

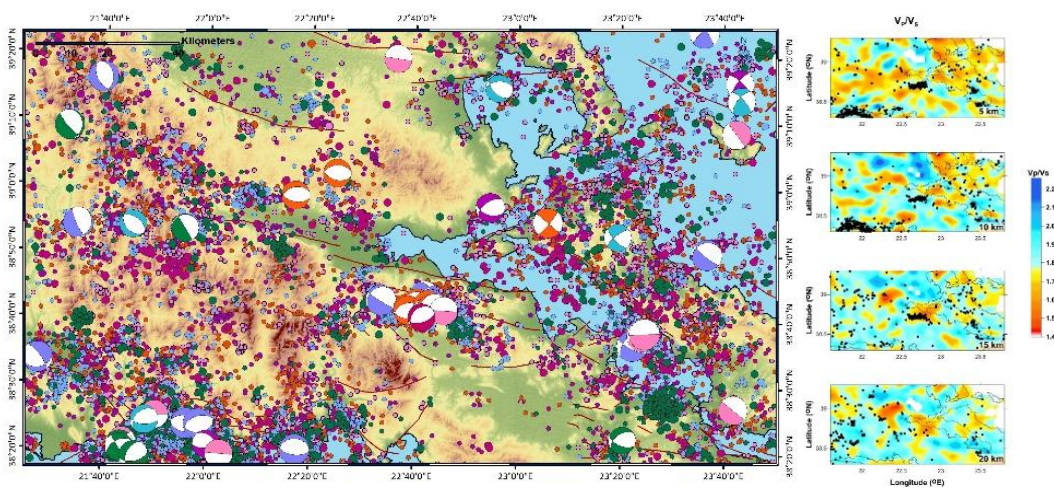


ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ  
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ  
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΓΕΩΘΕΡΜΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Σεισμική Τομογραφία στην Ευρύτερη Περιοχή της Αταλάντης

ΕΙΡΗΝΗ Σ. ΣΑΡΔΕΛΗ Α.Μ. 1114201400159



ΕΠΙΒΛΕΠΟΥΣΑ: ΔΡ. ΚΥΡΙΑΚΗ ΠΑΥΛΟΥ (ΕΔΙΠ, Α Βαθμίδα)

ΑΘΗΝΑ, 2020

*Αφιερωμένη στην γιαγιά μου Ειρήνη,  
στην γιαγιά μου Άννα και τον παππού μου Παναγιώτη .*

## **ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ**

Ολοκληρώνοντας την διπλωματική μου εργασία, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την επιβλέπουσα Δρ. Κυριακή Γ. Παύλου (ΕΔΙΠ, Α βαθμίδα), για την εμπιστοσύνη που έδειξε αναθέτοντας μου το συγκεκριμένο θέμα, για την πολύτιμη καθοδήγησή της, τον χρόνο που διέθεσε καθώς και τις χρήσιμες και εύστοχες συμβουλές προκειμένου να ολοκληρωθεί η παρούσα διπλωματική εργασία. Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Δρ. Ανδρέα Ν. Καρακωνσταντή, για την αμέριστη επιστημονική συμβολή του.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ οφείλω στους γονείς μου και την αδερφή μου για όλη την στήριξη, την απαραίτητη συμπαράσταση και την κατανόηση τους, καθ' όλη την διάρκεια των προπτυχιακών σπουδών μου. Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω τους φίλους μου και τους συγγενείς μου, για την διαρκή στήριξη τους.

## ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα διπλωματική εργασία με θέμα «Σεισμική τομογραφία στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης» πραγματοποιείται στον προσδιορισμό της χωρικής κατανομής της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και του μεταξύ τους λόγους ( $V_p/V_s$ ) στην Κεντρική Στερεά Ελλάδα. Αρχικά η ανάλυση της γεωλογίας και της τεκτονικής που παρουσιάζεται στην περιοχή μελέτης καθώς και οι ρηξιγενείς ζώνες βοηθούν στην κατανόηση των εξαγόμενων αποτελεσμάτων της Σεισμικής Τομογραφίας.

Η τεχνική της Σεισμικής Τομογραφίας απεικονίζει δισδιάστατες ή τρισδιάστατες δομές μέσα από ένα σύνολο παρατηρήσεων στην περιφέρεια ενός στοχοποιημένου γήινου όγκου. Σκοπός της, είναι ο καθορισμός ζωνών υψηλών και χαμηλών ταχυτήτων οι οποίες προσδιορίζονται από τον συνδυασμό πληροφοριών πολλών διασταυρούμενων σεισμικών ακτινών. Η χρήση της Παθητικής Τομογραφίας βοηθά στην βέλτιστη τρισδιάστατη απεικόνιση του ανωτέρου, κυρίως του γήινου φλοιού και την εξαγωγή συμπερασμάτων της Γεωλογικής δομής της περιοχής. Το βασικό αναλυτικό εργαλείο για την μετατροπή των επιφανειακών δεδομένων σε αξιόπιστα γεωλογικά μοντέλα και τον υπολογισμό των διαφόρων παραμέτρων τους είναι η θεωρία της αντιστροφής. Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα γραμμικής αντιστροφής είναι αυτό της σεισμικής τομογραφίας ταχυτήτων που αναλύεται στην παρούσα εργασία.

Τα δεδομένα για την εκτέλεση της διπλωματικής προέρχονται από το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Εθνικού Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών για την χρονική περίοδο 2012- 2017 ( <http://dggsl.geol.uoa.gr/> ). Επιλέχθηκαν οι σεισμοί του παραπάνω χρονικού διαστήματος από κοντινούς σταθμούς του Εθνικού Δικτύου, οι οποίοι πληρούσαν τις προϋποθέσεις για την επεξεργασία τους με τον αλγόριθμο σεισμικής τομογραφίας για την παραγωγή τρισδιάστατων προτύπων δομής ταχυτήτων. Στην παρούσα εργασία πραγματοποιήθηκε Σεισμική Τομογραφία με την χρήση του αλγόριθμου *LOTOS* (*Koulakov, 2009a*). Τα αποτελέσματα εξήχθησαν σε Τοπική Κλίμακα και η αξιοπιστία των τελικών προτύπων πραγματοποιήθηκε με τις συνθετικές δοκιμές σκακιέρας (*Humphreys and Clayton, 1988*).

Σημαντική αναφορά γίνεται και στους μηχανισμούς γένεσης της ευρύτερης περιοχής και κυρίως στην περιοχή της Αταλάντης η οποία χαρακτηρίζεται από σημαντική καταγεγραμμένη σεισμικότητα που είναι άμεσα συνδεδεμένη με τα ρήγματα της περιοχής. Τέλος, κατά την παρούσα διπλωματική, επετεύχθη η ανάδειξη ενός τρισδιάστατου μοντέλου της περιοχής μελέτης, όπου έγινε διακριτή η παρουσία τεκτονικών δομών. Ένα τέτοιο πρότυπο δομής αποτυπώνει με βέλτιστο δυνατό τρόπο τις τεκτονικές και ηφαιστειακές διεργασίες που συντελέστηκαν.

Πιο αναλυτικά:

Στο **πρώτο** κεφάλαιο γίνεται αναφορά στην γεωλογία, στην τεκτονική και στις ρηξιγενείς ζώνες της περιοχής μελέτης και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή της Αταλάντης .

Στο **δεύτερο** κεφάλαιο αναπτύσσεται η θεωρία της σεισμικής τομογραφίας και περιγράφεται το θεωρητικό υπόβαθρο της σεισμικής αντιστροφής, από την μία σε τρεις διαστάσεις.

Στο **τρίτο** κεφάλαιο γίνεται ανάλυση του προγράμματος *LOTOS* (Local Tomographic Scheme) που χρησιμοποιήθηκε για την εξαγωγή των αποτελεσμάτων.

Στο **τέταρτο** κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της 3D (τρισεδιάστατης) σεισμικής αντιστροφής με την χρήση του αλγόριθμου *LOTOS* και αναλύονται με βάση τις γεωλογικές και τεκτονικές δομές της περιοχής. Ακόμα αναφέρονται οι μηχανισμοί γένεσης και η σεισμικότητα της περιοχής μελέτης από το παρελθόν μέχρι και σήμερα.

Στο **πέμπτο** κεφάλαιο συνοψίζονται τα εξαγόμενα συμπεράσματα της διπλωματικής.

## ABSTRACT

The present bachelor's thesis with the topic of the "Seismic Tomography of the wider area of Atalanti" deals with the determination of spatial distribution which refers to the velocity spread of seismic waves and  $V_p/V_s$  in central Greece. First, the geotectonic study which is presented as well as the fault zones help the interpretation of the Seismic tomography's exported results.

This technique of Seismic Tomography depicts two or three – dimensional structures through a set of seismic observations in the study region. The aim of this work is the determination of high and low velocity zones, which are determined by the combination of information of several intersections seismic rays. The use of Passive Seismic Tomography helps to optimize the dimensional visualization of the upper, mainly of the Earth's crust and export the results of the geological structure of the area. The basic analytical instrument for the conversion of surface parameters into reliable geological models and the calculation of various parameters is the theory of inversion. A typical example of linear inversion is that of seismic tomography of velocities which is analyzed in the present work.

The data for the composition of this bachelor's thesis comes from the Seismological laboratory of National and Kapodistrian University of Athens for the period 2012-2017 ( <http://dggsl.geol.uoa.gr/> ). The earthquakes of the above period were selected from nearby stations of Ethnic Network, which fulfilled the requirements for their processing with the seismic tomography algorithm to produce three dimensional modules velocity's structure. In the present work, there was held Seismic Tomography with the use of the LOTOS algorithm (*Koulakov, 2009a*). The results were exported based on the local scale and the reliability of the final standards was achieved through the checkerboard method (*Humphreys and Clayton, 1988*).

An important reference is also made to the focal mechanisms of the regional area and mainly to the area of Atalanti which is characterized by important recorded seismicity that is connected with the area's faults. Finally, at the present bachelor's thesis, there was achieved the emergence of a three-dimensional model of the study area, which made the appearance of tectonic the structure distinct. Such a standard structure imprints the tectonic and volcanic processes that were done in the best possible way.

More detailed,

The **first** chapter refers to the geotectonic regime of the study area and specifically to the area of Atalanti.

The **second** chapter, the theory of Seismic Tomography is developed and the theoretical background of the seismic inversion is described, from one to three dimensions.

The **third** chapter refers analytically to the program LOTOS (Local Tomographic Scheme) which was used for the export of results.

The **fourth** chapter presents the results of three-dimensional seismic inversion with the use of LOTOS algorithm and these are analyzed according to the geological and tectonic

structures of the area. Moreover, the focal mechanisms and the seismicity of the study area are mentioned starting from the past until today.

The **fifth** chapter presents the results and conclusions of the bachelor's thesis.

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ.....	2
ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	3
ABSTRACT.....	5
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 - ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ .....</b>	<b>9</b>
1.1 Γενικά.....	9
1.2 Γεωτεκτονικό καθεστώς περιοχής.....	10
1.2.1 Ιόνια Ενότητα .....	11
1.2.2 Ενότητα Γαβρόβου .....	13
1.2.3 Ενότητα Πίνδου .....	13
1.2.4 Ενότητα Παρνασσού .....	15
1.2.5 Υποπελαγονική Ενότητα .....	16
1.2.6 Πελαγονική Ενότητα.....	17
1.3 Ρηξιγενείς ζώνες περιοχής .....	18
1.3.1 Γεωλογικά Στοιχεία Αταλάντης.....	20
1.3.2 Νεοτεκτονική Αταλάντης .....	21
1.3.3 Το ρήγμα της Αταλάντης .....	23
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 - ΘΕΩΡΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ .....</b>	<b>27</b>
2.1 Εισαγωγή.....	27
2.2 Μέθοδοι Σεισμικής Τομογραφίας .....	29
2.3 Εξέλιξη Σεισμικής Παθητικής Τομογραφίας.....	32
2.4 Σεισμικά Κύματα .....	33
2.5 Νόμοι Διάδοσης Σεισμικών Κυμάτων.....	35
2.6 Τύποι Καταγραφόμενων Σεισμικών Κυμάτων.....	38
2.7 Βασικές Αρχές Σεισμολογίας.....	41
2.8 Τομογραφία Διάθλασης.....	45
2.8.1 Ευθύ Πρόβλημα.....	46
2.8.2 Αντίστροφο Πρόβλημα .....	51
2.9 Εισαγωγή στην 1D Σεισμική Αντιστροφή .....	52
2.10 Εισαγωγή στην 3D Σεισμική Αντιστροφή .....	54
2.11 Το αντίστροφο Πρόβλημα .....	57
2.12 Επιλογή Αλγόριθμου 3D Σεισμικής Αντιστροφής .....	58



2.13 Απεικόνιση Περιοχής Μέγιστης Εμπιστοσύνης - Συνθετικά Τεστ .....	59
2.14 Επαναληπτική Τομογραφική Αντιστροφή .....	61
2.14.1 Παραδείγματα Αποτελεσμάτων .....	63
2.15 Ερμηνεία 3D Τοπογραφικών Ανωμαλιών Κυμάτων Χώρου .....	64
2.16 Ταχύτητες Σεισμικών Κυμάτων.....	68
2.17 Κινητήριοι Μηχανισμοί Διαφοροποίησης της Σεισμικής Ταχύτητας.....	69
2.18 Ανωμαλίες Ταχύτητας σε Τοπική και Ευρεία Κλίμακα (Ρήγματα, Ηφαιστεια, Περιβάλλοντα Σύγκλισης-Απόκλισης Λιθοσφαιρικών Πλακών).....	71
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 - ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΣ LOTOS.....</b>	<b>74</b>
3. 1 Γενικά .....	74
3.2 Γενική δομή φακέλων και αρχείων στον αλγόριθμο LOTOS.....	75
3.2.1 Δομή φακέλου DATA.....	76
3.2.2 Δομή υποφακέλου inidata.....	77
3.2.3 Δομή υποφακέλων MODEL.....	79
3.2.4 Αρχείο Sethor.....	84
3.2.5 Αρχείο Setver .....	85
3.3 Εκκίνηση Προγράμματος .....	85
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 - ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ – ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ .....</b>	<b>87</b>
4.1 Σεισμικότητα περιοχής.....	87
4.2 Αντιστροφή σεισμικών δεδομένων .....	97
4.3 Απεικόνιση περιοχής εμπιστοσύνης-συνθετικές δοκιμές σκακιέρας.....	104
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ .....</b>	<b>108</b>
<b>ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ .....</b>	<b>110</b>

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 - ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ

### 1.1 Γενικά

Σ' αυτό το κεφάλαιο γίνεται μια εισαγωγή στην περιοχή μελέτης, με περιγραφή της γεωτεκτονικής δομής των Ελληνίδων και των πρότυπων δημιουργίας αυτών. Η πολύπλοκη τεκτονική που επικρατεί στον Ελληνικό χώρο, αποτελεί αφορμή για την χρήση μεθόδων σεισμικής τομογραφίας προς χαρτογράφηση σημαντικών γεωλογικών δομών και ερμηνείας της σεισμικότητας. Επιπλέον, η θέση της Ελλάδος και το γεγονός ότι δεν έχει τελειώσει ακόμα η αλπική ορογενετική διαδικασία, αφού βρίσκεται στο στάδιο III του Αλπικού ορογενετικού συστήματος, δηλαδή της ολικής συμπίεσης και καταστροφής του ωκεάνιου φλοιού, την τοποθετεί μεταξύ των πιο σεισμογενών περιοχών στον κόσμο.

Το Αλπικό ορογενετικό σύστημα της Τυθής, που περικλείει τον χώρο του Αιγαίου, χωρίζεται σε δύο κλάδους, στον Βόρειο και στον Νότιο. Ο Βόρειος κλάδος περιλαμβάνει της Βετίδες, τα Πυρηναία, το βόρειο τμήμα των Άλπεων, τα Καρπάθια, τις Βαλκανίδες, τις Ποντίδες και τον Καύκασο έως τις οροσειρές κοντά στα Ιμαλάια. Αντίστοιχα ο Νότιος κλάδος αποτελείται από τα Απέννινα, το νότιο μέρος των Άλπεων, τις Δειναρίδες, τις Ελληνίδες και τις Ταυρίδες μέχρι τα Ιμαλάια. Η Ελλάδα αποτελεί μέρος της Νότιας αλυσίδας και λόγω της σύνθετης γεωλογικής δομής της, χωρίζεται σε γεωτεκτονικές ζώνες (ενότητες) ανάλογα με τους λιθολογικούς σχηματισμούς, την τεκτονική αλλά και την παλαιογεωγραφική της θέση.

Στον χώρο του Ελληνικού τόξου μπορούν να διακριθούν οι λεγόμενες Εσωτερικές Ελληνίδες, όπου έχουν επηρεαστεί από δύο τουλάχιστον κύκλους ορογένεσης, τον Παλαιοαλπικό του Άνω Ιουρασικού - Κάτω Κρητιδικού και τον κυρίως Αλπικό του Ανώτατου Κρητιδικού - Μειοκαίνου, με κορύφωση στο Ηώκαινο. Τέλος οι Εξωτερικές Ελληνίδες, εμφανίζονται στην περιφέρεια του Ελληνικού τόξου οι οποίες έχουν συνεχείς στρωματογραφικές στήλες και τεκτονίστηκαν μόνο μια φορά κατά το Ηώκαινο – Μειόκαινο, δηλαδή κατά την κύρια Αλπική φάση της ορογένεσης (Παπανικολάου Δ. 2015).

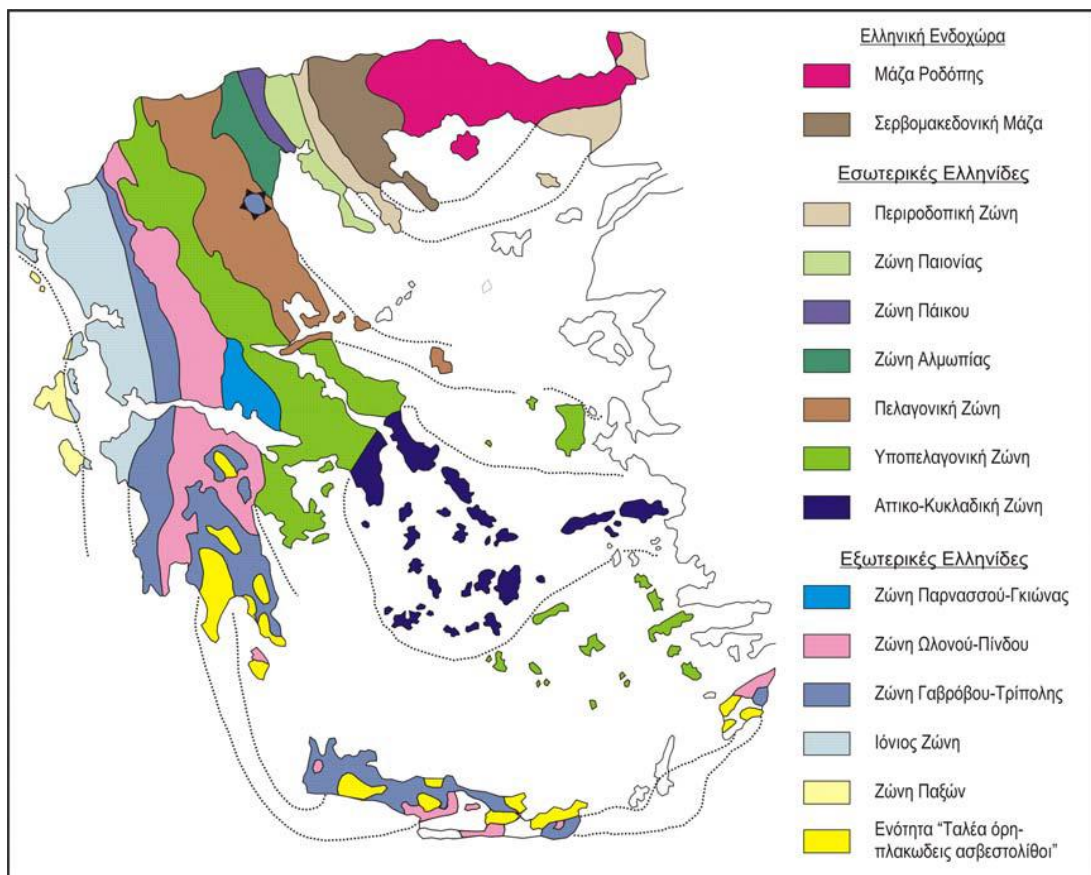
Στις εσωτερικές Ελληνίδες ανήκουν οι ζώνες (εικόνα 1) :

- Ζώνη Βοιωτίας
- Πελαγονική Ζώνη
- Υποπελαγονική Ζώνη
- Αλμωπίας Ζώνη
- Αττικοκυκλαδική Ζώνη

- Ζώνη Αξιού
- Περιοδοπική Ζώνη
- Ζώνη της Ροδόπης και
- Σερβομακεδονική Ζώνη

Στις εξωτερικές Ελληνίδες διακρίνονται:

- Προαπούλια ζώνη ή Ζώνη Παξών
- Ιόνια Ζώνη
- Ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης
- Ζώνη Πίνδου και
- Ζώνη Παρνασσού



**Εικόνα 1:** Γεωτεκτονικές ενότητες του Ελληνικού χώρου Ελλάδας.

( <http://elxefs.com/index.php/el/perivallon/163-geologia> )

## 1.2 Γεωτεκτονικό καθεστώς περιοχής

Η περιοχή μελέτης, ανήκει στις Εξωτερικές Ελληνίδες με τις ενότητες, από τα δυτικά προς τα ανατολικά, Ιόνια, Γαβρόβου, Πίνδου και Παρνασσού και στις Εσωτερικές Ελληνίδες με την Υποπελαγονική και Πελαγονική ενότητα.

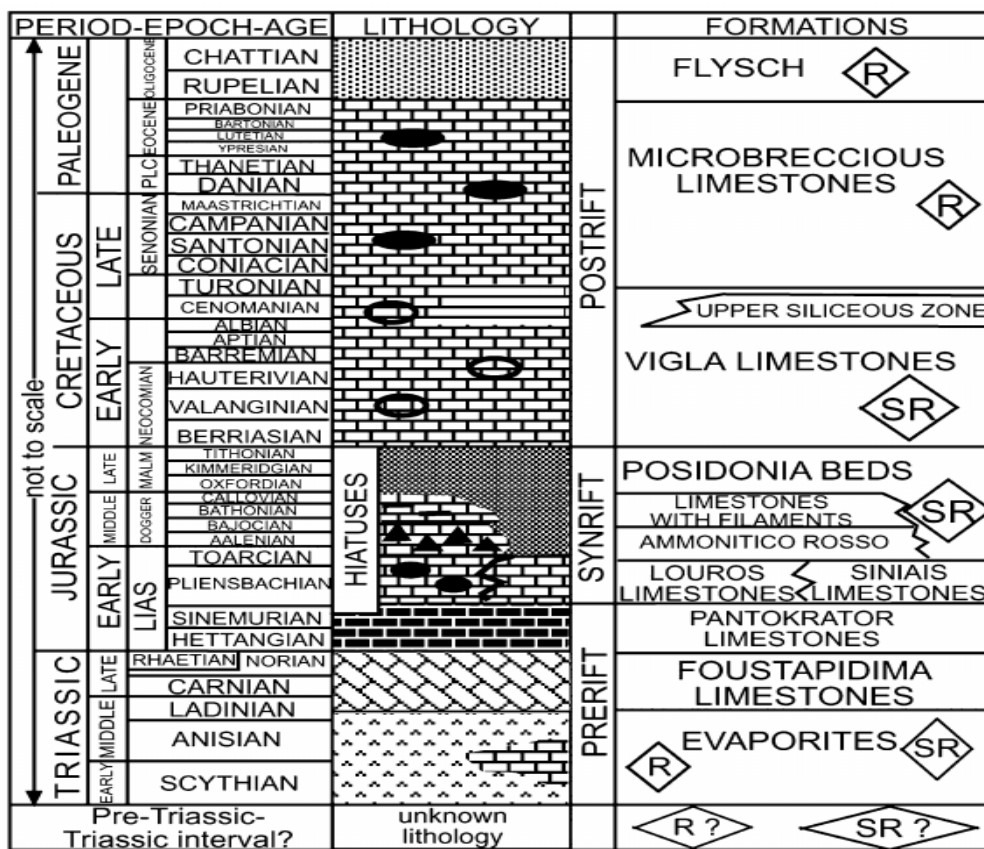
### 1.2.1 Ιόνια Ενότητα

Η Ιόνια ενότητα εκτείνεται κατά μήκος της δυτικής παραλίας της Ηπειρωτικής Ελλάδας με διεύθυνση Β-Ν και περιλαμβάνει το μεγαλύτερο τμήμα της Ηπείρου, την Ακαρνανία, κάποια τμήματα των Ιονίων νήσων και τη Δυτική Πελοπόννησο. Λόγω των διαφορών που παρουσιάζει η στρωματογραφική της στήλη στην αξονική περιοχή της με τις παρυφές της, διακρίνεται σε:

- Εξωτερική Ιόνια Ενότητα
- Κεντρική Ιόνια Ενότητα
- Ανατολική Ιόνια Ενότητα

Η λιθοστρωματογραφία της Ιόνιας ζώνης (εικόνα 2) ορίζεται παρακάτω από το τελευταίο στρώμα έως το ανώτερο. Τα πρώτα αλπικά ιζήματα της ζώνης είναι οι Τριαδικοί εβαπορίτες (κυρίως αποθέσεις γύψου με μικροκρυσταλλική υφή, αναμειγμένα με λατυποπαγή) ενώ υπάρχουν και παρεμβολές εβαποριτών μέσα σε ασβεστόλιθους του Κάτω Λιασίου. Πάνω στους εβαπορίτες έχουν αποτεθεί μαύροι ασβεστόλιθοι με Κωνόδοντα του Μέσου – Ανώτερου Τριαδικού. Οι ασβεστόλιθοι αυτοί είναι γνωστοί και ως «Ασβεστόλιθοι Φουσταπήδημα» οι οποίοι σηματοδοτούν το τέλος της εβαποριτικής ιζηματογένεσης και την αρχή της αμιγούς θαλάσσιας ιζηματογένεσης. Έπειτα, ακολουθεί μια νηριτική σειρά λεπτοκοκκώδων σε παχιά στρώματα ασβεστόλιθων και δολομιτών γνωστοί και ως «Ασβεστόλιθοι του Παντοκράτορα», οι οποίοι περιέχουν λίγα τρηματοφόρα και φύκη ηλικίας Μέσου Λιασίου. Ο Παντοκράτορας αντιστοιχεί σε πολύ ρηχή πλατφόρμα στο όριο της ανάδυσης. Διαδοχικά ή σε πλευρικές μεταβάσεις μέχρι το ανώτατο Ιουρασικό, αποτίθενται οι «Ασβεστόλιθοι του Λούρου» (πελαγικοί ασβεστόλιθοι με αμμωνίτες, βραχιονόποδα και τρηματοφόρα). Επίσης αποτίθενται και οι «Ασβεστόλιθοι Σινιών» και *Ammonitico rosso*. Οι φάσεις Σινιών και Λούρου σηματοδοτούν τη γενική βύθιση της λεκάνης. Η φάση Σινιών απαντά στην αξονική περιοχή της λεκάνης, ενώ του Λούρου στις κρασπεδικές περιοχές της. Στη συνέχεια ακολουθούν οι αργιλικοί σχιστόλιθοι με Ποσιδωνίες. Οι πελαγικές αυτές φάσεις μαρτυρούν ότι η περιοχή που μέχρι το Μέσο Λιάσιο υπήρξε αβαθής πλατφόρμα, μπαίνει σε μια περίοδο ταφροποίησης, κατά την οποία εφελκυστικοί μηχανισμοί δημιουργούν εσωτερικές λεκάνες και πελαγικές ράχες όπου αποτίθενται διάφορες ιζηματογενείς ακολουθίες το ίδιο χρονικό διάστημα. Για το λόγο αυτό η ιζηματογένεση αυτή τη περίοδο, είναι εντελώς διαφοροποιημένη στις διάφορες περιοχές, καταγράφοντας έντονες παλαιογεωγραφικές διαφοροποιήσεις της ζώνης. Από το Άνω Μάλμιο (Τιθώνιο) του Ανώτερου Ιουρασικού γίνεται γενική βύθιση της Ιονίου λεκάνης και ομογενοποίηση των συνθηκών ιζηματογένεσης και αρχίζει η απόθεση πελαγικών ασβεστόλιθων με κερατολιθικές ενστρώσεις, κοινών για όλη την Ιόνια ζώνη που διαρκεί μέχρι την έναρξη

απόθεσης του φλύσχη στο τέλος Ηωκαίνου. Οι ασβεστόλιθοι αυτοί αναφέρονται με το όνομα «Ασβεστόλιθοι Βίγλας» και η απόθεσή τους διήρκησε από το Τιθώνιο μέχρι και όλο το Κρητιδικό. Οι τελευταίοι είναι λεπτοπλακώδεις πελαγικοί ασβεστόλιθοι με λεπτές ενστρώσεις αργλικές και συνηθέστερα μαύρες κερατολιθικές αποθέσεις, οι οποίες συχνά εμφανίζονται ως πυριτικοί κόνδυλοι. Έπειτα στους Ηωκαινικούς ασβεστόλιθους βρίσκονται συχνά απολιθώματα τρηματοφόρων και εμφανίζονται ως πλακώδεις ασβεστόλιθοι, σπανιότερα ως λατυποπαγείς. Τέλος, παρατηρείται ο φλύσχος (εναλλαγές ψαμμιτών, πηλιτών, κροκαλοπαγών με λιθοκλάστες ανθρακικής, πυριτικής και σπανιότερα υπερβασικής σύστασης) από το τέλος του Ηωκαίνου, όλο το Ολιγόκαινο και μέχρι το Ακουιτάνιο του Κάτω Μειοκαίνου οπότε και έλαβε χώρα η πτύχωση της ζώνης.



Εικόνα 2: Στρωματογραφική στήλη της Ιόνιας ζώνης (Modified after Karakitsios, 1995)

Κύριο χαρακτηριστικό της Ιόνιας ζώνης είναι ότι για ένα μεγάλο χρονικό διάστημα, που αρχίζει από το Μέσο Ιουρασικό και κλείνει με την τελική τεκτογένεση της ζώνης στο Ολιγόκαινο - Μειόκαινο, ήταν μια περιοχή με κυρίως πελαγικό χαρακτήρα ιζηματογένεσης. Έτσι σε μια στρωματογραφική κολώνα διακρίνουμε δυο χαρακτηριστικά «όρια» τα οποία τη χωρίζουν σε τρεις περιόδους. Αρχικά διακρίνουμε μια περίοδο βιοχημικής ιζηματογένεσης, που χαρακτηρίζει την προ-ορογενετική περίοδο και μια περίοδο κλαστικής ιζηματογένεσης-φλύσχη που χαρακτηρίζεται συν-ορογενετική

περίοδο. Η μετάβαση από τον ένα κύκλο ιζηματογένεσης στον άλλον γίνεται με μεταβατικά στρώματα πάχους αρκετών δεκάδων μέτρων. Στη βιοχημική ιζηματογένεση ξεχωρίζουν δύο ενότητες.

α) Ένα στάδιο νηριτικής ιζηματογένεσης και

β) Ένα στάδιο πελαγικής ιζηματογένεσης

Κατά το Ανώτερο Λιάσιο κάποιο σημαντικό εφελκυστικό γεγονός συνέβη στον ωκεανό της Τηθύος και η έως τότε ενιαία εξωτερική πλατφόρμα των Ελληνίδων, έσπασε, ταφροποιήθηκε και βάθυνε (Παπανικολάου Δ. 2015). Ο μηχανισμός ταφροποίησης έγινε με τη δημιουργία κάποιων συν-ιζηματογενών ρηγμάτων, τα οποία άρχισαν να βυθίζουν ένα τμήμα της ενιαίας πλατφόρμας. Αυτή η πολυμορφία του χώρου κατά τη μεταβατική περίοδο, είχε σαν αποτέλεσμα την πολυμορφία φάσεων. Με τα σπασίματα αυτά κάποιες περιοχές για κάποια χρονικά διαστήματα αναδύθηκαν και χέρσευσαν και έπειτα βυθίστηκαν πάλι. Τέλος όσον αφορά την τεκτονική της ενότητας χαρακτηρίζεται από πτυχώσεις που έδρασαν στο Τριαδικό και δημιούργησαν επωθήσεις και εφίππευσεις.

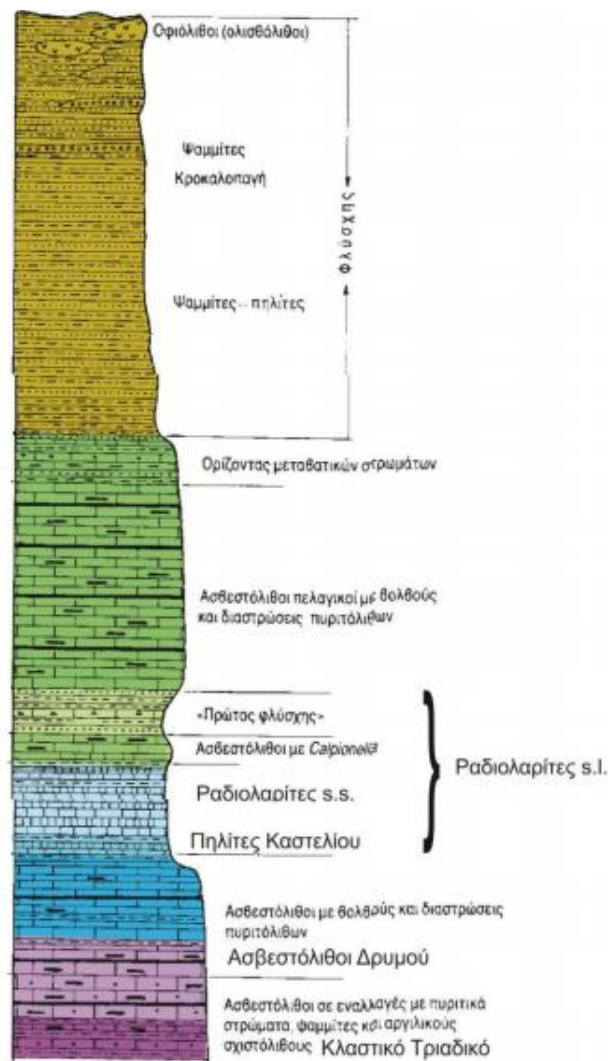
### **1.2.2 Ενότητα Γαβρόβου**

Η Ενότητα Γαβρόβου βρίσκεται μπροστά από το μέτωπο του καλύμματος της Πίνδου και αποτελεί το δυτικό τμήμα της μεγάλης ανθρακικής πλατφόρμας με συνεχή ιζηματογένεση από το Άνω Τριαδικό έως το Άνω Ηώκαινο. Η ενότητα Γαβρόβου χαρακτηρίζεται από συνεχή νηριτική ανθρακική ιζηματογένεση έως το Ηώκαινο, οπότε παρατηρούνται ασυμφωνίες με χαρακτηριστική την ασύμφωνη απόθεση φλύσχη πάνω σε Άνω-κρητιδικούς ασβεστόλιθους στο όρος Γάβροβο. Η λιθοστρωματογραφία της ζώνης ορίζεται από τεταρτογενείς αποθέσεις και ανθρακικούς σχηματισμούς του ορεινού όγκου του Γάβροβου (Άνω κρητιδικοί – Ηωκαινικοί νηριτικοί ασβεστόλιθοι). Τέλος έχουμε τον φλύσχη συνιστάμενος από εναλλαγές κυανών μαργών και ψαμμιτών, πλακωδών ψαμμιτικών ασβεστολίθων και κροκαλοπαγών ηλικίας Ηωκαίνου – Ολιγοκαίνου. Η ενότητα χαρακτηρίζεται από ήπιο τεκτονισμό και καθόλου μεταμόρφωση. Επιπλέον περιλαμβάνει επιμήκη κανονικά ρήγματα που τέμνουν το όριο ασβεστολίθων με φλύσχη. Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της ενότητας αποτελεί το γεγονός ότι κατά το Κατώτερο - Μέσο Ολιγόκαινο έλαβε δράση η απόθεση τεράστιων κλαστικών υλικών φλύσχη με αποτέλεσμα το δυτικό τμήμα της ζώνης να χαρακτηριστεί με καταβύθιση και οι περιοχές αυτές να φιλοξενήσουν κλαστικά υλικά με μεγάλο πάχος φλύσχη (σύγκλινο της Ηπείρου- Ακαρνανίας). Τέλος τεκτονικά η ενότητα στο σύνολό της αποτελεί ένα αντίκλινο με άξονα ΒΒΔ-ΝΝΑ (Παπανικολάου Δ. 2015).

### **1.2.3 Ενότητα Πίνδου**

Η Ενότητα της Πίνδου κατέχει κεντρική θέση στον κορμό της Ελλάδας και ακολουθεί την κάμψη του ορογενετικού τόξου. Δυτικά επωθείται στην ενότητα Γαβρόβου, ενώ στην

Ήπειρο επωθείται και επωθεί την ενότητα της Ιονίου. Ουσιαστικά είναι η πρώτη τυπική πελαγική ενότητα από δυτικά. Ανατολικά επωθείται από οφιόλιθους, την ενότητα Παρνασσού και τις ενότητες των Εσωτερικών Ελληνίδων. Ο φλύσχος της ενότητας στην Ήπειρο τελειώνει στο Μέσο Ηώκαινο, όπου και ξεκίνησε ο τεκτονισμός της. Η απόθεση του φλύσχη ξεκίνησε στο Ανώτατο Μαιστρίχτιο - Αν. Παλαιόκαινο και συνεχίστηκε μέχρι το Μ. Ηώκαινο. Χαρακτηρίζεται κυρίως από πυριτική, ανθρακική και κλαστική πελαγική ιζηματογένεση. Η λιθοστρωματογραφία της ενότητας Πίνδου (εικόνα 3) ορίζεται παρακάτω από το κατώτερο στρώμα έως το ανώτερο.



**Εικόνα 3:** Στρωματογραφική στήλη της ενότητας Πίνδου.

Στην βάση της στήλης έχει αποτεθεί τριαδικός φλύσχος ο οποίος χαρακτηρίζεται από εναλλαγές ψαμμιτών, πηλιτών και ασβεστόλιθων. Ακολουθούν οι ασβεστόλιθοι Δρυμού,

δηλαδή ένα σύνολο από πελαγικούς ασβεστόλιθους, κερατόλιθους και λίγους πηλίτες, που διακρίνεται σε:

- ✚ Κατώτερος Δρυμός: Ασβεστόλιθοι με λίγους κερατόλιθους και πηλίτες.
- ✚ Ανώτερος Δρυμός: Ασβεστόλιθοι με κονδύλους πυριτόλιθων και ενδιαστρώσεις πηλιτών.

Στην συνέχεια αποτίθενται οι ραδιολαρίτες s.l, με ποικιλία λιθολογιών και διακρίνεται σε τέσσερα μέλη:

- ✚ Πηλίτες Καστελίου. Ερυθροί πηλίτες στη βάση των ραδιολαριτών s.s.
- ✚ Ραδιολαρίτες s.s. Ερυθρωποί και πρασινωποί ραδιολαρίτες με μεταλλεύματα μαγγανίου. Συχνές παρεμβολές αντίστοιχων χρωμάτων πηλιτών.
- ✚ Ασβεστόλιθοι με *Calriponella*. Επικράτηση ροζ και ερυθρών ασβεστολίθων με ραδιολαρίτες, πηλίτες και λατυποπαγείς ασβεστόλιθους.
- ✚ Πρώτος φλύσσης: Ερυθρωποί και πρασινωποί ψαμμίτες, πηλίτες και βιοκλαστικοί ασβεστόλιθοι. Σε πολλές θέσεις έχουν εντοπιστεί σώματα σπιλιτών και διαβασών. Η έναρξη απόθεσής του είναι ετεροχρονισμένη.

Ακολουθούν πλακώδεις ασβεστόλιθοι (μικριτικοί, μεσοστρωματώδεις ασβεστόλιθοι με διαστρώσεις και κονδύλους πυριτόλιθων και λίγους πηλίτες). Μπορούν κι αυτοί να διακριθούν σε χαρακτηριστικούς ορίζοντες (μεταβατικοί ορίζοντες, ροζ ασβεστόλιθοι, ασβεστόλιθοι με *Globotruncanes* και γκρι ασβεστόλιθοι). Έπειτα υπάρχουν τα μεταβατικά στρώματα προς το φλύσση ενώ τελευταίος είναι ο φλύσσης, ο οποίος είναι ο πιο παχύς σχηματισμός της ενότητας, όπου μπορεί να φτάσει τα 4000m και διαχωρίζονται τρεις ενότητες. Η κατώτερη (δυτικά) παχυστρωματώδεις ψαμμίτες με λεπτοστρωματώδεις αργίλους και πηλίτες. Η μεσαία, επικρατούσα (κεντρικά) λεπτοστρωματώδεις μαύρους αργίλους και πηλίτες με ενδιαστρώσεις ψαμμιτών. Η ανώτερη (ανατολικά) εναλλαγές λεπτοστρωματωδών αργίλων, πηλιτών και ψαμμιτών (Παπανικολάου Δ. 2015). Τέλος η ενότητα της Πίνδου χαρακτηρίζεται τεκτονικά από έντονες πτυχώσεις και εφίππευσεις.

#### 1.2.4 Ενότητα Παρνασσού

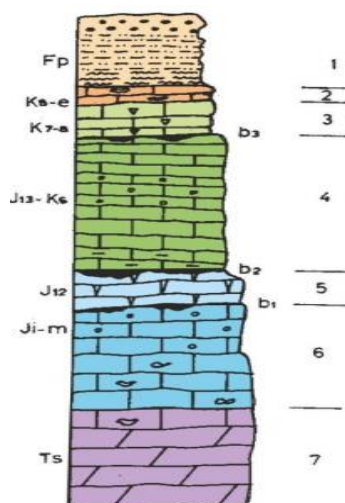
Η ενότητα αυτή απαντάται στον Παρνασσό, τη Γκιώνα και στο δυτικό τμήμα του Ελικώνα και χαρακτηρίζεται ως νηριτική ανθρακική πλατφόρμα. Η στρωματογραφική κολόνα της ζώνης Παρνασσού (εικόνα 4) είναι απλή και συνίσταται από μια ανθρακική ακολουθία που ολοκληρώνεται με την εναπόθεση του φλύσση. Ξεκινώντας από το κατώτερο στρώμα έχουμε τους δολομίτες. Οι μικροφάσεις των στρωμάτων αυτών παρουσιάζουν περιπαλιρροϊκή κυκλικότητα, η δε δολομιτίωση έγινε κατά το πρώιμο διαγενετικό στάδιο, από διαλύματα κανονικής αλμυρότητας, με σημαντικό ρόλο των φυκών. Εν συνεχεία, εμφανίζονται οι μελανόχρωμοι δολομιτικοί ασβεστόλιθοι με μικρά γαστερόποδα και ελασματοβράγχια ενώ ακολουθούν οι ωλιθικοί ασβεστόλιθοι καθώς



και ο βωξιτικός ορίζοντας b1 (Ιουρασικό). Ακολουθούν οι ασβεστόλιθοι (σκοτεινόχρωμοι) παχυστρωματώδεις, ο βωξιτικός ορίζοντας b2 (Κάτω Κρητιδικό) και οι Τιθώνιοι ασβεστόλιθοι με κοράλλια, ακολουθούμενοι από ωολιθικούς ασβεστόλιθους, στα ανώτερα στρώματα των οποίων παρεμβάλλονται λεπτά αργιλοβωξιτικά στρώματα αργίλου και πισσολιθικός βωξίτης. Επίσης αποτίθενται ο βωξιτικός ορίζοντας b3 (Ανω Κρητιδικό) καθώς και οι ασβεστόλιθοι ρουδιστοφόροι (ασβεστόλιθοι με θραύσματα ρουδιστών). Στη συνέχεια λαμβάνει χώρα η Μαιστρίχτια επίκλυση με την απόθεση κονδυλωδών ασβεστόλιθων, πελαγικής φάσεως, που περιέχουν στα ανώτερα στρώματα τους πυριτικούς κονδύλους. Ακολουθούν οι ερυθροί πηλίτες και στη συνέχεια ο ψαμμιτικός φλύσχη του Ηωκαίνου.

Η μετάβαση στο φλύσχη γίνεται με δύο τρόπους.

- α) Βαθμιαία εξέλιξη από ασβεστόλιθους ρουδιστοφόρους σε πελαγικούς και στη συνέχεια σε φλύσχη.
- β) Παρουσία ενός οριζοντα συμπύκνωσης με μορφή φωσφοροσιδηρούχας κρούστας (hard-ground) πάνω σε νηρητικούς ασβεστόλιθους και πέρασμα στο φλύσχη με τη μεσολάβηση μίας σειράς ερυθρών πηλιτών (Παπανικολάου Δ. 2015).



**Εικόνα 4:** Στρωματογραφική στήλη ενότητας Παρνασσού: 1-φλύσχη, 2-Λεπτοστρωματώδεις ασβεστόλιθοι, 3-Ρουδιστοφόροι ασβεστόλιθοι, 4-«ενδιάμεσοι» ασβεστόλιθοι, 5-Παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθοι, 6-Βιτουμενιούχοι ασβεστόλιθοι, 7-Δολομίτες.

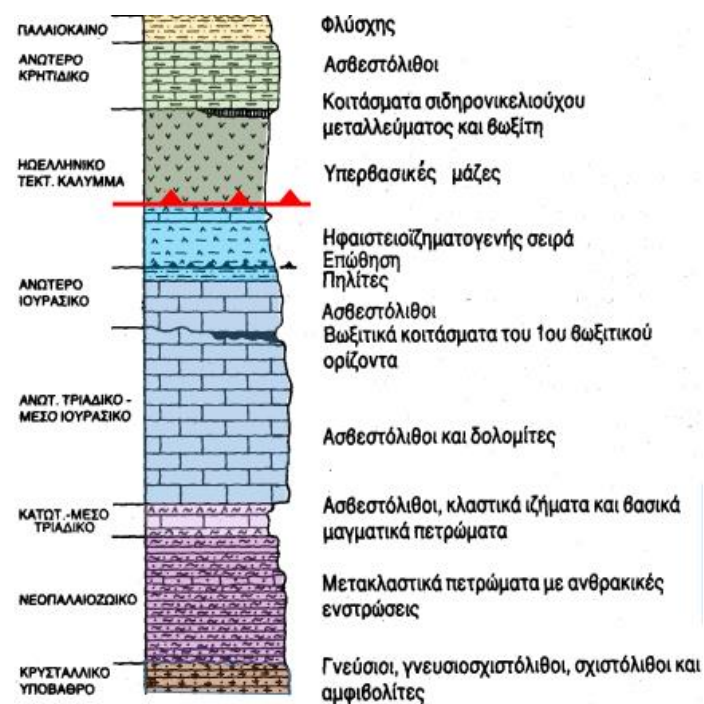
### 1.2.5 Υποπελαγονική Ενότητα

Η ενότητα αυτή καλείται «Μη μεταμορφωμένη Πελαγονική» και ορίζεται ως ο μεταβατικός χώρος ανάμεσα στην πελαγονική πλατφόρμα και την αύλακα της Πίνδου. Η στρωματογραφική κολόνα (εικόνα 5) χαρακτηρίζεται από το κατώτερο τμήμα προς το

ανώτερο με κρυσταλλικό υπόβαθρο (όπως γνεύσιοι, σχιστόλιθοι, αμφιβολίτες), κλαστικά πετρώματα με ενστρώσεις ασβεστολίθων (ελαφρά μεταμορφωμένοι), τα βασικά εκρηξιγενή πετρώματα με τοφφούς, κλαστικούς σχηματισμούς και ασβεστόλιθους κονδυλώδεις με αμμωνίτες. Έπειτα απ' όλα αυτά, σειρά έχουν οι νηριτικοί ασβεστόλιθοι με ύπαρξη βωξιτικού ορίζοντα, οι κερατόλιθοι και ερυθροί πηλίτες που μεταβαίνουν στην σχιστο-ψαμμιτικό-κερατολιθική διάπλαση ενώ στο τέλος βρίσκεται το καλύμμα οφιολίθων (Παπανικολάου Δ. 2015) .

Κύριο τεκτονικό χαρακτηριστικό της ζώνης είναι η εσωτερική παραμόρφωση σε 2 φάσεις. Η πρώτη χαρακτηρίζεται από εφιπτεύσεις, πτυχές και την συμμετοχή της Άνω Παλαιοζωικής βάσης και φυσικά την απόθεση οφιολίθων κατά το Ανώτερο Ιουρασικό-Κατώτερο Κρητιδικό.

Αντίθετα, η δεύτερη λαμβάνει χώρα στο Ανώτερο Ηώκαινο - Ολιγόκαινο με την συμμετοχή των Άνω Κρητιδικών ασβεστόλιθων και του φλύσχη. Τέλος η αποκόλληση γίνεται στην επιφάνεια της ασυμφωνίας ή στην βάση του καλύμματος των οφιολίθων ή με την συμμετοχή της σχιστο-ψαμμιτικό-κερατολιθικής διάπλασης.

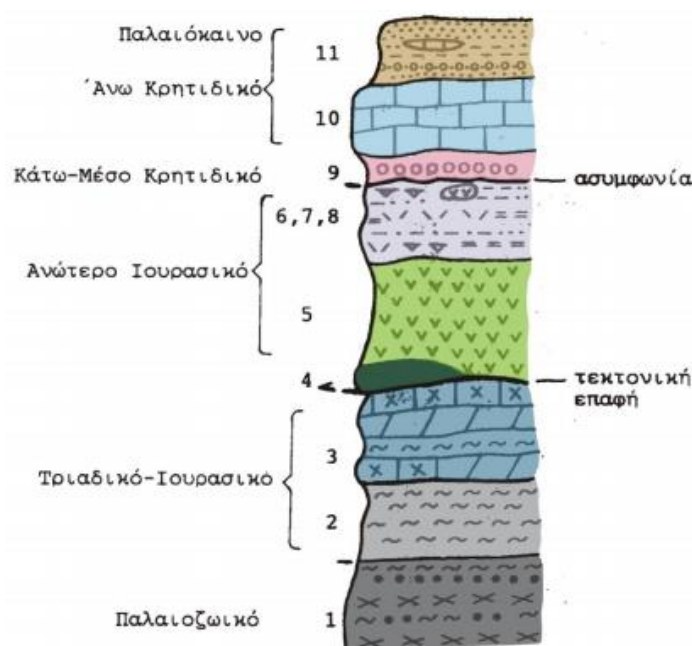


Εικόνα 5 : Στρωματογραφική στήλη της Υποπελαγονικής ενότητας

### 1.2.6 Πελαγονική Ενότητα

Η Πελαγονική ενότητα εμφανίζεται στην Δυτική Μακεδονία καθώς και στην Ανατολική Θεσσαλία ως ένα τεκτονικό κάλυμμα που αναδύεται από τον χώρο του Αξιού και φτάνει δυτικά έως την Μέσο-Ελληνική Αύλακα, καλύπτοντας όλες τις άλλες μεταμορφωμένες

ενότητες στον χώρο την ενδιάμεσης τεκτονομεταμορφικής ζώνης. Η ενότητα αυτή περιλαμβάνει στρωματογραφικά (εικόνα 6), έναν κατώτερο σχηματισμό από φυλλιτικά πετρώματα, κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους. Ακολουθεί ένας παχύς σχηματισμός από κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους έως μάρμαρα με φύκι και με κωνόδοντα. Τέλος ο ανώτερος σχιστολιθικός σχηματισμός συνοδεύεται από ψαμμίτες, κερατόλιθους, αργλικούς σχιστόλιθους και οφιολιθικά σώματα που υπόκειται της μεγάλης τεκτονικής επαφής των οφιολίθων, η οποία είναι τεκτονισμένη με ισοκλινείς πτυχές (Παπανικολάου Δ. 2015).

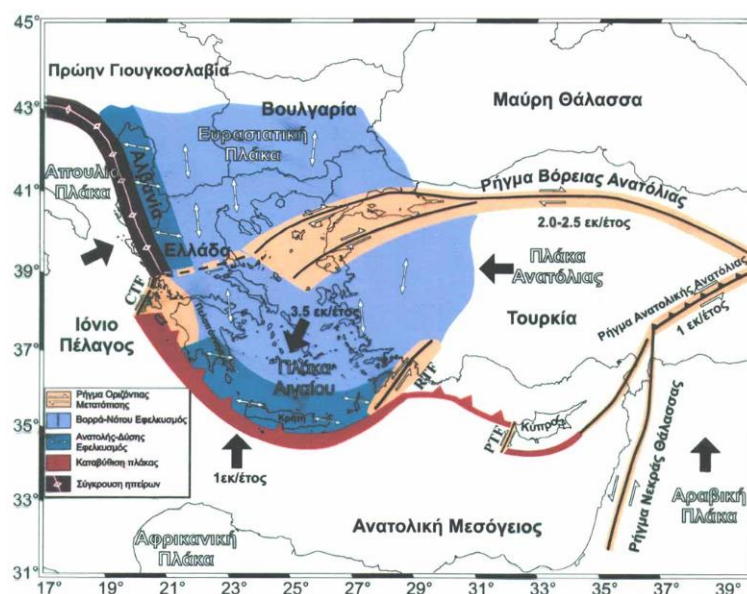


**Εικόνα 6 :** Στρωματογραφική στήλη της Πελαγονικής ενότητας : 1-ψαμμίτες, 2-Αργιλικόι σχιστόλιθοι, 3-Κροκαλοπαγή και άλλα κλαστικά, 4-Φακοί ασβεστόλιθων, 5-Ασβεστόλιθοι, 6-Κερατόλιθοι, 7-Ηφαιστειακά υλικά, 8-τόφφοι, 9-Οφιολίθοι, 10-Οφιολιθικά μίγματα, 11-Μάρμαρα και κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι. (Mountrakis 2010).

### 1.3 Ρηξιγενείς ζώνες περιοχής

Η πλειοψηφία των σεισμών της Ευρώπης συγκεντρώνονται στον χώρο της Ανατολικής Μεσογείου λόγω των κινήσεων των πλακών της Ευρασίας, της Αραβίας, της Ανατολίας και της Αφρικής, οι οποίες έχουν δημιουργήσει καταστρεπτικούς σεισμούς. Στο σημείο όπου οι πλάκες Ευρασίας-Αφρικής συγκλίνουν (εικόνα 7), δημιουργείται ένα τόξο με συμπιεστικούς τύπου σεισμούς, ενώ εκεί όπου η Ανατολία ολισθαίνει προς το Αιγαίο, λόγω προς Βορρά κίνησης της Αραβικής πλάκας, δημιουργούνται ρήγματα οριζόντιας ολισθήσεως με επικρατούσα τη δεξιόστροφη συνιστώσα κίνησης. Ανάμεσα στις μέγα-

δομές, λόγω της δράσης κανονικών ρηγμάτων δημιουργούνται λεκάνες οι οποίες είναι υπαίτιες για τους σεισμούς.

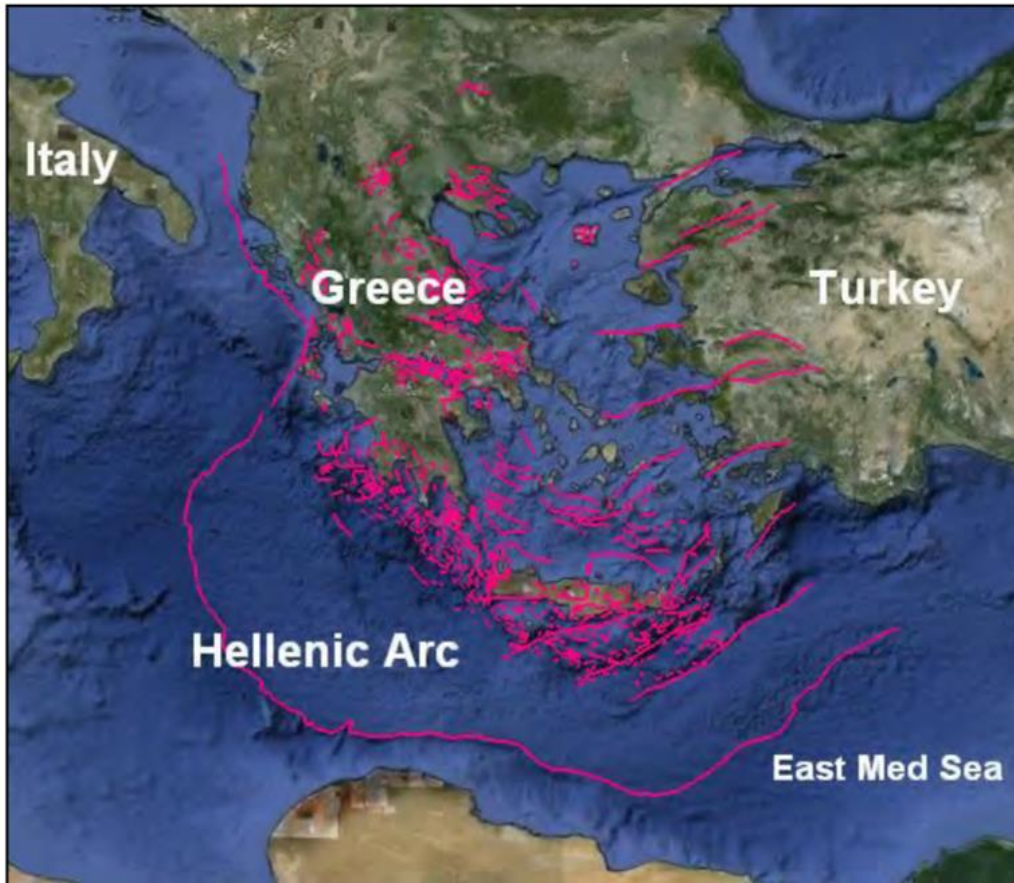


**Εικόνα 7:** Χάρτης της Ανατολικής Μεσογείου που δείχνει την ενεργό γεωδυναμική κατάσταση, τις κινήσεις των μικρό-πλακών στην περιοχή και τη διαμόρφωση του Ελληνικού - Αιγαίου Τόξου και του Κυπριακού Τόξου (κατά Παπαζάχος 2001) (<http://www.geo.auth.gr/>).

Ο Ελληνικός χώρος κυριαρχείται από την παρουσία ρηξιγενών δομών του Ελληνικού Τόξου και της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου. Ακόμα είναι γνωστό ότι η Ελλάδα αποτελείται από ενεργά ρήγματα τα οποία προσδίδουν μία συνεχή σεισμικότητα. Στην παρακάτω εικόνα 8 αναπαρίστανται τα ενεργά ρήγματα της Ελλάδος καθώς και το Ελληνικό σεισμικό τόξο. Η επιφανειακή σεισμικότητα συγκεντρώνεται κυρίως στον χώρο του Ιονίου Πελάγους, στον Κορινθιακό Κόλπο, κατά μήκος της τάφρου του Βόρειου Αιγαίου και νότια της Κρήτης. Επιγραμματικά ορισμένοι από τους πιο σημαντικούς σεισμούς των τελευταία 50 ετών είναι αυτοί των Αλκυονίδων (1981), Κεφαλονιάς (1983, 2014), Γαλαξιδίου (1992), Αιγίου (1995), Αθήνας (1999), Σκύρου (2003), Ρόδου (2008), Μεθώνης (2008), Λήμνου (2014) και Λευκάδας (2003, 2015). Αναλυτικά για την σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή θα αναλυθεί σε παρακάτω κεφάλαιο, με αναφορά στους μεγαλύτερους σεισμούς μέχρι σήμερα.

Σημαντική σημασία έχει και η περιοχή της Αταλάντης, η οποία έχει δώσει πολύ σημαντικούς σεισμούς στο παρελθόν, λόγω των ρηγμάτων που χαρακτηρίζουν την περιοχή. Επιπλέον, αποτελεί τμήμα της περιοχής μελέτης της παρούσας διπλωματικής εργασίας, κατέχοντας σημαντική σημασία η γεωλογία και η τεκτονική της για την ερμηνεία των αποτελεσμάτων.





**Εικόνα 8:** Google Earth εικόνα (Σεπτέμβριος 2011) που απεικονίζει τα ίχνη των ενεργών ρηγμάτων στον Ελληνικό χώρο (μωβ γραμμές) (Ganas A. et al, 2013).

### 1.3.1 Γεωλογικά Στοιχεία Αταλάντης

Αρχικά η περιοχή του Βόρειου Ευβοϊκού Κόλπου αποτελείται κυρίως από σχηματισμούς της Υποπελαγονικής ζώνης, οι οποίοι συμμετείχαν στην Αλπική ορογένεση. Αυτοί συνιστούν το γεωλογικό υπόβαθρο και τις ρηξιγενείς τάφρους που δημιουργήθηκαν από την νεοτεκτονική δράση των ρηγμάτων και οι οποίες έχουν πληρωθεί από νεότερα ιζήματα (μεταλπικά) ηλικίας Πλειοκαίνου – Τεταρτογενούς (ΙΓΜΕ, 1983). Τα ιζήματα του Πλειοκαίνου αποτελούνται από άμμους, αργίλους, κιτρινόλευκες μάργες και χαλίκια συνεκτικής μορφής, με λίγες ενστρώσεις σε ορισμένες θέσεις, χαλαρών χαλικιών πάχους 1 έως 10 cm. Τα Πλειστοκαινικά ιζήματα χαρακτηρίζονται από μια ακολουθία ιζημάτων που αποτελούνται από πλευρικά κορήματα, αποθέσεις αλλουβιακών ριπιδίων και περιλαμβάνουν εναλλαγές άμμων, αργίλων και κροκαλοπαγών, καθώς κι ένα συνεκτικό λατυποπαγές, αποτελούμενο από γωνιώδη τεμάχη ασβεστόλιθων και δολομιτών ισχυρά συγκολλημένα δευτερογενώς με αμμοαργιλώδες συνδετικό υλικό (Αγγελίδης, 1992). Από το Μειόκαινο μέχρι και σήμερα το κύριο χαρακτηριστικό του γεωλογικού περιβάλλοντος είναι η περίοδος δημιουργίας μεγάλων ρηγμάτων που στην περιοχή της λεκάνης της Αταλάντης δημιούργησε πολλές ρηξιγενείς ζώνες, εκ των οποίων κυριότερες είναι δύο, με διευθύνσεις ΔΒΔ και ΒΒΑ. Τα πλέον πρόσφατα ρηξιγενή πρηνή, κυρίως στην περιοχή της Αταλάντης, Ασπρορέματος και στην Αρκίτσα καλύπτονται από σύγχρονα πλευρικά

κορήματα που αποτελούνται από άμμο, άργιλο και γωνιώδη τεμάχια ασβεστόλιθων και δολομιτών σε ασύνδετη μορφή.

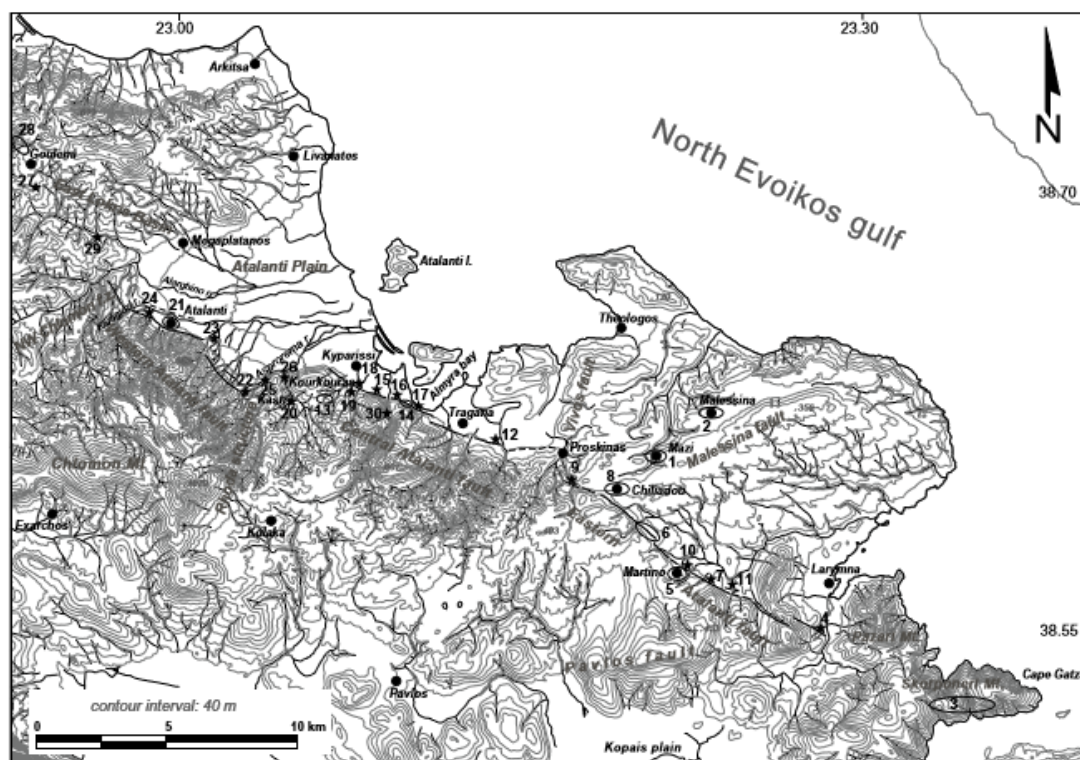
### **1.3.2 Νεοτεκτονική Αταλάντης**

Ο Βόρειος Ευβοϊκός Κόλπος αποτελεί μια τεκτονική τάφρο (εικόνα 9), η οποία διαμορφώθηκε στη διάρκεια του Τεταρτογενούς από την δράση κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ έως ΔΒΔ-ΑΝΑ (Roberts and Jackson, 1991). Επιπλέον, χαρακτηρίζεται και από παράκτια ρήγματα, κανονικού χαρακτήρα. Θεωρείται ότι στην περιοχή αυτή τα ρηξιγενή πρηνή είναι Ολιγοκαινικής ηλικίας και έχουν φιλοξενήσει σημαντικά σεισμικά γεγονότα. Αναγκαίο είναι να αναφερθεί ότι ο Βόρειος Ευβοϊκός Κόλπος είναι ένα σύνθετο τεκτονικό βύθισμα στο οποίο υπάρχουν τρία κύρια συστήματα ρηγμάτων, κυρίως στο δυτικό του τμήμα. Αρχικά ένα παράκτιο σύστημα ρηγμάτων οριοθετεί τον Βόρειο Ευβοϊκό Κόλπο και τη Λεκάνη του Σπερχειού και εκτείνεται σε μια απόσταση 100Km από την περιοχή της Αρκίτσας στα ανατολικά έως την περιοχή του Σπερχειού στα δυτικά. Η ρηξιγενής ζώνη του Σπερχειού αποτελείται από μια σειρά ρηγμάτων, τα οποία αποτελούνται από ασβεστόλιθους Μεσοζωικής ηλικίας και Νεογενή ιζήματα (Roberts and Jackson, 1991 Eliet and Gawthorpe, 1995). Σχεδόν παράλληλα και περίπου 8Km νοτιότερα από το παράκτιο σύστημα ρηγμάτων βρίσκεται το δεύτερο σύστημα ρηγμάτων του Καλλίδρομου. Η βάση των ρηγμάτων του Καλλίδρομου αποτελείται κυρίως από ασβεστόλιθους Μεσοζωικής ηλικίας που ανυψώνονται περίπου 700m πάνω από τα Νεογενή ιζήματα της γειτονικής λεκάνης του Ρεγγίνιου. Το τρίτο και νοτιότερο σύστημα ρηγμάτων έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και οριοθετεί στα ΒΑ το Όρος Παρνασσός, το οποίο φτάνει σε υψόμετρο περίπου 2300m πάνω από το επίπεδο της θάλασσας.

Γεωμορφολογικές παρατηρήσεις οδήγησαν τους Philip (1974) και Mercier (1976) στη θεώρηση ότι το σύστημα ρηγμάτων του Καλλίδρομου είναι ανενεργό ή ότι είναι λιγότερο ενεργό από αυτό των παράκτιων ρηγμάτων. Βέβαια βασιζόμενοι στην χρονολόγηση απολιθωμάτων (ηλικίας περίπου 1.2 εκατομμύρια χρόνια (Ma) που βρέθηκαν κοντά στη βάση των ιζημάτων που αποτέθηκαν στην λεκάνη του Ρεγγίνιου, οι Ioakim και Rondoyanni (1988) θεώρησαν ότι το σύστημα ρηγμάτων του Καλλίδρομου ήταν ενεργό κατά το Κατώτερο Τεταρτογενές. Συγκριτικά τα συστήματα ρηγμάτων του Καλλίδρομου και του Παρνασσού εμφανίζουν ρηξιγενή πρηνή τα οποία είναι μορφολογικά υποβαθμισμένα, αν και το υπόβαθρο και των τριών ρηξιγενών συστημάτων αποτελείται κυρίως από Μεσοζωικής ηλικίας ασβεστόλιθους. Η λεκάνη του Ρεγγίνιου, που αναπτύσσεται μπροστά από το σύστημα ρηγμάτων του Καλλίδρομου, διαβρώνεται σε βάθος από την δράση του υδρογραφικού δικτύου σαν αποτέλεσμα της ανύψωσης της βάσης των ρηγμάτων του παράκτιου συστήματος. Για τα παράκτια ρήγματα των Καμένων Βούρλων και Αρκίτσας θεωρείται ότι η τεκτονική δραστηριότητα επικεντρώθηκε σε αυτά, τα τελευταία 1-2 εκατομμύρια χρόνια (Philip 1974, Mercier 1976, Stewart and Hancock 1990).

Επιπρόσθετα τα ρήγματα Θερμοπυλών, Καμένων Βούρλων, Άγιου Κωνσταντίνου, Αρκίτσας, Αταλάντης και Καλλιδρόμου παρουσιάζουν μορφοτεκτονικά και γεωλογικά στοιχεία τα οποία υποδεικνύουν πρόσφατη σεισμική δραστηριότητα και μπορούν να χαρακτηριστούν ως ενεργά. Οι διευθύνσεις των ενεργών και πιθανά ενεργών ρηγμάτων (ΒΔ-ΝΑ και Δ-Α) συμπίπτουν με την διεύθυνση του σύγχρονου εφελκυσμού στον χώρο του Αιγαίου (Lemeille 1977, Ganas et al. 1996, Papazachos and Kiratzi 1996, Παυλίδης και

συνεργάτες 1999, Pantosti et al. 2001), ενώ αναφέρονται και πιθανές ενεργές ρηξιγενείς ζώνες διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ (Kranis et al. 2001). Τα παραπάνω ρήγματα δεν συνδέονται με ισχυρούς σεισμούς κατά την ιστορική περίοδο, εκτός από τα ρήγματα της περιοχής των Θερμοπυλών που πιθανώς έδωσαν το σεισμό του 426 π.Χ. (Papaioannou et al. 2004) και το ρήγμα της Αταλάντης (Παυλίδης Σ.Β και συνεργάτες. 2004).

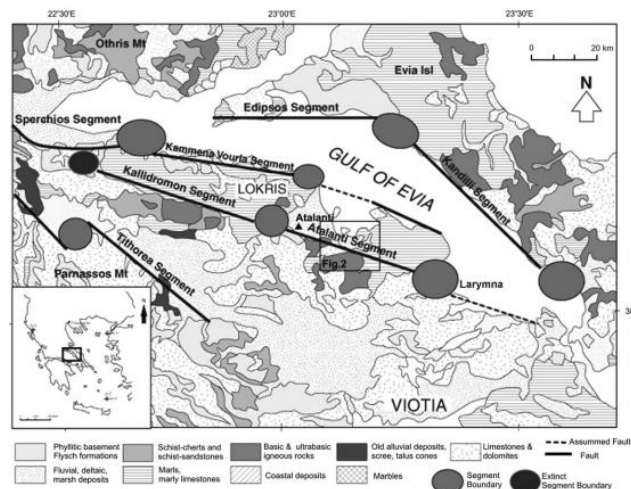


**Εικόνα 9:** Τοπογραφικός χάρτης της ρηξιγενούς ζώνης της Αταλάντης. (D. Pantosti et al., 2001)

Η πιο σημαντική σεισμική ακολουθία ήταν αυτή του 1894 που περιελάμβανε δυο ισχυρούς σεισμούς στις 20 και 27 Απριλίου, με εκτιμώμενο επιφανειακό μέγεθος  $M_s=6.4$  και  $M_s=6.9$  (Ambraseys and Jackson 1990) ή  $M_s = 6.6$  και  $7.0$  σύμφωνα με τους Παπαζάχο & Παπαζάχου (2003). Το επίκεντρο του πρώτου σεισμικού γεγονότος τοποθετείται στην περιοχή Μαλεσίνας-Μαρτίνου, ενώ το δεύτερο βορειότερα, προς την θέση της πόλης της Αταλάντης (Ambraseys and Jackson 1990, Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003, Γκανάς et al. 2004). Σε περιγραφές της εποχής (Paravassiliou 1894, Phillipson 1894, Skourhos 1894, Mitsoroulos 1895), αλλά και μεταγενέστερες αναφορές, βασισμένες στις προηγούμενες (Richter 1958, Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003), το μήκος του ρήγματος που διαρρήχτη αναφέρεται ότι ξεπερνά τα 50Km. Βέβαια οι διαστάσεις αυτές είναι ανακριβείς, διότι τα ενεργά κανονικά ρήγματα στον ηπειρωτικό Ελληνικό χώρο δύσκολα ξεπερνούν σε μήκος τα 15-20Km (Roberts and Jackson 1991, Roulimenos and Doutsos 1996, Pavlides and Caruto 2004), ενώ πολλά δευτερογενή φαινόμενα εδαφικής παραμόρφωσης του 1894 περιγράφονται στις ιστορικές πηγές λανθασμένα ως συν-σεισμικές επιφανειακές διαρρήξεις.

### 1.3.3 Το ρήγμα της Αταλάντης

Η κεντρική Ελλάδα είναι γνωστή για την σεισμική της δραστηριότητα και ειδικά λόγω των ρηγματών της. Το ρήγμα της πόλης της Αταλάντης είναι ένα κανονικό ενεργό ρήγμα Α-Δ έως ΑΝΑ-ΔΒΔ διεύθυνσης, κλίσης προς Β-ΒΑ καθώς και με κατά μέσο όρο παράταξη Β290°Ε, κλίση προς τα βορειοανατολικά. Οι μετρήσεις ρηξιγενών επιφανειών κατά μήκος του ρήματος έδωσαν τιμές διεύθυνσης κλίσης 019-048° (CLAR) και κλίσης 60-72°. Το ρήγμα είναι του Κατώτερου Πλειοκαίνου – Τεταρογενές, μπορεί να δώσει επέκταση του φλοιού στον κόλπο του ανοίγματος της Εύβοιας και διέρχεται παράκτια στον Ευβοϊκό κόλπο όπως φαίνεται και στην παρακάτω εικόνα 10. Το ρήγμα ξεκινάει λίγα χιλιόμετρα βορειοδυτικά της περιοχής της Αταλάντης, στους πρόποδες του όρους Χλωμό και καταλήγει στην πόλη της Λάρυμνας, περίπου 34Κm νοτιότερα (Ganas et al., 1998). Πιο συγκεκριμένα, το ρήγμα είναι τμήμα μιας ευρύτερης ρηξιγενούς ενεργού ζώνης που αρχίζει από το ρέμα του Καραγκιόζη, βορείως της πόλης της Αταλάντης, συνεχίζει προς Ασπρόρεμα – Κυπαρίσσι και φθάνει μέχρι το Μαρτίνο και πιθανά τη Λάρυμνα (Παυλίδης Σ.Β et al, 2004). Το συγκεκριμένο ρήγμα ταυτίζεται με τις σεισμικές διαρρήξεις του 1894, στις 20 και 27 Απρίλη, οι οποίοι επέφεραν πάνω από 250 θανάτους και αρκετούς τραυματισμούς.



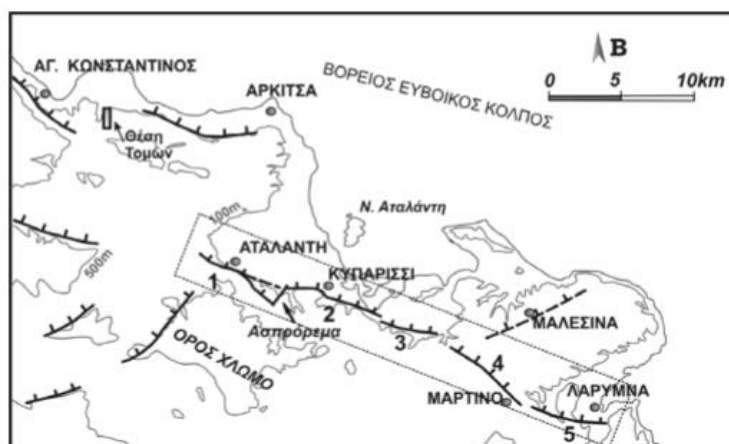
**Εικόνα 10:** Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Λοκρίδας στην Κεντρική Ελλάδα (ΙΓΜΕ τροποποίηση, 1989). Απλοποιημένες γραμμές ρήματος (Ganas and Papouliou, 2000). Το ορθογώνιο στο κέντρο απεικονίζεται στην εικόνα. Σημείωση, το ρήγμα της Αταλάντης διασπάται σε δύο τμήματα-σεισμούς.

Το συνολικό μήκος της ρηξιγενούς ζώνης, δεν ξεπερνά τα 30Κm ενώ υποδιαιρείται σε πέντε, τουλάχιστον, επιμέρους τμήματα (segments) (Ganas et al. 1998, Pantosti et al. 2001, Pavlides & Caputo 2004).

Αυτά τα επιμέρους τμήματα είναι τα ακόλουθα (εικόνα 11):

1. της Αταλάντης,
2. του Κυπαρισσίου - Αλμύρας ,
3. της Τραγάνας - Προσκύνα,
4. του Μαρτίνου και
5. της Λάρυμνας.

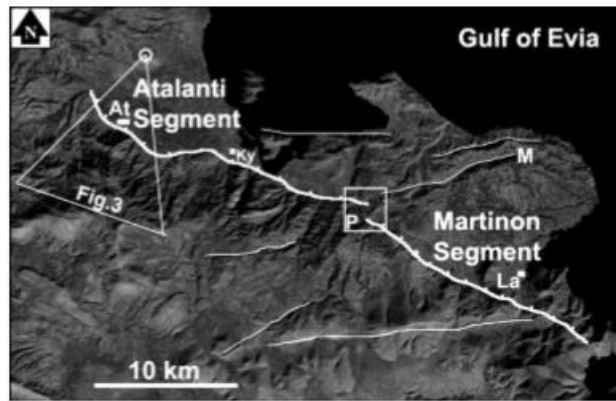




**Εικόνα 11:** Η ρηξιγενής ζώνη της Αταλάντης και τα επιμέρους τμήματα στα οποία διαχωρίζεται 1) Αταλάντη, 2) Κυπαρίσσι-Αλμύρα, 3) Τραγάνα-Προσκυνά, 4) Μαρτίνο και 5) Λάρυμνα. (Παυλίδης Σ.Β και συνεργάτες, 2004)

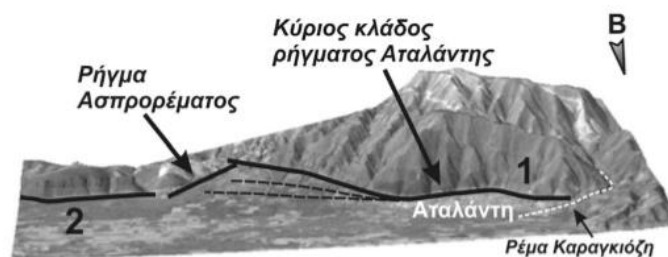
Είναι γνωστό ότι, με τον σεισμό στις 27 Απριλίου του 1894 έσπασε το επίπεδο του ρήγματος από την παράκτια πεδιάδα του Κυπαρισσιού μέχρι την πόλη της Αταλάντης (Skouphos 1894). Το ερώτημα είναι εάν η διάρρηξη αυτή επεκτάθηκε σε όλη την διαδρομή προς την Λάρυμνα, προς τα νοτιοανατολικά ή εάν τερμάτισε λίγα χιλιόμετρα προς το νότο, κοντά στο χωριό Προσκυνάς. Στην τελευταία περίπτωση, η διάρρηξη στην Αταλάντη μπορεί να προκλήθηκε και από τους δύο σεισμούς (20 και 27 Απριλίου 1894), για κάθε περίπτωση συμπληρώνοντας ένα τμήμα του ρήγματος. Το δεύτερο τμήμα θα ήταν μέρος του επιπέδου του ρήγματος ανάμεσα στην πόλη της Αταλάντης και στο χωριό Προσκυνάς, σε απόσταση περίπου 19Κm. Η αρχική ρήξη θα είχε συμβεί στο τμήμα στο Μαρτίνο, από το ίδιο ρήγμα (εικόνα 12). Ωστόσο, εάν την 27η Απριλίου του 1894, τα επιφανειακά σπασίματα, είχαν εκταθεί μέχρι τη Λάρυμνα, στην συνέχεια, το νεότερο γεγονός της 20ης Απριλίου του 1894, μπορεί να σχετιζόταν με ένα άλλο κανονικό ρήγμα στην περιοχή, όπως ένα παράκτιο κανονικό ρήγμα στην χερσόνησο Μαλεσίνα ή ένα κανονικό ρήγμα προς τα νοτιοανατολικά.

Τα δύο τμήματα απεικονίζονται στην παρακάτω εικόνα 12 με λευκές γραμμές και σημάδια στην κάτω πλευρά. Οι λεπτές άσπρες γραμμές αντιπροσωπεύουν άλλα κανονικά ρήγματα, τα οποία είναι προσανατολισμένα θετικά στο συγκεκριμένο πεδίο των τάσεων. Οι συμβολισμοί αποτελούνται από τα αρχικά γράμματα των περιοχών με λατινικούς χαρακτήρες (όπου, La η πόλη της Λάρυμνας, M το ρήγμα της Μαλεσίνας, P η περιοχή Προσκυνάς και Ky το χωριό Κυπαρίσσι).



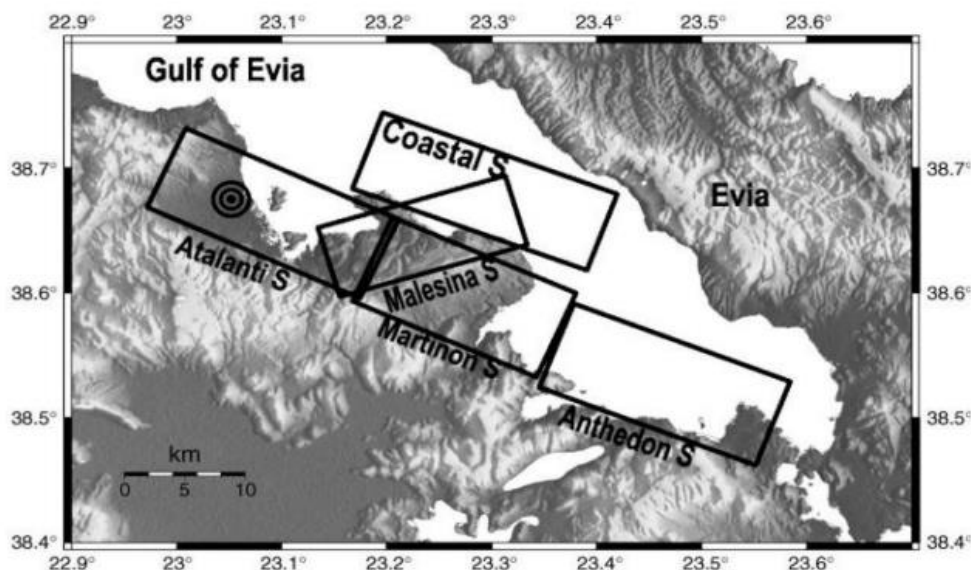
**Εικόνα 12:** Δορυφορική Εικόνα Landsat που δείχνει τη θέση του ίχνους του σεισμού κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης στην Αταλάντη (Ganas et al, 2006).

Η υποδιαίρεση της ρηξιγενούς ζώνης της Αταλάντης (εικόνα 13) στα συγκεκριμένα επί μέρους τμήματα (segments), έγινε με βάση έρευνες υπαίθρου και μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά σε δορυφορικές εικόνες, αεροφωτογραφίες και τοπογραφικούς χάρτες. Ένα από τα πιο σημαντικά χαρακτηριστικά αποτέλεσε η παρουσία εγκάρσιων ρηγμάτων, διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ έως ΒΑ-ΝΔ, τα οποία διακόπτουν τη συνέχεια των επί μέρους ρηγμάτων. Επιπλέον σημαντικό ρόλο αποτελεί και το ρήγμα του Ασπρορέματος. Το πλαγιοκανονικό ρήγμα του Ασπρορέματος, διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ (N30°) και κλίσης προς ΒΔ, αποτελεί το όριο στο οποίο τερματίζεται προς ανατολικά το τμήμα του ρήγματος της πόλης της Αταλάντης, σχηματίζοντας μια κάμψη προς ΝΑ. Την κάμψη αυτή ακολουθεί η παλαιότερη επιφάνεια του ρήγματος, στο όριο υποβάθρου των μεταλλικών ιζημάτων, ενώ οι νεότερες διακλαδώσεις (sprays) της απόληξης του ρήγματος παρουσιάζονται μετατοπισμένες βορειότερα σε παράλληλη διάταξη και διασχίζουν τις πρόσφατες αποθέσεις του αλλουβιακού ριπιδίου του Ασπρορέματος με διευθύνσεις ΔΒΔ-ΑΝΑ. Το ρήγμα του Ασπρορέματος παρουσιάζει μεταβολές στον κινηματικό του χαρακτήρα, με αποτέλεσμα σε ορισμένα τμήματα να παρουσιάζεται ως κανονικό, ενώ σε άλλα κυριαρχεί η οριζόντια συνιστώσα (πλαγιοκανονικό).



**Εικόνα 13:** Ψηφιακό μοντέλο ανάγλυφο σε συνδυασμό με δορυφορική εικόνα της περιοχής της πόλης της Αταλάντης. Απεικονίζεται ο κύριος κλάδος (1) του ρήγματος της Αταλάντης, ο οποίος διαχωρίζεται από το τμήμα Κυπαρίσσι-Αλμύρα (2) μέσω του ρήγματος του Ασπρορέματος. Με διακεκομμένη γραμμή σημειώνονται οι νεότερες διακλαδώσεις του ρήγματος της Αταλάντης στις αλλουβιακές αποθέσεις.

Τέλος όπως φαίνεται και στην παρακάτω εικόνα 14, τα ρήγματα στο Μαρτίνο, στην Ανθηδώνα, το παράκτιο ρήγμα (βορειοανατολικά της Αταλάντης) και το ρήγμα στην Αταλάντη είναι προσανατολισμένα ΒΑ-ΝΔ και έχουν κανονική γεωμετρία και κλίση προς τα βορειοδυτικά. Αντίθετα, το ρήγμα της Μαλεσίνας είναι προσανατολισμένο ΒΑ-ΝΔ και κλίνει προς τα νοτιοδυτικά. Συνεπώς, οι σεισμοί στις 20 και 27 Απριλίου 1894, στην περιοχή της Αταλάντης, είναι πιθανό να συνδέονται με τα τέσσερα ρήγματα στην ευρύτερη περιοχή, στο Μαρτίνο, στη Μαλεσίνα, ένα παράκτιο ρήγμα και στην Ανθηδώνα (Γκανάς, 2006).



**Εικόνα 14:** Με ορθογώνια κουτιά απεικονίζονται οι ρηξιγενείς επιφάνειες στις πέντε περιοχές που προαναφέρθηκαν, ενώ ο κύκλος υποδηλώνει το επίκεντρο του σεισμού, στις 27 Απριλίου του 1894, σύμφωνα με τους Ambraseys και Jackson (1990).

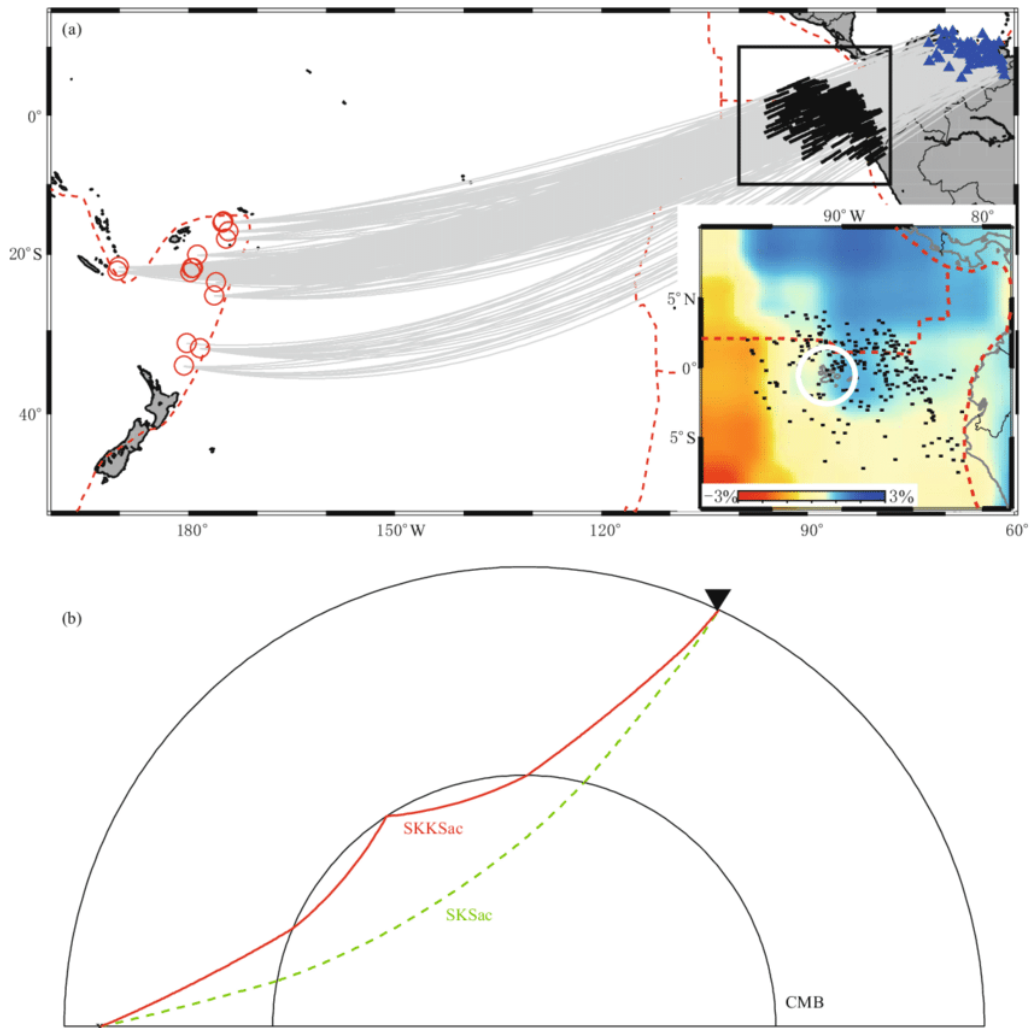
## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 - ΘΕΩΡΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ

### 2.1 Εισαγωγή

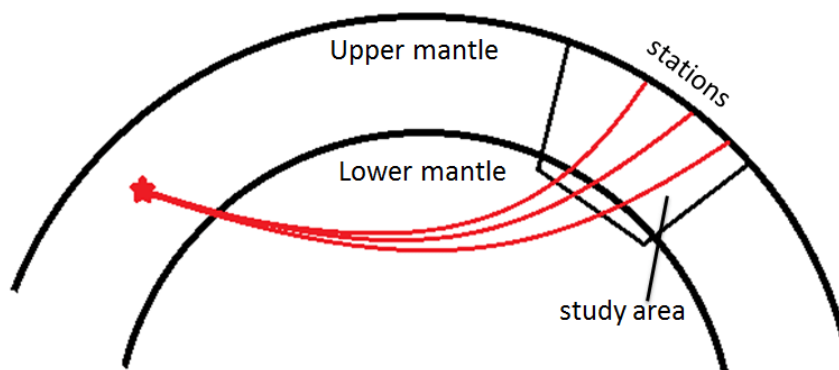
Η δομή της Γης έχει μελετηθεί μέχρι σήμερα με πολλές μεθοδολογίες, με κυριότερες την ανάκλαση και διάθλαση των κυμάτων χώρου (P και S) καθώς και την σκέδαση των επιφανειακών κυμάτων (Jeffreys 1937, Stoneley 1948, Gutenberg 1955, Ewing and Ewing 1959, Fedotov and Kuzin 1963, Kanamori and Abe 1968). Ωστόσο η ανάπτυξη της μεθόδου της Σεισμικής Τομογραφίας επέτρεψε τόσο τη διασκόπηση του εσωτερικού της Γης, όσο και τον υπολογισμό «τρισεδιάστατων» μοντέλων ταχύτητας (3D velocity models), όπου εκτός από την μεταβολή της ταχύτητας σε συνάρτηση με το βάθος προσδιορίζεται και η οριζόντια κατανομή της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων. Η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων η οποία περιέχει πληροφορίες για την θερμική κατάσταση του εσωτερικού της Γης καθώς και για τις μεταβολές της πυκνότητας, υπολογίζεται από τον μέσο όρο του χρόνου εισόδου της ακτίνας σε ένα σταθμό, κατά μήκος της τροχιάς και δεν δείχνει τα σημεία που το σεισμικό κύμα επιβραδύνθηκε ή επιταχύνθηκε. Στην τομογραφία χρησιμοποιούνται κυρίως οι χρόνοι διαδρομής των πρώτων αφίξεων των σεισμικών κυμάτων και γίνεται ο προσδιορισμός της χωρικής κατανομής της ταχύτητας διάδοσης των επιμήκων κυμάτων P.

Από τα μέσα της δεκαετίας του 1980, παρατηρείται μεγάλο ενδιαφέρον για την εφαρμογή της σεισμικής τομογραφίας στην λεπτομερή απεικόνιση του υπεδάφους (Βαφειδής, Α., Μανουσέλης Ε. 1993). Ο όρος τομογραφία προέρχεται από τις ελληνικές λέξεις «τομή» και «γραφή» και αναπτύχθηκε στην αρχή ως κλάδος της Ιατρικής για την απεικόνιση του ανθρώπινου σώματος, που διαγράφει την ύπαρξη διαφόρων οργάνων (ασυνέχειες πυκνότητας) και επεκτάθηκε στην Γεωφυσική για την διερεύνηση του εσωτερικού της Γης και την αποτίμηση των φυσικών ιδιοτήτων της. Με το συγκεκριμένο μοντέλο ταχυτήτων που εξάγεται και σύμφωνα με τον πίνακα ταχυτήτων των υλικών, λαμβάνονται πληροφορίες για το εσωτερικό της Γης σε σχέση με τις άλλες γεωφυσικές μεθόδους, βαρυτικά, μαγνητικά, ηλεκτρικά, ηλεκτρομαγνητικά, ροή θερμότητας, γεωραντάρ, οι οποίες χάνουν πολύ γρήγορα την διακριτική τους ικανότητα όσο αυξάνεται το βάθος.

Σκοπός της Σεισμικής Τομογραφίας είναι ο καθορισμός ζωνών υψηλών και χαμηλών ταχυτήτων, οι οποίες προσδιορίζονται από τον συνδυασμό πληροφοριών πολλών διασταυρούμενων σεισμικών ακτίνων. Όσο πυκνότερο είναι το δίκτυο των ακτίνων που διασταυρώνονται τόσο μεγαλύτερη είναι η ακρίβεια της χαρτογράφησης των ανωμαλιών της ταχύτητας (εικόνα 15-16). Επιπλέον όταν η τιμή της σεισμικής ακτίνας αποκλίνει από την αναμενόμενη ταχύτητα του μοντέλου ταχυτήτων, αυτό σημαίνει ότι η “ασυνέχεια”, όπου οφείλεται αυτή η απόκλιση, είναι δυνατό να βρίσκεται οπουδήποτε κατά μήκος της σεισμικής ακτίνας. Επίσης, η μέθοδος της τομογραφίας χαρακτηρίζεται ως η λύση ενός συστήματος εξισώσεων για κάθε περιοχή της Γης. Στην μέθοδο αυτή, χρησιμοποιούνται ως δεδομένα τα χρονικά υπόλοιπα των χρόνων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων ενώ άγνωστοι είναι οι τιμές των ταχυτήτων στις αντίστοιχες περιοχές.



**Εικόνα 25:** α) Η Σεισμική Τομογραφία προσδιορίζει μεταβολές της τιμής της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων, συνδυάζοντας πληροφορίες πολλών σεισμικών ακτίνων, που ενώνουν τους κόκκινους κύκλους (εστίες) με τα μπλε τρίγωνα (σταθμοί). Όσο μεγαλύτερος ο αριθμός ακτίνων, τόσο περισσότερες πληροφορίες συλλέγονται για μία περιοχή. β) Διαδρομές σεισμικών ακτίνων (Fenglin Niu, 2011).



**Εικόνα 16:** Παράδειγμα σεισμικής τομογραφίας με χρήση τηλεσεισμών στην οποία απεικονίζονται οι διαδρομές των σεισμικών ακτίνων από το κόκκινο αστέρι (πηγή) στους σταθμούς που βρίσκονται στην περιοχή μελέτης. Ο μανδύας «χαρτογραφείται» από κύματα χώρου ενώ ο φλοιός από επιφανειακά κύματα (Ye E. Feng, 2013).

## 2.2 Μέθοδοι Σεισμικής Τομογραφίας

Ανάλογα με τη φύση του προβλήματος, τα παρατηρούμενα μεγέθη, τις πηγές σεισμικών κυμάτων και τη γεωμετρία του προβλήματος, διακρίνουμε διαφορετικές μεθόδους σεισμικής τομογραφίας.

Η σεισμική τομογραφία διαχωρίζεται ανάλογα με το παρατηρούμενο μέγεθος σε 3 βασικά είδη:

1. Την *δρομοχρονική τομογραφία* (traveltime tomography) όπου καταγράφονται οι χρόνοι διαδρομής των σεισμικών κυμάτων από την πηγή μέχρι τους δέκτες,
2. Την *τομογραφία πλάτους* (amplitude tomography) (Zelt και Ellis, 1988) στην οποία υπολογίζεται ο τρόπος που μεταβάλλεται το πλάτος του κύματος από την πηγή και
3. Την *τομογραφία κυματομορφής* (waveform tomography) (Thompson, 1993), όπου χρησιμοποιείται όλη η κυματομορφή, η οποία όμως είναι λιγότερο διαδεδομένη.

Στην παρούσα εργασία θα ασχοληθούμε με την σεισμική δρομοχρονική τομογραφία διάθλασης σε τρεις διαστάσεις, που έχει εφαρμογή κυρίως στην διερεύνηση του φλοιού της Γης.

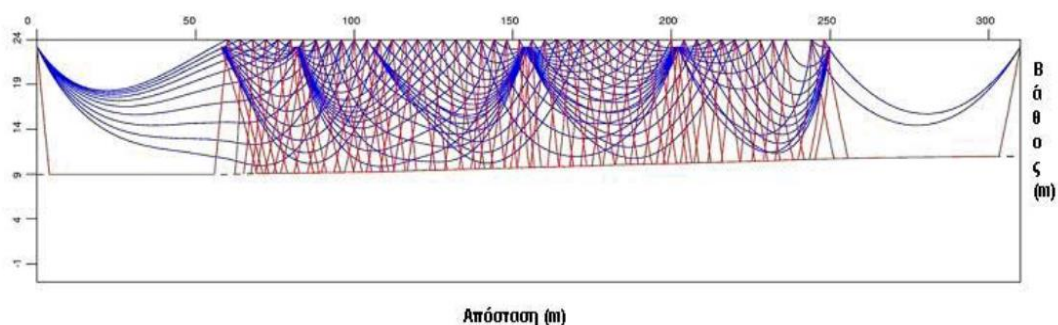
Επιπλέον, η Σεισμική Τομογραφία, υποδιαιρείται σε δύο μεγάλες κατηγορίες ανάλογα με το είδος των πηγών:

1. Την *Ενεργητική* (controlled source tomography), όπου η πηγή είναι ανθρωπογενής
- και 2. την *Παθητική* (passive seismic tomography), όπου η πηγή είναι κάποιος φυσικός σεισμός.

Στην σεισμική διασκόπηση, η κίνηση του εδάφους προκαλείται από κάποια τεχνητή πηγή (έκρηξη, κρούση σφυριού) και η απόκρισή του μετρίεται σε διάφορες αποστάσεις από αυτή. Έτσι στην ενεργή, διακρίνονται οι μέθοδοι ανάκλασης, διάθλασης και περίθλασης. Τομογραφία ανάκλασης ονομάζεται η μέθοδος η οποία καταγράφει τους χρόνους διαδρομής και τα πλάτη σεισμικών κυμάτων από μία επιφάνεια και χωρίζει δύο στρώματα με διαφορετικές ελαστικές ιδιότητες. Σήμερα, η πιο σημαντική από τις ενεργητικές μεθόδους σεισμικής διασκόπησης είναι αυτή της σεισμικής ανάκλασης, η οποία χρησιμοποιείται κυρίως στη βιομηχανία πετρελαίου αλλά και στον εντοπισμό ρηγμάτων, εγκοίλων και στρωματογραφικών χαρακτηριστικών. Αντίστοιχα, στη τομογραφία διάθλασης μετρούνται οι πρώτες αφίξεις των διαθλώμενων κυμάτων από επιφάνειες με διαφορετικές ελαστικές ιδιότητες. Η τομογραφία περίθλασης είναι μία μέθοδος που χρησιμοποιείται σπάνια για την καταγραφή υπόγειων σωλήνων, τον βαθμό ρηγμάτωσης καθώς και την αναγνώριση διακλάσεων σε μεταμορφωμένα ή μαγματικά πετρώματα.

Ένας ακόμα διαχωρισμός, για τις τεχνικές τομογραφίας, γίνεται ανάλογα με την γεωμετρία του προβλήματος. Στις περιπτώσεις τομογραφίας ανάκλασης και διάθλασης οι δέκτες βρίσκονται στην επιφάνεια της Γης, ενώ όταν βρίσκονται σε γεωτρήσεις αναφέρεται στην μέθοδο **crosshole** (εικόνα 17) (Bois et al, 1972, McCann et al. 1986, Ivansson 1986, Gouly 1990, 1993). Η μέθοδος της διάθλασης βοηθάει στην μελέτη του

φλοιού ή του άνω μανδύα της Γης αλλά και στον εντοπισμό υδροφόρου ορίζοντα, εγχοίλων καθώς και στη μελέτη ιδιοτήτων υλικών. Η μέθοδος της ανάκλασης βοηθάει σε γεωτεχνικές, περιβαλλοντικές μελέτες και στον μη-καταστροφικό έλεγχο των κατασκευών. Τέλος η τομογραφία crosshole χρησιμοποιείται στην έρευνα πετρελαίου αλλά και στη γεωτεχνική.



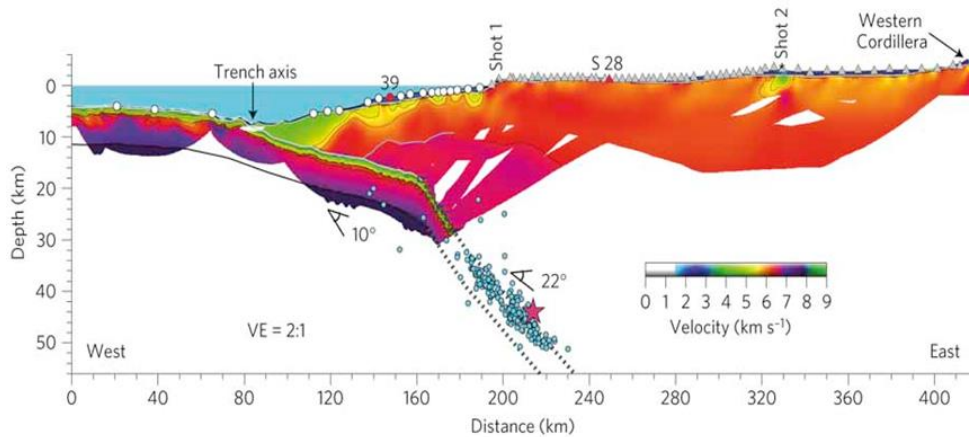
**Εικόνα 17:** Κάθετη τομή (cross section) που απεικονίζει τη διάδοση ανακλώμενων και διαθλώμενων ακτίνων σε ένα ελαστικό μέσο.

Στην Παθητική Σεισμική Τομογραφία, διαχωρίζονται με βάση:

**α)** το είδος των σεισμικών κυμάτων (χωρικά-επιφανειακά)

και, **β)** την κλίμακα με την οποία γίνεται η απεικόνιση των αποτελεσμάτων της αντιστροφής (Τοπική-Μέση-Ευρεία Κλίμακα). Στη πρώτη μέθοδο που αναφέρεται, στην Τομογραφία Τοπικής Κλίμακας, χρησιμοποιούνται οι χρόνοι άφιξης από σεισμούς που έχουν καταγραφεί από το δίκτυο σταθμών σε τοπικές επικεντρικές αποστάσεις. Αντίστοιχα στην Τομογραφία Μέσης έως Ευρείας Κλίμακας, γίνεται χρήση των σχετικών χρονικών υπολοίπων από τηλεσεισμούς (εικόνα 18) των οποίων οι επικεντρικές αποστάσεις κυμαίνονται από 30° έως 100° (Aki et al. 1977).

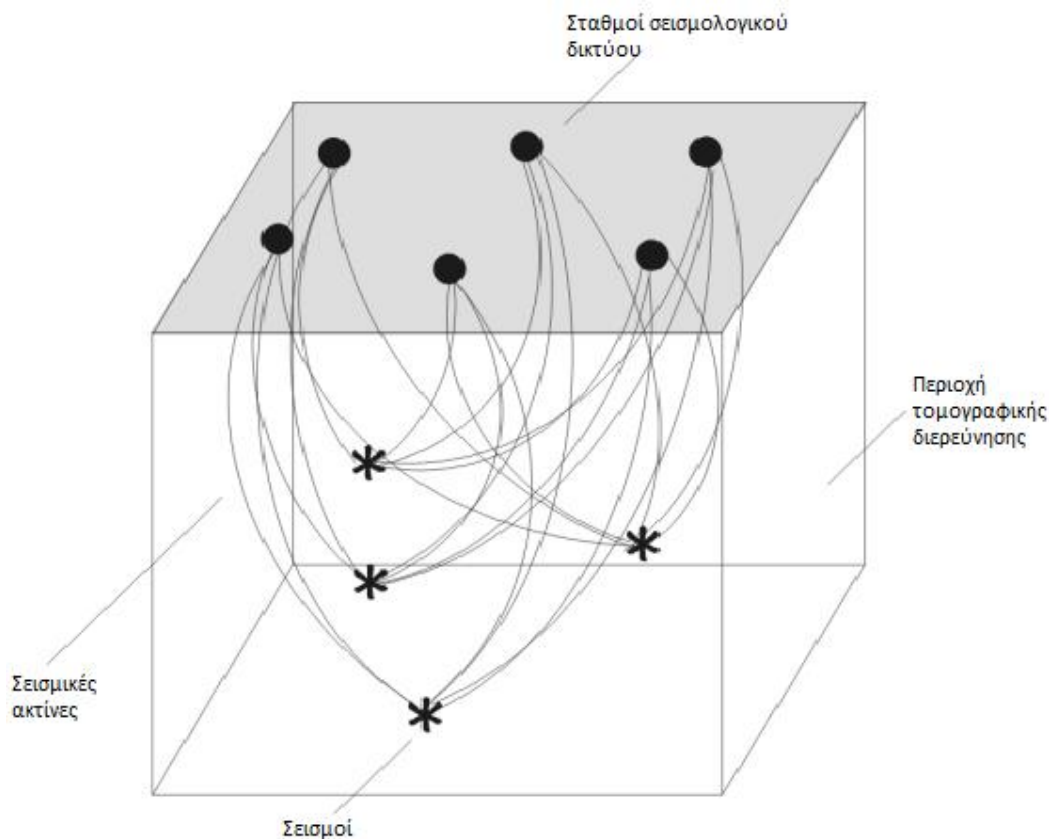
Η **παρούσα εργασία** πραγματεύεται με την αντιστροφή των κυμάτων χώρου (επιμήκη και εγκάρσια κύματα), οπότε στη συνέχεια θα γίνει ανάλυση των αποτελεσμάτων αντιστροφής των χρόνων διαδρομής.



**Εικόνα 18:** Κάθετη τομή (cross section) κατανομής ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων στη Χιλή, εγκάρσια στη ζώνη κατάδυσης της Nazca (Contreras et al. 2012).

Με την μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας (εικόνα 19) υπάρχουν αξιόλογα πλεονεκτήματα που αξίζει να αναφερθούν. Αρχικά προσδιορίζονται οι οριζόντιες μεταβολές των τιμών όπως είναι η θερμοκρασία και η πυκνότητα προσφέροντας τρισδιάστατη εικόνα του εσωτερικού της Γης. Βέβαια η δομή της Γης είναι ήδη γνωστή για την ύπαρξη φλοιού, ανώτερου και κατώτερου μανδύα, εσωτερικού και εξωτερικού πυρήνα, αλλά η τομογραφία έχει να προσθέσει στοιχεία όπως είναι οι λεπτομέρειες για την συμπλήρωση του μοντέλου. Επιπλέον η τομογραφία είναι οικονομικότερη σε σχέση με άλλες μεθόδους λόγω του ότι χρησιμοποιεί ως πρώτη ύλη τα χρονικά υπόλοιπα των σεισμικών φάσεων που καταγράφονται σε ήδη υπάρχοντα σεισμολογικά δίκτυα. Η εγκατάσταση σειсмоγράφων σε μορφολογικά δύσκολες περιοχές είναι πολύ πιο εύκολη από την μεταφορά εξοπλισμού. Επίσης δεν χρειάζεται παρέμβαση στο έδαφος (π.χ. εκρήξεις) και αυτό καθιστά την τομογραφία ως καλύτερη επιλογή για οικολογικά ευαίσθητες περιοχές. Επιπρόσθετα η μέθοδος δίνει την δυνατότητα εύρεσης μεταβολών στην ταχύτητα ενώ μπορεί να γίνει συνδυασμένη αντιστροφή με άλλες σεισμικές ή γεωφυσικές μετρήσεις. Ειδικότερα με την τομογραφία τοπικής κλίμακας (ΣΤΤΚ) προσδιορίζεται η τοπική επιφανειακή δομή, πάνω από το βάθος των σεισμών κατά μήκος της ακτινικής διαδρομής του κύματος με διακριτική ικανότητα σε μεγάλα βάθη. Αντίθετα με την τομογραφία ευρείας κλίμακας (Teleseismic ή Regional tomography), όπου προσδιορίζονται οι βαθύτερες δομές μιας περιοχής, δεν υπάρχει υψηλή διακριτική ικανότητα στα μικρότερα βάθη αφού οι σεισμικές ακτίνες διαδίδονται σε σχεδόν κατακόρυφη διεύθυνση κοντά στην επιφάνεια (εικόνα 18). Όμως για να επιλυθεί αυτό το πρόβλημα, τόσο οι χρόνοι άφιξης των σεισμών όσο και των τηλεσεισμών ομογενοποιούνται και χρησιμοποιούνται ως σύνολο δεδομένων.





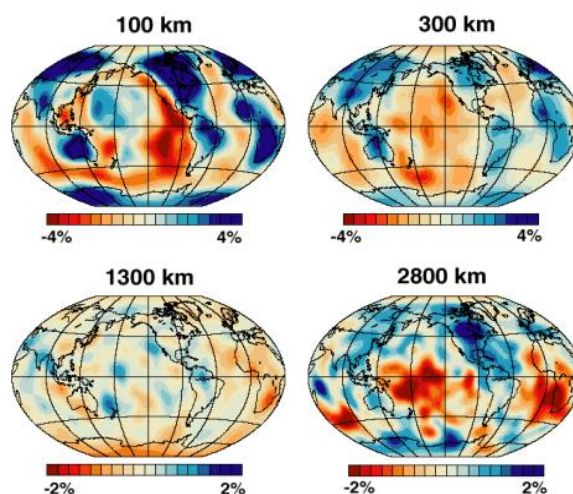
**Εικόνα 19:** Απλοποιημένη περιγραφή αρχής τοπικής «παθητικής» τομογραφίας (Μαρτάκης, 2003).

### 2.3 Εξέλιξη Σεισμικής Παθητικής Τομογραφίας

Η πλειονότητα των σεισμικών δεδομένων είναι μονοδιάστατα ή δισδιάστατα προφίλ. Όμως η μέθοδος της δρομοχρονικής τομογραφίας διάθλασης σε τρεις διαστάσεις, έχει πλήθος εφαρμογών στην διεύρυνση του φλοιού της Γης, στην τομογραφία ηφαιστείων, στην αρχαιολογική έρευνα και σε περιβαλλοντικές μελέτες (εικόνα 20). Έτσι γίνεται γνωστό ότι η σεισμική τομογραφία έχει πολλές εφαρμογές που βοηθούν σε διάφορων ειδών έρευνες.

Η τομογραφική διερεύνηση εφαρμόστηκε για πρώτη φορά στην Ιατρική το 1985 όπου ο William Röntgen ανακάλυψε τις ακτίνες Χ που γρήγορα έγιναν σημαντικό εργαλείο στις ιατρικές διαγνώσεις. Η ανάπτυξη της ιατρικής τομογραφίας ήταν ένα σημαντικό βήμα για την έναρξη ανίχνευσης του εσωτερικού της Γης. Από την στιγμή που εγκαταστάθηκαν οι πρώτοι σειсмоγράφοι έγινε κατανοητό ότι τα σεισμικά κύματα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον εντοπισμό των «στόχων». Τα πρώτα τομογραφικά δεδομένα ήταν ταυτόσημα με τις μετρήσεις του γεωειδούς που ήδη υπήρχαν και με αυτόν τον τρόπο ενισχύθηκε η αξιοπιστία της τομογραφίας (Dziewonski και Anderson 1984, Tanomito και Anderson 1984, Hager et al. 1985). Έτσι τα πρώτα τομογραφικά πειράματα εμφανίζονται το 1974 από τον Aki και τους συνεργάτες του, τα οποία προέρχονται από την μελέτη της ρηξιγενούς ζώνης του Αγίου Ανδρέα στην Κεντρική Καλιφόρνια, χρησιμοποιώντας τις πρώτες αφίξεις μακρινών σεισμικών γεγονότων. Οι μελέτες που ακολούθησαν ήταν με βάση σεισμολογικά δεδομένα τόσο από το δίκτυο NORSTAR (Νότια Νορβηγία), όσο και από το τοπικό δίκτυο της Κεντρικής Καλιφόρνιας -Menio Park- (Aki et

al. 1976, 1977, Aki & Lee 1976). Η μέθοδος ονομάζεται ταυτόχρονη αντιστροφή (simultaneous inversion) και εφαρμόζεται σε μία διάσταση από τον Crosson (1976). Βέβαια εμφανίστηκαν και νέες προσεγγίσεις στο πρόβλημα, μέσω ανάλυσης ελαχίστων τετραγώνων από τον Dziewonski (1977).



**Εικόνα 20:** Μια σύγχρονη απεικόνιση της Γης (Gu 2000) με τις αποκλίσεις της ταχύτητας των S-κυμάτων σε ένα μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων (σε βάθη 100km, 300km, 1300km και 2800km αντίστοιχα). Οι περιοχές με μπλε χρώμα είναι πιο γρήγορες (μεγάλη ταχύτητα) ενώ οι περιοχές με πορτοκαλί είναι πιο αργές.

Η ανάπτυξη της παθητικής σεισμικής τομογραφίας σε τοπική κλίμακα ήταν ραγδαία κατά την διάρκεια της τελευταίας 20ετίας. Η ευκολία εγκατάστασης τοπικών δικτύων και η συλλογή δεδομένων οδήγησε σε λεπτομερείς απεικονίσεις του φλοιού της Γης καθώς και του μανδύα. Επιπρόσθετα, η οικονομική σημασία της χρησιμοποίησης των τομογραφικών διερευνήσεων για τον εντοπισμό του ορυκτού πλούτου (με χαμηλό κόστος) ήταν ένα πολύ ισχυρό κίνητρο.

Η χωρική κατανομή του τεκτονικού ιστού στον Ελλαδικό χώρο σε συνάρτηση με την παρουσία πολύπλοκων γεωλογικών δομών και των χαρακτηριστικών των περιβαλλόντων σύγκλισης λιθοσφαιρικών πλακών, κατέστησε αναγκαία την εφαρμογή τεχνικών αντιστροφής για τον προσδιορισμό τρισδιάστατων προτύπων ταχυτήτων. Έτσι, η μαθηματική επεξεργασία των δεδομένων γίνεται με την μέθοδο της αντιστροφής (Inversional Method) η οποία θα περιγραφεί παρακάτω.

## 2.4 Σεισμικά Κύματα

Για την κατανόηση των παραπάνω όρων σημαντικό είναι να αναφερθεί ένας γενικός ορισμός για τα σεισμικά κύματα. Πιο αναλυτικά, τα ελαστικά κύματα παράγονται με φυσικό ή τεχνητό τρόπο μέσα ή πάνω στην επιφάνεια της Γης και διαδίδονται μέσα σε αυτή. Σ' ένα ελαστικό και ισότροπο μέσο άπειρων διαστάσεων αναπτύσσονται δύο είδη ελαστικών κυμάτων που ονομάζονται **κύματα χώρου**. Όταν όμως το ελαστικό μέσο δεν

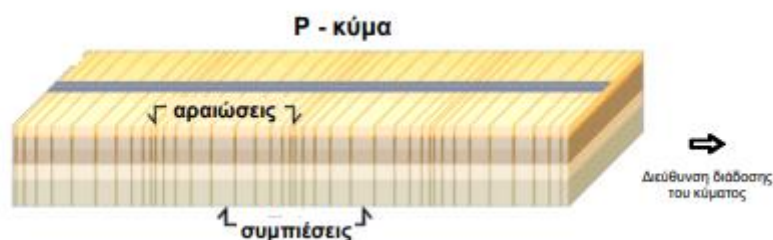
επεκτείνεται στο άπειρο προς όλες τις διευθύνσεις αλλά περιορίζονται σε μία επιφάνεια τότε ονομάζονται *επιφανειακά κύματα*. Τα σεισμικά κύματα διακρίνονται πιο αναλυτικά στα εξής:

1. Στα κύματα του χώρου
  - επιμήκη ελαστικά κύματα (P)
  - εγκάρσια κύματα χώρου (S)
2. Στα επιφανειακά κύματα
  - κύματα Rayleigh
  - κύματα Love
  - κύματα Stonley

Τα επιμήκη κύματα ή αλλιώς κύματα P (εικόνα 21) αφορούν την διάδοση μεταβολής όγκου ή της πυκνότητας. Το συγκεκριμένο σεισμικό κύμα διαδίδεται υπό μορφή πυκνωμάτων και αραιωμάτων και λόγω της μεγάλης ταχύτητας του καταγράφεται πρώτο στα σεισμολογικά όργανα. Έτσι η ταχύτητα του ορίζεται από την παρακάτω σχέση:

$$a = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} \quad (\text{εξίσωση 2.1})$$

Όπου  $\lambda$ ,  $\mu$  είναι οι ελαστικές σταθερές και  $\rho$  είναι η πυκνότητα του υλικού μέσα στο οποίο διαδίδονται τα επιμήκη κύματα (εξίσωση 2.1).

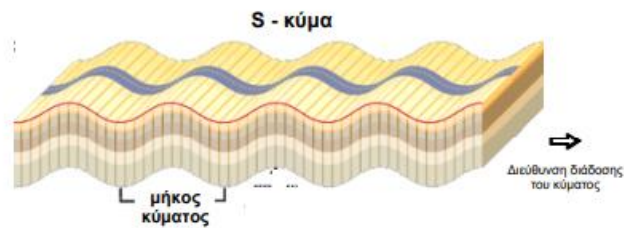


**Εικόνα 21:** Μορφή P-κυμάτων

Τα εγκάρσια ή αλλιώς κύματα S (εικόνα 22) θέτουν το μέσο σε ταλάντωση κάθετα στη διεύθυνση διάδοσης τους, προκαλώντας έτσι διατμητική κίνηση στο εσωτερικό του υλικού. Ακόμα τα κύματα αυτά διαδίδονται με ταχύτητα,  $b$ , μέσα σε ελαστικό και ισότροπο μέσο:

$$b = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (\text{εξίσωση 2.2})$$

Όπου  $\mu$  είναι ελαστική σταθερά και  $\rho$  είναι η πυκνότητα του υλικού μέσα στο οποίο διαδίδονται τα εγκάρσια κύματα (εξίσωση 2.2).

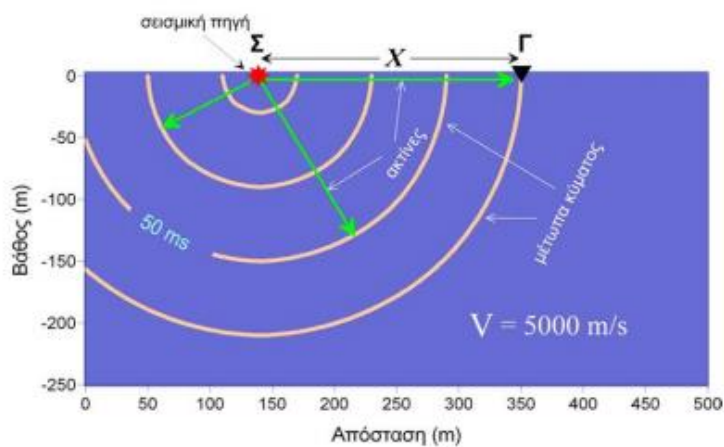


**Εικόνα 22:** Μορφή S-κυμάτων

Οι Raymond et al. (1978) έδειξαν ότι οι ταχύτητες διάδοσης των P κυμάτων εξαρτώνται περισσότερο από τον βαθμό κορεσμού του εδάφους σε αντίθεση με την ταχύτητα των S που εξαρτώνται από τον τύπο εδάφους και την αντοχή του. Τα επιφανειακά κύματα τα οποία δεν θα αναλυθούν στην παρούσα εργασία, διαδίδονται κυρίως κατά μήκος της επιφάνειας του ημίχωρου. Το πλάτος στην επιφάνεια της Γης μπορεί να είναι μεγάλο αλλά μειώνεται εκθετικά με το βάθος ενώ οι ταχύτητες τους είναι μικρότερες από αυτές των S κυμάτων.

### 2.5 Νόμοι Διάδοσης Σεισμικών Κυμάτων

Για την διάδοση των σεισμικών κυμάτων υπάρχουν δύο βασικές έννοιες, το μέτωπο κύματος και η σεισμική ακτίνα (εικόνα 23). Ως μέτωπο κύματος ονομάζεται η επιφάνεια η οποία συνδέει τις θέσεις του σεισμικού κύματος που βρίσκονται στην ίδια φάση, όπου ο παλμός έχει φτάσει σε συγκεκριμένο χρόνο. Ως σεισμική ακτίνα χαρακτηρίζεται η ακτινική διαδρομή μιας μικρής ποσότητας σεισμικής ενέργειας η οποία είναι πάντα κάθετη στο μέτωπο του κύματος. Με άλλα λόγια δεν είναι τίποτα παραπάνω από γραμμές που δείχνουν τη διεύθυνση διάδοσης του σεισμικού κύματος. Οι σεισμικές ακτίνες αποτελούν σημαντικό κομμάτι για την κατανόηση των διαδρομών διάδοσης της σεισμικής ενέργειας στο έδαφος.

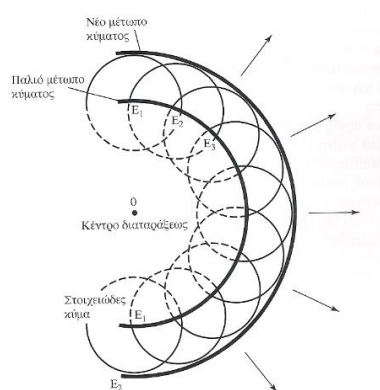


**Εικόνα 23:** Σεισμικές ακτίνες και Μέτωπα κύματος (Λούης Ι., 2004).

Οι **κυριότεροι νόμοι** που ορίζουν την διάδοση των ελαστικών κυμάτων είναι η αρχή του Huygens, η αρχή του Fermat και ο νόμος του Snell.

### α) Αρχή του Huygens

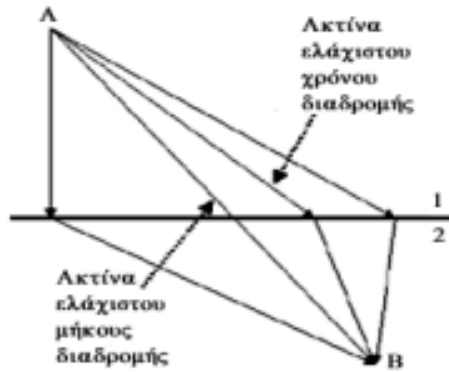
Σύμφωνα με τον νόμο αυτό, κάθε σημείο του μετώπου σφαιρικού κύματος μπορεί να θεωρηθεί σαν σημειακή πηγή νέου σφαιρικού κύματος. Έχοντας καθορίσει την θέση μετώπου σε μία δεδομένη χρονική στιγμή, η θέση που θα έχει σεισμικό μέτωπο έπειτα από χρόνο  $\Delta t$  μπορεί να προσδιοριστεί εύκολα αν θεωρηθεί κάθε σημείο του πρώτου μετώπου σαν νέα πηγή κύματος. Αν  $E_1$  είναι το μέτωπο κύματος τη χρονική στιγμή  $t_0$  τότε την επόμενη χρονική στιγμή  $t_0 + \Delta t$  το κάθε σημείο του αρχικού μετώπου θα μετακινηθεί κατά  $V \Delta t$  όπου  $V$  η ταχύτητα διάδοσης του μέσου. Έτσι αν κατασκευαστούν τόξα με κέντρο διάφορα σημεία του αρχικού μετώπου και ακτίνα ίση προς τα γινόμενα  $V \Delta t$ , τότε η περιβάλλουσα των τόξων θα μας δώσει το νέο μέτωπο  $E_2$  μετά από χρόνο  $\Delta t$  (εικόνα 24).



**Εικόνα 24:** Απεικόνιση των σημειακών πηγών και της περιβάλλουσας στο Νόμος του Huygens.

### β) Αρχή του Fermat

Σύμφωνα με τον νόμο αυτόν ή την αρχή Ήρωνα όπως αλλιώς ονομάζεται, ένα κύμα για να διαδοθεί ακολουθεί πάντα την διαδρομή που αντιστοιχεί στον ελάχιστο χρόνο διάδοσης. Έτσι, το κύμα το οποίο φτάνει στο σημείο Β από την πηγή Α όπως φαίνεται στην παρακάτω εικόνα 25, ακολουθεί τον πιο σύντομο δρόμο που μπορεί να ακολουθήσει, δηλαδή η διαδρομή διάδοσης της σεισμικής ενέργειας που καταφτάνει πρώτη σ' ένα σημείο, ακολουθεί τον δρόμο που απαιτεί τον ελάχιστο χρόνο. Η αρχή του Fermat θα αναλυθεί παρακάτω σύμφωνα με την Σεισμική Τομογραφία.



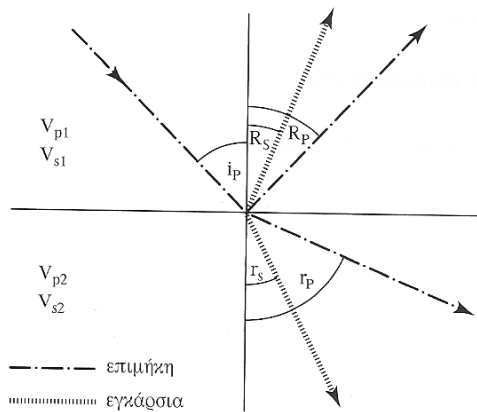
**Εικόνα 25:** Ακτίνες ελάχιστου μήκους και ελάχιστου χρόνου διαδρομής που ενώνουν δύο σημεία διαφορετικών μέσων.

### γ) Νόμος του Snell

Όταν ένα σεισμικό κύμα πέσει πάνω σε μία επιφάνεια που χωρίζει δύο γεωλογικούς σχηματισμούς με διαφορετικές ελαστικές ιδιότητες, τότε μέρος της σεισμικής ενέργειας ανακλάται και παραμένει στο ίδιο μέσο όπως η αρχική ενέργεια, ενώ η υπόλοιπη ενέργεια διαθλάται μέσα στο άλλο μέσο με σύγχρονη μεταβολή στη διεύθυνση διάδοσης.

Έτσι οι αρχές Huygens και Fermat μπορούν να εφαρμοστούν για τα σεισμικά κύματα. Στην πραγματικότητα όμως η διαδικασία της ανάκλασης και της διάθλασης των σεισμικών κυμάτων είναι λίγο πιο σύνθετη σε σχέση με τις φωτεινές ακτίνες, δεδομένου ότι κάθε P ή S κύμα που φτάνει στην διαχωριστική επιφάνεια παράγει δύο κύματα από ανάκλαση (P και S) και δύο κύματα από διάθλαση (P και S) όπως φαίνεται και στην εικόνα 26. Οι ταχύτητες των ανακλώμενων και διαθλώμενων P και S κυμάτων και οι γωνίες τους που σχηματίζονται μεταξύ της διαχωριστικής επιφάνειας και του κάθετου επιπέδου σε αυτό, επιφάνεια ορίζονται από τον νόμο του Snell (εξίσωση 2.3):

$$\frac{\sin i_P}{v_{P1}} = \frac{\sin R_P}{v_{P1}} = \frac{\sin R_S}{v_{S1}} = \frac{\sin r_P}{v_{P2}} = \frac{\sin r_S}{v_{S2}} \quad (\text{εξίσωση 2.3})$$



**Εικόνα 26:** Όταν σε μια διαχωριστική επιφάνεια δύο ελαστικών μέσων προσπέσει ένα κύμα P, τότε δημιουργούνται τέσσερα κύματα, δύο P και S ανακλώμενα και δύο P και S διερχόμενα.

Δηλαδή το ημίτονο της γωνίας που σχηματίζει η σεισμική ακτίνα με την κάθετο στη διαχωριστική επιφάνεια, προς την αντίστοιχη ταχύτητα διάδοσης του μέσου από το οποίο προέρχεται η σεισμική ακτίνα είναι σταθερό. Μια σημαντική σχέση που εντάσσεται στο νόμο Snell είναι η ισότητα των γωνιών πρόσπτωσης και ανάκλασης που ισχύει μόνο για κύματα του ίδιου τύπου. Χρήσιμη είναι και η έννοια της ορικής γωνίας και ορίζεται ως η γωνία πρόσπτωσης που αντιστοιχεί σε γωνία διάθλασης  $90^\circ$ .

## 2.6 Τύποι Καταγραφόμενων Σεισμικών Κυμάτων

Ανάλογα με την διαδρομή που διανύουν τα κύματα, χωρίζονται σε **3 κατηγορίες**:

### 1. Απευθείας Κύματα:

Αυτά διαδίδονται ευθύγραμμα από την πηγή στην πηγής καταγραφής, με την ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος και αποτελούν συνήθως τις πρώτες αφίξεις.

### 2. Διαθλώμενα Κύματα:

Στην περίπτωση αυτή, όπου το υποκείμενο στρώμα είναι μεγαλύτερης ταχύτητας, το σεισμικό κύμα υπόκειται σε ορική διάθλαση στην κορυφή του δεύτερου στρώματος, ταξιδεύοντας παράλληλα με την ασυνέχεια και προκαλώντας μια διαταραχή στο ανώτερο στρώμα, η οποία κινείται με ταχύτητα  $V_2$ , δηλαδή μεγαλύτερη από αυτή του επιφανειακού. Η διαταραχή αυτή επιστρέφει στην επιφάνεια με ταχύτητα  $V_1$ , προλαβαίνοντας κάποια στιγμή τα απευθείας κύματα και καταγράφεται ως πρώτη άφιξη.

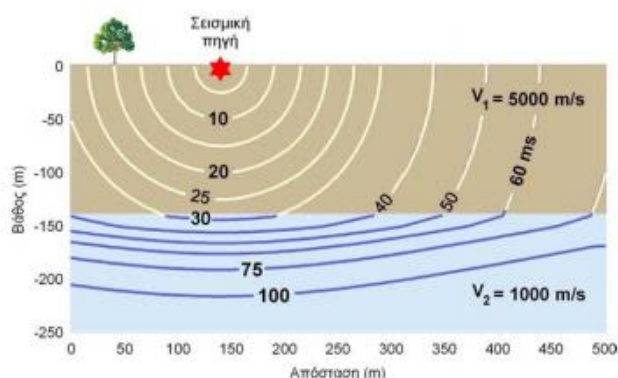
### 3. Ανακλώμενα Κύματα:

Αυτά διαδίδονται στο επιφανειακό στρώμα με ταχύτητα  $V_1$ , προσπίπτουν στην ασυνέχεια και ανακλώνται, επιστρέφοντας στην επιφάνεια όπου και καταγράφονται. Επιπλέον δεν μπορούν να είναι πρώτες αφίξεις.

Μέχρι στιγμής έχει αναφερθεί η διάδοση των σεισμικών κυμάτων με σταθερή ταχύτητα. Παρακάτω θα αναλυθεί τι ακριβώς συμβαίνει όταν το μέσο αποτελείται από στρώματα διαφορετικής ταχύτητας μετάδοσης του σεισμικού κύματος. Θα αναφερθούν δύο



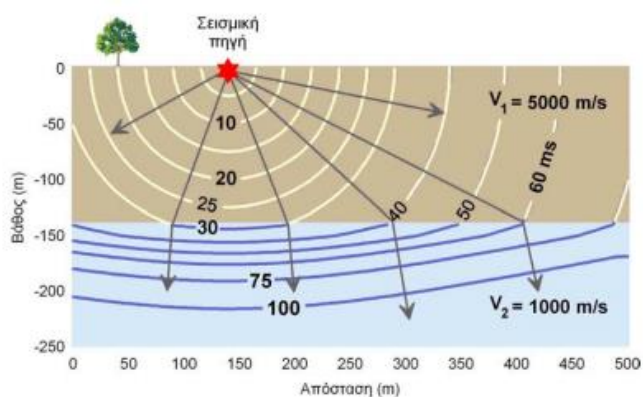
παραδείγματα διάδοσης σεισμικών κυμάτων σε σχέση με τα θεωρήματα που ήδη αναφέρθηκαν. Αρχικά, εξετάζεται μοντέλο ταχύτητας όπου υπάρχει στρώμα υψηλής ταχύτητας πάνω από ημίχωρο χαμηλότερης ταχύτητας (εικόνα 27).



**Εικόνα 27:** Μοντέλο ταχύτητας με στρώμα υψηλής ταχύτητας πάνω από ημίχωρο χαμηλότερης ταχύτητας .

Από την στιγμή διέγερσης του, το κύμα διαδίδεται στο ανώτερο στρώμα και οι ακτίνες του γίνονται αυξανόμενες μέχρι τα 30ms όπου το κύμα αλληλοεπιδρά με την ασυνέχεια στα 150 μέτρα (εικόνα 27). Σ' αυτό το σημείο φαίνεται η αλλαγή καμπυλότητας το οποίο οφείλεται στον βραδύτερο ρυθμό σε σχέση με τον ρυθμό διάδοσης του. Έτσι, παρατηρείται ότι τμήμα του μετώπου (μπλε γραμμές) διεισδύει ως διαθλώμενο κύμα ενώ το υπόλοιπο τμήμα (άσπρες γραμμές) ως απευθείας κύμα.

Επιπλέον, η μεταβολή στην καμπυλότητα του μετώπου του κύματος, καθώς το κύμα περνάει από τη διαχωριστική επιφάνεια, δείχνει ότι οι κυματικές ακτίνες, αλλάζουν διεύθυνση όταν εισχωρήσουν στην ασυνέχεια. Η μεταβολή αυτή στη διεύθυνση των ακτινών που διασχίζουν την ασυνέχεια, περιγράφεται από την αρχή του Snell, που θα αναλυθεί παρακάτω (Λούης Ι. 2004).

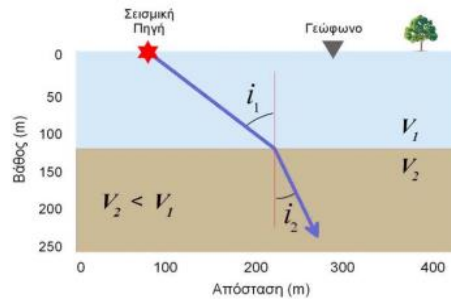


**Εικόνα 28:** Μοντέλο ταχύτητας συμπεριλαμβανομένων των ακτίνων διαθλώμενων και απευθείας αφίξεων.

Σχεδιάζοντας τις ακτίνες των διαθλώμενων και απευθείας αφίξεων, προκύπτει το παραπάνω σχήμα (εικόνα 28). Οι ακτίνες αλληλοεπιδρούν με την ασυνέχεια και υπακούουν



στην αρχή Fermat. Στο παρακάτω σχήμα (εικόνα 29) απεικονίζεται μια διαθλώμενη ακτίνα όπου η ταχύτητα  $V_2$  είναι μικρότερη από αυτή του  $V_1$ . Ο νόμος του Snell δηλώνει ότι σ' αυτή την περίπτωση η γωνία  $i_2$  μεταξύ της καθέτου στην ασυνέχεια και της διαθλώμενης ακτίνας πρέπει να είναι μικρότερη της γωνίας  $i_1$  μεταξύ της καθέτου στην ασυνέχεια και της διεύθυνσης της προσπίπτουσας ακτίνας.



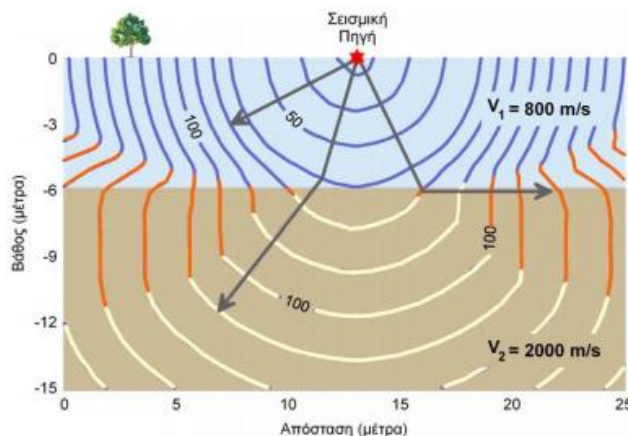
**Εικόνα 29:** Απεικόνιση του μετώπου του διαθλώμενου και του απευθείας κύματος.

Οι γωνίες πρόσπτωσης και διάθλασης  $i_1$  και  $i_2$  συνδέονται με τις ταχύτητες  $V_1$  και  $V_2$  με τη σχέση (εξίσωση 2.4):

$$\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{v_1}{v_2} \quad (\text{εξίσωση 2.4})$$

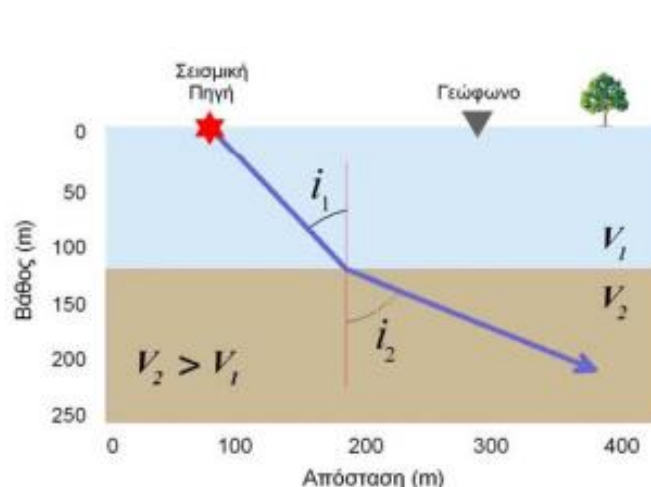
Οι ακτίνες είναι πάντα σχεδιασμένες έτσι ώστε να είναι κάθετες στη διεύθυνση διάδοσης των μετώπων των κυμάτων. Καθώς οι ακτίνες αλληλοεπιδρούν με την ασυνέχεια, υπακούουν στην αρχή του Fermat δηλαδή στο ότι το κύμα ακολουθεί τη διαδρομή, που απαιτεί το ελάχιστο χρόνο για τη μετάδοση του μεταξύ δύο συγκεκριμένων σημείων.

Άλλη μία περίπτωση είναι όταν η ταχύτητα του ημιχώρου είναι υψηλότερη του επιφανειακού στρώματος. Η μόνη διαφορά με το προηγούμενο παράδειγμα είναι η καμπυλότητα των μετώπων κύματος και η κατεύθυνση των σεισμικών ακτίνων, οι οποίες πρέπει να είναι πάντα κάθετες στα μέτωπα κύματος (εικόνα 30) (Λούης Ι. 2004).



**Εικόνα 30:** Διάδοση σεισμικών κυμάτων σε διάφορες χρονικές στιγμές.

Σ' αυτή την περίπτωση ο νόμος του Snell, δηλώνει ότι η γωνία  $i_2$  μεταξύ της καθέτου στην ασυνέχεια και της διαθλώμενης ακτίνας πρέπει να είναι μεγαλύτερη της γωνίας  $i_1$  μεταξύ της καθέτου στην ασυνέχεια και της διεύθυνσης της προσπίπτουσας ακτίνας (εικόνα 31).



Εικόνα 31: Απεικόνιση διαθλώμενης ακτίνας του προηγούμενου σχήματος.

## 2.7 Βασικές Αρχές Σεισμολογίας

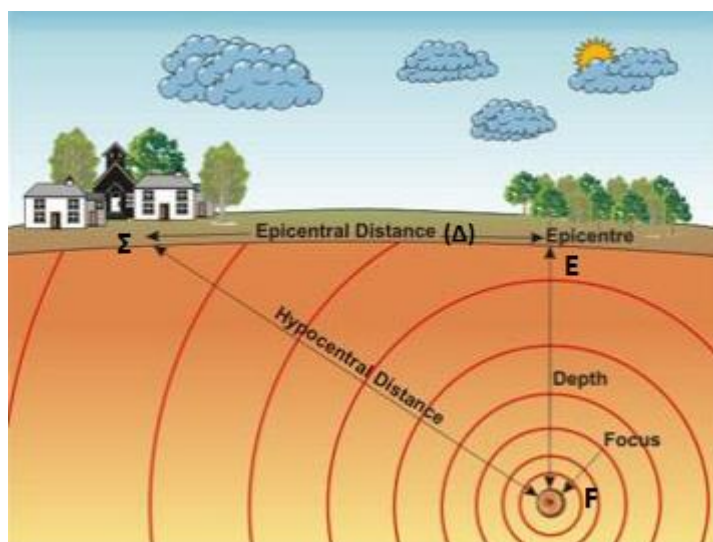
Για την κατανόηση της διαδικασίας της Σεισμικής Τομογραφίας, αξίζει να γίνει μία αναφορά στους σεισμολογικούς όρους (εικόνα 32) που θα χρησιμοποιηθούν για την κατανόηση της διαδικασίας αυτής.

Η διάρρηξη των πετρωμάτων, που προκαλεί έναν σεισμό, αρχίζει σε ορισμένο χώρο και διαδίδεται πάνω στο σεισμικό ρήγμα με ορισμένη ταχύτητα μέχρι να σταματήσει. Ο χώρος που αρχίζει η διάρρηξη μπορεί, να θεωρηθεί ως σημείο, το οποίο ονομάζεται μικροσεισμική εστία ή αλλιώς υπόκεντρο του σεισμού. Τα επιμήκη και εγκάρσια σεισμικά κύματα που φτάνουν πρώτα στους διάφορους σεισμολογικούς σταθμούς γεννιούνται στην μικροσεισμική εστία του σεισμού. Ο χρόνος γένεσης των κυμάτων αυτών λέγεται χρόνος γένεσης του σεισμού.

Το σημείο όπου τέμνει την επιφάνεια της Γης δηλαδή η κατακόρυφη που περνάει από την μικροσεισμική εστία λέγεται μικροσεισμικό επίκεντρο. Η απόσταση μεταξύ της εστίας ενός σεισμού και του επίκεντρου λέγεται εστιακό βάθος του σεισμού.

Ας θεωρηθεί εστία,  $F$ , του σεισμού, το μικροσεισμικό επίκεντρο,  $E$ , αυτού και σεισμολογικό σταθμό,  $\Sigma$ . Ονομάζεται επικεντρική απόσταση,  $\Delta$ , του σεισμού από το σταθμό το μήκος του τόξου μεγίστου κύκλου που βρίσκεται πάνω στην επιφάνεια της Γης μεταξύ του σταθμού και του επίκεντρου ή την αντίστοιχη επικεντρική γωνία  $\theta$ .

Όπως η διάδοση του φωτός περιγράφεται με τις οπτικές ακτίνες, έτσι και η διάδοση του σεισμικού κύματος χώρου περιγράφεται με τις σεισμικές ακτίνες. Ονομάζεται χρόνος διαδρομής ενός κύματος, ο χρόνος στον οποίο το κύμα διατρέχει το τμήμα του δρόμου που διαγράφεται από την σεισμική ακτίνα μεταξύ της εστίας και ενός σταθμού. Είναι φανερό ότι ο χρόνος άφιξης ενός κύματος σε ένα σταθμό είναι το άθροισμα του χρόνου γένεσης και του χρόνου διαδρομής αυτού (Παπαζάχος Β.Κ, Καρακαϊσής Γ.Φ, Χατζηδημητρίου Π.Μ. 2005).



**Εικόνα 32:** Απεικόνιση επικεντρικής απόστασης ( $\Delta$ ), επικέντρου (E), υποκεντρικής απόστασης εστίας-σταθμού ( $\Sigma$ ), εστίας (F) και βάθους.

Τα κύματα χώρου που γεννιούνται στην εστία ενός σεισμού, διαδίδονται στο εσωτερικό της Γης και φτάνουν στην επιφάνεια της. Τα κύματα που φτάνουν σε σημεία της επιφάνειας της Γης όπου υπάρχουν σεισμολογικοί σταθμοί αναγράφονται από σειсмоγράφους των σταθμών.

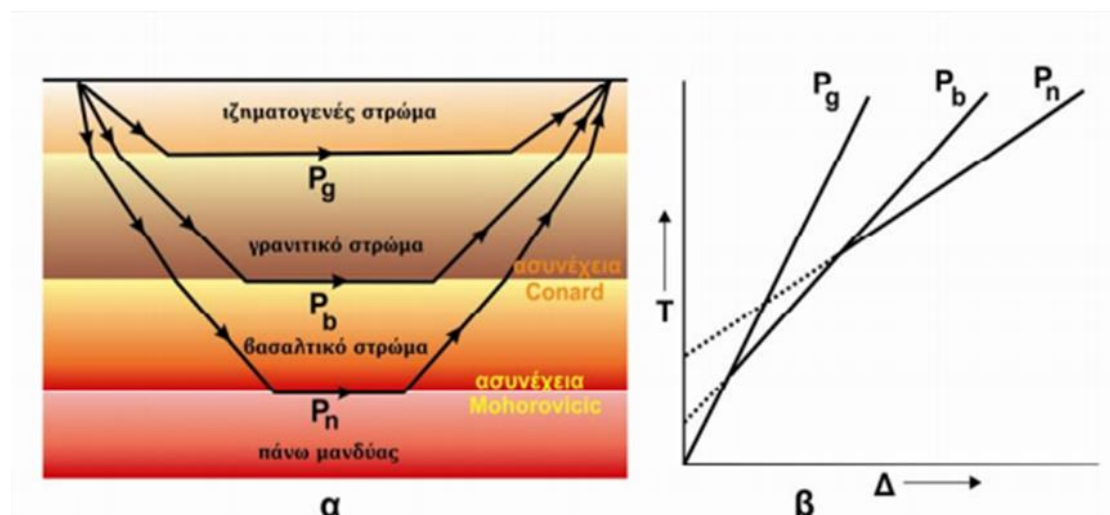
Οι ταχύτητες των κυμάτων (επιμήκων και εγκαρσίων) μεταβάλλονται κατακόρυφα και οριζόντια μέσα στην Γη. Ο τρόπος διάδοσης των κυμάτων μέσα στην Γη εξαρτάται από τις σχέσεις μεταξύ ταχυτήτων των κυμάτων χώρου και βάθους. Γνωρίζοντας ότι η Γη χωρίζεται στον φλοιό, στον μανδύα και τον πυρήνα, παρατηρείται ότι οι ταχύτητες των κυμάτων χώρου στο μεγαλύτερο μέρος της Γης αυξάνονται με το βάθος. Υπάρχουν μάλιστα ορισμένα βάθη όπου η ταχύτητα μεταβάλλεται απότομα. Στα βάθη αυτά υπάρχουν ασυνέχειες ταχυτήτων με πιο γνωστές την ασυνέχεια Mohorovicic (χωρίζει φλοιό από μανδύα) και την ασυνέχεια Gutenberg (χωρίζει μανδύα από πυρήνα).

Όσον αφορά την διάδοση των σεισμικών κυμάτων, πρέπει να γίνει αντιληπτό ότι η Γη δεν είναι ομοιογενής. Αυτό έχει ως συνέπεια την ανάκλαση, διάθλαση, περίθλαση, σκέδαση των σεισμικών κυμάτων. Για αυτό το λόγο, πολλές κατηγορίες σεισμικών κυμάτων φτάνουν στην επιφάνεια της Γης και γράφονται από τους σειсмоγράφους, οι οποίες ονομάζονται φάσεις και διαφέρουν ως προς την σεισμική ταχύτητα διάδοσης.

#### **A) Διάδοση των κυμάτων χώρου στο φλοιό**

Ο ηπειρωτικός φλοιός αποτελείται από τρία οριζόντια στρώματα (εικόνα 33). Το ανώτερο απ' αυτά είναι ένα λεπτό στρώμα που αποτελείται από ιζηματογενή πετρώματα. Κάτω από αυτό το στρώμα υπάρχει το στρώμα του πάνω φλοιού ή αλλιώς γνωστό ως γρανιτικό. Αμέσως ακολουθεί το στρώμα του κάτω φλοιού ή αλλιώς λεγόμενο βασαλτικό. Από τα σεισμόμετρα μιας φάσης των επιμήκων κυμάτων, γνωστοποιήθηκε το γρανιτικό στρώμα το οποίο συμβολίζεται με το P<sub>g</sub>. Παράλληλα παρατηρήθηκε και η αντίστοιχη φάση των εγκαρσίων κυμάτων, που παριστάνεται με το S<sub>g</sub>. Αντίστοιχα, η ύπαρξη του βασαλτικού στρώματος συμπεραίνεται από την αναγραφή μιας φάσης των επιμήκων κυμάτων, που

παριστάνεται με το  $P_b$  και της αντίστοιχης φάσης των εγκαρσίων κυμάτων, που παριστάνεται με το  $S_b$ . Η ασυνέχεια Moho πάλι ανακαλύφτηκε έπειτα από την αναγραφή φάσης των επιμήκων κυμάτων που παριστάνεται με το  $P_n$  ενώ η αντίστοιχη φάση των εγκαρσίων κυμάτων παριστάνεται με το  $S_n$ . Βέβαια μερικές φάσεις των κυμάτων χώρου που φθάνουν σε ένα σεισμολογικό σταθμό, οφείλονται σε κύματα διάθλασης, άλλες σε διαυλικά κύματα και άλλες σε κύματα ανάκλασης.

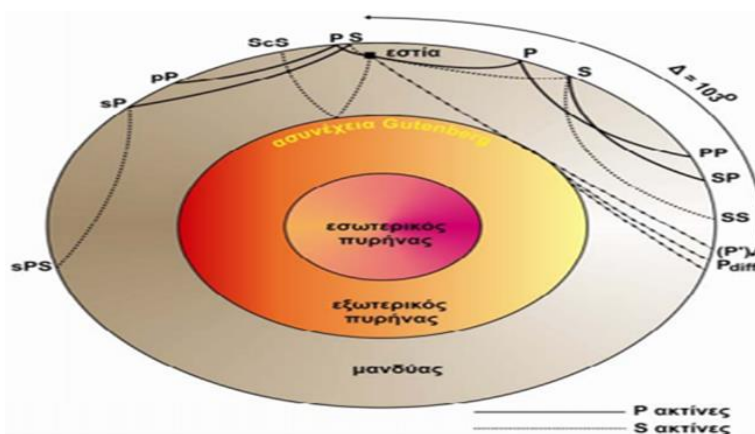


**Εικόνα 33:** (α) Διάδοση των επιμήκων κυμάτων διάθλασης μέσα στον φλοιό και (β) καμπύλες χρόνων διαδρομής αυτών.

Πιο αναλυτικά ξεκινώντας από τα κύματα διάθλασης όπου συμβαίνουν τα εξής: Τα κύματα  $P_g$  παρατηρούνται στους τοπικούς και γειτονικούς ηπειρωτικούς σεισμούς που έχουν τις εστίες τους μέσα στο γρανιτικό ή μέσα στο ιζηματογενές στρώμα. Αν η εστία βρίσκεται στο γρανιτικό στρώμα, τότε το κύμα  $P_g$  διαδίδεται ευθύγραμμα μέσα σε αυτό, μετά διαθλάται στην ορική επιφάνεια που βρίσκεται μεταξύ του γρανιτικού και του ιζηματογενούς στρώματος και διαδίδεται μέσα στο ιζηματογενές στρώμα φθάνει στο σταθμό. Αν η εστία βρίσκεται στο ιζηματογενές στρώμα, τότε το κύμα  $P_g$  αναχωρεί από την εστία που βρίσκεται μέσα σε αυτό το στρώμα και προσπίπτει στη διαχωριστική επιφάνεια που βρίσκεται μεταξύ του στρώματος αυτού και του γρανιτικού στρώματος υπό γωνία ίση με την ορική και διαθλάται. Στη συνέχεια αυτό διαδίδεται κατά μήκος της τομής της διαχωριστικής επιφάνειας και του κατακορύφου επιπέδου, που περνάει από την εστία και το σταθμό, με την ταχύτητα που έχει αυτό στο κάτω στρώμα και φθάνει από το συμμετρικό δρόμο στην επιφάνεια της Γης, αφού υποστεί δεύτερη διάθλαση στη διαχωριστική επιφάνεια των δύο στρωμάτων. Όσον αφορά στα  $P_b$  κύματα, αυτά προσπίπτουν στην ασυνέχεια Conard υπό την ορική γωνία και διαδίδονται κατά μήκος της τομής της επιφάνειας αυτής και του κατακορύφου επιπέδου, με την ταχύτητά τους στο «βασαλτικό» στρώμα για να φθάσουν στο σταθμό από το συμμετρικό δρόμο. Τα  $P_n$  κύματα πάλι προσπίπτουν στην ασυνέχεια Mohorovicic υπό την ορική γωνία, διαδίδονται κατά μήκος της τομής της επιφάνειας αυτής με το κατακόρυφο επίπεδο, με την ταχύτητά τους αμέσως κάτω από το φλοιό και φθάνουν στο σταθμό από το συμμετρικό δρόμο (Παπαζάχος Β.Κ, Καρακαϊσής Γ.Φ, Χατζηδημητρίου Π.Μ. 2005) .

## Β) Διάδοση κυμάτων χώρου στον μανδύα

Ωστόσο, τα σεισμικά κύματα χώρου διαδίδονται και στον μανδύα (εικόνα 34), ο οποίος ξεκινάει από την ασυνέχεια Mohorovicic και φθάνει την ασυνέχεια Gutenberg. Μεταξύ περίπου 60 και 220Km υπάρχει ένα στρώμα χαμηλής ταχύτητας το οποίο ονομάζεται ασθenoσφαιρικός διάυλος. Σε αυτόν επικρατούν χαμηλές ταχύτητες και το υλικό του που προσεγγίζει τη ρευστότητα διευκολύνει την κίνηση των λιθοσφαιρικών πλακών. Κάτω από αυτό το στρώμα, δηλαδή στον κάτω μανδύα, η ταχύτητα των κυμάτων χώρου αυξάνεται ομαλά. Μεγάλης σημασίας είναι το γεγονός ότι τα κύματα που αναχωρούν από μια εστία η οποία βρίσκεται μέσα στο φλοιό και προσπίπτουν στην ασυνέχεια Mohorovicic υπό γωνία μικρότερη της οριακής, εισχωρούν μέσα στο μανδύα. Από τα εισερχόμενα κύματα, αυτά που διαδίδονται μέσα στο μανδύα και επιστρέφουν στην επιφάνεια της Γης, χωρίς να μπουν μέσα στον πυρήνα, λέγονται κύματα μανδύα. Τα απλούστερα κύματα μανδύα (επιμήκη P, εγκάρσια S) είναι αυτά που γεννιούνται σε εστία που βρίσκεται στο φλοιό, διαθλώνται στην ασυνέχεια Mohorovicic, διαδίδονται στο μανδύα και, αφού διαθλαστούν πάλι στην ασυνέχεια Mohorovicic, φθάνουν στην επιφάνεια της Γης. Τα P κύματα εμφανίζονται μέχρι την απόσταση  $\Delta=103^\circ$ . Παρατηρούνται, όμως και κύματα P πέρα από την απόσταση αυτή, που λέγονται κύματα περίθλασης. Ακόμα παρατηρούνται και κύματα μανδύα που φτάνουν στο σταθμό έπειτα από πολλαπλές ανακλάσεις (Παπαζάχος Β.Κ, Καρακαϊσης Γ.Φ, Χατζηδημητρίου Π.Μ. 2005).



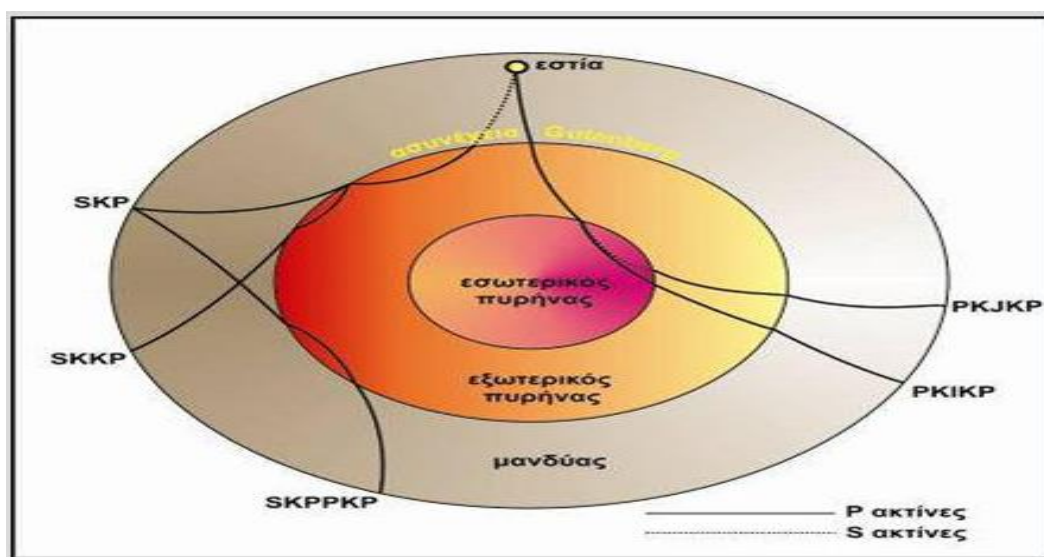
Εικόνα 34: Σεισμικές ακτίνες στον μανδύα της Γης.

## Γ) Διάδοση των κυμάτων χώρου στον πυρήνα

Τέλος ο πυρήνας (εικόνα 35), αρχίζει από την επιφάνεια Gutenberg και φθάνει μέχρι το κέντρο της Γης. Διακρίνεται στον εξωτερικό πυρήνα, ο οποίος βρίσκεται σε υγρή κατάσταση και στον εσωτερικό πυρήνα, ο οποίος βρίσκεται σε στερεά κατάσταση. Ακόμα στον υγρό, εξωτερικό πυρήνα δεν διαδίδονται εγκάρσια κύματα ενώ η ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων, αυξάνεται ομαλά με το βάθος. Στον στερεό, εσωτερικό πυρήνα πάλι, διαδίδονται επιμήκη και εγκάρσια κύματα και η ταχύτητα τόσο των επιμήκων όσο και των εγκαρσίων κυμάτων διατηρείται σχεδόν σταθερή. Στην περίπτωση του πυρήνα, ένα μέρος της ενέργειας των σεισμικών κυμάτων που προσπίπτουν στην επιφάνεια του πυρήνα δεν τα διαπερνά ενώ ένα άλλο μέρος το καταφέρνει.



Είναι αξιοσημείωτο, ότι, τα επιμήκη κύματα που προσπίπτουν από το μανδύα στην επιφάνεια του πυρήνα παθαίνουν ισχυρή διάθλαση, λόγω του ότι η ταχύτητα των κυμάτων αυτών ελαττώνεται και οι διαθλώμενες ακτίνες πλησιάζουν προς την κάθετο της επιφάνειας στο σημείο πρόσπτωσης. Οι ακτίνες των επιμήκων κυμάτων που προσπίπτουν στην επιφάνεια του πυρήνα υπό γωνία λίγο μικρότερη από τη γωνία υπό την οποία προσπίπτει σ' αυτήν η ακτίνα η εφαπτόμενη του πυρήνα (P'), αναδύονται σε απόσταση 190° (ενεργός επικεντρική απόσταση 170°). Για λίγο μικρότερη γωνία πρόσπτωσης η ακτίνα αναδύεται σε απόσταση 180°. Όταν ελαττώνεται η γωνία πρόσπτωσης, ελαττώνεται και η γωνία ανάδυσης της σεισμικής ακτίνας μέχρι να αποκτήσει η γωνία πρόσπτωσης τιμή που αντιστοιχεί στη θέση ελάχιστης εκτροπής, οπότε η απόσταση ανάδυσης της σεισμικής ακτίνας είναι 142° περίπου. Με παραπέρα ελάττωση της γωνίας πρόσπτωσης, δεν εξακολουθεί να ελαττώνεται η απόσταση ανάδυσης, αλλά αρχίζει να αυξάνεται πάλι. Δημιουργείται έτσι σκιερή ζώνη μεταξύ 103° και 142°. Κατά την ελάττωση της γωνίας πρόσπτωσης, η απόσταση αυξάνει μέχρις ότου η γωνία πρόσπτωσης αποκτήσει τέτοια τιμή, ώστε η σεισμική ακτίνα να εφάπτεται σχεδόν της επιφάνειας του εσωτερικού πυρήνα (Παπαζάχος Β.Κ, Καρακαϊσης Γ.Φ, Χατζηδημητρίου Π.Μ. 2005).

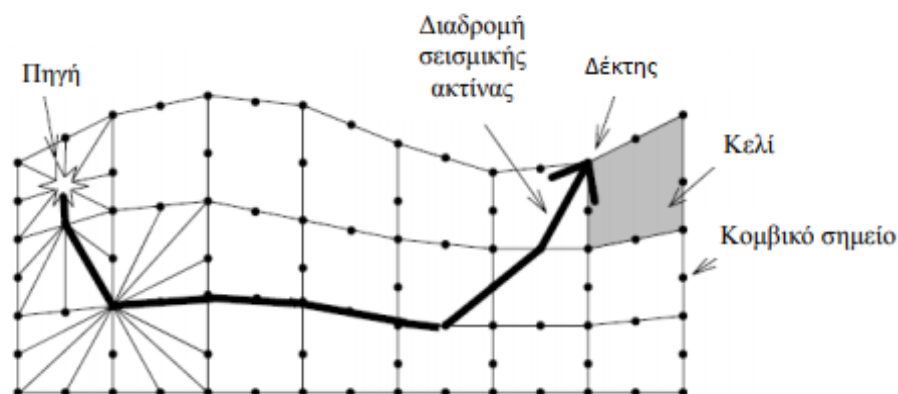


Εικόνα 35: Σεισμικές ακτίνες στον μανδύα και στον πυρήνα της Γης.

## 2.8 Τομογραφία Διάθλασης

Στις περιπτώσεις στις οποίες η γεωλογική δομή είναι περίπλοκη ή εκεί όπου δεν υπάρχει ξεκάθαρη μετάβαση από το ένα στρώμα στο άλλο, δίνει λύση η τομογραφία διάθλασης.

Αυτή θεωρεί ότι το γεωλογικό μέσο μπορεί να χωριστεί σε έναν αριθμό κελιών ή κόμβων (εικόνα 36), καθένα από τα οποία έχει σταθερή ταχύτητα. Στόχος της τομογραφικής ανάλυσης είναι να προσδιορίσει τις τιμές της ταχύτητας σε αυτά και να αποδώσει τη βαθμιαία μεταβολή της ταχύτητας μέσα στο στρώμα καθώς και στις πλευρικές μεταβολές της, πράγμα που επιτρέπει την εφαρμογή της εκεί που δεν μπορούν να εφαρμοστούν άλλες τεχνικές (Τσελέντης Α. 2013).



**Εικόνα 36:** Μοντέλο ταχυτήτων διακριτοποιημένο σε κελιά και ίχνος σεισμικής ακτίνας.

Ο όρος τομογραφία διάθλασης δεν αναφέρεται σε ένα συγκεκριμένο αλγόριθμο, αλλά περιλαμβάνει μια ευρεία ομάδα από μεθόδους και αλγόριθμους που έχουν ως στόχο την επίλυση του προβλήματος της εξαγωγής ενός μοντέλου ταχυτήτων από τα δεδομένα της σεισμικής διάθλασης. Η σεισμική τομογραφία μπορεί να χωριστεί σε δύο στάδια:

1. Επίλυση ευθέως προβλήματος
2. Επίλυση αντιστρόφου προβλήματος

### 2.8.1 Ευθύ Πρόβλημα

Η τομογραφία αποτελείται από δύο βασικά μέρη: το ευθύ και το αντίστροφο πρόβλημα. Το ευθύ μέρος του προβλήματος χαρακτηρίζεται ως μία διάταξη αληθινή η οποία συνδυάζεται με ένα αρχικό υποθετικό μοντέλο, που απεικονίζει προσεγγιστικά το πραγματικό μοντέλο, έτσι ώστε μέσα από αυτή την διαδικασία να παραχθεί ένα σύνολο συνθετικών δεδομένων. Σε αντίθεση όταν γίνεται η εύρεση του τελικού μοντέλου από ένα συγκεκριμένο σύνολο δεδομένων ή καθορίζεται όσο πιο κοντά γίνεται στη πραγματικότητα, τότε καλείται αυτή η διαδικασία αντίστροφο πρόβλημα.

#### Προσομοίωση Διαδρομής Σεισμικών Ακτίνων (Ray-tracing)

Ένα ακόμα σημαντικό κομμάτι της σεισμικής τομογραφίας όπως αναφέρθηκε και παραπάνω είναι ο καθορισμός της ακτινικής διαδρομής του σεισμικού κύματος μεταξύ πηγής και σταθμού. Επιπλέον, βασικό ρόλο έχει ο υπολογισμός του απαιτούμενου χρόνου διαδρομής καθώς είναι απαραίτητος ώστε να βρεθούν τα χρονικά υπόλοιπα στις αφίξεις των επιμήκων και εγκάρσιων κυμάτων αλλά και στον καθορισμό των μερικών παραγώγων της θέσης του υποκέντρου και της ταχύτητας διάδοσης του σεισμικού κύματος στο συγκεκριμένο μέσο.

Η προσέγγιση της διαδρομής που ακολουθούν τα σεισμικά κύματα βασίζεται στις εξισώσεις της κυματικής θεωρίας καθώς και σε μία σειρά βασικών φυσικών νόμων, όπως ο νόμος του Snell και η αρχή του Fermat (ελάχιστου δρόμου), οι οποίες αναφέρθηκαν παραπάνω. Οι πιο διαδεδομένες τεχνικές προσομοίωσης της διαδρομής των σεισμικών ακτίνων είναι οι ακόλουθες:

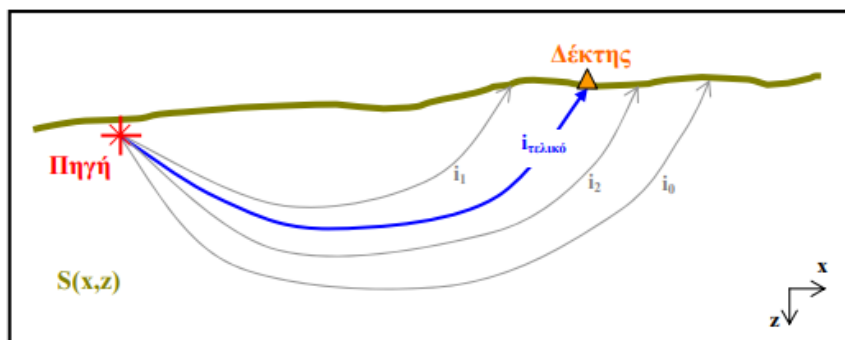
1. Μέθοδος ανακλαστικότητας
2. Μέθοδος σημειακής σύνδεσης (point to point ray-tracing) και
3. Μέθοδος των δεσμών Gauss (Gaussian beam ray-tracing).

Σ' αυτό το σημείο της εργασίας θα γίνει αναφορά στις μεθόδους σεισμικής προσομοίωσης, οι οποίες θεωρούνται αποδεκτές για την ακρίβεια που παρέχουν στον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής και επελέγησαν για την παρουσίαση των αποτελεσμάτων συνθετικών δοκιμών που πραγματοποιήθηκαν για την αξιολόγηση του ελάχιστου δρόμου κατά την επίλυση ευθέως προβλήματος. Εκτός από τον Aki, ο οποίος θεωρείται θεμελιωτής της παθητικής τομογραφίας, πολλοί ήταν οι ερευνητές που συνέβαλλαν στην πρόοδο της. Πιο συγκεκριμένα στο πρόβλημα του καθορισμού «δρόμου» που ακολουθεί το σεισμικό κύμα κατά την διάδοση του από την πηγή στους δέκτες (ray-tracing), πολλές λύσεις έχουν προταθεί.

Πιο αναλυτικά, οι μέθοδοι προσομοίωσης διαδρομής των σεισμικών ακτίνων χωρίζονται σε ακριβείς αλλά και σε προσεγγιστικές ή σύμφωνα με τον τρόπο υπολογισμού. Οι κυριότερες κατηγορίες μεθόδων είναι αυτές της στόχευσης (shooting), κάμψης (bending), προσεγγιστικές (approximate) και πεπερασμένων διαφορών (finite difference).

Όσον αφορά τον προσεγγιστικό καθορισμό της αρχικής ακτίνας, αντί να αναζητείτε μία προσεγγιστική πορεία σεισμικής ακτίνας στο τρισδιάστατο μέσο, κατασκευάζεται ένα ισοδύναμο μονοδιάστατο μέσο στο οποίο υπολογίζεται η ισοδύναμη μονοδιάστατη αναλυτική λύση.

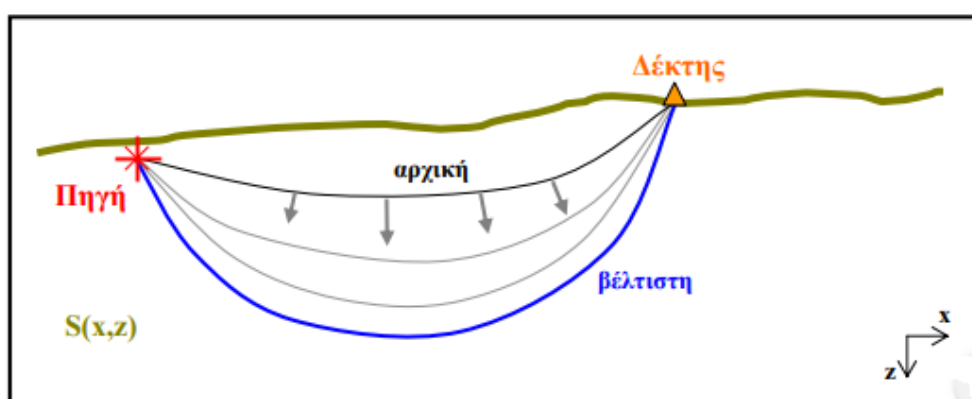
Η πρώτη (shooting) βασίζεται σε συνεχείς επαναλήψεις ή σε συνεχείς παρεμβολές ανάμεσα σε δύο κοντινές ακτίνες μέχρι το άκρο μιας ακτίνας να ικανοποιήσει συγκεκριμένες οριακές συνθήκες (Comer 1984, Cerveny 1987). Ακόμα αυτή η μέθοδος είναι αποτελεσματική μόνο όταν υπάρχει μεγάλος αριθμός σεισμικών πηγών και μικρός αριθμός δεκτών (εικόνα 37).



**Εικόνα 37:** Διαδοχικές προσεγγίσεις ακτίνας που ικανοποιεί την εξίσωση της ακτίνας με την μέθοδο δοκιμής και σφάλματος. Για δεδομένη πηγή σε δύο διαστάσεις οι διαφορετικές σεισμικές ακτίνες αντιστοιχούν σε διαφορετικές γωνίες αναχώρησης. (Μπογιατζής Π., 2006).



Όσον αφορά την δεύτερη μέθοδο (bending) είναι ένας σταθερός αλγόριθμος που χρησιμοποιείται μόνο όταν υπάρχει πυκνό δίκτυο (εικόνα 38). Στα τέλη της δεκαετίας του 1980, η σεισμική τομογραφία έκανε ένα μεγάλο βήμα προς τα εμπρός και στα προβλήματα του raytracing απαντά η μέθοδος του μετώπου κύματος. Πάνω σε αυτήν παρουσιάζεται η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών από τον Vidale (1988) για δύο διαστάσεις και δύο χρόνια αργότερα για τρεις διαστάσεις. Οι μέθοδοι πριν τον Vidale είχαν δύο σοβαρές αδυναμίες. Η μία ήταν η χαμηλή υπολογιστική ταχύτητα ενώ η άλλη ήταν η εφαρμογή μόνο σε περιοχές που δεν παρουσίαζαν αποκλίσεις στην ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων. Πλέον μ' αυτό το μοντέλο υπολογίζονται τα μέτωπα των σεισμικών κυμάτων και οι χρόνοι διαδρομής σε όλο το μοντέλο και στη συνέχεια οι σεισμικές ακτίνες με βάση το κυματικό πεδίο που ήδη έχει κατασκευαστεί.



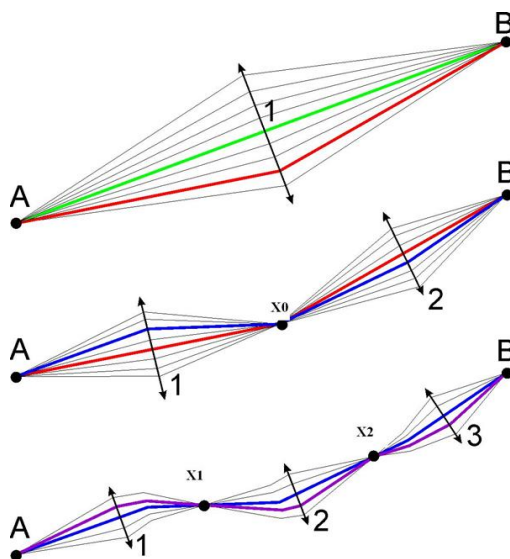
**Εικόνα 38:** Ξεκινώντας με μία αρχική ακτίνα, προσεγγίζεται με διαδοχικά βήματα, η ακτίνα εκείνη που ικανοποιεί την Αρχή Fermat. Αυτό επιτυγχάνεται μέσω της κατάλληλης «κάμψης» της αρχικής ακτίνας (Μπογιατζής Π., 2006).

Αρχικά για να επιτευχθεί αύξηση στην ταχύτητα υπολογισμού των σύγχρονων λογισμικών σεισμικής τομογραφίας, υιοθετούνται διάφορες τεχνικές κάμψης της σεισμικής ακτίνας (Um and Thurber 1987, Julian & Gubbins 1977, Aki & Richards 1980, Vesnaver 1996) οι οποίες βασίζονται στη διαδοχική κάμψη της σεισμικής ακτίνας έτσι ώστε μετά από ένα πλήθος επαναλήψεων να ικανοποιείται η αρχή του Fermat. Η τεχνική αυτή βασίζεται στη λογική θεώρηση ότι η αρχή του Fermat θα ισχύει και για οποιοδήποτε μεμονωμένο τμήμα της διαδρομής μιας σεισμικής ακτίνας. Εάν λοιπόν επιλεγούν δύο σημεία A και B κατά μήκος της διαδρομής που διανύει η σεισμική ακτίνα, η μεταξύ τους διαδρομή συμπίπτει με ένα μέρος της συνολικής ακτίνας διαδρομής. Αυτό μπορεί εύκολα να αποδειχθεί με την ανάλυση του συνολικού χρόνου διαδρομής από το A στο B, σε άθροισμα των επιμέρους χρόνων διαδρομής κατά μήκος των μερικών διαδρομών.

$$t_{AB} = t_A x_1 + t_{x_1 x_2} + t_B x_2 \quad (\text{εξίσωση 2.5})$$

Ο χρόνος διαδρομής (εξίσωση 2.5) θα είναι ελάχιστος όταν και όλοι οι όροι του αθροίσματος θα ελαχιστοποιηθούν. Ακόμα, η συνολική διαδρομή μπορεί να καταμηθεί σε επιμέρους τμήματα και να γίνουν και οι αντίστοιχοι υπολογισμοί, με εφαρμογή της αρχής του ελάχιστου χρόνου. Όταν το πεδίο ταχύτητας αναπαρίσταται με κελιά σταθερών τιμών βραδύτητας οι ακτίνες είναι μια ακολουθία ευθύγραμμων τμημάτων

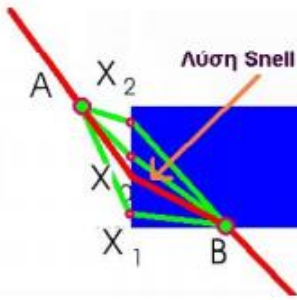
των οποίων τα ακραία σημεία είναι στα όρια των κελιών. Η γωνία μεταξύ των παρακείμενων τμημάτων μπορεί γενικά να καθοριστεί από τον νόμο του Snell, ο οποίος προκύπτει μέσω της αρχής του Fermat.



**Εικόνα 39:** Αρχή του αλγορίθμου κάμψης για την ανίχνευση ακτινών (raytracing).

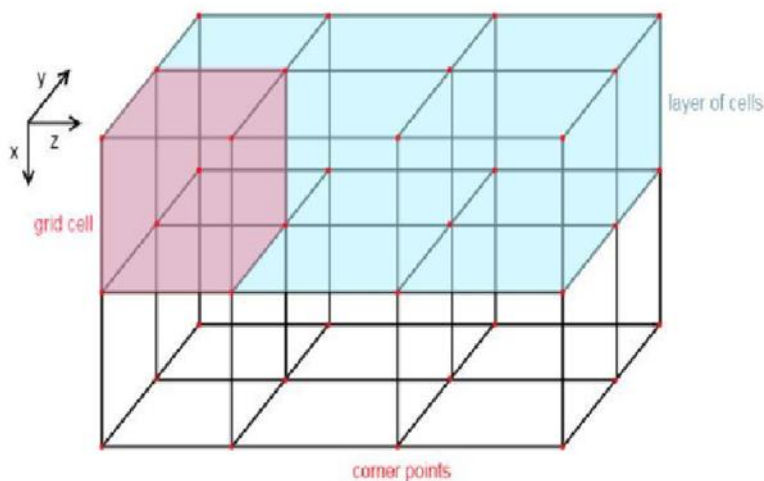
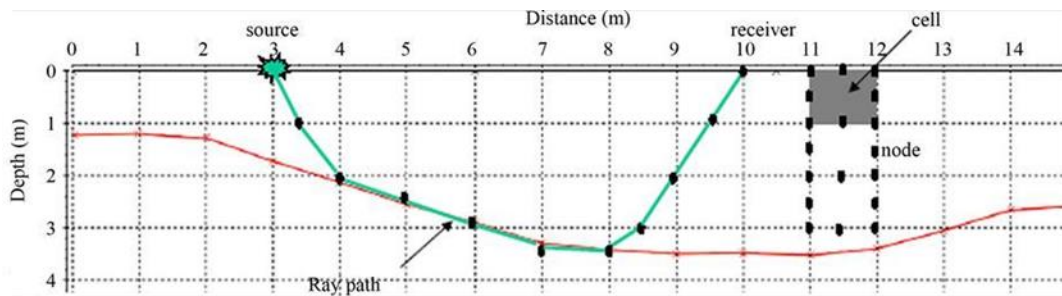
Η διαδικασία χάραξης της διαδρομής των σεισμικών ακτινών ξεκινά με μία αρχική υπόθεση για την πορεία που ενώνει πηγή και δέκτη. Η υπόθεση αυτή μπορεί να είναι μακριά από την πραγματική λύση. Ωστόσο, η τελική διαδρομή της σεισμικής ακτίνας δεν εξαρτάται σημαντικά από την αρχική υπόθεση (Vesnaver 1996), αφού τα δύο παρακείμενα σημεία της ακτινικής διαδρομής ενώνονται με μία ευθεία γραμμή, υποθέτοντας ότι υπάρχει σταθερή ταχύτητα σε κάθε κελί. Αυτό αποτελεί μια εφαρμογή της αρχής Fermat. Σε πεδίο σταθερής ταχύτητας μια ευθεία γραμμή είναι η πιο σύντομη απόσταση μεταξύ αυτών των δύο σημείων.

Η διαδικασία για να μετατραπεί η αρχική υπόθεση για τη διαδρομή της σεισμικής ακτίνας στην πραγματική διαδρομή ελάχιστου χρόνου προβλέπει την εφαρμογή της αρχής του Fermat σε μια μεγαλύτερη κλίμακα με δύο παρακείμενα ευθύγραμμα τμήματα των ακτινών, δηλαδή τρία διαδοχικά σημεία (εικόνα 39). Εάν σε μια διαδρομή τριών σημείων, τα A και B είναι το αρχικό και αντίστοιχα το τελικό σημείο, το κεντρικό σημείο  $X_0$  πρέπει να προσδιοριστεί έτσι ώστε ο χρόνος διαδρομής από το A στο B να είναι ο ελάχιστος.



**Εικόνα 40:** Διαταραχές μιας ακτίνας από ένα σύνολο τριών σημείων. Ο νόμος του Snell είναι ένα χρήσιμο εργαλείο σε τέτοιες περιπτώσεις. Η σεισμική ταχύτητα μεταβάλλεται από χαμηλές τιμές (λευκό χρώμα) σε υψηλές (μπλε χρώμα) (Vesnaver 1996).

Εάν το όριο των κελιών είναι μια ευθεία γραμμή, μια αναλυτική λύση βασισμένη στο νόμο Snell (εικόνα 40) είναι η ταχύτερη μέθοδος ελέγχου για να διαπιστωθεί εάν η θέση του  $X_0$  είναι η ορθή ή χρειάζεται ανάλογη μετακίνηση σε αντίθετη περίπτωση. Η μετακίνηση του σημείου  $X_0$  καθορίζεται συνήθως από τις τιμές της ταχύτητας των κελιών που γειτνιάζουν στο  $X_0$ . Έτσι, βασιζόμενοι στη βαθμίδα του τοπικού πεδίου ταχύτητας ορίζουμε και την κατεύθυνση προς την οποία θα μετατοπισθεί το σημείο  $X_0$ .



**Εικόνα 41:** Διακριτοποίηση της υπό διεύρυνση δομής σε κάναβο κελιών με σταθερή ταχύτητα.

Τα βήματα ελαχιστοποίησης πραγματοποιούνται για όλα τα σύνολα των ευθύγραμμων τμημάτων κατά μήκος της ακτίνας και επαναλαμβάνονται είτε μέχρι το άθροισμα των σημείων παραλλαγής της ακτίνας να φτάσει σε ένα προκαθορισμένο κατώτατο όριο ή, εναλλακτικά, μέχρι ενός ορίου επαναλήψεων (εικόνα 41).

Η αδυναμία χρησιμοποίησης της κυματικής θεωρίας σ' ένα τρισδιάστατο πλέγμα οδήγησε στον υπολογισμό τόσο των διαδρομών όσο και των χρόνων διαδρομής μέσω της ακτινικής θεωρίας. Η εξίσωση διάδοσης (εξίσωση 2.6) των σεισμικών κυμάτων σε ένα ετερογενές μέσο μπορεί να γραφεί ως εξής:

$$\nabla_{\phi}^2 - \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2(\phi)}{\partial t^2} = 0 \quad (\text{εξίσωση 2.6})$$

Όπου  $\phi$  είναι το βαθμωτό δυναμικό στην περίπτωση των επιμήκων κυμάτων. Έπειτα από την εκτέλεση μαθηματικών πράξεων, προκύπτει η παρακάτω εξίσωση 2.7:

$$|\nabla_T|^2 - \frac{1}{a^2} = \frac{\nabla^2 A}{A\omega^2} \quad (\text{εξίσωση 2.7})$$

Σ' αυτό το σημείο λαμβάνει χώρα η προσέγγιση υψηλών συχνοτήτων των σεισμικών κυμάτων και θεωρείται η συχνότητα  $\omega$  μεγάλη, με αποτέλεσμα να παραλείπεται από την εξίσωση 2.8, η οποία γίνεται:

$$|\nabla_T|^2 = \frac{1}{a^2} \quad (\text{εξίσωση 2.8})$$

Η παραπάνω εξίσωση ισχύει για τα P και S κύματα και ονομάζεται eikonal εξίσωση. Λόγω που η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων βρίσκεται στον παρονομαστή, χρησιμοποιείται ο όρος βραδύτητα (slowness)  $u=1/c$ , όπου  $c$  η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων. Στην περίπτωση που η συνάρτηση  $T(x)$  είναι σταθερή, εκφράζει επιφάνειες οι οποίες ονομάζονται μέτωπα κύματος ενώ οι κάθετες γραμμές ως προς τα μέτωπα κύματος αποτελούν τις σεισμικές ακτίνες. Αν θεωρηθεί ότι το  $x$  είναι συνάρτηση του μήκους τόξου κατά μήκος της ακτίνας  $x=x(s)$ , τότε η εξίσωση γίνεται σύμφωνα με την αρχή του Fermat (εξίσωση 2.9):

$$\frac{d}{ds} \left( \frac{1}{c} \frac{ds}{ds} \right) = \nabla \left( \frac{1}{c} \right) \quad (\text{εξίσωση 2.9})$$

Η παραπάνω εξίσωση αποδίδει τη διαδρομή των σεισμικών ακτίνων από την οποία καθορίζεται και ο χρόνος διαδρομής για κάθε ακτίνα που συνδέει το υπόκεντρο ενός σεισμού με τον σταθμό καταγραφής (Καρακωνσταντής, 2017).

## 2.8.2 Αντίστροφο Πρόβλημα

Στην προηγούμενη παράγραφο αναπτύχθηκε η σεισμική θεωρία για την επίλυση του ευθέως προβλήματος. Σύμφωνα με την θεωρία αυτή και γνωρίζοντας τις παραμέτρους ενός μέσου υπολογίζεται η απόκρισή του, που στην περίπτωση αυτή της σεισμικής μεθόδου είναι οι χρόνοι διαδρομής των σεισμικών κυμάτων. Έτσι ως μέθοδος της αντιστροφής ορίζεται ένα σύνολο μαθηματικών τεχνικών, που έχει ως σκοπό την αξιοποίηση δεδομένων ώστε να εξαχθούν πληροφορίες για το φυσικό κόσμο, στηριζόμενες σε παρατηρήσεις (Menke 1984).

## Θεωρία Αντιστροφής

Η θεωρία της αντιστροφής προσπαθεί να εκτιμήσει ορισμένες, ιδιότητες του φυσικού κόσμου οι οποίες ονομάζονται «παράμετροι του μοντέλου». Δηλαδή προϋπόθεση για την θεωρία της αντιστροφής είναι ο καθορισμός μοντέλου το οποίο ορίζεται από την ύπαρξη δεδομένων με παραμέτρους μοντέλου.

Ένα παράδειγμα για την κατανόηση της μεθόδου αντιστροφής είναι το παρακάτω:

Η θερμοκρασία (T) στο εσωτερικό της Γης είναι γνωστό ότι αυξάνει ανάλογα με το βάθος (Z) σύμφωνα με τον νόμο:

$$T(z) = a + b(z) \text{ (μοντέλο)}$$

όπου a και b είναι σταθερές (παράμετροι μοντέλου)

Εάν οι τιμές a και b είναι γνωστές τότε είναι δυνατόν να υπολογιστεί η θερμοκρασία (δεδομένα) στο επιθυμητό βάθος. Αυτό καλείται ευθύ πρόβλημα. Το αντίστροφο πρόβλημα είναι ο καθορισμός των παραμέτρων a και b με την βοήθεια ενός συνόλου δεδομένων που αποτελείται από μετρήσεις θερμοκρασίας σε διάφορα βάθη (Δρακάτος Γ. 1989).

### Ευθύ πρόβλημα

Παράμετροι μοντέλου → μοντέλο → υπολογισμός δεδομένων

### Αντίστροφο πρόβλημα

Δεδομένα → μοντέλο → εκτίμηση παραμέτρων του μοντέλου

Έτσι γίνεται φανερό ότι η θεωρία της αντιστροφής παρέχει πληροφορίες για τις άγνωστες αριθμητικές τιμές των παραμέτρων του μοντέλου και δεν καθορίζει το ίδιο το μοντέλο. Σε πολύπλοκα προβλήματα όπως αυτό της παθητικής τομογραφίας, το μοντέλο δεν θεωρείται γνωστό και γι' αυτό η λύση επιτυγχάνεται ξεκινώντας από ένα αρχικό μοντέλο το οποίο θεωρείται αξιόπιστο. Στην συνέχεια επαναπροσδιορίζεται το μοντέλο σύμφωνα με τις παραμέτρους που υπολογίζονται. Αυτές οι μέθοδοι ονομάζονται επαναληπτικές και στη διάρκεια της διαδικασίας επιλύεται και το ευθύ και το αντίστροφο πρόβλημα μέχρι να βρεθεί η βέλτιστη λύση. Τέλος παρέχει ένα μεγάλο αριθμό πληροφοριών για την ποιότητα της λύσης του προβλήματος και για την ορθότητα του ίδιου του μοντέλου.

## **2.9 Εισαγωγή στην 1D Σεισμική Αντιστροφή**

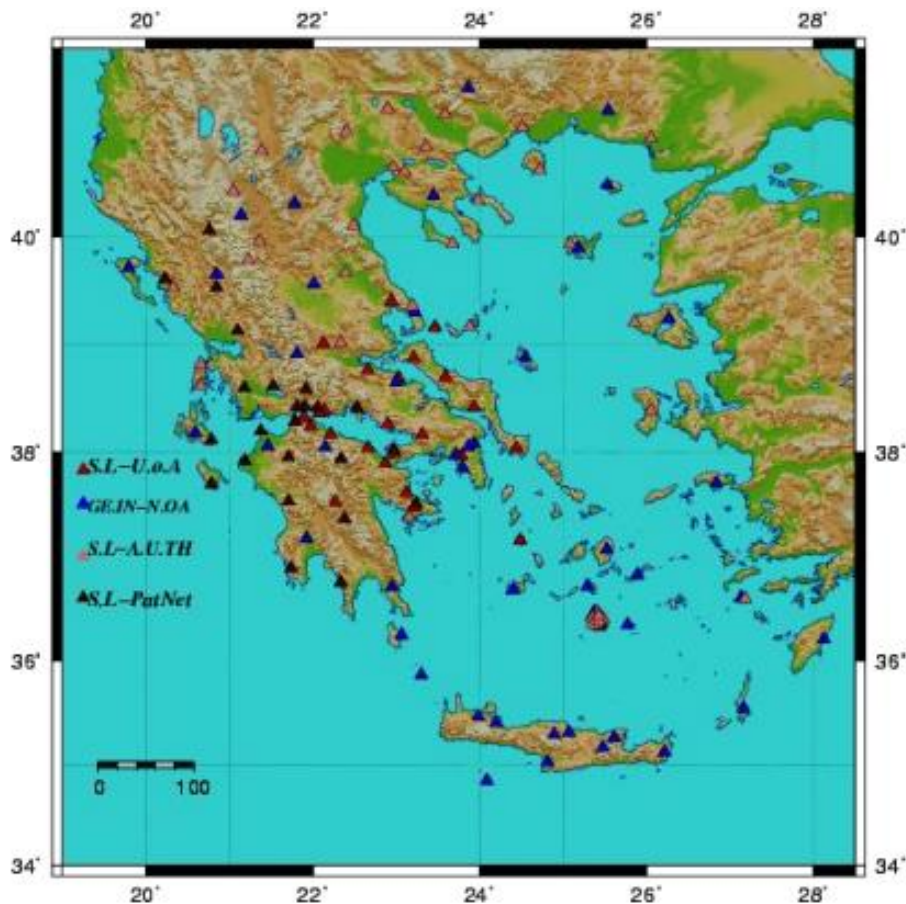
Η προσέγγιση της δομής της Γης με ένα μονοδιάστατο μοντέλο, σύμφωνα με το οποίο οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων θεωρούνται ότι μεταβάλλονται ανάλογα με το βάθος, έχει χρησιμοποιηθεί πολλές φορές για την διερεύνηση του εσωτερικού της Γης. Η διαδικασία της τρισδιάστατης παθητικής τομογραφίας δεν είναι ανεξάρτητη από την μονοδιάστατη προσέγγιση της δομής της Γης. Ο εντοπισμός των υποκέντρων των σεισμών καθώς και η δημιουργία του πιο κατάλληλου μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων που χρησιμοποιείται ως αρχικό για την 3D τομογραφία, είναι πρόβλημα της μονοδιάστατης αντιστροφής.

Μια από τις σημαντικότερες εφαρμογές στην αντιστροφή σε μία διάσταση είναι ο καθορισμός των υποκέντρων των σεισμών. Η σημαντικότερη εφαρμογή για την παθητική

τομογραφία είναι η επίλυση του προβλήματος καθορισμού των υπόκεντρων και παράλληλα ενός μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων, τα οποία θα χρησιμοποιηθούν ως αρχικά δεδομένα στην αντιστροφή σε τρεις διαστάσεις.

Επιπλέον για την διεξαγωγή παθητικής σεισμικής τομογραφίας σημαντική προϋπόθεση αποτελεί ο ακριβής εντοπισμός των υποκέντρων και των χρόνων γένεσης των σεισμών που θα χρησιμοποιηθούν. Οι παράμετροι του υποκέντρου που πρέπει να προσδιοριστούν είναι οι συντεταγμένες του υποκέντρου και ο χρόνος γένεσης. Τέλος τα χαρακτηριστικά του υποκέντρου είναι οι παρατηρούμενοι χρόνοι διαδρομής των σεισμικών κυμάτων (επιμήκη P και εγκάρσια S κύματα) από την εστία ως τις θέσεις καταγραφή. Βάσει αυτών των δεδομένων, η εκτίμηση της ταχύτητας των κυμάτων χώρου σε τοπικό επίπεδο επικουρεί στην κατασκευή ενός αρχικού μοντέλου ταχυτήτων για την περιοχή μελέτης.

Το Ενιαίο Εθνικό Δίκτυο Σεισμογράφων (Ε.Ε.Δ.Σ) αποτελείται από σεισμολογικούς σταθμούς του Εργαστηρίου Σεισμολογίας του Εθνικού Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, του Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, του Εργαστηρίου Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών και του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (εικόνα 42). Η ενοποίηση των παραπάνω ωφέλησε στην παραγωγή σεισμολογικού καταλόγου. Οι σεισμολογικές καταγραφές βρίσκονται σε πραγματικό χρόνο ώστε να χρησιμοποιηθούν προς ανάλυση και χρήση για γεωεπιστημονικό ενδιαφέρον.



**Εικόνα 42:** Κατανομή σταθμών Ε.Ε.Δ.Σ στον Ελληνικό χώρο. Με ερυθρό χρώμα οι σταθμοί του Εργαστηρίου Σεισμολογίας του Ε.Κ.Π.Α, με κυανό του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Ε.Α.Α, με ανοιχτό ερυθρό το δίκτυο του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και με καστανό το δίκτυο του Εργαστηρίου Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών.

## 2.10 Εισαγωγή στην 3D Σεισμική Αντιστροφή

Όλες οι πληροφορίες που έχουμε για το εσωτερικό της Γης, όπως η δομή του φλοιού, του μανδύα κ.λπ., καθώς και πληροφορίες σχετικά με την κατανομή κοιτασμάτων υδρογονανθράκων προέρχονται από μετρήσεις στη επιφάνεια της Γης. Το βασικό αναλυτικό εργαλείο για την παραπάνω διαδικασία μετατροπής των επιφανειακών δεδομένων σε αξιόπιστα γεωλογικά μοντέλα και τον υπολογισμό των διαφόρων παραμέτρων τους είναι η θεωρία της αντιστροφής (inversion theory), η οποία αποτελεί συνδυασμό διαφόρων επιμέρους τεχνικών που περιλαμβάνουν μαθηματικές μεθόδους, στατιστική, προσομοιώσεις σε Η/Υ κ.λπ. Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα γραμμικής αντιστροφής είναι αυτό της σεισμικής τομογραφίας ταχυτήτων.

Η μαθηματική προσέγγιση ενός φυσικού συστήματος χωρίζεται σε τρεις φάσεις: **(α)** στον καθορισμό ενός βασικού συνόλου φυσικών μεγεθών που περιγράφουν το σύστημα αυτό, **(β)** στην επίλυση του ευθέως προβλήματος και **(γ)** στην επίλυση του αντιστρόφου προβλήματος.

### Επίλυση ευθέως προβλήματος

Το ευθύ πρόβλημα για την τομογραφία έχει στόχο την δημιουργία ενός μαθηματικού μοντέλου το οποίο να υπολογίζεται με την καλύτερη δυνατή ακρίβεια τους χρόνους

διαδρομής με βάση ένα μέσο με γνωστές ταχύτητες. Η τομογραφία βασίζεται στην υπόθεση ότι η σεισμική ενέργεια από την πηγή ακολουθεί διαδρομές ακτινών μέσα από το γεωλογικό μέσο μέχρι τους αισθητήρες.

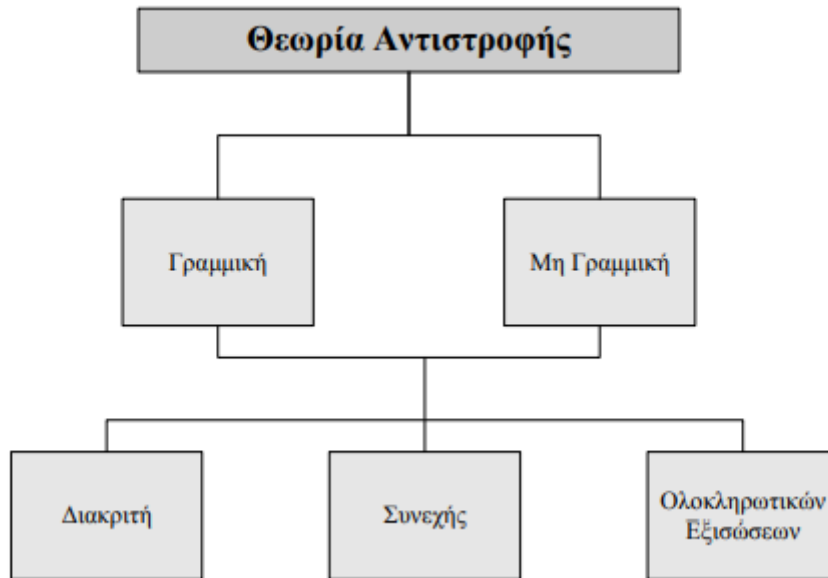
#### Αντίστροφο Πρόβλημα

Κατά το αντίστροφο πρόβλημα, το μοντέλο ταχυτήτων μεταβάλλεται με τέτοιο τρόπο ώστε οι μοντελοποιημένοι χρόνοι διαδρομής να προσεγγίζουν τους χρόνους που έχουν μετρηθεί στις καταγραφές όσο το δυνατόν περισσότερο. Χρησιμοποιώντας το αποτέλεσμα ως αρχικό μοντέλο, το ευθύ πρόγραμμα επιλύεται ξανά και η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται μέχρι το σφάλμα να πέσει κάτω από ένα προεπιλεγμένο όριο ή να συμπληρωθεί ένας προεπιλεγμένος αριθμός επαναλήψεων.

Για την περιγραφή ενός σεισμικού γεγονότος χρειάζονται τέσσερις παράμετροι: τρεις για τον χώρο και μία για τον χρόνο. Γι' αυτό το λόγο, τέσσερις καταγεγραμμένες φάσεις αφίξεων σε αντίστοιχους σταθμούς, αρκούν για τον προσδιορισμό του σεισμικού υποκέντρου. Επιπλέον, αυτές οι παρατηρήσεις, εκτός από την πληροφορία που περιέχουν για τις υποκεντρικές παραμέτρους, χρησιμοποιούνται και στην εύρεση της κατανομής της σεισμικής ταχύτητας κατά μήκος των ακτινών διαδρομής που ακολουθούν. Εδώ έρχεται η σεισμική τομογραφία, η οποία συμβάλλει στον καθορισμό της ανωτέρω δομής, μεταξύ σταθμών και πηγών.

Ένας ακόμα διαχωρισμός της θεωρίας αντιστροφής γίνεται με βάση την γραμμικότητα ή μη του προβλήματος (εικόνα 43). Για παράδειγμα στη απορρόφηση της ακτινοβολίας, που συμβαίνει στην Ιατρική, θεωρείται ως γραμμικό πρόβλημα η αντιστροφή, μιας και οι ακτίνες παραμένουν ευθείες γραμμές και η διάδοσή τους δεν εξαρτάται από τη διεύθυνση διάδοσης. Αντίθετα, στη σεισμική τομογραφία οι χρόνοι διαδρομής χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό των ταχυτήτων του μέσου, συνεπώς ανακύπτει μία μη-γραμμικότητα ανάμεσα στις ανωμαλίες του χρόνου διαδρομής και των σεισμικών ταχυτήτων που είναι άμεσα εξαρτώμενες από τη δομή του. Το πρόβλημα της μη γραμμικότητας λύνεται είτε με πολλαπλές, σταδιακές αντιστροφές ώστε να γραμμικοποιηθεί το πρόβλημα, είτε με εφαρμογή τεχνικών μη-γραμμικής αντιστροφής όπως Γενετικοί Αλγόριθμοι, Monte Carlo ή Μεθόδους Προσομοίωσης Ανόπτησης (Simulated Annealing methods).





**Εικόνα 43:** Κατηγοριοποίηση της θεωρίας αντιστροφής ανάλογα με την φύση του προβλήματος (Μαρτάκης 2003).

Το πρόβλημα της παθητικής τομογραφικής διερεύνησης εμπεριέχει την επίλυση του ευθέως και του αντίστροφου προβλήματος εφαρμόζοντας επαναληπτική διαδικασία. Στο ευθύ υπολογίζονται οι διαδρομές και οι χρόνοι διαδρομής των σεισμικών ακτίνων ενώ στο αντίστροφο προσδιορίζονται οι παράμετροι του μοντέλου (παράμετροι ταχυτήτων σεισμικών κυμάτων, παράμετροι υποκεντρικών). Εάν τώρα οι ακριβείς θέσεις των υποκέντρων δεν είναι γνωστές, τότε το σύστημα που πρέπει να επιλυθεί έχει περισσότερες άγνωστες παραμέτρους σε σχέση με τις ταχύτητες.

Ως προς την γραμμικότητα, η τομογραφική αντιστροφή ανήκει στην κατηγορία μη γραμμικών προβλημάτων. Οι πιο σημαντικοί παράγοντες μη γραμμικότητας είναι, αρχικά, η εξάρτηση των διαδρομών των σεισμικών ακτίνων από τις δομές μέσω των οποίων διέρχονται και κατά δεύτερον η εξάρτηση των παραμέτρων των υποκέντρων – χρόνων γένεσης από τις αντίστοιχες δομές.

Άλλο ένα σημαντικό κομμάτι της Τομογραφίας είναι ότι υπάρχουν πολλά πλεονεκτήματα χρησιμοποιώντας σεισμικές πηγές (υπόκεντρα) σε σχέση με τις αντίστοιχες τεχνητές (εκρήξεις). Η χρήση της Παθητικής Σεισμικής Τομογραφίας είναι αρκετά φθηνή, σε σχέση πάντα με την Ενεργητική, αφού η συχνότητα γένεσης σεισμών στη φύση είναι αρκετά μεγάλη, σε ορισμένες όμως περιοχές, και φυσικά το βάθος τους εντοπίζεται σε σημεία που οι τεχνητές πηγές δεν μπορούν να τοποθετηθούν με κανένα κόστος. Πέραν του πλεονεκτήματος που μας παρέχει η γεωμετρία της κατανομής των φυσικών πηγών, οι επιρροές της εγγύς επιφανείας (που κατά κανόνα περιέχει ισχυρή ετερογένεια) είναι μικρότερες για σεισμική ενέργεια προερχόμενη από το σειсмоγόνο στρώμα του φλοιού, σε σχέση με την αντίστοιχη που παράγεται εντός επιφανειακών βαθών.

Στη συνέχεια του παρόντος κεφαλαίου, θα παρουσιαστεί η θεωρία πάνω στην οποία βασίζεται η Τομογραφία Τοπικής Κλίμακος καθώς και ο αλγόριθμος που

χρησιμοποιήθηκε για την παραγωγή των τρισδιάστατων προτύπων δομής ταχυτήτων για την περιοχή μελέτης της παρούσας διπλωματικής εργασίας.

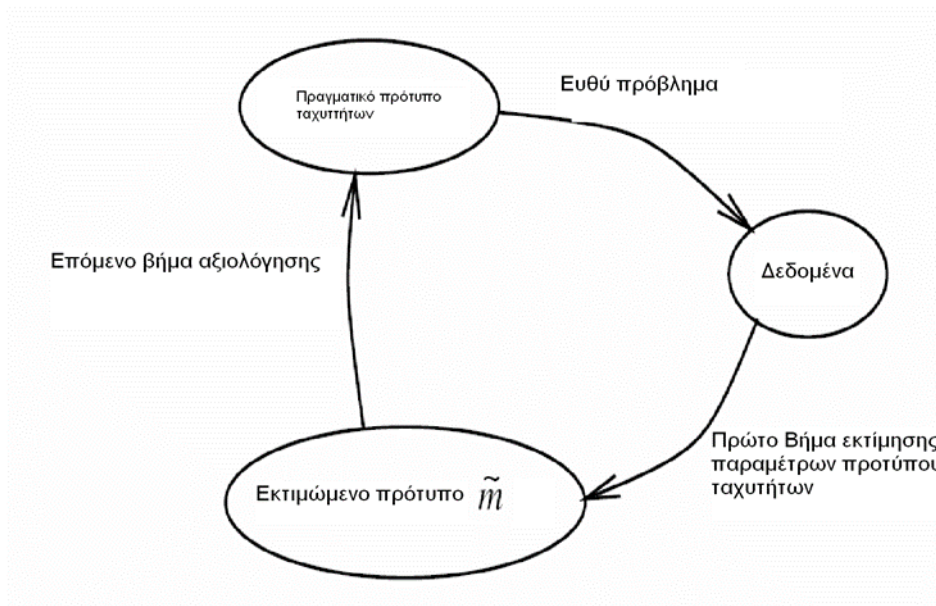
### **2.11 Το αντίστροφο Πρόβλημα**

Σε μία άλλη κατηγορία προβλημάτων, η επίλυση τους αφορά στην προσπάθεια εύρεσης του φυσικού νόμου ή του φυσικού μοντέλου έχοντας ως δεδομένα την αιτία και το αποτέλεσμα. Τα προβλήματα αυτά είναι γνωστά ως αντίστροφα προβλήματα και χαρακτηρίζονται ως ασθενώς ορισμένα. Αυτό σημαίνει πως η κατασκευή λύσεων κατανομής φυσικών παραμέτρων σ' ένα πρότυπο, οι οποίες να ερμηνεύουν την παρατήρηση και να υπακούουν συγκεκριμένους φυσικούς περιορισμούς, δεν είναι σταθερές και απαραίτητως μοναδικές, αφού μία μικρή αλλαγή επί των δεδομένων δύναται να προκαλέσει σημαντική αλλαγή στην τελική λύση. Για τον λόγο αυτό, η θεωρία της αντιστροφής χωρίζεται σε δύο ενότητες όπου η πρώτη περιγράφει την εκτίμηση των παραμέτρων του μοντέλου και η δεύτερη και ίσως πιο σημαντική την αξιολόγηση της λύσης.

Η θεωρία της αντιστροφής (εικόνα 44), όπως ήδη έχει επισημανθεί, έχει ένα ευρύ πεδίο εφαρμογών στην επιστήμη της Γεωφυσικής και πιο συγκεκριμένα σε αυτό της διερεύνησης του εσωτερικού της δομής της Γης, όπου περιλαμβάνεται ο καθορισμός της υπεδαφικής δομής από πειραματικές μετρήσεις, η αποσυνέλιξη των σεισμικών καταγραφών και ο υπολογισμός των σεισμικών υποκέντρων και διάφορα άλλα.

Οι δύο μεγάλες κατηγορίες ένταξης των μεθόδων επίλυσης του προβλήματος της αντιστροφής είναι οι εξής:

- *Στατιστική ή πιθανολογική προσέγγιση (Statistical or Probabilistic approach)*, όπου οι φυσικές παράμετροι, καθώς και τ' αρχικά δεδομένα, αντιμετωπίζονται σαν τυχαίες μεταβλητές όπου γίνεται η προσπάθεια καθορισμού κατανομής των πιθανοτήτων που χαρακτηρίζει την σχέση μεταξύ δεδομένων και παραμέτρων. Το αποτέλεσμα που προκύπτει από αυτή την διαδικασία, αφορά κυρίως τη στατιστική ανάλυση του σφάλματος που προέκυψε μέσω δοκιμών και πιθανών εναλλακτικών επιλογών (Menke 1984).
- *Αιτιοκρατική προσέγγιση (deterministic approach)*, όπου αναζητούνται οι εκτιμήσεις των φυσικών παραμέτρων ενός προτύπου μέσω μιας σειράς δεδομένων με τη χρήση, κατά κύριο λόγο, αλγεβρικών μεθόδων.



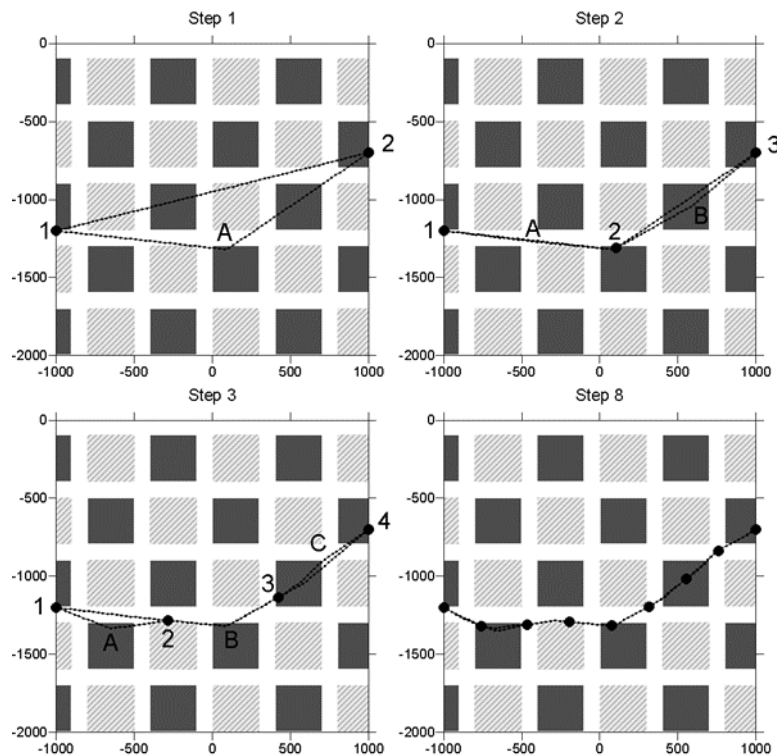
**Εικόνα 44:** Σχηματική απεικόνιση του αντιστρόφου προβλήματος ως συνδυασμού εκτίμησης και αξιολόγησης της τελικής λύσης (Snieder & Trampert 1999).

## 2.12 Επιλογή Αλγόριθμου 3D Σεισμικής Αντιστροφής

Στην παρούσα παράγραφο θα γίνει συνοπτική αναφορά στην βασική λειτουργία του διαθέσιμου αλγόριθμου LOTOS που χρησιμοποιήθηκε στην εργασία, καθώς και στα βασικά κριτήρια της επιλογής του προγράμματος που χρησιμοποιήθηκε για την 3-Δ σεισμική αντίστροφη. Η εφαρμογή LOTOS αποτελεί έναν αλγόριθμο που επιτρέπει την ταυτόχρονη αντιστροφή των ταχυτήτων P και S κυμάτων καθώς και των θέσεων των υποκέντρων στον χώρο. Ακόμα ο αλγόριθμος βασίζεται στην επαναληπτική αντιστροφή με σκοπό τον προσδιορισμό της 3-Δ δομής της ταχύτητας των κυμάτων χώρου σε τοπική κλίμακα. Η διαδικασία της αντιστροφής ξεκινά με προσεγγιστική προσομοίωση της διαδρομής των σεισμικών κυμάτων μεταξύ πηγής (υποκέντρου) και δέκτη (σεισμολογικός σταθμός)

Μία από τις κύριες επιλογές του κώδικα LOTOS είναι ο αλγόριθμος εντοπισμού σεισμικών ακτίνων (ray tracing algorithm), που βασίζεται στην αρχή του Fermat (ελαχίστου δρόμου). Παρόμοια προσέγγιση ακολουθείται και σε άλλους αλγορίθμους, όπως αυτός των Um και Thurber (1987), ο οποίος καλείται «εντοπισμός της κάμψης» (Bending tracing). Ένα σημαντικό χαρακτηριστικό αυτού του προγράμματος, είναι πως μπορεί να γίνει ευρεία χρήση παραμέτρων στην κατανομή της ταχύτητας. Το μόνο που καθίσταται αναγκαίο, είναι ο ομοιόμορφος ορισμός των τιμών της ταχύτητας που μπορεί να λάβουν στην περιοχή μελέτης. Αυτό μπορεί να γίνει είτε με κόμβους ή κελιά, με πολύγωνα ή αναλυτικούς νόμους και φυσικά με αρκετούς άλλους τρόπους.

Η τεχνική της κάμψης ή Μέθοδος Διαταραχής Δύο Σημείων της σεισμικής ακτίνας (Um & Thurber 1987, Julian & Gubbins 1977, Aki & Richards 1980, Vesnaver 1996) βασίζεται στη διαδοχική κάμψη αυτής, έτσι ώστε να ικανοποιείται η αρχή του Fermat μετά από ένα πλήθος N επαναλήψεων.



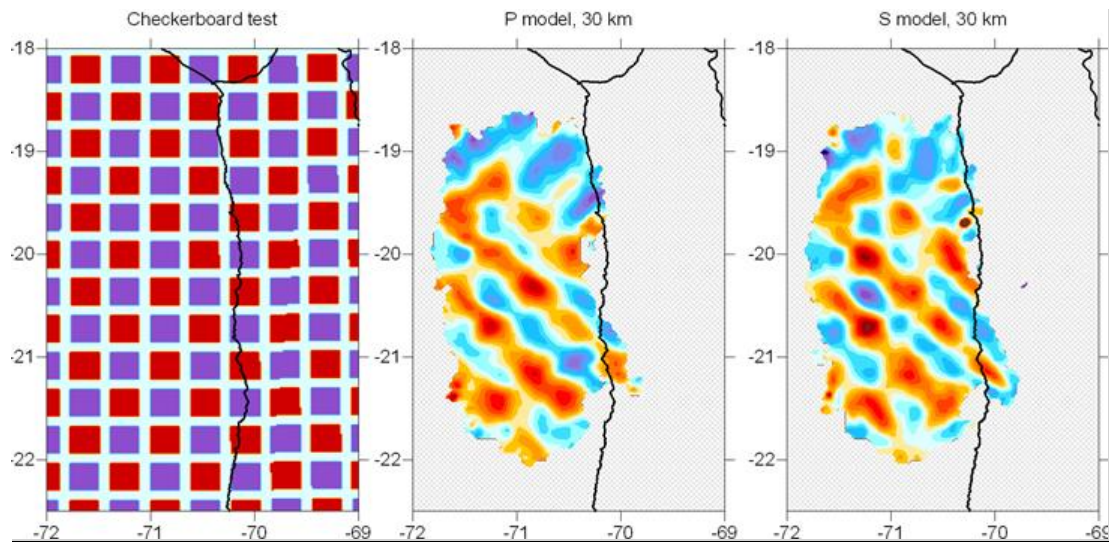
**Εικόνα 45:** Υπόβαθρο του αλγορίθμου κάμψης σεισμικής ακτίνας. Η κατασκευή των ακτινών παρίσταται για ένα μοντέλο με ακραίες αντιθέσεις ταχυτήτων (ελαφρύ τεφρό-αρνητικές ανωμαλίες, βαθύ τεφρό-θετικές ανωμαλίες).

Στο παραπάνω παράδειγμα εικόνα 45, χρησιμοποιείται ένα μοντέλο, με ακραίες αντιθέσεις στις ανωμαλίες ταχυτήτων. Κατά την κάθετη διεύθυνση, η ταχύτητα ποικίλει από 2.5 έως 9Km/s. Οι ανωμαλίες στην σκακιέρα αυτή, έχουν πλάτη  $\pm 30\%$ . Κατά συνέπεια, γίνεται φανερό πως σε αυτό το πρότυπο ταχυτήτων, η ακτινική διαδρομή έχει ένα αρκετά πολύπλοκο σχήμα που καθορίστηκε από τη χωρική κατανομή της ταχύτητας (Κουιάκον 2012).

### 2.13 Απεικόνιση Περιοχής Μέγιστης Εμπιστοσύνης - Συνθετικά Τεστ

Ο ορισμός της περιοχής εμπιστοσύνης (fidelity area) για ένα σύνολο πραγματικών δεδομένων που έχουν χρησιμοποιηθεί κατά την 3-Δ αντιστροφή, μπορεί να γίνει μέσω της πραγματοποίησης συνθετικών δοκιμών με τον αλγόριθμο LOTOS (Humphreys & Clayton 1988, Inoue et al. 1990, Zhao et al. 1991, Zhao et al. 1992). Έτσι το αρχικό μοντέλο μπορεί να οριστεί με τέσσερις διαφορετικούς τρόπους:

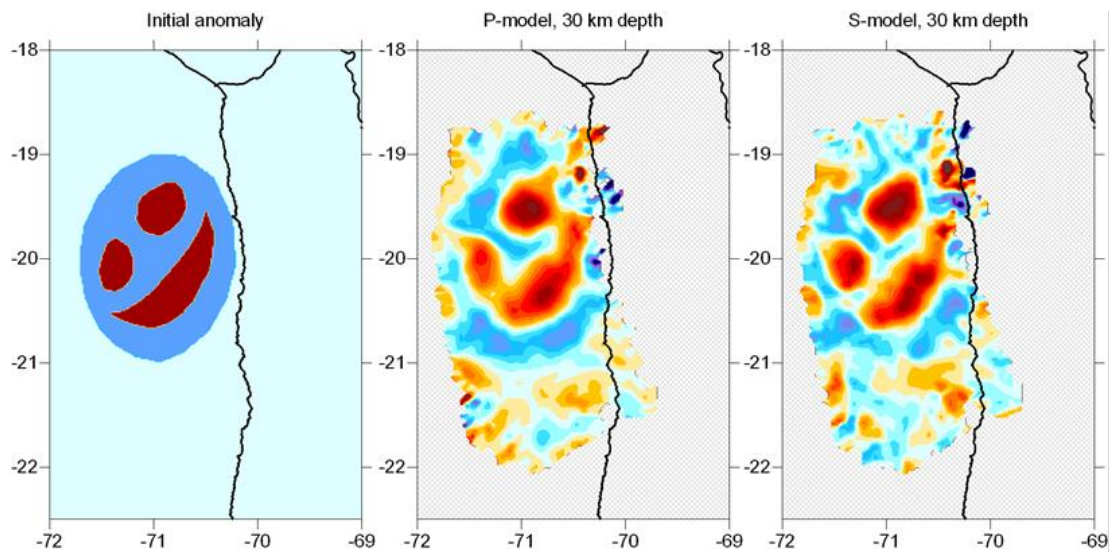
1. Ανωμαλίες Σκακιέρας (εικόνα 46), στο οριζόντιο επίπεδο (οριζόντιες φέτες συγκεκριμένων βαθών)
2. Οριζόντιες ανωμαλίες, συγκεκριμένων τιμών, όπου συνθέτουν ένα συγκεκριμένο μοτίβο ή δομή προς αναπαράσταση (εικόνα 47),
3. Κάθετες ανωμαλίες, διακριτοποιημένης μορφής, ορισμένες σε συγκεκριμένες τομές (εικόνα 48),
4. Ανωμαλίες σκακιέρας, καθορισμένες για κάθετες τομές (εικόνα 49).



**Εικόνα 46:** Δοκιμή Σκακιέρας. Ο αριστερός χάρτης αναπαριστά την αρχική συνθετική κατανομή των ανωμαλιών, ενώ στο κέντρο (P κύματα) και δεξιά (S κύματα) απεικονίζονται τα αποτελέσματα από την ανακατασκευή του αρχικού προτύπου ταχυτήτων για το βάθος των 30 km (Κουλακόν 2009α).

Τα χρονικά υπόλοιπα των συνθετικών δοκιμών, υπολογίζονται από την ανίχνευση ακτινών μεταξύ των υποκέντρων και των σταθμών, το οποίο συμβαίνει αντίστοιχα και στο πραγματικό σύστημα παρατήρησης. Επίσης, όπως στην αντιστροφή πραγματικών δεδομένων, έτσι και εδώ χρησιμοποιείται ο αλγόριθμος κάμψης της σεισμικής ακτίνας «bending tracing» το οποίο αναλύθηκε παραπάνω.

Μία συνηθισμένη πρακτική για την παραγωγή των αρχικών 3-Δ συνθετικών προτύπων είναι ο ορισμός περιοχών με εναλλαγή αρνητικών και θετικών ανωμαλιών ταχυτήτων P και S που έχουν προκύψει κατά την αντιστροφή των πραγματικών δεδομένων, αλλά φυσικά με προσθήκη ενός τυχαίου ποσοστού θορύβου.

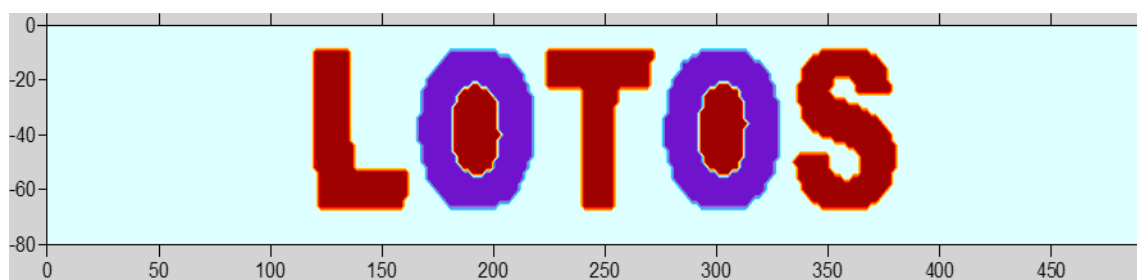


**Εικόνα 47:** Συνθετική δοκιμή ελεύθερων οριζόντιων ανωμαλιών. Ο αριστερός χάρτης αναπαριστά την κατανομή των αρχικών συνθετικών τιμών της στοχοποιημένης ανωμαλίας ενώ στο κέντρο και δεξιά αναπαρίστανται οι αντίστοιχες ανοικοδομηθείσες, για τα επιμήκη και εγκάρσια κύματα, σε οριζόντια τομή βάθους 30Km (Κουλακόν 2009α).

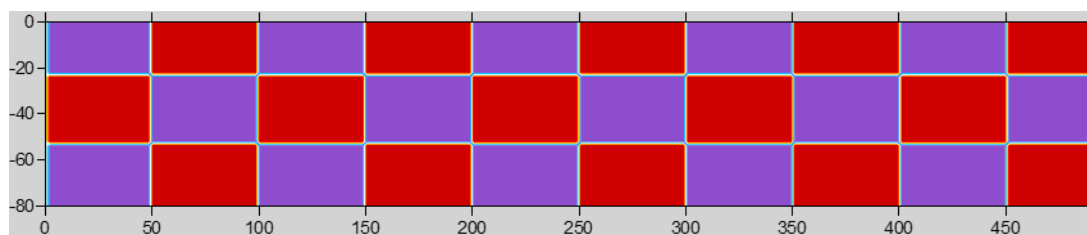


Η κατασκευή ενός συνθετικού μοντέλου ταχυτήτων εξαρτάται από ορισμένους παράγοντες όπως:

1. Η κάλυψη με δεδομένα μεταξύ σταθμών και πηγών (raycoverage), που όσο πυκνότερη είναι, τόσο πιθανότερη καθίσταται η επανασύνδεση του αρχικού μοντέλου.
2. Το επίπεδο του θορύβου που επηρεάζει τα δεδομένα των κυματομορφών και δυσκολεύει τον αναλυτή να αναγνωρίσει τις αφίξεις επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων.
3. Η παραμετροποίηση του μέσου σε κελιά ή κόμβους, κατά τέτοιον τρόπο, ώστε να γίνει η κάλυψη των διαστάσεων των στόχων (ρήγματα, μαγματικοί θάλαμοι, κοιτάσματα κ.λπ.) που θέλουμε να αναδείξει η σεισμική τομογραφία.



**Εικόνα 48:** Συνθετική δοκιμή για κατακόρυφες ελεύθερες ανωμαλίες (Κουλακον 2009α).



**Εικόνα 49:** Συνθετικό πρότυπο δομής που ορίζει τις κατακόρυφες ανωμαλίες σκακιέρας (Κουλακον 2009α).

Στόχος αυτών των δοκιμών είναι η ανασύσταση των ανωμαλιών που ορίστηκαν στην αρχική εικόνα, με σκοπό την ανάδειξη της περιοχής εμπιστοσύνης (fidelity area), όπου η ερμηνεία των αποτελεσμάτων της αντιστροφής των πραγματικών δεδομένων είναι δυνατή και αξιόπιστη.

### 2.14 Επαναληπτική Τομογραφική Αντιστροφή

Το αρχικό 1Δ (μονοδιάστατο) μοντέλο ταχυτήτων και τα αρχικά προσδιορισμένα υπόκεντρα επιτυγχάνονται κατά το στάδιο της βελτιστοποίησης αυτού. Έπειτα ο κατάλογος των υποκέντρων επαναπροσδιορίζεται χρησιμοποιώντας ένα κώδικα που χρησιμοποιείται στον 3Δ εντοπισμό ακτινών (αλγόριθμος κάμψης).

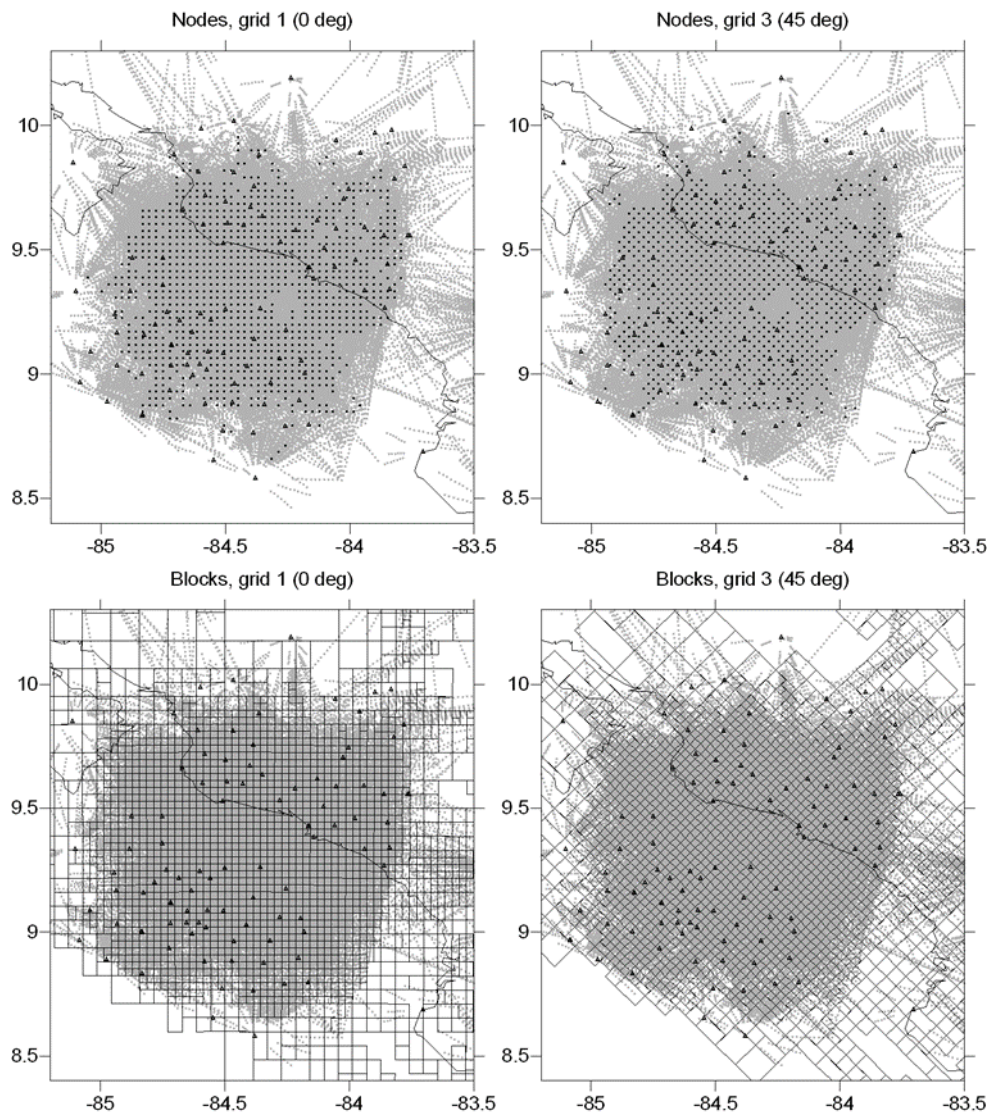
Όσον αφορά την παραμετροποίηση των ανωμαλιών ταχυτήτων υπάρχουν δύο εναλλακτικές επιλογές:

- ✚ Η πρώτη περιλαμβάνει την ψηφιοποίηση της περιοχής σε ένα πλέγμα το οποίο χωρίζεται από κόμβους κατά τέτοιον τρόπο όπως περιγράφεται από τους Kouliakon et al. (2006). Αυτοί οι κόμβοι βασίζονται σε κάθετες γραμμές που κατανέμονται κανονικά στον χάρτη (π.χ. με βήματα της τάξεως των 5x5km). Σε κάθε κάθετη γραμμή, οι κόμβοι διατάσσονται σύμφωνα με τη διανομή των σεισμικών ακτινών. Αν όμως δεν υπάρξουν σεισμικές ακτίνες τότε δεν τοποθετείται κανένας κόμβος στο συγκεκριμένο μέρος του πλέγματος. Οι αποστάσεις μεταξύ των κόμβων επιλέγονται να είναι μικρότερες σε περιοχές με υψηλή πυκνότητα σεισμικών ακτινών λόγω μεγάλης διακριτικότητας. Παραδείγματα με κατανομές κόμβων δίδονται στο σχήμα της εικόνας 50.
- ✚ Η δεύτερη μέθοδος παραμετροποίησης, χρησιμοποιεί ορθογώνια κελιά. Τα κελιά αυτά, κατασκευάζονται σε Καρτεσιανές συντεταγμένες. Το μέγεθος των κελιών είναι μεγαλύτερο ενώ η κατανομή της ακτινικής πυκνότητας είναι μικρότερη. Η πραγματοποίηση της κατασκευής του πλέγματος βασίζεται στην επαναλαμβανόμενη ισομερή υποδιαίρεση σε δύο παραλληλεπίπεδα, κατά μήκος των  $x$ ,  $y$  και  $z$  διευθύνσεων. Αυτή η διαδικασία ξεκινά από τον συνολικά μελετώμενο όγκο και καταλήγει σε μέγεθος κελιών ελάχιστα μικρότερο από μία προκαθορισμένη τιμή. Σε κάθε επανάληψη, η υποδιαίρεση των κελιών σε δύο ίσα μέρη γίνεται εάν και μόνο εάν το άθροισμα του μήκους των ακτινών μέσα στο παρόν παραλληλεπίπεδο είναι μεγαλύτερο από την προκαθορισμένη τιμή. Εδώ η τιμή της ανακτώμενης ανωμαλίας ταχύτητας, σε κάθε παραλληλεπίπεδο/κελί, λαμβάνεται σταθερή (Kouliakon 2012).

Σχετικά με την παραμετροποίηση του κανάβου της περιοχής όπου διερευνάται η δομή της στον αλγόριθμο LOTOS διαχωρίζεται σε τέσσερις διαφορετικές διευθύνσεις (π.χ.  $0^\circ$ ,  $22^\circ$ ,  $44^\circ$  και  $67^\circ$ ), με βασικό στόχο την αποφυγή οποιασδήποτε επίδρασης (bias) της γεωμετρίας αυτού στα τελικά αποτελέσματα. Επιπλέον, η κατανομή των κόμβων (nodes) προσαρμόζεται αναλόγως της πυκνότητας των ακτινών (ray density), όντας πιο μεγάλη στις περιοχές όπου υπάρχει επαρκής κάλυψη και πιο μικρή στις αντίστοιχες με μικρή κατανομή σεισμικών ακτινών. Ο τρόπος, όμως, με τον οποίο διακριτοποιείται ο συγκεκριμένος κανάβος, συμβάλει στην αποφυγή των έντονων αλλαγών στην πυκνότητα των σεισμικών ακτινών και κατά συνέπεια της επίδρασης επί των τελικών ανωμαλιών (%) στις ταχύτητες των κυμάτων χώρου (P και S).

Αξίζει να σημειώσουμε πως ο συνολικός αριθμός κόμβων/κελιών μπορεί να είναι μεγαλύτερος από τον αριθμό των σεισμικών ακτινών. Αυτό δεν εμποδίζει στην πραγματοποίηση της αντιστροφής, μιας και στην περίπτωση αυτή οι άγνωστες παράμετροι, που συνδέονται με την παραμετροποίηση των κόμβων/κελιών, δεν είναι ανεξάρτητες, αλλά εξαρτώμενες μέσω ενός παραλληλεπίπεδου εξομάλυνσης, στο στάδιο της αντιστροφής.





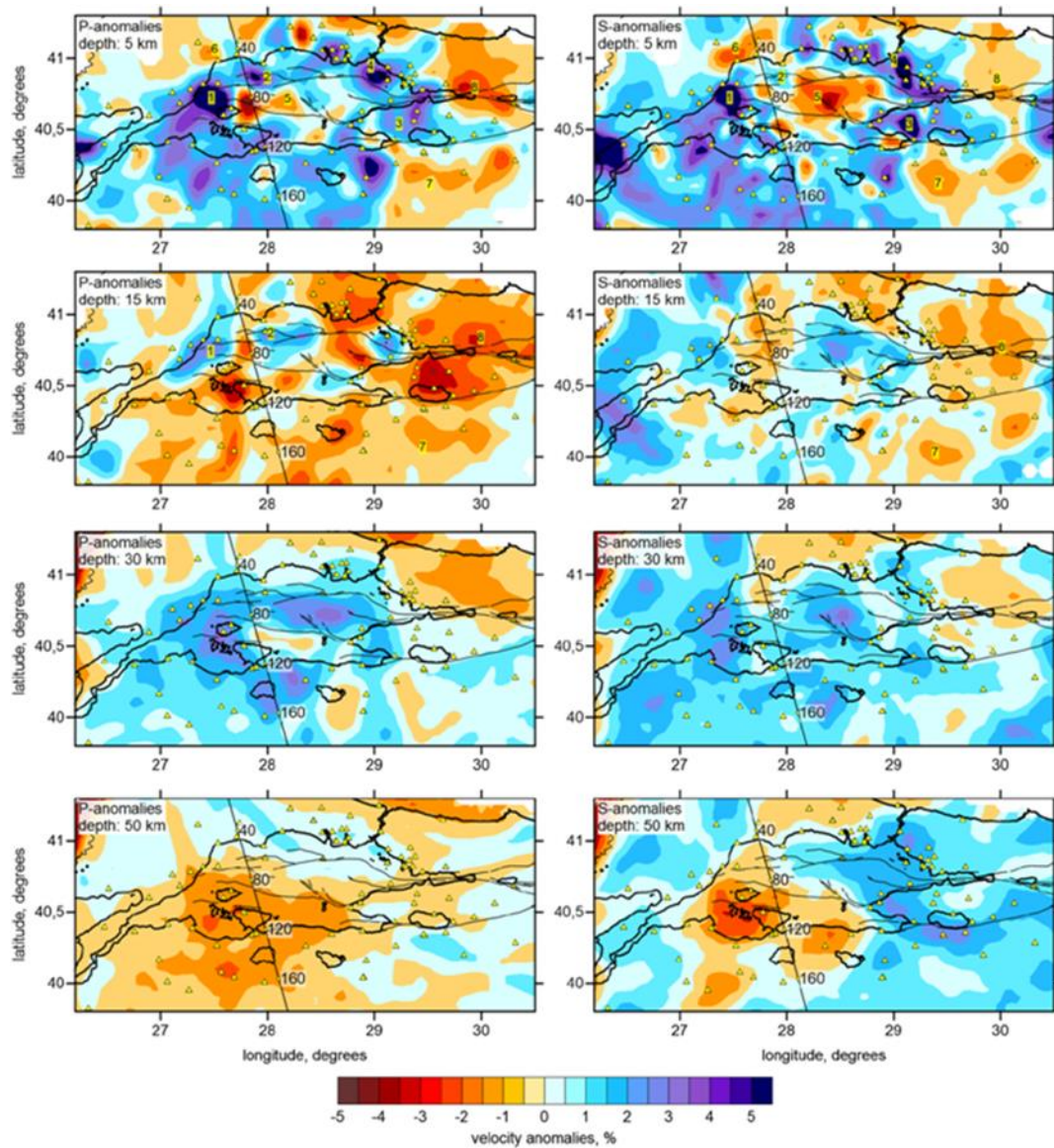
**Εικόνα 50:** Δύο τύποι παραμετροποίησης που δίδονται από τον κώδικα LOTOS (άνωτη σειρά: κόμβοι, κατώτερη σειρά: κελιά). Και για τις δύο περιπτώσεις, δίδονται δύο διευθύνσεις πλεγμάτων (0° and 45° στην αριστερή και δεξιά κολώνα αντιστοίχως). Τα τεφρά σημεία ορίζουν τη διαδρομή που ακολούθησαν οι ακτίνες P για το μεσοδιάστημα βάθους 10-20 km. Τα πλέγματα χρησιμοποιούνται για να υπολογίσουν το πρότυπο P που παρουσιάζεται για το βάθος των 20 km. Τα τρίγωνα συμβολίζουν τους σεισμολογικούς σταθμούς. Το συγκεκριμένο πρότυπο αναπαριστά από ένα πακέτο πραγματικών δεδομένων από την Costa-Rica.

### 2.14.1 Παραδείγματα Αποτελεσμάτων

Για να γίνει πιο κατανοητή η εκτέλεση του προγράμματος παρατίθεται ένα από τα χαρακτηριστικά παραδείγματα, το οποίο αναφέρεται στην μελέτη της δομής της περιοχής του Μαρμαρά (ΒΔ Τουρκία) των Polat et al. (2016).

Με την βοήθεια της προσέγγισης του Koulikon (2009) και με τη χρήση των πολλαπλών διευθύνσεων κανάβων, εξασφαλίστηκε η ενσωμάτωση περισσότερων δεδομένων, τόσο εντός όσο και εκτός του διαθέσιμου σεισμολογικού δικτύου, γεγονός που επιδρά στην διερεύνηση ανωμαλιών, επί των σεισμικών ταχυτήτων, που έχουν μία σαφέστερη συσχέτιση με την επιφανειακή γεωλογία (>5km) και βαθύτερες (<15km) τεκτονικές δομές. Πιο συγκεκριμένα, όπως φαίνεται και στην παρακάτω Εικόνα 51, γίνεται εμφανές

το βύθισμα του κόλπου του Μαρμαρά, τόσο από τη δομή των P ταχυτήτων όσο και των S, καθώς και η διαφοροποίηση των λιθοστρωματογραφικών ενοτήτων, από την ανατολή προς την Δύση και από το Νότο προς τον Βορρά (5-15km). Επιπλέον μέσω του αλγόριθμου LOTOS γίνεται η εύρεση του λόγου  $V_p/V_s$ , με απευθείας αντιστροφή των δεδομένων.



**Εικόνα 51:** Απεικόνιση των αποτελεσμάτων της 3-Δ αντιστροφής με LOTOS στην περιοχή εμπιστοσύνης στα αντίστοιχα βάθη για τα επιμήκη (αριστερά) και εγκάρσια (δεξιά) κύματα στην ευρύτερη περιοχή της θάλασσας του Μαρμαρά (Polat et al. 2016).

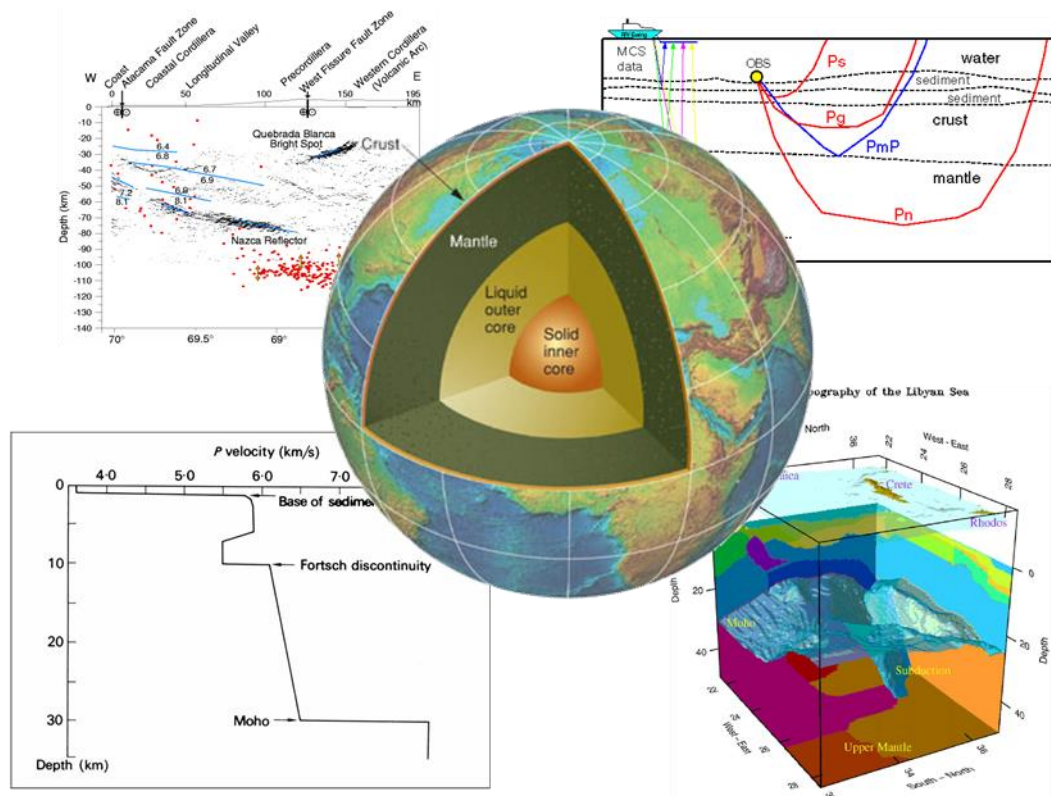
## 2.15 Ερμηνεία 3D Τοπογραφικών Ανωμαλιών Κυμάτων Χώρου

Η Γη είναι ένας πλανήτης που βρίσκεται σε δυναμική εξέλιξη. Διαρκώς μεταβάλλεται τόσο εξωτερικά όσο και εσωτερικά. Η επιφάνεια της αλλάζει σταθερά από ενδογενείς και εξωγενείς διαδικασίες όπως είναι η ηφαιστειότητα, η τεκτονική κίνηση. Ωστόσο και το εσωτερικό της Γης βρίσκεται επίσης σε κίνηση, τόσο στο μανδύα, με ροή (ή ερπυσμό) σε



ρυθμούς αρκετών εκατοστών τον χρόνο, όσο και στον πυρήνα. Μέσω της σεισμικής τομογραφίας γίνεται παράθεση των φυσικών μηχανισμών που παράγουν διαφοροποιήσεις εντός του εσωτερικού της δομής της γης, με συνέπεια τη χαρτογράφηση ανωμαλιών ταχυτήτων.

Συγκεκριμένα, η ενεργοποίηση ρηγμάτων, μικρής ή μεγάλης κλίμακας, αλλά και των μαγματικών θαλάμων σε τακτές χρονικές περιόδους, συμβάλλουν στη διαφοροποίηση της εσωτερικής δομής μιας περιοχής, με αποτέλεσμα την ενεργοποίηση συγκεκριμένων μηχανισμών στο κρυσταλλικό πλέγμα των ορυκτών, που αυξάνουν την ετερογένειά της. Πιο αναλυτικά, οι διεργασίες που προκαλούν αυτές τις ετερογένειες είναι είτε η χημική διαφοροποίηση, η οποία ταυτίζεται με κύριες ορυκτολογικές φάσεις σε συγκεκριμένα βάθη, είτε λόγω κινήσεως εκατέρωθεν της επιφάνειας ενός ρήγματος, είτε λόγω της απότομης θέρμανσης και τροφοδοσίας επιφανειακών θαλάμων από στρώματα βαθύτερα στον φλοιό ή στον ανώτερο Μανδύα, όπως και στην περίπτωση των Μανδυακών Μανιταριών (mantle plumes)(Καρακωνσταντής Α. 2017).



**Εικόνα 52:** Σχηματική απεικόνιση των βασικών ασυνεχειών στο εσωτερικό της Γης.

Από τις αρχές του 20<sup>ου</sup> αιώνα ήταν φανερό από την μελέτη διάδοσης των σεισμικών κυμάτων ότι το εσωτερικό της Γης δεν είναι ομοιογενές αλλά αποτελείται από στρώματα. Τα όρια μεταξύ των στρωμάτων διακρίνονται από απότομες μεταβολές στην ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων. Κάθε στρώμα χαρακτηρίζεται από διάφορες φυσικές ιδιότητες οι οποίες ορίζονται από διάφορα χαρακτηριστικά όπως είναι η πίεση, η θερμοκρασία, η σύσταση του στρώματος. Επιπλέον, τα επιμήκη και εγκάρσια σεισμικά κύματα που παράγονται στη σεισμική εστία κάθε φορά διαδίδονται στο εσωτερικό της Γης και

φθάνουν στην επιφάνεια όπου μπορούν να καταγραφούν από τους σταθμούς των διαθέσιμων σεισμολογικών δικτύων. Έτσι, τα διαδιδόμενα σεισμικά κύματα ανακλώνται και διαθλώνται στο εσωτερικό αυτής, με αποτέλεσμα τη δημιουργία πολλών κατηγοριών κυμάτων. Οι κατηγορίες αυτές ονομάζονται φάσεις και διαφέρουν μεταξύ τους ως προς τις ιδιότητές τους. Από την μελέτη των ιδιοτήτων αυτών καθορίστηκαν οι φυσικές ιδιότητες του εσωτερικού της Γης. Ως επιφάνειες ασυνέχειας χαρακτηρίζεται η επαφή μεταξύ δύο στρωμάτων, στις οποίες παρατηρούνται μεγάλες διαφορές των φυσικών τους ιδιοτήτων που επιφέρουν έντονες μεταβολές στις ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων.

Όπως ήδη αναφέρθηκε η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων καθορίζεται από τις ελαστικές παράμετροι των υλικών καθώς και την πυκνότητα. Έτσι από τη μελέτη της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων αναγνωρίστηκαν οι πιο κάτω **ζώνες** (εικόνα 52-53):

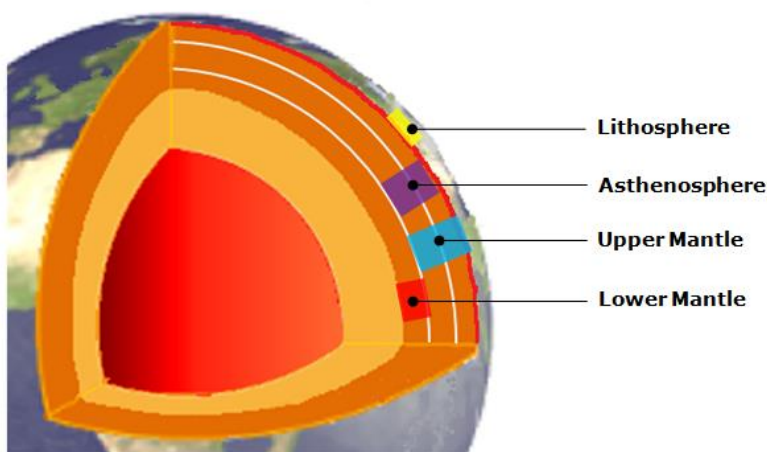
### 1. Φλοιός

Ο φλοιός αποτελεί λιγότερο από το 0,5% της μάζας της Γης και χαρακτηρίζεται από σχετικά μικρή ταχύτητα σεισμικών κυμάτων. Είναι το ετερογενές τμήμα του πλανήτη και διαχωρίζεται σε ηπειρωτικό και ωκεάνιο φλοιό. Γενικότερα το πάνω τμήμα του φλοιού της Γης αποτελείται από ιζηματογενή πετρώματα ενώ κάτω από τα ιζήματα βρίσκεται ένα στρώμα γρανιτοειδούς σύστασης. Πιο αναλυτικά ο ωκεάνιος φλοιός αποτελείται από τρία στρώματα. Το πρώτο έχει πάχος 0,5Km και η μέση ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων είναι 2,0Km/sec. Το δεύτερο στρώμα έχει πάχος 2,5Km και μέση ταχύτητα 4,5Km/sec. Όμως η ταχύτητα αυτή μεταβάλλεται με το βάθος από 2,5km/sec σε 6,6Km/sec, το οποίο οφείλεται στο ότι το επιφανειακό τμήμα του περιλαμβάνει μεταμορφωμένα ιζηματογενή και βασαλτικά πετρώματα ενώ τα βαθύτερα αποτελούνται από συμπαγή βασάλτη. Το τρίτο στρώμα έχει πάχος 5km και η μέση ταχύτητα είναι 6,8km/sec. Η ταχύτητα αυτή μεταβάλλεται από 6,5Km/sec έως 7,2Km/sec λόγω που το στρώμα αποτελείται από γαβρικά πετρώματα ενώ το βαθύτερο μέρος χαρακτηρίζεται από ολιβινούχο γάβρο. Επιπλέον όσον αφορά τον ηπειρωτικό φλοιό, το πάχος του ποικίλει από 20-70Km. Στο πάνω φλοιό η μέση ταχύτητα είναι 6,1km/sec, στο μέσο φλοιό είναι 6,5Km/sec και στον κάτω φλοιό είναι 7,0km/sec. Η αύξηση της ταχύτητας οφείλεται στην αύξηση της πίεσης, στη μεταβολή της σύστασης του υλικού και σε αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης των πετρωμάτων. Η κατώτερη επιφάνεια του φλοιού της Γης χαρακτηρίζεται από την ασυνέχεια Mohorovičić που διαχωρίζει τον φλοιό από τον υποκείμενο μανδύα, στον οποίο η ταχύτητες αυξάνουν απότομα. Το μέσο πάχος του φλοιού κάτω από τους ωκεανούς είναι 6Km και στις ηπείρους φθάνει 30-60 km. Στο φλοιό, ακόμα, διακρίνουμε την ύπαρξη του γρανιτικού στρώματος πυκνότητα  $2.7\text{gr/cm}^3$  στο οποίο οι ταχύτητες των P κυμάτων είναι περίπου 5.6Km/sec και των S περίπου 3.7 Km/sec, και το βασαλτικό στρώμα πυκνότητα  $3,0\text{gr/cm}^3$  με ταχύτητες των P κυμάτων περίπου 8,1Km/sec και των S περίπου 4,4Km/sec. Η θερμοκρασία στα όρια φλοιού-μανδύα ανέρχεται στους 800-1000°C.

### 2. Μανδύας

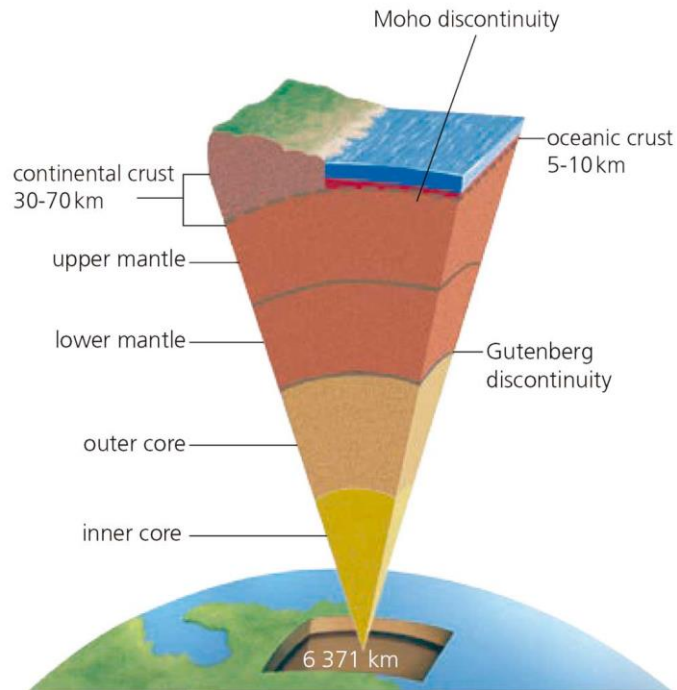
Ο μανδύας είναι το τμήμα που βρίσκεται κάτω από το φλοιό και περιλαμβάνεται ανάμεσα στην ασυνέχεια Mohorovičić και την ασυνέχεια Gutenberg (εικόνα 54) που βρίσκεται σε βάθος 2900Km. Αποτελεί το 80% του όγκου της Γης. Οι γνώσεις μας για την σύσταση του προέρχονται κυρίως από την πειραματική πετρογραφία σε συνδυασμό με

τις ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, από γεωφυσικές πληροφορίες και θεωρείται ότι έχει υπερβασική σύσταση και αποτελείται από περιδοτίτες και εκλογίτες (εικόνα 52). Όλα τα στοιχεία δείχνουν ότι το κύριο συστατικό του μανδύα είναι το πυριτικό μαγνήσιο με την μορφή ολιβίνη. Σχετικά με την σύσταση του μανδύα στα ανώτερα τμήματα υπάρχουν αργιλοπυριτικές ενώσεις και πυριτικές ενώσεις μαγνησίου ενώ στα κατώτερα τμήματα υπάρχουν θειούχες ενώσεις. Πετρώματα του μανδύα συναντώνται μόνο σε λίγες θέσεις στην επιφάνεια της Γης όπου έχει ανέλθει μανδύας παλιότερων γεωλογικών περιόδων όπου έχουν μελετηθεί. Το πιο εντυπωσιακό στοιχείο της δομής του άνω μανδύα είναι οι συνεχείς μεταβολές ταχύτητας των κυμάτων χώρου με έντονα άλματα. Η πιο έντονη ασυνέχεια είναι αυτή στα 410Km που σηματοδοτεί την έναρξη της μεταβατικής ζώνης. Η ζώνη αυτή τερματίζει σε μία άλλη έντονη ασυνέχεια, αυτή των 660km. Το ανώτερο τμήμα του ανωτέρου μανδύα, το οποίο βρίσκεται πάνω από την ασθενόσφαιρα μαζί με τον φλοιό αποτελεί τη λιθόσφαιρα που έχει ελαστική συμπεριφορά. Το πάχος της λιθόσφαιρας κάτω από τους ωκεανούς φθάνει τα 70Km ενώ κάτω από τις ηπείρους τα 130Km. Αντίθετα το πάχος της ασθενόσφαιρας αυξάνει από τις ηπείρους προς τους ωκεανούς. Η αναγνώριση της ασθενόσφαιρας και της λιθόσφαιρας ήταν σημαντικότερες για την εδραίωση της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών. Αντίστοιχα, το τμήμα του ανωτέρου μανδύα που βρίσκεται σε βάθος από 100Km έως 300Km, χαρακτηρίζεται από απότομη μείωση της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων (ζώνη χαμηλών ταχυτήτων) και πήρε το όνομα, ασθενόσφαιρα. Τέλος υπάρχει η θεωρία ότι τα υλικά στην ασθενόσφαιρα βρίσκονται κοντά στο σημείο τήξεως και για το λόγο αυτό παρουσιάζουν μια πλαστική συμπεριφορά και κυριαρχούν ερπυστικές κινήσεις.



© Earth Site

**Εικόνα 53:** Εσωτερική απεικόνιση της Γης, η οποία διαχωρίζεται σε λιθόσφαιρα, ασθενόσφαιρα, Ανώτερος μανδύας και Κατώτερος μανδύας ( <http://www.earth-site.co.uk/> ).



**Εικόνα 54:** Διαχωρισμός της Γης στα επιμέρους στρώματα, του φλοιού, του μανδύα και του πυρήνα καθώς και απεικόνιση των ασυνεχειών της.

Στις παρακάτω παραγράφους θα γίνει αναφορά στους **κινητήριους μηχανισμούς** δημιουργίας αυτής της ετερογένειας και πώς αυτοί συσχετίζονται με ανωμαλίες στην ταχύτητα των κυμάτων χώρου.

### 2.16 Ταχύτητες Σεισμικών Κυμάτων

Η κατανομή της ταχύτητας των ελαστικών κυμάτων στην επιφάνεια της Γης, δίνει σημαντικές πληροφορίες για την ορυκτολογική, τη χημική και τη θερμική κατάσταση του εσωτερικού της Γης.

Οι ταχύτητες των P και S κυμάτων είναι:

$$v_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}G}{\rho}} \quad (\text{εξίσωση 3.0})$$

$$v_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$$

Όπου  $k$  σταθερά κυβικής διαστολής,  $G$  το μέτρο ακαμψίας και  $\rho$  η πυκνότητα. Λόγω που οι πρώτες δύο ελαστικές σταθερές είναι πάντα θετικές και ο λόγος Poisson ( $\mu$ ) είναι μικρότερος του 0,5 τότε γίνεται φανερό ότι η ταχύτητα των P κυμάτων είναι πάντα μεγαλύτερη από εκείνη των S. Έτσι συνδυάζοντας και τις 2 παραπάνω σχέσεις (εξίσωση 3.0) έχουμε:

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{\frac{1-\mu}{\frac{1}{2}-\mu}} \quad (\text{εξίσωση 3.1})$$

Η πυκνότητα  $\rho$ , εξαρτάται από την σύσταση, την πίεση, την θερμοκρασία ενώ το  $k$  και το  $\mu$  εξαρτώνται από την σύσταση και την θερμοκρασία μόνο (εξίσωση 3.1). Υψηλή πίεση σημαίνει ότι το υλικό συμπιέζεται άρα έχει μεγαλύτερη πυκνότητα ενώ αντίθετα η

υψηλότερη θερμοκρασία σημαίνει ότι το υλικό διαστέλλεται άρα μικρότερη πυκνότητα (Λούης Ι. 2004).

### **2.17 Κινητήριοι Μηχανισμοί Διαφοροποίησης της Σεισμικής Ταχύτητας**

Η ερμηνεία των αποτελεσμάτων της τομογραφικής διερεύνησης βασίζεται στη διαφοροποίηση που παρουσιάζουν οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων κατά τη διέλευση τους από γεωλογικούς παράγοντες. Σε ένα ισότροπο μέσο τα ελαστικά κύματα διαδίδονται με δύο ταχύτητες  $V_p$  και  $V_s$ , οι οποίες ελέγχονται από διάφορες φυσικές παραμέτρους. Κυριότερες από αυτές είναι η διατμητική αντίσταση, ο όγκος καθώς και η πυκνότητα του μέσου. Όταν η διάδοση των εγκαρσίων κυμάτων ελέγχεται μόνο από την πυκνότητα και την διατμητική αντίσταση, η αντίστοιχη των επιμήκων κυμάτων επηρεάζεται και από τις τρεις αυτές φυσικές παραμέτρους.

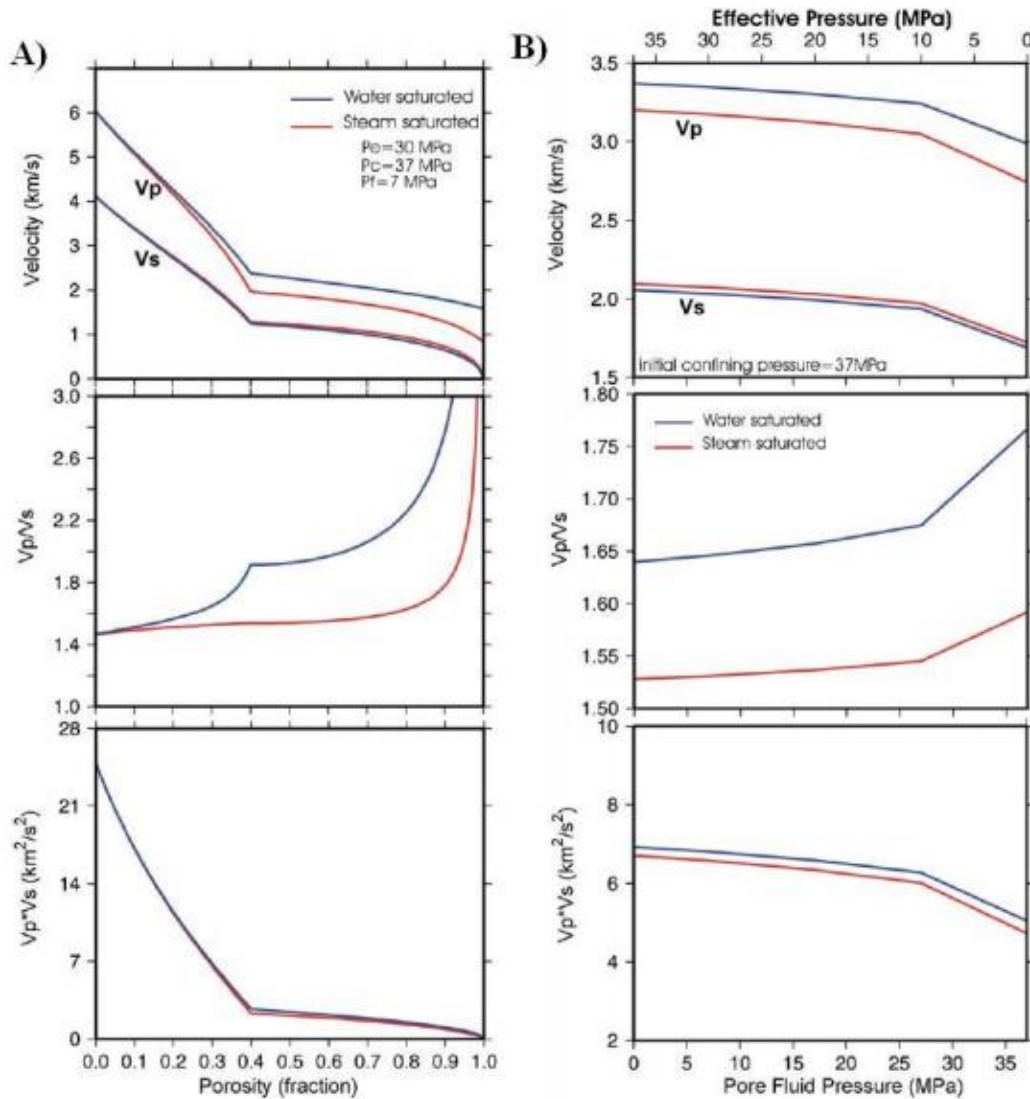
Επίσης, οι ταχύτητες εξαρτώνται και από άλλους παράγοντες με πιο σημαντικούς: την ορυκτολογική σύσταση, το πορώδες και το είδος των ρευστών που υπάρχει, το βαθμό ρηγματώσεως και το βάθος στο οποίο βρίσκεται. Επιπλέον, η διαφοροποίηση των υλικών διακρίνεται από τις αλλαγές που δέχονται τα φυσικά μεγέθη, όμως οι σταθερές και η πυκνότητα μπορεί να διαφέρουν σημαντικά μέσα στο ίδιο το μέσο, ανάλογα με την κατάσταση στην οποία βρίσκεται. Για παράδειγμα, σε επιφανειακά βάθη οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων επιδέχονται ισχυρή επίδραση εκ του πορώδους, υλικού πλήρωσης αυτού και βαθμού κορεσμού του. Έτσι οι ταχύτητες αυξάνονται όσο μειώνεται το πορώδες του σχηματισμού. Ακόμα, η ταχύτητα  $V_p$  αυξάνεται στην περίπτωση κορεσμού των πόρων, ιδιαίτερα στην περίπτωση που οι πόροι έχουν την μορφή ρωγμών και όχι οπών. Σημαντική είναι και η επίδραση βάθους του γεωλογικού σχηματισμού καθώς συνεπάγεται η αύξηση της πίεσης και η ελάττωση του πορώδους επομένως και η αύξηση ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων. Τέλος σε μεγαλύτερα βάθη, η θερμοκρασία θεωρείται πως είναι ένας σημαντικός παράγοντας ελέγχου της διάδοσης των ελαστικών κυμάτων, ειδικά στην περίπτωση της μερικής τήξης, όπως υποδεικνύουν εργασίες των Evans & Zucca (1993) και Nur (1987).

Αρχικά, οι υψηλές θερμοκρασίες επηρεάζουν την ταχύτητα διάδοσης στο ελαστικό μέσο. Πιο συγκεκριμένα, στο καθεστώς θερμοκρασιών της *subsolidus*, οι επιδράσεις των ταχυτήτων μπορούν να διαχωριστούν σε μη αρμονικές και ανελαστικές. Τα μη αρμονικά φαινόμενα συνδέονται με την θερμική διαστολή και είναι ανεξάρτητα της συχνότητας, σε αντίθεση με τα αντίστοιχα ανελαστικά, που προκαλούνται από μικρής κλίμακας μετατοπίσεις κρυσταλλικών ορυκτών, τριβή και κίνηση ρευστών. Οι εργαστηριακές μετρήσεις του Kern (1982) ανέδειξαν πως η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων ελαττώνεται 1.5 φορές παραπάνω σε σχέση με την αντίστοιχη των επιμήκων, καθώς αυξάνεται η θερμοκρασία.

Ένας άλλος παράγοντας που έχει ισχυρή επίδραση στην ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων είναι αυτός του πορώδους. Σ' αυτή την περίπτωση, σημαντικό ρόλο παίζει το σχήμα και το περιεχόμενο των πόρων καθώς οι μεταβολές των ταχυτήτων των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων που δεν ακολουθούν όμοια κατανομή. Είναι γνωστό ότι σχηματισμοί που βρίσκονται στο ανώτερο τμήμα του φλοιού, ελαττώνουν την ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων, μόνο όταν το περιεχόμενο του πρωτογενούς πορώδους βρίσκεται στη μετάβαση μεταξύ υγρής και αέριας κατάστασης (Ito et al. 1979, Nur 1987).



Σε αντίθεση, η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων φαίνεται να επηρεάζεται λιγότερο στον κορεσμό των πορικών ρευστών, με τον λόγο  $V_p/V_s$  να καθίσταται χαμηλότερος σε πετρώματα όπου το περιεχόμενο των διαρρήξεων βρίσκεται σε αέρια μορφή σε σχέση με την αντίστοιχη περίπτωση που είναι στην υγρή. Τέλος, το σχήμα του πρωτογενούς πορώδους παίζει σημαντικό ρόλο, καθώς όσο μεγαλύτερο είναι το άνοιγμα μεταξύ των διακλάσεων, τόσο περισσότερο επηρεάζεται η ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων, σε αντίθεση με την αντίστοιχη των εγκαρσίων (εικόνα 55).



**Εικόνα 55:** Η κατανομή των ταχυτήτων επιμήκων ( $V_p$ ) και εγκαρσίων ( $V_s$ ) κυμάτων του λόγου ( $V_p/V_s$ ) και του γινομένου αυτών ( $V_p \cdot V_s$ ) σε ανθρακικούς σχηματισμούς, σε συνάρτηση Α) της κατανομή του πορώδους και Β) της πορικής πίεσης των ρευστών έπειτα από εργαστηριακές δοκιμές των DeMatteis et al. (2008). Με τη γαλάζια καμπύλη αναπαρίστανται οι κορεσμένοι σε υγρό νερό σχηματισμοί, ενώ με την αντίστοιχη ερυθρού χρώματος τα πετρώματα των οποίων το πορώδες είναι πληρωμένο με ρευστά αέριας μορφής.

Η γνώση της κατανομής των ταχυτήτων εκτός από τις πληροφορίες για το χαρακτηρισμό των γεωλογικών σχηματισμών μπορεί να οδηγήσει και στην εξαγωγή χρήσιμων συμπερασμάτων για την τεκτονική της περιοχής μελέτης. Οι ασυνέχειες που παρατηρούνται στην κατανομή των ταχυτήτων αποτελούν στοιχεία που μπορούν να

χαρακτηρίσουν το γεωτεκτονικό καθεστώς της περιοχής μελέτης. Αν ληφθούν υπόψη οι πληροφορίες από γεωτεκτονικές μελέτες (οι οποίες όμως περιορίζονται σε βάθη κοντά στην επιφάνεια) και η κατανομή των υποκέντρων των σεισμών που προκύπτουν από την τομογραφική αντιστροφή, τότε υπάρχει ένας σημαντικός αριθμός δεδομένων για την πλήρη διερεύνηση του τεκτονικού καθεστώτος.

Από τα παραπάνω γίνεται κατανοητό ότι η λεπτομερής τρισδιάστατη απεικόνιση των ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μπορούν να οδηγήσουν στην περιγραφή του τμήματος του φλοιού της γης που μελετάται.

### **2.18 Ανωμαλίες Ταχύτητας σε Τοπική και Ευρεία Κλίμακα (Ρήγματα, Ηφαίστεια, Περιβάλλοντα Σύγκλισης-Απόκλισης Λιθοσφαιρικών Πλακών)**

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω υπάρχουν συγκεκριμένοι μηχανισμοί που οδηγούν στη χημική και φυσική διαφοροποίηση της δομής των πετρωμάτων, συμβάλλοντας έτσι στην αλλαγή της ταχύτητας τόσο των επιμήκων (P) όσο και των εγκάρσιων κυμάτων (S). Γι' αυτό τον λόγο είναι απαραίτητη η λεπτομερής χαρτογράφηση ενός τρίτου παράγοντα, που υπεισέρχεται στο εσωτερικό της δομής της γης, του λόγου μεταξύ των δύο παραπάνω ταχυτήτων,  $V_p/V_s$  γνωστός και ως λόγος Poisson.

Οι ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων σχετίζονται άμεσα και με τις ελαστικές σταθερές των γεωλογικών σχηματισμών (Τσελέντης 1997). Ο λόγος του Poisson σχετίζεται με την λιθολογία και τις ιδιότητες των γεωλογικών σχηματισμών και αυξάνεται καθώς μειώνεται η συμπίεστικότητα του σχηματισμού και μειώνεται καθώς αυξάνεται το ιξώδες του ρευστού με το οποίο πληρώνεται το πορώδες του. Ο λόγος Poisson αποτελεί σημαντικό παράγοντα για τον διαχωρισμό διαφορετικών γεωλογικών σχηματισμών καθώς και για την εκτίμηση του ρευστού που περιέχεται στο πορώδες.

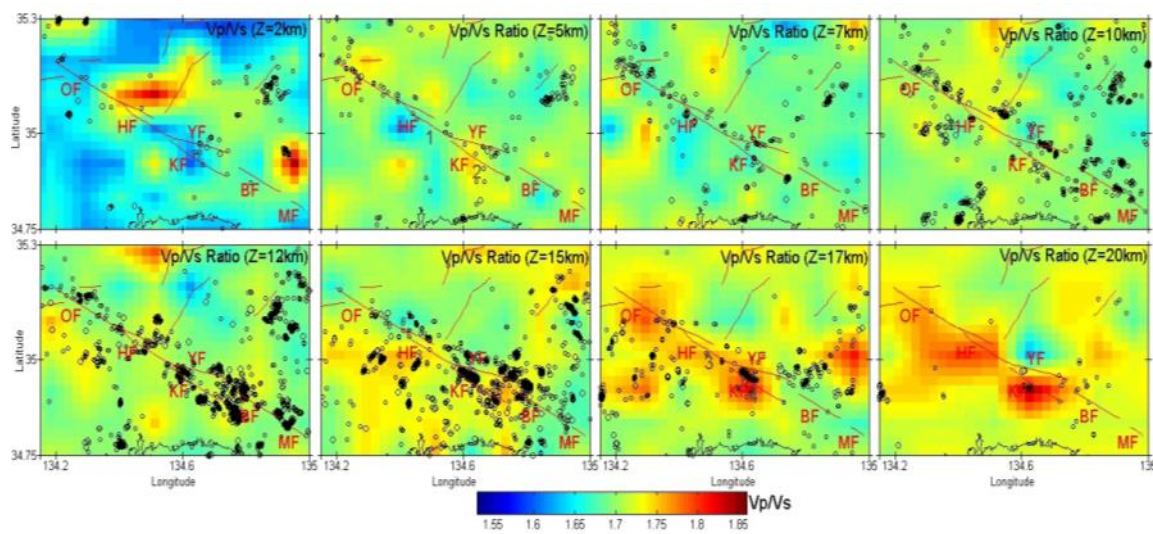
Σημαντικό είναι να αναφερθούν οι μηχανισμοί που ενεργοποιούνται κατά **α)** την ενεργοποίηση ρήγματος (μέσης-μεγάλης κλίμακας) **β)** την ενεργοποίηση ηφαιστειακού θαλάμου.

Γενικότερα, είναι γνωστό ότι υπάρχει ισχυρή συσχέτιση μεταξύ της ταχύτητας των P κυμάτων και της διάρρηξης των πετρωμάτων. Πιο συγκεκριμένα, όσο πιο μεγάλος είναι ο βαθμός διάρρηξης αυτών τόσο μικρότερη αναμένεται να είναι η ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων (Sjoren et al. 1979, Guadagno & Nunziata 1993). Άλλο ένα σημαντικό στοιχείο είναι ότι οι ρηξιγενείς ζώνες χαρακτηρίζονται από συγκεκριμένες συχνότητες ταλάντωσης κατά τη διάρκεια ενός σεισμού, οι οποίες μπορεί να συσχετιστούν με την κατανομή μικροδιαρρήξεων - διακλάσεων εντός του περιβάλλοντος σχηματισμού (Sayed 2001). Επιπρόσθετα, από την επίδραση των μικροδιαρρήξεων, η διαφοροποίηση στην ορυκτολογική σύσταση, κατά μήκος μιας ρηξιγενούς ζώνης, επιδρά στη κατανομή των ανωμαλιών σεισμικής ταχύτητας. Πιο συγκεκριμένα, η ταχύτητα των κυμάτων χώρου φαίνεται, από τις παρατηρήσεις φυσικού πεδίου, να μειώνεται καθώς αυξάνεται το περιεχόμενο σε αργιλικά ορυκτά (Wang 2001).

Επιπρόσθετα, από κάποιες εργαστηριακές μετρήσεις από τον Takei (2002) αναδείχθηκε πως η επίδραση των ρευστών στη σεισμική ταχύτητα εξαρτάται από τον τύπο αυτού (τήγμα ή νερό) καθώς και από το σχήμα του πορώδους (πρωτογενές, δευτερογενές). Η παρουσία τήγματος εντός των πόρων του πετρώματος μειώνει την ταχύτητα διάδοσης

των σεισμικών κυμάτων, καθώς αυξάνεται η πορική πίεση, ενώ το σχήμα του πορώδους δεν έχει κάποιου είδους επίδραση. Αντίθετα, το πορώδες που είναι πληρωμένο με νερό επιδρά με διαφορετικό τρόπο στην κατανομή της σεισμικής ταχύτητας και στην πορική πίεση, με μεγάλη εξάρτηση από το σχήμα των πόρων.

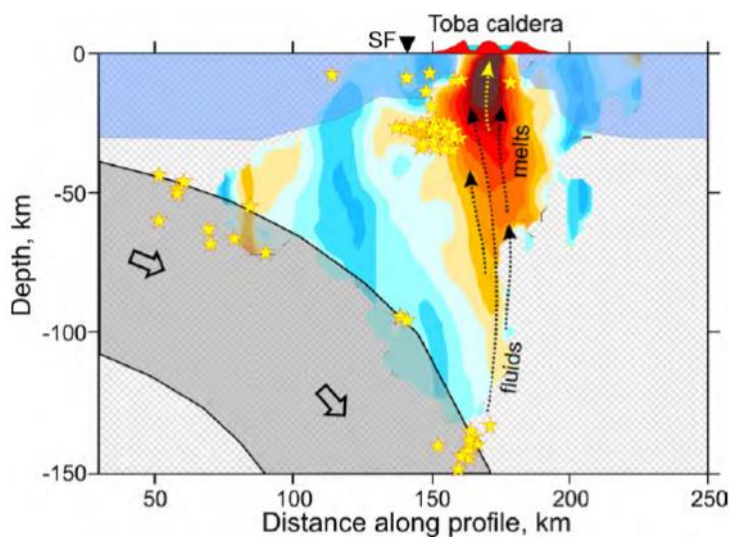
Σε τομογραφικές μελέτες για το ανώτερο τμήμα του φλοιού, όπως αυτή των Nygraha et al. (2013), πραγματοποιήθηκαν εργαστηριακές μετρήσεις. Πιο συγκεκριμένα, παρατηρήθηκαν χαμηλές τιμές  $V_p$ ,  $V_s$  και  $V_p/V_s$  (χαμηλή πορική πίεση) στην ευρύτερη περιοχή του ρήγματος της Hijima (Νότια Ιαπωνία), σε αντίθεση με το αντίστοιχο της Kuresaka-Toge (ΝΔ Ιαπωνία) όπου ο λόγος  $V_p/V_s$  εμφανιζόταν ιδιαίτερα αυξημένος (εικόνα 56). Το γεγονός αυτό οδήγησε τους παραπάνω ερευνητές να αποδώσουν τις χαμηλές αυτές τιμές σε σχηματισμούς όπου το πορώδες τους έχει μεγάλο σχετικό λόγο και είναι πληρωμένο με νερό. Αντίστοιχα ο υψηλός λόγος  $V_p/V_s$  στη ρηξιγενή ζώνη του Kuresaka-Toge αποδόθηκε στο χαμηλό σχετικό λόγο πορώδους και της πλήρωσής του με νερό (π.χ Takei, 2002, Matsubara et al. 2004, Kato et al. 2006, Nakajima et al. 2006). Στο κατώτερο τμήμα του φλοιού παρατηρήθηκε μια περιοχή χαμηλών ταχυτήτων  $V_p$ ,  $V_s$  και υψηλός ο λόγος  $V_p/V_s$  καθώς και υψηλός λόγος πορώδους, οι οποίες οφείλονται στα τήγματα.



**Εικόνα 56:** Κατανομή του λόγου  $V_p/V_s$  στην περιοχή της Hijima σε οριζόντιες τομές από 2-20 χιλιόμετρα (Nygraha et al. 2013).

Στα ηφαιστειακά περιβάλλοντα η εικόνα αλλάζει, όπως έγινε γνωστό και από τη μελέτη του Koulikon (2013). Πιο συγκεκριμένα, η μελέτη των Koulikon et al. (2009b) έγινε στο ηφαίστειο της Toba στην Ινδονησία, το οποίο, ανέδειξε ανωμαλίες στις ταχύτητες των χωρικών κυμάτων που γίνονται ιδιαίτερα έντονες στον φλοιό με σταδιακή ελάττωσή τους στον Ανώτερο Μανδύα. Ωστόσο, μεγαλύτερη αντίθεση παρατηρήθηκε στον λόγο  $V_p/V_s$ , λόγω του επηρεασμού των σεισμικών ταχυτήτων ως προς την τήξη (Koulikon et al., 2007, 2009b). Αυτές οι δομές συνδέονται με μαγματικούς θαλάμους που τροφοδοτούν τα ηφαιστειακά κέντρα της Κεντρικής και Νότιας Ιάβας. Η σεισμική δομή κάτω από την καλδέρα της Toba (εικόνα 57) ανέδειξε τη διασύνδεση, μέσω μιας περιοχής χαμηλών

ταχυτήτων, της βαθιάς δομής με την επιφανειακή τεκτονική της δομή. Η πιθανότερη εξήγηση για αυτή τη σύνδεση είναι οι μεταβατικές φάσεις στην καταδυόμενη πλάκα που οφείλεται στην απελευθέρωση ρευστών. Η ανερχόμενη κίνηση αυτών των ρευστών οδηγεί σε μείωση της θερμοκρασίας τήξεως ακριβώς πάνω από την καταδυόμενη πλάκα και φυσικά αποτελεί την πρωτογενή πηγή τροφοδοσίας μαγματικών διάπειρων και θαλάμων (Poli and Schmidt, 1995).



**Εικόνα 57:** Σύνδεση ανωμαλιών ταχύτητας επιμήκων κυμάτων με ζώνη ανόδου υδροθερμικών ρευστών στην περιοχή της Toba (Ινδονησία) από την εργασία των Koulakon et al. (2009b).

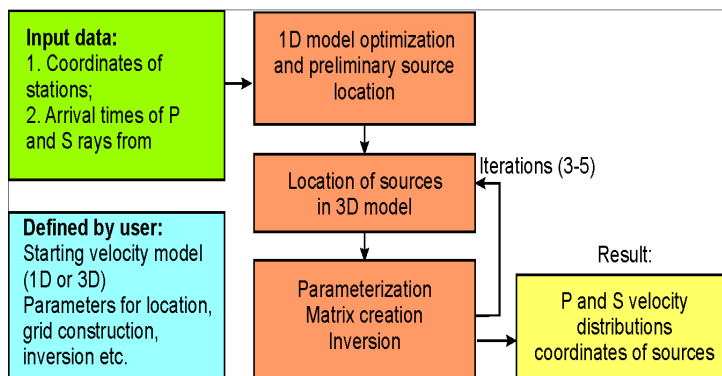
Όπως αναφέρθηκε και πιο πάνω, η παρούσα εργασία πραγματεύεται στην Σεισμική Τομογραφία που διεκπεραιώνεται με τον αλγόριθμο LOTOS. Στην συνέχεια θα παρατεθούν τα αποτελέσματα της περιοχής μελέτης ώστε να γίνει ερμηνεία των προκύπτουσών ανωμαλιών, σύμφωνα με τις φυσικές, χημικές διεργασίες καθώς και με την γεωλογία, τεκτονική της περιοχής.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 - ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΣ LOTOS

### 3. 1 Γενικά

Ο αλγόριθμος τομογραφίας *LOTOS* (*Local tomography Software*), σχεδιάστηκε για ταυτόχρονη αντιστροφή των ταχυτήτων P και S κυμάτων καθώς και των θέσεων των υποκέντρων στον χώρο. Το πρόγραμμα LOTOS μπορεί άμεσα να εφαρμοστεί σε ένα ευρύ φάσμα δεδομένων, δίχως να καθίσταται πολύπλοκη η εναλλαγή των παραμέτρων στα αντίστοιχα αρχεία εισόδου. Ένας από τους λόγους που επιλέχθηκε το συγκεκριμένο πρόγραμμα, ήταν το ευρύ φάσμα επιλογών που παρέχεται κατά τις συνθετικές δοκιμασίες καθώς κι η ευκολία ως προς την προσαρμογή του σε διαφορετικούς τύπους υπολογιστών.

Παρακάτω πραγματοποιείται μία συνοπτική περιγραφή των κύριων βημάτων που ακολουθούνται κατά τη λειτουργία του κώδικα. Το σχέδιο πραγματοποίησης της αντιστροφής  $V_p-V_p/V_s$  έχει την ίδια δομή κατανομής κι εκτέλεσης των επί μέρους προγραμμάτων με την αντίστοιχη  $V_p-V_s$ , με διαφορετική όμως παραμετροποίηση στην διάταξη των κόμβων. Πιο αναλυτικά, οι υπολογισμοί ξεκινούν με δύο αρχεία δεδομένων που περιέχονται οι συντεταγμένες των σταθμών καθώς και οι χρόνοι διαδρομής των επιμηκών (P) κι εγκαρσίων (S) κυμάτων. Έτσι, οι υπολογισμοί ξεκινούν με δύο αρχεία δεδομένων, όπως φαίνεται και στην εικόνα 58 (Input data). Επιπρόσθετη πληροφορία όπως το αρχικό μονοδιάστατο πρότυπο ταχυτήτων, είναι ότι η παραμετροποίηση της κατανομής των κόμβων, βρίσκεται σε ξεχωριστό αρχείο (Defined by user). Ωστόσο, είναι πιθανή, πλην όμως προαιρετική, η χρήση προκαταρκτικών υποκεντρικών λύσεων (θέση, χρόνος γένεσης) από τους τελικούς καταλόγους των περιοχών που προτιθέμεθα για να διευρυνθεί η τρισδιάστατη εσωτερική δομή των ταχυτήτων  $V_p$  και  $V_s$  (Koullakon, 2012). Σε περίπτωση απουσίας αυτής της πληροφορίας, ως προς τη διάταξη των πηγών, ο αλγόριθμος *LOTOS* ξεκινά την αναζήτηση υποκεντρικών λύσεων είτε ως προς το κέντρο του σεισμολογικού δικτύου ή από τον σταθμό όπου φθάνουν νωρίτερα οι αφίξεις των επιμηκών κι εγκαρσίων κυμάτων.



**Εικόνα 58:** Γενική δομή του κώδικα LOTOS. Τα πορτοκαλί παραλληλόγραμμα υποδεικνύει τα κύρια βήματα του αλγορίθμου. Τα αντίστοιχα πράσινα παριστούν τα κύρια αρχεία εισόδου, τα κυανά περιέχουν τις ελεύθερες παραμέτρους που ορίζονται από τον αναλυτή, ενώ τα κίτρινα ορίζουν τα αρχεία εξόδου/αποτελέσματα (Koullakon 2009).



Το πρόγραμμα ακολουθεί τα εξής βήματα:

1. Ταυτόχρονη βελτιστοποίηση του τοπικού μονοδιάστατου προτύπου στρωματοποιημένης δομής ταχυτήτων, ως προς τα χωροχρονικά σφάλματα των υποκεντρικών λύσεων,
2. Τοποθέτηση των πηγών σύμφωνα με την τρισδιάστατη (3D) δομή των ταχυτήτων στην περιοχή,
3. Ταυτόχρονη αντιστροφή των εστιακών παραμέτρων και του προτύπου ταχυτήτων χρησιμοποιώντας διαφορετική παραμετροποίηση στη σχεδίαση και κατανομή των πλεγμάτων (parameterization grids).

Τα βήματα 2 και 3 επαναλαμβάνονται σε πολλαπλές επαναλήψεις.

### 3.2 Γενική δομή φακέλων και αρχείων στον αλγόριθμο LOTOS

Η συνιστώμενη δομή του βασικού καταλόγου αρχείων εισόδου και φακέλων του αλγορίθμου LOTOS, παρουσιάζεται στην εικόνα 59. Κάθε φάκελος και κάθε αρχείο, παρέχει χρήσιμες πληροφορίες και εντολές με σκοπό την διεκπεραίωση του κώδικα.

Όνομα	Ημερομηνία τροπ...	Τύπος	Μέγεθος
COMMON		Φάκελος αρχείων	
DATA		Φάκελος αρχείων	
PICS		Φάκελος αρχείων	
PROGRAMS		Φάκελος αρχείων	
TMP_files		Φάκελος αρχείων	
all_areas.dat		Αρχείο DAT	1 KB
check_ini_data.bat		Αρχείο δέσμης Wi...	1 KB
grid_matr_inv_visual.bat		Αρχείο δέσμης Wi...	1 KB
inv_visual.bat		Αρχείο δέσμης Wi...	1 KB
model.dat		Αρχείο DAT	1 KB
preview_key.txt		Έγγραφο κειμένου	1 KB
START.BAT		Αρχείο δέσμης Wi...	1 KB
visual_grid_raypaths.bat		Αρχείο δέσμης Wi...	1 KB
visual_result.bat		Αρχείο δέσμης Wi...	1 KB
visual_syn_model.bat		Αρχείο δέσμης Wi...	1 KB

Εικόνα 59: Φάκελοι και αρχεία προγράμματος LOTOS.

Πιο αναλυτικά:

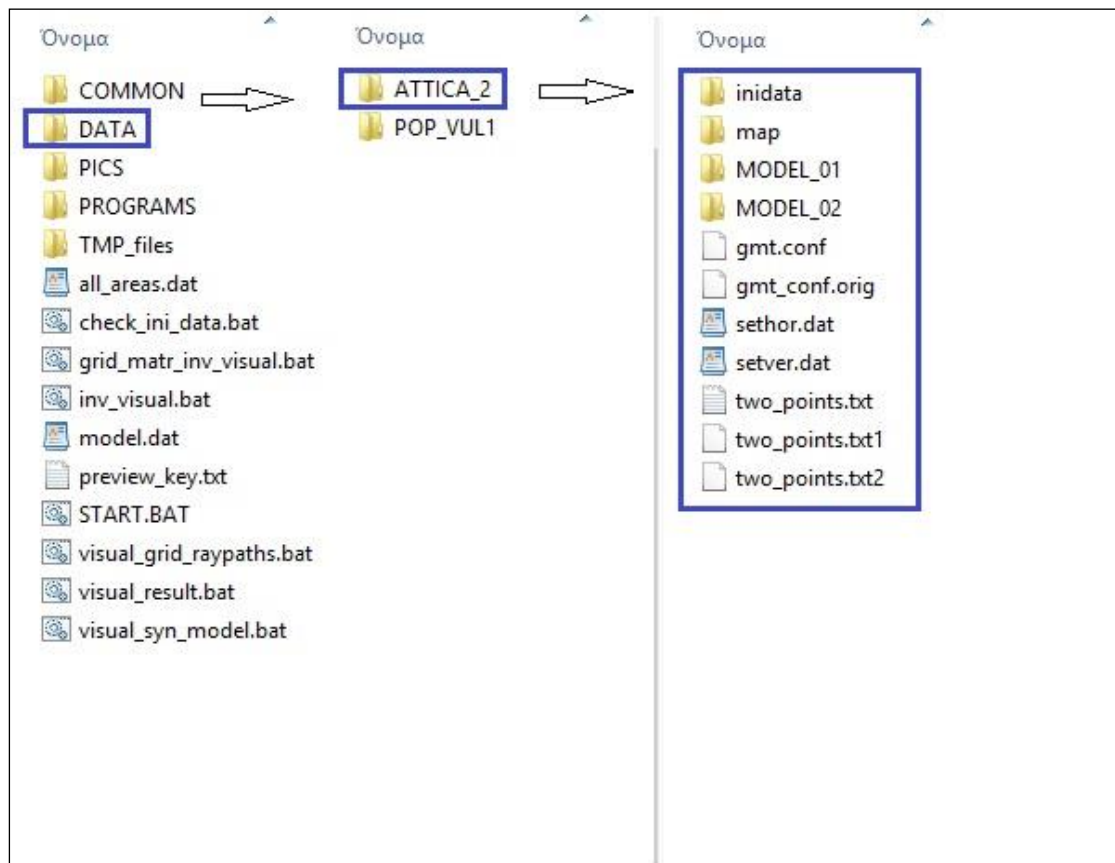
- ✚ **COMMON**: Φάκελος που περιέχει αρχεία με ποικίλες πληροφορίες όπως είναι χρωματικές σκάλες, πολιτικά όρια και ακτογραμμές.
- ✚ **DATA**: Φάκελος που περιέχει όλα τα δεδομένα και τα μοντέλα.
- ✚ **PICS**: Φάκελος που περιέχει όλες τις τελικές εικόνες PNG.
- ✚ **PROGRAMS**: Φάκελος που περιέχει προγράμματα για εκτέλεση αντίστροφης τομογραφίας.

- ✚ TMP files: Φάκελος με τα αρχεία που περιέχουν ενδιαμέσου και τελικού σταδίου αποτελέσματα που παράγονται από τα προγράμματα απεικόνισης. Μπορούν επίσης να απεικονιστούν στο Surfer ή σε παρόμοια προγράμματα απεικόνισης.
- ✚ All\_areas.dat: Αρχείο που ορίζονται οι περιοχές και τα πρότυπα που θα επεξεργαστούν κατά την αντιστροφή πραγματικών δεδομένων (μεταβάλλεται από τον χρήστη).
- ✚ Check ini data.bat: Αυτό το αρχείο εκτελείται στην αρχή με νέα δεδομένα. Εάν τα δεδομένα είναι σωστά, αυτή η εντολή παρέχει τις πληροφορίες σχετικά με τον αριθμό των γεγονότων και των ακτινών, δίνει τις σειρές συντεταγμένων και δημιουργεί μια εικόνα στο αρχείο PICS.
- ✚ Grid matr inv visual.bat: Η εντολή αυτή είναι χρήσιμη για την ρύθμιση των παραμέτρων κανάβων και αντιστροφής.
- ✚ Inv visual.bat: Όπως η προηγούμενη εντολή αλλά μόνο για την ρύθμιση αντιστροφής.
- ✚ Model.dat: Αρχείο που περιέχει πληροφορία για το πρότυπο που θα επεξεργαστεί τη δεδομένη στιγμή (ανανεώνεται αυτόματα).
- ✚ Preview key.txt: Εάν αυτό το αρχείο περιέχει κάποιον μη μηδενικό ακέραιο αριθμό, το πρόγραμμα περιλαμβάνει προεπισκόπηση των ενδιαμέσων και τελικών αποτελεσμάτων ως PNG αρχεία.
- ✚ START.BAT: Αρχείο BAT για την εκτέλεση της αντιστροφής.
- ✚ Visual grid raypaths.bat: Αυτή η εντολή μπορεί να εκτελεστεί μετά από την πρώτη επανάληψη της αντίστροφης τομογραφίας.
- ✚ Visual result.bat: Η εντολή αυτή εκτελεί την οπτικοποίηση των αποτελεσμάτων. Εξάγονται στον φάκελο PICS ή στο φάκελο TMP.
- ✚ Visual syn model.bat: Αυτή η εντολή απεικονίζει το συνθετικό μοντέλο σε οριζόντια και κάθετα τμήματα. Η περιοχή και το μοντέλο αυτό ορίζεται στο model.dat.

### 3.2.1 Δομή φακέλου DATA

Σ' αυτόν τον φάκελο περιέχονται δεδομένα και μοντέλα. Αρχικά, ο φάκελος DATA έχει ιεραρχική δομή δύο βημάτων. Περιέχει τους φακέλους των περιοχών (Area), π.χ. "AREA\_001", "AREA\_002" κλπ. Το όνομα του φακέλου θα πρέπει να είναι 8 χαρακτήρων, έτσι ώστε να λειτουργήσει σωστά ο αλγόριθμος. Η γενική δομή του φακέλου DATA φαίνεται στην εικόνα 60 στην οποία διακρίνονται οι φάκελοι "ATTICA\_2", "POP\_VUL1". Τα δεδομένα της περιοχής, της παρούσας εργασίας είναι του φακέλου ATTICA\_2.

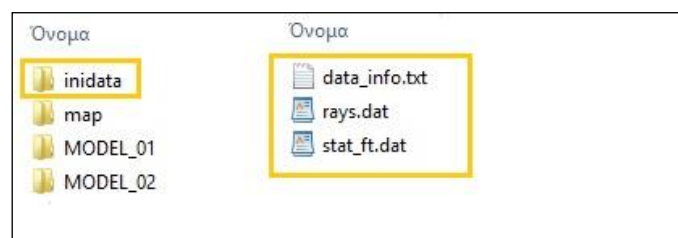
Κάθε φάκελος περιοχής, περιέχει αρκετούς υποφακέλους με πραγματικά και συνθετικά πρότυπα, τα οποία αντιστοιχούν στην ίδια διαμόρφωση σταθμών-σεισμών. Για παράδειγμα όπως φαίνεται και στην παραπάνω εικόνα, ο φάκελος "MODEL\_01" περιέχει πραγματικά δεδομένα ενώ ο φάκελος "MODEL\_02" περιέχει συνθετικά δεδομένα. Επιπλέον, όπως φαίνεται στην εικόνα 60, ο φάκελος των περιοχών περιέχει επίσης έναν φάκελο "inidata", με αρχικά δεδομένα (Θέση Σταθμών-Χρόνοι διαδρομής). Προαιρετικά, μπορεί να υπάρχει και ένας φάκελος "map" όπου περιέχει ένα αρχείο ψηφιοποιημένων ακτών (coastal\_line.blm) και ένα άλλο πολιτικών συνόρων (polit\_bound.blm), στην περίπτωση που το λειτουργικό μας περιβάλλον είναι Windows. Στην αντίστοιχη περίπτωση του Linux, αυτά λαμβάνονται από το πρόγραμμα GMT.



Εικόνα 60: Περιεχόμενα φακέλων DATA και της Περιοχής ATTICA\_2 (μπλέ πλαίσιο).

### 3.2.2 Δομή υποφακέλου inidata

Στον φάκελο inidata (εικόνα 61), υπάρχουν 2 αρχεία με δεδομένα για επεξεργασία. Πιο αναλυτικά, στο αρχείο “rays.dat” περιέχονται οι χρόνοι διαδρομής ενώ στο αρχείο “stat\_ft.dat” περιέχονται οι θέσεις σταθμών. Ακολουθεί ένα κομμάτι από το αρχείο του καθενός στις εικόνες 62-63 για περαιτέρω επεξήγηση.



Εικόνα 61: Περιεχόμενα φακέλων inidata (πορτοκαλί πλαίσιο).

Το αρχείο “rays.dat” χαρακτηρίζεται από μία οριζόντια στήλη που φέρει πληροφορίες σχετικά με το Γεωγραφικό μήκος (Longitude) - Γεωγραφικό πλάτος (latitude) – Βάθος (Depth) – Αφίξεις ανά σεισμό (pics per event). Εν συνεχεία ακολουθούν 3 κάθετες στήλες. Η πρώτη αναφέρει με τον αριθμό 1- τα κύματα P και με τον αριθμό 2- τα κύματα S. Στις



επόμενες δύο στήλες αναγράφεται ο αριθμός του σταθμού και ο χρόνος άφιξης αντίστοιχα. Στην εικόνα 62 που ακολουθεί δίνεται παράδειγμα του συγκεκριμένου αρχείου. Όσον αφορά το αρχείο "stat\_ft.dat" δίνονται 3 κάθετες στήλες που αναφέρουν το Γεωγραφικό μήκος (Longitude) - Γεωγραφικό πλάτος (Latitude) – Βάθος (Depth). Η 3<sup>η</sup> στήλη Depth είναι θετική καθώς βρίσκονται κάτω από την στάθμη της θάλασσας, ενώ για πάνω από την στάθμη της θάλασσας χρησιμοποιείται αρνητικό πρόσημο. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αυτού του αρχείου δίνεται στην εικόνα 63.

<u>22.01160</u>	<u>longitude</u>	<u>38.32450</u>	<u>latitude</u>	<u>8.590</u>	<u>Depth</u>	<u>51</u>
1	---	23	---	1.9200		<i>pics per event</i>
<u>2</u>	---	23	---	3.4700		<i>1 column (1-P, 2-S)</i>
<u>1</u>	---	<u>12</u>	---	<u>3.0500</u>		<i>2 column (station number)</i>
1		207		2.4200		<i>3 column (travel time)</i>
1		11		3.1800		
2		11		6.3100		
1		141		3.1200		
2		141		5.7700		
1		155		4.4300		
2		155		7.4500		
1		219		4.2500		
2		219		7.3000		
1		217		5.7400		
2		217		10.2800		
1		47		6.2200		
2		47		10.6500		
1		137		7.8000		
2		137		15.1300		
1		136		8.8800		
2		136		15.5400		
1		149		9.5700		
2		149		18.0500		
1		73		9.7300		

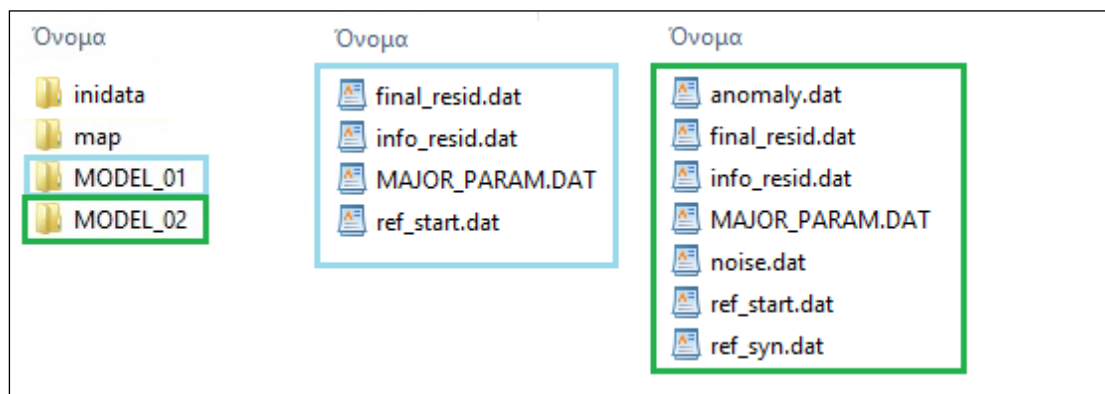
Εικόνα 62: Αρχείο rays.dat

<u>23.78450</u>	<u>longitude</u>	<u>37.96650</u>	<u>latitude</u>	<u>0.308000</u>	<u>Depth</u>
23.78450		37.96650		0.308000	
22.86920		37.89020		0.437000	
22.70020		37.40030		0.300000	
23.02130		38.69270		0.290000	
22.65900		38.76630		0.406000	
22.53220		38.41270		0.750000	
23.21180		37.47650		1.036000	
23.80630		38.44230		0.810000	
22.93970		39.40870		0.192000	
22.13980		38.39120		0.760000	
21.97850		38.24020		0.505000	
23.13820		38.35730		0.350000	
22.97670		37.97530		0.100000	
22.13170		39.01320		0.532000	
23.58750		38.70580		0.424000	
24.37920		38.05730		0.300000	
24.48720		37.17070		0.100000	
23.46620		39.16650		0.325000	

Εικόνα 63: Αρχείο stat\_ft.dat

### 3.2.3 Δομή υποφακέλων MODEL

Οι φάκελοι MODEL περιέχουν ξεχωριστά τα πραγματικά σε σχέση με τα συνθετικά δεδομένα. Πιο αναλυτικά, ο φάκελος “MODEL\_01” περιέχει πραγματικά δεδομένα ενώ ο φάκελος “MODEL\_02” περιέχει συνθετικά δεδομένα όπως φαίνεται και στην εικόνα 64.



**Εικόνα 64:** Περιεχόμενα φακέλων MODEL\_01 (γαλάζιο πλαίσιο) και MODEL\_02 (πράσινο πλαίσιο).

Ξεκινώντας με το αρχείο “MODEL\_01”, τα δύο πρώτα αρχεία “final\_resid.dat” και “info\_resid.dat” έχουν καταγραφμένες τις μεταβολές από το επίκεντρο που είναι ορισμένο. Επιπλέον στο δεύτερο αρχείο υπάρχει ο αριθμός των σεισμών που έγιναν στην περιοχή μελέτης καθώς και οι ακτίνες P και S που ανιχνεύθηκαν. Ακόμα αναφέρονται τα ποσοστά μεταβολής των P και S. Πιο συγκεκριμένα στο παρακάτω παράδειγμα υπάρχει ως αποτέλεσμα ότι για την περιοχή μελέτης χρησιμοποιήθηκαν για τα πραγματικά δεδομένα 2996 σεισμοί, 54.351 ακτίνες P και 34.852 ακτίνες S (εικόνα 65).

iter=	1	dtot_p=	0.421311855	red=	0.00000000
iter=	1	dtot_s=	0.482895583	red=	0.00000000
iter=	2	dtot_p=	0.318064392	red=	24.5061855
iter=	2	dtot_s=	0.383259863	red=	20.6329727
iter=	3	dtot_p=	0.308874667	red=	26.6874027
iter=	3	dtot_s=	0.371336579	red=	23.1020966
iter=	4	dtot_p=	0.303200275	red=	28.0342407
iter=	4	dtot_s=	0.366936713	red=	24.0132389
iter=	5	dtot_p=	0.301737070	red=	28.3815384
iter=	5	dtot_s=	0.362621248	red=	24.9069023
nsrces=	2996	nray_p=	54351	nray_s=	34852
Earthquakes		Rays_P		Rays_S	

**Εικόνα 65:** Αρχείο info\_resisd.dat για τα πραγματικά δεδομένα.

Οι πιο πολλές παράμετροι τοποθεσίας και αντιστροφής βρίσκονται στο αρχείο “MAJOR\_PARAM.DAT” το οποίο είναι οργανωμένο ανάλογα με το θέμα των

παραμέτρων. Το πιο σημαντικό όμως στο “MAJOR\_PARAM.DAT” είναι ότι περιλαμβάνονται οι συντεταγμένες του κέντρου περιοχής μελέτης. Ακολουθούν διάφορα δεδομένα όπως είναι τα στοιχεία κανάβου, οι παράμετροι αντιστροφής, οι παράμετροι μονοδιάστατου μοντέλου καθώς και οι παράμετροι τοποθεσίας σε μονοδιάστατο και τρισδιάστατο μοντέλο. Σημαντικό είναι να αναφερθεί ότι σε κάθε αρχείο του προγράμματος υπάρχει επεξήγηση δίπλα από τα δεδομένα, το οποίο καθιστά την διαχείριση του για αλλαγή παραμέτρων, πιο εύκολη (εικόνα 66).

Στην αρχή του αρχείου δηλαδή στην πρώτη παράγραφο (GENERAL INFORMATION) υπάρχουν γενικές πληροφορίες σχετικά με το αν το μοντέλο είναι πραγματικό ή συνθετικό, αν η αντιστροφή εκτελείται για Vp-Vs ή Vp-Vp/Vs, αν χρησιμοποιούνται όλα τα δεδομένα ή μόνο ένα μέρος από αυτά και αν εκτελείται οπτικοποίηση για το μονοδιάστατο μοντέλο.

Στην δεύτερη παράγραφο (AREA CENTER) τοποθετούνται οι καρτεσιανές συντεταγμένες τις περιοχής μελέτης, που στην συγκεκριμένη περίπτωση είναι Γεωγραφικό μήκος X (λ): 22.15 και γεωγραφικό πλάτος Y (φ): 38.80.

```

*****
GENERAL INFORMATION :
1 KEY 1: REAL; KEY 2: SYNTHETIC
1 KEY 1: Vp and Vs; KEY 2: Vp and Vp/Vs
0 KEY 0: all data, KEY 1: odd events, KEY 2: even events
1 Ref. model optimization (0-no; 1-yes)
*****
AREA_CENTER :
22.15 38.80 Center of conversion to XY
*****
ORIENTATIONS OF GRIDS :
4 number of grids
0 22 45 67 orientations
*****
INVERSION PARAMETERS :
40 1 LSQR iterations, iter_max
1 1. Weights for P and S models in the upper part
0.8 2.0 level of smoothing (P, S and crust)
0.0 0.0 regularization level (P, S and crust)

0.0001 0.0001 weight of the station corrections (P and S)
2.0 wzt_hor
2.0 wzt_ver
1.0 wzt time

```

**Εικόνα 66:** Απόσπασμα από το αρχείο MAJOR\_PARAM.DAT για τα πραγματικά δεδομένα, στο οποίο έχουν γίνει αλλαγές στις παραμέτρους ανάλογα με τα δεδομένα της εργασίας. Επίσης στο κόκκινο κουτάκι βρίσκονται οι γενικές πληροφορίες, στο μπλε έχει οριοθετηθεί η περιοχή μελέτης, στο πράσινο είναι τα στοιχεία κανάβου και στο κίτρινο οι παράμετροι αντιστροφής.

Στα στοιχεία κάναβου (ORIENTATIONS OF GRID) δεν εκτελούνται αλλαγές από τον χρήστη καθώς αναφέρεται η μείωση της επίδρασης του προσανατολισμού στο κάναβο, πραγματοποιώντας την αντιστροφή σε 4 κάναβους (number of grids), με διαφορετικούς προσανατολισμούς (0°, 22°, 45° και 67°). Στις παραμέτρους αντιστροφής (INVERSION PARAMETERS) αξίζει να αναφερθούν οι παράμετροι που βρίσκονται στην πρώτη γραμμή που δηλώνει τον αριθμό των επαναλήψεων αντιστροφής, αλλά και η δεύτερη παράγραφος η οποία δηλώνει την οριζόντια και κάθετη μετατόπιση πηγών καθώς και την διόρθωση του χρόνου προέλευσης που ρυθμίζονται από wzt\_hor, wzt\_ver και wzt\_time, αντίστοιχα (Koulakov, 2012).

Αφού πραγματοποιηθούν οι αναστροφές για διάφορους κάναβους με διαφορετικούς προσανατολισμούς, οι ανωμαλίες ταχύτητας αναπροσαρμόζονται σε ένα κανονικό τρισδιάστατο κάναβο (3D\_MODEL PARAMETERS). Τα όρια της περιοχής για παρεμβολή (interpolation) και η απόσταση του κάναβου κατά μήκος των X, Y και Z ορίζονται στις τρεις πρώτες γραμμές. Στην εικόνα 67, τα στοιχεία δείχνουν από -200 έως 200Km άρα η περιοχή ορίζεται στα 400Km. Η τέταρτη γραμμή εκφράζει την ελάχιστη απόσταση από τον πλησιέστερο κόμβο παραμετροποίησης. Εάν η απόσταση είναι μεγαλύτερη, αυτό το σημείο βρίσκεται εκτός της επιλυμένης περιοχής και η τιμή είναι μηδέν. Ο αλγόριθμος επιτρέπει την εξομάλυνση των ανωμαλιών ταχύτητας που ελέγχεται από την τελευταία παράμετρο.

```

*****
Parameters for 3D model with regular grid
*****
3D_MODEL PARAMETERS:
-200. 200. 4 xx1, xx2, dxx,
-200. 200. 4 yy1, yy2, dyy,
-5. 100. 5 zz1, zz2, dzz
15 distance from nearest node
0 Smoothing factor1

*****
Parameters for grid construction
*****
GRID_PARAMETERS:
-200. 200. 4. grid for ray density calculation (X)
-200. 200. 4. grid for ray density calculation (Y)
-5. 100. 5. min and max levels for grid
1 ! Grid type: 1: nodes, 2: blocks
3. !min distance between nodes in vert. direction
0.05 100.0 !plotmin, plotmax= maximal ray density, relative to
average
-3. !zupper: Uppermost level for the nodes

0.3 !dx= step of movement along x
0.3 !dz= step of movement along z

```

**Εικόνα 67:** Απόσπασμα από το αρχείο MAJOR\_PARAM.DAT για τα πραγματικά δεδομένα, στο οποίο έχουν γίνει αλλαγές στις παραμέτρους ανάλογα με τα δεδομένα της εργασίας. Επίσης στο κόκκινο κουτάκι βρίσκονται οι παράμετροι του τρισδιάστατου μοντέλου ενώ στο μπλε κουτάκι βρίσκονται οι παράμετροι του κάναβου με πιο σημαντικούς τους σημειωμένους με κίτρινο.

Επιπρόσθετα, οι ανωμαλίες 3D ταχύτητας υπολογίζονται σε κόμβους (GRID\_PARAMETERS). Σε αυτή τη μελέτη, οι κόμβοι εγκαθίστανται σε κατακόρυφα επίπεδα που απέχουν μεταξύ τους απόσταση  $X,Y = 4\text{Km}$ . Σε κάθε κατακόρυφο επίπεδο, οι κόμβοι κατανέμονται σύμφωνα με την πυκνότητα των ακτινών. Στις περιοχές με μικρό αριθμό ακτινών η απόσταση μεταξύ των κόμβων είναι μεγαλύτερη. Για να αποφευχθεί η υπερβολική συγκέντρωση κόμβων σε περιοχές με υψηλή πυκνότητα ακτινών, καθορίζεται η ελάχιστη απόσταση μεταξύ κόμβων που στην συγκεκριμένη περίπτωση είναι 3Km, η οποία είναι σημαντικά μικρότερη από ένα χαρακτηριστικό μέγεθος των αναμενόμενων ανωμαλιών. Ακολουθεί επεξηγηματική εικόνα 68, πάνω στις παραμέτρους που αναφέρθηκαν.

Στο αρχείο “ref\_start.dat” παρέχονται πληροφορίες για το μοντέλο ταχυτήτων. Η πρώτη γραμμή δείχνει τον λόγο  $V_p/V_s$  και ακολουθούν οι κάθετες στήλες που εκφράζουν με αντίστοιχη σειρά το βάθος - την ταχύτητα  $V_p$  - την ταχύτητα  $V_s$ . Αν ο λόγος  $V_p/V_s$  είναι μηδέν τότε η ταχύτητα  $S$  ορίζεται σύμφωνα με την τρίτη κολώνα των παρακάτω γραμμών. Αλλιώς η ταχύτητα  $S$  μπορεί να υπολογιστεί από τις ταχύτητες  $P$  (δεύτερη κολώνα) σε συνδυασμό του λόγου  $V_p/V_s$ . Ακολουθεί παράδειγμα στην εικόνα 68.

1.79	Ratio vp/vs	
-1.000	4.8	2.682
4.200	5.7	3.184
7.000	6.100	3.408
11.500	6.300	3.520
16.500	6.500	3.631
35.000	7.800	4.358
80.000	8.100	4.525
Depth, km	$V_p$	$V_s$

**Εικόνα 68:** Αρχείο ref\_start.dat.

Όσον αφορά το αρχείο “MODEL\_02” ο αλγόριθμος LOTOS, παρέχει στον χρήστη ένα ευρύ φάσμα επιλογών για την πραγματοποίηση διάφορων συνθετικών δοκιμών. Έτσι, το αρχικό μοντέλο μπορεί να οριστεί με τέσσερεις διαφορετικούς τρόπους (Κουλακόν, 2012):

1. Ανωμαλίες Σκακιέρας, στο οριζόντιο επίπεδο (οριζόντιες φέτες συγκεκριμένων βαθών),
2. Οριζόντιες ανωμαλίες, συγκεκριμένων τιμών,
3. Κάθετες ανωμαλίες, ορισμένες σε συγκεκριμένες τομές,
4. Ανωμαλίες σκακιέρας, καθορισμένες για κάθετες τομές.

Τα χρονικά υπόλοιπα των συνθετικών δοκιμών, υπολογίζονται από την ανίχνευση ακτινών μεταξύ των υποκέντρων και των σταθμών, όπως γίνεται αντίστοιχα στο πραγματικό σύστημα παρατήρησης. Άρα όπως, στην αντιστροφή πραγματικών δεδομένων, έτσι και εδώ χρησιμοποιείται ο αλγόριθμος κάμψης της σεισμικής ακτίνας.

**Στην παρούσα εργασία** η πραγματοποίηση συνθετικών δοκιμών θα γίνει με τον **τρόπο 1** δηλαδή των ανωμαλιών σκακιέρας.

Όσον αφορά την οργάνωση των φακέλων για τη συνθετική προτυποποίηση (MODEL\_02) παραμένει ίδια με την αντίστοιχη της πραγματικής. Βέβαια, στον φάκελο προστίθενται τρία ακόμα αρχεία, όπως φαίνεται στην εικόνα 64 (<http://www.ivan-art.com/science/LOTOS>):

1. “anomaly”, όπου περιέχει την περιγραφή ανωμαλιών του συνθετικού μοντέλου,
2. “noise.dat”, όπου υπάρχει το σχήμα και το πλάτος του θορύβου που πρόκειται να προστεθεί στα συνθετικά δεδομένα,
3. “ref\_syn.dat”, όπου περιέχει την μονοδιάστατη κατανομή ταχύτητας για το συνθετικό μοντέλο.

Πιο αναλυτικά:

➤ Αρχείο noise.dat

Για την παραγωγή του θορύβου “noise.dat”, ο αλγόριθμος Τομογραφίας Τοπικής κλίμακας LOTOS, παρέχει δύο επιλογές:

- α) Επιλογή δεδομένων από αντιστροφή πραγματικών δεδομένων και
- β) την χρησιμοποίηση ενός αρχείου με τυχαίες τιμές.

Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα φαίνεται στην παρακάτω εικόνα, όπου αναπαρίσταται ένα τμήμα του αρχείου ελέγχου παραμέτρων κατά το στάδιο της συνθετικής προτυποποίησης:

```
1) type of noise 1: random, 2: from real data
0.2 0.30      level of noise for P and S data
0            in percents, partition of outliers
10.         times larger than the normal noise
0.          Amplitude of error at the stations
*****
```

Εικόνα 69: Αρχείο noise.dat.

Στην παραπάνω εικόνα 69, χρησιμοποιούνται στοιχεία, πολλαπλασιαζόμενα κατά έναν παράγοντα (=0.2) για τα P και κατά (=0.3) για τα S, ώστε αυτά να χρησιμοποιηθούν ως θόρυβος.

➤ Αρχείο anomaly

Στην περίπτωση μίας πρότυπης σκακιέρας, θα πρέπει να εισαχθεί ο αριθμός 1 στην πρώτη γραμμή του αρχείου ελέγχου παραμετροποίησης στο αρχείο anomaly.dat .

Στην εικόνα 70, τόσο οι P όσο και οι S ανωμαλίες έχουν πλάτος  $\pm 11-12\%$  (anom\_P, anom\_S). Το μέγεθος των ανωμαλιών κατά μήκος των αξόνων X, Y και Z, ορίζεται από την επιλογή dxanom (20km), dyanom (20km), και dzanom (100km). Το κενό μεταξύ των τετραγώνων, στα οποία έχει οριστεί η ανωμαλία, καθορίζεται από το dxempty (0,5km), dyempty (0,5km), and dzempty (0km). Σε αυτή την περίπτωση, το πλάτος της ανωμαλίας είναι ίδιο μέχρι το βάθος των 100km. Τέλος το μοντέλο θα οριστεί με την μορφή



ανωμαλιών σκακιέρας στο οριζόντιο επίπεδο αφού όπως φαίνεται και στην εικόνα 70 υπάρχει η επιλογή 1.

```

1 1 - board, 2 - horiz. anom, 3 - vert. anom
-----
11.00 P-anomalies anom_P
-800. 800. 20.0 0.5 dxanom dxempty
-800. 800. 20.0 0.5 dyanom dyempty
-10. 100. 100. 0.0 dzanom dzempty
12.00 S-anomalies anom_S
-800. 800. 20.0 0.5 dxanom dxempty
-800. 800. 20.0 0.5 dyanom dyempty
-10. 100. 100. 0.0 dzanom dzempty

```

**Εικόνα 70:** Αρχείο anomaly.dat όπου εισάγεται η παραμετροποίηση κατά την αντιστροφή των συνθετικών δεδομένων με τη μορφή σκακιέρας.

### 3.2.4 Αρχείο Sethor

Στον φάκελο DATA→ ATTICA\_2 εκτός από τα αρχεία που αναλύθηκαν παραπάνω και όπως φαίνεται και στην εικόνα 60, σημαντικό ρόλο για την σωστή εκτέλεση του προγράμματος παίζουν τα αρχεία sethor και setver τα οποία ορίζουν τις παραμέτρους περιοχής και είναι ίδια για όλα τα μοντέλα .

```

4          Number of sections
5 10 15 25  Depths of sections
-0.8 1.70 0.03 -0.7 0.6 0.03] fi1, fi2, dfi, tet1, tet2, dtet
7.5       distance from nearest node
0         Smoothing factor1          Number of summary

```

**Εικόνα 71:** Αρχείο sethor.dat όπου στο μοβ πλαίσιο καθορίζεται ο αριθμός τομών, στο μπλε τα βάθη των τομών, στο πράσινο τα όρια παραθύρου, στο κίτρινο η απόσταση από τον κόμβο και στο πορτοκαλί η ομαλοποίηση της απεικόνισης.

Σ' αυτό το αρχείο καθορίζεται ο αριθμός και τα βάθη των τομών. Στη συγκεκριμένη περίπτωση όπως φαίνεται και στην εικόνα 71, θα ληφθούν 4 τομές σε επιλεγμένα από το χρήστη βάθη των 5-10-15-25Km. Επομένως τα αποτελέσματα της παρούσας μελέτης θα φτάσουν σε βάθος έως και 25Km από την επιφάνεια της Γης. Επίσης, ορίζονται και τα όρια παραθύρου με βάση το κέντρο της μελέτης περιοχής που έχει τεθεί ήδη στο MAJOR\_PARAM.DAT, το οποίο είναι γεωγραφικό μήκος (longitude): 22,15 και γεωγραφικό πλάτος (latitude): 38,80. Στο συγκεκριμένο παράδειγμα και σύμφωνα με τις παραμέτρους (Longitude: -0,8 και +1,70 , Latitude: -0,7 και 0,6) όπως δείχνει στο πράσινο πλαίσιο της εικόνας 71, το γεωγραφικό μήκος θα ορίζεται από 21,35 έως 23,85 ενώ το γεωγραφικό πλάτος από 38,1 έως 39,4. Τέλος αναγράφεται η απόσταση από τον κόμβο και η παράμετρος ομαλοποίησης.



### 3.2.5 Αρχείο Setver

Αντίστοιχο αρχείο με το sethor είναι και το setvet με την μόνη διαφορά ότι υπάρχουν διαφορετικοί παράμετροι.

```
2          Number of different sections
21.5000000000 38.7500000000 23.5000000000 38.7500000000
22.7500000000 38.4000000000 22.7500000000 38.4000000000
3.0 distance from section for visualization of events
2.5          dx
0 25 5      zmin,zmax,dz
10          Marks for indication of position of section
8          Distance to the nearest node
0          Smoothing factor
1          If 0, no sources are visualized
```

**Εικόνα 72:** Αρχείο setver.dat όπου στο πράσινο πλαίσιο υπάρχει ο αριθμός τομών ενώ στο κόκκινο είναι οι συντεταγμένες.

Σ' αυτό το αρχείο σημαντικό είναι να τεθούν ο αριθμός τομών (2 στην συγκεκριμένη περίπτωση) καθώς και οι συντεταγμένες αρχής και τέλους δηλαδή αναγράφονται ως λαρχής – φαρχής – λτέλους – φτέλους. Στην θέση του dx ορίζεται η οριζόντια απόσταση μεταξύ των προφίλ ενώ στην θέση zmin, zmax, dz ορίζονται τα κάθετα όρια. Οι άλλοι παράμετροι αναφέρονται κυρίως στο σχεδιαστικό κομμάτι του αλγόριθμου όπως για παράδειγμα είναι η πλησιέστερη απόσταση από τον κόμβο, η ομαλοποίηση και αν είναι επιθυμητή η ύπαρξη υποκέντρων (εικόνα 72).

### 3.3 Εκκίνηση Προγράμματος

Αφού έχει δημιουργηθεί ο φάκελος της περιοχής που θα μελετηθεί, με τα απαραίτητα δεδομένα και με τις αλλαγές παραμέτρων που κρίνονται αναγκαίες, ως τελευταίο βήμα του αλγόριθμου LOTOS είναι να «τρέξουν» τα δεδομένα, ώστε να εξάγουν τα δεδομένα.

Στο αρχείο all\_areas.dat, εισάγονται τα ονόματα των αρχείων περιοχής – μοντέλου καθώς και ο αριθμός επαναλήψεων όπως διακρίνεται στην εικόνα 73.

```
1: name of the area (any 8 characters)
2: name of the model (any 8 characters)
3: number of iterations
*****
ATTICA 2 MODEL_01 3
```

**Εικόνα 73:** Αρχείο all\_areas.dat όπου στην αρχή δηλώνεται η περιοχή, αμέσως μετά το μοντέλο και τέλος οι επαναλήψεις (Koulakov 2012).

Στην συγκεκριμένη περίπτωση έχει τεθεί για εκτέλεση, ο φάκελος της περιοχής μελέτης για το πραγματικό μοντέλο (MODEL\_01) που περιέχει τα πραγματικά δεδομένα και υπάρχει η εντολή να εκτελεστούν σε 3 επαναλήψεις. Στην συνέχεια, είναι απαραίτητο να υπάρχουν τα ίδια στοιχεία και στο αρχείο model.dat. Στο αρχείο αυτό συμπληρώνεται το

όνομα της περιοχής, το όνομα του μοντέλου, οι επαναλήψεις και οι κάρτες που θα απεικονιστούν τα αποτελέσματα.

ΑΤΤΙΚΑ_2	Name of the area
MODEL_01	Name of the model
3	Iterations
4	Grids

**Εικόνα 74:** Αρχείο model.dat, στο κόκκινο - το όνομα περιοχής, στο πράσινο - όνομα μοντέλου, στο μπλε - οι επαναλήψεις και στο μοβ - οι κάρτες.

Άρα σύμφωνα με τις παραπάνω εντολές η απεικόνιση ορίζεται για το MODEL\_01, για την περιοχή ΑΤΤΙΚΑ\_2 για 3 επαναλήψεις (εικόνα 74). Τα αποτελέσματα λαμβάνονται σε 4 διαφορετικούς κάρτες σ' έναν χάρτη.

Έτσι το πρόγραμμα αρχίζει να "τρέχει" μέσω του αρχείου "START.BAT" και εξάγει αποτελέσματα όπως PNG εικόνες, SRF αρχεία καθώς και GRD, BLN αρχεία που τοποθετούνται στον φάκελο TMP\_files. Μέσω αυτών των αρχείων δημιουργούνται εικόνες στο πρόγραμμα SURFER.

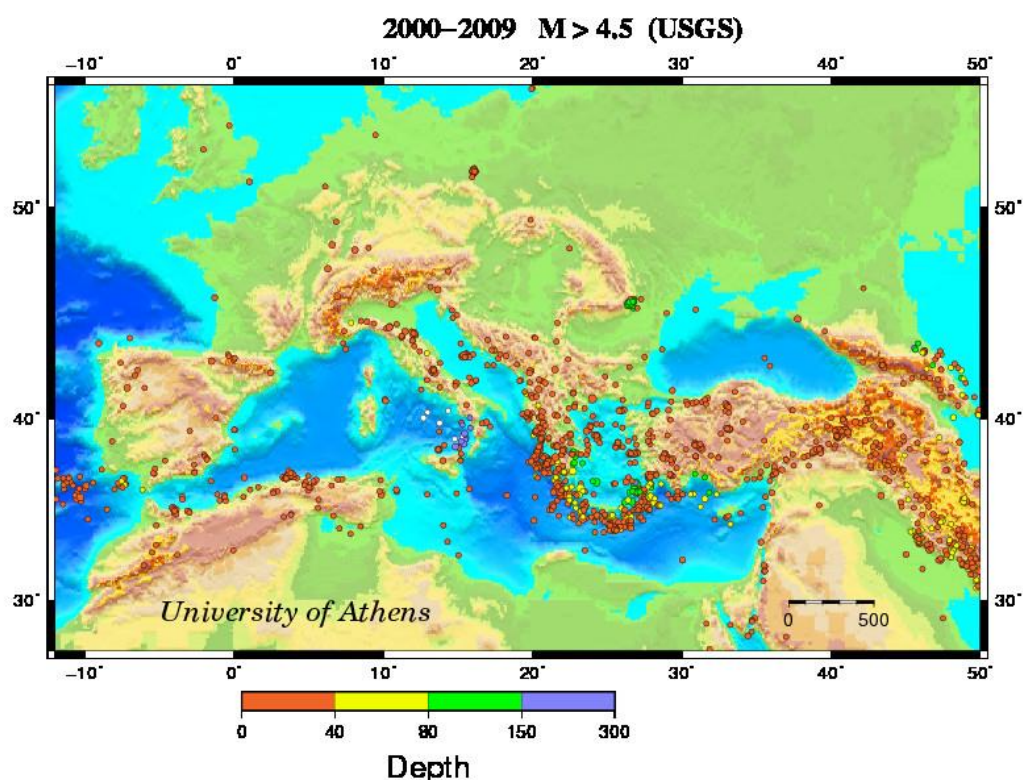
Ακριβώς η ίδια διαδικασία επαναλαμβάνεται ξανά με την μόνη διαφορά ότι γίνεται αλλαγή στα αρχεία all\_areas.dat και model.dat όπου το MODEL\_01 αντικαθίσταται με το MODEL\_02 αφού στόχος είναι να "τρέξουν" και τα συνθετικά δεδομένα. Τέλος προσοχή πρέπει να δοθεί στο ότι τα αρχεία TMP\_files (που περιέχουν τα πραγματικά αποτελέσματα από την προηγούμενη διαδικασία) θα αντικατασταθούν με τα συνθετικά δεδομένα μόλις "τρέξει" το πρόγραμμα.

Στην παρούσα εργασία, χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα SURFER για την απεικόνιση των αρχείων GRD, τόσο για τα πραγματικά όσο και για τα συνθετικά δεδομένα. Έτσι τα αποτελέσματα έδειξαν την πορεία των κυμάτων P, των κυμάτων S αλλά και του λόγου  $V_p/V_s$  σε βάθος 5km-10km-15km-20km, τα οποία θα αναλυθούν στο επόμενο κεφάλαιο.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 - ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ – ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

### 4.1 Σεισμικότητα περιοχής

Ο Ελληνικός χώρος χαρακτηρίζεται από έντονη σεισμική δράση (εικόνα 75), με επιφανειακούς και ενδιάμεσου βάθους σεισμούς. Οι περισσότεροι σεισμοί λαμβάνουν χώρα κατά μήκος μιας τοξοειδούς ζώνης στο εξωτερικό ιζηματογενές τόξο (Δυτική Αλβανία - Ιόνιο Πέλαγος - Κρήτη – Κάρπαθος - Ρόδος - ΝΔ Τουρκία). Οι σεισμοί αυτοί σχετίζονται με την καταβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική πλάκα. Επιπλέον σεισμική δραστηριότητα παρατηρείται και στον χώρο του Β. Αιγαίου και στο ΒΔ άκρο του ρήγματος της Ανατολίας. Στην ηπειρωτική - Κεντρική Ελλάδα τα σεισμικά επίκεντρα συγκεντρώνονται κατά μήκος των τεκτονικών βυθισμάτων με πιο σημαντικά τον Κορινθιακό Κόλπο καθώς και τον Πατραϊκό Κόλπο.



**Εικόνα 75:** Σεισμολογικός χάρτης με σεισμούς μεγέθους  $M_w > 4$  για το χρονικό διάστημα 2000-2009 (<http://dggsl.geol.uoa.gr/>).

Η παρατηρούμενη σεισμική δραστηριότητα οφείλεται και σε φυσικές αιτίες που βρίσκονται στο εσωτερικό της Γης, δηλαδή τεράστιες δυνάμεις που ασκούνται στα πετρώματα των επιφανειακών στρωμάτων αυτής. Αποτέλεσμα των δυνάμεων αυτών είναι η συνεχής ελαστική παραμόρφωση των πετρωμάτων και η συσσώρευση μέσα σε αυτά μεγάλων ποσών δυναμικής ενέργειας. Ακόμα αναπτύσσονται, σημαντικές τάσεις μέσα στα πετρώματα, οι οποίες συνεχώς αυξάνουν και όταν υπερβούν την αντοχή του πετρώματος σε ορισμένη θέση, αυτό σπάει και πραγματοποιείται απότομη κίνηση δύο τεμαχίων σε ορισμένη διεύθυνση μιας επιφάνειας, η οποία χωρίζει το πέτρωμα σε δύο τεμάχια. Στην περιοχή μελέτης, υπάρχουν διάφορα τεκτονικά ρήγματα με μεγαλύτερο σε έκταση αυτό της Αταλάντης.

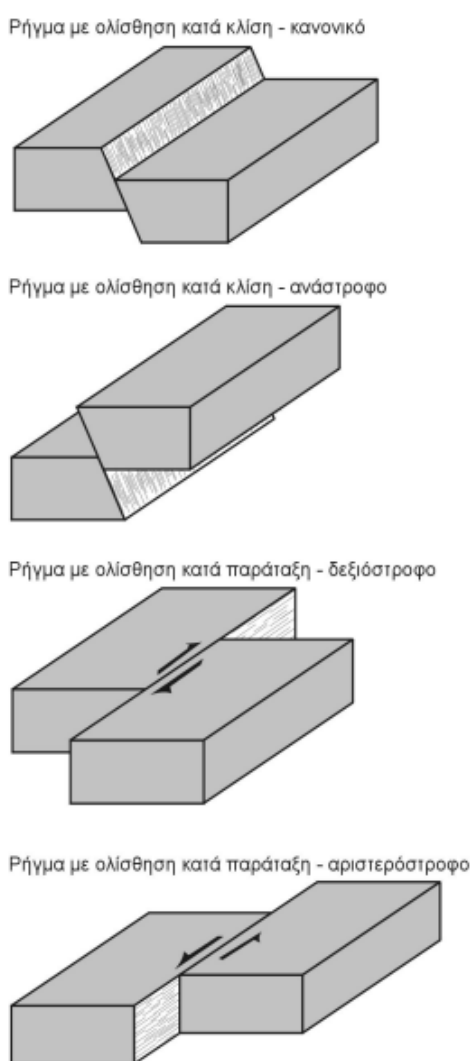
Ο μηχανισμός γένεσης ενός σεισμού, ορίζεται ως ο καθορισμός του προσανατολισμού του επιπέδου του ρήγματος (παράταξη, κλίση), της κατεύθυνσης ολίσθησης πάνω στο ρήγμα (γωνία ολίσθησης) και της διεύθυνσης των κυρίων συνιστωσών τάσης (διεύθυνση και κλίση της μέγιστης συμπίεσης και μέγιστου εφελκυσμού). Με άλλα λόγια είναι ο τρόπος διάρρηξης των πετρωμάτων στην εστία του σεισμού, καθώς και το σύστημα των δυνάμεων και τάσεων που επιδρούν στη σεισμική εστία. Η διάρρηξη των πετρωμάτων αρχίζει όταν δημιουργούνται ελαστικά κύματα που διαδίδονται προς όλες τις διευθύνσεις. Αυτά τα κύματα φθάνουν στην επιφάνεια της Γης και καταγράφονται από τους σεισμολογικούς σταθμούς που υπάρχουν στην επιφάνεια της Γης (Τσελέντης Α. 2016). Τις τελευταίες δύο δεκαετίες εφαρμόζεται μία τεχνική η οποία βασίζεται στη μοντελοποίηση όλου ή τμήματος της καταγραφής ενός σεισμικού κύματος (π.χ. επιμήκους, εγκάρσιου, επιφανειακού) και η οποία είναι πιο αποτελεσματική.

Οι πρώτες προσπάθειες καθορισμού του μηχανισμού γένεσης ισχυρών σεισμών στο χώρο του Αιγαίου έγιναν κατά το τέλος της δεκαετίας του 1950 και κατά τη δεκαετία του 1960 (Hodgson and Cook 1956, Παπαζάχος 1961) και η πρώτη στατιστική επεξεργασία των λύσεων αυτών έγινε περί το τέλος της δεκαετίας του 1960 (Parazachos and Delibasis 1969). Αποτελέσματα της έρευνας αυτής, είναι η εύρεση νέων στοιχείων τα οποία ισχύουν μέχρι και σήμερα, όπως είναι κυρίως η διαπίστωση ότι στο ανατολικό άκρο του Ελληνικού τόξου υπάρχει μεγάλο ρήγμα με έντονη αριστερόστροφη συνιστώσα (μηχανισμός γένεσης του μεγάλου σεισμού,  $M = 7.2$ , που έγινε στις 24 Απριλίου 1957 ανατολικά της Ρόδου, (Παπαζάχος 1961) και ότι τα ρήγματα κατά μήκος του κυρτού μέρους του Ελληνικού τόξου (Ελληνική τάφρος) είναι ανάστροφα με καταβύθιση του ωκεάνιου τμήματος (ανατολική Μεσόγειος) κάτω από το ηπειρωτικό (Αιγαίο) τμήμα (Parazachos and Delibasis 1969). Καθοριστική βελτίωση στον καθορισμό αξιόπιστων μηχανισμών γένεσης ισχυρών σεισμών έδωσε η χρήση σεισμικών καταγραφών μακράς περιόδου σειсмоγράφων. Ο McKenzie (1970,1972) με βάση τέτοιες λύσεις μηχανισμών διαπίστωσε για πρώτη φορά την ύπαρξη εφελκυστικού πεδίου με διεύθυνση βορρά - νότου στο Αιγαίο, δηλαδή ότι η λιθόσφαιρα του Αιγαίου επεκτείνεται κατά τη διεύθυνση βορρά - νότου. Έτσι ο McKenzie (1970, 1972, 1978) διατύπωσε την άποψη ότι η ενεργός τεκτονική του Αιγαίου καθορίζεται όχι μόνο από τις κινήσεις των μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών (Ευρασιατικής, Αφρικανικής) αλλά και από τις κινήσεις μικροπλάκων (μικροπλάκες Αιγαίου, Ανατολίας, Απουλίας).

Για τον καθορισμό του μηχανισμού γένεσης ενός σεισμού χρησιμοποιούνται πληροφορίες από τα σειсмоγράμματα. Παρατηρούνται οι φορές των πρώτων κινήσεων, που οφείλονται στα επιμήκη σεισμικά κύματα, οι οποίες παρουσιάζουν αζιμουθιακή κατανομή γύρω από την εστία. Η κατανομή αυτή εξαρτάται κυρίως από τον προσανατολισμό του ρήγματος αλλά και από την διεύθυνση διάρρηξης. Στις δύο κατακορυφή στερεές γωνίες που σχηματίζει το επίπεδο του ρήγματος και το επίπεδο το κάθετο στην διεύθυνση ολίσθησης (βοηθητικό επίπεδο) η πρώτη κίνηση, που οφείλεται στα P κύματα, είναι συμπίεση (C) ενώ στις άλλες δύο κατακορυφή στερεές γωνίες η πρώτη κίνηση είναι αραιώση (D). Έτσι όταν η πρώτη κίνηση των επιμήκων κυμάτων αναγράφεται ως συμπίεση (από κάτω προς τα πάνω) στους κατακόρυφους σειсмоγράφους των σταθμών που βρίσκονται στις δυο κατά κορυφή γωνίες του επιπέδου του ρήγματος και του βοηθητικού επιπέδου (που είναι κάθετο προς τη διεύθυνση ολίσθησης), και ως αραιώση (από πάνω προς τα κάτω) από τους

κατακόρυφους σειсмоγράφους των σταθμών που βρίσκονται στις δυο άλλες κατά κορυφή γωνίες (Παπαζάχος Β.Κ, Καρακαϊσής Γ.Φ, Χατζηδημητρίου Π.Μ. 2005).

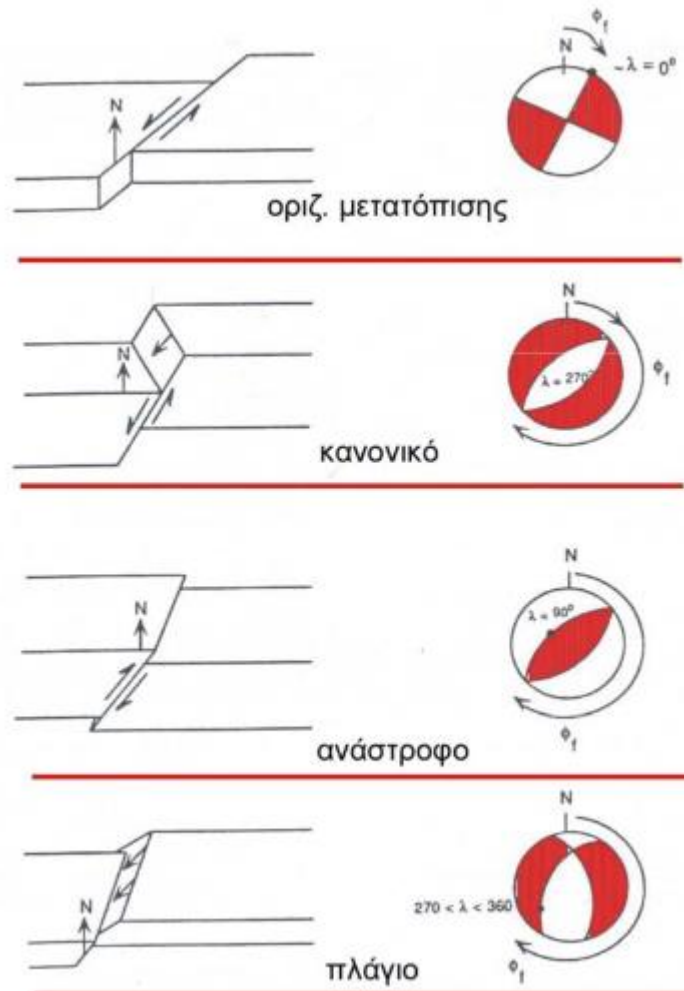
Το είδος διάρρηξης καθορίζεται από την διεύθυνση και φορά της σχετική κίνησης των δύο πλευρών του ρήγματος. Έτσι παριστάνονται τέσσερα είδη διάρρηξης. Το παρακάτω σχήμα (εικόνα 76) παριστάνει κανονική διάρρηξη και ανάστροφη διάρρηξη. Κανονική λέγεται η διάρρηξη κατά την οποία η πάνω πλευρά ενός κεκλιμένου ρήγματος κινείται προς τα κάτω ενώ ανάστροφη λέγεται η διάρρηξη κατά την οποία η πάνω πλευρά του ρήγματος κινείται προς τα πάνω. Ακόμα παριστάνονται η δεξιόστροφη και αριστερόστροφη διάρρηξη. Δεξιόστροφη είναι η οριζόντια διάρρηξη κατά την οποία η μία πλευρά του ρήγματος φαίνεται κινούμενη από αριστερά προς τα δεξιά, όταν παρατηρείται από την άλλη πλευρά του ρήγματος ενώ αριστερόστροφη είναι η αντίθετη φορά διάρρηξη.



**Εικόνα 76:** Βασικά είδη διάρρηξης

Ο μηχανισμός γένεσης στους χάρτες εμφανίζεται με το σύμβολο "beach ball", το οποίο είναι η προβολή σε οριζόντιο επίπεδο του κάτω ημισφαιρίου μιας θεωρητικής σφαίρας (της εστιακής σφαίρας), η οποία περιβάλλει την εστία (εικόνα 77). Επιπλέον ο προσανατολισμός του πεδίου των τάσεων κατά τη στιγμή της διάρρηξης καθορίζει τη

διεύθυνση της ολίσθησης. Στα σύμβολα αυτά οι κόκκινες περιοχές περιέχουν τη συνιστώσα του εφελκυσμού (tension axis - T), που αντιπροσωπεύει την διεύθυνση ελάχιστης συμπιεστικής τάσης, ενώ οι λευκές περιοχές περιέχουν τη συνιστώσα θλίψης (pressure axis - P), που αντιπροσωπεύει τη διεύθυνση της μέγιστης συμπίεσης (<http://www.gein.noa.gr/HTML/WEB-EDU/focal-mechanism.htm>).



**Εικόνα 77:** Χαρακτηριστικά παραδείγματα ρηγμάτων (αριστερά) και αντίστοιχων ισηβαδικών προβολών τους (δεξιά). Διακρίνονται ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, ένα κανονικό, ένα ανάστροφο και ένα πλάγιο ρήγμα. (τροποποιημένο από Lay & Wallace 1995).

Στην συνέχεια θα αναλυθούν οι μεγάλων μεγεθών σεισμοί που έχουν γίνει στην περιοχή μελέτης και καταγράφηκαν στην ιστορία. Αρκετοί είναι αυτοί που συνέβησαν στα παλιότερα χρόνια και εξακολουθούν να συμβαίνουν. Ο παλιότερος και μεγαλύτερος σεισμός που έχει καταγραφεί, της τάξεως των 6,4 Richter έλαβε χώρα το 105 π.χ. στην Σκάρφεια Φθιώτιδας σύμφωνα με τους Παπαζάχος Β. Κ. και Α. Β. Παπαζάχου, (2003).

Στην περιοχή μελέτης έχουν αναφερθεί και άλλοι σεισμοί από τα παλιά έτη με μεγάλα μεγέθη μερικοί εκ των οποίων παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα 1 μέχρι την χρονολογία του 1980. (Παπαζάχος Β. Κ. και Α. Β. Παπαζάχου, 2003):



No	Περιοχή	Γεωγραφικό Πλάτος	Γεωγραφικό Μήκος	Έτη και Μεγέθη Σεισμών
1	Άγραφα	39.10	21.65	1514 (6.0), 1566 (6.4), 1966 (6.2)
2	Σοφάδες	39.24	22.24	1954 (7.0)
3	Φάρσαλα	39.30	22.54	1743 (6.6), 1773 (6.4), 1957 (6.8)
4	Ν. Αγχίαλος	39.29	22.96	1864 (6.0), 1955 (6.2), 1980 (6.5)
5	Λαμία	38.89	22.17	1545 (6.8)
6	Σκάρφεια Φθιώτιδας	38.79	22.80	426π.Χ. (7.0), 105 (6.4), 551 (6.8), 1740 (6.6)
7	Γραβιά Φωκίδος	38.68	22.32	1852 (6.0)
8	Τιθορέα	38.58	22.67	226π.Χ. (6.4)
9	Ορχόμενος Βοιωτίας	38.49	23.07	427π.Χ. (6.0)
10	Αταλάντη	38.57	23.25	1894 (7.0)
11	Ναύπακτος	38.39	21.94	551 (6.5), 1703 (6.1), 1714 (6.3), 1756 (6.8), 1769 (6.8), 1831 (6.0), 1909 (6.2), 1917 (6.0)
12	Γαλαξείδι	38.32	22.68	996 (6.8), 1147 (6.5), 1660 (6.4), 1794 (6.7) 1970 (6.2)
13	Δελφοί	38.50	22.54	279π.Χ. (6.4), 361 (6.8), 551 (6.8), 1580 (6.8), 1870 (6.8)
14	Ερέτρια Εύβοιας	38.39	23.83	198π.Χ. (6.4), 1417 (6.4), 1694 (6.2), 1726 (6.0), 1785 (6.0), 1874 (6.0)

**Πίνακας 1:** Μεγάλου μεγέθους σεισμοί ταξινομημένοι με βάση την γεωγραφική περιοχή από το 105π.Χ μέχρι και το 1980 (Παπαζάχος Β. Κ. και Α. Β. Παπαζάχου 2003).

Εντυπωσιακό είναι ότι στην Σκάρφεια Φθιώτιδας με τον σεισμό του 426π.Χ έχει καταγραφτεί ένα από τα πιο καταστρεπτικά τσουνάμια στον Μαλιακό Κόλπο. Σημαντικό σεισμό όπως ήδη έχει αναφερθεί στην ιστορία αποτέλεσε του 1894 (Απρίλιος 27) στην Αταλάντη Φθιώτιδας, (M=7.0 R) οποίος αναφέρθηκε σε σχέση με τα γεωλογικά και

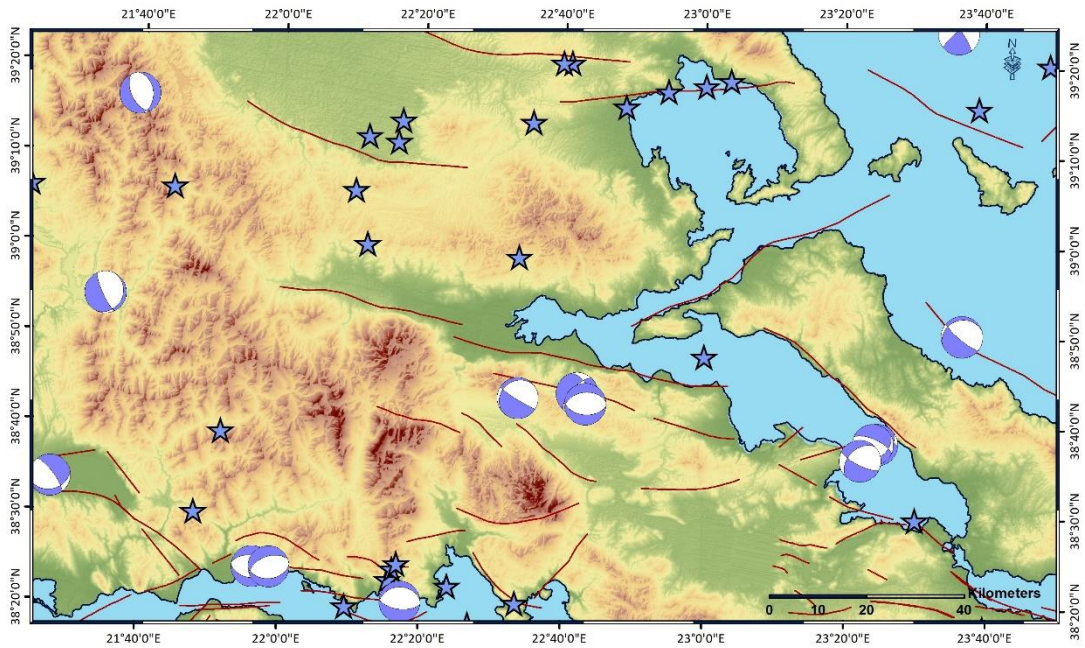
τεκτονικά στοιχεία στο προηγούμενο κεφάλαιο. Πριν από αυτόν προηγήθηκε ένας προσεισμός στις 20 Απριλίου μεγέθους 6.6 στην Μαλεσίνα Μαρτίνο. Αυτοί οι σεισμοί ερήμωσαν όλες τις κοινότητες της Λοκρίδας. Υπήρχαν πολλές καταστροφές αλλά και 255 νεκροί. Η περιοχή Οπούντων Λοκρών έπαθε καθίζηση ενώ πολλές ήταν οι κατολισθήσεις και οι μεταβολές των νερών στα πηγάδια. Η περιοχή της μερικής καταστροφής περιλαμβάνει τις επαρχίες Λιβαδειάς, Θήβας, Χαλκίδας και Ξηροχωρίου (Παπαζάχος, Β. Κ. και Α. Β. Παπαζάχου 2003).

Ωστόσο και στο πρόσφατο χρόνο, σημαντικοί είναι οι σεισμοί που έδρασαν σε διάφορες περιοχές (πίνακας 2). Πιο συγκεκριμένα μερικοί από αυτούς για το διάστημα 2006-2019 της τάξης άνω των 5 Richter είναι οι εξής :

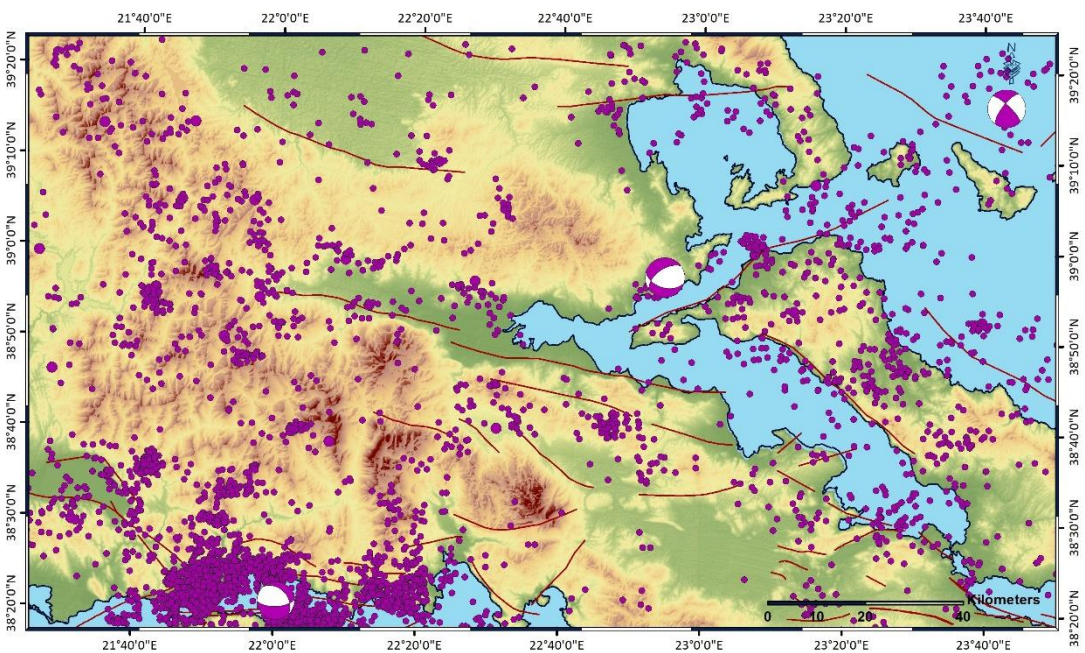
No	Περιοχή	Έτη και Μεγέθη Σεισμών
1	Σκιάθος	2006 (5.0), 2008 (5.2)
2	Μεσολόγγι	2007 (5.0)
3	Καρπενήσι	2007 (5.2)
4	Λαμία	2008 (5.1)
5	Αίγιο	2010 (5.1)
6	Αταλάντη	2013 (5.3), 2013 (5.2)
7	Χαλκίδα	2014 (5.2), 2014 (5.1), 2015 (5.2)
8	Καρδίτσα	2018 (5.1)
9	Άμφισσα	2019 (5.1)

**Πίνακας 2:** Μεγάλοι μεγέθους σεισμοί ταξινομημένοι με βάση την γεωγραφική περιοχή για το διάστημα 2006-2019 της τάξης άνω των 5 Richter (Παπαζάχος Β. Κ. και Α. Β. Παπαζάχου 2003).

Αναλυτικοί χάρτες κατανομών σεισμικότητας και μηχανισμών γένεσης παρουσιάζονται στις εικόνες 78, 79, 80, 81, 82, 83 και 84.

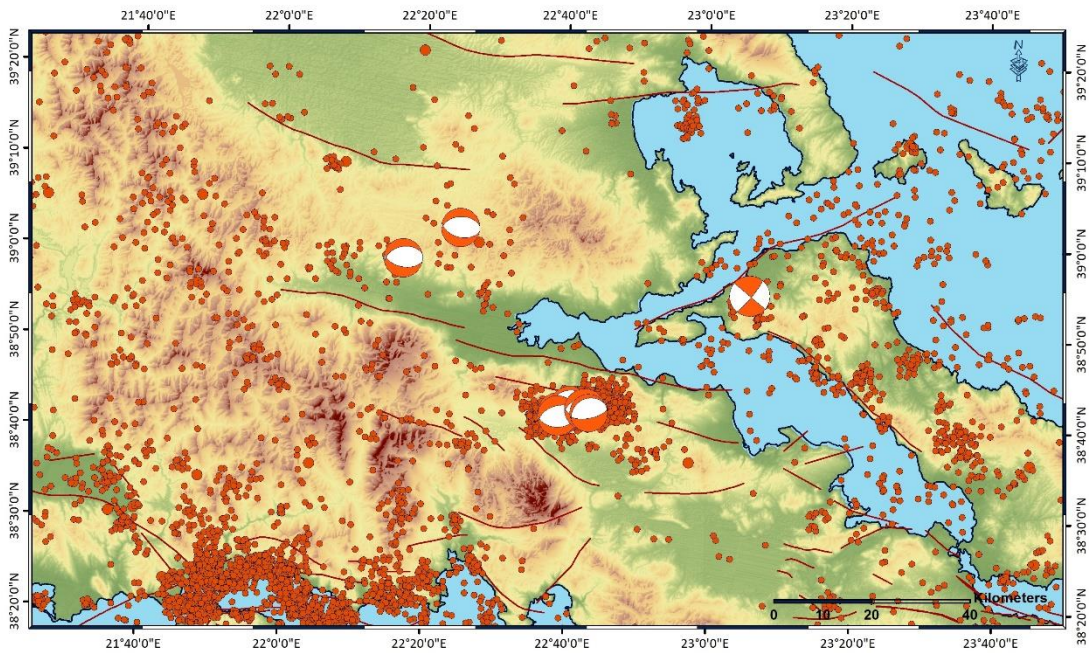


**Εικόνα 78:** Σεισμοί για το διάστημα 1900-2009, με μέγεθος μεγαλύτερο από  $M_w > 5,5$  Richter και μηχανισμοί γένεσης για το ίδιο χρονικό διάστημα.

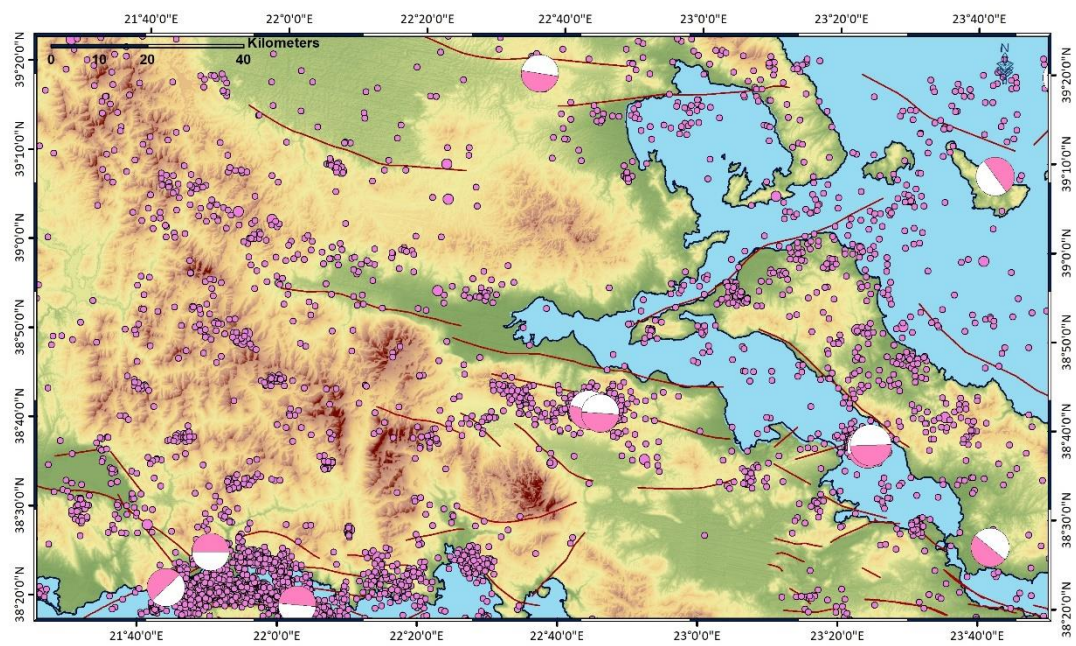


**Εικόνα 79:** Σεισμοί για το έτος 2012, με μέγεθος μεγαλύτερο από  $M_w > 5,5$  Richter και μηχανισμοί γένεσης για το ίδιο χρονικό διάστημα.



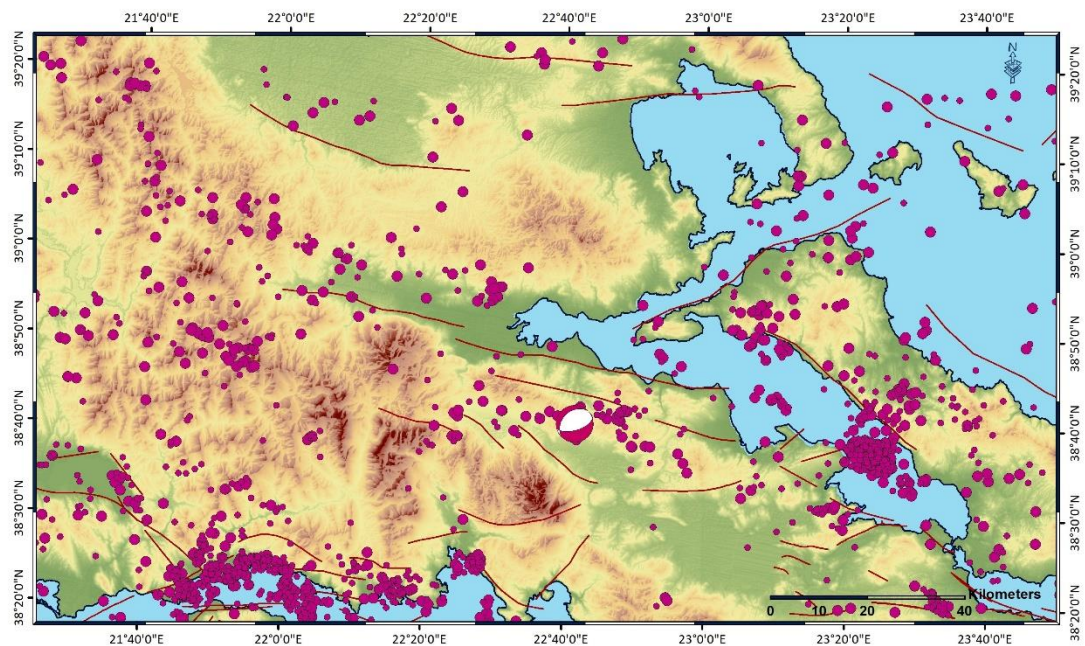


**Εικόνα 80:** Σεισμοί για το έτος 2013, με μέγεθος μεγαλύτερο από  $M_w > 5,5$  Richter και μηχανισμοί γένεσης για το ίδιο χρονικό διάστημα.

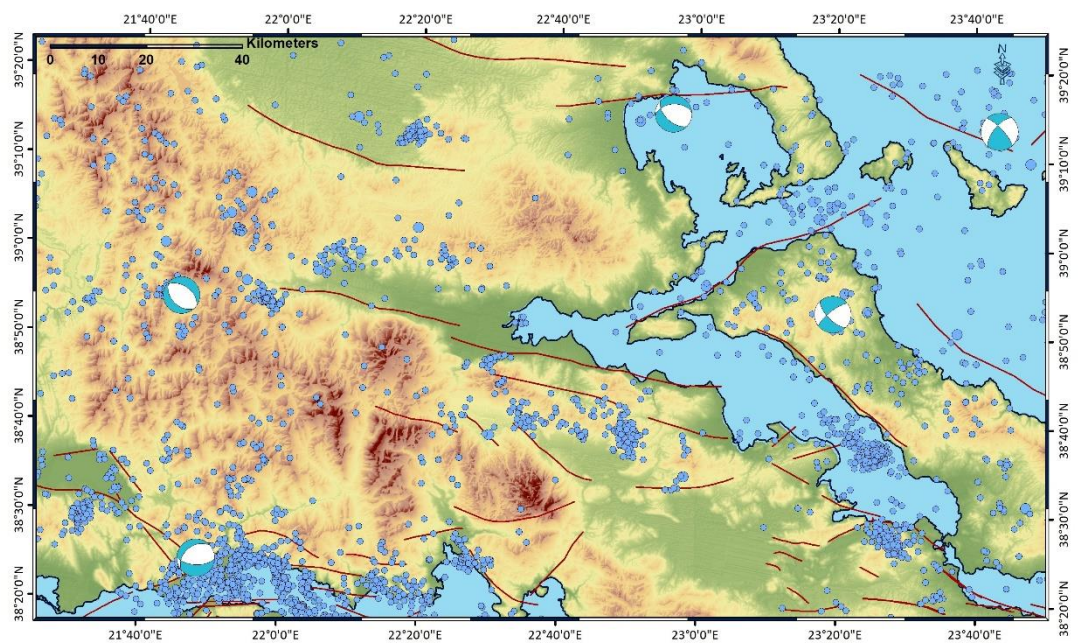


**Εικόνα 81:** Σεισμοί για το έτος 2014, με μέγεθος μεγαλύτερο από  $M_w > 5,5$  Richter και μηχανισμοί γένεσης για το ίδιο χρονικό διάστημα.

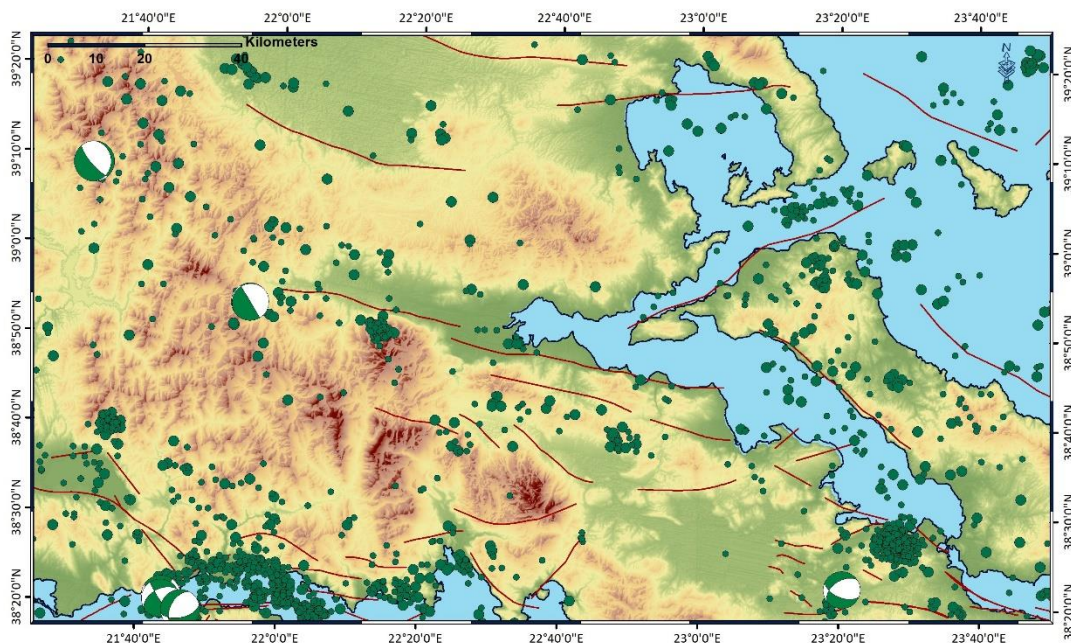




**Εικόνα 82:** Σεισμοί για το έτος 2015, με μέγεθος μεγαλύτερο από  $M_w > 5,5$  Richter και μηχανισμοί γένεσης για το ίδιο χρονικό διάστημα.



**Εικόνα 83:** Σεισμοί για το έτος 2016, με μέγεθος μεγαλύτερο από  $M_w > 5,5$  Richter και μηχανισμοί γένεσης για το ίδιο χρονικό διάστημα.



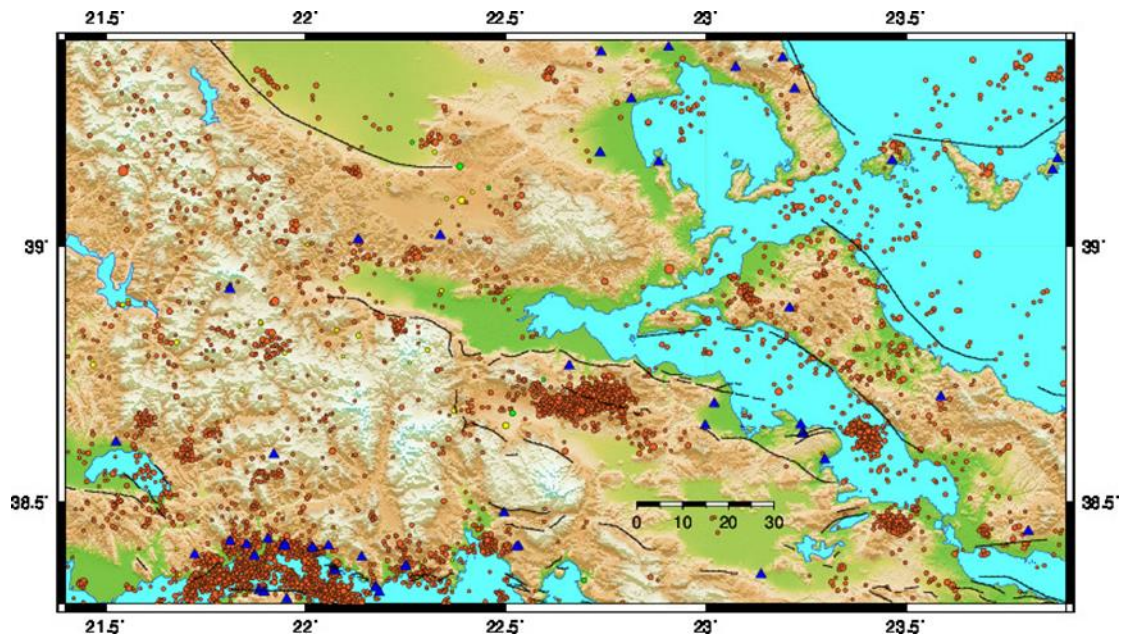
**Εικόνα 84:** Σεισμοί για το έτος 2017, με μέγεθος μεγαλύτερο από  $M_w > 5,5$  Richter και μηχανισμοί γένεσης για το ίδιο χρονικό διάστημα.

Όπως ήδη αναφέρθηκε, σκοπός της σεισμικής τομογραφίας είναι η παραγωγή τρισδιάστατων απεικονίσεων (3D) του εσωτερικού της δομής της Γης ελαχιστοποιώντας τις διαφορές μεταξύ θεωρητικών και παρατηρήσιμων μετρήσεων επί των χρόνων διαδρομής των σεισμικών γεγονότων. Σημαντική είναι και η χαρτογράφηση ανωμαλιών, μεγάλης ή μεσαίας κλίμακας που παράγονται από θερμοδυναμικές διεργασίες στον μανδύα, άνοδο μανδυακού υλικού και κινήσεις καταδυόμενων πλακών.

Στην παρούσα εργασία αναλύονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν έπειτα από την τρισδιάστατη σεισμική αντιστροφή του διαθέσιμου πακέτου δεδομένων σε τοπική κλίμακα, όπου γίνεται η παρακολούθηση των χωρο-χρονικών μεταβολών των ταχυτήτων κυμάτων χώρου και του λόγου ( $V_p/V_s$ ). Τα δεδομένα (χρόνοι διαδρομής σεισμικών κυμάτων χώρου, P και S) προέρχονται από το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής - Γεωθερμίας του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών από το 2012-2017. Η εφαρμογή της τρισδιάστατης σεισμικής αντιστροφής (3D) πραγματοποιήθηκε σε ποικίλα τεκτονικά καθεστώτα (εφελκυσμού, συμπίεσης και οριζόντιας ολίσθησης) και γεωλογικά περιβάλλοντα (ιζηματογενείς λεκάνες, ηφαιστειακές και μεταμορφωσιγενείς περιοχές).

Η τεχνική της «παθητικής» σεισμικής τομογραφικής διερεύνησης βρίσκει εφαρμογή σε σεισμικά ενεργές περιοχές. Η περιοχής μελέτης των παρακάτω αποτελεσμάτων απεικονίζεται στην εικόνα 85.





**Εικόνα 85:** Περιοχή μελέτης, στην οποία απεικονίζονται οι σεισμολογικοί σταθμοί (μπλε τρίγωνα) καθώς και οι σεισμοί (πορτοκαλί κύκλοι) που έχουν λάβει δράση στο διάστημα 2012-2017.

Η κατανομή των σεισμικών γεγονότων στον Ελλαδικό χώρο, σε συνδυασμό με την αζιμουθιακή κάλυψη που παρέχει το Ενοποιημένο Εθνικό Δίκτυο Σειсмоγράφων (Ε.Ε.Δ.Σ) προσφέρει επαρκή κάλυψη σε σεισμικές ακτίνες κυμάτων χώρου. Η προκύπτουσα κατανομή των σεισμικών ακτίνων τόσο των επιμήκων όσο και των εγκάρσιων κυμάτων ήταν άκρως ικανοποιητική, με εξαίρεση πολύ περιορισμένης έκτασης περιοχές λόγω έλλειψης σεισμικών γεγονότων είτε απουσίας σεισμολογικών σταθμών.

Παρακάτω θα γίνει παράθεση των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από την 3D σεισμική αντιστροφή τοπικής κλίμακας στην περιοχή μελέτης με δεδομένα από τον ενιαίο κατάλογο των ετών 2012-2017 με σκοπό την ανίχνευση ρηξιγενών ζωνών. Επιπλέον θα παρατεθούν τα αποτελέσματα συνθετικών δοκιμών σκακιέρας, όπου θα γίνει ο έλεγχος της αξιοπιστίας της διαδικασίας 3D αντιστροφής των πραγματικών σεισμικών δεδομένων.

#### **4.2 Αντιστροφή σεισμικών δεδομένων**

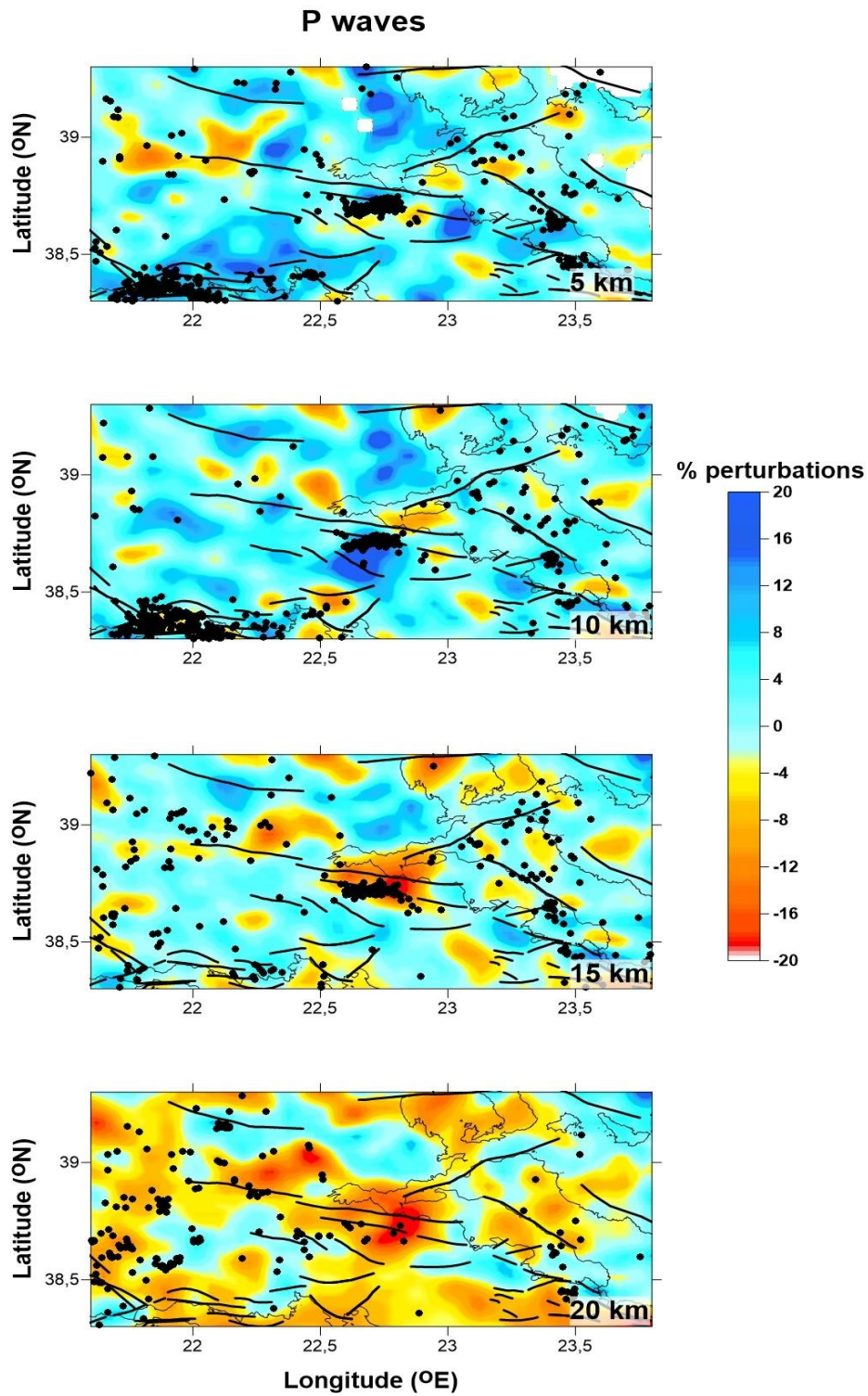
Για την πραγματοποίηση της Σεισμικής Τομογραφίας τοπικής κλίμακας στην περιοχή που απεικονίζεται στην εικόνα 85 επιλέχθηκαν 2996 σεισμικά γεγονότα, με 54351 και 34852 ακτίνες επιμήκων και εγκάρσιων κυμάτων αντίστοιχα. Το παράθυρο που επιλέχθηκε προς μελέτη περιλαμβάνει τις περιοχές της Βοιωτίας, της Φθιώτιδας και της Βόρειας Εύβοιας, οι οποίες χαρακτηρίζονται από την εναλλαγή ορεινών όγκων και λεκανών που οριοθετούνται από σημαντικές ρηξιγενείς ζώνες.

Η γεωλογική δομή της Κεντρικής Ελλάδας κυριαρχείται από μία σειρά κλιμακωτών κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης από ΒΔ-ΝΑ έως ΔΒΔ-ΑΝΑ, όπως αυτών της Λαμίας-Καμένων Βούρλων-Αρκίτας, Ρεγγενίου-Αταλάντης-Μαρτίνου και Αμφίκλειας, τα οποία ελέγχουν τόσο την τοπογραφία όσο και το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής. Η

δραστηριοποίηση αυτών των δομών έχει δώσει πολύ καταστρεπτικούς σεισμούς οι οποίοι έλαβαν χώρα το 426 π.Χ, 106, 551 και 1894 (Ambraseys and Jackson, 1990, Gaki-Papanastassiou et al., 1996, Papazachos and Papazachou, 1997). Η περιοχή της Αταλάντης θεωρείται ως μία από τις μεγαλύτερες ρηξιγενείς ζώνες στην Κεντρική Ελλάδα καθώς αποτελείται από επιμέρους ρήγματα (ανάλυση στο 1ο κεφάλαιο).

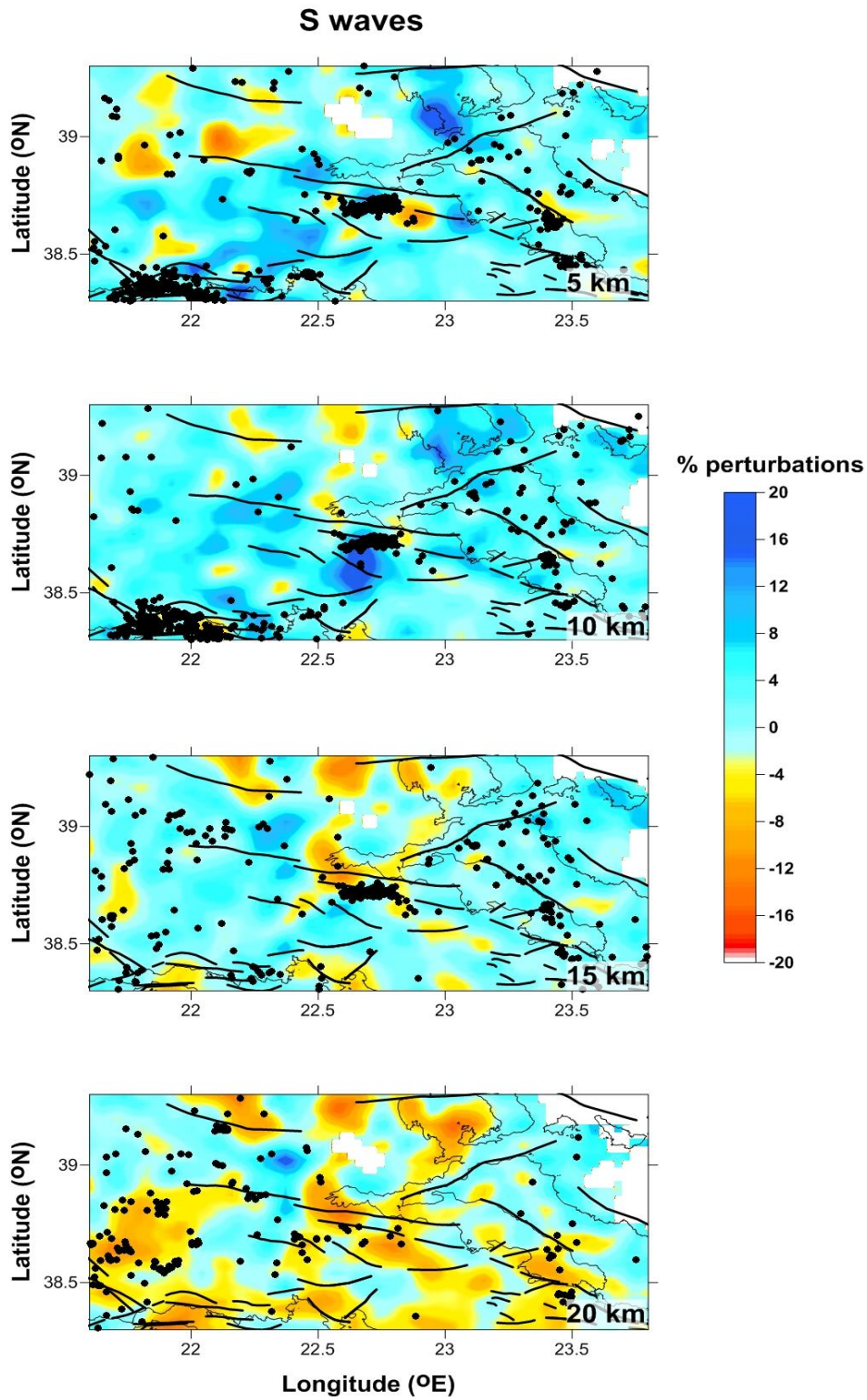
Όπως ήδη έχει αναφερθεί στο 2ο κεφάλαιο, οι ταχύτητες P και S έχουν σημαντικό ρόλο στον διαχωρισμό της υγρής φάσης. Έτσι στα αποτελέσματα που έχουμε παρακάτω οι υψηλές τιμές P κυρίως μας δείχνουν πληρωμένες λεκάνες με νερό. Οι περιοχές κυρίως του οπισθοτόξου, περιλαμβάνουν τις Τεταρτογενείς ιζηματογενείς λεκάνες όπως είναι η περιοχή της Βόρειας Εύβοιας και η λεκάνη απορροής του Σπερχειού ποταμού οι οποίες ανήκουν και στα γεωθερμικά πεδία του οπισθοτόξου. Στα μεγάλα βάθη μεγαλύτερη έκταση καταλαμβάνουν οι χαμηλές τιμές των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων, τα οποία προΐδεάζουν τις ασυνέχειες, τα ρήγματα τα οποία βαίνουν από χαμηλή ταχύτητα σε υψηλή και λόγω της αύξησης της πίεσης όσο αυξάνεται το βάθος.

Τα συγκεκριμένα μορφολογικά στοιχεία αναδεικνύονται από την κατανομή των ανωμαλιών σεισμικών ταχυτήτων, καθώς και του λόγου  $V_p/V_s$  (εικόνες 86, 87, 89), λόγω της έντονης διαφοροποίησης σε χημική σύσταση και συνεκτικότητα αυτών των σχηματισμών, η οποία μαρτυρά την αλλαγή της επικρατούσας γεωλογικής δομής. Στα παρακάτω αποτελέσματα που ακολουθούν, παρατηρείται η εναλλαγή του λόγου  $V_p/V_s$  σε εύρος βαθών 5-20km. Γενικότερα, παρατηρείται ως επί το πλείστον μεγαλύτερη έκταση με χαμηλές τιμές του λόγου  $V_p/V_s$  σε σχέση με τις υψηλές.



**Εικόνα 86:** Απεικόνιση των αποτελεσμάτων των τρισδιάστατων (3D) ανωμαλιών των επιμήκων κυμάτων (P waves) για επιλεγμένα βάθη των 5, 10, 15 και 20Κμ (χρονικό διάστημα 2012-2017).





**Εικόνα 87:** Απεικόνιση των αποτελεσμάτων των τρισδιάστατων (3D) ανωμαλιών των εγκάρσιων κυμάτων (S waves) για επιλεγμένα βάρη των 5, 10, 15 και 20Κμ (χρονικό διάστημα 2012-2017).

Παρατηρείται ότι, όσο αυξάνεται το βάθος στην περιοχή της Αταλάντης εξακολουθούν να υπάρχουν χαμηλές ταχύτητες αλλά υπάρχει και σταδιακή αύξηση του λόγου  $V_p/V_s$ . Λόγω των υψηλών ταχυτήτων είναι εύκολο να διακριθεί η κοιλάδα του Σπερχειού. Τα πετρώματα του υποβάθρου της λεκάνης Σπερχειού συνίστανται από σχιστόλιθους, ασβεστόλιθους, δολομίτες, οφιολίθους - σχιστοκερατολίθους και από φλύσχη. Τα πετρώματα του υποβάθρου διαχωρίζονται υδρογεωλογικά σε περατούς σχηματισμούς (ασβεστόλιθοι-δολομίτες), σε ημιπερατούς (ιζήματα φλύσχη) και αδιαπέρατους σχηματισμούς (σχιστόλιθοι, οφιολίθοι, σχιστοκερατόλιθοι). Οι περατοί σχηματισμοί που εμφανίζονται στην περιοχή είναι Μεσοζωικοί ασβεστόλιθοι, δολομίτες του Κρητιδικού και Ιουρασικού της Υποπελαγονικής ενότητας και της ενότητας Παρνασσού – Γκιώνας (Σωτηροπούλου Κ, 2012). Ο Σπερχειός ποταμός που πηγάζει από τις Δυτικές ζώνες, διατρέχει όλη τη λεκάνη και εκβάλλει στο Μαλιακό κόλπο.

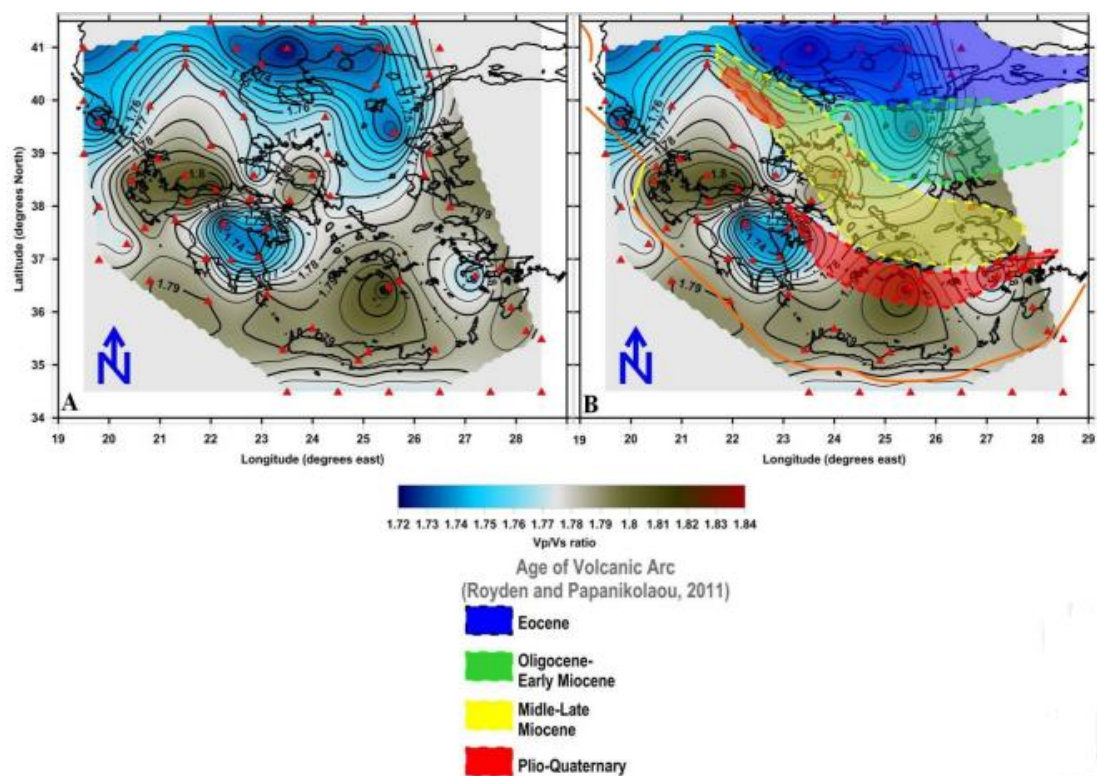
Η δραστηριοποίηση του κανονικού ρήγματος των Καρυών (Niemi, 1990) στην Φθιώτιδα, οδηγεί στις εντονότερες αντιθέσεις θετικών (ανερχόμενο τέμαχος) και αρνητικών ανωμαλιών (κατερχόμενο τέμαχος) στο βόρειο πέρασ της περιοχής μελέτης, στα όρια με τον Βόρειο Ευβοϊκό Κόλπο. Βορειότερα, στην περιοχή του βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, τα ρήγματα κοντά στη Λοκρική ακτή, καθώς και τα αντιθετικά ρήγματα μικρού άλματος ανοιχτά του Κανδηλίου (Mettos et al., 1991, Galanakis et al., 1998, Palyvos et al., 2005, Alevizos et al., 2009), επιδρούν στην δομή των ταχυτήτων του ανώτερου φλοιού (<10km), παράγοντας μία ζώνη αρνητικών ανωμαλιών (-6%) ΒΔ-ΝΑ διευθύνσεως εντός του τεκτονικού βυθίσματος.

Η ζώνη χαμηλών ταχυτήτων, σε επιμήκη και εγκάρσια κύματα, εμφανίζεται και στις τέσσερις οριζοντιογραφίες με μέση διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ, με τιμές ανωμαλιών από -6 έως -10%. Η συγκεκριμένη περιοχή μπορεί να συσχετιστεί με τις λεκάνες της Κωπαΐδας και Κάτω Τιθορέας, οι οποίες έχουν πληρωθεί με ιζήματα Πλειοκαινικής και Ολοκαινικής ηλικίας και το νότιο πέρασ τους οριοθετείται από την δράση κανονικών ρηγμάτων, όπως αυτών της Μαριολάτας, Τιθορέας και του Λαφισιού (Roberts and Ganas, 2000, Valkaniotis, 2009), όπου μάλιστα γίνεται αντιληπτή η εντονότερη αντίθεση μεταξύ θετικών και αρνητικών ανωμαλιών.

Οι υψηλές τιμές  $V_p/V_s$  (εικόνα 89) που διακρίνονται στις λεκάνες της Κωπαΐδας και Κάτω Τιθορέας, όπως επίσης στις εκβολές του Σπερχειού και εντός του τεκτονικού βυθίσματος του Βορείου Ευβοϊκού, υποδεικνύει πως η περιοχή περιλαμβάνει μεγάλο πάχος ασύνδετων, κατακερματισμένων σύγχρονων σχηματισμών, οι οποίοι είναι κορεσμένοι σε νερό, όπως φαίνεται και από τις αρνητικές τιμές ανωμαλιών στα επιμήκη και εγκάρσια κύματα. Αντίστοιχα, οι χαμηλές τιμές  $V_p/V_s$  δικαιολογούνται λόγω της επίδρασης του παλιού ηφαιστειακού τόξου, το οποίο προσδίδει μεγάλη πίεση στο εσωτερικό της Γης με αποτέλεσμα να χαρακτηρίζεται από αέρια φάση, το οποίο αναλύεται παρακάτω. Στα σημεία που υπάρχει υψηλός λόγος  $V_p/V_s$  στα μικρά βάθη 5-10km, σημαίνει ότι υπάρχει νερό, το οποίο μειώνει τον συντελεστή τριβής και έτσι αυξάνεται η σεισμικότητα.

Στον Ελληνικό χώρο η κατανομή του λόγου  $V_p/V_s$  έχει ένα χαρακτηριστικό μοτίβο. Πιο συγκεκριμένα έχει χαμηλές τιμές, βόρεια, εκεί που ο φλοιός είναι παλαιότερης ηλικίας (Ροδόπη, Κεντρική Μακεδονία), λίγο πιο υψηλό σε περιοχές όπου συμμετείχαν ή γειτνιάζαν με το Άνω-Μειόκαινο Ηφαιστειακό τόξο (Καμμένα Βούρλα, Αιδηψός, Νότια Εύβοια, Βόρειες Κυκλάδες, Χίος) (εικόνα 88), με κυκλοφορία ρευστών μέσης ενθαλπίας

κατά μήκος κύριων ρηξιγενών ζωνών και σχετικά υψηλό σε έντονα κατακερματισμένες περιοχές (Ιόνιοι Νήσοι,, Τριχωνίδα, Κορινθιακός) και στο σύγχρονο ηφαιστειακό τόξο (Σουσακι, Μέθανα, Μήλος, Σαντορίνη, Νίσυρος, Κως) λόγω της κυκλοφορίας υδροθερμικών ρευστών υψηλής ενθαλπίας (Καρακωνσταντής Α. 2017).

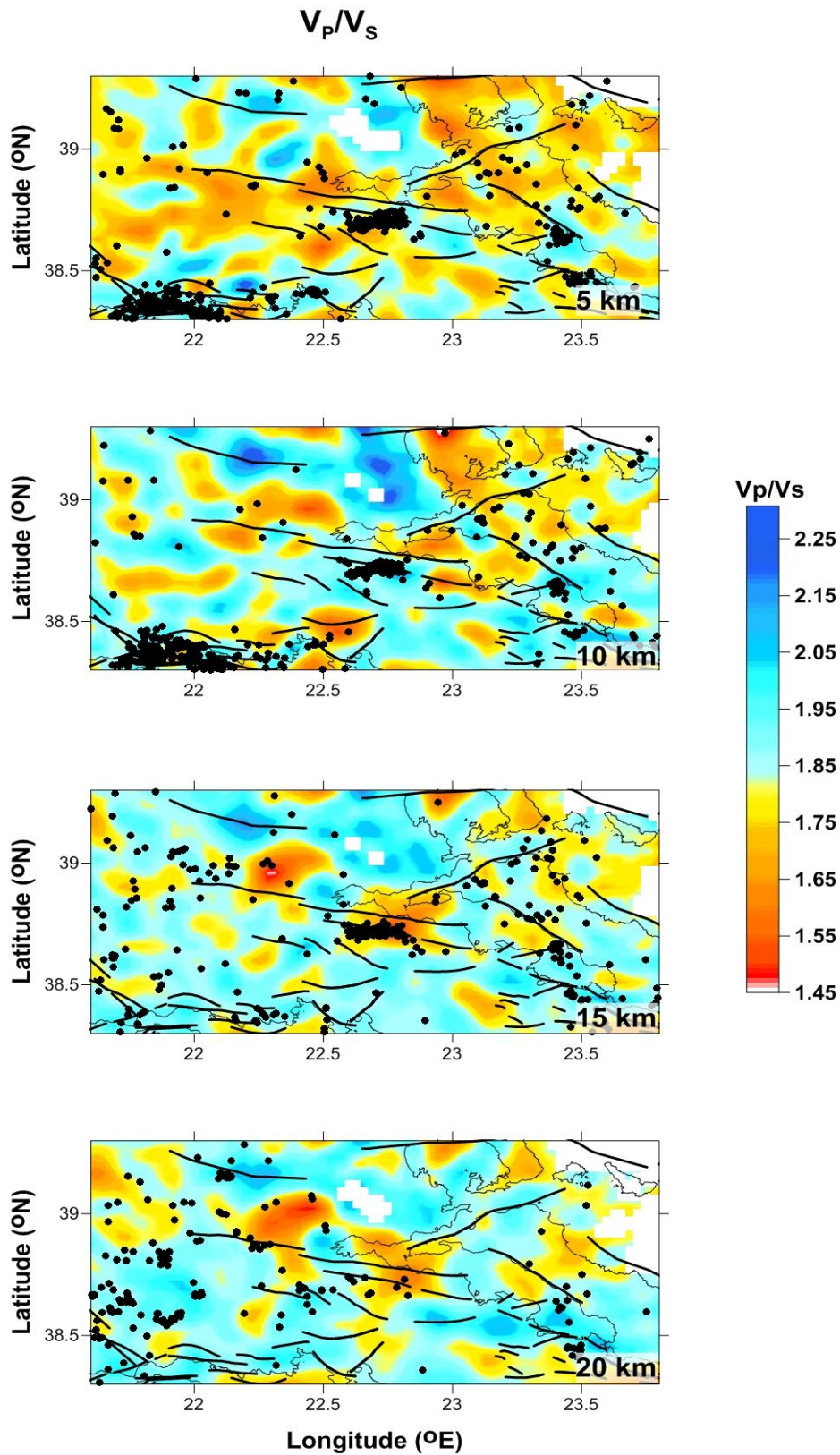


**Εικόνα 88:** Α.Κατανομή του λόγου  $V_p/V_s$  με υπέρθεση των κόμβων (ερυθρά τρίγωνα) για τους οποίους λήφθηκε τιμή από τα επιλεγμένα τοπικά 1-Δ μοντέλα ταχυτήτων [Καρακωνσταντής, 2017] Β. Υπέρθεση των ηφαιστειακών τόξων από το Ηώκαινο έως και σήμερα [Royden and Papanikolaou, 2011].

Σύμφωνα με τα παραπάνω γίνεται κατανοητό ότι υπάρχει μια παραμένουσα θερμότητα λόγω του παλιού ηφαιστειακού τόξου το οποίο μπορεί να αποδειχθεί στην περιοχή της Εύβοιας λόγω των θερμών πηγών που υπάρχουν και σύμφωνα πάντα με βάση την τεκτονική της.

Σχετικά με την τεκτονική, η βόρεια Εύβοια είναι μια μακρόστενη χέρσα έκταση με γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, που ορίζεται δυτικά από την τάφρο του βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, βόρεια από το διάυλο των Ωρεών, ενώ ανατολικά ένα σύστημα ρηγμάτων την χωρίζει με το Αιγαίο πέλαγος. Σύμφωνα με δεδομένα μικροτεκτονικών αναλύσεων (Μέττος & Ροντογιάννη, 1991) η τεκτονική δομή της περιοχής αποδίδεται στην ύπαρξη δύο εφελκυστικών φάσεων παραμόρφωσης και μιας φάσης συμπίεσης ή οριζόντιας μετατόπισης.





**Εικόνα 89:** Απεικόνιση των αποτελεσμάτων της 3-Δ ανωμαλιών του λόγου  $V_p/V_s$  σε επιλεγμένες οριζοντιογραφίες, εύρους βαθών από 5-20 km για το χρονικό διάστημα 2012-2017.

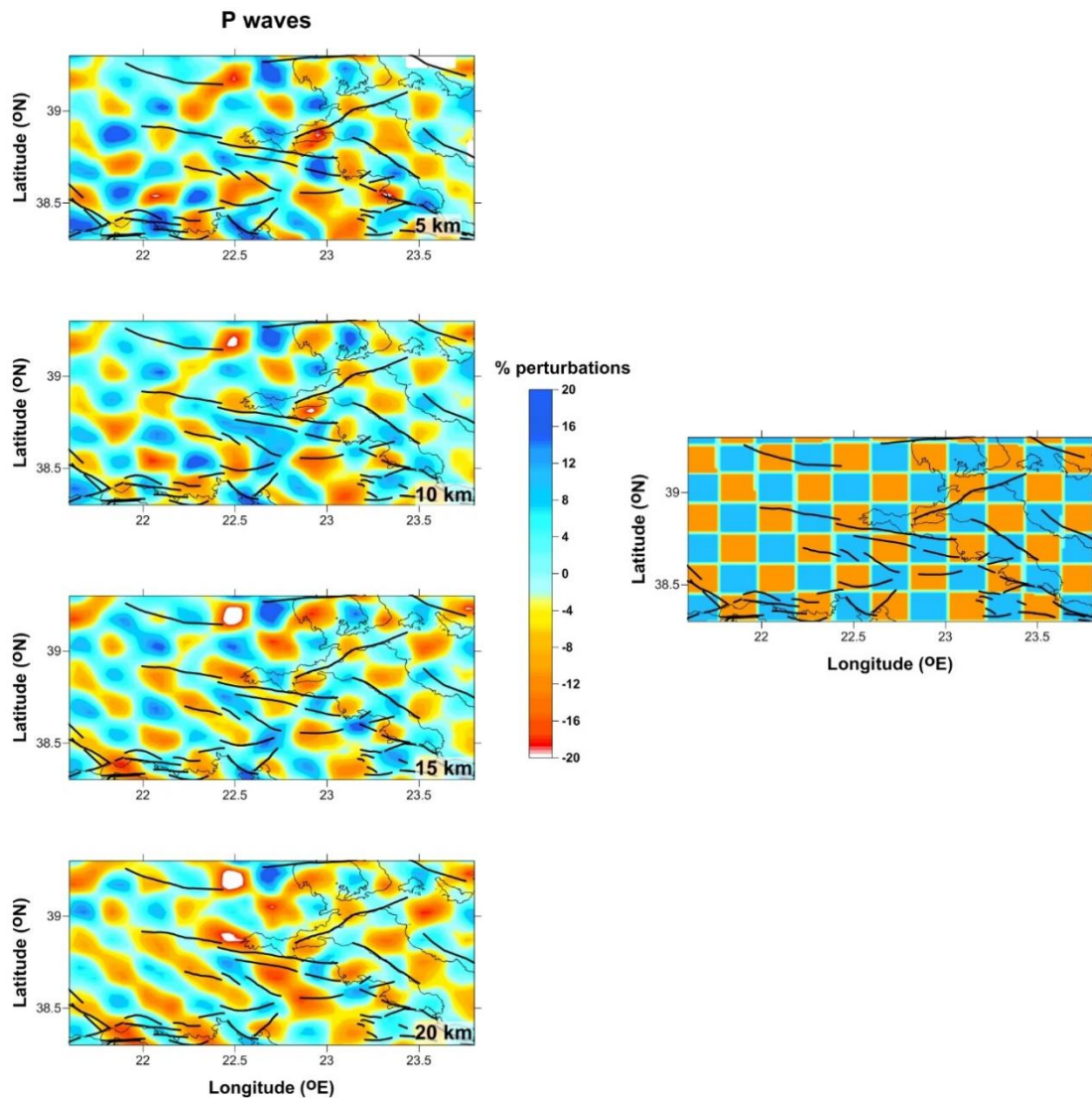
Η πρώτη εφελκυστική φάση επηρέασε τα ιζήματα Μειο-Πλειοκαινικής ηλικίας και το προ-Νεογενές υπόβαθρο με διεύθυνση εφελκυσμού ΒΑ-ΝΔ, δημιουργώντας ρήγματα ΒΔ-ΝΑ. Σχημάτισε τις ανατολικές ακτές της Εύβοιας, το βόρειο Ευβοϊκό κόλπο και διαμόρφωσε τις λεκάνες. Ακολούθησε η φάση συμπίεσης ή οριζόντιας μετατόπισης κατά το Πλειο-Πλειστόκαινο, διακόπτοντας την εφελκυστική φάση του Αιγαίου. Η δεύτερη εφελκυστική φάση με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ επηρέασε την βόρεια Εύβοια, οι καθοδικές κινήσεις τις οποίες κατά το Τεταρτογενές επέτρεψαν τη διείσδυση της θάλασσας (Αν. Τυρρήνιο) και το σχηματισμό της Άνω Πλειστοκαινικής ενότητας του βόρειου Ευβοϊκού κόλπου. Η τελευταία εφελκυστική φάση, είναι ο λόγος του μεγάλου βάθους του βόρειου τμήματος του Βόρειου Ευβοϊκού καθώς και της διάνοιξης του διαύλου των Ωρεών (Αναγνώστου & Σιούλας, 1988), που χαρακτηρίζει την περιοχή σήμερα με πολλά και βαθιά ρήγματα τα οποία συντελούν στην κυκλοφορία σε βάθος αλλά και στην άνοδο προς την επιφάνεια των θερμαινόμενων ρευστών δημιουργώντας τις γνωστές θερμές πηγές.

Επιπλέον, η ασυνέχεια Μοχο βρίσκεται σε βάθος 18 χλμ. στο κέντρο του βόρειου Ευβοϊκού κόλπου κάτι το οποίο έγινε γνωστό από μικροσεισμικές μελέτες αλλά και ο φλοιός στη γύρω περιοχή στο βόρειο κομμάτι της Εύβοιας πλησιάζει σε πάχος τα 32km. Συνεπώς, η σημαντική υδροθερμική δραστηριότητα στη Βόρεια Εύβοια μπορεί να συσχετιστεί με τον θραυσμένο λεπτό φλοιό (Μπαμπανιώτης Γ. 2019). Σημαντικό ρόλο επίσης έχει ότι η περιοχή της Βόρειας Εύβοιας καθώς και η λεκάνη απορροής του Σπερχείου ποταμού ανήκουν στα γεωθερμικά πεδία του οπισθότοξου. Αυτό συμβαίνει εξαιτίας της επίδρασης του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, που εκτείνεται στο βορειοανατολικό Αιγαίο (μεταξύ της Σαμοθράκης και της Λήμνου) και καταλήγει στην λεκάνη του Σπερχείου (κεντρική Ελλάδα), το οποίο φαίνεται στα παρακάτω αποτελέσματα λόγω του χαμηλού λόγου  $V_p/V_s$  στα σημεία αυτά.

#### **4.3 Απεικόνιση περιοχής εμπιστοσύνης-συνθετικές δοκιμές σκακιέρας**

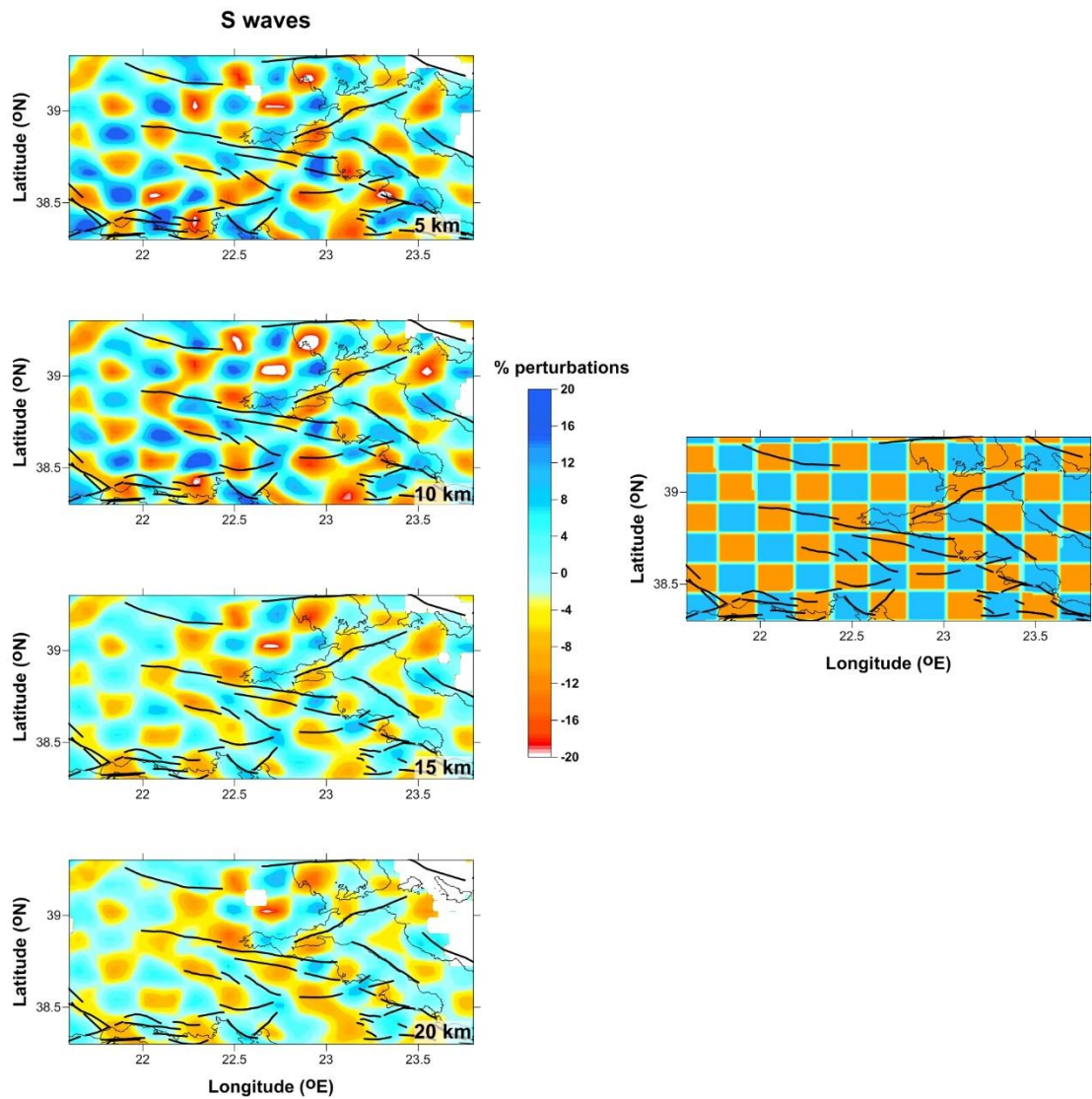
Στην ενότητα αυτή παρατίθενται τα αποτελέσματα συνθετικών δοκιμών σκακιέρας, όπου διακρίνεται και η αξιοπιστία της τρισδιάστατης (3D) διαδικασίας αντιστροφής πραγματικών δεδομένων. Αναλυτικότερα, πραγματοποιήθηκε μια σειρά από συνθετικές δοκιμές στις οποίες ως δεδομένα χρησιμοποιήθηκαν το μοντέλο καθώς και οι θέσεις των σεισμολογικών σταθμών με αποτέλεσμα να ληφθούν οι χρόνοι διαδρομής. Έτσι μέσω της αντιστροφής εξάχθηκαν οι παρακάτω απεικονίσεις μέσω των οποίων γίνεται διακριτή η αξιοπιστία των αποτελεσμάτων της παρούσας μελέτης.

Έπειτα από μία σειρά δοκιμών, το μέγεθος του κανάβου που αναπαράχθηκε στην τοπική κλίμακα ήταν  $8 \times 8 \text{ km}^2$ , στο οριζόντιο επίπεδο (εικόνες 90, 91, 92). Η μορφή σκακιέρας είναι διακριτή στα επιμήκη, στα εγκάρσια κύματα καθώς και στον λόγο  $V_p/V_s$ , στο εύρος βαθών από 5-20 km για το χρονικό διάστημα 2012-2017 καθώς οι θετικές ανωμαλίες διαδέχονται τις αντίστοιχες αρνητικές στην μορφή του συνθετικού προτύπου δομής και γι' αυτό το λόγο η περιοχή εμπιστοσύνης κρίνεται ικανοποιητική.



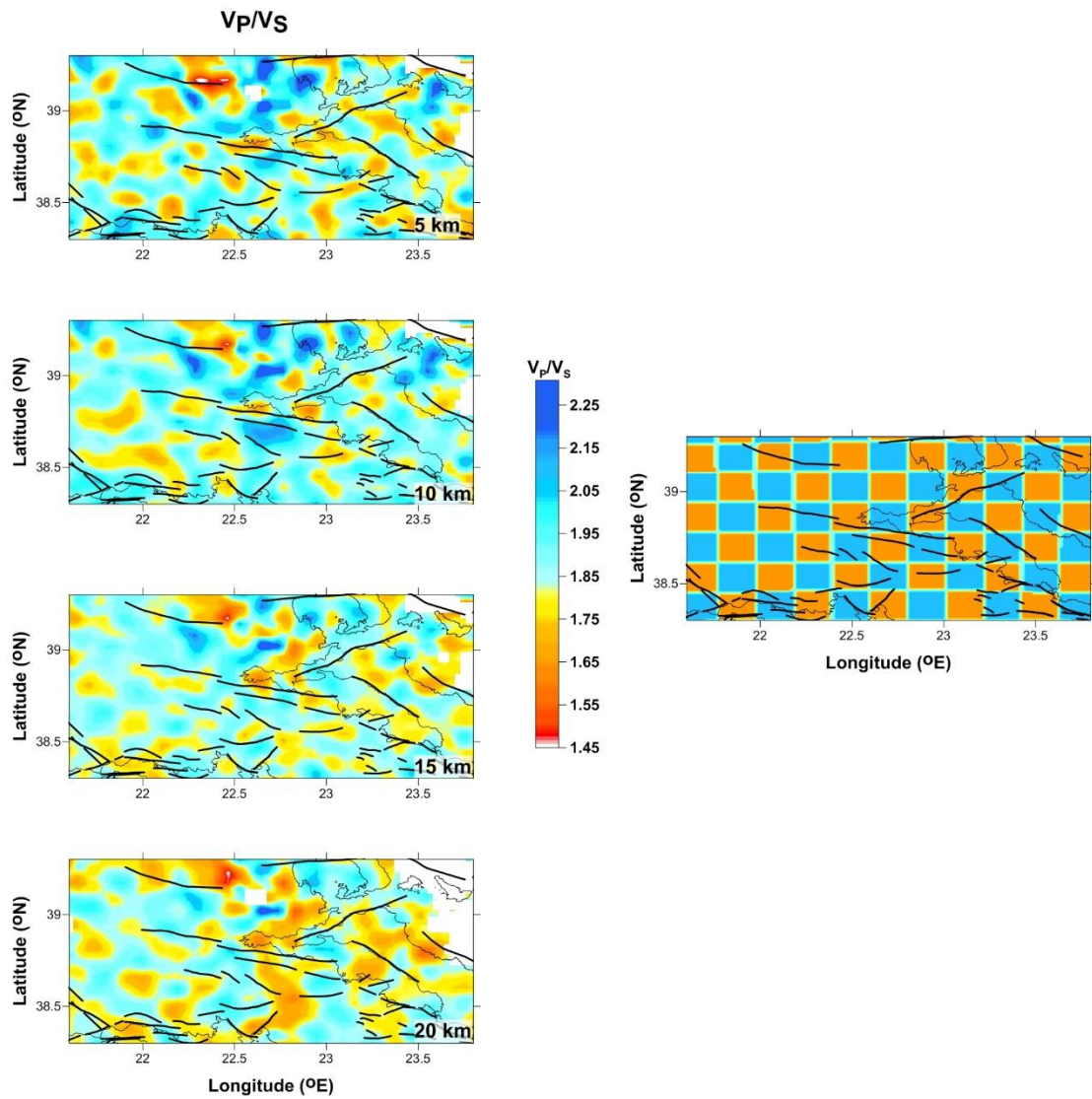
**Εικόνα 90:** Ανοικοδόμηση συνθετικών ανωμαλιών επιμήκων κυμάτων, μορφής σκακιέρας, σε εύρος βαθών από 5-20 km για το χρονικό φάσμα 2012-2017.

Τα μόνα σημεία στα οποία δεν μπορέσαν να εξαχθούν αποτελέσματα έχουν απεικονιστεί με λευκό καθώς στα σημεία αυτά τα δεδομένα δεν ήταν αρκετά ή δεν υπήρχε αξιοπιστία. Επιπλέον ως μη αξιόπιστη περιοχή θεωρούνται και τα όρια της περιοχής μελέτης καθώς «κόβονται» από τα πλαίσια έρευνας και γι' αυτό το λόγο δεν λήφθηκαν υπόψιν στα παραπάνω συμπεράσματα. Για την πραγματοποίηση της συνθετικής δομής στην περιοχή επιλέχθηκαν 2746 σεισμικά γεγονότα, με 53878 και 34530 ακτίνες επιμήκων και εγκάρσιων κυμάτων αντίστοιχα.



**Εικόνα 91:** Ανοικοδόμηση συνθετικών ανωμαλιών εγκάρσιων κυμάτων, μορφής σκακιέρας, σε εύρος βαθών από 5-20 km για το χρονικό φάσμα 2012-2017.





**Εικόνα 92:** Ανοικοδόμηση συνθετικών ανωμαλιών  $V_p/V_s$  λόγου, μορφής σκακιέρας, σε εύρος βαθών από 5-20 km για το χρονικό φάσμα 2012-2017.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στα πλαίσια της παρούσας διπλωματικής παρουσιάστηκαν τα αποτελέσματα που προέκυψαν έπειτα από την τρισδιάστατη σεισμική αντιστροφή των διαθέσιμων δεδομένων (χρόνοι διαδρομής σεισμικών κυμάτων χώρου, P και S) σε τοπική κλίμακα, όπου έγινε η παρακολούθηση των χωρο-χρονικών μεταβολών των ταχυτήτων κυμάτων χώρου και του λόγου ( $V_p/V_s$ ). Τα δεδομένα συλλέχτηκαν από το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής - Γεωθερμίας του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών για το χρονικό διάστημα 2012-2017. Η εφαρμογή της τρισδιάστατης σεισμικής αντιστροφής (3D) πραγματοποιήθηκε σε ποικίλα τεκτονικά καθεστώτα και γεωλογικά περιβάλλοντα στην ευρύτερη Κεντρική Στερεά Ελλάδα μέσω της Παθητικής Σεισμικής Τομογραφίας.

Η σεισμική Τομογραφία βοηθάει τόσο στη διασκόπηση του εσωτερικού της Γης, όσο και στον υπολογισμό «τρειςδιάστατων» μοντέλων ταχύτητας (3D velocity models), όπου εκτός από την μεταβολή της ταχύτητας σε συνάρτηση με το βάθος προσδιορίζεται και η οριζόντια κατανομή της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων. Η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων, περιέχει πληροφορίες για την θερμική κατάσταση του εσωτερικού της Γης και για τις μεταβολές της πυκνότητας. Επιπλέον, η Σεισμική Τομογραφία διαιρείται στην ενεργητική όπου μελετάται η απόκριση του μέσου με τεχνητές πηγές και στην παθητική όπου γίνεται η μελέτη των χρόνων διαδρομής από τους σεισμούς. Η παθητική Τομογραφία που πραγματεύτηκε στην παρούσα εργασία έχει διάφορα πλεονεκτήματα. Μερικά από αυτά είναι ότι η θερμοκρασία και η πυκνότητα προσφέρουν τρισδιάστατη εικόνα του εσωτερικού της Γης, είναι οικονομικότερη σε σχέση με άλλες μεθόδους και η εγκατάσταση σεισμογράφων σε μορφολογικά δύσκολες περιοχές είναι πολύ πιο εύκολη από την μεταφορά εξοπλισμού.

Για την πραγματοποίηση της Σεισμικής Τομογραφίας τοπικής κλίμακας χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος LOTOS (Local tomography Software), ο οποίος σχεδιάστηκε από το Koullakon, για ταυτόχρονη αντιστροφή των ταχυτήτων P και S κυμάτων καθώς και των θέσεων των υποκέντρων στον χώρο. Ο συγκεκριμένος αλγόριθμος επιλέχθηκε λόγω της αντιμετώπισης του προβλήματος της κάλυψης σταθμών - πηγών από τον προσανατολισμό του κανάβου, ενώ έχει ενσωματώσει και την απεικόνιση των αποτελεσμάτων μέσω GMT, ώστε ο χειριστής να κρίνει σε μικρότερο χρονικό διάστημα τα αποτελέσματα που προέκυψαν εκ της 3D αντιστροφής των χρόνων διαδρομής των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων.

Στην παρούσα εργασία, επιλέχθηκαν 2996 σεισμικά γεγονότα, με 54351 και 34852 ακτίνες επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων αντίστοιχα. Η περιοχή μελέτης περιλαμβάνει τις περιοχές της Βοιωτίας, της Φθιώτιδας και της Βόρειας Εύβοιας, οι οποίες χαρακτηρίζονται από την εναλλαγή ορεινών όγκων και λεκανών που οριοθετούνται από σημαντικές ρηξιγενείς ζώνες. Στα αποτελέσματα που παράχθηκαν μέσω του αλγόριθμου LOTOS (Local tomography Software) γίνεται η χαρτογράφηση ανωμαλιών μεγάλης ή μεσαίας κλίμακας, η αναγνώριση των πληρωμένων λεκανών με νερό, η επίδραση του παλιού ηφαιστειακού τόξου στην περιοχή μελέτης και άλλα διάφορα συμπεράσματα που αναλύθηκαν στο 4<sup>ο</sup> κεφάλαιο. Έπειτα πραγματοποιήθηκε η συνθετική δομή στην περιοχή και επιλέχθηκαν 2746 σεισμικά γεγονότα, με 53878 και 34530 ακτίνες επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων αντίστοιχα. Μ' αυτόν τον τρόπο δόθηκαν τα αποτελέσματα των



συνθετικών δοκιμών σκακιέρας, όπου διακρίνεται και η αξιοπιστία της τρισδιάστατης (3D) διαδικασίας αντιστροφής πραγματικών δεδομένων. Ο ορισμός της περιοχής εμπιστοσύνης (fidelityarea) για ένα σύνολο πραγματικών δεδομένων που έχουν χρησιμοποιηθεί κατά την 3D αντιστροφή, γίνεται μέσω της πραγματοποίησης συνθετικών δοκιμών με τον αλγόριθμο LOTOS (Humphreys & Clayton 1988, Inoue et al. 1990, Zhao et al. 1991, Zhao et al. 1992). Αναλυτικότερα, πραγματοποιήθηκε μια σειρά από συνθετικές δοκιμές στις οποίες ως δεδομένα χρησιμοποιήθηκαν το μοντέλο καθώς και οι θέσεις των σεισμολογικών σταθμών με αποτέλεσμα να ληφθούν οι χρόνοι διαδρομής.

## **ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ**

### Ελληνική Βιβλιογραφία

1. **Αγγελίδης Χ.**, 1992. Τεχνικογεωλογικές συνθήκες της περιοχής Αταλάντης. Γεωτεχνικές Έρευνες, Νο 17, ΙΓΜΕ.
2. **Άκης Τσελέντης**, 1997. Σύγχρονη Σεισμολογία Β' Τόμος. Αθήνα: Εκδόσεις Παπασωτηρίου σελ. 496-1194.
3. **Άκης Τσελέντης**, 2016. Γενική Σεισμολογία Τόμος Ά, Αθήνα. Εκδόσεις: Liberal Books σελ. 839
4. **Άκης Τσελέντης, Π. Παρασκευόπουλος**, 2013. Εφαρμοσμένη Γεωφυσική. Αθήνα: Εκδόσεις Liberal Books σελ. 595.
5. **Αλεβίζος Ε., Αναγνώστου Χ., Χρόνης Γ.** 2009. Συμβολή στη μελέτη της συνιζηματογενούς τεκτονικής στο Βόρειο Ευβοϊκό Κόλπο βάσει στοιχείων λιθοσεισμικής διασκόπησης, 9ο Πανελλήνιο Συμπόσιο Ωκεανογραφίας & Αλιείας 2009 - Πρακτικά, Τόμος Ι
6. **Αναγνώστου Χ., Σιούλας Α., Σταυρακάκης Σ., Τζιάβος Χ.**, 1988. Σχέση μεταξύ νεοτεκτονικής και ιζηματογένεσης στο Β. Ευβοϊκό κόλπο. Γεωλογική Εταιρεία. 30ο Επιστημονικό Συνέδριο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας. Αθήνα.
7. **Βαφειδής Α., Μανουσέλης Ε.**, 1993. Σεισμική Τομογραφία με την μέθοδο της συζυγούς βαθμίδας, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο κρήτης σελ 266-275.
8. **Γκανάς Α., Καραστάθης Β., Άγαλος Α., Λεοντογιαννάκος Γ. & Παυλίδης Σ.**, 2004. Διερεύνηση μοντέλων διέγερσης των σεισμών του 1894 στο ρήγμα της Αταλάντης με μεταφορά στατικών τάσεων. 10ο Συνέδριο της Ε.Γ.Ε., 15-17 Απριλίου 2004, Θεσσαλονίκη. Τόμος Εκτεταμένων Περιλήψεων, 60-61
9. **Δρακάτος Κ. Γιώργος**, 1989. Σεισμική τομογραφία 'προσδιορισμός ζωνών ταχύτητας στον ευρύτερο ελληνικό χώρο'. Διδακτορική Διατριβή, Αθήνα
10. **ΙΓΜΕ**, 1983. Γενικός γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, κλίμακα 1:500.000. ΙΓΜΕ, Αθήνα.
11. **Ιωάννης Φ. Λούης**, 2004. Εισαγωγικά Μαθήματα στη Διερευνητική Γεωφυσική, Τομέας Γεωφυσικής και Γεωθερμίας, Σύγχρονες Εκπαιδευτικές Σημειώσεις Γεωφυσικής
12. **Καρακωνσταντής Ν. Ανδρέας**, 2017. Προσομοίωση τρισδιάστατης Δομής Φλοιού και Ανώτερου Μανδύα Ελλαδικού Χώρου με Σεισμική Τομογραφία, Διδακτορική Διατριβή, Εθνικό Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο
13. **Μαρτάκης Νίκος**, 2003. Τομογραφική Διερεύνηση της Ηπείρου από Μικροσεισμικές Καταγραφές. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Πατρών
14. **Μέττος Α., Ροντογιάννη Θ., Παπαδάκης Γ., Πάσχος Π., Γεωργίου Χ.**, 1991. Νέα δεδομένα στη γεωλογία των Νεογενών αποθέσεων της Β. Εύβοιας. Γεωλογική Εταιρεία. Αθήνα.
15. **Μητσόπουλος, Κ.**, 1895. Ο Μέγας Σεισμός της Λοκρίδος εν Απριλίω 1894. Εθνικό Τυπογραφείο, Αθήνα, σελ 40
16. **Μουντράκης Δ**, 2010. Γεωλογία και Γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδος, University Studio Press, Θεσσαλονίκη
17. **Μπαμπανιώτης Γεώργιος**, 2019. Συγκριτική μελέτη θερμομεταλλικών πηγών υψηλής και χαμηλής θερμοκρασίας. Παραδείγματα από Κρήτη και τον υπόλοιπο Ελλαδικό χώρο, Διπλωματική εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων
18. **Μπογιατζής Πέτρος**, 2006. Δισδιάστατη Αντιστροφή Δεδομένων Τομογραφίας Σεισμικής Διάθλασης, Διατριβή Ειδίκευσης, ΑΠΘ σελ 72
19. **Παπαζάχος Β. και Παπαζάχου, Κ.**, 2003. Σεισμοί της Ελλάδος, Θεσσαλονίκη, Εκδόσεις Ζήτη, σελ 295.
20. **Παπαζάχος Β.Κ.**, 1961. Συμβολή στην έρευνα επί του μηχανισμού γένεσης των σεισμών της Ελλάδας, Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, σελ 75.
21. **Παπαζάχος Β.Κ, Καρακαϊσής Γ.Φ, Χατζηδημητρίου Π.Μ**, 2005. Εισαγωγή στη Σεισμολογία, Θεσσαλονίκη, Εκδόσεις: Ζήτη σελ. 517
22. **Παπανικολάου Ι. Δημήτρης**, 2015. Γεωλογία της Ελλάδας Εκδόσεις Πατάκη σελ. 443
23. **Παυλίδης Σ., Χατζηπέτρος Α., Γκουντρομίχου Χ., Αυγερόπουλος Π., Γιαννάτος Γ. και Βάσιος Δ.**, 1999. Μορφοτεκτονικά κριτήρια αναγνώρισης ενεργών ρηγμάτων στην περιοχή

- Αρκίτσας - Άγιου Κωνσταντίνου - Καμένων Βούρλων. 5ο Πανελλήνιο Γεωγραφικό Συνέδριο, Αθήνα 11-13 Νοεμβρίου 1999, σελ. 72-82
24. **Παυλίδης Σ.Β., Βαλκανιώτης Σ., Γκανάς Α., Κεραμυδάς Δ. και Σμπόρας Σ**, 2004. Το Ενεργό Ρήγμα της Αταλάντης – Επανεκτίμηση με Νέα Γεωλογικά Δεδομένα, 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη
  25. **Σωτηροπούλου Κωνσταντίνα**, 2012. Κατάρτιση πλημμυρικών χαρτών σύμφωνα με την οδηγία 2007/60/ΕΕ. Εφαρμογή στη λεκάνη Σπερχειού, Μεταπτυχιακή Διατριβή, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο
  26. **Τσελέντης Άκης**, 2016. Γενική Σεισμολογία Εκδόσεις: Liberal Books σελ. 839

### Ξενογλώσση Βιβλιογραφία

1. **Aki, K., and Lee, W.H.K**, 1976. Three-dimensional seismic-velocity anomalies under a seismic array using first P-arrival time from local earthquakes, 1. A homogeneous initial model. *J. Geophys. Res.*, 81: 4381-99
2. **Aki, K. and P. G. Richards**, 1980. Quantitative Seismology, W. H. Freeman, San Francisco area, central California, *J. Geophys. Res.*, 88, 8226, 1983
3. **Aki, K., Christoffersson, A. and Husebye, E.S.**, 1977. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 82
4. **Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A.**, 1990. Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988. *Geophys. J. Int.*, 101, 663-708
5. **Andri Diari Nygraha, Shiro Ohmi, Jim Mori and Takuo Shibutani**, 2013. High resolution seismic velocity structure around the Yamasaki fault zone of southwest Japan as revealed from travel-time tomography
6. **Bois, P., La Porte, M., Lavergne, M. et al**, 1972. Well to well seismic measurements, *Geophysics*, 47: 471-80
7. **Červený, V.**, 1987. Ray-tracing algorithms in three-dimensional laterally varying layered structures, ed. D.Reidel, Norwell, Mass.
8. **Comer, R.P.**, 1984. Rapid seismic ray-tracing in a spherically symmetric Earth via interpolation of rays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 479-92.
9. **Crosson, R.S**, 1976. Crustal structure modeling of earthquake data Part 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. *J. Geophys. Res.*, 81: 3036-46
10. **Dziewonski, A.M**, 1984. Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6, *J. Geophys. Res.*, 89: 5929-5952
11. **Eliet, P.P., Gawthorpe, R.L.**, 1995. Drainage development and sediment supply within rifts, examples from the Sperchios basin, central Greece. *Journal of the Geological Society, London* 152, 883-893.
12. **Elizabeth Vanacore and Fenglin Niu**, 2011. Characterization of the D'' beneath the Galapagos Islands using SKKS and SKS waveforms. Department of Earth Science - Rice University Houston (USA), Research School of Earth Science – The Australian National University Canberra (Australia)
13. **Evans, J. R., and J. J. Zucca**, 1993. Active-source high resolution (NeHT) tomography: Velocity and Q, in *Seismic Tomography: Theory and Practice*, edited by H. M. Iyer and K. Hirahara, pp. 695-732, Chapman and Hall, New York
14. **Ewing J. and M. Ewing**, 1959. Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean sea, con the mid-Atlantic ridge and the Norwegian sea. "*Bull. fGeol. Soc Am.*", 70: Mil - 305.
15. **Fedotov, S.A. and I.P. Kuzin**, 1963. The velocity profile in the upper mantle in the vicinity of the south Kurile Islands (Engl. Transi.). "*Izv. Acad. Sci. USSR, Geophys. Sec.*", 414 - 425.
16. **Galanakis D., Pavlides S., Mountrakis D.**, 1998. Recent Brittle Tectonic in Almyros -Pagasitikos, Maliakos, N. Euboaia & Pilio. *Bull. Geol. Society of Greece*, XXXIII1, 263-273.
17. **Ganas A. Oikonomou I. A. and Tsimi C.**, 2013. Noafaults: A Digital Dtabase for Active Faults In Greece, 13th International Congress, vol. XLVII 2013

18. **Ganas A. Papoulia I.**,2000. High-resolution, digital mapping of the seismic hazard within the Gulf of Evia Rift, central Greece using normal fault segments as line sources. *Natural Hazards* 22 (3), 203-223
19. **Ganas, A., Roberts, G.P., Memou, T.**, 1998. Segment boundaries, the 1894 ruptures and strain patterns along the Atalanti fault, central Greece. *J. Geodyn.* 26, 461–486.
20. **Ganas A., Sokos E., Agalos A., Leontakianakos G., Pavlides S.**, 2006. Coulomb stress triggering of earthquakes along the Atalanti Fault, central Greece: Two April 1894 M6+ events and stress change patterns, *Tectonophysics* 20 pp. 357-369
21. **Ganas, A., Wadge, G. and White, K.**, 1996. Fault segmentation and Tectonic Geomorphology in Eastern Central Greece from satellite data. 11th ERIM Conference on Applied Geologic Remote Sensing, Las Vegas, 27-29 February 1996, Vol. 1, 119-128
22. **Gouly, N.R.**, 1993. Controlled source tomography for mining and engineering applications, in *Seismic Tomography: Theory and Practice* (ed. Iyer, H.M. and Hirahara, K.), Chapman & Hall, London
23. **Gouly, N.R., Thatcher, J.S and Frindlay, M.J.** Experimental investigation of crosshole seismic techniques for shallow coal exploration, *Q. J. Eng. Geol.*, 23: 217- 28
24. **Gulten Polat, Nurcan Meral Ozel, Ivan Koulakov**, 2016. Investigation P- and S- wave velocity structure beneath the Marmara region (Turkey) and the surrounding area from local earthquake tomography. *Earth, Planets and Space* 68, Article number: 132
25. **Gutenberg, B.**, 1955. Channels waves in the earth's crust. "*Geophysics*", 20: 283 - 294.
26. **Hager, B.H., Clayton, R.W., Richards, M.A., et al.**, 1985, Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid, *Nature*, 313, 541-545.
27. **Hodgson and Cock**, 1956. Direction of faulting in Greek earthquakes of August 9-13, 1953. "*Publ. Dom. Obs.*", 18, 149-167.
28. **Humphreys E. and R. W. Clayton**, 1988. Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems, *J. Geophys. Res.*, 93, 1073-1085
29. **Inoue, H., Y. Fukao, K. Tanabe, and Y. Ogata**, 1990. Whole mantle P wave travel time tomography, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 59, 294-328.
30. **Ioakim, C., Rondogianni, T.**, 1988. Contribution a l' etude geologique de la region de Zeli, Locride (Grece centrale). *Revue de Micropaleontologie*, 31 (2), 129-136.
31. **Ito, H., J. DeVilbiss, and A. Nur**, 1979. Compressional and shear waves in saturated rock during water-steam transition. *J. Geophys. Res.*, 84, 4731-4735.
32. **Ivansson, S**, 1986. Seismic borehole tomography –theory and computational methods, *Proc. IEEE*, 74: 328-38
33. **Jeffreys, H.**, 1937. On the material and the density of the earth's crust. "*Mon. Not. Roy. Astr. Soc*" , *Geophys. Suppl.*, 4: 50 - 61.
34. **Julian, B. R. and D. Gubbins**, 1977. Three-dimensional seismic ray tracing, *J. Geophys.* 43, 95-113.
35. **Kanamori, H. and K. Abe**, 1968. Deep structure of the Japanese arc as reveled on surface waves. "*Bull. Earthq. Res. Inst.*", Tokyo Univ., 46: 1001 - 1025.
36. **Karakitsios, V.** 1995. The influence of preexisting structure and halokinesis on organ ic matterpreservation and thrust system evolution in the Ionian Basin, Northwest Greece. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 7:960–980
37. **Kato, A., E. Kurashimo, N. Hirata, T. Iwasaki, and T. Iidaka**, 2006. Imaging crustal structure around the western segment of the Atotsugawa fault system, central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L09307, doi:10.1029/2006GL025841,
38. **Kern, H.**, 1982. Elastic-wave velocity in crustal and mantle rocks at high pressure and temperature: The role of the high-low quartz transition and of dehydration reactions, *Phys. Earth Planet.*
39. **Koulakov I.**, 2009a. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 99(1), 194-214.
40. **Koulakov I.**, 2009b. Out-of-network events can be of great importance for improving results of local earthquake tomography, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 99(4), 2556-2563.

41. **Koulakov I.**, 2012, Code LOTOS-12 for 3D tomographic inversion based on passive seismic data from local and regional events, Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS pp. 59
42. **Koulakov, I., Gordeev, E. I., Dobretsov, N. L., Vernikovskiy, V. A., Senyukov, S, Jakovlev, A., Jaxybulatov, K.**, 2013. Rapid changes in magma storage beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes inferred from time-dependent seismic tomography, *J. Volc. Geoth. Res.*, ISSN 0377-027
43. **Koulakov, I., Sobolev, S. V.**, 2006. Moho depth and three-dimensional P and S structure of the crust and uppermost mantle in the Eastern Mediterranean and
44. **Kranis, H., Palyvos, N., Livaditis, G. and Maroukian, H.**, 2001. The Hyambolis zone: Geomorphological and tectonic evidence of a transverse structure in Lokris (Central Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXXIV/1, 251-257
45. **Lay, T. and T. Wallas**, 1995. *Modern Global Seismology*, Academic Press.
46. **Lemeille, F.**, 1977. Etudes néotectoniques en Grèce centrale nord orientale: Eubée centrale, Attique, Béotie, Locride et dans les Sporades du Nord (Skyros). Thesis, Université de Paris-Sud Orsay, 257
47. **Matsubara, M., N. Hirata, H. Sato, and S. Sakai**, 2004. Lower crustal fluid distribution in the northeastern Japan arc revealed by high-resolution 3D seismic tomography, *Tectonophysics*, 388, 33–45,
48. **McCann, D.M., Baria, R. and Jackson, P.D. et al.**, 1986. Applications of crosshole seismic measurements, *Geophysics*, 51: 914-29
49. **McKENZIE, O.P.** 1970. The plate tectonics of the Mediterranean region. "Nature", 226, 239 - 243.
50. **McKENZIE, O.P.** 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. "Geophys. J. R. astr. Soc", 30, 109 - 185.
51. **McKENZIE, D. P.** 1978. Active tectonics of the Alpine - Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. "Geophys. J. R. astr. Soc", 55, 217 - 254.
52. **Menke, W.**, 1984. The resolving power of cross-borehole tomography, *Geophys. Res. Lett.* 11, 105-108.
53. **Mercier, J.L.**, 1976. La Neotectonique, ses methodes et ses buts. Un exemple: L' Arc Egeen (Mediterranne orientale). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, V (XIII), 323-346.
54. **Nakajima, J., A. Hasegawa, S. Horiuchi, K. Yoshimoto, T. Yoshida, and N. Umino**, 2006 Crustal heterogeneity around the Nagamachi-Rifu fault, northeastern Japan, as inferred from travel-time tomography, *Earth Planets Space*, 58, 843–853
55. **Niemi, T.M.** 1990. Paleoenvironmental history of submerged ruins on the northern Euboian Gulf coastal plain, Central Greece, *Geoarchaeology: An International Journal*, 5(4), 323-347.
56. **Nur, A.**, 1987. Seismic rock properties for reservoir description and monitoring in Nolet, G., Ed., *Seismic Tomography*, D. Riedel Publ. Co.
57. **Palyvos, N., Bantekas, I. & Kranis, H.**, 2005. Transverse fault zones of subtle geomorphic signature in northern Evia island (central Greece extensional province): An introduction to the Quaternary Nileas graben, article in press, Elsevier, Geo-morphology
58. **Pantosti, D., De Martini, P.M., Papanastassiou, D., Palyvos, N., Lemeille, F. and Stavrakakis, G.**, 2001. A reappraisal of the 1894 Atalanti Earthquake Surface Ruptures, Central Greece. *Bull. Seism. Soc. America*, 91, 4 760-780.
59. **Papaoannou, I., Papadopoulos, G. and Pavlides, S.**, 2004. The earthquake of 426BC in N. Evoikos Gulf revisited: amalgamation of two different strong earthquake events? 10th G.S.G. Congress, 15-17 April 2004, Thessaloniki. Extended abstracts vol., 535-536.
60. **Papavassiliou, M.S.**, 1894. On the earthquakes of Lokris (Greece) April 1894. *C. R. Ac. Scienc. Paris, T*, CXIX:1
61. **Papazaxos B. C. and Delibasis N.D.**, 1969. Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece. "Tectonophysics", 7, 231 - 255
62. **Papazachos, C.B. and Kiratzi, A.A.**, 1996. A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*, 253, 129-153.

63. **Pavlidis, S.B. and Caputo, R.**, 2004. Magnitude versus fault's surface parameters: quantitative relationships from the Aegean Region. *Tectonophysics*, 380, 3-4, 159-188.
64. **Philip, H.**, 1974. Etude neotectonique des rivages Egeens en Locride et Eubeae nordoccidentale (Greece). Thesis, Universite e des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
65. **Phillipson, A.**, 1894. Das diesjähriqe Erdbeben in Lokris. *Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 21: 3p.
66. **Poulimenos, G. and Doutsos, T.**, 1996. Barriers on seismogenic faults in Central Greece. *J. Geodynamics*, 22, 119-135.
67. **Raymond W. C., Warrick R. E., and Bennett M. J.**, 1978. "Seismic velocities of San Francisco bayshore sediments". *Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, June 19-21, 1978, Pasadena, CA.
68. **Richter, C.F.**, 1958. *Elementary Seismology*. Freeman, San Fransisco, 768 p.
69. **Roberts, G.P and Ganas, A.**, 2000. Fault–slip directions in central and southern Greece measured from striated and corrugated fault planes: comparison with focal mechanism and geodetic data. *J. Geophys. Res.* 105, 23443–23462
70. **Roberts, S. and Jackson, J.A.**, 1991. Active normal faulting in Central Greece: an overview. In: Roberts, Yielding and Freeman (eds), *The Geometry of Normal Faults*, *Geol. Sc. Spec. Publ.*, 56, 125-142.
71. **Royden, L. H., and D. J. Papanikolaou**, 2011. Slab segmentation and late Cenozoic disruption of the Hellenic arc, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12
72. **Skouphos, T.**, 1894. Die swei grossen Erdbeben in Lokris am 8/20 und 15/27 April 1894. *Zeitschrift Ges. Erdkunde zu Berlin*, 24, 409-474
73. **Snieder, R.K., Trampert, J.**, 1999. Inverse problems in geophysics. In: Wirgin, A. (Ed.), *Wavefield Inversion*. Springer, New York, pp. 119–190
74. **Stewart, I.S., Hancock, P.L.**, 1990. Brecciation and fracturing within neotectonic normal fault zones in the Aegean region. In: Knipe, R.J., Rutter, E. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, Special Publication Geological Society of London, 54, 105– 112.
75. **Stoneley, R.**, 1948. The continental layers of Europe. "*Bull. Seism. Soc. Am.*", 38: 263 – 274
76. **Takei, Y.**, 2002. Effect of pore geometry on Vp/Vs: From equilibrium geometry to crack, *J. Geophys. Res.*, 107(B2), pp.2043.
77. **Thompson, D.**, 1993. Nonlinear waveform tomography, Ph.D Thesis, MIT, Cambridge.
78. **Um, J. and C. H. Thurber**, 1987. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 77: 972–986
79. **Vesnaver A.**, 1996. Irregular grids in seismic tomography and minimum time ray tracing. *Geophysical Journal International* 125, 147-165
80. **Vidale, J. E.**, 1988, Finite-difference travelttime calculation., *Bull., Seis. Sot. Am.*, v. 78, p. 2062 – 2076
81. **Ye Feng**, 2013. Teleseismic Tomophrapy Beneath Hi- Climb Station Array in Western Tibeatan Plateau. Thesis, University of Illinois at Urbana-Champaign
82. **Zelt, C.A., and Ellis, R.M.**, 1988. Practical and efficient ray-tracing in two-dimensional media for rapid travelttime and amplitude forward modelling, *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 24, 16-31
83. **Zhao, D., A. Hasegawa, and S. Horiuchi**, 1992. Tomographic Imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J. Geophys. Res.* 97, 19,909–19,92
84. **Zhao, Lian-SheD. V. HelmbergerD. G. Harkrider**, 1991. Shear-velocity structure of the crust and upper mantle beneath Tibetan and southeastern China, *Geophys. J. Int.*, 105, 713–730, 1991



### Ηλεκτρονικές Πηγές

1. <http://elxefsis.com/index.php/el/perivallon/163-gewlogia>
2. <http://www.geo.auth.gr/>
3. <http://dggsl.geol.uoa.gr/>
4. <http://www.gein.noa.gr/HTML/WEB-EDU/focal-mechanism.htm>
5. <http://www.ivan-art.com/science/LOTOS>