcelo Gattass, 2005, Application of S Transform in the Spectral Decomposition of Seismic Data, 9th International Congress of The Brazilian Geophysical Society held in Salvador, Brazil, September, 11 -15, 2005.

Rivera-Recillas, D. E., M. Lozada-Zumaeta, J. O. Campos-Enriquez, and G. Ronquillo-Jarillo, 2003, Calculation of seismic attributes with the discrete wavelet transform, SEG Expanded Abstracts 22, 2028.

Robertson, J.D., and H. H. Nagomi, 1984, Complex seismic trace analysis of thin beds: Geophysics, 49, 344–352.

Schimmel, M, and Gallart, J, 2005, The inverse S-Transform in filters with time-frequency localization, IEEE Transactions on Signal Processing, **53**, No. 11.

Schimmel, M., and J. Gallart (2007), Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data,J. Geophys. Res., **112**, B04303.

Singleton, S., 2009, The effects of seismic data conditioning on prestack simultaneous impedance inversion, 28, 772.

Stockwell, R. G., Mansinha, L., and Lowe, R. P., 1996, Localization of the complex spectrum: The S-transform: IEEE Trans. Signal Processing, **44**, 998–1001.

Sun, J., Young, R.A., 1995, Recognizing surface scattering in ground penetrating radar data. Geophysics, **60**, 1378–1385.

Sinha, S. K., Partha S. Routh, Phil D. Anno, and John P. Castagna, 2005, Scale attributes from continuous wavelet transform SEG Expanded Abstracts 24, 779.

Tai, S., De-hua Han, and John P. Castagna, 2006, Attenuation estimation with continuous wavelet transforms. SEG Expanded Abstracts 25, 1933.

Tsoflias, G, and Sharp, J., 1998, Three-Dimensional Hydrogeologic Characterization of Fractured Carbonate Aquifers Using Ground-Penetrating Radar, GULF COAST ASSOCIATION OF GEOLOGICAL SOCIETIES TRANSACTIONS, VOL. XLVIII, 439-447.

Tsoflias, G., Halihan, T., and Sharp, J., 2001, Monitoring pumping test response in a fractured aquifer using ground penetrating radar, Water Resources Research, **37,** No 5, 1221-1229.

Tufekcic, D., Claerbout, J. F., and Rasperic, Z, 1981, Spectral balancing in the time domain, Geophysics, **46**, No 8, 1182-1188.

Turner, G., 1994, Subsurface radar propagation deconvolution: Geophysics, **59**, 215–223.

Turner, G., and Siggins, A. F., 1994, Constant Q attenuation of subsurface radar pulses: Geophysics, **59**, 1192–1200.

Taner, T., Y. Luo, P. Kelamis, S Kellogg, and E. Craigie, 2003, Frequency domain smoothing for enhanced seismic resolution, SEG Expanded Abstracts 22, 2020.

Theophanis S., and John Queen, 2000, Color display of the localized spectrum Geophysics 65, 1330.

Tian, F., Shu-min Chen, Er-hua Zhang, Jing-huai Gao, Wen-chao Chen, Zhi-yu Zhang, and You-ming Li, 2002, Generalized S transform and its applications for analysis of seismic thin beds SEG Expanded Abstracts 21, 2217.

Ulrych, J., 1972, Maximum Entropy Power Spectrum of Long Period Geomagnetic Reversals. Nature, 235, 218.

Vafidis, A., and Spanoudakis, N., 2007, “GPR data interpretation using Self Organizing Maps”, Proceedings of «Near Surface 2007» – the 13th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics of the Near Surface Geoscience Division of EAGE, 3-5 September, Istanbul, Tourkey.

Vafidis, A., 1980, Deconvolution and filter design using skewness and kurtosis criteria, Master of Science (M.Sc.), Department of Mining, Metallurgy and Applied Geophysics of McGill University, Canada.

Van der Baan, M., and Dinh-Tuan Pham, 2009, Robust wavelet estimation and blind deconvolution of noisy surface seismics, Geophysics, 73, 5, V37–V46.

Van der Baan, M., 2008, Time-varying wavelet estimation and deconvolution by kurtosis maximization, Geophysics, 73, V11–V18.

Varanini, M., De Paolis, G., Emdin, M., Macareta, A., Pola, S., Cipriani, M., and Marchesi, C., 1997, Spectral analysis of cardiovascular time series by the S-transform, IEEE Comp. Cardiology, 24, pp. 383–386.

Wang, Y., 2008, Inverese Q filtered migration, Geophysics, 73, S1.

Wang, Y., 2006, Inverse Q filtering for seismic resolution enhancement: Geophysics, 71, no. 3, V51–V60.

Wang, D., Kefeng Xin, Baojiang Wang, Jinghuai Gao, and Wenchao Chen, 2005, Generalized S transform and its application in a typical craton basin in western China SEG Expanded Abstracts 24, 432.

Welford¤K., and R., Zhang Ground-roll suppression from deep crustal seismic reflection data using a wavelet-based approach: A case study from western Canada, 2004, GEOPHYSICS, 69, 4, 877–884.

White, R. E., 1988, Maximum kurtosis phase correction: Geophysical Journal International, 95, 371–389.

Wiggins, R., 1978, Minimum entropy deconvolution: Geoexploration, 16, 21–35.

Xia, J., Franseen, E., Miller, R., and Weis, T., 2004, Application of deterministic deconvolution of ground penetrating radar data in a study of carbonate data, Journal of applied Geophysics, 56, 213-229.

Xu Y., and Chopra S., 2007, Improving AVO fidelity by NMO stretching and offset-dependent tuninf corrections, The Leading Edge, **26**, 1548.

Yilmaz, O., 1987, Seismic data processing-Investigations in geophysics, Vol 2, SEG.

Young R.A., and Sun J., 1999, Revealing stratigraphy in groundpenetrating radar data using domain filtering. Geophysics, **64**, 435–442.

Young R.A., and Deng Z., 1995, Interactive processing of GPR data, The Leading Edge, 275– 280.

Zhang, C. and T. J. Ulrych, 2002, Estimation of quality factors from CMP records: Geophysics, 67, 1542–1547.

Zeng X., McMechan G.A., Cai J., and Chen H.W., 1995, Comparison of ray and Fourier methods for modeling monostatic GPR profiles, Geophysics, **60**, 1727– 1734.

Αλεξόπουλος, Π., 2007, Επεξεργασία ιατρικού σήματος με την χρήση μεθόδων ιατρικής μάθησης, Διπλωματική Εργασία, Πανεπιστήμιο Πατρών, Τμήμα Ηλεκτρολόγων Μηχανικών και Τεχνολογίας Υπολογιστών.

Γιαννακάκης, Γ., 2005, Ανάλυση ηλεκτροεγκεφαλογραφικού σήματος με εφαρμογές στην επιληψία και τις μαθησιακές δυσκολίες, Μεταπτυχιακή Εργασία, Πανεπιστήμιο Πατρών, Ιατρική Σχολή, Τμήμα Ιατρικής Φυσικής.

Εξάρχου, Σ, και Κερκίδου, Μ, 2003, Σύστημα Επεξεργασίας και Κατηγοριοποίησης ψηφιακής μαστογραφίας, Διπλωματική Εργασία, ΕΜΠ, Σχολή Ηλεκτρολόγων Μηχανικών και Μηχανικών Υπολογιστών.

Τσούμας, Ι., 2007, Δυναμική ανάλυση και ανάπτυξη μεθόδων διάγνωσης σφαλμάτων ελεγχόμενου κινητηρίου συστήματος αποτελούμενου από ασύγχρονη μηχανή δακτυλιοφόρου δρομαία και ηλεκτρονικούς μετατροπείς ισχύος, Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών, Τμήμα Ηλεκτρολόγων Μηχανικών και Τεχνολογίας Υπολογιστών.

Σπανουδάκης Νικόλαος, 2007, Συμβολή των μεθόδων ταξινόμησης δεδομένων γεωραντάρ στην επίλυση περιβαλλοντικών προβλημάτων, Διδακτορική διατριβή, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων.

GPR data time varying deconvolution by kurtosis maximization

Time varying GPR data deconvolution

Economou Nikos and Vafidis Antonis
Applied Geophysics Laboratory
Mineral Resources Engineering Department
Technical University of Crete
Chania, Crete, Greece
neconom@mred.tuc.gr

***Abstract*—Stochastic and deterministic deconvolution methods encounter difficulties in increasing the temporal resolution of GPR data. Statistical approaches, such as predictive or spiking deconvolution are not effective when the wavelet is non-minimum phase, which is the case for GPR data. Wavelet deconvolution is not successful due to the non-stationarity of the GPR trace. Here, prior deconvolution, we apply a spectral balancing method in t-f domain which efficiently reduces the non-stationarity. The proposed methodology invovlves correction for phase residuals using the maximum kurtosis method. The effectiveness of this methodology is demonstrated on synthetic and real GPR data.**

Keywords- GPR; deconvolution; spectral balancing; kurtosis

I. INTRODUCTION

The resolution of the GPR sections depends on the dominant frequency of the transmitting antenna and the recording time. Relatively low frequency antennas record strong signal from waves traveling at depths greater than 1 meter, but the resolution of the section is reduced. The section additionally encounters gradual reduction of resolution as the recording time increases, because of the attenuation of the E/M waves, which is more pronounced at higher frequencies.

According to the convolutional model, a GPR trace x(t) is the outcome of the convolution of the transmitted E/M pulse w(t) and the reflectivity series r(t) plus random noise n(t). Predictive deconvolution [1], the most commonly applied statistical method, is based on the autoregressive (AR) model and least-squares inversion of the autocorrelation matrix to estimate the prediction error filter (PEF) coefficients [2]. For short data windows the bias and edge effects in estimating the autocorrelation function, required for the solution of the PEF, may adversely affect the least-squares solution. In his development of the maximum entropy technique Burg showed how the PEF deconvolution filter is obtained directly from the data by means of an efficient recursive algorithm [3].

Successful statistical approaches for deconvolving GPR data are very rare [4] because these data are non-stationary and the wavelet is not minimum delay. References [5, 6] attempted to restore GPR data stationarity prior deconvolution. The most direct deconvolution technique is to obtain the direct measurement of the outgoing wavelet and then calculate its inverse operator [7, 8]. As long as the transmitted wavelet is known and the GPR trace is stationary one can apply wavelet deconvolution. Spectral balancing is a zero-phase process which restores stationarity and is a precondition to deconvolution [9]. The fundamental problem of time variability can be circumvented by dividing the trace in a number of small data windows within which we assume that the data are stationary [10]. Reference [11] performed time-varying deconvolution in t-f domain.

Deconvolution can be formulated as a direct linear inverse problem in which the observations are the trace values and the desired model is the medium's impulse response [12]. Reference [13] showed that the Backus-Gilbert generalized linear inverse theory leads to a family of constrained Wiener filter problems. The linear inverse theory was utilized to carry out the deconvolution for phase-shifted wavelets [14]. An AR seismic model was realized to obtain maximum kurtosis and extremal skew deconvolution operators prior statistical estimates [15, 16]. Recently, [17] presented a time variant phase correction technique of seismic data, based on the maximum kurtosis criterion [18, 19, 20].

Here, we present a time-varying deconvolution technique and we apply it on spectrally balanced GPR data. It involves correction for phase residuals in time domain using the maximum kurtosis method. The effectiveness of this methodology is demonstrated on synthetic and real GPR data.

II. METHODOLOGY

The proposed methodology consists of spectral balancing, wavelet deconvolution and correction of phase residuals on the GPR trace. The reference wavelet is usually extracted from a GPR trace at early times. This wavelet is device dependent [21] and can be used for other GPR traces scanned by the same antenna. This methodology corrects separately for the amplitude and phase spectrum of each trace. Spectral balancing is a procedure where the trace is divided on time windows. Also, the phase residuals estimation and correction are time-varying processes.

A. Spectral Balancing

Spectral balancing performs spectral widening and dominant frequency shifting [9]. It is implemented in t-f domain using S-transform (ST) [22], which encounters higher resolution compared to Stationary Fourier Transform (STFT). It designs and applies a gain in t-f domain. Next it selects a time-variant bandwidth to reduce high frequency noise. This method requires a reference amplitude spectrum for spectral shaping, which corresponds to the extracted reference wavelet. Spectral shaping is a zero-phase procedure, which designs a filter based on the amplitude spectrum of the reference wavelet. It applies a filter on the amplitude spectrum and combines its output with the initial phace, in order to produce the balanced spectrum of the time-series.

Spectral balancing restores stationarity by enhancing the amplitudes of the GPR trace. This procedure should be applied in narrow time windows [9]. This technique does not require the direct estimation of the attenuation factor.

Spectral balancing is the most time consuming part of the procedure, since it involves ST of the trace, which requires $N^2 \log N$ operations, where N denotes the number of samples. It is a relatively slow procedure, but it is necessary, in order to efficiently correct for attenuation effects before deconvolution.

B. Wavelet deconvolution

Deconvolution is implemented in frequency domain and it is applied on spectrally balanced GPR data. The convolutional model in the frequency domain is described by:

$$X(f) = W(f) * R(f) + N(f) \qquad (1)$$

where X(f) is the spectrum of x(t) and N(f) is the spectrum of n(t), which for spectrally balanced data is negligible. W(f) is the spectrum of the transmitted E/M reference wavelet w(t). By dividing X(f) by W(f) one can obtain the spectrum of reflectivity series R(f). Band-pass filtering is subsequently applied, resulting to the band-pass reflectivity series.

C. Phase correction

As long as the t-f spectra are calculated, time-variant band-pass filtering, gain, spectral shaping and wavelet deconvolution can be applied before obtaining the processed trace in time domain. In order to further correct the phase spectrum, we use the maximum kurtosis method [19]. Kurtosis of a time series x_t, consisting of n samples, can be estimated by:

$$kurt = n\frac{\sum x_t^4}{\left[\sum x_t^2\right]^2} - 3 \qquad (2)$$

A dataset which follows Gaussian distribution has zero kurtosis value, according to (2). Kurtosis becomes maximum when the data distribution is non-Gaussian. When the time series x_t is zero-phase the kurtosis value becomes maximum. A constant phase shifted time series $x_{rot,t}$ is given by:

$$x_{rot,t} = x_t \cos[-B] + imag[y_t]\sin[-B] \qquad (3)$$

where y_t is the analytic signal obtained by Hilbert transform and B is the phase shift. A constant phase assumption was made by [17, 18, 19, 20] in order to stabilize the performance of the algorithm which searches for a constant-phase rotation to transform the data to maximally non-Gaussian [23]. Phase estimation is robust when the data have a wide amplitude spectrum [17], ensured by deconvolution. The procedure for phase correction is as follows:

1) *Divide the trace in portions of length equal to 2-3 times the duration of the reference wavelet.*
2) *For each portion apply constant phase shifts ranging from 0^o to 180^o and calculate its kurtosis. Maximum kurtosis value corresponds to the phase shift that transforms this portion to a zero-phase one.*
3) *Obtain a time series B_t by interpolating the maximum kurtosis and use (3) to correct the trace.*

III. RESULTS

A. Synthetic example

The synthetic trace is the outcome of the convolution of a reflectivity series and a GPR wavelet, which was captured by a 400 MHz antenna. To introduce attenuation, one can apply non-stationary convolution [24]:

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} a(f,\tau) r(\tau) e^{-2\pi i f \tau} dt \qquad (4)$$

where α(f,τ) is a non-stationary transfer function. An ordinary IFT completes the non-stationary filtering process. We used α(f,τ) introduced by [25]:

$$a(f,\tau) = W(f) e^{-\pi|f|\frac{t}{Q} + i2\pi f t(1 - v/v(f))} \qquad (5)$$

where v(f) is the phase velocity described by:

$$v(f) = v\left\{1 + \frac{\ln\left[\left|\frac{f}{f_0}\right|\right]}{\pi Q}\right\} \qquad (6)$$

with f_0 being the frequency at which the velocity is measured. For our example Q was set to 40. Finally, we added random noise was added which is normally distributed, having mean zero and σ=0.15.

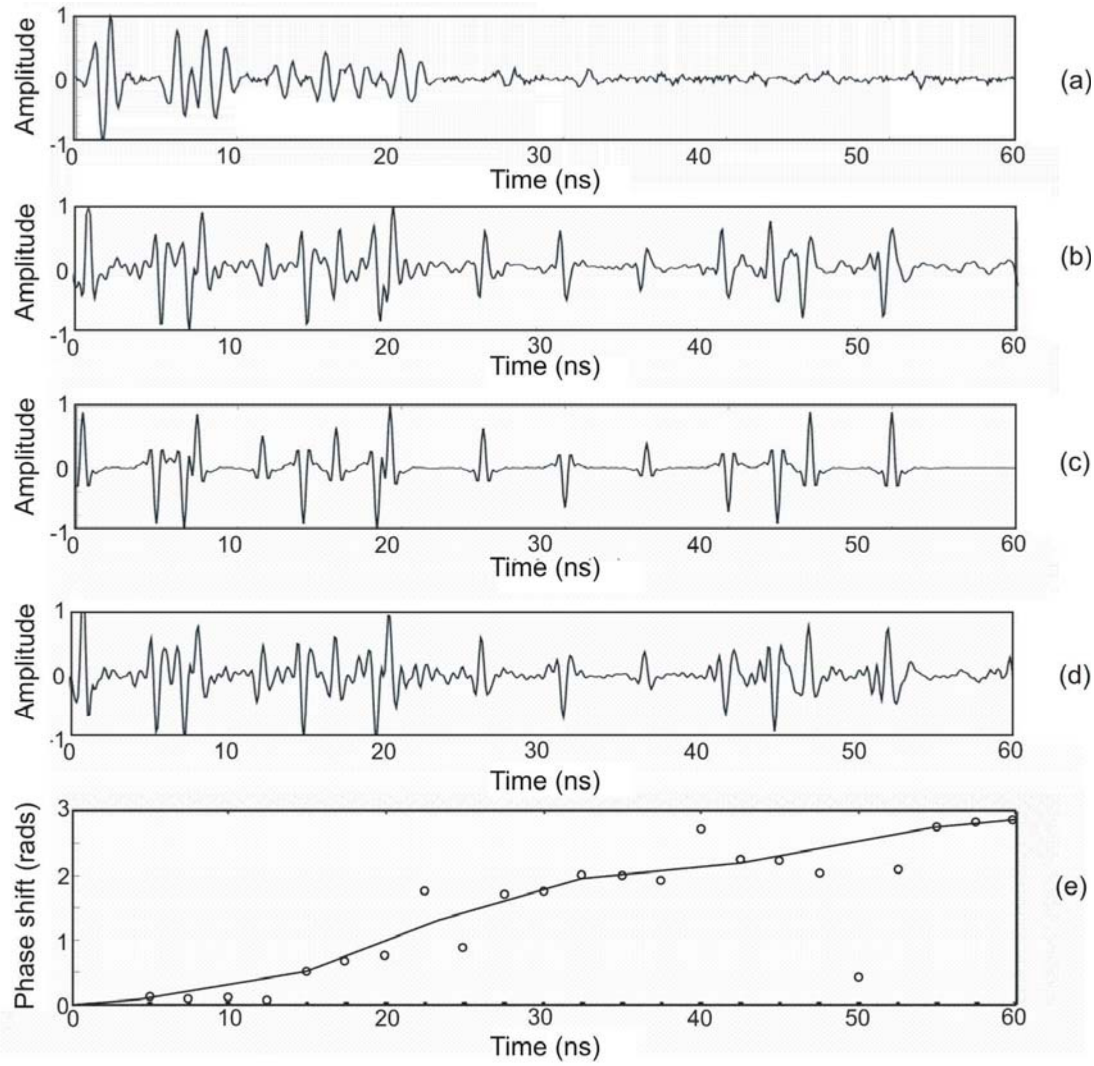


Figure 1. Application of the proposed methodology on a synthetic trace. a) Convolution of a random reflectvity series with a 400 MHz real wavelet and application of forward Q filter (Q=40), b) spectral balancing and wavelet deconvolution of (a), c) initial band-pass reflectivity series of (a) and d) is (b) after time-varying phase correction while e) is the phase shift calculated by kurtosis maximization on (b). Black circles are the initial values calculated and black line is an interpolation though them. The early arrival at 2 ns was selected as reference reflection. All traces are normalized.

We first applied spectral balancing. More specifically, this procedure involved the design and application of a time-varying band-pass filter in t-f domain. Next, we employed a frequency independent exponential gain (SEC). Finally, spectral shaping was applied on the amplitude spectra of windowed data, using the amplitude spectrum of the reference wavelet. Wavelet deconvolution in the frequency domain, according to (1) utilizes the spectrum of the reference wavelet. The deconvolved trace (Figure 1b) shows increased temporal resolution compared to the synthetic trace (Figure 1a). We also observe that on the deconvolved trace (Figure 1b) the wavelet of some reflections is not zero-phase.

To correct these phase residuals we applied the kurtosis maximization method. The maximum kurtosis method results in a time varying phase correction vector (Figure 1e, continuous line). This method estimates the phase shift for 10 ns time windows with 75% overlapping (Fig. 1e, black circles). The calculated phase is assigned to the center of each time window. A linear interpolation between phase estimations recovers the time-varying phase of the trace. We applied this time-varying phase correction directly on the analytic signal of the outcome of wavelet deconvolution, using (3). By comparing the band-pass reflectivity series (Figure 1c) and the phase corrected deconvolved trace (Figure 1d) we observe that the wavelet of the reflections is zero-phase.

B. Real data

We applied the proposed methodology on a real GPR section. A GPR experiment was conducted in Bissen quarry, which is located near Sturgeon Bay in Wisconsin [26]. The experiment was conducted during pumping testing in a well-characterized fractured carbonate aquifer to monitor the response of a permeable subhorizontal fracture plane. A PulseEkko 100 system was used, with 200 MHz antennas. The sampling time and spatial interval are 0.8 ns and 0.1 m respectively. Dominant frequency reduces from 200 MHz to 130 MHz at recording time greater than 120 ns (Figure 2a). The water table was at around 2 m depth (40 ns). The reference wavelet corresponds to a reflection recorded at around 80 ns. The application of direct wavelet deconvolution does not enhance temporal resolution at recording times greater than 160 ns (Figure 2b). Spectral balancing involved a time-varying band-pass filtering, a frequency independent gain and spectral shaping using 30 ns time window. Spectral balancing and wavelet deconvolution performs better (Figure 2c), revealing reflections f3b and fd4. We applied a trapezoid band-pass filter on the deconvolved traces after both deconvolution procedures (10 MHz, 40 MHz, 100 MHz and 320 MHz). Further phase correction of the GPR data transforms the water table reflection into a clearly negative pulse (Figure 2d). Additionally, several reflections are better resolved (z1, f3a, f3b, fd3), while fd4 and fd5 change polarity. We calculated the maximum kurtosis of 80 ns windowed data with 50% overlapping. Figure 3 shows the average phase correction B_t.

The proposed methodology better performs at times after the reference wavelet (Figures 2b and c). Before this time, direct wavelet deconvolution performs better than the proposed

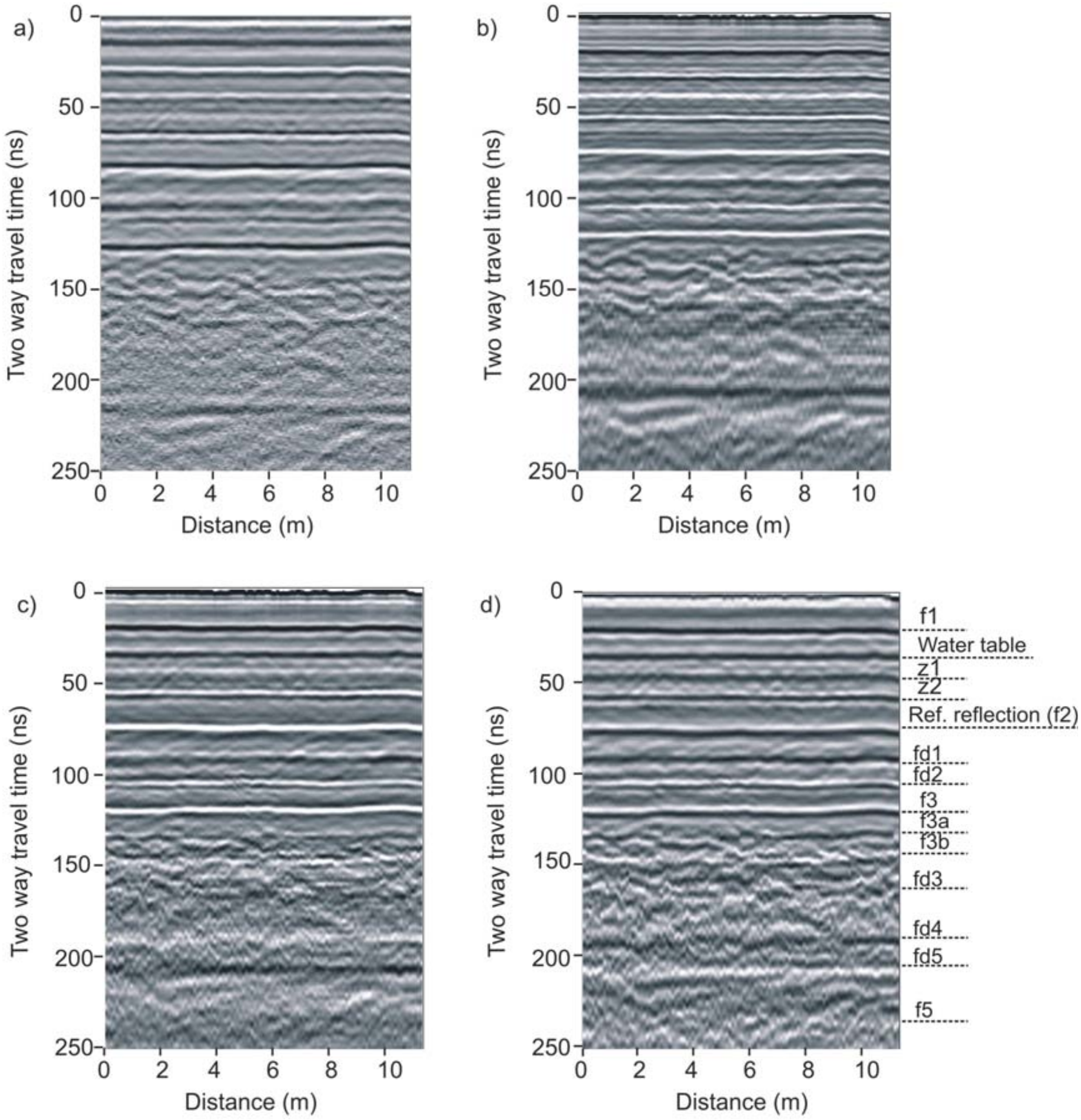


Figure 2. Application of the proposed methodology on real GPR data. a) GPR section after dewow, b) is (a) after direct wavelet deconvolution, c) after spectral balancing and wavelet deconvolution and d) is (c) after phase correction. An AGC gain (40 ns time window) was used for all the above for display purposes.

methodology. This is mainly due to the lower frequency of the reference wavelet in comparison with the recordings before it. By trying to balance the upper part of the GPR section we force it to a lower dominant frequency, making the procedure unstable. That leads to the conclusion that the reference wavelet should be extracted at earlier times possible. Further work is needed in order to obtain a sufficient reference wavelet,

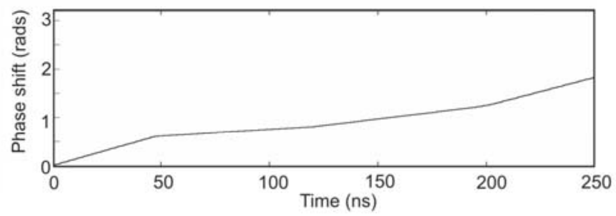


Figure 3. The application of the kurtosis maximization on each trace of the GPR section at Bissen quarry resulted in a vector containing the average phase shift needed, which was then applied on each trace in order this GPR section to be zero-phased.

may be in an experimental way [21].

IV. CONCLUSIONS

We present an efficient deconvolution method for GPR data, which sets spectral balancing as a precondition and involves further phase correction. The proposed methodology is applied on synthetic and real data. On the synthetic data it successfully recovered the band-pass reflectivity series. The proposed method efficiently increased the temporal resolution of a GPR section over a carbonate aquifer. In particular, several reflections were better resolved, while two additional reflections were revealed.

The most important drawbacks of the proposed methodology are the need of a reference wavelet and the heavy calculations of S-transform. The user should also be aware of the better performance of the direct deconvolution for recordings before the reference wavelet.

Epigrammatically, the most important benefits of using the proposed methodology are the increase of S/N ratio and the restoration of the initial dominant frequency of GPR data, which leads to a more enhanced performance of deconvolution, especially for relatively deep imaging. By efficiently deconvolving each trace, a successful amplitude spectral whitening also occurs which leads to a robust phase variation estimation, using the maximization of kurtosis, thus making interpretation to be more sufficient.

ACKNOWLEDGMENTS

We would like to thank Dr. Tsoflias G. for providing the “Bissen quarry” GPR data. Computing support was provided by the Applied Geophysics Laboratory, Dep. of Mineral Resources Engineering, Technical University of Crete.

REFERENCES

[1] E.A. Robinson, “Predictive decomposition of time series with application to seismic exploration”, Geophysics, vol 22, pp. 418-484, 1957.

[2] S. Treitel, and E. A. Robinson, “The design of high resolution digital filters”, IEEE Trans. Geosci. Electron., 1966, vol GE-4, pp. 25-38.

[3] T. J. Ulrych, D.E Smylie, O.G. Jensen, and G.K.C. Clarke, “Predictive filtering and smoothing of short records by using maximum entropy”, J. Geophys. Res. vol 78, pp. 4959-4964,1973.

[4] J.P. Todoeschuck, P.T. LaFleche, O.G. Jensen, A. S. Judge, and J. A. Pilon, “Deconvolution of ground probing radar data”, Pilon, J. (Ed.), Ground Penetrating Radar, Geological Survey of Canada, pp. 227– 230, 1992.

[5] G. Turner, “Subsurface radar propagation deconvolution”, Geophysics, 1994, vol 59, pp. 215–223, 1994.

[6] Irving, J. D., and R. J. Knight, “Removal of wavelet dispersion from ground-penetrating radar data” Geophysics, 68, 960–970, 2003.

[7] L. C. Wood, R. C. Heiser, S. Treitel, and R. L. Riley, “The debubbling of marine source signatures”, Geophysics, vol 43. pp. 715-729, 1978.

[8] V. K. Arya, and H. D. Holden, “Deconvolution of sesmic data-an overview” IEEE Tans. On G.E. V. GE-16, vol 2, pp. 95-98, 1978.

[9] N. Economou and A. Vafidis, “Spectral balancing of GPR data using time-variant bandwidth in t-f domain”, Geophysics, in press, 2010, and Extended Abstracts of the 14th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics of the Near Surface Geoscience Division of EAGE, Krakow, Poland, 15-17 September, 2008.

[10] G. K. C. Clarke, “Time varying deconvolution filters: Geophysics”, vol 22, pp. 936-944, 1969.

[11] N. Economou and A. Vafidis, “Deterministic deconvolution for GPR data in t-f domain”, Extended Abstracts of 5th Congress of Balkan Geophysical Society, Geophysics at the Cross-Roads, Belgrade, Serbia, 10-16 May, 2008.

[12] D. W. Oldenburg, “A comprehensive solution to the linear decnvolution problem: Geoph. J. astr. Soc”., vol 65, pp. 331-357, 1981.

[13] S. Treitel, and L. R. Lines, “Linear inverse theory and deconvolution”, Geophysics, vol 44, pp. 1153-1159, 1982.

[14] S. Levy, and D. W. Oldenburg, “The deconvolution of phase shifted wavelets” Geophysics, vol 47, 1285-1294, 1987.

[15] R. Wiggins, “Minimum entropy deconvolution” Geoexploration, vol 16, 21–35, 1978.

[16] A. Vafidis, “Deconvolution and filter design using skewness and kurtosis criteria”, Master of Science (M.Sc.), Department of Mining, Metallurgy and Applied Geophysics, McGill University, Canada, 1984.

[17] M., Van der Baan, “Time-varying wavelet estimation and deconvolution by kurtosis maximization”, Geophysics, vol 73, pp. V11–V18, 2008.

[18] J. Longbottom., A. T.Walden, and R. E. White, “Principles and application of maximum kurtosis phase estimation” Geophysical Prospecting, vol 36, 115–138, 1988.

[19] R. E. White, “Maximum kurtosis phase correction” Geophysical Journal International, vol 95, 371–389, 1988.

[20] S. Levy, and D. W. Oldenburg, “Automatic phase correction of common-midpoint stacked data” Geophysics, vol 52, 51–59, 1987.

[21] A. F. Belina, B. Dafflon, J. Tronicke, and K. Holliger, “Enhancing the vertical resolution of surface georadar data” Journal of Applied Geophysics, vol 68, 26-35, 2008.

[22] R. G. Stockwell, L. Mansinha, and R. P. Lowe, “Localization of the complex spectrum: The S-transform”, IEEE Trans. Signal Process., vol 44, 998– 1001, 1996.

[23] D. Donoho, “On minimum entropy deconvolution”, in D. F. Findley, ed., Applied time series analysis II: Academic Press, 1981, 565–608.

[24] G. Margrave, “Theory of nonstationary linear filtering in the Fourier domain with application to time-variant filtering”, Geophysics, vol 63, No 1, 244–259, 1998.

[25] E. Kjartansson, “Constant Q-wave propagation and attenuation”, J. Geophys. Res., vol 84, pp. 4737–4748, 1979.

[26] G. Tsoflias, and J. Sharp, “Three-Dimensional Hydrogeologic Characterization of Fractured Carbonate Aquifers Using Ground-Penetrating Radar”, Gulf coast association of geological societies transactions, vol. XLVIII, pp. 439-447, 1998.

GEOPHYSICS, VOL. 75, NO. 3 (MAY-JUNE 2010); P. J19–J27, 10 FIGS.
10.1190/1.3374464

Spectral balancing GPR data using time-variant bandwidth in the *t-f* domain

Nikos Economou[1] and Antonis Vafidis[1]

ABSTRACT

Ground-penetrating radar (GPR) sections encounter a resolution reduction with depth because, for electromagnetic (EM) waves propagating in the subsurface, attenuation is typically more pronounced at higher frequencies. To correct for these effects, we have applied a spectral balancing technique, using the S-transform (ST). This signal-processing technique avoids the drawbacks of inverse $Q*$ filtering techniques, namely, the need for estimation of the attenuation factor $Q*$ from the GPR section and instability caused by scattering effects that result from methods of dominant frequency-dependent estimation of $Q*$. The method designs and applies a gain in the time-frequency (t-f) domain and involves the selection of a time-variant bandwidth to reduce high-frequency noise. This method requires a reference amplitude spectrum for spectral shaping. It performs spectral balancing, which works efficiently for GPR data when it is applied in very narrow time windows. Furthermore, we have found that spectral balancing must be applied prior to deconvolution, instead of being an alternative technique.

INTRODUCTION

The main attenuation mechanisms for electromagnetic (EM) waves, propagating in the subsurface, are absorption and spherical spreading (Bano, 2004). The absorption of EM waves is a frequency-dependent attenuation mechanism, mainly related to water in rocks and soils (Debye, 1945; Turner, 1994; Bradford, 2007). Absorption is typically more pronounced at higher frequencies. Hence, for EM waves propagating in soils and geologic formations, the amplitude and dominant frequency are reduced with increased propagation distance (Annan, 1996; Bano, 1996).

Inverse $Q*$ filtering and spectral balancing techniques compensate for these attenuation effects. Inverse $Q*$ filtering methods involve the design of a filter which requires an estimation of the $Q*$ factor from the ground-penetrating radar (GPR) data. This $Q*$ is an empirical approximation that Turner and Siggins (1994) use to linearize the frequency dependence with a form similar to the Q that is used for seismic data. To calculate $Q*$, Turner (1994) and Bano (1996) extract distinct pulses from a GPR trace. These methods encounter practical problems related to the selection of representative pulses. Irving and Knight (2003) overcome these problems by estimating $Q*$ in the time-frequency (t-f) domain. This inverse $Q*$ method becomes less practical for EM waves propagating in heterogeneous media where $Q*$ changes laterally. Thus, apparent $Q*$ usually is estimated in this way from GPR data.

Spectral balancing techniques, on the other hand, are signal-processing methods that do not require the direct calculation of $Q*$. Spectral balancing was originally applied on seismic data as a trace equalization tool (Tufekcic et al., 1981). Lazaratos and Finn (2004) correct the seismic traces, which encounter NMO stretching, by applying a time-window spectral balancing technique.

Neto and Madeiros (2006) propose a spectral balancing technique to correct GPR data attenuation effects for low and moderate loss media. Belina et al. (2008) propose a spectral whitening method that increases the vertical resolution of the GPR section and show that this method works better at early recording times. Both sources claim that spectral balancing methods are more effective than stationary deconvolution because deconvolution does not take into account the dominant frequency variation of a GPR trace. The main disadvantage of spectral balancing methods is that they do not correct the phase.

Techniques accounting for frequency-dependent attenuation, such as spectral balancing and inverse $Q*$ filtering, are inherently unstable and decrease the signal-to-noise ratio because they try to boost high frequencies, which are primarily lost and occupied by noise. It is common practice to apply a band-pass filter to partially circumvent this problem. To achieve this, time-varying band-pass filtering is better performed in the t-f domain (Schimmel and Gallart, 2007; Parolai, 2009). Irving and Knight (2003) and Bradford (2007) use the S-transform (Stockwell et al., 1996) and short-time Fourier

Manuscript received by the Editor 7 April 2009; revised manuscript received 27 November 2009; published online 27 April 2010.
[1]Technical University of Crete, Mineral Resources Engineering Department, Laboratory of Applied Geophysics, Chania, Greece. E-mail: neconom@mred.tuc.gr; vafidis@mred.tuc.gr.

transform (STFT), respectively, to study the dominant frequency variation of GPR traces. Bradford and Wu (2007) apply wavelet decomposition to transform GPR data in the *t-f* domain. Sinha et al. (2009) present an alternative wavelet transform (WT), which holds real promise for geophysical data analysis. Here, we use the S-transform, which offers the resolution of WT along with an important advantage of STFT, namely, the accurate estimation of both amplitude and phase (Stockwell, 2007). It is ideal for high-resolution time-variant band-pass filtering (Schimmel and Gallart, 2007).

Here we propose a spectral balancing technique that does not involve $Q*$ estimation. The spectral balancing method works efficiently when it is applied in very narrow time windows. For GPR data, spectral balancing must be applied prior to deconvolution, instead of being an alternative technique. The proposed spectral balancing method was implemented in the *t-f* domain, using the S-transform. Spectral balancing the GPR trace involves the application of a band-pass filter, an exponential gain, and spectral shaping. The proposed methodology is demonstrated using synthetic and real data. We also show that it efficiently delineates reflections from deeper horizons.

METHODOLOGY

Time-frequency analysis

The S-transform, introduced by Stockwell et al. (1996), can be considered as a combination of STFT (Gabor, 1946) and WT. The geophysical applications of the S-transform include noise suppression (Pinnegar and Eaton, 2003; Schimmel and Gallart, 2007) and compensation for attenuation effects (Irving and Knight, 2003). The S-transform of a signal $u(t)$ is

$$S(\tau,f) = \int_{-\infty}^{\infty} u(t)w(\tau - t,f)e^{-i2\pi ft}dt, \quad (1)$$

where w is a scalable Gaussian function:

$$w(\tau - t,f) = \frac{|f|}{\sqrt{2\pi}}e^{\frac{-f^2(t-\tau)^2}{2}}. \quad (2)$$

The time-variant absolute phase of the signal is calculated by the phasor $e^{-i2\pi ft}$ (Pinnegar and Mansinha, 2003; Schimmel and Gallart, 2007). The S-transform and the WT exhibit progressive resolution, whereas the resolution of the STFT is independent of time (Stockwell et al., 1996). The WT demands the difficult choice of a scalable "mother wavelet" and conversion of the scales into frequencies.

The inverse S-transform is given by

$$u(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \left\{ \int_{-\infty}^{\infty} S(\tau,f)d\tau \right\} e^{i2\pi ft}df. \quad (3)$$

The following equation is useful for the calculation of the S-transform:

$$S(\tau,f) = \int_{-\infty}^{\infty} H(\alpha + f)e^{-\frac{2\pi^2\alpha^2}{f^2}} e^{i2\pi\alpha\tau}d\alpha, \quad f \neq 0, \quad (4)$$

where $H(f)$ denotes the Fourier transform (FT) of the signal $u(t)$, and f is a frequency shift (Stockwell et al., 1996).

Let H_j be the discrete FT of a time series u_k with $k = 1,2,\ldots,N$ samples having a time sampling interval of Δt. The discrete S-transform for the specific time series u_k is

$$S_{k,j} = \frac{1}{N}\sum_{m=1}^{N} H_{j+m-1}e^{-\frac{2\pi^2(m-1)^2}{(j-1)^2}} e^{[i2\pi(m-1)(k-1)]/N}. \quad (5)$$

Relevant scripts to implement equation 5 are given by Pinnegar and Mansinha (2003).

Spectral balancing in the *t-f* domain

The proposed methodology of spectral balancing in the *t-f* domain involves five basic steps:

1) Mapping of the trace in the *t-f* domain
2) Selection of time-variant bandwidth in the *t-f* domain
3) Design and application of a time-variant gain
4) Selection of a reference amplitude spectrum
5) Amplitude spectrum shaping.

Following the S-transformation of the GPR trace (step 1), we design a band-pass filter using its amplitude spectrum in the *t-f* domain (step 2). One can alternatively use the logarithm of this amplitude spectrum or the normalized spectrum (Irving and Knight, 2003) to select the cutoff frequencies, which are time dependent. Care must be taken so that this 2D filter has smoothed edges. Even though this time-variant filter is designed using the amplitude spectrum, it is applied on both the amplitude and phase spectra in the *t-f* domain.

Various time-variant gain functions are implemented in the *t-f* domain, which partially compensate for spherical divergence and attenuation. Here, we apply an exponential gain on the amplitude spectrum in the *t-f* domain, leaving the phase spectrum unaltered (step 3).

The proposed methodology requires a reference amplitude spectrum (step 4). The bandwidth and shape of this reference amplitude spectrum must be similar to the one of the source wavelet. It is difficult to isolate an early reflection from other early arrivals such as an airwave, direct ground waves, and other early reflections, to obtain a reference amplitude spectrum from the GPR data. Here, we calculate the reference amplitude spectrum by applying a low-cut (dewow) filter and selecting a time window in the *t-f* domain which usually corresponds to early arrivals. However, this reference amplitude spectrum does not often represent the source amplitude spectrum. Alternately, the reference amplitude spectrum is obtained from a captured reflected wave whose dominant frequency is similar to the characteristic frequency of the GPR antenna. Xia et al. (2004) obtained a reference amplitude spectrum by separating antennas to face each other, but Belina et al. (2008), following this procedure, were unsuccessful in isolating the airwave. If the reference amplitude spectrum cannot be obtained from the data, the amplitude spectrum of the Ricker wavelet is taken as the reference spectrum because this wavelet is similar to the source waveform of some commercially available pulsed GPR systems (Bradford, 2007).

According to equation 3, the integral in brackets is equal to $H(f)$. Thus, $H(f)$ can be calculated by integrating $S(\tau,f)$ over time. For spectral shaping a portion of the time series (step 5), one can estimate its FT by integrating $S(\tau,f)$ over the corresponding time window. The shaping of the amplitude spectrum is described by

$$|H_{\mathrm{b}}(f)| = \{|H(f)| - F(f) + \max[|H(f)|]\}\frac{F_{\mathrm{r}}(f)}{\max[F_{\mathrm{r}}(f)]}, \tag{6}$$

where $|H(f)|$ and $|H_{\mathrm{b}}(f)|$ are the input and output amplitude spectra of a time series (or its portion). The expressions $F_{\mathrm{r}}(f)$ and $F(f)$ indicate best-fit high-order polynomials for the reference amplitude spectrum and the amplitude spectrum of the target signal, respectively. To demonstrate spectral shaping (described by equation 6), we use a noisy Gabor wavelet, described by the following equation:

$$c_i(t) = a_i e^{-\frac{b_i \tau_i^2}{2}} \cos(2\pi t f_{0i}), \tag{7}$$

where $\tau_i = (t - t_{\mathrm{S}i})$; $t_{\mathrm{S}i}$ is the time at which the maximum occurs, a_i is the amplitude, f_{0i} is the dominant frequency; and b_i is a parameter that controls the width of the Gaussian function, which truncates the sinusoid in the time domain and is set to 4.5. Noise is normally distributed having mean zero and $\sigma = 0.04$. The sampling interval is equal to 0.1 ns.

Tests have shown that a polynomial, whose order ranges from 10 to 12, describes the general shape of its amplitude spectrum (Figure 1a), as well as the one of the reference amplitude spectrum (Figure 1b). We have seen that this is also the case for the amplitude spectrum of real GPR data. The term in brackets (equation 6, below) subtracts $F(f)$ from $|H(f)|$ to get a flat amplitude spectrum (Figure 1c), which subsequently is shaped according to the reference amplitude spectrum (Figure 1d, dashed line). The following equation modifies $H_{\mathrm{b}}(f)$:

$$|H_{\mathrm{ab}}(f)| = |H_{\mathrm{b}}(f)| \left[\frac{\int_{-\infty}^{\infty} |H(f)| df}{\int_{-\infty}^{\infty} |H_{\mathrm{b}}(f)| df} \right], \tag{8}$$

namely, the modified amplitude spectrum $|H_{\mathrm{ab}}(f)|$ and the input $|H(f)|$ exhibit equal power (Figure 1a and d, continuous lines).

Explanatory examples

In this section, we examine the necessity of performing spectral balancing in time windows, and we study the effectiveness of the length of these windows using a simplified time series, which does not encounter phase changes due to attenuation. A time series $y(t)$ consists of two Gabor wavelets:

$$y(t) = c_1(t) + c_2(t) + n(t). \tag{9}$$

The random noise $n(t)$ is normally distributed (mean zero and $\sigma = 0.06$). In the first example, we set for c_1, $a_1 = 1$, $f_{01} = 1200$ MHz, and $t_{\mathrm{S}1} = 7$ ns; and for c_2, $a_2 = 0.5$, $f_{02} = 900$ MHz, and $t_{\mathrm{S}2} = 24$ ns (Figure 2a). The parameter b_i is set to 4.5 for all wavelets of the following two examples. The sampling interval is 0.1 ns, and the Nyquist frequency is 5000 MHz.

Mapping the specific time series in the t-f domain efficiently describes both amplitudes and dominant frequency (Figure 2b, black dotted line). We applied spectral shaping on c_2 by dividing the time series $y(t)$ in two nonoverlapping time windows (Figure 2c, dotted line) and taking the amplitude spectrum of c_1 as reference. Spectral shaping increased the dominant frequency of c_2 from 900 MHz to 1200 MHz (Figure 2c and d). Figure 2e displays c_2 before and after spectral balancing. Note that the use of equation 8 ensures that the wavelets in Figure 2e exhibit the same maximum amplitude. We also display the amplitude spectrum of c_2 before (Figure 2f, dashed and dotted thick line) and after spectral balancing (Figure 2f, solid line).

Next we consider a time series consisting of three similar wavelets (for c_1, $t_{\mathrm{S}1} = 5$ ns and $f_{01} = 1200$ MHz; for c_2, $t_{\mathrm{S}2} = 19$ ns and $f_{02} = 1000$ MHz; for c_3, $t_{\mathrm{S}3} = 23$ ns and $f_{03} = 900$ MHz; and $a_1 = a_2 = a_3 = 1$; Figure 3a). The amplitude spectrum of this time series is shown in Figure 3b. The trace was divided again in two nonoverlapping time windows (Figure 3c, dashed line). Spectral shaping the second half portion of the time series, using the amplitude spectrum of c_1 as reference, increased the dominant frequency of c_2 to 1200 MHz and left unaltered the one of c_3 (Figure 3c and d). The method fails to balance both c_2 and c_3 because the selected time window is too long.

Thus, within this time window there are two pulses, namely, c_2 and c_3, exhibiting distinct dominant frequencies. To overcome this nonstationarity problem, the time series must be divided in shorter time windows, where the dominant frequency is time independent (Figure 3e, dotted lines). Spectral shaping then is performed on each time window (Figure 3e and f). The proposed length of the nonoverlapping time windows is equal to the duration of the reference amplitude spectrum in the t-f domain (about 1.5 times the duration of the reference pulse, Figure 3a and b). This time window is considered small enough to ensure stationarity and large enough to contain the full information of a pulse. Applying time windows of length 3.5 ns, we successfully balanced both c_2 and c_3 (Figure 3e and f).

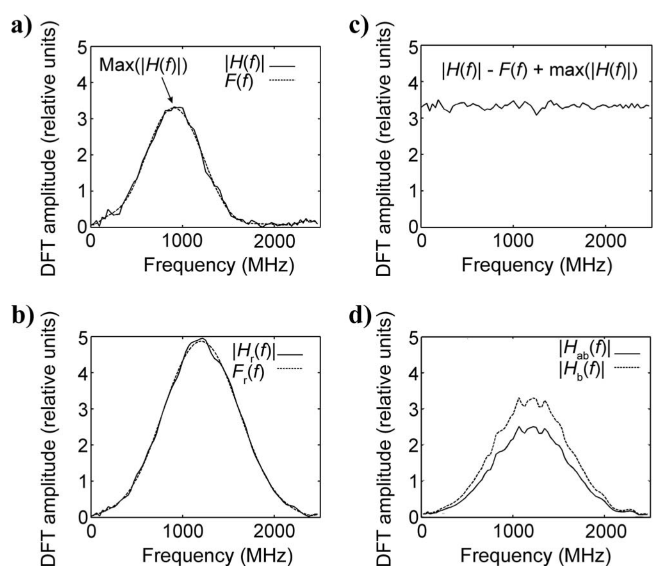


Figure 1. Balancing amplitude spectrum of a Gabor wavelet. (a) Initial amplitude spectrum (continuous line) and the corresponding 10th degree polynomial (dashed line); additive noise is normally distributed and $\sigma = 0.04$. (b) Reference amplitude spectrum (continuous line) and the corresponding polynomial (dashed line). (c) The bracketed part of equation 6, and (d) the amplitude spectrum after spectral balancing with (continuous line) and without (dashed line) the use of equation 7.

Because the balanced c_3 (Figure 3e) is not symmetrical as the original c_3 is (Figure 3a), we repeat the spectral balancing procedure by shifting the time windows and taking the median of the balanced c_3. Figure 4e displays the outcome of this repeated procedure (four steps), where c_3 is balanced and exhibits symmetry. Dashed lines in Figure 4 indicate the time shifts and dotted lines the time windows.

Using this simplified time series (Figure 3), which is far from reality because GPR data seldom encounter such dominant frequency variation (from 1200 MHz to 900 MHz in less than 4 ns) without amplitude attenuation and phase alteration, we demonstrated that spectral balancing must be performed in short time windows, which ensure that the time series is characterized by a time-independent dominant frequency.

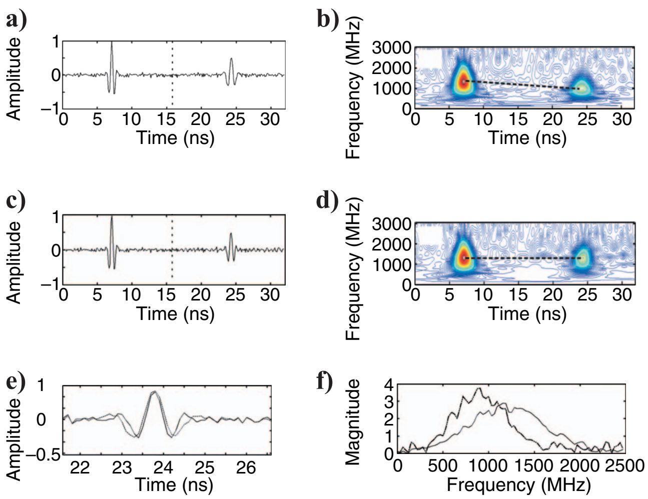


Figure 2. Spectral balancing of a simplified time series. (a) Time series before spectral balancing, and (b) its corresponding amplitude spectrum in the t-f domain. (c) Time series after spectral balancing, and (d) its corresponding amplitude spectrum in the t-f domain. (e) The second reflected wave before (dashed line) and after (continuous line) spectral balancing, and (f) amplitude spectra of a portion of the time series (from 16 to 32 ns) before (dashed and dotted thick line) and after spectral balancing (continuous line).

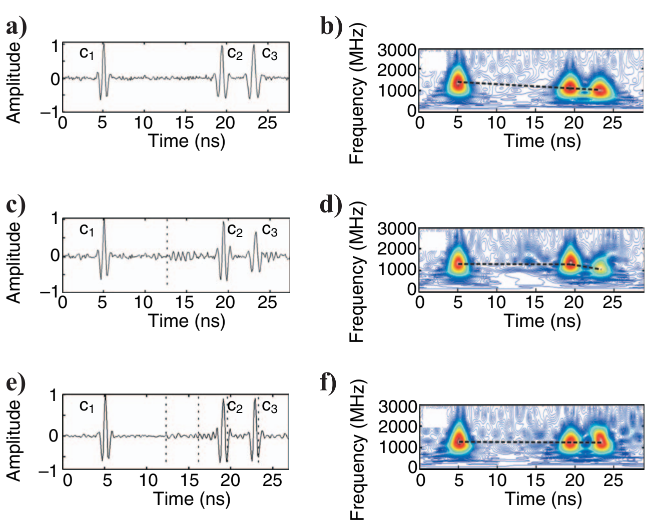


Figure 3. Spectral balancing of a portion of a simplified time series containing three wavelets, where the second and the third wavelets have different dominant frequencies. (a) Time series before spectral balancing, and (b) its corresponding amplitude spectrum in the t-f domain. (c) The time series after spectral balancing, and (d) its corresponding amplitude spectrum in the t-f domain. (e) Spectral balancing in time windows (dotted lines), and (f) its corresponding amplitude spectrum in the t-f domain.

Synthetic trace

To demonstrate the proposed methodology, we constructed a synthetic GPR trace. A reflectivity series (Figure 5a) is convolved with a 900-MHz modified Ricker wavelet (Giannopoulos, 2005) (Figures 5b and 6a). A forward Q filter is applied subsequently on this synthetic trace, using nonstationary convolution (Margrave, 1998). Turner and Siggins (1994), based on laboratory measurements, obtain $Q*$ values ranging between 2 and 30. Irving and Knight (2003) estimate, from GPR data, $Q* = 45$ for a sand and gravel aquifer. For this particular synthetic trace, we set $Q = 40$ and added noise that is normally distributed, having mean zero and $\sigma = 0.15$ (Figures 5c and 6b). The exponentially gained synthetic trace reveals reflected waves arriving at times greater than 20 ns (Figure 5d).

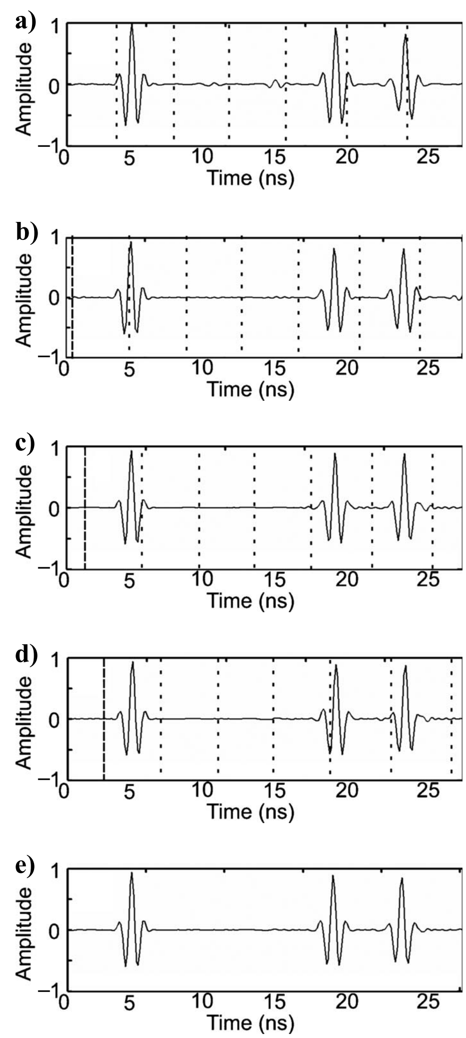


Figure 4. Repeatable application of spectral balancing by shifting time windows for spectral shaping. (a) Spectral shaping starts at 0 ns, (b) 1 ns, (c) 2 ns, and (d) 3 ns (dashed lines). (e) The median of the time series displayed in (a), (b), (c), and (d).

Using the normalized amplitude spectrum (Figure 6c), we designed the band-pass filter in the *t-f* domain and an exponential gain (Figure 6d). Figures 6e and 5e display the filtered amplitude spectrum and the filtered synthetic trace, respectively. The reference amplitude spectrum corresponds to the first arrival (at 1 ns). Applying the proposed methodology on nonoverlapping time windows of the trace (Figure 5c), spectral balancing successfully recovered the dominant frequency (Figures 5f and 6f).

By comparing the wavelet output from convolution (Figure 5b) and the one from spectral balancing (Figure 5f), one can observe that there is a phase shift of about 90° just after 25 ns and a phase reversal after 40 ns. This phase variation is not negligible and could lead to misinterpretation. The Q^* filtering encounters similar problems because, if Q^* is underestimated, the phase might be overcorrected.

By comparing Figure 5f and g (simple band-pass filter, from 10 to 1800 MHz), the necessity of time-varying band-pass filtering is demonstrated. For a GPR section, spectral balancing requires the mean amplitude spectrum of all traces in the *t-f* domain. This spec-

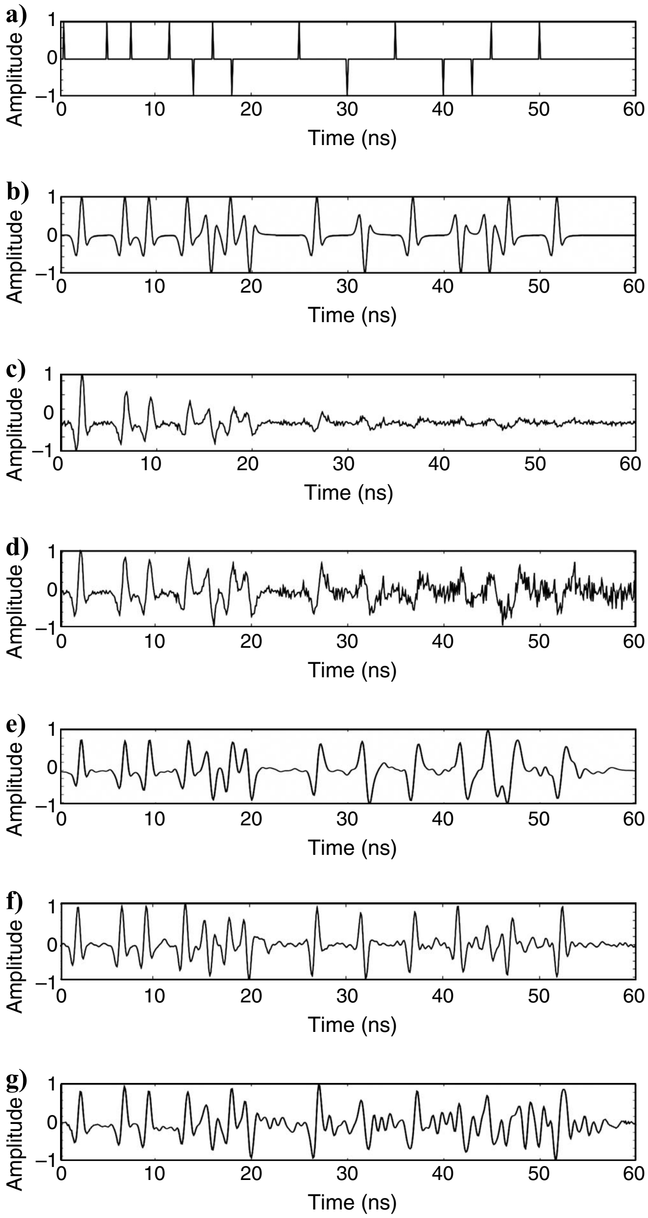


Figure 5. Application of the proposed methodology on a synthetic trace. (a) Reflectivity series. (b) Convolution of (a) with a 900-MHz modified Ricker wavelet. (c) Application of a Q filter ($Q = 40$) on (b) and addition of normally distributed noise with $\sigma = 0.15$. (d) Application of exponential gain on (c); (e) after the same exponential gain as (d) and selection of time-varying band-pass filter; and (f) spectral balancing of (c). The only difference between (e) and (f) is spectral shaping of the latter. (g) After spectral balancing of (c) using a simple band-pass (from 10 to 1800 MHz) instead of a time-varying band-pass filter. The early arrival at 1 ns was selected as reference pulse. All traces are normalized.

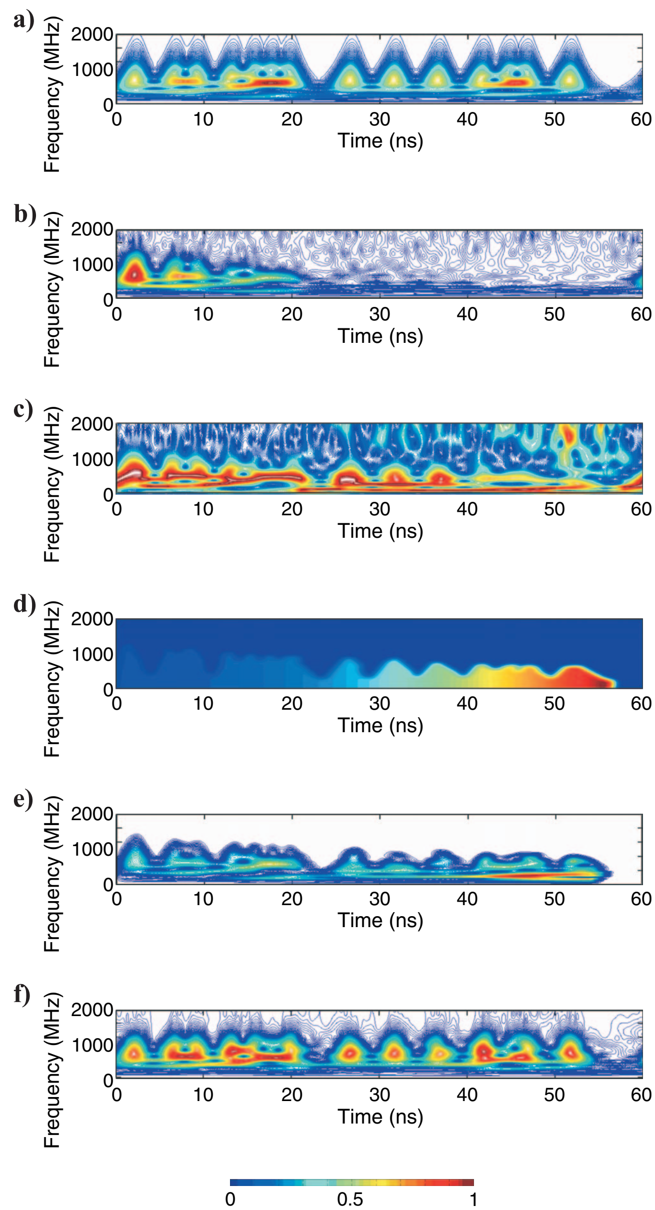


Figure 6. The corresponding amplitude spectra of (a) trace in Figure 5b, and (b) trace in Figure 5c; (c) is (b) after normalizing the individual amplitude spectra at each time to their maximum values; (d) is the user-selected time-varying band-pass filter and application of an exponential gain. The corresponding amplitude spectra of (e) trace displayed in Figure 5e, and (f) trace displayed in Figure 5f.

trum exhibits reduced time resolution for nonhorizontal reflections. The same reference amplitude spectrum is used for all traces.

SANDBOX EXPERIMENT

A controlled experiment was conducted in a sandbox at Louis Pasteur University, Strasbourg, France, using the PulseEKKO 1000 GPR system with 1200-MHz shielded antennas. A resin cylinder box with a diameter of 2 m and a height of 0.98 m was initially filled with fine calibrated sand (grain size between 0.3 and 0.5 mm) (Loeffler and Bano, 2004). The main scope of this experiment was to study the influence of soil moisture on EM waves reflected from the buried objects (pipes of steel and polyvinyl chloride (PVC), steel balls, and a clay cake).

The sandbox was scanned with 71 parallel GPR lines separated by 2 cm, having a station interval of 2 cm and time interval of 0.1 ns. We used two GPR data sets, for sand with a water table at 0.72-m depth and for sand with oil (Loeffler and Bano, 2004).

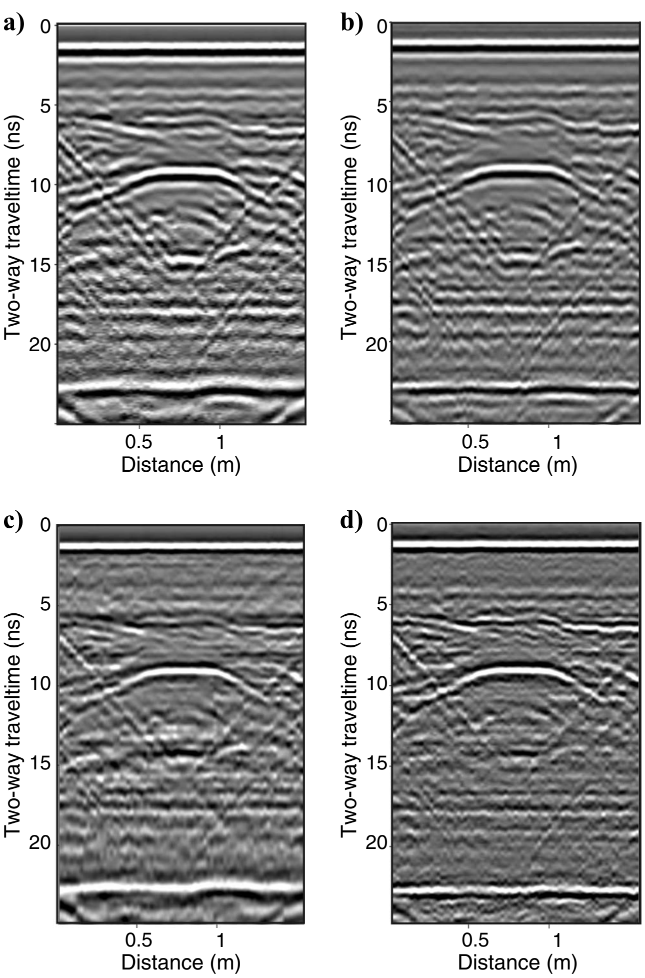


Figure 7. Sandbox experiment. (a) GPR data (after dewow, and (b) spectral balancing of raw data. (c) Predictive deconvolution before spectral balancing, and (d) predictive deconvolution after spectral balancing. For display purposes, a 4-ns AGC has been applied at the final stage for all cases.

These examples show that spectral balancing improves the deconvolution result. The main problem for enhancing temporal resolution of GPR data, using deconvolution techniques, is dominant frequency nonstationarity and not the mixed phase source, as reported by Belina et al. (2008) and Neto and Madeiros (2006). The second example further demonstrates that the proposed spectral balancing technique is a robust method, which works efficiently for GPR data originating from highly heterogeneous media.

Sandbox with water

The water level was 0.72 m below the surface of the sandbox. Figure 7 shows the GPR section "line T0" before and after spectral balancing. The high-amplitude EM waves at the center of the section (recording time about 8 ns) originate from a buried steel pipe. On the section before spectral balancing, we applied dewow and automatic gain control (AGC, 4-ns time window) (Figure 7a). The reference amplitude spectrum is calculated from the waves recorded at about 2 ns. Spectral balancing recovered GPR reflected waves (Figure 7b).

Figure 8a and b display the corresponding amplitude spectra in the *t-f* domain for a selected trace, at 0.7 m. The dominant frequency variation from 1200 MHz to almost 700 MHz observed on the amplitude spectrum (Figure 8a) is not present after spectral balancing (Figure 8b).

Predictive deconvolution (filter length = 1.5 ns, prediction distance = 0.5 ns, and prewhitening = 0.01%) before (Figure 7c) and after (Figure 7d) spectral balancing successfully increased temporal resolution for reflected waves traveling in the unsaturated sand (before about 11 ns). Time-varying band-pass filtering in the *t-f* domain and an exponential gain were applied before deconvolving the raw data, and a time-invariant band-pass filter (cutoff frequencies 10 MHz and 2500 MHz) was applied on both deconvolution out-

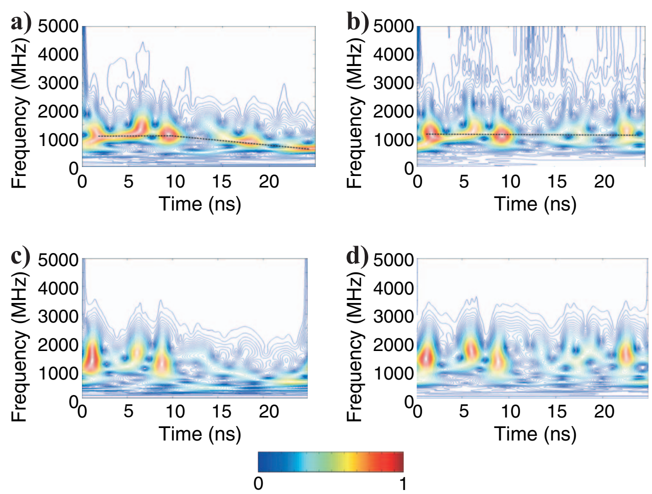


Figure 8. Amplitude spectrum in the *t-f* domain of a selected trace from the GPR section of the sandbox experiment displayed in Figure 6 (at 0.7-m offset). (a) GPR data after dewow, (b) spectral balancing of raw data, (c) predictive deconvolution prior to spectral balancing, and (d) predictive deconvolution after spectral balancing. Black lines on (a and b) indicate the variation of the dominant frequency over time. All amplitude spectra are normalized.

puts. Deconvolution after spectral balancing performed better for reflected waves originating from deeper horizons, including the bottom of the sandbox (23 ns). Predictive deconvolution does not increase the bandwidth, hence the temporal resolution after about 12 ns if spectral balancing is not applied first (Figure 8c), whereas when deconvolution follows spectral balancing, the bandwidth is increased at all times (Figure 8d).

Sandbox with water and oil

Approximately 100 liter of oil was spilled from the top of the sandbox (zero-m distance), and measurements were obtained after about 30 days (Bano et al., 2009). The GPR section presented here was conducted along "line T0" (Figure 9a).

The reference amplitude spectrum is calculated from the waves recorded at about 2 ns. Spectral balancing left practically unaltered the reflections above the capillary zone (<5 ns). At recording times greater than 5 ns, the reflected waves exhibit shortened wavelet time length. In particular, the reflected waves from the sandbox bottom are better delineated after spectral balancing (Figure 9b). Reflected waves on the GPR section (Figure 9a), recorded at times of about 12 to 13 ns, are better resolved after spectral balancing (Figure 9b). We applied deterministic deconvolution (wavelet deconvolution in the frequency domain) (Xia et al., 2004). The reference wavelet is captured from the trace at 1.31 m and a recording time of 6.8 ns to 9.4 ns (Figure 9b, white arrow). After deterministic deconvolution, the interface between mixtures of water-oil and water is better resolved (Figure 9c, after 15 ns, left side of the sandbox, negative amplitude). Furthermore, except for several reflections that became sharper, the one from the sandbox bottom is better delineated.

BISSEN QUARRY

The Bissen Quarry site is located approximately 7.2 km southwest of Sturgeon Bay, Wisconsin (Tsoflias and Sharp, 1998). Fractured Silurian Byron dolomite exposed a clean horizontal survey surface (Tsoflias et al., 2001). The experiment was conducted during pumping testing in a well-characterized, fractured, carbonate aquifer to monitor the response of a permeable subhorizontal fracture plane. The water level is approximately 2 m below the surface. The equipment used was a Sensors & Software PulseEKKO 100 system and 200-MHz GPR antennas. The sampling time and spatial intervals were 0.8 ns and 0.1 m, respectively.

The scope of spectral balancing the 200-MHz data was to recover the initial dominant frequency, which was seriously degraded after about 150 ns (from 200 MHz to almost 130 MHz), to delineate reflections from deeper horizons. On the original section, we applied dewow and AGC (32-ns time window) (Figure 10a). Several fractures are interpreted by correlating with observations in nearby boreholes.

The reference amplitude spectrum corresponds to a reflected wave from a fracture at about 80 ns because the amplitude spectrum at early times was not smooth enough to be used as reference. By applying only time-varying band-pass filtering and enhancement in the *t-f* domain, temporal resolution remained limited (Figure 10b). On the balanced section (Figure 10c), reflected waves from fractures fd1, fd2, fd3, fd4, and fd5 are better resolved. The latter reflected waves correspond to more than one fracture. Note that the same band-pass filter was used as in Figure 10b. Several reflected waves arriving at a traveltime greater than 230 ns become narrower on the balanced section. Figure 10d-f are imaging detail of Figure 10a-c, correspondingly.

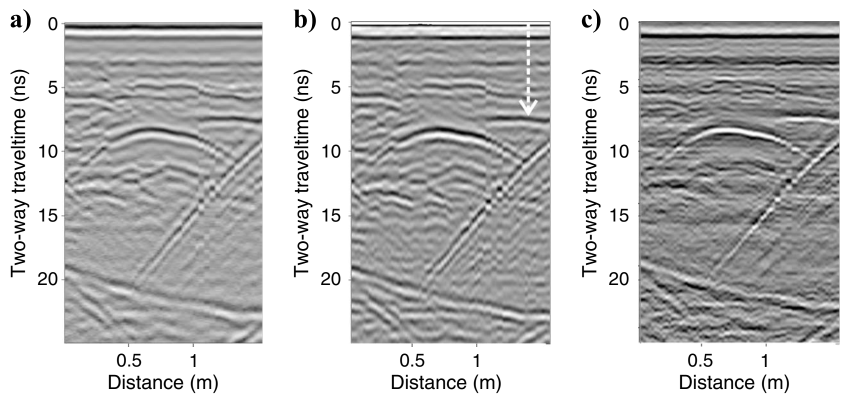


Figure 9. A GPR section from the sandbox experiment, after the addition of 100 liters of oil. (a) The GPR section after dewow, (b) after spectral balancing in the *t-f* domain, and (c) after spectral balancing and deterministic deconvolution. The white arrow in (b) indicates the position from which the wavelet used for deconvolution was extracted. For display purposes, a 4-ns AGC has been applied at the final stage for all cases.

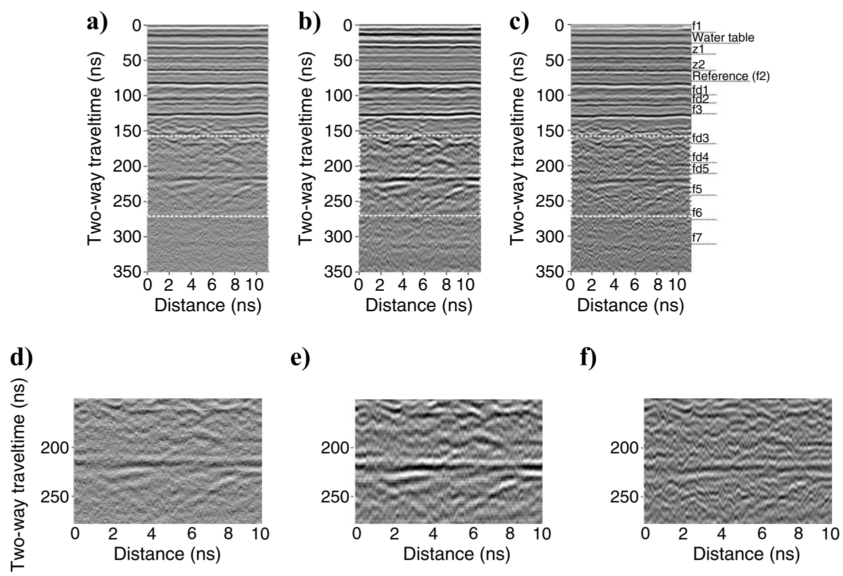


Figure 10. A GPR section from the Bissen Quarry site (a) after dewow, (b) after time-variant gain and band-pass filtering in the *t-f* domain; (c) is (b) after spectral shaping. Details of (a), (b), and (c) are displayed in (d), (e), and (f), correspondingly. For display purposes, a 32-ns AGC has been applied at the final stage for all cases.

DISCUSSION

The proposed spectral balancing methodology performs time-variant spectral filtering and spectral shaping. The spectral balancing method uses the S-transform. The S-transformed GPR data exhibit better time resolution in the *t-f* domain at higher frequencies, and frequency resolution becomes better at lower frequencies. To obtain the above-mentioned resolution, multiple STFTs are necessary on windows of time-varying length. The optimum time window length usually is 1.5 times the wavelet length. It is kept constant throughout spectral balancing for all traces. Thus, there is no need for a trial-and-error method, such as the one suggested by Neto and Madeiros (2006), to select the optimum window length. Applying spectral shaping using STFT and the same small time window gives the same outcome. The high-resolution *t-f* analysis using the S-transform is preferable for detailed design of the band-pass filter.

Techniques accounting for frequency-dependent attenuation, such as spectral balancing and inverse Q^* filtering, are inherently unstable because they try to boost high frequencies, which are primarily lost and occupied by noise. It is common practice to apply a band-pass filter to partially circumvent this problem. To achieve this, time-varying band-pass filtering is better performed in the *t-f* domain.

Dominant frequency of radargrams defines their resolution and controls the effective depth of the GPR method. The proposed methodology aims to recover the signal's initial resolution instead of increasing it. The latter can be accomplished by deconvolution methods, which require stationarity. Spectral balancing in the *t-f* domain prior to deconvolution ensures that the dominant frequency is time independent along the trace. Stationary wavelet or predictive deconvolution increases the temporal resolution of GPR data after successful spectral balancing.

Bradford (2007), Irving and Knight (2003), and Turner (1994) demonstrate that one can estimate the apparent Q^* from the GPR data. Inverse Q^* filtering corrects for attenuation effects by altering both the amplitude and phase spectra. Here, we present a method that does not require the direct estimation of Q^*, but it alters only the amplitude spectrum. This fact should be taken into consideration when interpreting the spectrally balanced data. Further work is necessary for correcting the phases.

CONCLUSIONS

Apparent Q^* usually is estimated from GPR data. We propose a spectral balancing technique that does not involve the Q^* estimation. Spectral balancing is implemented in the *t-f* domain using the flexible S-transform, which exhibits increased frequency resolution around the dominant frequencies of the GPR data. This deterministic procedure, applied on a synthetic trace, recovered the wavelets suffering attenuation and balanced the trace, without altering the phases. Thus, spectral balancing GPR data is set as a precondition for further processing, such as deconvolution. The time window, almost 1.5 times the wavelet length, proved to work well for spectral balancing GPR data.

For the sandbox data, the proposed methodology improves the efficiency of the deconvolution methods, pointing out that spectral balancing must be applied prior to deconvolution, instead of being an alternative technique. For the Bissen Quarry data, spectral balancing efficiently delineates reflections from deeper horizons.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank Maksim Bano for providing sandbox experiment GPR data and George Tsoflias for providing the Bissen Quarry GPR data. Many thanks go to Antonis Giannopoulos for providing his algorithms (GPRMax) used for the computation of synthetic GPR sections and his very helpful suggestions for using them. We also thank George Kritikakis and Nikos Spanoudakis for their advice and help in editing this work. We are grateful to John Bradford and two anonymous reviewers, whose constructive comments and remarks helped to improve the manuscript. Computing support was provided by the Laboratory of Applied Geophysics, Mineral Resources Engineering Department, Technical University of Crete.

REFERENCES

Annan, A. P., 1996, Transmission dispersion and GPR: Journal of Environmental and Engineering Geophysics, **0**, 125–136.

Bano, M., 1996, Modeling and inverse Q imaging of ground penetrating radar waves in 1 and 2D: Geophysical Research Letters, **23**, 3123–3126.

———, 2004, Modelling of GPR waves for lossy media obeying a complex power law of frequency for dielectric permittivity: Geophysical Prospecting, **52**, 11–26.

Bano, M., O. Loeffler, and J. F. Girard, 2009, Ground penetrating radar imaging and time-domain modelling of the infiltration of diesel fuel in a sandbox experiment: Comptes Rendus Geosciences, **341**, 846–858.

Belina, F. A., B. Dafflon, J. Tronicke, and K. Holliger, 2008, Enhancing the vertical resolution of surface georadar data: Journal of Applied Geophysics, **68**, 26–35.

Bradford, J., 2007, Frequency-dependent attenuation analysis of ground-penetrating radar data: Geophysics, **72**, no. 3, J7–J16.

Bradford, J., and Y. Wu, 2007, Instantaneous spectral analysis: Time-frequency mapping via wavelet matching with application to contaminated-site characterization by 3D GPR: The Leading Edge, **26**, 1018–1023.

Debye, P., 1945, Polar molecules: Dover Publishing.

Gabor, D., 1946, Theory of communication: Journal of the Institute of Electrical Engineers, **93**, 429–457.

Giannopoulos, A., 2005, Modelling of ground penetrating radar using GprMax: Construction and Building Materials, **19**, 755–762.

Irving, J. D., and R. J. Knight, 2003, Removal of wavelet dispersion from ground-penetrating radar data: Geophysics, **68**, 960–970.

Lazaratos, S., and C. Finn, 2004, Deterministic spectral balancing for high-fidelity AVO: 74th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 219–223.

Loeffler, O., and M. Bano, 2004, Ground penetrating radar measurements in a controlled vadose zone: Influence of the water content: Vadose Zone Journal, **3**, 1082–1092.

Margrave, G., 1998, Theory of nonstationary linear filtering in the Fourier domain with application to time-variant filtering: Geophysics, **63**, 244–259.

Neto, P., and W. Medeiros, 2006, A practical approach to correct attenuation effects in GPR data: Journal of Applied Geophysics, **59**, 140–151.

Parolai, S., 2009, Denoising of seismograms using the S transform: Bulletin of the Seismological Society of America, **99**, 226–234.

Pinnegar, C., and D. Eaton, 2003, Application of the S transform to prestack noise attenuation filtering: Journal of Geophysical Research, **108**, no. B9, ESE 9-1–ESE 9-2.

Pinnegar, C. R., and L. Mansinha, 2003, The S-transform with windows of arbitrary and varying shape: Geophysics, **68**, 381–385.

Schimmel, M., and J. Gallart, 2007, Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data: Journal of Geophysical Research, **112**, B04303.

Sinha, S., P. Routh, and P. Anno, 2009, Instantaneous spectral attributes using scales in the continuous wavelet transform: Geophysics, **74**, no. 2, WA137–WA142.

Stockwell, R. G., 2007, Why use the S transform? *in* L. Rodino, B.-W. Schulze, and M. W. Wong, eds., Pseudo-differential operators: Partial differential equations and time-frequency analysis: American Mathematical Society, Fields Institute Communications Series 52, 279–309.

Stockwell, R. G., L. Mansinha, and R. P. Lowe, 1996, Localization of the complex spectrum: The S-transform: IEEE Transactions on Signal Processing, **44**, 998–1001.

Tsoflias, G., T. Halihan, and J. Sharp, 2001, Monitoring pumping test response in a fractured aquifer using ground penetrating radar: Water Resources Research, **37**, 1221–1229.

Tsoflias, G., and J. Sharp, 1998, Three-dimensional hydrogeologic characterization of fractured carbonate aquifers using ground-penetrating radar: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, **48**, 439–447.

Tufekcic, D., J. F. Claerbout, and Z. Rasperic, 1981, Spectral balancing in the time domain: Geophysics, **46**, 1182–1188.

Turner, G., 1994, Subsurface radar propagation deconvolution: Geophysics, **59**, 215–223.

Turner, G., and A. F. Siggins, 1994, Constant-Q attenuation of subsurface radar pulses: Geophysics, **59**, 1192–1200.

Xia, J., E. K. Franseen, R. D. Miller, and T. V. Weis, 2004, Application of deterministic deconvolution of ground-penetrating radar data in a study of carbonate strata: Journal of Applied Geophysics, **56**, 213–229.

6303

Deterministic deconvolution for GPR data in t-f domain

N. Economou* (Technical University of Crete) & A. Vafidis (Technical University of Crete)

SUMMARY

A deterministic deconvolution for of GPR data is implemented using the S-transform. This method utilizes narrow time windows in t-f domain and sets spectral balancing as a precondition. The algorithm, tested on synthetic and real data, produces very promising results. Its application on GPR data from a sandbox experiment showed that temporal resolution of GPR data can be equally increased to reveal reflected waves travelling in high and/or low loss media.

Introduction

GPR sections encounter a resolution reduction with depth, because electromagnetic (E/M) waves propagating in the subsurface suffer frequency dependent attenuation, which is more prominent at higher frequencies. Deconvolution aims at enhancing the vertical resolution of the data, by compressing the source wavelet. Standard deconvolution techniques are problematic when applied to surface georadar data, mainly because GPR traces are non-stationary. To overcome this problem spectral balancing must be applied prior deconvolution.

Spectral balancing techniques were used on GPR data (Belina et al., 2008) in order to increase the vertical resolution of GPR sections. Economou and Vafidis (2008) proposed a deterministic spectral balancing method for GPR data, which is performed in t-f domain. This procedure keeps phase information unaltered. Turner and Siggins (1994) suggest that spectral balancing and deconvolution techniques applied on GPR data, require assumptions for stationarity which demand dividing a GPR trace in time windows. Neto and Madeiros (2006) estimated a time window where phase is practically unaltered. Xia et al. (2004) proposed a deterministic deconvolution method, based on direct waves, which is performed in frequency domain.

We propose a deterministic deconvolution technique which is implemented in t-f domain and is applied on spectrally balanced GPR data. The GPR data are mapped in t-f domain, using the S-transform. The whole procedure requires one S-transform and one IFT for each trace. The proposed methodology is demonstrated, using synthetic and real data.

Methodology

The S-Transform can be viewed as a combination of Stationary Fourier Transform (STFT) and Wavelet Transform (WT). The S-transform of a signal u(t) is (Stockwell et al., 1996):

$$S(\tau, f) = \int_{-\infty}^{\infty} u(t) w(\tau - t, f) e^{-i2\pi ft} dt \tag{1}$$

A scalable Gaussian window w(t) is used to localize the complex Fourier sinusoid:

$$w(\tau - t, f) = \frac{|f|}{\sqrt{2\pi}} e^{\frac{-f^2 (t-\tau)^2}{2}} \tag{2}$$

The proposed method consists of two steps, namely spectral balancing and deconvolution. It is implemented on time windows, where data exhibit stationarity. A reference wavelet is required which corresponds either to the direct wave (Xia et al., 2004), or a reflected wave. Deterministic spectral balancing implemented in t-f domain performs spectral shifting and widening (Economou and Vafidis, 2008). The deconvolution procedure is described by the following equation:

$$R(f) = \frac{|X(f)|}{|X_r(f)|} e^{i[\theta(f) - \phi_r(f)]} \tag{3}$$

Where X(f) and R(f) are the spectra of the signal before and after deconvolution respectively and $X_r(f)$ is the reference spectrum. Setting $\varphi_r = 0$, equation (3) corresponds to zero-phase deconvolution.

Synthetic data

The reflectivity series shown in Figure 1a was convolved with a 1200 MHz wavelet (Giannopoulos, 2005), in order to simulate a stationary GPR synthetic trace. A forward Q filter was applied on this synthetic trace, using nonstationary convolution (Margrave, 1988) and random noise was added (Figure 1b). Spectral balancing, recovers the signal by increasing S/N ratio (Figure 1c). Deterministic deconvolution increases temporal resolution (Figure 1d), revealing properly most of the reflectivity coefficients.

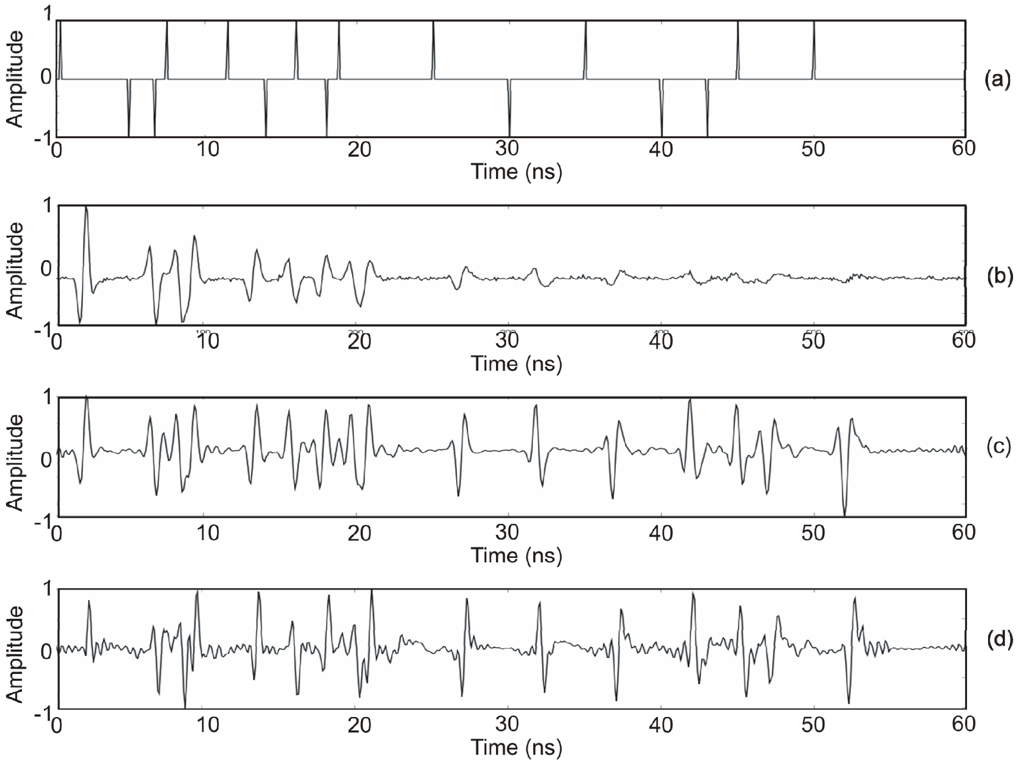


Figure 1 *Application of the proposed methodology on a synthetic trace. a) Reflectivity series, b) Convolution of (a) with a 1200 MHz wavelet and application of Q filter (Q=40), c) spectral balancing of (b) and d) deconvolution of (c). The early arrival at 2 ns was selected as reference reflection. All traces are normalized.*

Sandbox experiment

A controlled experiment was conducted in a sandbox at the University of Louis Pasteur in Strasbourg, France, using Pulse-Ekko1000 GPR system with 1200 MHz shielded antennas (Loeffler and Bano, 2004). Water level is 72 cm below surface. The high amplitude reflection in the center of the section (recording time around 10 ns) is caused by a steel pipe (Figure 2). "De-wow" and a AGC gain (4ns window) was applied on the raw data (Figure2a). Spectral balancing recovered GPR reflected waves (Figure 2b). Deconvolution before (Figure 2c) and after (Figure 2d) spectral balancing in t-f domain, successfully increased temporal resolution for reflected waves traveling in the unsaturated sand (water table at around 12 ns). Additionally, deconvolution after spectral balancing improved reflected waves originating from the bottom of the sandbox (at around 23 ns). Finally, Figure 3 displays the amplitude spectrum of a selected trace, at 0.7 m offset (Figure 3a), after spectral balancing (Figure 3b), after deconvolution prior spectral balancing (Figure 3c) and after deconvolution and spectral balancing (Figure 3d).

Conclusions

A deconvolution method for GPR data was implemented in t-f domain. This method increases vertical resolution of GPR reflected waves and sets spectral balancing as a precondition. Its application on a synthetic trace which corresponds to waves propagating in high loss media, was successful. For the sandbox experiment, this method generates a sharp GPR section, which reveals equally well reflected waves from interfaces and targets above and below water table.

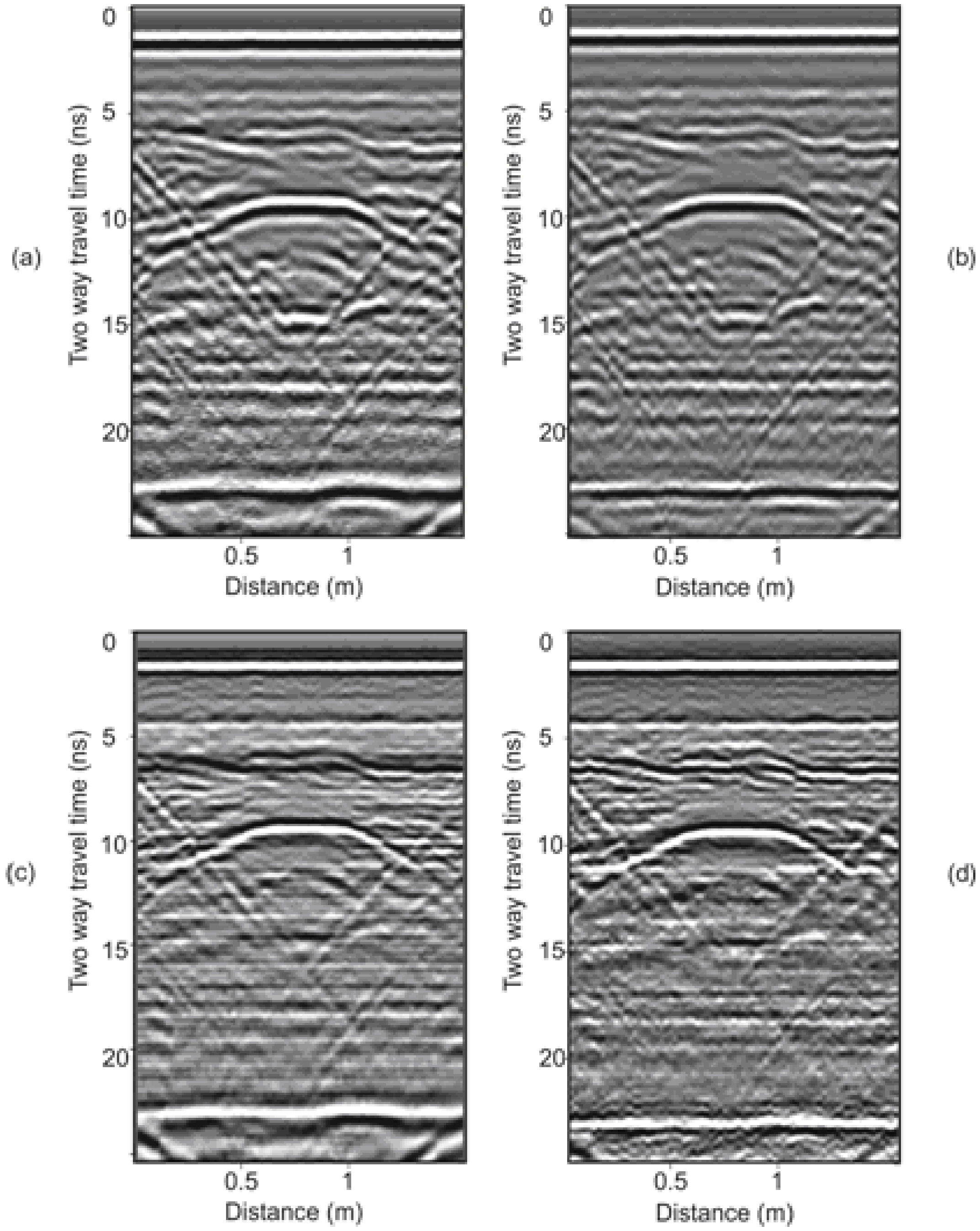


Figure 2 *Sandbox experiment. a) Raw data after "De-wow" and AGC (4ms window), b) spectral balancing of raw data, c) deconvolution before spectral balancing and d) deconvolution after spectral balancing. The early arrival at 2 ns was selected as reference reflection.*

Acknowledgments

We would like to thank Dr. Bano, for providing "Sandbox experiment" GPR data. Many thanks to Dr. Giannopoulos, for providing his algorithm (GPRMax) used for the computation of synthetic GPR traces and his very helpful suggestions in using it.

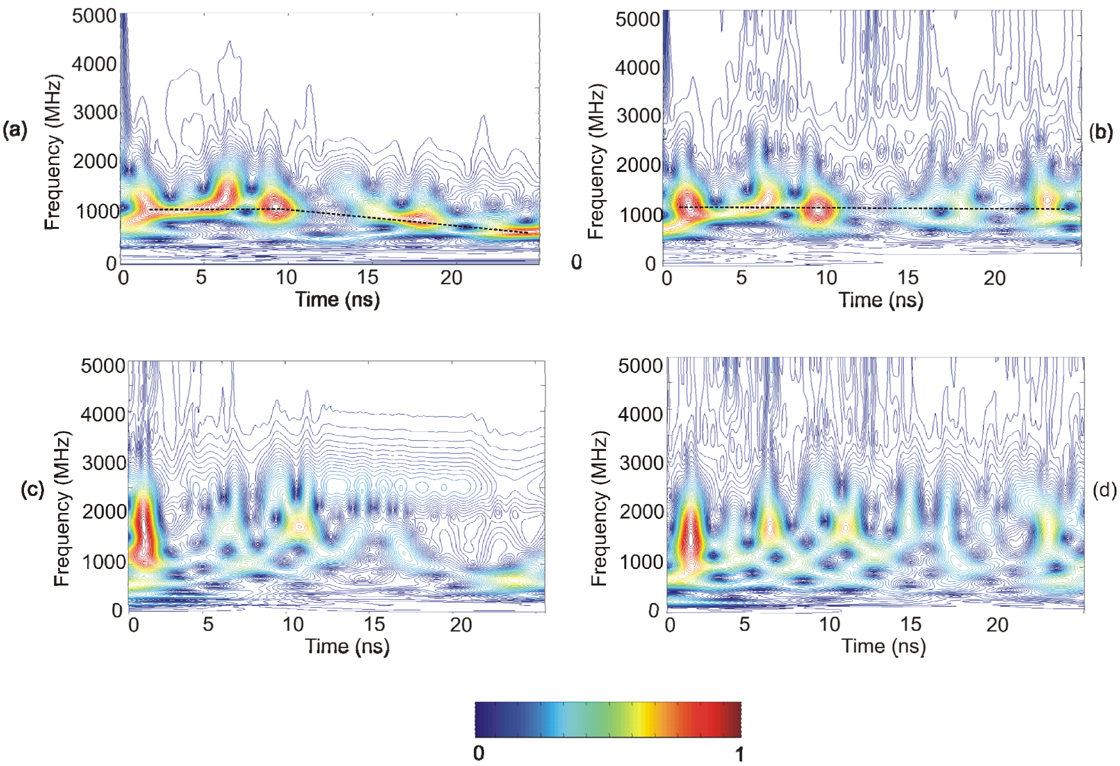


Figure 3 *Amplitude spectrum in t-f domain of a selected trace from the sandbox experiment (at 0.7 m offset). a) Raw data, b) after spectral balancing c) deconvolution prior spectral balancing and d) deconvolution after spectral balancing. Black lines on (a) and (b) indicate the variation of the dominant frequency over time. All amplitude spectra are normalized.*

References

Belina, F.A., B., Dafflon, Tronicke, J., and Holliger, K [2008] Enhancing the Vertical Resolution of Surface Georadar Data: Journal of Applied Geophysics, doi: 10.1016/j.jappgeo.2008.08.011.

Giannopoulos A. [2005] Modelling of ground penetrating radar using GprMax: Construction and Building Materials, 19, 755-762.

Loeffler O. and Bano, M. [2004] GPR measurements in a Controlled Vadose Zone: Influence of the Water Content. Vad. Zone J., 3, 1082-1092.

Margrave G. [1998] Theory of nonstationary linear filtering in the Fourier domain with application to time-variant filtering. Geophysics, 63, No 1, 244–259.

Neto P., and Medeiros W. [2006] A practical approach to correct attenuation effects in GPR data. Journal of Applied Geophysics, 59, 140-151.

Stockwell R. G., Mansinha L. and Lowe R. P. [1996] Localization of the complex spectrum: The S-transform: IEEE Trans. Signal Process., 44, 998– 1001.

Turner G. and Siggins A. F. [1994] Constant Q attenuation of subsurface radar pulses: Geophysics, 59, 1192–1200.

Economou, N, and Vafidis, A. [2008] Spectral balancing of GPR data using time-variant bandwidth in t-f domain: «Near Surface 2008» – the 14th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics of the Near Surface Geoscience Division of EAGE, Krakow, Poland, 15-17 September.

Xia, J., Franseen, E.K., Miller, R.D., and Weis, T.V. [2004] Application of deterministic deconvolution of ground-penetrating radar data in a study of carbonate strata: J. Appl. Geophys. 56, 213–229.

B27

Spectral Balancing GPR Data Using Time-variant Bandwidth in t-f Domain

N. Economou* (Technical University of Crete) & A. Vafidis (Technical University of Crete)

SUMMARY

A deterministic method to increase vertical resolution of GPR data is proposed, based on spectral balancing in t-f domain. Taking advantage of the variation of time and frequency resolution of S-transform, GPR signals can be balanced and de-noised after the selection of a time-variant bandwidth. The algorithm is fast, since it involves one FT and two IFTs for each trace. The proposed methodology was applied on a synthetic trace and real GPR data from a sandbox experiment, revealing reflections, which were not clearly visible after conventional processing. Additionally, weak reflections present in the spectrally balanced GPR section, are attributed to the interface between the water - oil mixture zone and the water zone.

Introduction

Electromagnetic waves propagating into the earth suffer frequency dependent attenuation, mainly caused by the presence of water in soils and rocks (Turner and Siggins, 1994). Thus, the amplitude and the dominant frequency of the propagating waves decrease, resulting in resolution reduction of the radargrams.

Spectral balancing is applied in seismic reflection data, in order to alter the dominant frequency (Xu and Chopra, 2007; Lazaratos and Finn, 2006). Spectral balancing of GPR data (Young and Sun, 1999; Plumb et al., 1998; Yound and Denz, 1995, Zeng et al., 1995) aims to increase vertical resolution and enhance the amplitude of the reflected waves (Neto and Madeiros, 2006). It is usually accomplished by enhancing high frequency information (whitening), followed by band-pass filtering (Tufekcic et al., 1981). Time-frequency (t-f) analysis of GPR data is useful for studying the time variation of its frequency and phase (Bradford, 2007; Irving and Knight, 2003).

We propose a deterministic spectral balancing method for GPR, which is performed in t-f domain. The GPR data are mapped in t-f domain, using the S-transform. Spectral balancing involves time windows (where the GPR data are stationary), whose size is kept constant and equal to a reference pulse width. The proposed methodology is demonstrated, using synthetic and real data.

Methodology

The S-Transform can be viewed as a combination of Stationary Fourier Transform (STFT) and Wavelet Transform (WT). The S-transform of a signal u(t) is (Stockwell et al., 1996):

$$S(\tau, f) = \int_{-\infty}^{\infty} u(t) w(\tau - t, f) e^{-i2\pi ft} dt \tag{1}$$

A scalable Gaussian window w(t) is used to localize the complex Fourier sinusoid:

$$w(\tau - t, f) = \frac{|f|}{\sqrt{2\pi}} e^{\frac{-f^2 (t-\tau)^2}{2}} \tag{2}$$

The inverse S-transform is described by:

$$u(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \left\{ \int_{0}^{\infty} S(\tau, f) d\tau \right\} e^{i2\pi ft} df \tag{3}$$

The integral in brackets calculates the Fourier transform (FT) of the signal u(t). This integral can be expressed by:

$$\int_{0}^{\infty} S(\tau, f) d\tau = \sum_{j=1}^{\infty} \int_{t_{(j-1)(\Delta t)}}^{j\Delta t} S(\tau, f) d\tau \tag{4}$$

where Δt is the size of the time window.

Deterministic spectral balancing is accomplished in t-f domain, by using a reference spectrum, which corresponds to direct or early reflection waves (Lazaratos and Finn, 2006).

The proposed method is applied on data which belong to a time window and exhibit stationarity (Yilmaz, 1987). The spectrum of the above mentioned portion of the data is estimated from the $S(\tau,f)$, by summation over the corresponding time window (equation 4). This deterministic spectral balancing performs spectral shifting and widening and retains the phase and the power of the data within the time window.

Synthetic example

The reflectivity series shown in Figure 1a was convolved with a 900 MHz Gaussian wavelet, in order to simulate a stationary GPR synthetic trace (Figure 1b). A forward Q filtering was applied on this synthetic trace, using nonstationary convolution (Margrave, 1988) and random noise was added (Figure 1c). The Q*-factor is a generalization of Q-factor and is used for simulating attenuation in GPR data. According to Turner and Siggins (1974), when Q* and Q are equal the change in the pulse's shape is the same, while the decrease of amplitudes is different.

The proposed methodology includes the selection of specific time-variant bandwidth in t-f domain (Figure 2a), in order to apply time-variant gain (Figure 2c). The reference spectrum corresponds to the pulse recorded at times less than 5 ns. Applying spectral balancing the signal to noise ration is increased (Figure 1d). Comparing the signals in t-f domain, before and after spectral balancing (Figures 1e and f), we observe that the dominant frequency of the reflected waves in the balanced section remains constant over time.

Sandbox experiment

A controlled experiment was conducted in a sandbox at the University of Louis Pasteur in Strasbourg, France, using Pulse-Ekko1000 GPR system with 1200 MHz shielded antennas (Loeffler and Bano, 2004). Water level is 63 cm below surface. A capillary zone is present from around 31 cm to 63 cm below the sand box surface. After spilling oil from the surface, on the left side of the GPR profile, the sandbox was revisited (leaving a two months time) and surveyed again, in order to study alterations of GPR signal responses in time. The high amplitude reflection in the center of the section (recording time around 8 ns) is caused by a steel pipe (Figure 3). Figure 3 shows the GPR section before and after spectral balancing. On both sections "De-wow" was applied, for the removal of the low frequency impedance component. On Figure 3b time-variant gaining was applied in t-f domain, before spectral balancing. The reflection from the sandbox bottom appears from around 19 to 24 ns because of lateral velocity variation, caused by the oil spill.

Spectral balancing left practically unaltered the reflections above the capillary zone (before around 5 ns). At recording times greater than 5 ns the reflections become sharper and more evident. In particular, the reflection from the sandbox bottom, which was originally blurred before spectral balancing (Figure 3a), is better delineated (Figure 3b). Reflections on the left side of the GPR section (Figure 3a), at around 12-13 ns, become more visible after spectral balancing (Figure 3b). Additionally, weak reflections below 14 ns in the spectrally balanced section, are attributed to the interface between the water and oil mixture zone and water zone.

Conclusions

We introduced a deterministic method for spectral balancing, which is accomplished in t-f domain, utilizing S-transform. This method increases vertical resolution of GPR signals, extending the interpretational depth. The algorithm is fast, since it involves one FT and two IFTs for each trace. Its application on a synthetic trace suffering attenuation, increased signal to noise ratio. On real data, this method sharpened reflections, and revealed the interface between the water - oil mixture zone and the water zone.

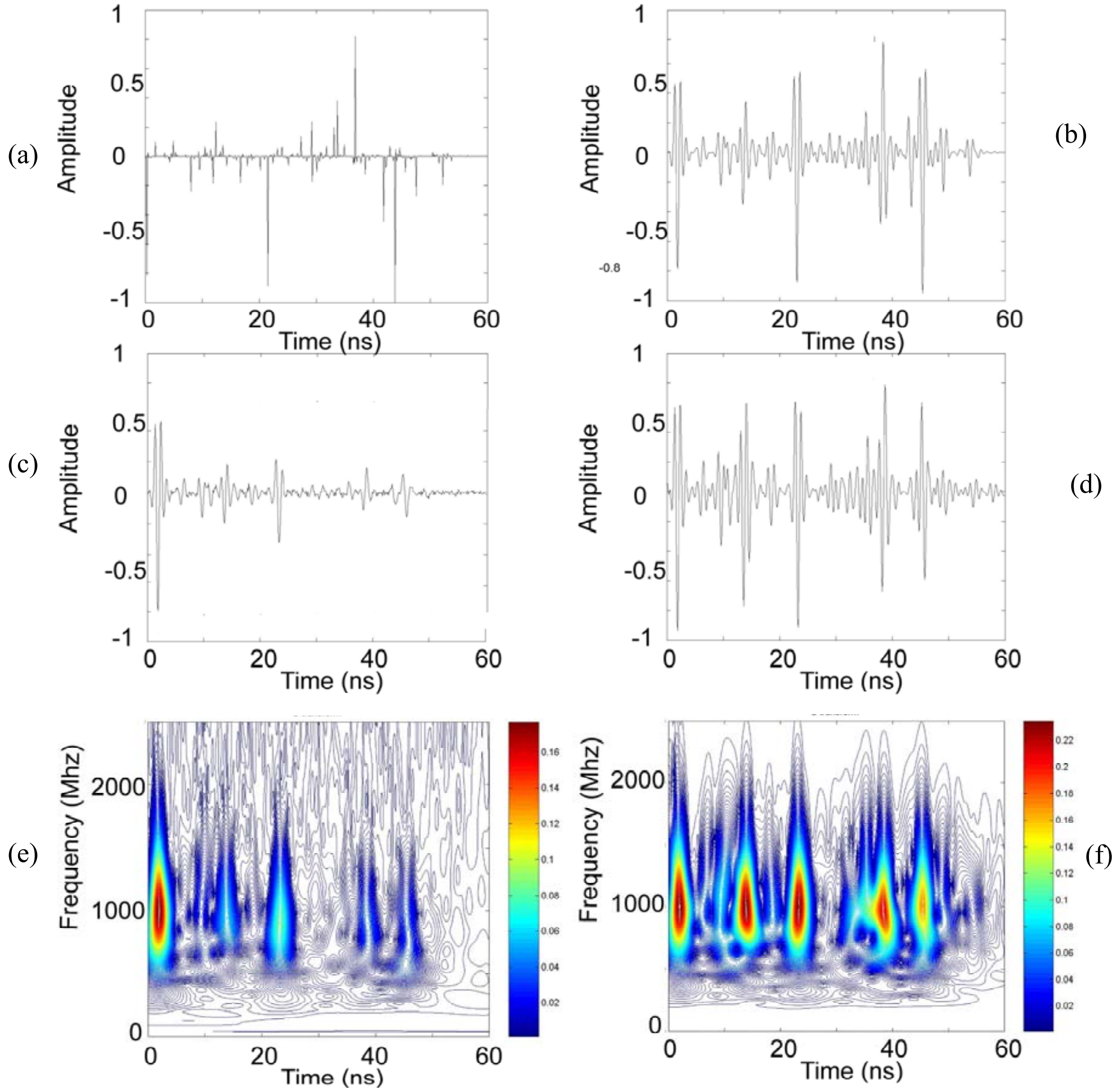


Figure 1: Spectral balancing of a synthetic trace. a) Reflectivity series, b) reflectivity series convolved with a 900 MHz Gaussian wavelet, c) is (b) after constant Q attenuation, d) after spectral balance, e) S-transform of (c) and f) S-transform of (d).

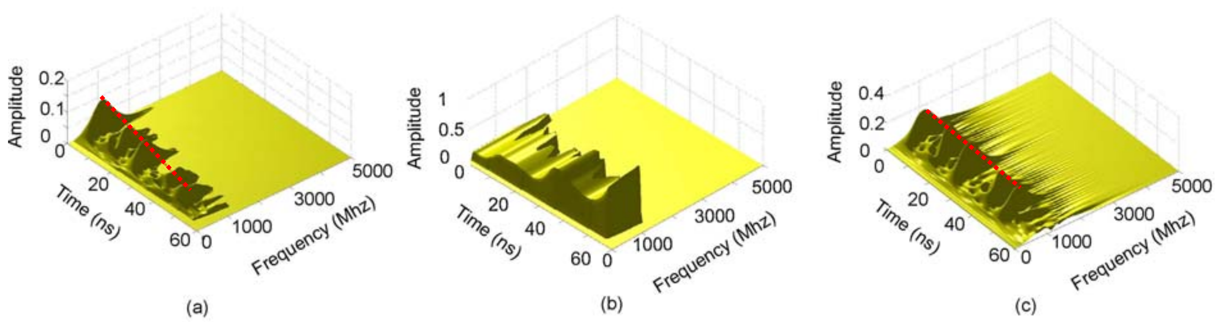


Figure 2: Three dimensional representation of the synthetic trace in t-f domain. a) the dominant frequency decreases over time (red dashed line) before spectral balancing, b) the time-variant gain and c) the dominant frequency remains constant after spectral balancing (red dashed line).

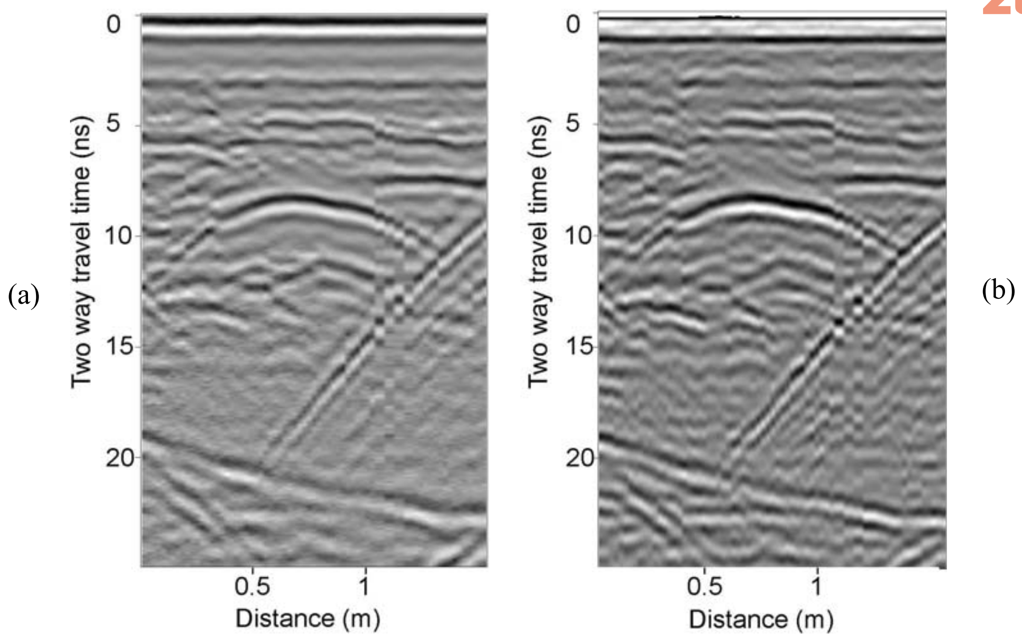


Figure 3: GPR section from the sandbox experiment. a) GPR section after "Dewow" and AGC and b) after time variant gain and spectral balancing in t-f domain.

References

Bradford J. [2007] Frequency-dependent attenuation analysis of ground-penetrating radar data. Geophysics, vol. 72, No 3, P.J7-J16.

Irving J. D. and Knight R. J. [2003] Removal of wavelet dispersion from ground-penetrating radar data. Geophysics, 68, 960–970.

Lazaratos S., and Finn C. [2004] Deterministic spectral balancing for high-fidelity AVO. SEG Int'l Exposition and 74th Annual Meeting, Denver, Colorado.

Loeffler O. and Bano, M. [2004] GPR measurements in a Controlled Vadose Zone: Influence of the Water Content. Vad. Zone J., 3, 1082-1092.

Margrave G. [1998] Theory of nonstationary linear filtering in the Fourier domain with application to time-variant filtering. Geophysics, 63, No 1, 244–259.

Neto P., and Medeiros W. [2006] A practical approach to correct attenuation effects in GPR data. Journal of Applied Geophysics, 59, 140-151.

Plumb R.G., Noon D.A., Longstaff I.D. and Stickley G.F. [1998] A waveform-range performance diagram for ground-penetrating radar. Journal of Applied Geophysics 40, 117–126.

Stockwell R. G., Mansinha L. and Lowe R. P. [1996] Localization of the complex spectrum. The S-transform, IEEE Trans. Signal Process., 44, 998– 1001.

Tufekcic D., Claerbout J. F., and Rasperic Z [1981] Spectral Balancing in the time domain. Geophysics, 46, No 8, 1182-1188.

Turner G. and Siggins A. F. [1994] Constant Q attenuation of subsurface radar pulses. Geophysics, 59, 1192–1200.

Xu Y., and Chopra S. [2007] Improving AVO fidelity by NMO stretching and offset-dependent tuninf corrections, The Leading Edge, 26, 1548.

Yilmaz O. [1987] Seismic data processing-Investigations in geophysics, Vol 2, SEG.

Young R.A., and Deng Z. [1995] Interactive processing of GPR data. The Leading Edge, 275– 280.

Young R.A. and Sun J. [1999] Revealing stratigraphy in groundpenetrating radar data using domain filtering. Geophysics 64, 435–442.

Zeng X., McMechan G.A., Cai J. and Chen H.W. [1995] Comparison of ray and Fourier methods for modeling monostatic GPR profiles. Geophysics 60, 1727– 1734.